

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL



Impacto ambiental de la variabilidad climática y los eventos extremos en la provincia de Santa Fe, en el contexto del cambio climático

Miguel A. Lovino

FICH

FACULTAD DE INGENIERIA
Y CIENCIAS HIDRICAS

INTEC

INSTITUTO DE DESARROLLO TECNOLÓGICO
PARA LA INDUSTRIA QUIMICA

Tesis de Doctorado **2015**



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química

IMPACTO AMBIENTAL DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y LOS EVENTOS EXTREMOS EN LA PROVINCIA DE SANTA FE, EN EL CONTEXTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO

Miguel A. Lovino

Tesis remitida al Comité Académico del Doctorado
como parte de los requisitos para la obtención
del grado de
DOCTOR EN INGENIERÍA
Mención Recursos Hídricos
de la
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

2015

Comisión de Posgrado, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Ciudad Universitaria, Paraje "El Pozo",
S3000, Santa Fe, Argentina

Impacto ambiental de la variabilidad climática y los eventos extremos en la provincia de Santa Fe, en el contexto del cambio climático

Miguel A. Lovino

Centro de Estudios de Variabilidad y Cambio Climático (CEVARCAM)

Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

Director

Norberto O. García Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH)
Universidad Nacional del Litoral

Co-director

Walter E. Baethgen International Research Institute for Climate and Society
Earth Institute – Columbia University

Jurado Evaluador

Gustavo V. Necco Instituto de Mecánica de Fluidos e Ingeniería Ambiental
(IMFIA) - Universidad de la República (Uruguay)

Gabriel Cazes Boezio Instituto de Mecánica de Fluidos e Ingeniería Ambiental
(IMFIA) - Universidad de la República (Uruguay)

Leticia B. Rodríguez Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH)
Universidad Nacional del Litoral

Rafael Terra Instituto de Mecánica de Fluidos e Ingeniería Ambiental
(IMFIA) - Universidad de la República (Uruguay)

Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL

2015

Dedico esta tesis doctoral a mis padres, Mirthia y Orlando

A mi nonna Rosa

Por marcarme el camino

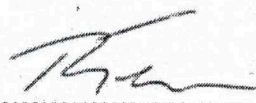


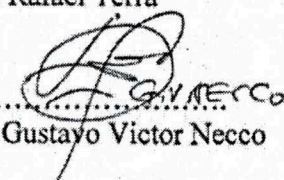
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL
Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas

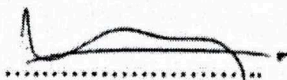
Santa Fe, 26 de marzo de 2015.

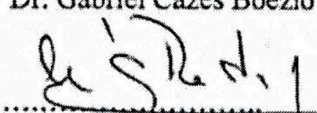
Como miembros del Jurado Evaluador de la Tesis de Doctorado en Ingeniería titulada *"Impacto Ambiental de la variabilidad climática y los eventos extremos en la provincia de Santa Fe, en el contexto del cambio climático"*, desarrollada por el Ing. Miguel Ángel LOVINO en el marco de la Mención "Recursos Hídricos", certificamos que hemos evaluado la Tesis y recomendamos que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Doctor en Ingeniería.

La aprobación final de esta disertación estará condicionada a la presentación de dos copias encuadernadas de la versión final de la Tesis ante el Comité Académico del Doctorado en Ingeniería.


.....
Dr. Rafael Terra



.....
Dr. Gustayo Victor Necco

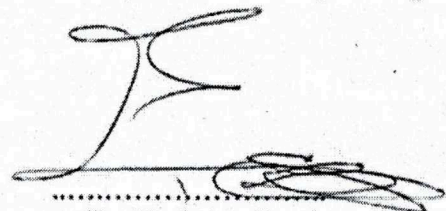

.....
Dr. Gabriel Cazes Boezio


.....
Dra. Leticia Rodríguez

Santa Fe, 26 de marzo de 2015

Certifico haber leído la Tesis, preparada bajo mi dirección en el marco de la Mención "Recursos Hídricos" y recomiendo que sea aceptada como parte de los requisitos para la obtención del título de Doctor en Ingeniería.


.....
Dr. Walter Baetghen
Codirector de Tesis


.....
Dr. Norberto García
Director de Tesis

Universidad Nacional del Litoral
Facultad de Ingeniería y
Ciencias Hídricas

Secretaría de Posgrado

Ciudad Universitaria
C.C. 217
Ruta Nacional N° 168 - Km. 472,4
(3000) Santa Fe
Tel: (54) (0342) 4575 229
Fax: (54) (0342) 4575 224
E-mail: posgrado@fich.unl.edu.ar

Agradecimientos

El trabajo de tesis se desarrolló en el Centro de Estudios de Variabilidad y Cambio Climático (CEVARCAM), Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) de la Universidad Nacional del Litoral (UNL). Para su elaboración, se recibió financiación del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina, a través de una Beca Interna de Posgrado y de la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional del Litoral (Proyecto CAI + D 2011 N° 35 / 180).

Quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Norberto García, mi director, por permitirme iniciarme en la investigación, por compartir conmigo su experiencia y por su apoyo a lo largo del doctorado. Además, agradezco en igual medida al Dr. Walter Baethgen, por permitirme enriquecer este trabajo de tesis y las publicaciones derivadas con su conocimiento, a través de sus sugerencias, correcciones y consejos.

También quiero agradecer a la FICH y al Instituto de Desarrollo Tecnológico para la Industria Química (INTEC), por permitirme desarrollar mis carreras de grado y posgrado en un ambiente familiar y ameno. Una especial mención a todos mis compañeros del CEVARCAM, en particular a Omar, Leandro, Carlos y Diego, por brindarme su confianza, por su predisposición constante y por compartir conmigo este camino hacia un objetivo común.

Por último, mi agradecimiento más especial para mi familia, por permitirme construir mi camino, brindándome su apoyo en mis decisiones y alentándome constantemente. A mis padres, por su ejemplo de vida. A mis hermanos, por su gran compañerismo y apoyo. A Jesica, por su amor. A todos mis amigos, por sus buenas energías.

Resumen

El cambio ambiental global es uno de los mayores desafíos a los que debe enfrentarse la humanidad en la actualidad. Dentro de sus componentes, el cambio climático (CC) acapara la atención científica, mediática y popular. La región analizada es una de las zonas más productivas del país, por lo que el manejo de buena información referente a la variabilidad y los eventos extremos climáticos (EE) a distintas escalas temporales podría contribuir en la asistencia para la toma de decisiones y en la ejecución de políticas y prácticas eficientes de gestión de riesgos climáticos. Así, el objetivo general de este trabajo de investigación es determinar los potenciales impactos de la variabilidad climática y los EE en el Nordeste Argentino (NEA), focalizando el estudio en la provincia de Santa Fe.

Se realizó un diagnóstico del sistema hídrico-atmosférico regional y se investigó la variabilidad espacio-temporal de la precipitación y temporal de los caudales y la temperatura media, en escalas temporales interanuales a decadales, aplicando el Análisis por Componentes Principales (ACP) y el Análisis Espectral Singular (SSA). Además, se evaluó la climatología multitemporal de los eventos extremos de precipitación (EPE), se analizó su comportamiento espacio-temporal aplicando ACP y SSA a campos de SPI (Índice de Precipitación Estandarizada) y se estimó la vulnerabilidad del NEA a EPE. También se investigaron EE diarios de precipitación y temperatura mediante índices definidos por el ETCCDI (Equipo de Expertos en detección e índices de CC), analizando su distribución espacial y evaluando sus series temporales con tendencias lineales no paramétricas y modos dominantes extraídos con SSA. Se evaluó la habilidad de las simulaciones históricas (de largo período y decadales) de Modelos de Circulación General (GCMs) correspondientes a la quinta fase del Proyecto de Comparación de Modelos Acoplados (CMIP5) para representar el clima regional y reproducir los modos dominantes de las variables observadas. Se utilizó un proceso de reducción de escala estadístico, a través de un modelo de regresión que emplea el método de estadísticas de salidas de los modelos (MOS) con un Análisis de Correlación Canónica (CCA) aplicado a los campos simulados por los GCMs, cuyos resultados se validaron con los datos observados y se proyectaron hacia el futuro. Finalmente, se determinaron los impactos regionales sectoriales, evaluando la variabilidad y los cambios en EE observados, las direcciones de las tendencias observadas y las simulaciones de los escenarios futuros.

La variabilidad espacio-temporal de la precipitación y los caudales presenta una tendencia no lineal positiva de gran importancia, con un cambio de largo período hacia condiciones de mayor humedad a partir de 1960, estabilizándose a partir de comienzos de la década del 2000 y comenzando a decaer a partir de 2005. La variabilidad a escala interanual de la precipitación anual exhibe ciclos oscilatorios de 6.6 y 9 años, como así también periodicidades próximas a los 3 años, en el rango de la Oscilación del Sur El Niño (ENSO). La variabilidad decadal adquiere relevancia en el extremo NO, con ciclos de baja frecuencia de 13 y 22 años. Además, los caudales medios anuales del río Paraná presentan un ciclo oscilatorio de 9 años, los caudales máximos anuales muestran una variabilidad interanual importante, con un modo oscilatorio de 3 años y los caudales medios y mínimos anuales exhiben ciclos oscilatorios de baja frecuencia, próximos a los 26 años. Las temperaturas mínima (Tmin), máxima (Tmax) y media (Tmed) anual presentan tendencias no lineales positivas, con diferentes cambios de largo período y ciclos oscilatorios de entre 4 y 8 años.

Las sequías hidrológicas más severas en la región ocurrieron entre 1901 y 1960, con un extenso episodio bajo condiciones muy secas entre 1921 y 1939; mientras que un período de EPE húmedos de larga duración y gran intensidad se registró entre 1970 y 2005. Además, los EPE hidrológicos

registran periodicidades de 6.5 años y 8.7 años y cierto grado de variabilidad decadal asociada, con ciclos oscilatorios de 11 años. La porción centro-este de la región es el área más vulnerable a EPE húmedos y secos a escala hidrológica, mientras que cerca de la totalidad de la región analizada, excepto la porción norte sobre 28° S, muestra una vulnerabilidad significativa a EPE extremadamente húmedos/secos a una escala temporal relevante para las actividades agrícolas. En las últimas décadas, los EE de temperatura a escala diaria y las tendencias en las temperaturas medias sugieren un cambio hacia condiciones más cálidas en la región. La Tmax media anual y todos los índices ETCCDI asociados presentan un incremento a partir del año 2000, que se mantiene hasta la actualidad. Por el contrario, los días fríos disminuyen a partir de 2000. La Tmin media anual y todos los índices ETCCDI asociados también presentan una tendencia no lineal que se incrementa en 1963 hasta el año 1983, manteniéndose estable hasta la actualidad en valores medios de anomalías positivas. En contraposición, las noches frías muestran un comportamiento especular al de la Tmin. En general, los índices ETCCDI de precipitación no presentaron tendencias no lineales de importancia. Se registra un continuo aumento de las precipitaciones intensas en la región entre 1963 y 2013, un comportamiento cíclico de aproximadamente 2 años en la precipitación acumulada en 5 días, con mayor relevancia a partir de 2000 y un incremento en la duración de los eventos secos de corto período (intra-anales) desde 1970.

La precipitación regional observada está simulada con eficacias disímiles por los GCMs; la mayor parte reconocen el ciclo anual y, los seleccionados, reproducen los modos oscilatorios, aunque no la tendencia de largo período. Además, los GCMs simulan considerablemente bien la Tmed, reconociendo todos sus modos dominantes observados a escala regional. El proceso de reducción de escala empleado permite corregir los errores sistemáticos de los GCMs, mejorar la distribución espacial, la eficiencia de los modelos y los coeficientes de correlación temporal y espacial de las variables históricas simuladas comparadas con las observadas. Las simulaciones futuras (decadales y de largo período) a escala reducida indican leves variaciones positivas de la precipitación en los escenarios analizados de CC cercano e incrementos de la temperatura media, menos significativos en las proyecciones con MOS (0.2° C entre 2006 y 2035) que en las simulaciones corregidas por el método de escalamiento local (LS), entre +0.6 y +1° C en 30 años.

Entre 1960 y 2005, los principales impactos observados se atribuyeron a los incrementos de las precipitaciones, los EPE húmedos y los caudales, aumentando la frecuencia de crecidas e inundaciones que afectaron la productividad agrícola-ganadera e impactaron los asentamientos urbanos y rurales. Además, permitieron la expansión de la agricultura a zonas marginales (NO de la región). Por otro lado, las sequías hidrológicas afectaron los recursos hídricos superficiales (esenciales para el riego y el abastecimiento de agua) y perturbaron las actividades agrícolas, favoreciendo los procesos erosivos y disminuyendo la productividad de los suelos. Las tendencias en EE de Tmax exacerbaron los efectos de las islas de calor en las grandes ciudades de la región, favorecieron los problemas de calidad del agua superficial y afectaron los rendimientos de los cultivos. Si bien las simulaciones futuras indican leves cambios positivos en la precipitación, los EPE hidrológicos húmedos y las crecidas extraordinarias podrían disminuir su frecuencia en las décadas venideras en caso de continuarse la dirección decreciente de la tendencia en la precipitación y los caudales, posiblemente influenciada por la variabilidad decadal vinculada con el Océano Pacífico, que afectaría también la expansión de la agricultura. Esto no supone un riesgo menor a inundaciones y crecidas locales provocadas por las lluvias intensas, cuya tendencia actual es positiva y creciente. Además, es esperable que la tendencia hacia un calentamiento del NEA continúe, pudiendo intensificar los impactos de los EE de temperatura.

Abstract

Global environmental change is one of the greatest challenges that humanity faces today. Among its components, climate change (CC) captures the scientific, media and popular attention. The analyzed region is one of the most productive areas of Argentina, so the management of good information on climate variability and extreme events (EE) at different time scales could help to assist decision-making and to achieve efficient risk management policies and practices. Thus, the general objective of this study is to determine the potential impacts of climate variability and EE in northeastern Argentina (NEA), focusing the research in the province of Santa Fe.

A diagnosis of the regional coupled atmosphere-hydrosphere system was performed. The spatiotemporal variability of precipitation and temporal variability of runoff and mean annual temperature on the interannual to decadal time scales was investigated using a Principal Component Analysis (PCA) and a Singular Spectrum Analysis (SSA). In addition, the study evaluates the multitemporal climatology of extreme precipitation events (EPE), analyzes the spatiotemporal behavior of EPE through a PCA applied to fields of Standard Precipitation Index (SPI) and estimates the vulnerability of the NEA to EPE. Furthermore, the investigation analyzes the spatial distribution of daily climate extremes of temperature and precipitation and evaluates the nonparametric robust trends and the significant modes extracted with SSA from the temporal series of the indices defined by the Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI). Moreover, the ability of long-term historical and decadal simulations from General Circulation Models (GCMs) of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) to represent the current and historical regional climate and reproduce the dominant modes of observed variables was evaluated. Moreover, a statistical downscaling process using a regression method with model output statistics (MOS) and a Canonical Correlation Analysis (CCA) applying to the simulate fields of the GCMs. The results were validated with the historical series and then projected into the future. Finally, sectorial regional impacts were estimated by evaluating the variability and changes in observed EE, the directions of the estimated trends and the simulations of future scenarios.

The spatiotemporal variability of precipitation and runoff present a significant positive nonlinear trend, whose low frequency behavior showed changes to wetter condition from 1960 to 2000s, subsequent signs of stabilization and a trend reversal since 2005. The interannual variability of annual precipitation shows cycles of 6.6 and 9 years, as well periodicities close to 3 years, in the range of the El Niño Southern Oscillation (ENSO) signals. There is evidence of decadal variability in the NW corner of the region, with low frequency cycles of 13 and 22 years. Furthermore, the mean annual streamflow of the Paraná River presents an oscillatory mode of 9 years/cycle while the maximum annual streamflow shows a significant interannual variability, with a cycle of near 3 years and the mean and minimum annual streamflow indicates low frequency responses, showing cycles close to 26 years. The mean (Tmean), minimum (Tmin) and maximum (Tmax) annual temperatures show positive nonlinear trends, with different low frequency changes and oscillatory modes between 4 and 8 years.

The most severe hydrological droughts occurred between 1901 and 1960 and an extended episode of very dry conditions between 1921 and 1939 while the larger and most intense wet EPE were registered between 1970 and 2005. Furthermore, the hydrological EPE show cycles of 6.5 and 8.7 years together with an associated decadal variability showing cycles of 11 years. The most vulnerable area for both extremely wet and dry events at hydrological scale is the Central-East

portion. Most of the entire NEA, except for the northern portion above 28° S, shows significant vulnerability to extreme both, dry and wet events at time scale relevant to agricultural activities. The daily climate EE of precipitation and temperature together with the nonlinear positive trends in mean temperatures suggests a change to warmer conditions across the whole NEA in recent decades. The mean annual Tmax and all associated ETCCDI indices increase since 2000 to the present while cold days shows a decrease between 2000 and 2013. The mean annual Tmin and all associated ETCCDI indices also show a nonlinear trend which increase between 1963 and 1983, remaining stable until today with mean values of positive anomalies. In contrast, cold nights show a mirror image of the Tmin trend. Mostly precipitation ETCCDI indices do not reflect any noticeable nonlinear trends. It should be stressed that heavy rainfall presents a continuous increase between 1963 and 2013. In addition, the maximum 5-day precipitation amount shows a cycle of 2 years, particularly relevant from 2000 and an increase of short dry events (intra-annual) from 1970.

At regional scales, GCMs simulates observed precipitation with dissimilar efficiencies; most of them recognize the annual cycle and only a few GCMs can reproduce the oscillatory modes, but not the long-term nonlinear trend. Furthermore, GCMs show high skill in simulating Tmed at regional scales, recognizing all observed dominant modes. The statistical downscaling method used in this study allows to correct systematic errors of GCMs, improve the spatial distribution, the model efficiency, and the temporal and spatial correlation coefficients of the historical simulated climate variables compared with the same observed variables. The downscale simulations of future climate for near-term CC (using decadal and log-term experiments) indicate slightly positive variations of precipitation and increases of mean temperature, less significant in the projection using MOS (0.2° C between 2006 and 2035) than in the corrected simulation using the local scaling method (LS), with values between + 0.6 and 1° C in 30 years.

The main observed impacts were attributed to increases in precipitation, wet EPE and streamflow between 1960 and 2005, which increased the frequency of extreme discharges and floods, affecting agriculture and livestock productivity and impacting urban and rural settlements. These changes also allowed the expansion of agriculture into marginal areas (NO of the study region). On the other hand, hydrological droughts affected surface water resources (valuable for irrigation and water supply) and impacted the agriculture, favoring erosive processes and decreasing soil productivity. Furthermore, trends in Tmax EE exacerbated the effects of heat islands in large cities in the region, increased the problems of surface water quality and affected crop yields. While future simulations indicate slight positive changes in precipitation, wet hydrological EPE and extraordinary discharge events may decrease its frequency in the coming decades if continued the observed downward direction of the trend in precipitation and streamflow since 2000. This trend could be influenced by decadal variability associated with the Pacific Ocean, and a trend reversing could affect the expansion of agriculture in the region. This behavior does not imply a lower risk of flooding and local discharges caused by heavy rains events, since its current trend is positive and growing. Furthermore, it is expected that the trend toward warming continue in the NEA, which could intensify the impacts of daily EE of temperature.

Índice General

Agradecimientos.....	xi
Resumen	xiii
Abstract	xv
Índice General	xvii
Lista de Abreviaturas.....	xxi
Lista de Figuras	xxv
Lista de Tablas.....	xxxii
Introducción general	1
Motivación	3
Región estudiada	3
Descripción de los capítulos.....	5
Referencias	7
Objetivos	11
Objetivo General	11
Objetivos Específicos.....	11
Capítulo 1: Características del sistema hídrico-atmosférico.....	13
1.1 Introducción.....	13
1.2 Datos de precipitación y temperatura.....	14
1.2.1 Análisis de los datos puntuales y grillados.....	15
1.3 Climatología.....	17
1.3.1 Análisis de la precipitación actual e histórica	18
1.3.2 Análisis de la temperatura actual e histórica	21
1.4 Hidrología superficial	25
1.4.1 Río Paraná	25
1.4.2 Río Salado	28
1.5 Resumen y conclusiones	30
1.6 Referencias.....	32
Capítulo 2: Variabilidad climática.....	35
2.1 Introducción	35
2.2 Metodología	37
2.3 Variabilidad espacio-temporal de la precipitación anual.....	39
2.3.1 Comportamiento espacio-temporal.....	39
2.3.2 Variabilidad temporal en estaciones seleccionadas.....	43
2.4 Variabilidad temporal de las descargas del río Paraná en Corrientes	49
2.5 Variabilidad temporal de la temperatura anual y estacional	51

2.6	Resumen y conclusiones	54
2.7	Referencias.....	55
Capítulo 3:	Eventos extremos de precipitación y temperatura	59
3.1	Introducción	59
3.2	Datos de precipitación y temperatura.....	61
3.3	Metodología	63
3.3.1	Índice de Precipitación Estandarizada (SPI)	63
3.3.2	Análisis por Componentes Principales y Análisis Espectral Singular.....	64
3.3.3	Métodos de estimación de datos diarios faltantes	64
3.3.4	Índices extremos ETCCDI.....	65
3.4	Climatología de eventos extremos	66
3.4.1	Cantidad y duración de eventos extremadamente secos.....	67
3.4.2	Cantidad y duración de eventos extremadamente húmedos	68
3.4.3	Cantidad y duración promedio de eventos secos y húmedos	69
3.5	Análisis espacio-temporal de eventos extremos de precipitación.....	72
3.5.1	Comportamiento espacio-temporal de períodos de exceso y déficit hídrico	72
3.5.2	Extensión espacial de los eventos extremos de precipitación	77
3.5.3	Discusión	81
3.5.4	Conclusiones.....	82
3.6	Eventos extremos diarios de precipitación y temperatura	84
3.6.1	Comportamiento espacial y temporal	84
3.6.2	Cambios y distribución espacial de tendencias	96
3.6.3	Discusión	101
3.6.4	Conclusiones.....	102
3.7	Referencias.....	104
Capítulo 4:	Escenarios retrospectivos y futuros del clima regional.....	109
4.1	Introducción	109
4.2	Modelos de Circulación General del CMIP5	111
4.2.1	Datos simulados del CMIP5: Escenarios retrospectivos	112
4.2.2	Datos simulados del CMIP5: Escenarios futuros	115
4.3	Metodología	116
4.3.1	Evaluación de los GCMs en la región	116
4.3.2	Método estadístico de reducción de escala: Modelo de regresión a través de un Análisis de Correlación Canónica.....	117
4.3.3	Método de escalamiento local	119
4.4	Habilidad de los GCMs del CMIP5 para simular el clima de la región.....	119

4.4.1 Simulaciones históricas de largo período	119
4.4.2 Simulaciones retrospectivas decadales	135
4.5 Reducción de escala a campos retrospectivos de GCMs	139
4.5.1 Precipitación	139
4.5.2 Temperatura.....	147
4.6 Escenarios climáticos regionales futuros	155
4.6.1 Precipitación	155
4.6.2 Temperatura.....	159
4.7 Discusión.....	162
4.8 Conclusiones	164
4.9 Referencias.....	167
Capítulo 5: Impactos regionales	173
5.1 Introducción	173
5.2 Metodología	174
5.3 Identificación de impactos sectoriales	175
5.3.1 Variabilidad y cambios observados	175
5.3.2 Variabilidad y cambios proyectados.....	177
5.3.3 Impactos observados y futuros: Atribución a la variabilidad y los eventos extremos.....	177
5.4 Referencias.....	183
Capítulo 6: Conclusiones y trabajos futuros	185
6.1 Conclusiones generales	185
6.2 Trabajos futuros	189
6.3 Publicaciones y congresos	190
6.4 Referencias.....	191
Anexos	193
Anexo I: Estaciones de precipitación con amplio registro de datos	193
Anexo II: Modos dominantes obtenidos con SSA	194
Anexo III: Lista de estaciones utilizadas para estimar los índices ETCCDI.....	196
Anexo IV: Lista de Los índices climáticos básicos de ETCCDI.....	197
Anexo V: Definición de los índices climáticos del ETCCDI.....	199
Anexo VI: Estimación de umbrales y cálculo del periodo base para los índices de temp.	203
Anexo VII: Diagramas de dispersión de datos mensuales simulados y observados de precipitación y temperatura	204
Anexo VIII: Distribución espacial de la precipitación anual y la temperatura media simulada en el período 1971-2000.....	208

Lista de Abreviaturas

- ACP (PCA): Análisis por Componentes Principales (Principal Component Analysis)
- AMO: Atlantic Multidecadal Oscillation - Oscilación Mutidecadal del Atlántico
- AOGCM: Modelos de Circulación General acoplados atmósfera-océano
- AR4: Cuarto Informe de evaluación del IPCC
- AR5: Quinto informe de evaluación del IPCC
- CAG: Cambio ambiental global
- CDD: Consecutive dry days / Días secos consecutivos
- ChemAO: Modelos acoplados atmósfera-océano que incluyen la química atmosférica.
- ChemESM: Modelos del sistema terrestre que incluyen la química atmosférica.
- CMIP3: Coupled Model Intercomparison Project phase 3 / Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados fase 3
- CMIP5: Coupled Model Intercomparison Project phase 5 / Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados fase 5
- CP (PC): Componente Principal (Principal Component)
- CPT: Climate Predictability tool
- CRU TS 3.2: Base de datos grillados de variables climáticas de la Unidad de Investigaciones Climáticas de la Universidad de East Anglia (Climatic Research Unit (CRU) TS (time-series) datasets)
- CSDI: Cold spell duration indicator / indicador de la duración de períodos fríos.
- CWD: Consecutive wet days / Días húmedos consecutivos
- DTR: Diurnal temperature range / rango diurno de temperatura)
- EE: Eventos extremos
- ENSO: El Niño- Southern Oscillation / El Niño-Oscilación del Sur
- EPE: Eventos extremos de precipitación / Extreme precipitation events
- ESM: Modelos del Sistema Terrestre
- ETCCDI: Expert Team on Climate Change Detection and Indices
- FD0: Frost days / Días de heladas
- GCM: Modelo de Circulación General
- GHG: Gases de efecto invernadero
- GPCC v6: Base de datos grillados de precipitación del Global Precipitation Climatology Centre, versión 6.
- IAB: Banda de frecuencia interanual / Interannual frequency band
- IDW: Método de la ponderación simple por distancia inversa / Simple inverse distance weighting

IPCC: Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (Intergovernmental Panel on Climate Change)

MAE: Error absoluto medio / mean absolute error

MBE: error medio / mean bias error

MCSs: Sistemas Convectivos de Mesoescala (Mesoscale Convective Systems)

ME: eficiencia del modelo / model efficiency

NCEP: National Center for Atmospheric Prediction

NCAR: National Center for Atmospheric Research

NEA: Nordeste argentino

NHMM: Modelo oculto no homogéneo de Markov / nonhomogeneous hidden Markov model

NR: Método de la razón normal / normal ratio method

LFB: Banda de baja frecuencia / Low frequency band

LPB: La Plata Basin – Cuenca del Plata

LS: Método de escalamiento local / local scaling method

ONI: Índice Oceánico de El Niño / Oceanic Niño index

PDV: Variabilidad decadal del Pacífico / Pacific Decadal Variability

PRCPTOT: Precipitación total anual

PSA: Pacific-South America teleconnection pattern / patrón de teleconexión Pacífico – Sudamérica

R10mm: Número de días con precipitación intensa

R20mm: Número de días con precipitación muy intensa.

R95p: Días muy húmedos

R99p: Días extremadamente húmedos

R100mm: Número de días con precipitación mayor a 100 mm

RCM: Modelo Climático Regional

RCP: escenarios de trayectorias de concentración representativas

RL: Regresión Lineal

RMSE: Error cuadrático medio / Root mean square error

RX1day: Cantidad máxima de precipitación en un día

RX5day: Cantidad máxima de precipitación en 5 días

SA: Sudamérica

SALLJ: Corriente en Chorro de Capas Bajas de Sudamérica (South American Low-Level Jet)

SAM: Modo Anular del Hemisferio Sur (Southern Annular Mode)

SDII: Simple daily intensity index / Índice Simple de intensidad diaria
SESA: Sudeste de Sudamérica
SOI: Southern Oscillation Index / Índice de Oscilación del Sur
SPI: Índice de precipitación estandarizada / Standard Precipitation Index
SSA: Singular Spectrum Analysis / Análisis Espectral Singular
SST: Sea Surface Temperature – Temperatura Superficial del Mar
SU25: Días de verano con temperatura mayor a 25° C
SU35: Días de verano con temperatura mayor a 35° C
TAR: Tercer Informe de Evaluación del IPCC
Tas: temperatura superficial del aire
T-EOF: Funciones Ortogonales Empíricas Temporales
Tmn: Temperatura mínima media mensual
Tmp: Temperatura media mensual
Tmx o Tmax: Temperatura máxima media mensual
TN o Tmin: Temperatura mínima
TN10p: Noches frías
TN90p: Noches cálidas
TNn: Mínima temperatura mínima
TNx: Máxima temperatura mínima
T-PC: componente principal temporal
TR20: Noches tropicales con temperatura mínima mayor a 20° C
TR25: Noches tropicales con temperatura mínima mayor a 20° C
TX ó Tmax = Temperatura máxima
TX10p: Días fríos
TX90p: Días cálidos
TXn: Mínima temperatura máxima
TXx: Máxima temperatura máxima
OMM (WMO): Organización Meteorológica Mundial (World Meteorological Organization)
WSDI: Warm spell duration indicator / indicador de la duración de períodos fríos
ZCAS: Zona de Convergencia del Atlántico Sur

Lista de Figuras

Figura 1.1: a) Sudamérica y principales ríos de la región de LPB. b) Área de estudio seleccionada en Argentina.	4
Figura 1.1: Área de estudio y estaciones seleccionadas por la extensión e integridad de sus registros de precipitación mensual observada.	15
Figura 1.2: a) Series temporales medias espaciales de precipitación en la región. b) Series temporales de diferencias entre precipitación observada en estaciones meteorológicas y las bases de datos grillados empleadas, promediada en toda la región.	16
Figura 1.3: Diagramas de dispersión de datos de precipitación en puntos de grilla (CRU TS 3.2 y GPCC v6) vs observados en las estaciones: a-b Corrientes AERO (1911-2011), c-d Manfredi INTA (1903-2011), e-f Rosario AERO (1911-2011), g-h Buenos Aires (1909-2011).	16
Figura 1.4: Diagramas de dispersión de datos de temperatura en puntos de grilla del CRU TS 3.2 vs observados en estaciones (período 1963-2011): a) temperatura media mensual en Corrientes AERO, b) temperatura máxima media mensual en Manfredi INTA, c) temperatura mínima mensual en Rosario AERO y d) temperatura media mensual en Buenos Aires.	17
Figura 1.5: a) Distribución espacial de la precipitación media anual en el período normal 1981-2010. b) Comparación de isohietas medias anuales en los períodos 1931-1960, 1951-1980 y 1971-2000. c) ídem b) en los períodos 1971-2010 y 1981-2010.	18
Figura 1.6: Distribución espacial de la precipitación media estacional en el período normal 1981-2010: a) verano, b) otoño, c) invierno y d) primavera. Comparación de isohietas medias estacionales en los períodos 1931-1960 y 1981-2010: e) verano, f) otoño, g) invierno y h) primavera.	19
Figura 1.7: Marcha anual de la precipitación media espacial en el período 1981-2010 en la región estudiada.	20
Figura 1.8: Marcha anual de la precipitación promedio espacial en estaciones distribuidas en la región, período 1981-2010.	21
Figura 1.9: Distribución espacial (1981-2010) de la temperatura a) media anual, b) mínima media anual y c) máxima media anual. Comparación de isotermas en los períodos 1931-1960, 1961-1990 y 1981-2010 para las temperaturas d) media anual, e) mínima media anual y f) máxima media anual.	22
Figura 1.10: Distribución espacial de la temperatura mínima media estacional (1981-2010): a) verano, b) otoño, c) invierno y d) primavera. Distribución espacial de la temperatura media estacional (1981-2010): e) verano, f) otoño, g) invierno y h) primavera. Distribución espacial de la temperatura máxima media estacional (1981-2010): i) verano, j) otoño, k) invierno y l) primavera.	23
Figura 1.11: Ciclos anuales en el período 1981-2010 de: a) temperatura media mensual, b) temperatura mínima media mensual y c) temperatura máxima media mensual.	24
Figura 1.12: Identificación de tramos de los ríos Paraná y Salado en la zona delimitada de estudio.	26
Figura 1.13: Serie temporal de caudales medios mensuales del río Paraná en Corrientes.	27
Figura 1.14: Caudales medios anuales del río Paraná en Corrientes y tendencia no lineal reconstruida aplicando un SSA (Cap. 2)	27
Figura 1.15: Caudales extremos anuales del río Paraná en Corrientes a) mínimos y b) máximos y tendencias no lineales reconstruidas aplicando SSA (Cap. 2).	27
Figura 1.16: Caudales medios mensuales del río Paraná en Corrientes en cada uno de los períodos definidos.	28
Figura 1.17: Serie temporal de caudales medios mensuales del río Salado en la Ruta Provincial N° 70.	29
Figura 1.18: Serie temporal de caudales medios anuales del río Salado en la Ruta Provincial N° 70.	29
Figura 1.19: Caudales extremos anuales del río Salado en RP70: a) mínimos y b) máximos.	30
Figura 1.20: Caudales medios mensuales del río Salado en RP70 en cada uno de los períodos definidos.	30
Figura 2.1: Primeros tres patrones de precipitación anual del ACP que determinan la distribución espacial de las a_{ij} : a) a_{i1} , b) a_{i2} , y c) a_{i3}	40
Figura 2.2: Anomalías de la CP1 (explican el comportamiento temporal promedio areal de la precipitación anual). En línea sólida azul se presenta la reconstrucción de la tendencia no lineal [Ten [1] (t)] y en rojo la reconstrucción de la serie filtrada, Rec [1-5] (t), que explica el 45.4 % de la varianza total.	40
Figura 2.3: Series temporales de a) APC2 (t) y b) APC3 (t). En línea sólida azul se presentan las series temporales medias móviles de 15 años.	42
Figura 2.4: Varianza total explicada por las CPj (t), j = 1, 2 y 3, por punto de grilla.	43

Figura 2.5: a) Serie de precipitación anual para la estación Colonia Benítez INTA y tendencia de baja frecuencia obtenida con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-bajo de Lanczos y reconstrucciones de los modos dominantes hallados aplicando SSA. 44

Figura 2.6: a) Serie de precipitación anual para la estación Santiago del Estero AERO y reconstrucción de la tendencia no lineal de alta frecuencia obtenida con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-altos de Lanczos y reconstrucciones de los modos dominantes hallados aplicando SSA. 45

Figura 2.7: a) Serie de precipitación anual para la estación Pilar AERO junto con la reconstrucción de la tendencia no lineal de baja frecuencia obtenida con SSA b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-bajos de Lanczos y reconstrucciones de los modos dominantes hallados aplicando SSA. 46

Figura 2.8: a) Serie de precipitación anual para Rosario AERO y reconstrucción parcial del par oscilatorio con período dominante $T = 6.9$ años/ciclo obtenido con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-altos de Lanczos y reconstrucción del modo dominante hallado aplicando SSA. 47

Figura 2.9: a) Serie de precipitación anual para la estación Laboulaye AERO junto con la reconstrucción parcial correspondiente a la tendencia no lineal de alta frecuencia obtenida con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-altos de Lanczos y reconstrucción del modo dominante hallado aplicando SSA. 47

Figura 2.10: a) Serie de precipitación anual para la estación Buenos Aires junto con la reconstrucción parcial correspondiente a la tendencia no lineal de baja frecuencia obtenida con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-bajos de Lanczos y reconstrucción parcial con los modos dominantes hallados aplicando SSA. 48

Figura 2.11: Serie de caudales medios anuales para la estación Corrientes junto con la reconstrucción parcial correspondiente a la tendencia no lineal de alta frecuencia (en azul oscuro) y la reconstrucción parcial de los modos dominantes hallados con el SSA en la IAB. 49

Figura 2.12: Serie de caudales medios anuales para la estación Corrientes. En rojo la serie residual luego de extraer de la original las tres primeras CPs y en azul la reconstrucción parcial de la serie residual asociada a las T-PC1 y T-PC2 del SSA, que forman un par oscilatorio con un ciclo de 3.7 años. 49

Figura 2.13: Caudales medios anuales para la estación Corrientes, en rojo la serie filtrada con pasa-bajos de Lanczos y en azul la reconstrucción parcial de la serie residual asociada a las tres primeras T-PCs del SSA, correspondientes a una tendencia no lineal y un ciclo de 26 años. 50

Figura 2.14: a) Caudales máximos anuales, reconstrucción parcial de la tendencia no lineal, serie filtrada Lan [5] (t) y reconstrucción parcial del ciclo de 3 años. b) Caudales mínimos anuales y reconstrucciones parciales de la tendencia no lineal, Ten[1] (t) y Rec [123] (t), asociada a una tendencia y un ciclo de baja frecuencia de 26 años... 51

Figura 2.15: Series temporales de anomalías de temperatura media promedio areal [$^{\circ}$ C] y tendencias no lineales de baja frecuencia: a) temperatura media anual y b) temperatura media de primavera. 52

Figura 2.16: Series temporales de anomalías de temperaturas extremas medias anuales y estacionales, promediadas en la región estudiada; junto con los modos dominantes detectados con el SSA en escala interanual y decadal. a) Temperatura máxima media anual, b) Temperatura máxima media de primavera, c) Temperatura mínima media anual y d) Temperatura mínima media de primavera. 53

Figura 3.1: Estaciones utilizadas para el cálculo de índices extremos climáticos ETCCDI distribuidas en el NEA 62

Figura 3.2: Distribución espacial de los eventos extremadamente secos ($SPI_n(t) < -1.65$) por punto de grilla en la región entre 1901 y 2010 según: el número de eventos para a) SPI_6 , b) SPI_{12} y c) SPI_{18} ; la duración media en meses para d) SPI_6 , e) SPI_{12} y f) SPI_{18} y la duración máxima en meses para g) SPI_6 , h) SPI_{12} y i) SPI_{18} 67

Figura 3.3: Distribución espacial de los eventos extremadamente húmedos ($SPI_n(t) > 1.65$) por punto de grilla en la región entre 1901 y 2010 según: el número de eventos para a) SPI_6 , b) SPI_{12} y c) SPI_{18} , la duración media en meses para d) SPI_6 , e) SPI_{12} y f) SPI_{18} y la duración máxima en meses para g) SPI_6 , h) SPI_{12} y i) SPI_{18} 69

Figura 3.4: Comparaciones entre los períodos 1901-1959 y 1960-2010 a distintas escalas temporales para los eventos extremadamente húmedos/secos: a) Cantidad de eventos, b) Cantidad ponderada de eventos, c) duración promedio y d) duración máxima. En barras de error se grafica el desvío estándar. 71

Figura 3.5: $CPI_n(t)$ del ACP aplicado a los campos de $SPI_n(t)$, que explican su comportamiento temporal promedio areal. Las líneas sólidas presentan las reconstrucciones parciales correspondientes a las tendencias no lineales $TEN_n(t)$ obtenidas con el SSA. a) $CPI_6(t)$ y $TEN_6(t)$ (explica el 8% de la varianza); b) $CPI_{12}(t)$ y $TEN_{12}(t)$ (explica el 16% de la varianza total). 73

Figura 3.6: a) Distribución espacial de la $a_{18|1}$. b) $CP_{18}(t)$ del ACP aplicado a los patrones de SPI_{18} que explica su comportamiento temporal promedio areal. En línea sólida azul se presenta las reconstrucción de la tendencia no lineal [$TEN_{18}(t)$] y en rojo la reconstrucción de la serie filtrada, $REC1[tot](t)$ 73

Figura 3.7: a) Distribución espacial de la $a18_{i2}$. b) $CP2_{18}(t)$ del campo de SPI_{18} . En línea sólida se presentan las reconstrucciones parciales correspondientes al modo de muy baja frecuencia $REC[12](t)$ (en azul) y a la serie filtrada $REC12[tot](t)$ (en rojo).	75
Figura 3.8: a) Distribución espacial de la $a18_{i3}$. b) $CP3_{18}(t)$ del campo de SPI_{18} . En línea sólida azul se presenta la reconstrucción parcial $REC12(t)$ del ciclo con $T = 11.2$ años.	76
Figura 3.9: Proporción de la varianza total de $SPI_{18}(t)$ en cada punto de grilla representada por $CPj_{18}(t)$, $j = 1, 2$ y 3 .	76
Figura 3.10: Proporción de la región bajo condiciones extremadamente húmedas según las series $AEH_n(t)$, $n=6, 12$ y 18 meses. En líneas sólidas las reconstrucciones para las tendencias no lineales $Ten[j](t)$. a) $AEH_6(t)$ y $Ten[6](t)$, b) $AEH_{12}(t)$ y $Ten[12](t)$ y c) $AEH_{18}(t)$ y $Ten[18](t)$.	78
Figura 3.11: Comportamiento espacial promedio de las series de $SPI_n(t)$ en los meses críticos (más del 50 % de la región supera el umbral) extremadamente húmedos ($SPI_n(t) > 1.65$) a escalas temporales de a) $n = 6$ meses, b) $n = 12$ meses y c) $n = 18$ meses.	79
Figura 3.12: Proporción de la región bajo condiciones extremadamente secas según las series $AES_n(t)$, $j = 6, 12$ y 18 meses. En líneas sólidas las reconstrucciones parciales asociadas al ciclo oscilatorio con un período dominante $T \approx 6.6$ años y a la tendencia no lineal negativa (Tabla 3.5). a) $AES_6(t)$ y $REC6[123](t)$, b) $AES_{12}(t)$ y $REC12[123](t)$ y c) $AES_{18}(t)$ y $REC12[123](t)$.	80
Figura 3.13: Comportamiento espacial promedio de las series de $SPI_n(t)$ en los meses críticos (más del 50 % de la región supera el umbral) extremadamente secos ($SPI_n(t) < -1.65$) a escalas temporales de a) $n = 6$ meses, b) $n = 12$ meses y c) $n = 18$ meses.	81
Figura 3.14: Distribución espacial (período 1963-2013) de a) temperatura máxima media anual, b) temperatura mínima media anual. Series temporales anuales promedio areal de anomalías (respecto al período 1981-2010) de temperaturas c) máximas medias anuales y d) mínimas medias anuales, junto a las reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA.	84
Figura 3.15: Distribución espacial de índices absolutos de temperaturas: a) máxima temperatura máxima anual (día más caluroso del año), b) mínima temperatura mínima anual (noche más fría del año), c) mínima temperatura máxima anual (día más frío del año), d) máxima temperatura mínima anual (noche más calurosa del año) y e) rango diurno de temperatura.	86
Figura 3.16: Series temporales anuales promedio areal de anomalías (respecto al período 1981-2010) de índices absolutos de temperatura y reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA en escala interanual: a) máxima temperatura máxima anual (día más caluroso del año), b) mínima temperatura mínima anual (noche más fría del año), c) mínima temperatura máxima anual (día más frío del año), d) máxima temperatura mínima anual (noche calurosa del año) y e) rango diurno de temperatura.	87
Figura 3.17: Distribución espacial de índices de umbral de temperaturas: a) días de verano, b) días con $TX > 35$ °C, c) noches tropicales, d) noches con $TN > 25$ °C y e) días de heladas.	88
Figura 3.18: Series temporales anuales promedio areal de anomalías (respecto al período 1981-2010) de índices de umbral de temperatura y reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA en escala interanual ($M = 10$ años): a) días de verano, b) días con $TX > 35$ °C, c) noches tropicales, d) noches con $TN > 25$ °C y e) días de heladas.	89
Figura 3.19: Distribución espacial de índices de percentiles de temperaturas: a) noches frías, b) días fríos, c) noches cálidas y d) días cálidos.	90
Figura 3.20: Series temporales anuales promedio areal de índices de percentiles de temperatura y reconstrucciones parciales de modos dominantes hallados con SSA en escala interanual ($M = 10$ años): a) noches frías, b) días fríos c) noches cálidas y d) días cálidos.	90
Figura 3.21: Distribución espacial de índices de duración de temperaturas: a) duración de períodos cálidos, b) duración de períodos fríos. Series temporales anuales promedio areal de índices de duración de temperatura y reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA en escala interanual ($M = 10$ años): c) duración de períodos fríos y d) duración de períodos calientes.	91
Figura 3.22: Distribución espacial de índices absolutos de precipitación: a) acumulada anual, b) cantidad máxima en un día, c) cantidad máxima en 5 días, d) índice de intensidad diaria.	92
Figura 3.23: Series temporales anuales promedio areal de índices absolutos de precipitación y reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA: a) precipitación acumulada anual, b) cantidad máxima de precipitación en un día, c) cantidad máxima de precipitación en 5 días, d) índice de intensidad de precipitación diaria.	93
Figura 3.24: Distribución espacial de índices de umbral de precipitación: a) N° de días con precipitación intensa, b) N° de días con precipitación muy intensa y c) N° de días sobre 100 mm.	94

Figura 3.25: Series temporales anuales promedio areal de anomalías (respecto al período 1981-2010) de índices de umbral de precipitación y medias móviles de 10 años de: a) N° de días con precipitación intensa, b) N° de días con precipitación muy intensa y c) N° de días sobre 100 mm.	94
Figura 3.26: Distribución espacial de índices de duración y percentiles de precipitación: a) días secos consecutivos, b) días húmedos consecutivos, c) días muy húmedos y d) días extremadamente húmedos.	95
Figura 3.27: Series temporales anuales promedio areal de índices de duración y percentiles de precipitación y medias móviles de 10 años de: a) días secos consecutivos, b) días húmedos consecutivos, c) días muy húmedos y d) días extremadamente húmedos.	96
Figura 3.28: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de temperatura absolutos (unidad/década): a) temperatura máxima media anual, b) temperatura mínima media anual, c) rango diurno de temperatura, d) días de heladas, e) máxima temperatura máxima anual (día más cálido del año), f) mínima temperatura mínima anual (noche más fría del año), g) mínima temperatura máxima anual (día más frío del año), h) máxima temperatura mínima anual (noche más cálida del año). Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas, al menos al 5%.	97
Figura 3.29: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de umbral de temperatura (unidad/década): a) días de verano, b) días con TX > 35° C, c) noches tropicales, d) noches con TN > 25° C. Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas, al menos, al 5%.	99
Figura 3.30: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de umbral de temperatura (días/década): a) noches frías, b) días fríos c) noches cálidas, d) días cálidos. Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas al menos al 5%.	99
Figura 3.31: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de precipitación absolutos y de umbral (unidad/década): a) precipitación acumulada anual, b) cantidad máxima de precipitación en un día, c) cantidad máxima de precipitación en 5 días, d) índice de intensidad de precipitación diaria, e) N° de días con precipitación intensa, f) N° de días con precipitación muy intensa. Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas al menos al 5%.	100
Figura 3.32: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de precipitación de duración y de percentiles (unidad/década): a) días secos consecutivos, b) días húmedos consecutivos, c) días muy húmedos y d) días extremadamente húmedos. Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas al menos al 5%.	101
Figura 4.1: Escenarios históricos y proyectados de forzamiento radiativo relativo a la era preindustrial (Fuente: Cubasch et al., 2013).	115
Figura 4.2: Series temporales medias anuales de precipitación observada y simulada (mm/año): a) CESM1-FASTCHEM, b) IPSL-CM5A-MR, c) ensamble 26 GCMs y d) ensamble 7 GCMs seleccionados.	121
Figura 4.3: Diagramas de dispersión de precipitación mensual simulada vs observada (período 1901-2005) de los 7 modelos seleccionados: a) CanESM2, b) CCSM4, c) CESM1-BGC, d) CESM1-FASTCHEM, e) INM-CM4, f) MIROC4h, g) NorESM1-M, h) ensamble 26 mediana, i) ensamble 26 promedio, j) ensamble 7 mediana, k) ensamble 7 promedio.	122
Figura 4.4: Marcha anual de la precipitación media espacial simulada para el período 1971-2000: a) 26 GCMs analizados, b) rango de GCMs, ensambles y precipitación observada, c) 7 GCMs seleccionados y d) rango de los 7 GCMs, ensambles y precipitación observada.	123
Figura 4.5: Diagrama de Taylor de la precipitación mensual media areal simulada por GCMs del escenario histórico de largo período (1901-2005).	124
Figura 4.6: Distribución espacial de la precipitación anual simulada y observada en el período 1971-2000: a) CRU TS 3.2, b) CanESM2, c) MIROC4h y d) ensamble 7 promedio.	124
Figura 4.7: Distribución espacial de las a_{ij} correspondientes al ACP aplicado a la serie de precipitación anual (1901-2005) del modelo NorESM1: a) a_{i1} , b) a_{i2} , y c) a_{i3}	126
Figura 4.8: Anomalías de las CPs (en mm/año) del campo de precipitación anual simulada por NorESM1 y reconstrucción parcial de los modos dominantes hallados con SSA. a) APC1 (t), b) APC2 (t), c) APC3 (t).	127
Figura 4.9: Series temporales medias anuales de temperatura media anual observada y simulada: a) CESM1-BGC, b) CCSM4, c) ensamble 25 GCMs y d) ensamble 13 GCMs seleccionados.	129
Figura 4.10: Diagramas de dispersión de temperatura media mensual simulada vs observada (período 1901-2005) de los modelos: a) ACCESS, b) BCC-CSM1.1, c) CESM1-FASTCHEM, d) MIROC-ESM-CHEM, e) ensamble 25 tas promedio, f) ensamble 13 tas promedio.	130
Figura 4.11: Marcha anual de la temperatura media simulada promedio espacial para el período 1971-2000: a) 25 GCMs analizados, b) rango de GCMs, ensambles y temperatura media observada, c) 7 GCMs seleccionados y d) rango de los 7 GCMs, ensambles y temperatura media observada.	131

Figura 4.12: Diagrama de Taylor de la temperatura superficial del aire media mensual simulada por GCMs del escenario histórico de largo período (1901-2005), promediada en la región de estudio.....	131
Figura 4.13: Distribución espacial de la temperatura media anual simulada y observada en el período 1971-2000: a) CRU TS 3.2, b) CNRM-CM5.2, c) CESM1-FASTCHEM y d) ensamble 13 promedio.....	132
Figura 4.14: Distribución espacial de las a_{ij} correspondientes al ACP aplicado a la serie de temperatura media anual (1901-2005) del modelo CESM1-BGC: a) a_{i1} , b) a_{i2} . Anomalías de las CPs (en °C / año) y reconstrucción parcial de los modos dominantes hallados con SSA. c) APC1 (t), d) APC2 (t).	133
Figura 4.15: Distribución espacial de las a_{ij} correspondientes al ACP aplicado a la serie de temperatura media anual (1901-2005) del modelo CMCC-CM: a) a_{i1} , b) a_{i2} . Anomalías de las CPs (en °C / año) y reconstrucción parcial de los modos dominantes hallados con SSA. c) APC1 (t), d) APC2 (t).	134
Figura 4.16: Series temporales de precipitación anual (mm/año) y temperatura media anual (°C/año) observada y simulada: a) CanCM4 (pr), b) Ensamble GCMs decadales de precipitación, c) EC-EARTH (tas) y d) ensamble GCMs decadales de tas.....	136
Figura 4.17: Diagramas de dispersión de temperatura media mensual y precipitación simulada vs observada (período 1961-2010), correspondiente a las experiencias decadales de: a) CanCM4, b) Ensamble promedio precipitación, c) EC-EARTH, d) Ensamble promedio temperatura.....	137
Figura 4.18: Marcha anual de la precipitación y la temperatura media mensual promedio espacial simulada para el período 1971-2000: a) GCMs decadales analizados de precipitación, b) rango de GCMs, ensamble promedio y precipitación observada, c) GCMs decadales estudiados de tas y d) rango de GCMs, ensambles y tas media mensual observada.	138
Figura 4.19: Diagrama de Taylor: a) precipitación mensual media areal en la región de estudio y b) temperatura superficial del aire media mensual promediada simuladas por GCMs en el escenario de corto período decadal (1961-2010).....	138
Figura 4.20: a) Primer coeficiente temporal de correlación canónica de la precipitación simulada por NorESM1-M (patrón espacial asociado en b) y la precipitación observada por CRU TS 3.2 (patrón espacial asociado en c) ..	140
Figura 4.21: Diagramas de dispersión de la precipitación mensual media areal simulada por NorESM1-M e INM-CM4 y la observada, en el período 1901-2005: a) NorESM1 original b) campo de validación cruzada a escala reducida de NorESM1 c) ídem b) pero con factor de corrección mensual, d) INM-CM4 original, e) campo de validación cruzada a escala reducida de INM-CM4, f) ídem b) pero con factor de corrección mensual.....	141
Figura 4.22: Marcha anual de la precipitación media espacial simulada, a escala reducida y observada para el período 1971-2000, para los modelos de circulación general a) NorESM1-M y b) INM-CM4.....	142
Figura 4.23: Series temporales medias anuales de precipitación observada, simulada y a escala reducida (mm/año): a) INM-CM4 y b) NorESM1-M.	143
Figura 4.24: Distribución espacial de la precipitación anual simulada por los GCMs, a escala reducida y observada en el período 1971-2000: a) observada por CRU TS 3.2, b) NorESM1-M, c) validación cruzada a escala reducida de NorESM1-M, d) INM-CM4 y e) validación cruzada a escala reducida de NorESM1-M.	143
Figura 4.25: Distribución espacial de los coeficientes de correlación de Pearson entre las series temporales a escala reducida y las observadas en cada punto de grilla, para los GCMs a) NorESM1-M y b) INM-CM4.....	144
Figura 4.26: Diagramas de dispersión de la precipitación mensual media areal simulada por NorESM1-M e INM-CM4 (simulaciones decadales retrospectivas entre 1961 y 2010) y la observada en el mismo período: a) NorESM1 original b) campo de validación cruzada a escala reducida de NorESM1 c) ídem b) pero con factor de corrección mensual, d) INM-CM4 original, e) campo de validación cruzada a escala reducida de INM-CM4, f) ídem e) pero con factor de corrección mensual.	146
Figura 4.27: Series temporales medias anuales de precipitación observada, simulada y a escala reducida (mm/año) correspondientes a las simulaciones retrospectivas decadales de: a) CCSM4 y b) CanCM4. Marcha anual de la precipitación media espacial simulada, a escala reducida y observada para el período 1981-2010, para los GCMs c) CCSM4 y d) CanCM4.	146
Figura 4.28: Diagramas de dispersión de la temperatura media mensual promedio areal simulada por CESM1-BGC y CMCC-CM (escenario histórico retrospectivo de largo período) y la observada, en el período 1901-2005: a) CESM1-BGC original b) campo de validación cruzada a escala reducida de CESM1-BGC c) ídem b) pero con factor de corrección mensual, d) CMCC-CM original, e) campo de validación cruzada a escala reducida de CMCC-CM, f) ídem e) pero con factor de corrección mensual.	149
Figura 4.29: Marcha anual de la temperatura media mensual promedio espacial simulada, a escala reducida y observada (1971-2000) para los modelos de circulación general a) CMCC-CM y b) CESM1-BGC. Series temporales medias anuales de precipitación observada, simulada y a escala reducida (°C / año): a) CMCC-CM y b) CESM1-BGC.	149

Figura 4.30: Distribución espacial de la temperatura media anual simulada, a escala reducida y observada en el período 1971-2000: **a)** observada por CRU TS 3.2, **b)** CMCC-CM, **c)** validación cruzada a escala reducida de CMCC-CM, **d)** CESM1-BGC y **e)** validación cruzada a escala reducida de CESM1-BGC. 150

Figura 4.31: Diagramas de dispersión de la temperatura media mensual promedio areal simulada por CMCC-CM y EC-EARTH (simulaciones decadales entre 1961 y 2010) y la observada: **a)** CMCC-CM original **b)** campo de validación cruzada a escala reducida de CMCC-CM **c)** ídem b) pero con factor de corrección mensual, **d)** MIROC4h original, **e)** campo de validación cruzada a escala reducida de MIROC4h, **f)** ídem e) pero con factor de corrección mensual. 153

Figura 4.32: Marcha anual de la temperatura media mensual promedio espacial simulada, a escala reducida y observada (1981-2010) para los GCMs del escenario decadal retrospectivo **a)** CMCC-CM y **b)** MIROC4h. Series temporales de temperatura media anual observada, simulada y a escala reducida (°C / año): **c)** CMCC-CM y **d)** MIROC4h. 153

Figura 4.33: Series temporales de precipitación anual del escenario histórico de largo período y proyecciones para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 desde 2006 a 2035 para los GCMs: **a)** INM-CM4 y proyecciones aplicando MOS, **b)** INM-CM4 y proyecciones aplicando LS, **c)** NorESM1-M y proyecciones aplicando MOS, **d)** NorESM1-M y proyecciones aplicando LS. 156

Figura 4.34: Marcha anual de la precipitación mensual promedio espacial simulada a escala reducida y corregida para el período 2006-2035 y observada (1971-2000) para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 **a)** INM-CM4 y **b)** NorESM1-M. 157

Figura 4.35: Series temporales de precipitación anual correspondientes a las simulaciones retrospectivas decadales históricas y de 30 años a partir de 2005: **a)** CCSM4 y proyecciones aplicando MOS y LS, **b)** CanCM4 y proyecciones aplicando MOS y LS. 158

Figura 4.36: Cambios medios de precipitación anual promedio espacial entre los períodos 1901-2005 y 2006-2035 para INM-CM4 y NorESM1-M y entre 1961-2010 y 2011-2035 para las simulaciones decadales de CCSM4 y CanCM4. 159

Figura 4.37: Series temporales de temperatura media anual del escenario histórico de largo período y proyecciones para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 desde 2006 a 2035 para los GCMs: **a)** CESM1-BGC y proyecciones aplicando MOS, **b)** CESM1-BGC y proyecciones aplicando LS, **c)** CMCC-CM y proyecciones aplicando MOS, **d)** CMCC-CM y proyecciones aplicando LS. 160

Figura 4.38: Marcha anual de la temperatura media mensual promedio espacial simulada a escala reducida y corregida para el período 2006-2035 y observada (1971-2000) para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 **a)** CESM1-M y **b)** CMCC-CM. 161

Figura 4.39: Series temporales de temperatura media anual correspondientes a las simulaciones retrospectivas decadales históricas y de 30 años a partir de 2005: **a)** CMCC-CM y proyecciones aplicando MOS y LS y **b)** MIROC4h y proyecciones aplicando MOS y LS. 161

Figura 4.40: Cambios medios de temperatura media anual promedio espacial entre los períodos 1901-2005 y 2006-2035 para CESM1 y CMCC-CM y entre 1961-2010 y 2011-2035 para las simulaciones decadales de CMCC-CM y MIROC4h. 162

Lista de Tablas

Tabla 2.1: Tendencias y pares oscilatorios significativos obtenidos al aplicar SSA a la ACPI del campo de precipitación anual, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.	42
Tabla 2.2: Tendencias y pares oscilatorios significativos de baja frecuencia obtenidos al aplicar SSA a las series de precipitación anual en estaciones seleccionadas, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.	44
Tabla 2.3: Tendencias y pares oscilatorios significativos de alta frecuencia obtenidos al aplicar SSA con $M = 10$ años a las series de precipitación anual en estaciones seleccionadas, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.	45
Tabla 2.4: Resumen de resultados obtenidos al aplicar SSA a las series de caudales medios, mínimos y máximos anuales en Corrientes, tanto en la IAB como en la LFB. * Varianza correspondiente a la serie original.	50
Tabla 3.1: Escala de clasificación de eventos por valores de SPI según Agnew (2000) y su correspondiente probabilidad de ocurrencia.	63
Tabla 3.2: Cantidad, duración media y duración máxima promedio espacial en la región de los eventos extremadamente secos/húmedos y muy secos/húmedos en el período 1901-2010, a diferentes escalas temporales. .	70
Tabla 3.3: Tendencias y pares oscilatorios de baja frecuencia ($M = 360$ meses) significativas obtenidos de aplicar SSA a las componentes principales del campo de $SPI_{18}(t)$, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.	74
Tabla 3.4: Tendencias y pares oscilatorios de baja frecuencia ($M=360$ meses) significativos obtenidos de aplicar SSA a $AEH_n(t)$ $j=6,12$ y 18 meses, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.	78
Tabla 3.5: Tendencias y pares oscilatorios de baja frecuencia ($M=360$ meses) significativos obtenidos de aplicar SSA a $AES_j(t)$, $j=6,12$ y 18 meses, junto a su porcentaje de varianza y el coeficiente de correlación R.	80
Tabla 3.6: Cantidad de estaciones con tendencias significativas positivas y negativas (al 5% y al 1%) y no significativas para los índices de temperatura y precipitación entre 1963 y 2013.	98
Tabla 4.1: Modelos del CMIP5 evaluados en la región y sus atributos.	113
Tabla 4.2: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series de precipitación simulada de los GCMs y la serie de precipitación anual promedio espacial observada (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005. Los modelos sombreados corresponden al ensamble 7, formado por los GCMs con correlación mayor a 0.59.	120
Tabla 4.3: Coeficientes de correlación espacial y medidas de verificación entre la precipitación media anual simulada de los GCMs y la observada grillada (CRU TS 3.2), en el período normal 1971-2000.	125
Tabla 4.4: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series de temperatura superficial del aire simulada de los GCMs y la serie de temperatura media mensual observada promedio espacial (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005. Los modelos sombreados corresponden al ensamble 13, formado por los GCMs con mayores correlaciones y mejores medidas de verificación.	128
Tabla 4.5: Coeficientes de correlación espacial y medidas de verificación entre la temperatura media anual simulada de los GCMs y la observada grillada (CRU TS 3.2), en el período normal 1971-2000.	132
Tabla 4.6: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series simuladas de los GCMs y las series observadas grilladas (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005. Los modelos sombreados corresponden a los GCMs con mejores medidas de verificación.	135
Tabla 4.7: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series mensuales medias areales de precipitación simulada de los GCMs, las series a escala reducida y las series observadas grilladas (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005.	141
Tabla 4.8: Coeficientes de correlación espacial y medidas de verificación entre los campos espaciales medios de precipitación media anual simulada de los GCMs, a escala reducida y la observada grillada (CRU TS 3.2), en el período normal 1971-2000.	144
Tabla 4.9: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series mensuales medias areales de precipitación simulada de los GCMs correspondientes a las simulaciones decadales, las series a escala reducida y las series observadas grilladas (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005.	145
Tabla 4.10: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series mensuales medias areales de temperatura simulada de los GCMs del escenario histórico de largo período, las series a escala reducida y las series observadas grilladas (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005.	148

Tabla 4.11: Coeficientes de correlación espacial y medidas de verificación entre los campos espaciales medios de precipitación media anual simulada de los GCMs, a escala reducida y la observada (CRU TS 3.2), en el período normal 1971-2000.	151
Tabla 4.12: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series mensuales medias areales de temperatura media simulada por los GCMs correspondientes a las simulaciones decadales, las series a escala reducida y la serie observada media areal (CRU TS 3.2), en el período 1961-2010.	152
Tabla 5.1: Niveles de evidencia y acuerdo y su relación con la confianza de las conclusiones	174
Tabla 5.2: Variabilidad y cambios observados en la temperatura, precipitación, caudales y eventos extremos de precipitación y temperatura (evaluados a distintas escalas temporales) en la región. ⁽¹⁾ Correspondientes al río Paraná en el inicio de su tramo medio (estación Corrientes).	176
Tabla 5.3: Impactos sectoriales de la variabilidad y los eventos extremos observados en la región.....	179

Introducción general

El cambio ambiental global es uno de los mayores retos a los que debe enfrentarse la humanidad en la actualidad. El análisis de la historia del planeta indica que permanentemente se producen variaciones en dirección e intensidad de los flujos de materia y energía que interactúan con distintos componentes de la naturaleza. El desarrollo tecnológico ha ocasionado que las tasas de cambios se aceleren, modificando la duración de los ciclos de comportamiento de la materia y dando origen al concepto de CAG. Dentro de sus componentes, el CC acapara la atención científica, mediática y popular, ubicando la cuestión ambiental en el centro de los debates sobre el desarrollo económico, el bienestar, la seguridad y la cultura de las personas (Boada y Saurí, 2003). En la mayor parte de la Cuenca del Plata (LPB, por su sigla en inglés), donde se encuentra la provincia de Santa Fe, se han observado importantes incrementos en las temperaturas superficiales y cambios en los regímenes de precipitación que impactaron directamente en el uso del suelo, la práctica agrícola y aumentaron la frecuencia e intensidad de las inundaciones durante las últimas décadas del siglo XX (Magrin et al., 2007). Por su parte, el aumento de la precipitación ha incrementado la descarga de los ríos (García y Vargas, 1998) ya que la evaporación, controlada por la temperatura, no manifiesta cambios sustanciales (Berbery y Barros, 2002).

Aproximadamente el 40% de la variabilidad de la precipitación en el siglo XX en el Sudeste de Sudamérica (SESA), región que comprende Uruguay, Paraguay, el sudeste de Brasil y el NEA, se puede atribuir a forzantes globales de temperaturas superficiales del mar (SST, por su sigla en inglés) del Océano Pacífico y del Atlántico (Seager et al., 2010). Numerosos trabajos vinculan la precipitación en el SESA con el ENSO, a escalas de tiempo interanuales, especialmente con fenómenos El Niño que producen aumentos en la precipitación de la región (e.g., Paegle y Mo, 2002) e incrementos en los caudales de los ríos (e.g., Robertson y Mechoso, 1998). Por su parte, el Océano Atlántico contribuye a la variabilidad multidecadal, con anomalías frías de las SST tropicales produciendo condiciones de humedad en el SESA. Las tendencias húmedas de principios y finales del siglo XX fueron causadas, en gran parte, por un enfriamiento del Océano Atlántico tropical, relacionado a una fase fría del índice de Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por su sigla en inglés). Estas tendencias, y la variabilidad multidecadal en general, están mayormente explicadas por la variabilidad natural atmósfera-oceano. Sin embargo, los modelos utilizados en el Cuarto Informe del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (AR4, IPCC) indican un leve incremento de las precipitaciones en el SESA durante el siglo pasado como consecuencia de forzantes antropogénicas, lo que puede explicar otra parte de las tendencias húmedas (Seager et al., 2010). No obstante, evidencias de variabilidad decadal observada indicaría que las señales de CC a nivel regional pueden estar moduladas por variaciones naturales, particularmente las debidas a la variabilidad multidecadal oceánica (Vera et al., 2010).

El efecto más adverso de los cambios climáticos relacionado a eventos climáticos extremos (EE) ocurridos en la región de LPB es la mayor frecuencia y severidad en las inundaciones, tanto en los valles fluviales como en zonas urbanas o en áreas de llanura (Barros, 2006). Además, la frecuencia de precipitaciones intensas mayores a 100 mm se incrementó considerablemente a partir de fines de la década de 1970 en el centro y este de Argentina (Berbery et al., 2006). Por otra parte, la frecuencia de sequías extremas se ha acrecentado también durante los últimos 25 años: Cavalcanti et al. (2011) sugieren que algunas regiones de LPB presentaron tendencias de incrementos en las sequías desde mediados de la década de 1980, de acuerdo con la ocurrencia de sequías severas durante los años 1988/89, 1995/96 y 2008/09. Se han realizado diversos estudios

para determinar la variabilidad y los cambios en extremos climáticos basados en datos observados de precipitación y temperatura a escala diaria en el SESA (e.g., Rusticucci y Barrucand, 2004; Barrucand et al., 2008; Penalba y Robledo, 2010; Llano y Penalba, 2011; Skansi et al., 2013), aportando evidencias de una tendencia hacia condiciones más cálidas y húmedas en todo el continente desde mediados del siglo XX. Se cuenta con un nivel de confianza medio estimado para estos cambios observados, con una disminución de las noches frías, un incremento de las noches cálidas y tendencias variables espacialmente para la Tmax; además, existe una confianza científica media en que se produjo un incremento de las precipitaciones intensas (Seneviratne et al., 2012).

Los impactos futuros de los EE y el potencial de desastres pueden ser alterados por cambios en la exposición y la vulnerabilidad de los sistemas humanos y naturales, influenciados por el CC antrópico y la variabilidad natural del clima (IPCC, 2012). Para estimar estos potenciales impactos resulta adecuado desarrollar escenarios climáticos que permitan denotar un estado plausible del sistema climático ante diferentes tipos de forzamientos. Los GCMs son la herramienta más utilizada para construirlos, pero se encuentran limitados en el desarrollo de escenarios regionales debido a su baja resolución espacial (Chen et al., 2013). Se requiere por lo tanto, utilizar una técnica de reducción de escala o regionalización (downscaling), procedimiento que deriva información a escala local–regional a partir de modelos de gran escala o datos de análisis. Se distinguen dos grandes métodos: la reducción de escala estadística y la dinámica. Los procesos dinámicos utilizan salidas de Modelos Climáticos Regionales (RCMs), modelos globales con resoluciones espaciales variables o de alta resolución. Por otro lado, las técnicas estadísticas usan relaciones entre campos de gran escala (predictores) y variables superficiales de escala regional (predictandos) derivadas de datos observados, aplicándolas a campos de gran escala simulados por modelos climáticos (Christensen et al., 2007). Apoyarse en los GCMs para generar escenarios del clima requiere considerar la magnitud relativa de la variabilidad climática en diferentes escalas temporales, pretendiendo generar información en la escala más relevante y aplicable en los horizontes de planeamiento, con el fin de reducir las vulnerabilidades actuales y futuras a la variabilidad y al CC (Baethgen, 2012).

Experiencias de regionalización (reducción de escala) dinámica en Sudamérica (SA) fueron abordadas por varios autores con el propósito de construir escenarios futuros de cambio climático y han sido uno de los temas centrales del proyecto CLARIS-LPB (Solman et al., 2013). Por el contrario, se evidencia un escaso desarrollo de métodos estadísticos de reducción de escala, que se emplearon exitosamente en otras partes de mundo (e.g., Moron et al., 2008; Verbist et al., 2010). Las proyecciones a escala reducida creíbles están supeditadas a los GCMs que representen adecuadamente los procesos a gran escala y las características del sistema climático. Los métodos estadísticos reducen los errores de las simulaciones retrospectivas de los GCMs, aunque permanece la incertidumbre acerca de la asunción de estacionariedad que supondrá la relación derivada de los datos históricos para proyectar a futuro (Baethgen y Goddard, 2013).

En SA, Magrin et al. (2014) describen y analizan los impactos observados y proyectados de la variabilidad y el CC en diferentes sectores como: recursos hídricos, sistemas terrestres y costeros, sistemas de producción y seguridad alimentaria, salud humana, entre otros. Algunos de los impactos de mayor relevancia atribuidos al CC en SA son el aumento del flujo superficial en las subcuencas del río de La Plata, más allá del aumento debido al cambio de uso del suelo (nivel de confianza alto, contribución grande del CC) y el incremento de los rendimientos agrícolas y la expansión de las zonas agrícolas en la zona suroriental de SA, más allá del aumento debido a la mejora de la tecnología (nivel de confianza medio, contribución grande del CC) (Field et al., 2014;

Magrín et al., 2014). La variabilidad y los cambios proyectados en temperatura, precipitación y EE en SA predicen incrementos en las precipitaciones, aumentos de las noches cálidas, en las precipitaciones intensas y un incremento de la frecuencia y severidad de las sequías para diferentes períodos futuros cercanos (hasta alrededor de 2050) y lejanos (entre 2071 y 2100) (e.g., Sörensson et al., 2010; da Rocha et al., 2014; Penalba y Rivera, 2013)

Motivación

El CC podría ocasionar nuevas condiciones ambientales, resultando en modificaciones tanto en el espacio como en el tiempo y en la frecuencia e intensidad de los procesos del tiempo meteorológico y el clima. Estos procesos atmosféricos están íntimamente relacionados con los pilares ambientales, sociales y económicos en los que se sustenta el desarrollo de la región y pueden influenciar la elección de políticas públicas guiadas hacia el desarrollo sustentable. Además, es posible suponer que los futuros incrementos esperados en la variabilidad climática y los cambios en las frecuencias y magnitudes de los EE perturbarán los sistemas hidrológicos existentes y las actividades dependientes de los recursos hídricos. Potencialmente, los mayores impactos se darán en las zonas más vulnerables a estos cambios, principalmente en aquellas dependientes de la agricultura y en las que el acceso al agua es más limitado.

Teniendo en cuenta el potencial nuevo sistema climático y el inminente aumento de los EE, es preciso determinar una nueva manera de gestionar los sistemas naturales y humanos para lograr la sustentabilidad, con el desafío de mejorar la gestión de riesgos climáticos a través de la incorporación de un mayor número de medidas preventivas. Para proponer e implementar adecuadas políticas de gestión y acciones potenciales de adaptación surge la necesidad de estimar los potenciales impactos de la variabilidad y el CC y generar capacidades que permitan reducir el riesgo de desastres. El desarrollo de actividades de investigación que transfieran conocimiento científico a los tomadores de decisiones y sustenten la generación de políticas públicas (evaluación y gestión de riesgos) adquiere significativa relevancia en la región. Estas investigaciones deben sostenerse en la evaluación del comportamiento histórico de la variabilidad y los EE de las variables climáticas más relevantes para la región (precipitación, temperatura y caudales), en la mejora de la modelización del clima y la generación de escenarios regionales de alta resolución para el desarrollo de estudios integrados de impacto, centrándose en sectores como la agricultura, los recursos hídricos y la salud humana.

Este trabajo de investigación se propone determinar los potenciales impactos de la variabilidad climática y los EE que puedan afectar a los sectores productivos, a la sociedad y principalmente a los recursos hídricos superficiales del NEA; como así también los posibles efectos futuros de tales impactos, utilizando escenarios climáticos regionales. Se plantea como hipótesis que existen zonas de alto riesgo ambiental en la región en las que los cambios en la exposición y la vulnerabilidad a los EE derivados de la variabilidad natural del clima, el CC antropógeno y el desarrollo socioeconómico pueden alterar los impactos de los fenómenos climáticos en los sistemas naturales y humanos y la posibilidad de que se produzcan desastres.

Región estudiada

La región estudiada abarca una gran extensión de la cuenca inferior del río de la Plata, con las subcuencas del río Salado y la cuenca inferior del río Paraná (Figura I.1a). Los recursos hídricos de estas cuencas son el sustento de la principal actividad económica de la región, la producción agrícola-ganadera. El río Paraná es la prolongación natural del río Paranaíba, que nace en las

sierras de Santa Marta y dos Piloos, aunque la toponimia reconoce el nombre de Paraná a partir de la confluencia de los ríos Paranaíba y Grande (García y Vargas, 1998). Es el tributario más importante del río de la Plata, contribuyendo en aproximadamente el 78% de su caudal (Krepper y Zucarelli, 2010). Cerca de la ciudad de Corrientes recibe el aporte del río Paraguay; desde ahí se desarrolla el bajo Paraná, cuyo curso se extiende con muy poco declive hasta el Río de la Plata (Coronel y Menéndez, 2006). Este sector presenta costas muy bajas, por lo que los caudales muy altos dan lugar a severas inundaciones. Debido a que los aportes de caudal del Paraguay son escasos, estas inundaciones generalmente son el producto de los forzantes climáticos en la subcuenca alta del Paraná. La mayor inundación del siglo XX ocurrida en la cuenca del río Paraná se registró en 1983, donde más de 100 000 personas debieron ser evacuadas y las pérdidas económicas superaron los mil millones de dólares (Krepper y Zucarelli, 2010).

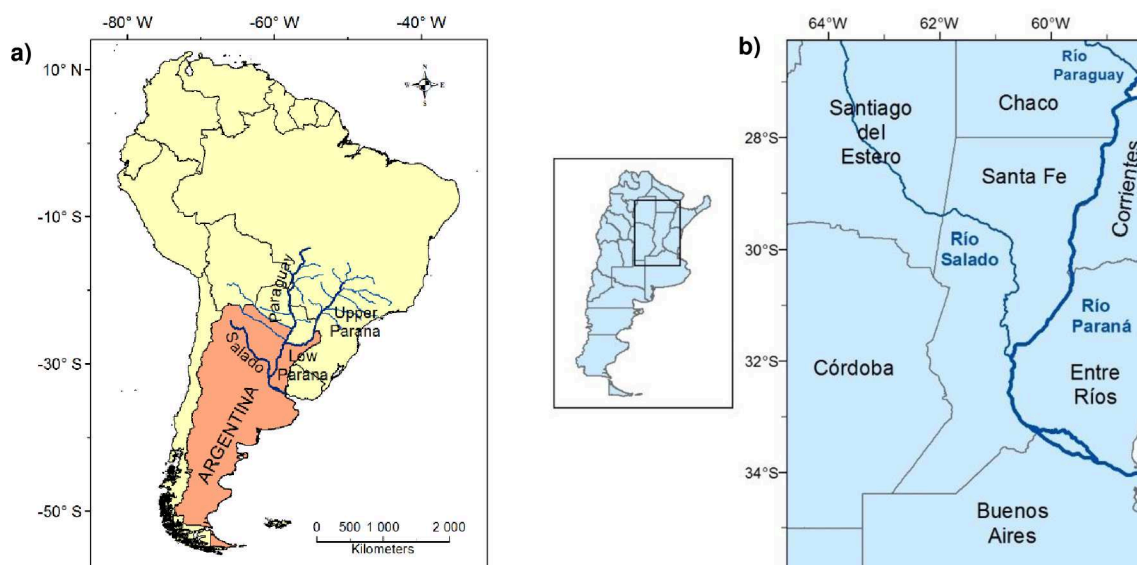


Figura I.1: a) Sudamérica y principales ríos de la región de LPB. b) Área de estudio seleccionada en Argentina.

El río Salado (Figura I.1a) tiene un área de drenaje de 125 659 km² y es tributario del río Paraná. En su tramo inferior adquiere un caudal medio anual de 146 m³/s, aunque los valores medios máximos mensuales pueden ser de 6 a 10 veces mayores a la descarga media anual (Latrubesse y Brea, 2010). La inundación más catastrófica en la cuenca del Salado comenzó en abril de 2003. Se produjo por precipitaciones convectivas intensas ocasionadas por la presencia de un frente de aire semiestacionario caliente en la cuenca baja, en adición a que el terreno estaba saturado por las precipitaciones de verano y la existencia de un alto nivel freático. Durante ese mes, el caudal se incrementó desde 700 m³/s a 3800 m³/s, aproximadamente, en siete días. Esta inundación, la más importante de la historia registrada, causó pérdidas económicas cercanas a 2800 millones de pesos en toda la cuenca (CEPAL, 2003) y afectó directamente a un tercio de la población de la ciudad de Santa Fe (140 000 habitantes).

La zona en estudio se ubica dentro de la región geográfica formal argentina “Llanura Platense”, caracterizada por cierta homogeneidad en su relieve, su clima y sus recursos, abarcando parte de la llanura pampeana y la llanura chaqueña. Comprende un área delimitada entre $-26.25^\circ < \text{latitud} < -35.75^\circ$ y $-58.25^\circ < \text{longitud} < -64.75^\circ$, incluyendo las provincias de Santa Fe en su totalidad, eje central de estudio, gran parte de Córdoba, Santiago del Estero y Entre Ríos y pequeños territorios de La Pampa, Buenos Aires, Corrientes, Chaco, Tucumán y Formosa (Figura I.1b). Ocupa parte de las regiones climáticas del Litoral Argentino y los Bordes Oeste y Sur de LPB, según las

divisiones realizadas por Caffera y Berbery (2006). En la región analizada, el máximo de precipitación es notorio en las estaciones intermedias, con un mínimo principal en invierno y otro, apenas insinuado, en verano. En esa época alternan los Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCSs, Velasco y Fritsch, 1987), con algunos pasajes frontales como los causantes de la mayor parte de la precipitación. En invierno es marcada la Circulación de los Oestes, con sus sistemas frontales bien definidos y presencia de la corriente en chorro en la alta troposfera, junto con flujos del norte y del este alternándose en capas bajas. El máximo principal de lluvia ocurre en otoño. Esta región tiene una gran variabilidad interanual e intraestacional, con una marcada orientación norte-sur de las isohietas anuales, sesgadas hacia el suroeste en la región más austral (Caffera y Berbery, 2006; García et al., 2006).

Descripción de los capítulos

En el Capítulo 1 se presentan aspectos fundamentales de la climatológica y la hidrología superficial de la región seleccionada para el estudio (Figura I.1b), analizando datos históricos observados de estaciones meteorológicas y grillados de precipitación y temperatura. Se evalúa la calidad, consistencia y coherencia de los datos observados en estaciones, que luego se utilizan para validar los datos grillados. Con el objetivo de realizar un diagnóstico de las características actuales e históricas del sistema hídrico-atmosférico adecuado a la escala espacial adoptada, se investiga la distribución espacial de las variables climáticas, sus regímenes en el último período normal (1981-2010) y en períodos normales anteriores y el comportamiento histórico de las series temporales. Además, se realiza una caracterización general de los ríos Paraná (en su tramo medio) y Salado, analizando sus regímenes históricos y actuales y las series temporales de caudales medios mensuales y máximos, mínimos y medios anuales.

El Capítulo 2 se propone determinar la variabilidad espacio-temporal de la precipitación y temporal de los caudales y las temperaturas máximas, mínimas y medias anuales y estacionales, buscando señales determinísticas que puedan explicar su comportamiento, tanto en la banda interanual (IAB) como en la de baja frecuencia (LFB). Se investiga el comportamiento espacio-temporal de los patrones dominantes de las variables analizadas y se extraen las señales significativas de las componentes principales y de las series de relevancia de las variables estudiadas, buscando modos de oscilación y tendencias no lineales que definan su comportamiento temporal. También se analiza la variabilidad temporal de los caudales medios, mínimos y máximos anuales del río Paraná en Corrientes, en el período 1905-2012 y se examinan los modos dominantes de las temperaturas medias, máximas y mínimas medias anuales y estacionales.

En el Capítulo 3 se estudian los EE de precipitación y temperatura en la región, evaluando la climatología multitemporal y el comportamiento espacio-temporal de los eventos extremos de precipitación (EPE, por su sigla en inglés) a escalas temporales con implicancias agrícolas e hidrológicas y efectuando una estimación y análisis de índices climáticos diarios definidos por el ETCCDI¹ (se referencian como índices ETCCDI). En el estudio de la climatología de los EPE, se analiza la distribución espacial del número de eventos y su duración media y máxima por cada punto grilla a distintas escalas temporales (6, 12 y 18 meses). La caracterización de los EPE se realiza a través del SPI, entre 1901 y 2010, focalizando el análisis en eventos hidrológicos

¹ Joint World Meteorological Organization (WMO) Commission for Climatology (CCI)/World Climate Research Programme (WCRP) project on Climate Variability and Predictability (CLIVAR)/Joint WMO–Intergovernmental Oceanographic Commission of the United National Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) Technical Commission for Oceanography and Marine Meteorology (JCOMM) Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI: <http://www.clivar.org/organization/etccdi>).

secos/húmedos y sus impactos en la región. Además, se estima la vulnerabilidad de la región a EPE, definiendo la fracción de la región bajo condiciones de exceso/déficit hídrico a diferentes escalas temporales y determinando las zonas que fueron más afectadas históricamente por EPE de gran magnitud y severidad. Por último, se analiza el comportamiento espacial y temporal de los EE diarios de precipitación y temperatura, utilizando índices ETCCDI. Se investiga la distribución espacial de los promedios temporales en cada estación para cada índice y se construyen y analizan las series temporales medias espaciales, detectando los modos dominantes (tendencias y ciclos oscilatorios). Además, se realiza un análisis de la distribución espacial de los cambios en los EE mediante la evaluación de tendencias lineales robustas para cada uno de los índices en toda la región.

En el Capítulo 4 se construyen y analizan escenarios retrospectivos y futuros del clima regional, utilizando simulaciones decadales y de largo período de GCMs del CMIP5. Se analizan los períodos entre 1901 y 2005 para los escenarios históricos de largo período y entre 1961 y 2010 para las simulaciones retrospectivas decadales; mientras que las proyecciones de ambos grupos se realizan en un período asociado al CC cercano, 2006-2035. Se evalúa la habilidad de los GCMs para representar el clima actual e histórico de la región, comparando las series temporales medias areales, el comportamiento de la climatología espacial en el período 1971-2000 y las distribuciones espaciales de las variables simuladas y las observadas. En base a estos resultados, se seleccionan los modelos cuyo comportamiento se ajusta mejor a las características climatológicas de las variables observadas. Además, se examinan los modos dominantes de los patrones principales de precipitación y Tmed simuladas, con el objetivo de evaluar la capacidad de los GCMs seleccionados previamente para reproducir el comportamiento físico de las variables observadas. Para la creación de los escenarios, se utiliza un proceso de reducción de escala estadístico, empleando un modelo MOS con CCA directamente aplicado a los campos mensuales de precipitación y temperatura media mensual simulados por los GCMs previamente seleccionados, cuyos resultados se validan con los datos observados en el pasado y se proyectan hacia el futuro. Como complemento a la técnica de MOS, se aplica el método de escalamiento local (LS, por su sigla en inglés).

En el Capítulo 5 se resumen los modos dominantes de la variabilidad y los cambios observados y proyectados en la temperatura, precipitación y EE para la región en estudio. Luego, se examinan los impactos observados, producidos por los cambios en las variables climáticas estudiadas o atribuidos a su variabilidad a diferentes escalas temporales, incluyendo los EE, que pueden afectar a la agricultura y la ganadería, los ecosistemas, a la sociedad y principalmente a los recursos hídricos de la región. Además, haciendo uso de las proyecciones futuras decadales y de largo período (entre 2006 y 2035) y atendiendo las posibles direcciones de las tendencias y los forzantes externos en las décadas venideras, se proyectan potenciales impactos sectoriales.

El Capítulo 6 presenta las conclusiones generales del trabajo de tesis y la línea de investigación a continuar, cuyo objetivo principal es identificar y evaluar las principales vulnerabilidades del NEA a la variabilidad climática y los EE y determinar los riesgos sectoriales claves. Además, se referencian las publicaciones en revistas y congresos realizadas durante el proceso del Doctorado.

Referencias

- Baethgen W., 2012. Información climática para mejorar la adaptación a la variabilidad y cambio del clima. *CLIVAR Exchanges*, 59, 16- 20.
- Baethgen, W. E, Goddard, L., 2013. Latin American Perspectives on Adaptation of Agricultural Systems to Climate Variability and Change. IN: D. Hillel and C. Rosenzweig (Eds.): *Handbook of Climate Change and Agroecosystems: Global and Regional Aspects and Implications*. pp 57-72. ICP Series on Climate Change Impacts, Adaptation, and Mitigation Vol. 2. Imperial College Press.
- Barros V., 2006. Introducción. El cambio climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Diaz (Eds.), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 11-18.
- Barrucand, M., Rusticucci, M., Vargas, W., 2008. Temperature extremes in the south of South America in relation to Atlantic Ocean surface temperature and Southern Hemisphere circulation, *J. Geophys. Res.*, 113, D20111, doi: 10.1029/2007JD009026.
- Berbery, E. H, Doyle, M., Barros, V., 2006. Tendencias regionales en la precipitación. El cambio climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Díaz (Eds.), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 67-79.
- Berbery, E. H., Barros, V., 2002. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *J. of Hydrometeorology*, 3, 630-645.
- Boada, M, Saurí, D., 2002. *El Cambio Global*. Rubes, Barcelona. 143 pág.
- Caffera, R. M, Berbery, E. H., 2006. Climatología de la Cuenca del Plata. El cambio climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Diaz Ed., Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 19-36.
- Camilloni, I., Barros, V., 2003. Extreme discharge events in the Paraná River and their climatic forcing. *Journal of Hydrology*, 278, 94-106.
- Cavalcanti, I., Carril, A. Barreire, M., Bettolli, M. L., Cherchi, A., Grimm, A., Tedeschi., R., Jacob, D., Menéndez, C. G., Penalba, O., Pessacg, N., Pfeifer, S., Remedio, A., Renom, M., Rivera, J., Robledo, F. A., Ruscica, R., Solman, S., Sörensson, A., Tencer, B., Zaninelli, P., 2011. CLARIS LPB WP6: Processes and Future Evolution of extreme Climate Events in La Plata Basin. *CLIVAR Exchanges*, 57, 22-24.
- CEPAL (Comisión Económica para América Latina y el Caribe), 2003. Las inundaciones de 2003 en Santa Fe, Argentina. <http://www.gfdr.org>. Acceso en diciembre de 2013.
- Chen, C., Greene, A. M., Robertson, A. W., Baethgen, W. E., Eamus, D., 2013. Scenario development for estimating potential climate change impacts on crop production in the North China Plain. *Int. J. Climatol.*, 33: 3124–3140.
- Christensen, J., Hewitson, B., Busuioc, A. Chen, A., Gao, X., Held, I., Jones, R., Kolli, R.K., Kwon, W.-T., Laprise, R., Magaña Rueda, V., Mearns, L., Menéndez, C.G., Räisänen, J., Rinke, A., Sarr A., Whetton, P., 2007. Regional climate projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the AR4 of the IPCC*. Solomon, S. et al (Eds.) Cambridge Univ. Press, UK, pp. 847-940.
- Coronel, G., Menéndez, G., 2006. Fisiografía e Hidrología de la Cuenca del Plata. El cambio Climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Diaz (Eds.), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 49-64.
- Da Rocha, R., Reboita, M., Dutra, L. M., Llopart, M., Coppola, E., 2014. Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of RegCM4 for South America-CORDEX domain. *Climatic Change*, 125 (1), 95-109.
- Field, C.B., V.R. Barros, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, M. van Aalst, W.N. Adger, D.J. Arent, J. Barnett, R. Betts, T.E. Bilir, J. Birkmann, J. Carmin, D.D. Chadee, A.J. Challinor, M. Chatterjee, W. Cramer, D.J. Davidson, Y.O. Estrada, J.-P. Gattuso, Y. Hijikoka, O. Hoegh-Guldberg, H.Q. Huang, G.E.

- Insarov, R.N. Jones, R.S. Kovats, P. Romero-Lankao, J.N. Larsen, I.J. Losada, J.A. Marengo, R.F. McLean, L.O. Mearns, R. Mechler, J.F. Morton, I. Niang, T. Oki, J.M. Olwoch, M. Opondo, E.S. Poloczanska, H.-O. Pörtner, M.H. Redsteer, A. Reisinger, A. Revi, D.N. Schmidt, M.R. Shaw, W. Solecki, D.A. Stone, J.M.R. Stone, K.M. Strzepek, A.G. Suarez, P. Tschakert, R. Valentini, S. Vicuña, A. Villamizar, K.E. Vincent, R. Warren, L.L. White, T.J. Wilbanks, P.P. Wong, and G.W. Yohe, 2014. Technical summary. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C.B et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 35-94.
- García, N. O., Vargas, W. M., 1998. The Temporal Climatic Variability in the “Río de la Plata” Basin Displayed by the River Discharges. *Climatic Change*, 38, 359-379.
- García, N. O., Krepper, C., Venencio, M. V., Sgroi, L., Córdoba, R. V., 2006. Climatología. Vulnerabilidad de los Recursos Hídricos en el Litoral-Mesopotamia. Actividades Habilitantes para la 2ª Comunicación Nacional del Gobierno de la República Argentina a las Partes de la Convención Marco de la Naciones Unidas sobre Cambio Climático (F51287/AR). Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas - UNL, ARGENTINA, 3.1.1-70.
- IPCC, 2012. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. In: Field, C., Barros, V. et al (Eds.). *A Special Report of Working Groups I and II of the IPCC*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA (582 pp.).
- Krepper C. M, Zucarelli, G. V, 2010: Climatology of water excesses and shortages in the La Plata Basin. *Theor Appl Climatol*. 102, 13-27.
- Latrubesse, E., Brea, D., 2010. Floods in Argentina. *Natural Hazard and human-exacerbated disaster in Latin America*. E. Latrubesse (Ed.), 1ra Ed., Elsevier, 333-349.
- Llano, M. P., Penalba, O. C., 2011. A climatic analysis of dry sequences in Argentina. *Int. J. Climatol.*, 31: 504–513.
- Magrin, G., Gay García, C., Cruz, D., Giménez, J., Moreno, A., Nagy, G., Nobre C., Villamizar, A., 2007. Latin America. *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of WGII to the AR4 of the IPCC*, M. Parry, et al, Eds., Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK, 581-615.
- Magrin, G. O., Marengo, J. A., Boulanger, J.-P., Buckeridge, M. S., Castellanos, E., Poveda, G., Scarano, F. R., Vicuña, S., 2014. Central and South America. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Barros, V. et al (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1499-1566.
- Moron, V., Robertson, A., Ward, M., Ndiaye, O., 2008. Weather Types and Rainfall over Senegal. Part II: Downscaling of GCM Simulations. *J. Climate*, 21, 288–307.
- Paegle, J., Mo, K., 2002. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 15, 1389–1407.
- Penalba, O.C., Robledo, F.A., 2010. Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. *Climate Change* 98 (3–4), 531–550.
- Penalba, O., Rivera, J., 2013. Future Changes in Drought Characteristics over Southern South America Projected by a CMIP5 Multi-Model Ensemble, *American Journal of Climate Change*, Vol. 2 No. 3, 2013, pp. 173-182. doi:10.4236/ajcc.2013.23017.
- Robertson, A., Mechoso, C., 1998. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *J. Climate*, 11, 2570–2581.
- Rusticucci, M., Barrucand, M., 2004. Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *Journal of Climate* 17 (20), 4099–4107.

- Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., Jurburg, S., 2010. Tropical Oceanic Causes of Interannual to Multidecadal Precipitation Variability in Southeast South America over the Past Century. *J. Climate*. 23, 5517–5539.
- Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S. Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X., 2012. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. In: Field, C. B., Barros, et al (Eds.), A Special Report of Working Groups I and II of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109–230.
- Skansi, M. M., Brunet, M., Sigró, J., Aguilar, E., Arevalo Groening, J. A., Betancour, O. J., Castellón Geier, Y. R., Correa Amaya, R. L., Jácome, H., Malherios Ramos, A., Oria Rojas, C., Pasten, A., Sallons Mitro, S., Villaroel, C., Martínez, R., Alexander, L. V., Jones, P. D., 2013. Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global and Planetary Change* 100, 295–307.
- Solman, S. A., Sanchez, E., Samuelsson, P., da Rocha, R., Li, L., Marengo, J., Pessacg, N., Remedio, A. R., Chou, S. C., Berbery, E. H., Le Treut, H., de Castro, M., Jacob, D., 2013. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: Model performance and uncertainties. *Climate Dyn.*, 41, 1139-1157.
- Sörensson, A. A., Menéndez, C.G., Ruscica, R., Alexander, P., Samuelsson, P., Willén, U., 2010. Projected precipitation changes in South America: a dynamical downscaling within CLARIS. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(4), 347-355.
- Velasco, I., Fritsch J. M., 1987. Mesoscale convective complex in the Americas. *J. Geophys. Res.*, 92, D8, 157-175.
- Vera, C. Barange, M., Dube, O., Goddard, L., Griggs, D., Kobysheva, N., Odada, E., Parey, S., Polovina, J., Poveda, G., Seguin, B., Trenberth, K., 2010. Needs Assessment for Climate Information on Decadal Timescales and Longer. *Procedia Environmental Sciences*. 1, 275–286.
- Verbist, K., Robertson, A., Cornelis, W., Gabriels, D., 2010. Seasonal Predictability of Daily Rainfall Characteristics in Central Northern Chile for Dry-Land Management. *J. Appl. Met. Climatol.* 49, 1938–1955.

Objetivos

Objetivo General

Determinar los potenciales impactos de la variabilidad climática y los eventos extremos en el Nordeste Argentino, focalizando el estudio en la provincia de Santa Fe, en un proceso de cambio climático.

Objetivos Específicos

- Analizar la hidroclimatología de la región.
- Diagnosticar la variabilidad espacio-temporal de la precipitación y temporal de la temperatura y los caudales.
- Investigar los EE de precipitación y temperatura a distintas escalas temporales.
- Generar escenarios retrospectivos y futuros del clima regional utilizando un método estadístico de reducción de escala
- Establecer los posibles impactos ambientales de la variabilidad climática, los EE y el CC.

Capítulo 1: Características del sistema hídrico-atmosférico

1.1 Introducción

El sistema climático, formado por la atmósfera, la hidrósfera, la litósfera, la biósfera y la criósfera, determina el clima del planeta como resultado de interacciones y respuestas mutuas de influencias externas (forzamientos). Además, procesos físicos, químicos y biológicos están implicados en las interacciones entre los componentes del sistema climático (AMS, 2014). Particularmente, el clima y el sistema de recursos hídricos del mundo tienen una relación especial, ya que los recursos hídricos dependen del ciclo hidrológico, el cual es en sí mismo parte del sistema climático. En forma general, las precipitaciones producen el movimiento o transferencia de las masas de agua entre la atmósfera y la tierra. El mayor intercambio entre la atmósfera y las masas acuosas se manifiesta con la evaporación, que representa una transferencia de calor latente al aire, el cual es luego liberado cuando se produce la condensación. El movimiento del agua en el ciclo hidrológico se caracteriza por su irregularidad, tanto en el espacio como en el tiempo y la atmósfera, además de ser el componente central del sistema climático, es el más variable.

La circulación atmosférica sobre LPB tiene una importante estacionalidad, impactando directamente en la marcha anual de los elementos climáticos determinantes del ciclo hidrológico (Caffera y Berbery, 2006). El principal centro de acción atmosférico sobre la cuenca es el sistema de alta presión semipermanente del Atlántico Sur, con circulación subsidente y anticiclónica, que alcanza mayor intensidad en invierno que en verano (Prohaska, 1976). El corrimiento hacia el norte y su penetración sobre el continente durante el invierno determina la estación seca de todas las regiones tropicales y subtropicales de la cuenca. También adquiere importancia, dentro de la estacionalidad mencionada, el desarrollo estival del sistema de Baja Presión del Chaco y la intermitente depresión termo-orográfica del Noroeste Argentino.

La Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS, Kodama, 1992) es un elemento determinante del clima en LPB. Se trata de un gran complejo convectivo que se extiende hacia el sudeste desde el núcleo principal de convección estival del continente en medio de la Amazonia, atravesando diagonalmente el continente hasta cerca de los 20°S, continuando sobre el Océano Atlántico hasta latitudes cercanas a los 35°S. Se pueden distinguir dos patrones dominantes de posición de la ZCAS, con comportamientos disímiles (Barros et al., 2002), que pueden considerarse como posiciones extremas de la misma (Nogués-Paegle y Mo, 1998). En el primer patrón, la ZCAS tiene una posición que corta la línea de la costa al norte de los 20° S, produciendo actividad convectiva muy intensa y precipitaciones muy abundantes sobre la propia ZCAS (Barros et al., 2002) y probablemente, por un fenómeno compensatorio de subsidencia se producen anomalías negativas en la precipitación en el extremo sur de Brasil, sur de Paraguay, Uruguay y noreste de Argentina (Robertson y Mechoso, 2000). En el segundo patrón de circulación, la ZCAS toma una posición más austral, provocando una convección más débil sobre la formación y precipitaciones menores a lo normal. Las anomalías positivas de precipitación se dan en la misma zona donde en el otro patrón se manifestaban las negativas (Caffera y Berbery, 2006).

La Corriente en Chorro de Capas Bajas de SA (SALLJ, por su sigla en inglés) es otro factor de gran importancia en la variabilidad de la precipitación en la región. Es una corriente estrecha de aire que fluye en capas bajas desde el norte, aportando flujo de humedad desde la Amazonia al este de la Cordillera de los Andes durante todo el año, principalmente en la estación fría y en primavera (Berbery y Barros, 2002). La SALLJ provee el aire tropical húmedo para activar la

convección y precipitación en las llanuras de SA y está modulada por el ENSO en la escala anual (Zhou y Lau, 2001), por pasajes frontales en la escala sub-mensual y por la dinámica de la capa límite en las escalas diurnas (Ambrizzi, 2006).

En el interior del continente, desde el Chaco a la Cordillera de los Andes, se extiende la Baja del Chaco, un sistema de baja presión estival que, dado su carácter térmico, no provoca directamente precipitaciones. Hacia el suroeste de su centro, se desarrolla la Baja del Noroeste Argentino (Lichtenstein, 1980; Saulo et al., 2004), otro sistema intermitente, de carácter termo-oroográfico, cuya intensidad es mayor en verano. Su presencia está asociada con el corrimiento de la ZCAS hacia el oeste de su posición habitual (Nogués-Paegle et al., 2002), por lo que sus fluctuaciones en intensidad y en latitud provocan intermitencias en el flujo de humedad hacia la regiones central y austral de LPB. Otra característica importante de la región central de LPB es el desarrollo de MCSs. Estos sistemas, predominantemente nocturnos y de un tiempo de vida mínimo de 6 horas, son alimentados por intensos flujos de humedad en capas bajas y provocan la mayor parte de la precipitación en toda LPB entre los meses de septiembre y mayo. Pueden alcanzar enorme intensidad y producir precipitaciones superiores a 200 mm en pocas horas. La región de la Mesopotamia y el Litoral de Argentina, junto con la zona sur del medio oeste de los Estados Unidos, son las regiones del mundo donde estos fenómenos son más frecuentes (Nesbitt y Zisper, 2000). Por otro lado, la circulación de los Oestes y sus ondas baroclínicas provocan precipitaciones de carácter frontal y prefrontal y alternancias de masas de aire de diverso origen en el sur de LPB (Vera et al., 2002). Esta circulación de latitudes medias suele penetrar hacia los trópicos en invierno, acompañada de invasiones de aire polar que provocan importantes descensos de temperatura del aire.

La precipitación y otras variables de superficie dentro del ciclo hidrológico han experimentado varios cambios en la escala decadal en el siglo XX, particularmente en LPB (Berbery et al., 2006). En el SESA se produjo una tendencia hacia un aumento de la precipitación en la mayor parte del siglo XX (Liebmann et al., 2004; Haylock et al., 2006; Barros et al., 2008). El mayor incremento ocurrió durante la época de 1960 y parece haber estado asociado con la reducción del gradiente meridional de temperatura de superficie, que probablemente originó un desplazamiento hacia el sur en la circulación atmosférica regional. Además, otro aumento importante se observó durante los últimos años de la década de 1970, probablemente correlacionado con un incremento en la temperatura subtropical del hemisferio sur y un descenso del SOI (Barros y Doyle, 1996). Como consecuencia del aumento en la precipitación se ha incrementado el desarrollo de la agricultura en zonas antiguamente semiáridas, generando beneficios para el desarrollo regional.

Los caudales de los ríos de LPB han sido estudiados por distintos autores, presentando tendencias y cambios, algunos de ellos relacionados con la construcción de represas y otros que podrían ser atribuidos a la variabilidad climática (e.g., García y Vargas, 1998; Camilloni y Barros, 2000). La variabilidad interanual en subcuencas de LPB presenta correlaciones de las descargas de los ríos con las SST en los océanos pacíficos y atlántico (e.g., Robertson y Mechoso, 1998; Camilloni y Barros, 2003). Por su parte, García y Mechoso (2005) reportaron cambios en las tendencias y cuasi-periodicidades interanuales en los caudales del río Paraná en Corrientes y Posadas.

1.2 Datos de precipitación y temperatura

Se utilizaron datos históricos observados en las estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA),

seleccionadas considerando la extensión de los registros, la ausencia de baches y la calidad de los datos. Se escogieron 26 estaciones (Anexo 1), con períodos de datos cuyos registros se inician a principios del siglo XX y finalizan en el año 2011. Debido a que las estaciones seleccionadas no se encuentran homogéneamente distribuidas en el espacio (Figura 1.1), se complementaron con bases de datos grillados de alta resolución ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) a paso mensual. Se utilizaron la base de datos CRU TS 3.2 (Jones y Harris, 2012), con información de precipitación, temperatura mensual (T_{mp}), temperaturas máxima media mensual (T_{mx}) y mínima media mensual (T_{mn}), entre los años 1901 y 2011, junto con datos mensuales de precipitación del Global Precipitation Climatology Centre Version 6 (GPCC v6, Schneider et al., 2011), cubriendo un período entre 1901 y 2010.

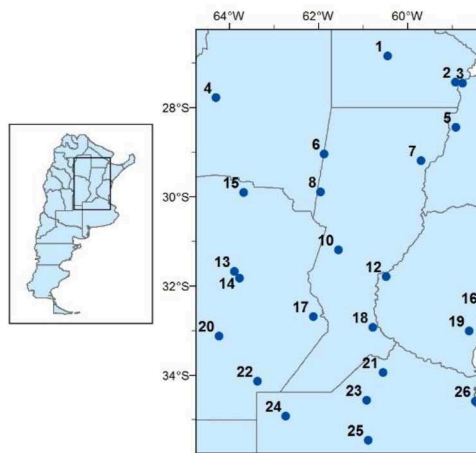


Figura 1.1: Área de estudio y estaciones seleccionadas por la extensión e integridad de sus registros de precipitación mensual observada.

1.2.1 Análisis de los datos puntuales y grillados

Precipitación

El proceso de selección de las series de precipitación utilizadas se basó en la estabilidad de las estaciones meteorológicas y en la confianza en las mediciones, como se pudo evidenciar por las pruebas de coherencia y consistencia realizadas: Kolmogorov–Smirnov (Von Storch y Zwiers, 1999) y curvas de doble masa acumulada (Remenieras, 1974). Además, el grado de aleatoriedad de las series temporales se analizó con el método del periodograma acumulado (Anderson, 1977). Por otro lado, el proceso de selección de las series de precipitación satisface los requerimientos de control de calidad establecidos en el Capítulo 9 de la Guía de Prácticas Hidrológicas de la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2008).

Se validaron los datos grillados de precipitación con los datos observados en estaciones, construyendo las series temporales medias espaciales (Figura 1.2a), cuyos valores promedios son 941 mm para las observaciones, 925 mm para la serie GPCC v6 y 869 mm para la correspondiente al CRU TS 3.2. Además, se estimaron los coeficientes de correlación de Pearson entre las series temporales medias espaciales de los datos observados y las de los datos grillados. Para todo el período de análisis (1901-2010), el coeficiente de correlación entre los datos observados y la serie temporal de GPCC v6 ($r = 0.946$) es muy similar al coeficiente de correlación con CRU TS 3.2 ($r = 0.943$). Ambos coeficientes de correlación de Pearson son estadísticamente significativos al nivel de confianza de 0.01. El intervalo de confianza del 99% para r se estimó a través de la probabilidad de la distribución estándar normal (Chatfield, 2004). Por otro lado, la Figura 1.2b muestra que las diferencias entre los valores observados y los datos del GPCC v6 (aproximadamente 24 mm de

valor medio) son menores que las diferencias con la serie del CRU TS 3.2 (72 mm) en promedio espacial por cada año, produciéndose los mayores desvíos en los primeros años del siglo XX. Se debe referir que no todas las estaciones empleadas cuentan con datos en las primeras décadas del siglo XX, lo que dificulta el proceso de validación antes de 1930. A partir de 1931 se cuenta con los registros completos de todas las estaciones, otorgando mayor significancia a la comparación con los datos grillados.

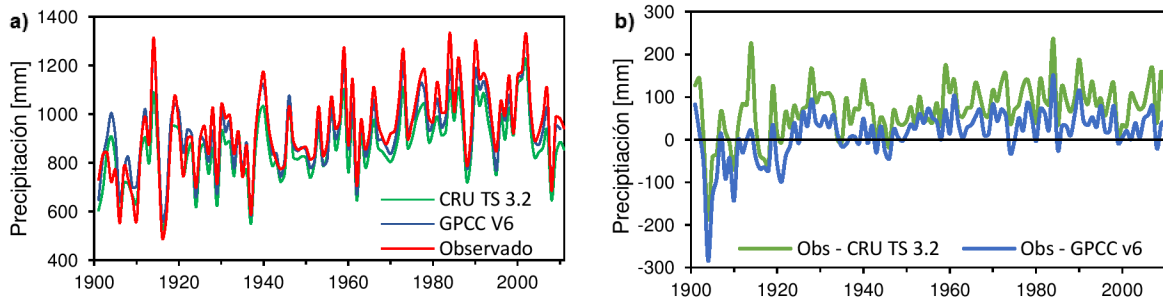


Figura 1.2: a) Series temporales medias espaciales de precipitación en la región. b) Series temporales de diferencias entre precipitación observada en estaciones meteorológicas y las bases de datos grillados empleadas, promediada en toda la región.

Se realizaron comparaciones de las series temporales de los datos grillados (CRU TS 3.2 y GPCC v6) con datos observados en puntos de grilla cercanos a las estaciones meteorológicas (no se presentan). Estas comparaciones definieron mejores coeficientes de correlación y menor error medio—en referencia a los datos observados—para los datos del GPCC v6 en distintos sectores del área en estudio. Además, las Figuras 1.3a-h presentan diagramas de dispersión para los datos

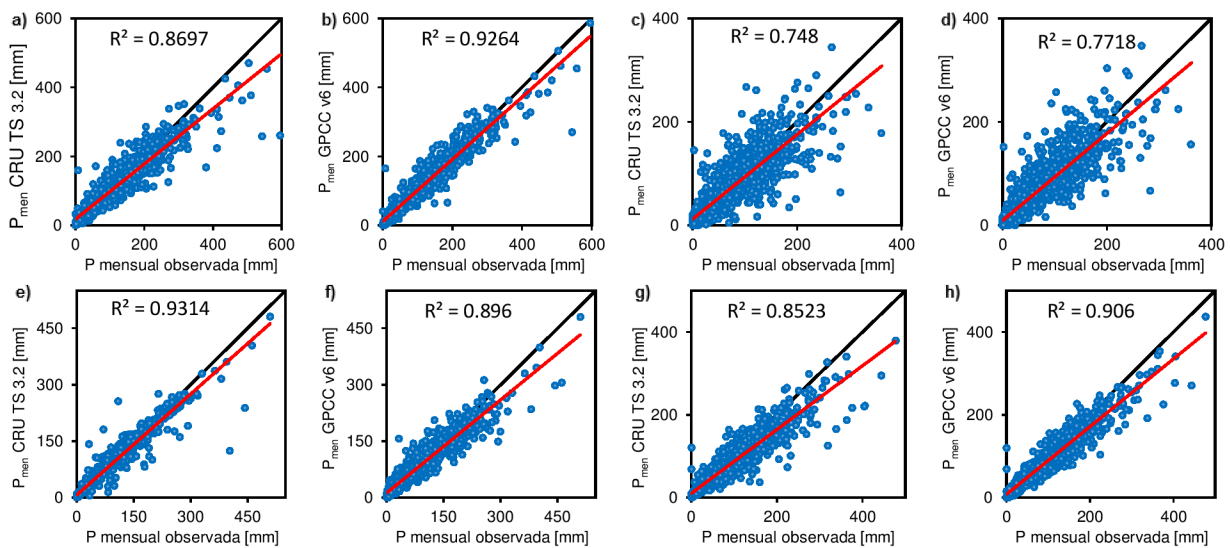


Figura 1.3: Diagramas de dispersión de datos de precipitación en puntos de grilla (CRU TS 3.2 y GPCC v6) vs observados en las estaciones: **a-b** Corrientes AERO (1911-2011), **c-d** Manfredi INTA (1903-2011), **e-f** Rosario AERO (1911-2011), **g-h** Buenos Aires (1909-2011).

de precipitación grillados y las series de datos observados, a paso de tiempo mensual, en estaciones dispersas en el área de estudio. Se observa que los datos del GPCC v6 ajustan mejor la precipitación observada que los datos del CRU TS 3.2, excepto para la estación Rosario AERO (Figuras 1.3e-f). Los coeficientes de determinación (R^2), que determinan el grado de asociación lineal entre los valores observados y los grillados, son cercanos a 0.9 en la mayoría de las estaciones analizadas, aduciendo que la validación de los datos grillados es satisfactoria. En la estación Manfredi INTA (Figuras 1.3c-d) se registró el menor coeficiente de determinación para

los datos del GPCC v6 ($R^2 = 0.77$). Se debe destacar que todos los ajustes lineales por mínimos cuadrados (en rojo) muestran una desviación negativa de la línea 1:1, indicando una tendencia al error por defecto en los datos grillados, que ocasiona una subestimación de las precipitaciones mensuales, importante para los mayores valores de la variable analizada (Figuras 1.3a-h).

En base al análisis efectuado, se concluye que la base de datos del CRU TS 3.2 subestima los valores de precipitación en mayor medida que la base de datos del GPCC v6 a lo largo de todo el período estudiado. Además, esta última ajusta mejor las fluctuaciones extremas. Por esto, se utilizarán preferentemente los datos del GPCC v6 para el estudio de las precipitaciones.

Temperatura

Se validaron los datos de temperatura máxima, mínima y media mensual con datos observados en estaciones meteorológicas en el período 1963-2011. Los datos grillados de Tmed, Tmin y Tmax media mensual se ajustan muy bien a los observados (Figuras 1.4a-d), con coeficientes de determinación próximos a 0.99 y una distribución escasamente dispersa de la línea 1:1 en la mayor parte de los casos. Los valores grillados de temperatura del CRU TS 3.2 están mejor representados que los de precipitación, según se podía prever, debido a su menor variabilidad espacial. En la Figura 1.4b se presenta el menor valor estimado del coeficiente de determinación para Tmax, $R^2 = 0.957$, en la estación Manfredi INTA. Además, se debe mencionar que los datos de temperatura media mensual del CRU TS 3.2 subestiman levemente los datos observados (aprox. 1° C de valor medio en todo el período analizado) en la estación Buenos Aires (Figura 1.4d).

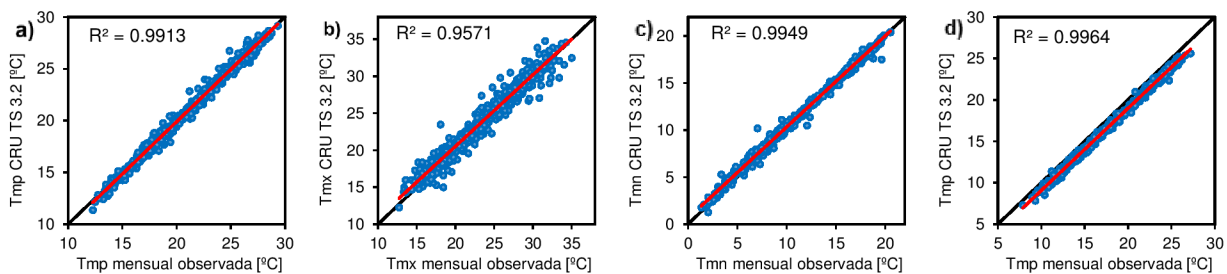


Figura 1.4: Diagramas de dispersión de datos de temperatura en puntos de grilla del CRU TS 3.2 vs observados en estaciones (período 1963-2011): **a)** temperatura media mensual en Corrientes AERO, **b)** temperatura máxima media mensual en Manfredi INTA, **c)** temperatura mínima mensual en Rosario AERO y **d)** temperatura media mensual en Buenos Aires.

1.3 Climatología

La climatología de un área se define como el conjunto de propiedades estadísticas de largo plazo de elementos climáticos, las cuales pueden ser consideradas independientemente de cualquier condición instantánea. El clima se ve como un proceso no estacionario en una escala de tiempo larga, pero puede ser aproximado por un proceso estacionario en una escala de tiempo más corta (de unas pocas décadas). Dentro de esta escala de tiempo más corta, se considera apropiado hablar de “climas normales” (30 años) representando las tendencias centrales alrededor de las cuales el clima fluctúa. Estas fluctuaciones constituyen la variabilidad climática. Los períodos largos no estacionarios implican que no existen períodos largos de clima normal, o bien, que ellos se muestran a sí mismos como fluctuaciones irregulares de un período más extenso. Estas fluctuaciones pueden ser aproximadas como cambios en las casi constantes tendencias centrales o normales en los sucesivos períodos de pocas décadas, dentro de las cuales la representación estacionaria es aceptable.

Para determinar el comportamiento de las variables climáticas que definen la climatología de la región estudiada se plantea la construcción y el análisis de mapas de isohietas e isotermas medias anuales y estacionales, a fin de establecer la distribución espacial actual e histórica de las variables analizadas, como así también posibles cambios o fluctuaciones en los valores medios. Con el objetivo de determinar el régimen actual de las variables climáticas, se analizan las marchas anuales de la precipitación media mensual, los caudales y las temperaturas medias, máximas y mínimas medias mensuales en el último período normal (1981-2010).

1.3.1 Análisis de la precipitación actual e histórica

Distribución espacial de la precipitación media anual y estacional

La precipitación media anual es una información muy general, sin embargo, resulta muy útil para caracterizar el comportamiento espacial promedio de esta variable climática en grandes regiones. La Figura 1.5a muestra la distribución espacial de la precipitación anual en la región estudiada en el período normal 1981-2010, con un valor promedio areal próximo a los 950 mm. Las isohietas presentan una orientación general norte-sur, incrementándose el valor medio de precipitación anual de oeste a este, con un máximo mayor a los 1350 mm en el extremo noreste de la región y un mínimo de 750 mm en el oeste de Santiago del Estero y Córdoba.

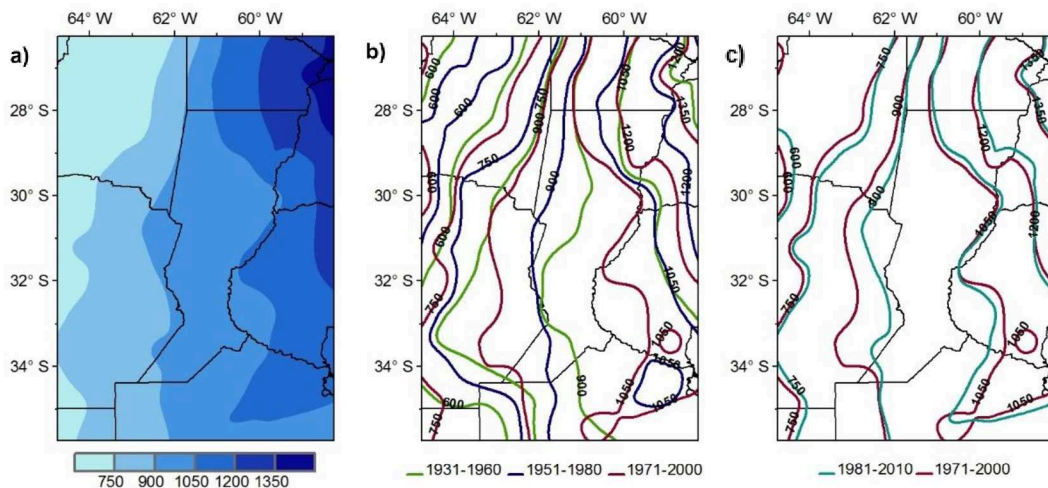


Figura 1.5: a) Distribución espacial de la precipitación media anual en el período normal 1981-2010. b) Comparación de isohietas medias anuales en los períodos 1931-1960, 1951-1980 y 1971-2000. c) ídem b) en los períodos 1971-2010 y 1981-2010.

La Figura 1.5b exhibe el cambio que presentó la precipitación media anual entre los períodos normales 1931-1960 y 1971-2000, con un notorio desplazamiento de las isohietas hacia el oeste, que representa un incremento medio de hasta 150 mm anuales. Además, el posicionamiento de las isohietas en el período 1951-1980 indica que este proceso de aumento en los valores medios se dio de manera gradual. Por su parte, la Figura 1.5c sugiere que este incremento de precipitaciones normales no continuó en los primeros años del siglo XXI, incluso observándose un decrecimiento de relativa importancia en las isohietas del período 1981-2010, en comparación con el período normal inmediato anterior 1971-2000.

La consideración de la existencia de las estaciones obliga a definir el período que comprende cada estación, para lo cual se siguió el criterio generalizado del uso de los meses de diciembre-enero-febrero como trimestre indicativo del verano, marzo-abril-mayo como el de otoño, junio-julio-agosto el de invierno y septiembre-octubre-noviembre para la primavera. Se crearon las series de precipitación media estacional con los valores mensuales de la base de datos GPCC v6,

para luego establecer los promedios por períodos normales. Se muestra en las Figuras 1.6a-d la distribución espacial de la precipitación estacional en el último período normal, 1981-2010, que define las características climáticas actuales de la variable.

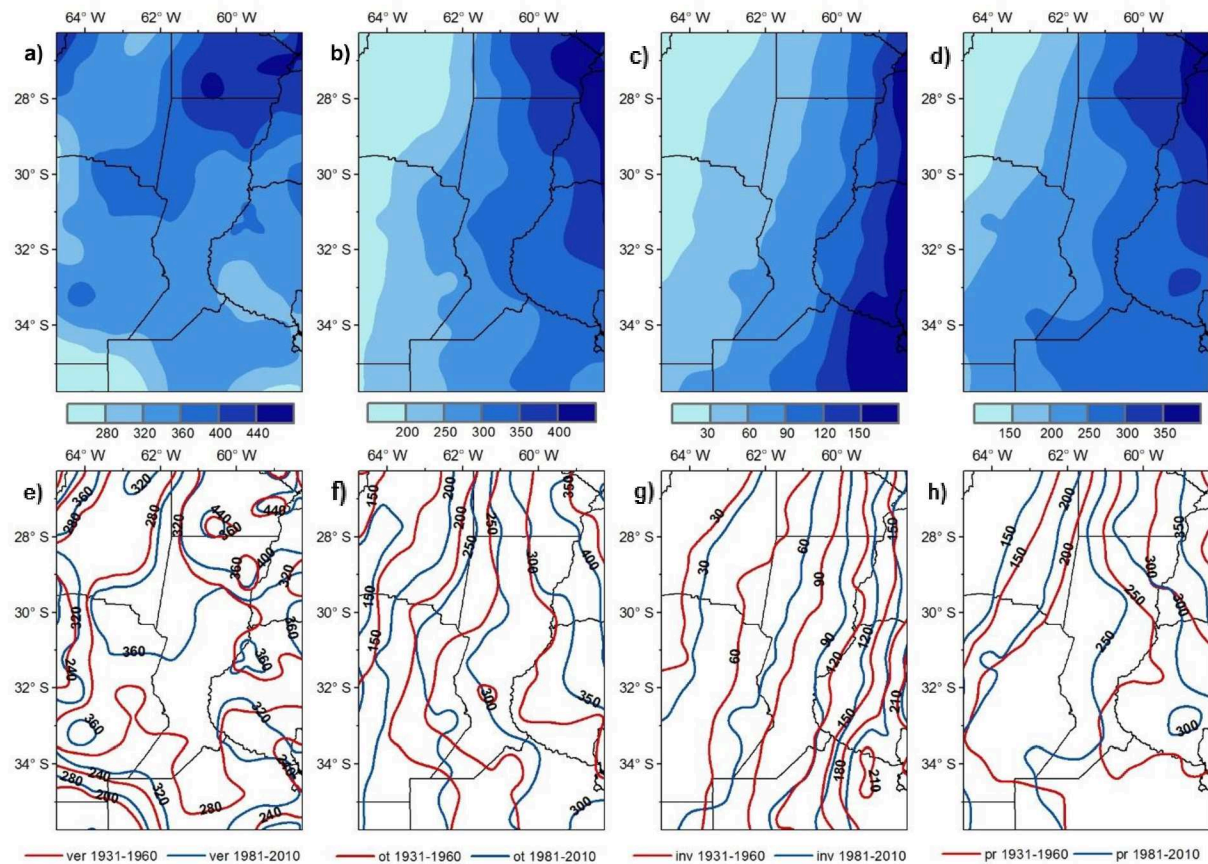


Figura 1.6: Distribución espacial de la precipitación media estacional en el período normal 1981-2010: a) verano, b) otoño, c) invierno y d) primavera. Comparación de isohietas medias estacionales en los períodos 1931-1960 y 1981-2010: e) verano, f) otoño, g) invierno y h) primavera.

En esta región, el verano (diciembre-enero-febrero) es una de las dos estaciones más húmedas, con un valor promedio espacial aproximado de precipitación de 350 mm. Durante esta estación, el máximo absoluto de precipitación se desplaza al noreste, adoptando valores mayores a 400 mm en el NE de Santa Fe, Chaco y norte de Corrientes, mientras que los valores mínimos se registran en el SO de la región (Figura 1.6a). En esta época del año, las lluvias se destacan por sus características convectivas en toda la región, generando un campo de precipitación con mayor variabilidad espacial (García et al., 2006).

Durante el otoño (marzo-abril-mayo) se producen importantes precipitaciones en la región, registrando un promedio espacial cercano a los 300 mm (Figura 1.6b). En esta época del año también prevalecen las tormentas convectivas, pero con una creciente influencia de los sistemas frontales fríos y calientes, que producen un ordenamiento norte-sur de las isohietas, muy similar al de la precipitación anual media. Los valores máximos (superiores a 350 mm) se dan en el extremo NE, al igual que en el verano, mientras que los mínimos se observan en el NO de la región analizada.

El invierno (junio-julio-agosto) es la estación más seca, con un promedio de precipitación espacial en el período 1981-2010 de 80 mm. La distribución espacial de la precipitación es notoriamente norte-sur, con una leve inclinación hacia el SO, registrándose los valores máximos

en el oeste y decreciendo hacia el este (Figura 1.6c). En esta época del año la convección está muy debilitada (es casi nula, por efecto de los anticiclones) y las lluvias provienen mayormente de los sistemas sinópticos frontales o post frontales que recorren la región.

La distribución espacial de la precipitación en primavera (septiembre-octubre-noviembre, Figura 1.6d) presenta una gran similitud con el otoño (Figura 1.6b), pero su precipitación media sobre la región es menor (alrededor de 250 mm). En esta época se activan nuevamente las lluvias convectivas y se muestran activos los sistemas sinópticos de latitudes medias.

En las Figuras 1.6e-h se observan los cambios ocurridos en la precipitación estacional entre los períodos normales 1931-1960 y 1981-2010. El incremento de la precipitación media anual que manifiesta la Figura 1.5b se distribuye en las estaciones de verano, otoño y primavera. Además, se puede inferir que en invierno se produjo una disminución local de las precipitaciones, revelada por un corrimiento de las isohietas en sentido oeste-este (Figura 1.6g). Por otro lado, el mayor incremento se registró en las precipitaciones de verano (Figura 1.6e), con hasta 80 mm en el extremo NE y entre 40 y 50 mm en el extremo SO, incrementando la propia variabilidad espacial que se produce en esta estación del año. Además, las estaciones intermedias (Figuras 1.6f y h) registraron un desplazamiento este-oeste de las isohietas de relativa importancia, que supone un aumento local de las precipitaciones, siendo el de otoño de mayor relevancia que el de primavera.

Regímenes actuales

La Figura 1.7 presenta el ciclo anual promedio espacial en el período normal 1981-2010, realizado con datos del GPCC v6 en el área de estudio definida en la Figura 1.1. La escasez pluvial en el invierno (junio – agosto) es un rasgo común en toda la región, debido a que en dicha estación el anticiclón del Atlántico se extiende sobre el continente para unirse con el anticiclón del Pacífico. El resultado es el debilitamiento de los procesos convectivos y de las lluvias intensas. Se presenta en la región una importante variabilidad intraanual, siendo marzo el mes con mayor cantidad de precipitación promedio, mientras que en verano se registra el máximo valor acumulado. El mínimo principal se da en los meses de julio y agosto, con solo 24 mm en promedio espacial, observándose un mínimo relativo en el mes de febrero. El período de lluvias va desde octubre a abril, produciéndose el 83% del total de la precipitación anual promedio en estos 7 meses.

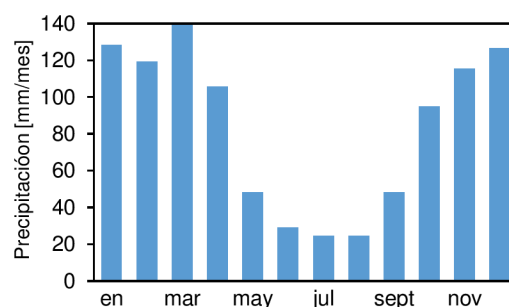


Figura 1.7: Marcha anual de la precipitación media espacial en el período 1981-2010 en la región estudiada.

En las Figuras 1.8a-h se exhiben los regímenes de precipitación de estaciones distribuidas en la región en el último período normal. Las estaciones meteorológicas que se encuentran en el este del área analizada (Figuras 1.8c y f) presentan el máximo acumulado de precipitación en las estaciones intermedias del año, con un mínimo principal en invierno y otro, apenas insinuado, en verano. Se observa que en el extremo este, representado por la estación Concordia AERO (Figura 1.8g) la diferencia entre los meses de invierno y los de las estaciones intermedias y el verano no es tan marcada. En el extremo NE, representado por Corrientes AERO (Figura 1.8c), esta diferencia se

acentúa levemente, demarcando la presencia de una estación seca. La franja central de la región tiene un régimen estacional muy diferenciado, con una importante disminución de las precipitaciones en invierno, incrementándose en primavera y con máximos en los meses de verano y otoño (Figuras 1.8b, e y h). En el borde oeste, donde se produce la menor cantidad de precipitación anual, se observan valores casi nulos de precipitación en invierno, incrementándose levemente en primavera y con máximos acumulados en verano (Figuras 1.8a, d y g).

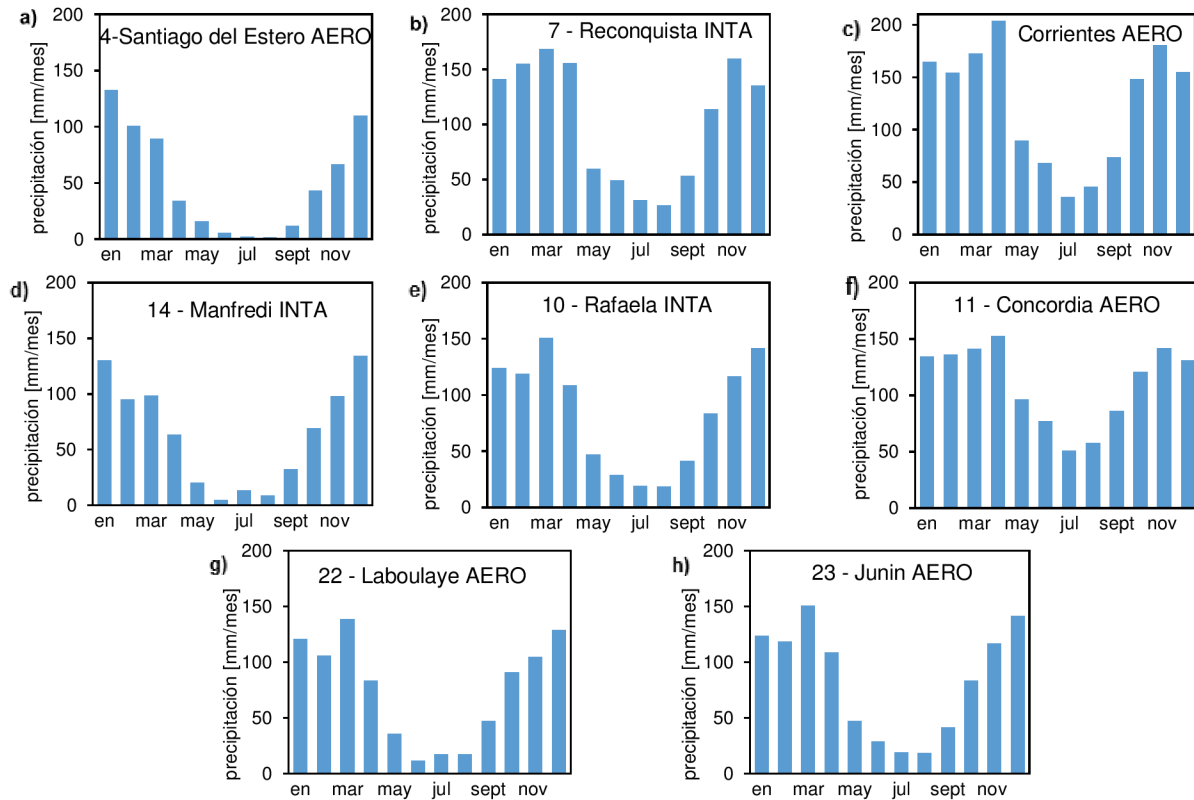


Figura 1.8: Marcha anual de la precipitación promedio espacial en estaciones distribuidas en la región, período 1981-2010.

1.3.2 Análisis de la temperatura actual e histórica

Distribución espacial de la temperatura media anual y estacional

La respuesta del campo térmico sobre la Tierra se atribuye al forzante astronómico representado por el movimiento aparente del sol respecto al plano ecuatorial; en consecuencia, las isotermas medias tienen una orientación preponderantemente zonal, con un claro gradiente térmico latitudinal. Sobre LPB, los campos medios de temperatura muestran una característica estacional bien marcada, por lo que es razonable considerar cuatro estaciones bien individualizadas, como las definidas trimestralmente en el apartado 1.3.1. Para el desarrollo de esta sección, se crearon las series de Tmed, Tmax y Tmin media anual con datos mensuales del CRU TS 3.2, estimando luego las características climáticas de las variables a través de los promedios en períodos normales.

Las Figuras 1.9a-c presentan la distribución espacial de las Tmed, Tmin, Tmax media anual, respectivamente. En general, las isotermas tienen una orientación zonal con un marcado gradiente latitudinal sur-norte en la zona de llanura, solo interrumpido por las condiciones del relieve de las sierras cordobesas, en el extremo oeste de la región en estudio. El rango térmico medio para la región es aproximadamente 8 °C, con un máximo absoluto cercano a los 22.5 °C en las provincias de Chaco, norte de Santiago del Estero y Corrientes. La distribución de Tmin media anual se puede observar en la Figura 1.9b, donde el gradiente latitudinal toma cierta inclinación NO-SE,

principalmente en la franja central que ocupa la provincia de Santa Fe. Los valores mínimos de T_{min} media anual se producen en el extremo suroeste de la región. Por otro lado, la T_{max} media anual muestra una distribución espacial acentuadamente latitudinal (Figura 1.9c), con valores cercanos a los 30 °C en el norte de Santiago del Estero y de 21 °C en el centro de Buenos Aires.

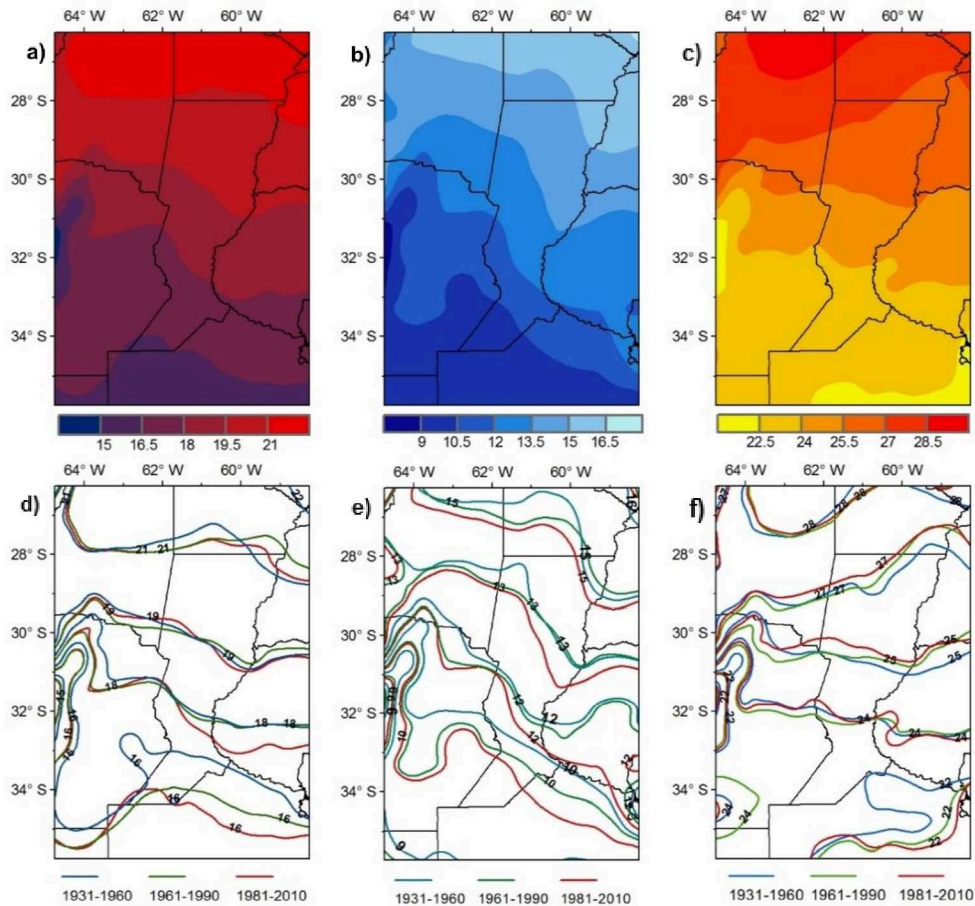


Figura 1.9: Distribución espacial (1981-2010) de la temperatura **a)** media anual, **b)** mínima media anual y **c)** máxima media anual. Comparación de isotermas en los períodos 1931-1960, 1961-1990 y 1981-2010 para las temperaturas **d)** media anual, **e)** mínima media anual y **f)** máxima media anual.

Las Figuras 1.9d-f exhiben los cambios en la temperatura entre los períodos normales 1931-1960, 1961-1990 y 1981-2010. De manera general, se observa un incremento local de la temperatura, principalmente en el extremo sureste del área de estudio, que comprende el norte de Buenos Aires, Sur de Santa Fe y Entre Ríos. La T_{min} media anual (Figura 1.9e) muestra un desplazamiento significativo y homogéneo de las isotermas hacia el sur, ocasionando un marcado incremento a nivel local. Además, la estimación del período 1961-1990 sugiere que este cambio se produjo de manera gradual. Por su parte, la Figura 1.9f presenta los cambios en la T_{max} media anual, observándose un calentamiento local debido al corrimiento hacia el sur de las isotermas en el extremo sureste de la región. En el centro del área en estudio, no se observa un desplazamiento significativo de las isotermas máximas medias, mientras que en el centro-norte se registra una disminución local de las T_{max} , ocasionado por un desplazamiento hacia el norte de las isotermas. El oeste de la región no exhibe fluctuaciones climáticas de importancia. La T_{med} anual, en concordancia con el análisis anterior, presenta un incremento de importancia en el extremo sureste de la región, no manifiesta cambios relevantes en el centro y un mínimo corrimiento de las isotermas hacia el sur en el oeste de la región, ocasionando un leve incremento local de las T_{med} .

La distribución espacial de la temperatura estacional en el período 1981-2010 se muestra en las Figuras 1.10a-l, poniendo de manifiesto la suavidad de la variación estacional y manteniendo la característica latitudinal, con distribuciones similares a las temperaturas medias anuales en todas las estaciones del año (Figuras 1.9a-c). Durante el verano, las máximas Tmax se dan en Santiago del Estero, Chaco y norte de Santa Fe (Figura 1.10i), con valores medios de 32 °C; mientras que las mínimas Tmin se registran en el centro de Buenos Aires y oeste de Córdoba (Figura 1.10 a), con valores próximos a los 15 °C. La Tmed promedio espacial en esta estación del año

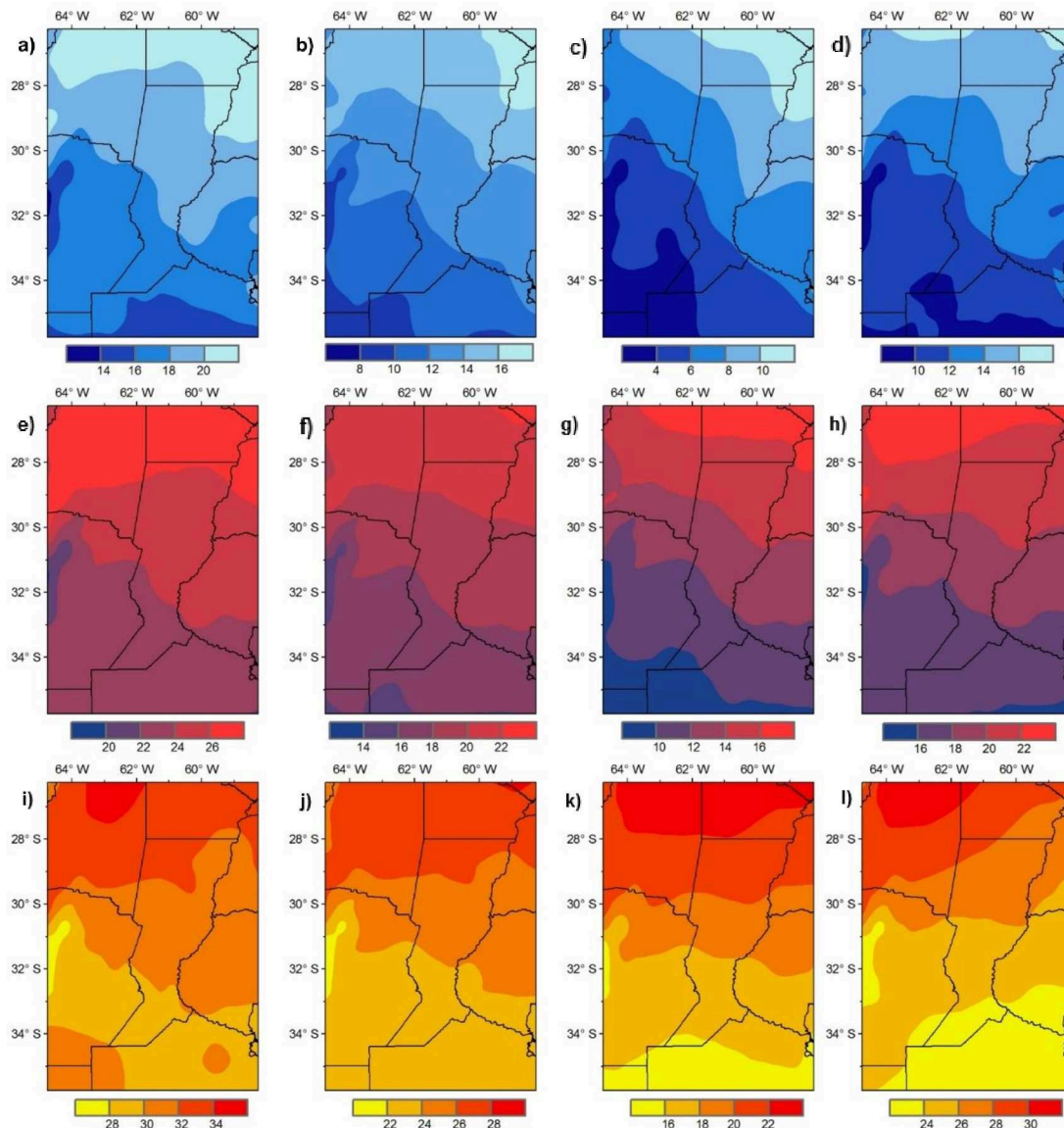


Figura 1.10: Distribución espacial de la temperatura mínima media estacional (1981-2010): **a)** verano, **b)** otoño, **c)** invierno y **d)** primavera. Distribución espacial de la temperatura media estacional (1981-2010): **e)** verano, **f)** otoño, **g)** invierno y **h)** primavera. Distribución espacial de la temperatura máxima media estacional (1981-2010): **i)** verano, **j)** otoño, **k)** invierno y **l)** primavera.

es cercana a los 23 °C (Figura 1.10e). En otoño no se presenta una gran variabilidad de Tmax, según se aprecia en la Figura 1.10j, con máximos cercanos a 28 °C al norte de la región. Las Tmin (Figura 1.10b) muestran mayor variabilidad espacial, con valores próximos a los 18 °C en el extremo NE y menores a 8 °C al SO y en las sierras de Córdoba. La Tmed promedio espacial de otoño es de 18 °C (Figura 1.10f). En invierno se produce un evidente gradiente de Tmin con sentido suroeste-noreste (Figura 1.10c), con un valor medio zonal de 7 °C; no obstante, la variación

espacial de las Tmax se diferencia por una marcada distribución latitudinal (Figura 1.10k), con máximos superiores a 22 °C en Chaco y norte de Santiago del Estero. La Tmed promedio espacial en invierno es de 14 °C. Por último, la primavera presenta una distribución espacial con un gradiente noroeste–sureste de Tmax media (Figura 1.10 l), contrario al observado para la Tmin, que exhibe un gradiente noreste–suroeste, suavizado al norte de la región (Figura 1.10d). Los valores medios extremos en esta estación son Tmin = 8 °C al sur de la region estudiada y en las sierras de Córdoba y Tmax = 31.4 °C al norte de Santiago del Estero. La distribución espacial de Tmed en primavera (Figura 1.10h) presenta variaciones latitudinales, con un valor promedio espacial de 19 °C.

Regímenes actuales

Se estimaron las marchas anuales de las Tmed, Tmax, Tmin medias mensuales para el período 1981-2010, utilizando los datos grillados del CRU TS 3.2. Se presentan en la Figura 1.11a las marchas anuales de la Tmed mensual, que determinan su variación intraanual, observándose de modo general un comportamiento estacional regular. El ciclo medio anual promedio sobre el área total en estudio muestra un rango térmico de 13.5 °C, con el máximo valor en enero (25.3 °C) y

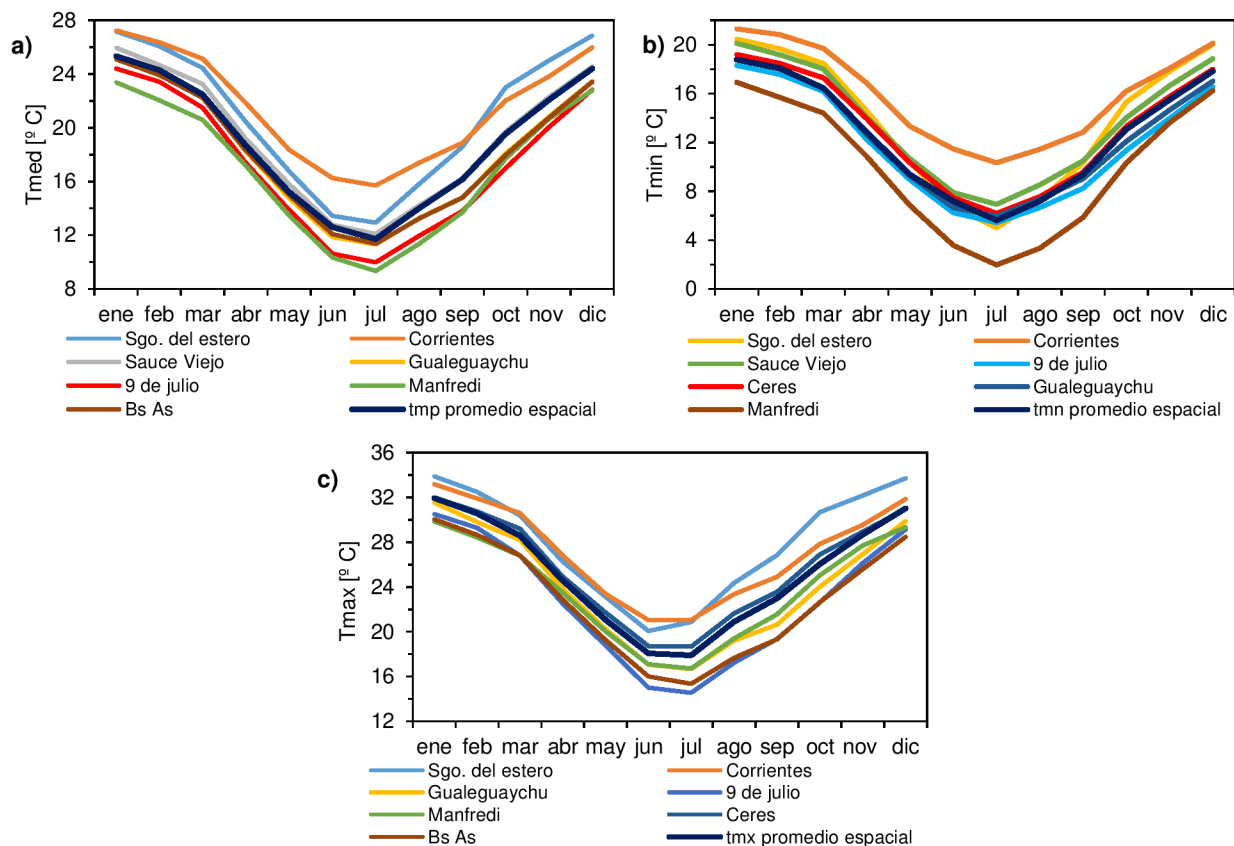


Figura 1.11: Ciclos anuales en el período 1981-2010 de: **a)** temperatura media mensual, **b)** temperatura mínima media mensual y **c)** temperatura máxima media mensual.

el mínimo en julio (11.7 °C). El ciclo anual de Tmed para diversas estaciones en la región indica un importante comportamiento latitudinal. La mayoría de las estaciones poseen un régimen similar, con un rango térmico próximo a los 14 °C, excepto Corrientes, que adquiere un valor de 11.5 °C. Se diferencian el régimen anual de Santiago del Estero y Manfredi, manifestándose de manera más simétrica, con mayores temperaturas medias en primavera. Este comportamiento se

asocia a las estaciones ubicadas al oeste de la región y se podría atribuir al factor de continentalidad.

El ciclo anual de T_{min} media mensual promedio en la región se presenta en la Figura 1.11b, con un régimen muy similar al de T_{med} . Se observa un rango térmico de 13 °C, con el máximo valor en enero, $T_{min} = 18.8$ °C y el mínimo en julio ($T_{min} = 5.6$ °C). Se observa de manera más acentuada los regímenes con un amplio rango térmico (aproximadamente 15 °C) en las estaciones del oeste (Santiago del Estero y Manfredi), con una distribución temporal simétrica. El factor de continentalidad influye en la T_{min} , ya que si bien la estación 9 de Julio se encuentra más al sur que Manfredi (Figura 1.1), esta última posee menor T_{min} promedio y mayor amplitud térmica. Al noreste se presenta un ciclo anual más suavizado, representado por la estación Corrientes, con un rango térmico de solo 11 °C.

La Figura 1.11c presenta la variabilidad intraanual de la T_{max} media mensual para el período 1981-2010. La marcha anual de T_{max} promedio espacial exhibe un comportamiento estacional diferenciado, con la excepción de tener en junio y julio valores muy próximos que producen un truncamiento de la distribución temporal. La máxima T_{max} se da en enero, con un valor de 32 °C, situándose el mínimo en el mes de julio ($T_{max} = 17.9$ °C) y junio ($T_{max} = 18$ °C). La T_{max} tiene un comportamiento latitudinal diferenciado, con los mayores rangos térmicos en las estaciones ubicadas al sur de la región (e.g., 9 de Julio, cuyo rango térmico es 16 °C). En Santiago del Estero, el mínimo valor de T_{max} se da en el mes de junio, contrariamente a las demás estaciones, que lo registran en julio.

1.4 Hidrología superficial

Los cursos superficiales de mayor importancia en la región bajo análisis son el río Paraná y uno de sus principales afluentes, el río Salado; ambos fueron descritos de manera concisa en la Introducción General. En esta sección, se realiza una caracterización general de ambos ríos y se presenta y analiza su evolución temporal en las estaciones de aforo con extensos períodos de datos. Además, se estudia el régimen actual e histórico, definiendo el ciclo anual de caudales medios mensuales en distintos períodos. Para el análisis de los caudales, se utilizaron datos provistos de manera libre por la Base de Datos Hidrológica Integrada del Sistema Nacional de Información Hídrica (BDHI, 2014).

1.4.1 Río Paraná

Caracterización general

El río Paraná es el curso de agua más importante de LPB, debido a sus caudales, a la extensión de su cuenca y a su longitud. Coronel y Menéndez (2006) proponen la subdivisión del río dos grandes tramos: Alto Paraná desde sus nacientes hasta la ciudad de Corrientes y Bajo Paraná desde Corrientes hasta su desembocadura en el Río de la Plata (Figura 1.12). A su vez, el Bajo Paraná se divide en Paraná Medio desde Corrientes hasta Rosario, Paraná Inferior desde Rosario hasta San Pedro y Delta del Paraná desde San Pedro hasta la desembocadura en el río de la Plata.

La subcuenca del Paraná Medio recorre una planicie aluvial cuyo ancho varía entre 6 y 40 km, la pendiente del lecho tiene un valor de alrededor de 4 cm/km y su ancho pasa de 4200 m frente a Corrientes a 2000 m frente a Rosario; aunque su valle de inundación se ensancha progresivamente entre Corrientes (13 km) y Rosario (56 km), extendiéndose casi totalmente sobre la margen derecha. El curso medio es muy diferente al superior, debido a la importante carga de sedimentos

que aporta el río Paraguay, en especial la del río Bermejo. La escorrentía de este tramo está gobernada, básicamente, por los aportes que se producen aguas arriba, provenientes de las cuencas del Paraná Superior y de los ríos Iguazú y Paraguay. El Paraná Inferior se diferencia del Medio, desde el punto de vista hidráulico, debido a que el primero se ve influido por las mareas. En el último tramo, el río se divide en una serie de brazos que resultan en una conformación compleja (Delta del Paraná), que consiste en un conjunto indiferenciado de islas asociadas a una serie de cursos de canales naturales. El delta tiene un ancho que varía entre los 18 y 61 km, cubriendo una superficie de 17 500 km². Las zonas bajas del delta son afectadas por crecidas del Río de la Plata provocadas por las sudestadas (Coronel y Menéndez, 2006).



Figura 1.12: Identificación de tramos de los ríos Paraná y Salado en la zona delimitada de estudio.

Series temporales de caudales máximos, mínimos y medios

Se consideró la sección de control de Corrientes (Figura 1.12), que incluye los aportes del Alto Paraná y del río Paraguay, siendo representativa del tramo medio. Esta estación se seleccionó por la bondad de los datos y la ausencia de baches, cubriendo un período a paso mensual y diario entre los años 1904 y 2012. En la Figura 1.13 se presenta la serie temporal de caudales medios mensuales, donde se observa un pico máximo extraordinario en el mes de junio de 1983, con un valor de 54 468 m³/s. Otros picos de crecida importantes se registraron en junio de 1992, mayo de 1998 y junio de 1905. El mínimo caudal observado en el período, se registró en octubre de 1944, con solo 4092 m³/s. La serie de caudales medios móviles de 24 meses sugiere que a partir de 1970-1971 se produjo un aumento significativo de los caudales, en congruencia con lo expuesto por García y Vargas (1998). El caudal medio mensual promedio en todo el período observado (01/1904 - 08/2013) es de 17 200 m³/s. En el período 01/1904 - 12/1971 se registró un caudal mensual promedio de 16 000 m³/s y entre los meses 01/1972 - 08/2013 de 19 162 m³/s, es decir, un 19.7% mayor al período anterior a 1971. Por su parte, el caudal medio mensual del período 01/1971 - 12/2000 es de 19 788 m³/s, otorgando indicios que en la última década la tendencia hacia condiciones de grandes descargas estaría revirtiéndose; siendo el valor promedio para el período 01/2002 a 08/2013 de 17 747 m³/s, muy próximo al promedio de todo el período analizado.

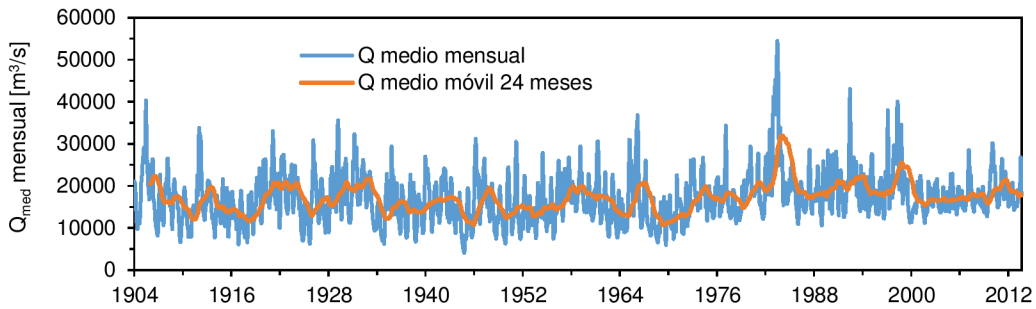


Figura 1.13: Serie temporal de caudales medios mensuales del río Paraná en Corrientes.

La Figura 1.14 presenta la distribución temporal de los caudales medios anuales en Corrientes, junto a la tendencia de alta frecuencia obtenida con un SSA (se analiza en el Capítulo 2). Se observa un máximo extraordinario de 38 560 m³/s en el año 1983 y un mínimo de 9 412 m³/s en el año 1944. El comportamiento de la tendencia muestra el salto en la media en el año 1970-1971, congruente con el informado por García y Vargas (1998). A partir de ese año, se observa un período con caudales medios anuales superiores a la media de la serie total, que se mantiene hasta el año 2000, cuando se produce una leve declinación en la tendencia que persiste hasta 2012.

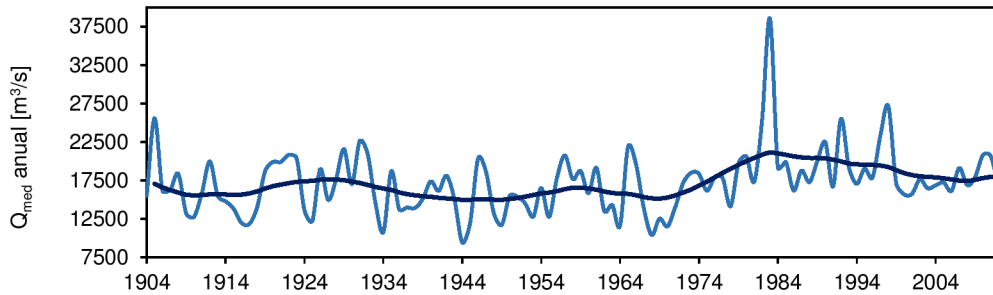


Figura 1.14: Caudales medios anuales del río Paraná en Corrientes y tendencia no lineal reconstruida aplicando un SSA (Cap. 2)

Las series de caudales máximos y mínimos anuales se muestran en las Figuras 1.15a-b. El caudal mínimo anual (Figura 1.15a) presenta un evidente salto en los valores medios en el año 1970, que se estabilizó luego de la crecida extraordinaria de 1983, manteniéndose hasta la actualidad, según se puede observar en la reconstrucción de la tendencia no lineal dominante obtenida con el SSA (ver Capítulo 2). En el período comprendido entre 1971 y 2013 el caudal mínimo anual promedio fue de 12 062 m³/s, mayor en un 42% al registrado entre 1904 y 1970, de

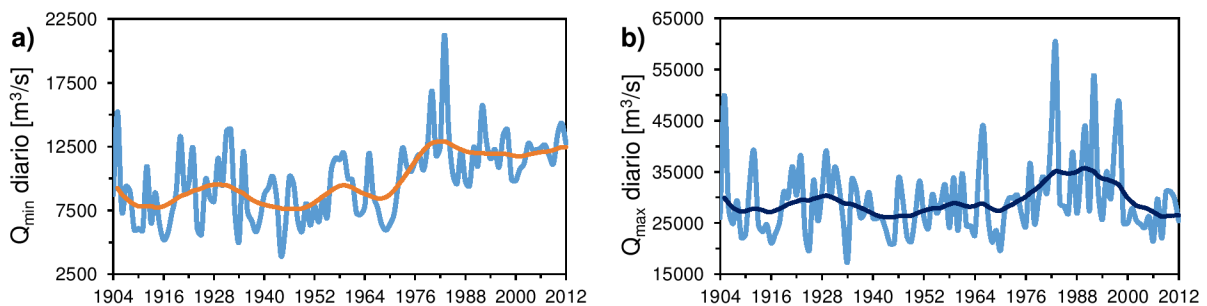


Figura 1.15: Caudales extremos anuales del río Paraná en Corrientes a) mínimos y b) máximos y tendencias no lineales reconstruidas aplicando SSA (Cap. 2).

8487 m³/s, aunque probablemente se encuentra influido por la operación de represas hidroeléctricas en territorio brasileño. La serie temporal de caudal máximo anual (Figura 1.15b) presenta un valor extremo en 1983 de 60 215 m³/s registrado el día 18/07/1983, los tres picos que

lo siguen en relevancia son de 54 000 m³/s el 08/06/1992, 50 042 m³/s el 05/06/1904 y 48 162 m³/s el 04/05/1998. La tendencia reconstruida muestra un aumento en el año 1970, congruente con los caudales medios y mínimos medios anuales, aunque se observa un decaimiento importante de esta tendencia húmeda en la primera década del siglo XXI.

Régimen anual actual e histórico

El ciclo anual de caudales medios mensuales para la estación Corrientes se presenta en la Figura 1.16, considerando el inicio del año hidrológico en septiembre. De manera general, el régimen del río presenta los máximos caudales en los meses de febrero y marzo y los mínimos al final del invierno y comienzo de la primavera. Se observa un aumento significativo de los caudales a partir del año 1971, principalmente en los meses correspondientes a las estaciones intermedias. El período 1904-05/1971-72 presenta el máximo valor en el mes de marzo, situación que se modifica para el período 1972-73/2012-13, donde se manifiesta en febrero, al igual que en todo el período de la serie. Los incrementos relativos que se observan en junio se corresponden con el aporte del río Paraguay, mes en el que este último presenta los mayores caudales.

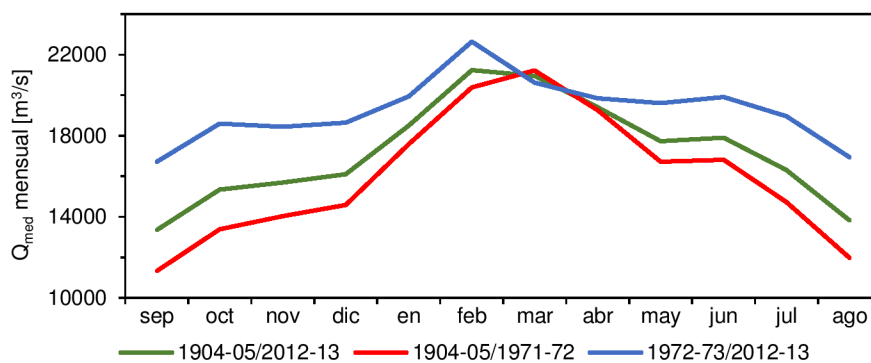


Figura 1.16: Caudales medios mensuales del río Paraná en Corrientes en cada uno de los períodos definidos.

1.4.2 Río Salado

Caracterización general

El río Salado nace en el paraje Las Juntas, donde confluyen los ríos Arias y Guachipas en el borde oriental de la Puna Argentina, formando la cuenca superior hasta la localidad de Joaquín V. González, ubicada en el sector Sureste de Salta. Al ingresar en Santiago del Estero, el río recibe el nombre de Salado. La cuenca media se extiende hasta Tostado, localidad ubicada al noroeste de Santa Fe (Figura 1.12). En esta subcuenca el relieve es llano y las lluvias son escasas, por lo que el río no recibe afluentes importantes (curso alóctono). Los caudales en este tramo son regulados (por efecto de los diques en la cuenca alta) y aprovechados para el abastecimiento de agua potable y riego, a través de obras de toma y una extensa red de canales. La cuenca inferior se desarrolla entre Tostado y la desembocadura en el río Paraná, en proximidades de la ciudad de Santa Fe (Figura 1.12). Es un sistema de llanura que conforma una transición entre dos grandes regiones naturales, la Llanura Pampeana (al sur) y la Llanura Chaqueña (al norte). Gran parte de la cuenca se asemeja a un plano suavemente inclinado con pendiente regional hacia el este, variable entre 0.01 % y 0.05% (Pedraza et al., 2006).

Series temporales de caudales máximos, mínimos y medios

Se cuenta con datos de caudales del río Salado en la sección de control Ruta Provincial N° 70, ubicada entre las ciudades de Esperanza y Santa Fe, a partir de 1953. La serie presenta un bache

muy importante entre los meses 01/1987 y 03/1993, pero fue seleccionada por ser la única fuente de datos de extensión considerable en la cuenca inferior del río, que presenta la mayor complejidad de gestión y se encuentra totalmente en la provincia de Santa Fe.

La Figura 1.17 muestra los caudales medios mensuales del río Salado, con picos máximos de 1818 m³/s en febrero de 1998, 1671 m³/s en mayo de 2003 y 1237 m³/s en junio de 1973. Se observa un incremento notorio en los caudales a partir de 1970, análogo al comportamiento del río Paraná, manteniéndose 10 años sin crecidas relevantes entre 2004 y 2013. El caudal medio mensual del período 01/1954 – 08/2013 es de 132 m³/s, mientras que el del período 01/1954 – 12/1971 es de 69 m³/s y de 163 m³/s entre los meses 01/1972 – 08/2013. Atendiendo a los errores que pueda producir el bache de 6 años (10% de datos faltantes), se observa un incremento del 137% en los caudales medios del río Salado a partir de 1972. Además, el caudal medio mensual del período 01-2004 al 08/2013 fue de solo 75 m³/s, otorgando una gráfica idea del comportamiento del río Salado en su cuenca inferior a partir de la crecida extraordinaria de 2003.

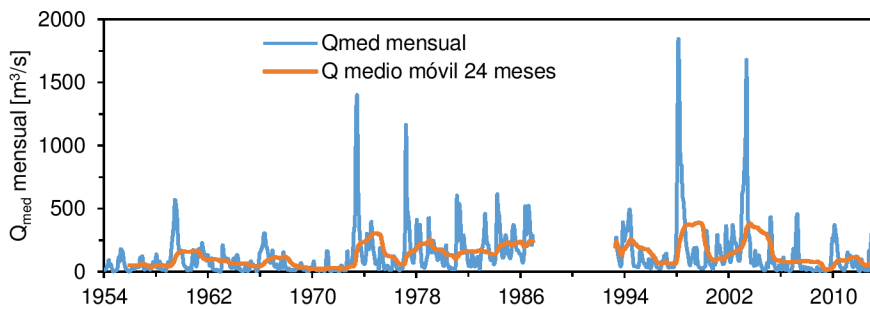


Figura 1.17: Serie temporal de caudales medios mensuales del río Salado en la Ruta Provincial N° 70.

La Figura 1.18 presenta la distribución temporal de los caudales medios anuales del río Salado en la RP70. Se observa el máximo valor en el año 1998, con una media anual de 669 m³/s, mientras que en el año 2003 se registró un caudal medio anual de 515 m³/s. El comportamiento del caudal medio móvil de 5 años presenta un incremento considerable a partir de 1970, aunque se pierde información importante por la ausencia de datos entre 1987 y 1993. El mínimo caudal medio anual se registró en 1968, con solo 18 m³/s.

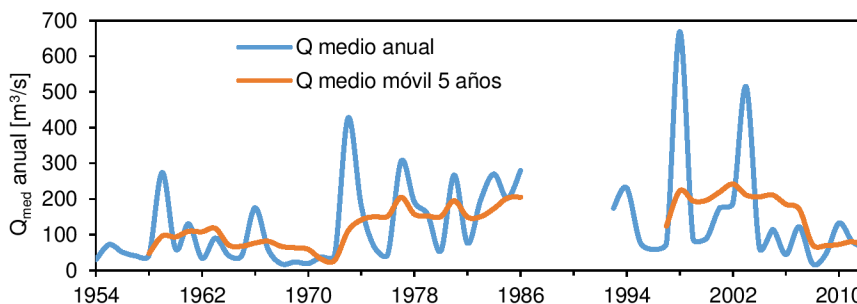


Figura 1.18: Serie temporal de caudales medios anuales del río Salado en la Ruta Provincial N° 70.

Las Figuras 1.19a y b presentan los caudales extremos anuales (mínimos y máximos diarios) para la estación Ruta Provincial N° 70 del río Salado. El pico máximo histórico de este río se registró el 30 de abril de 2003, con 3954 m³/s (Figura 1.19a), causando la peor catástrofe hídrica de la historia en la ciudad de Santa Fe. Si bien durante 1998 la crecida fue más prolongada (los picos medios mensuales y anuales son mayores durante ese año), el valor máximo diario de 1998 es el segundo más importante, con un caudal de 2671 m³/s el día 17 de febrero. Lo sigue en relevancia la crecida de 1973, cuando se registró un máximo de 2430 m³/s. Los caudales mínimos presentan un incremento a partir de 1970, según se aprecia en la serie temporal de caudales medios

móviles de 5 años en la Figura 1.19b. El mínimo caudal medio diario se registró en el año 1962, con solo 0.5 m³/s. Los valores extremos dan cuenta de la gran variabilidad temporal del río Salado; con el máximo pico de crecida 32 veces superior y el mínimo caudal medio diario 250 veces inferior al caudal medio diario promedio en todo el período, de 125 m³/s.

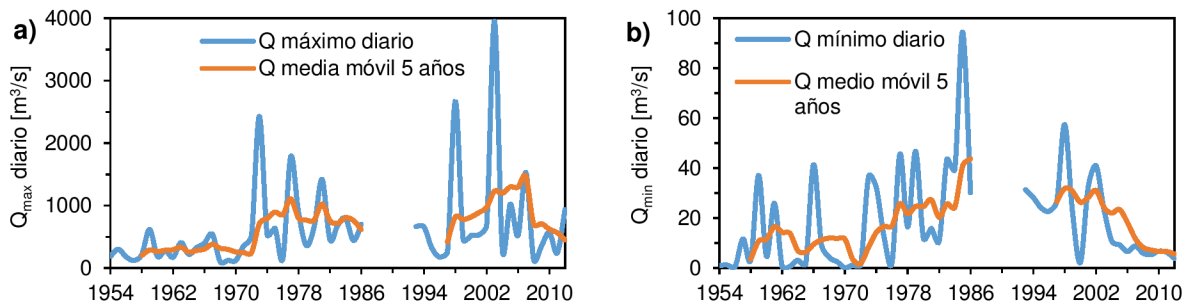


Figura 1.19: Caudales extremos anuales del río Salado en RP70: a) mínimos y b) máximos.

Régimen anual actual e histórico

El ciclo anual de caudales medios mensuales para la estación de aforo RP70 se presenta en la Figura 1.20, considerando el inicio del año hidrológico en septiembre, al igual que en el río Paraná. El régimen del río presenta los máximos caudales en los meses de abril y marzo y los mínimos en primavera, en los meses de septiembre y octubre. Se puede apreciar una clara diferencia entre los períodos analizados, siendo el período anterior al año 1971 considerablemente más seco que el último examinado, entre los años 1993 y 2013. El régimen del río en todo el período de datos presenta valores máximos de similar relevancia en los meses de marzo, abril y mayo, comenzado a incrementar los caudales en enero y a decaer en junio, hasta llegar al mínimo en el mes de septiembre. En el período 1993-94/2012-13 se observa un comportamiento similar, con un valor máximo de 259 m³/s y un rango de 210 m³/s; mientras que en el período 1954-55/1971-72 se diferencia un máximo de solo 94 m³/s en el mes de abril y un rango de 54 m³/s. Se concluye que el régimen del río presentó variaciones muy importantes, incrementando notoriamente los caudales mensuales entre los meses de noviembre y mayo.

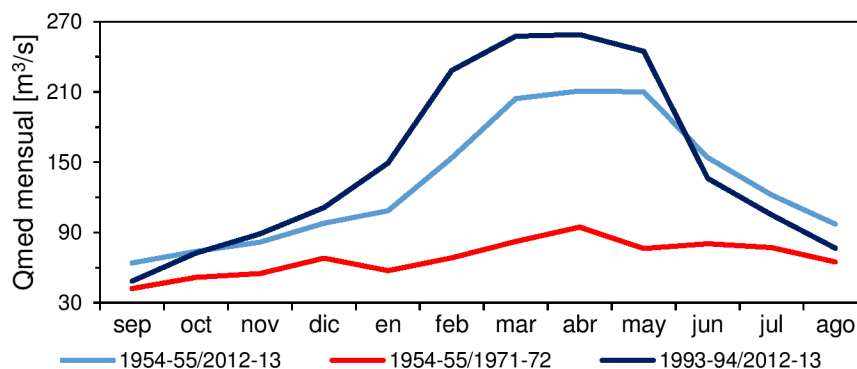


Figura 1.20: Caudales medios mensuales del río Salado en RP70 en cada uno de los períodos definidos.

1.5 Resumen y conclusiones

En el presente capítulo se analizó la climatología de la precipitación y la temperatura en la región, como así también aspectos fundamentales de la hidrología superficial, a través del estudio de los caudales de los principales ríos que drenan la zona. Para ello, se investigó la distribución espacial de las variables climáticas, sus regímenes en el último período normal (1981-2010) y en períodos normales anteriores y el comportamiento histórico de las series temporales. Además, se

realizó una caracterización general de los ríos Paraná (tramo medio) y Salado, analizando sus regímenes históricos y actuales y las series temporales de caudales.

La distribución espacial de la precipitación anual presentó isohietas con una orientación general norte-sur y un gradiente de crecimiento oeste-este, con valores máximos promedios mayores a 1350 mm y mínimos menores a 750 mm. En verano, el campo de precipitación tiene mayor variabilidad espacial debido a las características convectivas de las lluvias, con un valor promedio espacial de 350 mm. Durante el otoño se producen importantes precipitaciones (300 mm de promedio espacial) y aumenta la influencia de los sistemas frontales, causando un ordenamiento norte-sur de las isohietas. El invierno es la estación más seca (80 mm promedio espacial), debido a que la convección es muy débil por efecto de los anticiclones. La primavera presentó una distribución espacial de la precipitación similar al otoño, aunque la precipitación media espacial sobre la región es menor, próxima a los 250 mm.

El ciclo anual promedio espacial de precipitación en la región tiene una importante variabilidad intraanual, con un mínimo principal en los meses de junio y julio y un máximo en marzo. El período de lluvias va desde octubre a abril, meses en que precipita más del 80% de la precipitación anual. En el este de la región, la estación seca (invierno) no se encuentra tan diferenciada como en el centro y en el oeste, donde las precipitaciones invernales son prácticamente nulas.

La distribución espacial de la temperatura media anual presentó isotermas con un marcado gradiente latitudinal sur-norte en la zona de llanura, un rango térmico medio de 8 °C y valores máximos cercanos a los 22.5 °C en el norte de la región. Los valores mínimos de temperatura mínima media anual (menores a 9 °C) se producen en el extremo suroeste de la región. Por su parte, la temperatura máxima media anual exhibió valores climatológicos cercanos a los 30 °C en el norte de Santiago del Estero y de 21 °C en el centro de Buenos Aires. El ciclo medio anual promedio sobre el área total en estudio mostró un rango térmico de 13.5 °C, con el máximo valor en enero (25.3 °C) y el mínimo en julio (11.7 °C).

El desplazamiento de las isohietas medias anuales hacia el oeste, entre los períodos normales 1931-1960 y 1971-2000, indicó un incremento local de la precipitación media, en concordancia con lo documentado por García y Pedraza (2008) y Venencio y García (2012). Este aumento parece interrumpirse a partir del 2000, ya que en el período 1981-2010 se produce un retroceso de estas isohietas, en comparación con el período normal inmediato anterior (1971-2000). Los cambios en la climatología estacional de la precipitación mostraron que en invierno se produjo una disminución local de las precipitaciones y un incremento en verano, otoño y primavera. Por otro lado, también se manifestaron cambios históricos en los patrones climatológicos de temperatura. De manera general, se observó un incremento local de la temperatura, mayormente diferenciado en las temperaturas mínimas.

En referencia a la hidrología superficial de la región, el régimen del río Paraná presenta los máximos caudales en los meses de febrero y marzo y los mínimos al final del invierno y comienzo de la primavera. El caudal medio mensual promedio en todo el período observado (01/1904 - 08/2013) fue de 17 200 m³/s. Los picos máximos diarios se dieron el 18/07/1983 (60 215 m³/s), el 08/06/1982 (54 000 m³/s), el 05/06/1904 (50 042 m³/s) y el 04/05/1998 (48 162 m³/s). Se detectó un aumento significativo de los caudales a partir del año 1971, principalmente en los meses correspondientes a las estaciones intermedias, en congruencia con lo expuesto por García y Vargas (1998). Las series temporales mensuales y anuales refuerzan este hallazgo e indican que a partir

del comienzo del siglo XX pareciera existir un decrecimiento en las tendencias positivas observadas desde 1971.

Los máximos caudales del río Salado se producen en los meses de abril y marzo y los mínimos en primavera. El caudal medio mensual del río es de $132 \text{ m}^3/\text{s}$ y los picos máximos históricos se registraron el 30 de abril de 2003, con $3954 \text{ m}^3/\text{s}$, el 17 de febrero de 1998 ($2671 \text{ m}^3/\text{s}$) y en 1973 ($2430 \text{ m}^3/\text{s}$). Por su parte, el mínimo caudal medio diario se registró en 1962, con solo $0.5 \text{ m}^3/\text{s}$. Estos valores extremos dan cuenta de la gran variabilidad temporal del río Salado, con el máximo pico de crecida 32 veces superior y el mínimo caudal medio diario 250 veces inferior al caudal medio diario promedio en todo el período. El régimen de este río presentó variaciones históricas muy importantes a partir de 1971, incrementando notoriamente los caudales medios mensuales, principalmente entre los meses de noviembre y mayo. A partir de 2004, se registró un período de 10 años sin crecidas relevantes (hasta agosto de 2013).

1.6 Referencias

- American Meteorological Society, cited 2014: "Climate System". Glossary of Meteorology. [Available online at http://glossary.ametsoc.org/wiki/Climate_system"]
- Ambrizzi, T., 2006. Variabilidad Interanual: Background. El cambio Climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Díaz Ed., Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 39-47.
- Anderson, O.D., 1977. Time Series Analysis and Forecasting. Butterworths, UK.
- Barros, V., Doyle, M., 1996. Precipitation trends in Southern South America to the east of the Andes. Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies. Report N° 26. Kinter III, J., Schneider, E. (Eds.), pp. 76-80.
- Barros, V., Doyle, M., González, M., Camilloni, I., Bejarán, R., Caffera, R., 2002. Climate Variability over Subtropical South America and the South American Monsoon: a Review. *Meteorológica*, 27, 33-57.
- Barros, V., Doyle, M., Camilloni, I., 2008. Precipitation trends in southeastern South America: Relationship with ENSO phases and with low-level circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 93, 19-33.
- BDHI, Base de Datos Hidrológica Integrada del Sistema Nacional de Información Hídrica, Subsecretaría de Recursos Hídricos. http://www.hidricosargentina.gov.ar/acceso_bd.php. Acceso abril 2014.
- Berbery, E. H., Barros, V., 2002. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America. *J. Hydrometeor.*, 3, 630-645.
- Berbery E. H., Doyle, M., Barros, V., 2006. Tendencias regionales en la precipitación. El cambio climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Díaz (Eds.), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 67-79.
- Caffera, R. M., Berbery, E. H., 2006. Climatología de la Cuenca del Plata. El cambio climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Díaz (Eds.), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 19-36.
- Camilloni, I., Barros, V., 2000. The Paraná River response to El Niño 1982-83 and 1997-98 events. *J. Hydrometeor.*, 1, 412-430.
- CEPAL (Comisión Económica para América Latina y el Caribe), 2003. Las inundaciones de 2003 en Santa Fe, Argentina. <http://www.gfdr.org>. Acceso diciembre de 2013.
- Chatfield, C., 2004. The Analysis of Time Series, an Introduction, sixth ed. Chapman & Hall/CRC, New York.
- Coronel, G., Menéndez, G., 2006. Fisiografía e Hidrología de la Cuenca del Plata. El cambio Climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Díaz (Eds.), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 49-64.

- García, N. O., Vargas, W.M., 1998. The Temporal Climatic Variability in the “Río de la Plata” Basin Displayed by the River Discharges. *Climatic Change*, 38, 359-379.
- García N., Mechoso, C., 2005. Variability in the discharge of South American rivers and in climate. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 50, 3, 459-477.
- García, N. O., Krepper, C., Venencio, M. V., Sgroi, L., Córdoba, R. V., 2006. Climatología. Vulnerabilidad de los Recursos Hídricos en el Litoral-Mesopotamia. Actividades Habilitantes para la 2ª Comunicación Nacional del Gobierno de la República Argentina a las Partes de la Convención Marco de la Naciones Unidas sobre Cambio Climático (F51287/AR). INFORME FINAL. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas - UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL, ARGENTINA, 3.1.1-70.
- García, N. O. and Pedraza, R. A., 2008. Daily Rainfall Variability over Northeastern Argentina in the La Plata River Basin. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1146: 303–319. doi: 10.1196/annals.1446.011
- Haylock, M. R, Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y. M. T., Baez, J., Barros, V. R., Berlato, M. A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V. J., Grimm, A. M., Karoly, D., Marengo, J. A., Marino, M. B., Moncunill, D. F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J. L., Trebejo, I., Vincent, L. A., 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512.
- Jones, P., Harris, I., 2012. CRU Time Series high-resolution gridded data version 3.2, NCAS British Atmospheric Data Centre, University of East Anglia Climatic Research Unit (CRU), available in <http://badc.nerc.ac.uk/>.
- Kodama, Y. M., 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ and SACZ). 1. Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 813-836.
- Krepper, C. M, Zucarelli, G. V, 2010. Climatology of water excesses and shortages in the La Plata Basin. *Theor Appl Climatol*. 102, 13-27.
- Latrubesse, E., Brea, D., 2010. Floods in Argentina. Natural Hazard and human-exacerbated disaster in Latin America. E. Latrubesse (Ed.), 1ra Ed., Elsevier, 333-349.
- Lichtenstein, E. R. 1980. La depresión en el Noroeste Argentino. Tesis Doctoral, FCEyN, Universidad de Buenos Aires.
- Liebmann, B., Vera, C., Carvalho, L. M. V., Camilloni, I. A., Hoerling, M. P., Allured, D., Barros, V. R., Baez, J., Bidegain, M., 2004. An observed trend in central South American precipitation. *J. Climate*, 17, 4357–4367.
- Nesbitt, S. W., Zipser, E. J., Cecil, D. J., 2000. A census of precipitation features in the Tropics using TRMM: Radar, ice scattering, and lightning observations. *J. Climate*, 13, 4087-4106.
- Nogués-Paegle, J., Mo, K. C., 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.* 125, 279-291.
- Nogués-Paegle, J., Mechoso, C., Fu, R., Berbery, E. H., Winston, C., Chen, T-C., Cook, K., Diaz, A., Enfield, D., Ferreira, R., Grimm, A., Kousky, V., Liebmann, B., Marengo, J., Mo., K., Neelin, L., Paegle, J., Robertson, A., Seth, A., Vera, C., Zhou, J., 2002. Progress in Pan American CLIVAR Research: Understanding the South American Monsoon. *Meteorológica*, 27, 3-32.
- Pedraza, R., Silber, M., Morresi, M.V., Rohrmann, H., Luis, H., Valiente, M., 2006. Hidrología Superficial. Vulnerabilidad de los Recursos Hídricos en el Litoral-Mesopotamia. Actividades Habilitantes para la 2ª Comunicación Nacional del Gobierno de la Rep. Argentina a las Partes de la Convención Marco de la Naciones Unidas sobre Cambio Climático (F51287/AR). INFORME FINAL. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas - UNIVERSIDAD NACIONAL DEL LITORAL, ARGENTINA, 3.2.1-70.
- Prohaska, F. J., 1976. Climates of Central and South America. *World Survey of Climatology* vol. 12. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. 57-69.

- Remenieras, G., 1974. Tratado de Hidrología Aplicada, Editores Técnicos Asociados S.A., Barcelona, España.
- Robertson, A., Mechoso, C., 2000. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2947-2957.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., Ziese, M., 2011. GPCP Full Data Reanalysis Version 6.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain Gauges built on GTS-based and Historic Data. DOI: 10.5676/DWD_GPCP/FD_M_V6_050
- Saulo, C., Ferreira, L. J., Mejia, J., Seluchi, M., 2004. A Description of the Thermal Low characteristics using SALLJEX special observations. *CLIVAR Exchanges Contributions*, 29, 1-4.
- Venencio, M. V., García, N., 2012. Interannual variability and predictability of water table levels at Santa Fe Province (Argentina) within the climatic change context. *Journal of Hydrology*. 409, 62–70.
- Vera, C., Vigliarolo, P. K., Berbery, E. H., 2002. Cold season synoptic scale waves over subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 684-699.
- Von Storch, H., Zwiers, W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, United States of America.
- WMO, 2008. *Guide to Hydrological Practices*, WMO N° 168, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- Zhou, J., Lau, W. K., 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *Int. J. Climatol.*, 21, 1623-1644.

Capítulo 2: Variabilidad climática

2.1 Introducción

El SESA es una estrecha cuña continental rodeada por inmensos océanos; en consecuencia, gran parte de los estudios de variabilidad climática en esta región se han enfocado en torno a las condiciones de las SST. La influencia de la SST en la atmósfera se puede propagar a grandes distancias a través de ondas que dan lugar a patrones de teleconexiones entre las anomalías remotas, manifestándose forzamientos remotos desde el Pacífico o el Atlántico sobre LPB, afectando la variabilidad climática en escalas que van desde la ínter estacional a la decadal (Barros et al., 2006). La precipitación sobre el SESA ha variado en escalas interanuales y decadales, produciendo importantes impactos en la agricultura, los recursos hídricos y la generación de energía (Robertson y Mechoso, 1998). Mejorar la comprensión de la variabilidad interanual a decadal del clima puede contribuir a mejorar la predicción e incorporación de información climática en la toma de decisiones a nivel regional (Seager et al., 2010).

La principal fuente de variabilidad climática en la escala interanual en LPB es el ENSO, cuyas fases extremas son conocidas como eventos El Niño y La Niña. En efecto, el principal modo de variabilidad interanual sobre LPB está relacionado con el ENSO (Zhou y Lau, 2001). Numerosos trabajos vinculan la precipitación en el SESA con el ENSO en fase El Niño, ocasionando aumentos en la precipitación de la región (e.g., Aceituno, 1988; Grimm et al., 2000; Paegle y Mo, 2002) e incrementos en los caudales de los ríos (e.g., Robertson y Mechoso, 1998). La vinculación con el ENSO es fuerte durante la primavera austral, débil en verano y adquiere importancia nuevamente en otoño (Grimm et al., 2000; Barreiro, 2010). La influencia del ENSO en las precipitaciones del SESA puede ser entendida en términos de las SST tropicales y las anomalías de temperatura que fuerzan el patrón de teleconexión PSA (patrón de teleconexión Pacífico-Sudamérica, Mo y Higgins, 1998). El PSA es un patrón de anomalías de circulación en la tropósfera en la forma de un tren de ondas estacionarias barotrópicas que se extienden desde el Pacífico central tropical hasta el mar de Billingshausen, doblando luego hacia el norte hasta alcanzar América del Sur y el Atlántico Sur. A través de los patrones PSA se establece una teleconexión entre el ENSO y la ZCAS, especialmente importante durante la primavera, cuando el jet subtropical es intenso, por lo que su incremento (disminución) por la circulación asociada a El Niño (La Niña) contribuye a favorecer una fuerte señal en la precipitación (Barros et al., 2006). La respuesta de la atmósfera a la variabilidad decadal del Pacífico tropical (PDV, por su sigla en inglés) funciona de manera similar a la respuesta al ENSO, explicando, en parte, las condiciones más húmedas en el SESA durante las dos décadas luego del cambio hacia condiciones más calientes de las SST del Pacífico tropical en 1976-1977 (Huang et al., 2005). Además, el impacto del ENSO en la precipitación del SESA está influenciada por la fase de la PDV (Andreoli y Kayano, 2005; Barreiro, 2010).

Otro patrón importante en la variabilidad climática de LPB, cuyo comportamiento se explicó en el Capítulo 1, es la ZCAS. Varios trabajos examinaron vinculaciones de la ZCAS y la precipitación en el SESA con anomalías de las SST en el Océano Atlántico subtropical y tropical; aunque permanece el debate en la medida con la que la variabilidad de la ZCAS ocasiona anomalías de las SST en el Atlántico Sur, o viceversa (e.g., Robertson y Mechoso, 2000; Trzaska et al., 2007). Por su parte, el Océano Atlántico contribuye a la variabilidad multidecadal, con anomalías frías de las SST tropicales produciendo condiciones de humedad en el SESA (Seager et al., 2010). Según estos autores, las tendencias húmedas de principios y finales del siglo XX

fueron causadas, en gran parte, por un enfriamiento del Océano Atlántico tropical, relacionado a una fase fría del índice de la AMO. Vera et al. (2010) explican que las evidencias de variabilidad decadal observadas harían que las señales de CC a nivel regional puedan estar moduladas por variaciones naturales, particularmente las debidas a la variabilidad multidecadal oceánica.

Un amplio grupo de estudios en el SESA utilizaron los caudales de los ríos como indicadores de la variabilidad climática, las descargas extremas y sus conexiones remotas. Aceituno (1988) mencionó una débil correlación negativa entre las descargas del río Paraná en Corrientes y el SOI. Amarasekera et al. (1997) hallaron una correlación positiva entre las descargas del Paraná y las anomalías de SST del Océano Pacífico este y central ecuatorial. Robertson y Mechoso (1998) reportaron que el caudal de los cuatro mayores ríos en el SESA (Uruguay, Negro, Paraná y Paraguay) presentan picos interanuales en la escala del ENSO junto con una componente cercana a la decadal y notorias tendencias no lineales en los ríos Paraná y Paraguay. García y Vargas (1998) comprobaron cambios en las medias de las series de caudales en el río Paraná entre 1970 y 1972. Genta et al. (1998) también identificaron tendencias positivas luego de la década de 1960 en los principales ríos del SESA. Tucci y Clarke (1998) indicaron que el incremento en las descargas luego de 1970 pudo deberse a los incrementos en las precipitaciones, a las prácticas agrícolas, o a ambas. Camilloni y Barros (2000) exploraron la respuesta del río Paraná durante los eventos El Niño 1982-1983 y 1997-1998. Robertson et al. (2001) analizaron la predictabilidad interanual y decadal del río Paraná, extrayendo componentes cíclicos. Además, Camilloni y Barros (2003) estudiaron la relación entre las fases del ENSO y las mayores descargas del río Paraná, concluyendo que dos tercios de las mayores anomalías en las descargas ocurrieron durante eventos El Niño y ninguno durante fases La Niña.

La variabilidad de baja frecuencia de las precipitaciones en el SESA fue analizada por Krepper y Sequeira (1998), aplicando un ACP a series de precipitaciones anuales; encontrando evidencias de una tendencia positiva desde 1950, especialmente en el noreste y centro de Argentina, Uruguay y una porción del estado de Rio Grande do Sul, en Brasil. Además, García y Vargas (1998) hallaron tendencias positivas en las precipitaciones desde 1970 en la estación Paraná y cambios en la serie alrededor de los años 1917-1918 y 1944. Por su parte, Krepper y García (2004) estudiaron las estructuras temporales y espaciales de tendencias y la variabilidad interanual de la precipitación en LPB. Estos autores encontraron evidencias que la precipitación tiene ciclos en la banda de frecuencia interanual de 6 y 3.5 años, junto a un ciclo cuasi bienal explicando, todos ellos, un 30% de la variabilidad total; mientras que se halló un componente de tendencia que explica menos del 5% del total de la varianza. Además, Venencio y García (2005) hallaron cambios en la frecuencia de sequías e inundaciones en la región Pampeana Argentina, indicando que la frecuencia de sequías anuales ha disminuido sobre la totalidad de la Pampa Húmeda desde 1970, con un promedio de una sequía cada tres años antes de 1969 y una cada cinco años a partir de ese año.

Los estudios referentes a la variabilidad observada y simulada de EE de temperatura en SA se agrupan y sintetizan en Rusticucci (2012). Barrucand et al. (2008) encontraron modos de variabilidad decadal en los extremos de temperatura en Argentina, asociados con patrones de circulación de larga escala en altas latitudes y la variabilidad de la SST en los océanos circundantes. Los modos de variabilidad significativos hallados por estos autores se concentran en la banda de 2 a 4 años y en otra frecuencia cercana a los 8 años; ésta última señal se destaca por su continuidad al menos hasta 1990 en primavera y por ser más significativa en la frecuencia de extremos fríos. Rusticucci y Renom (2008) mostraron que esta variabilidad decadal conduce a cambios en las teleconexiones con las SST del Pacífico Ecuatorial. Además, Tencer y Rusticucci

(2012) evaluaron la variabilidad interdecadal observada en la distribución de los eventos de temperatura que superan un determinado umbral en Argentina, durante el periodo 1941-2000, mediante la aplicación de la teoría de valores extremos. Por otro lado, Naumann y Vargas (2012) presentaron un análisis de la variabilidad intraestacional de las temperaturas máximas y mínimas diarias en SA.

Un análisis que puede ayudar a identificar el tipo de información necesaria para asistir en la toma de decisiones y la formulación de políticas es la estimación de la magnitud relativa de la variabilidad climática histórica en diferentes escalas temporales (estacional, decadal, largo plazo) (Baethgen, 2012). Una herramienta que otorga esta información a escala global es el “Time Scales Map Room”, disponible en http://iridl.ldeo.columbia.edu/maproom/Global/Time_Scales (Greene et al., 2011). Los resultados, expresados en promedio espacial, indican que la componente de tendencia de largo plazo o “cambio climático”, explica el 32% de la varianza total de la precipitación en la región en estudio, la componente decadal, que podría dar evidencias naturales de CC, el 10% y la interanual el 58%. La variabilidad decadal adquiere cierta importancia (30% de varianza explicada) en el extremo noroeste de la región, mientras que la componente interanual alcanza el 80% de implicancia en el extremo noreste.

2.2 Metodología

Para realizar el diagnóstico de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación anual se aplicó un Análisis por Componentes Principales (ACP, Von Storch y Zwiers, 1999; Wilks, 2006), utilizando los datos observados de estaciones y las bases de datos grillados GPCC v6 y CRU TS 3.2. Se usaron las estaciones (puntos de grilla) como variables (X_i) y los períodos temporales como individuos, en el modo conocido como S. Este método permite obtener las Componentes Principales (CPs) como series de tiempo y los autovectores (u_{ij}) como patrones espaciales, los cuales varían en el tiempo según las CPs. Para la aplicación del ACP se utilizó la matriz de correlación, a fin de enfatizar en la relación entre variables más que en la variabilidad propia de cada estación. Luego, se empleó la distribución espacial de las correlaciones para cada variable (estación, punto grilla) con las primeras CPs. Esta representación es equivalente a los patrones tradicionales de autovectores y tiene una interpretación más directa. El uso de la matriz de correlación, definida por

$$A = [a_{ij}] \text{ donde } a_{ij} = \text{Corr}(X_i, CP_j) \quad (2.1)$$

permite el cálculo rápido de la proporción de varianza de la estación X_i contabilizada por las k primeras componentes principales mediante la suma $a_{i1}^2 + a_{i2}^2 + \dots + a_{ik}^2$ (Krepper y Sequeira, 1998).

Se aplicó un ACP a los campos de precipitación anual del GPCC v6 en la región para investigar el comportamiento espacio-temporal de los patrones dominantes de precipitación anual. Aunque el análisis de la precipitación se realizó con los datos observados en estaciones y las bases de datos grilladas que se exponen en la Sección 1.1, se presentan solo los resultados obtenidos con GPCC v6, ya que, como se demostró en el Capítulo 1, es la base de datos que muestra mayor correlación con los datos observados en estaciones y permite mejorar la escasa distribución espacial de observaciones en la región.

El comportamiento temporal de las CPs se analizó con el Análisis Espectral Singular (SSA, por su sigla en inglés, Ghil et al., 2001; Wilks, 2006), tanto en la IAB como en la LFB, con el fin de determinar las estructuras espacio-temporal de tendencias y modos oscilatorios de las series. Para

diagnosticar la variabilidad propia de cada estación, se aplicó el SSA a las variables precipitación y caudal en estaciones dispersas en la región. El SSA es un método estadístico aplicado en el dominio temporal cuyo objetivo es describir la variabilidad de una serie de tiempo discreta y finita $X_i^* = X^*(i\Delta t)$, ($i = 1, \dots, N$ y $\Delta t =$ intervalo de muestreo) en términos de la estructura de la autocovarianza desplazada en el tiempo. Normalizando los datos, se transforman las variables a $X_i = X(i\Delta t)$ y se define una matriz de autocovarianzas desplazada en el tiempo, C ($M \times M$), según:

$$C_{ij} = \frac{1}{N-M} \sum_{s=i}^{N-M+|i-j|} X_s X_{s+|i-j|} \quad (i, j = 1, \dots, M) \quad (2.2)$$

donde M es la dimensión del espacio temporal sobre el cual se define la autocovarianza y $\tau = M\Delta t =$ máximo retardo (lag).

La descomposición en autovalores de la matriz de autocovarianza C ($M \times M$) hasta un lag $M\Delta t$ produce funciones ortogonales empíricas temporales **T-EOF** = [**T-EOF**₁, ..., **T-EOF** _{M}] con **T-EOF** _{k} = [**E** _{k} (1), ..., **E** _{k} (M)]^T y componentes principales temporales **T-PC** = [**T-PC**₁, ..., **T-PC** _{$N-M$}], con el vector columna definido como **T-PC** _{k} = [**PC** _{k} (1), ..., **PC** _{k} ($N-M$)]^T, estadísticamente independientes. M es el máximo número de lags o longitud de la ventana. Cada T-PC tiene una varianza λ_s y representa una versión filtrada de la serie original, X_i . En el contexto del SSA, una estructura cuasi-oscilatoria $X(k)$ estará presente cuando: a) se encuentren dos autovalores consecutivos, λ_s y λ_{s+1} , aproximadamente iguales, b) las dos correspondientes T-EOF _{s} y T-EOF _{$s+1$} sean aproximadamente periódicas, con el mismo período y en cuadratura, c) las T-PC _{s} y T-PC _{$s+1$} asociadas estén también en cuadratura. Establecer si tanto los autovectores como las componentes están en cuadratura, es un problema que en general no puede determinarse por simple inspección. Un método útil es realizar la correlación entre pares de componentes y determinar el lag para el cual se produce el mayor valor. Dicho lag corresponde a $T/4$, siendo T es el período dominante de la componente oscilatoria.

Un tópico fundamental en el SSA es la adecuada elección de M , ya que no puede resolver períodos mayores que la longitud de la ventana utilizada. De todos modos, en la reconstrucción de las señales, los resultados mejoran al aumentar M , siempre y cuando los errores estadísticos no dominen los últimos valores de la función de autocovarianza. Para prevenir este inconveniente, en la práctica, el ancho de ventana no debe exceder a $M = N/3$ y debe ser seleccionado entre el período de la oscilación y el tiempo de vida medio de su ciclo (Von Storch y Navarra, 1995). Esta última cantidad no puede ser estimada a priori, pero estos autores sugieren que el SSA es exitoso analizando períodos en el rango ($M/5, M$). En este Capítulo, se utilizó un valor de $M = 10$ años para analizar los modos dominantes de variabilidad interanual y $M = 30$ años para estudiar las tendencias y períodos dominantes de baja frecuencia, que pueden otorgar indicios de la variabilidad decadal en la región.

Las series temporales, o parte de ellas, que correspondan a modos dominantes (tendencias no lineales o pares oscilatorios) pueden ser reconstruidas por medio de combinaciones lineales de las CPs y los autovectores, según:

$$X_i = X(i\Delta t) = \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M \sum_{i+j=s} [(PC)_k(i)] [(E)_k(j)] \quad (2.3)$$

siendo k el set de T-EOFs en los que se basa la reconstrucción.

La idea fundamental del SSA es sencilla: se realiza un ACP con las variables analizadas siendo versiones desfasadas de una misma serie temporal. Se construyó una matriz de entrada que contiene la serie $X^*(i\Delta t)$, donde $i = 1, \dots, N$ son los lags y Δt es el incremento del tiempo (el “tamaño” del lag). La matriz de covarianzas desfasada C_{ij} (Ecuación 2.2), contiene las covarianzas de las series temporales en todas las combinaciones posibles de lags. Las T-PCs obtenidas por la descomposición de la C_{ij} se pueden interpretar como medias móviles de las series temporales originales, ponderando los valores medios con las coordenadas de los T-EOFs. La descomposición en CPs y su posterior reconstrucción (Ecuación 2.3) permiten identificar las diferentes señales y procesos ocultos en la serie $X^*(i\Delta t)$. Las primeras T-PCs estarán asociadas, naturalmente, con mecanismos determinísticos que explican la mayor cantidad de varianza de la serie. Las restantes T-PCs corresponden a información que no puede ser separada del ruido de fondo.

Luego de evaluar los resultados del SSA, se aplicaron filtros de Lanczos (Duchon, 1979); pasa-bajos cuando el objetivo era enfatizar en la variabilidad de baja frecuencia (decadal) y pasa-altos cuando se buscaba determinar claramente la variabilidad interanual. A las series filtradas se le aplicó nuevamente un SSA, buscando confirmar los pares que se insinuaban al analizar las series originales pero que no se podían separar debido al solapamiento en los errores de los autovalores. Estos errores fueron estimados según proponen Ghil y Vautard (1991):

$$\delta\lambda_s = \sqrt{\frac{2}{N_d}} \lambda_s \quad (2.4)$$

Donde $N_d = \frac{N}{M} - 1.3$

2.3 Variabilidad espacio-temporal de la precipitación anual

2.3.1 Comportamiento espacio-temporal

Se aplicó un ACP a las series de precipitación anual del GPCC, del CRU TS 3.2 y de estaciones observadas, con el objetivo de determinar el comportamiento espacio-temporal de la precipitación anual en la región. Las series de datos grillados poseen una distribución espacial y extensión temporal homogénea, lo que les otorga una ventaja por sobre la distribución espacial heterogénea y con distintos períodos temporales de los datos de las estaciones meteorológicas en la región. Debido a esto, y a las consideraciones que se detallan en el apartado 1.2.1, se presentarán en este Capítulo solamente los resultados obtenidos con la base de datos GPCC. Se tomaron 63 puntos de grilla equidistantes en la región, a 1° de resolución, permitiendo aplicar el modo S al ACP de las series de precipitación anual, entre 1901 y 2010.

Las Figuras 2.1a-c presentan la distribución espacial de las correlaciones entre las series de precipitación anual en cada punto de grilla con las primeras CPs, a_{ij} . El primer patrón de precipitación es el más importante, ya que la CP1 representa el 52.5 % de la varianza total y exhibe valores positivos de correlación en toda la región. La distribución de las a_{i1} (Figura 2.1a) indica que el centro-este de la región estudiada posee series de precipitación anual cuya respuesta está bien representada por una señal como la de la CP1 (Figura 2.2), ya que los valores de a_{i1} son mayores a 0.7. Esta misma señal se encuentra bien diferenciada, principalmente en el centro-norte de Santa Fe, con valores de correlación mayores a 0.8 y explicando más del 64% de la varianza total de las series de precipitación anual. Los menores valores de correlación se ubican en el noroeste de Santiago del Estero y, en menor medida, en el suroeste de Córdoba.

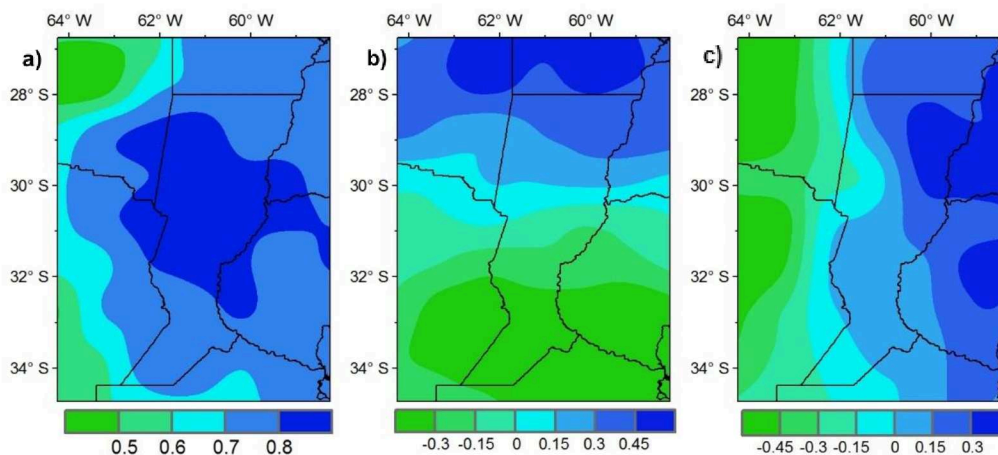


Figura 2.1: Primeros tres patrones de precipitación anual del ACP que determinan la distribución espacial de las a_{ij} : **a)** a_{i1} , **b)** a_{i2} , y **c)** a_{i3} .

El segundo patrón de precipitación en la región, representado por el comportamiento de la a_{i2} (Figura 2.1b) presenta una distribución diferenciada norte-sur, pasando de valores negativos en el extremo sur de la región a positivos (superiores a 0.45) en el sur de Chaco y el noreste de Santiago del Estero. La CP2 explica el 11.5% de la varianza total y su comportamiento puede considerarse complementario al de la CP1, aunque de menor relevancia. Por último, el patrón de correlaciones entre la CP3 y las series de precipitación anual en cada punto de grilla, que explica el 9.5% de la varianza total, se presenta en la Figura 2.1c. Los valores de a_{i3} muestran un marcado gradiente oeste-este, con mínimos negativos menores a -0.45 en el extremo oeste y máximos superiores a 0.3, que no adquieren suficiente significancia para el análisis.

La serie temporal de anomalías de precipitación anual asociada a la CP1 (Figura 2.2) sintetiza el comportamiento temporal medio de la precipitación en la región, ya que el coeficiente de correlación de Pearson estimado entre la CP1 y las anomalías de precipitación observada promediadas en toda la región es de 0.999. Las principales anomalías positivas se dieron en los años 2002 (350 mm) y 1914 (321 mm), mientras que los valores negativos extremos se observan en 1916 (-297 mm), 1937 (-269 mm) y, próximo a la actualidad, en 2008, con 215 mm de déficit medio anual. Se debe hacer referencia a un importante período consecutivo entre 1972 y 1983 prácticamente sin valores negativos y, además, otro período entre 1921 y 1937 con un marcado déficit de precipitación.

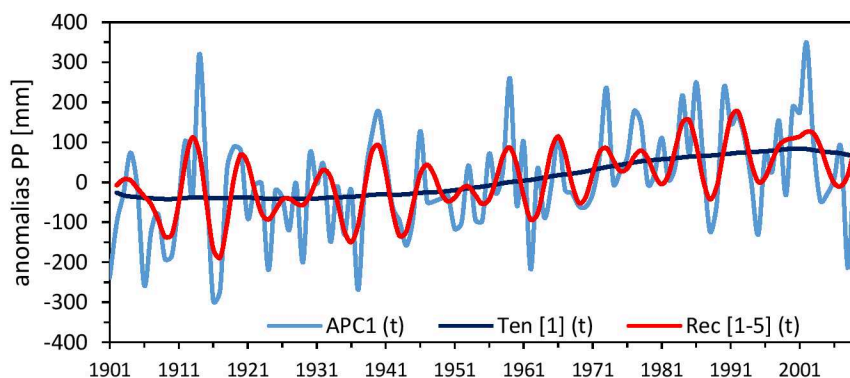


Figura 2.2: Anomalías de la CP1 (explican el comportamiento temporal promedio areal de la precipitación anual). En línea sólida azul se presenta las reconstrucción de la tendencia no lineal [Ten [1] (t)] y en rojo la reconstrucción de la serie filtrada, Rec [1-5] (t), que explica el 45.4 % de la varianza total.

La máxima anomalía positiva de precipitación, registrada en el año 2002, se dio durante un período El Niño moderado, de acuerdo al Índice Oceánico de El Niño (ONI, por su sigla en inglés, NOAA/NWS/CPC). Este índice se calcula por las anomalías medias trimestrales de SST en las región 3.4 de El Niño (i.e., 5° N – 5 ° S, 120° O – 170° O) y los eventos se definen con 5 meses consecutivos sobre o bajo el valor 0.5 para eventos calientes (El Niño) o -0.5 para fríos (La Niña). La categorización se realiza según: eventos débiles entre 0.5 y 0.9, eventos moderados entre 1 y 1.4 y fuertes mayores o iguales a 1.5; y su equivalente en valores negativos. El único pico de relevancia en la serie que coincide con un evento fuerte El Niño es en el año 1973, aunque las fluctuaciones de mayor importancia en la región se dieron durante eventos moderados de El Niño luego de 1950 (1986, 1990 y 2003, Figura 2.2). Para estimar la intensidad de los eventos El Niño/La Niña antes de 1950 se utilizaron las series temporales del Índice de Oscilación del Sur (SOI, Trenberth 1996). El SOI se basa en la diferencia entre los niveles de presiones del mar en Tahití y Darwin. Tanto el SOI como el ONI, son métodos comunes para determinar la intensidad del ENSO y tienen formas similares pero signos opuestos. Las mayores anomalías positivas en la primera mitad del siglo XX se dieron en los años 1914 y 1940, ambas coincidentes con valores negativos de importancia del SOI, que indican eventos El Niño.

Las mayores anomalías negativas de precipitación se registraron en los años 1916, 1937, 1962 y 2008 (Figura 2.2), de las cuales solo la primera y la última coinciden con eventos La Niña. Se debe mencionar que la mayor anomalía negativa de precipitación (1916-1917) se corresponde con el mayor valor del SOI en el período 1900-2012. A partir de 1950, se registraron eventos fuertes La Niña en los años 1955-56, 1973-74, 1975-76 y 1988-89, de los cuales solo reflejan anomalías negativas en la precipitación (de reducida intensidad) los años 1988 y, en menor cuantía, 2005. La sequía más reciente en la región, entre los años 2008 y 2009, tiene una asociación entre la anomalía de precipitación del 2008 y un evento moderado La Niña, según registran los valores del ONI.

En la Tabla 2.1 se resumen los resultados del SSA que describen el comportamiento temporal de la CP1, asociado al patrón espacial dominante en la región presentado en la Figura 2.1a. En el análisis de la variabilidad interanual, empleando un ancho de ventana $M = 10$ años, se obtuvo un modo dominante con una tendencia asociada a la T-PC1 de gran importancia y un par oscilatorio que presenta ciclos dominantes de entre 6.6 y 9 años. Se filtraron estas componentes reconstruidas de la serie para analizar la serie residual, en busca de ciclos relacionados con las frecuencias ENSO (de 3 a 5 años), pero no se pudieron diferenciar. Con el mismo objetivo, se aplicó un filtro pasabajos de Lanczos con una frecuencia de corte de 1/5 años, empleando luego un SSA con $M = 10$ y 7 años, sin poder diferenciar en las precipitaciones anuales de la región ciclos dominantes relacionados a frecuencias de eventos El Niño y La Niña.

Por otra parte, analizando la variabilidad de baja frecuencia de la CP1, se obtuvo una tendencia no lineal positiva de gran importancia, Ten [1] (t) (Figura 2.2), que se encuentra asociada a la T-PC1 y representa el 15.4% de la varianza de la serie. El comportamiento de esta tendencia muestra un cambio de largo período a partir de 1960 hacia condiciones de mayor humedad, que se mantienen hasta 2002, donde se estabiliza y luego de 2005 parece comenzar a decaer. Este aumento en las precipitaciones es coincidente con los cambios indicados por Minetti y Vargas (1998); Krepper y Sequeira (1998); Castañeda y Barros (2001) y Krepper y García (2004), entre otros en el SESA y LPB. Además, se hallaron pares oscilatorios con períodos dominantes de $T = 6.6$ años/ciclo (asociado a las T-PC2 y T-PC3, explica el 17.2% de la varianza de la serie) y 9 años/ciclo (asociado a las T-PC4 y T-PC5, explica el 12.8% de la varianza). Como los lags L en los que se encontró el mayor coeficiente de correlación R son aproximadamente $T/4$ (Tabla 2.1),

siendo T el período dominante, se asume que tanto los autovectores como las componentes que determinan los pares oscilatorios se encuentran en cuadratura. La Figura 2.2 muestra la reconstrucción de la serie filtrada con los modos dominantes de baja frecuencia, Rec [1-5] (t), la cual presenta un coeficiente de correlación $R = 0.695$ con la serie APC1 (t).

ANCHO DE VENTANA M (años)	PARES OSCILATORIOS (Componentes)	TENDENCIA O PERÍODO DOMINANTE (Años/Ciclo)	VARIANZA EXPLICADA (%)	R al lag L (meses)
10	T-PC 1	tendencia	20.8	0.91; L= 2
	T-PC2 y T- PC 3	6.6 y 9	29.2	
	T-PCs [1+2+3]		50	
30	T-PC 1	tendencia	15.4	-0.88; L= 2
	T-PC2 y T- PC 3	6.6	17.2	
	T-PC4 y T- PC 5	9	12.8	0.88; L= 2
	T-PCs [1+2+3+4+5]		45.4	

Tabla 2.1: Tendencias y pares oscilatorios significativos obtenidos al aplicar SSA a la ACP1 del campo de precipitación anual, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.

Al aplicar SSA a las series APC2 (t) y APC3 (t) (Figuras 2.3a y b), no se diferenció ningún modo dominante, tanto en la escala interanual como en la de baja frecuencia. En ambos casos, se aplicaron filtros pasa-altos y pasa-bajos de Lanczos con distintas frecuencias de corte, en búsqueda de señales significativas que surjan de la aplicación del SSA a las series filtradas, sin conseguir obtener resultados precisos. Se aplicó una media móvil de 15 años para realizar una aproximación del comportamiento de baja frecuencia. Las dos series—APC2 (t) y APC3(t)—presentan un comportamiento altamente fluctuante, con valores de las anomalías no muy alejados de los valores medios; mientras que las series de medias móviles sugieren la presencia de posibles ciclos de muy baja frecuencia.

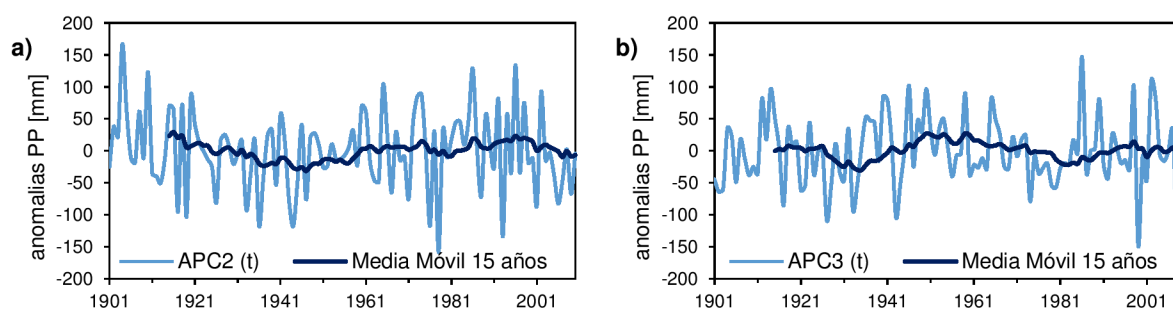


Figura 2.3: Series temporales de a) APC2 (t) y b) APC3 (t). En línea sólida azul se presentan las series temporales medias móviles de 15 años.

En la Figura 2.4 se observa el porcentaje de varianza acumulada explicada por las CP1, CP2 y CP3. En la mayor parte de la región, a excepción de una pequeña zona en el extremo SO, la varianza total explicada en cada punto grilla es mayor al 60%, por lo que se considera que el comportamiento reproducido por la combinación lineal de las primeras componentes principales es satisfactorio. La mayor parte de la región supera el 70% de la varianza explicada, excepto pequeñas zonas aisladas; mientras que en el extremo noreste de la región, que cubre el noreste de Santa Fe, el este de Corrientes y sur de Chaco, la proporción de la varianza acumulada es mayor al 80%.

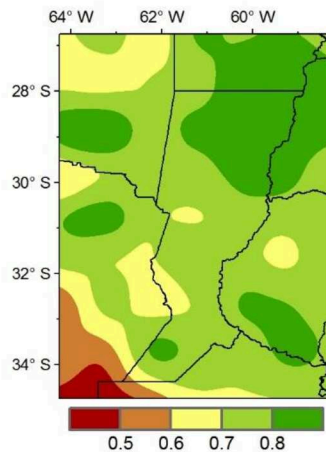


Figura 2.4: Varianza total explicada por las CPj (t), j = 1, 2 y 3, por punto de grilla.

2.3.2 Variabilidad temporal en estaciones seleccionadas

Se completó el análisis de la variabilidad de la precipitación mediante la aplicación del SSA a las series temporales de precipitación anual en las estaciones presentadas en el Capítulo 1. Se examinaron las 26 estaciones seleccionadas por la calidad y extensión de sus datos (Anexo I, Figura 1.1), tanto en la IAB como en la LFB. Los modos dominantes que se hallaron en el análisis inicial, se exhiben en el Anexo II. En 14 de las 26 estaciones (54% del total) se manifiesta una tendencia no lineal positiva asociada a la T-PC1, tanto en la IAB como en la LFB, con mayores porcentajes de varianza explicada en los extremos norte y sur de la zona estudiada. Además, la estación Rosario AERO presenta un par oscilatorio de 7 años/ciclo, asociado a las T-PC1 y T-PC2 del SSA aplicado con $M = 10$ y 30 años, mientras que Concordia AERO manifiesta un ciclo de baja frecuencia con $T = 8.66$ años/ciclo. No se diferenciaron modos dominantes en 10 estaciones distribuidas en la región, principalmente ubicadas en el centro-oeste de la región en estudio (Anexo II). A continuación se presenta el análisis completo de estaciones selectas que insinuaban comportamientos particulares al examinarlas con el SSA, pero no se podían separar los autovalores que determinan los modos dominantes debido a una superposición de los errores estimados según la Ecuación 2.4.

Colonia Benítez INTA

La serie temporal de precipitación anual en la estación Colonia Benítez INTA, analizada en el período 1925-2011, presenta una importante tendencia no lineal de baja frecuencia (explica el 16.3% de la varianza total) obtenida al aplicar un SSA con $M = 20$ años (Figura 2.5a). Esta tendencia se vincula con el comportamiento del patrón de precipitaciones anuales asociado a la CPI del ACP, con un importante incremento de los valores medios a partir de 1960 y hasta 2000, año a partir del cual comienza a decaer.

Se aplicó un filtro pasa-bajos de Lanczos a la serie de precipitación anual para enfatizar la variabilidad decadal, ya que se observaban potenciales pares oscilatorios de largo período que no se podían definir debido al solapamiento de los errores estimados en los autovalores. Se utilizó una frecuencia de corte $\nu_c = 0.28$, equivalente a un período de 3.5 años/ciclo y 11 pesos ($M = 2N + 1 = 11$ años; siendo $N = 5$), por lo que se perdieron 11 años de la serie en la reconstrucción. A la serie filtrada, Lanczos [3.5] (t) (Figura 2.5b), se le aplicó nuevamente un SSA, cuyos resultados se resumen en la Tabla 2.2. La T-PC1 manifiesta una tendencia de baja frecuencia muy relevante,

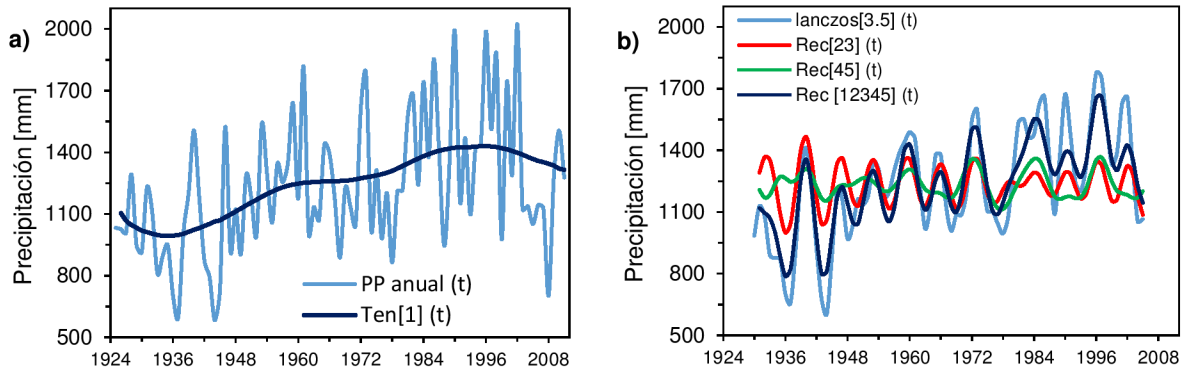


Figura 2.5: a) Serie de precipitación anual para la estación Colonia Benítez INTA y tendencia de baja frecuencia obtenida con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-bajo de Lanczos y reconstrucciones de los modos dominantes hallados aplicando SSA.

Estación	Serie	Componentes	TENDENCIA O PERÍODO DOMINANTE (Años/Ciclo)	VARIANZA EXPLICADA (%)	R al lag L (años)
2-Colonia Benítez INTA (M = 20 años)	Original	T-PC1	tendencia	22.5	
	Filtrada Lanczos	T-PC1	tendencia	33.9	
	P-B $v_c = \frac{1 \text{ ciclo}}{3.5 \text{ años}}$	T-PC2 y T- PC3	6.2	22.7	0.88; L = 2
		T-PC4 y T- PC5	11.3	15.4	0.63; L = 3
13-Pilar Obs. (M = 30 años)	Original	T-PC 1	tendencia	11.5	
	Filtrada Lanczos	T-PC 1	tendencia	25.7	
	P-B $v_c = \frac{1 \text{ ciclo}}{3.5 \text{ años}}$	T-PC2 y T- PC3	22.0	29.5	-0.85; L = 5
		T-PC4 y T- PC5	13.2	19.5	-0.81; L = 3
26 – Buenos Aires (M = 20 años)	Original	T-PC1	tendencia	15.7	
	Filtrada Lanczos	T-PC1	tendencia	26.0	
	P-B $v_c = \frac{1 \text{ ciclo}}{3.5 \text{ años}}$	T-PC2 y T- PC3	6.5	27.8	0.88; L = 2

Tabla 2.2: Tendencias y pares oscilatorios significativos de baja frecuencia obtenidos al aplicar SSA a las series de precipitación anual en estaciones seleccionadas, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.

con el 33.9% de la varianza de la serie filtrada explicada. Se hallaron dos pares oscilatorios, formados por las T-PC2 y T-PC3, con un período dominante $T = 6.2$ años/ciclo, explicando el 22.7% de la varianza total de la serie y un modo oscilatorio con un período dominante cercano a los 11.3 años/ciclo, asociado a las T-PC4 y T-PC5, explicando el 15.4% de la varianza de la serie. Las reconstrucciones de estos ciclos se observan en la Figura 2.5 b, junto a la reconstrucción de la serie Rec[12345] (t), que agrupa los modos dominantes hallados en la serie filtrada. Se observa que los ciclos de 6 años adquieren mayor importancia en los primeros años del período analizado, mientras que los de 11 años presentan mayores amplitudes a partir de la década de 1960.

Santiago del Estero AERO

La serie temporal de precipitación anual para la estación de Santiago del Estero AERO se presenta en la Figura 2.6 a, cubriendo un período entre 1931 y 2011. Evaluando la variabilidad interanual, por medio del SSA con $M = 10$ años, se detectó que la T-PC1 se asocia a una tendencia no lineal de gran relevancia, explicando el 31.4% de la varianza total de la serie. En la

reconstrucción de esta tendencia, Ten [1] (t) (Figura 2.6a), se puede ver que insinúa oscilaciones de muy bajo período, con un período particularmente seco entre 1945 y 1960.

Además, el análisis presentaba presuntos pares oscilatorios de alta frecuencia que no se distinguían entre sí por el solapamiento de los errores estimados de los autovalores. En búsqueda de la diferenciación de estos modos, se aplicó un filtro pasa-altos de Lanczos a la serie de precipitación anual, con una frecuencia de corte $\nu_c = 0.17$, equivalente a un período de 6 años/ciclo y 11 pesos. La Figura 2.6b presenta la serie filtrada, Lanczos [6] (t), que enfatiza la variabilidad interanual de la precipitación anual en Santiago del Estero. Los resultados del SSA (Tabla 2.3) muestran dos pares oscilatorios de alta frecuencia con períodos de 2.72 años/ciclo (explica el 47.4% de la varianza total de la serie) y 3.3 años/ciclo (explica el 28.6% de la varianza de la serie). La reconstrucción del par asociado a las T-PC1 y T-PC2, Rec [12] (t), se presenta en la Figura 2.6b, junto con la reconstrucción parcial de los dos modos dominantes hallados, Rec[1234] (t). Se observa una mayor relevancia de la variabilidad interanual entre los años 1970 y 1980, período en el cual las amplitudes de los ciclos de alta frecuencia son mayores a los del resto de la serie.

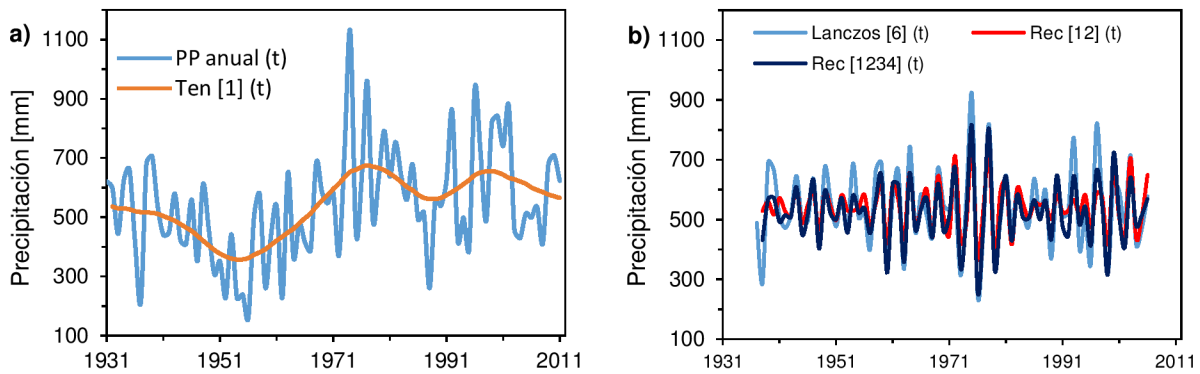


Figura 2.6: a) Serie de precipitación anual para la estación Santiago del Estero AERO y reconstrucción de la tendencia no lineal de alta frecuencia obtenida con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-altos de Lanczos y reconstrucciones de los modos dominantes hallados aplicando SSA.

Estación	Serie	Componentes	Tendencia o Período dominante (Años/Ciclo)	VARIANZA EXPLICADA (%)	R al lag L (años)
4-Santiago del Estero AERO	Original	T-PC1	tendencia	31.4	
	Filtrada Lanczos	T-PC1 y T- PC2	2.7	47.4	0.92; L = 2
	P-A $\nu_c = \frac{1 \text{ ciclo}}{6 \text{ años}}$	T-PC3 y T- PC4	3.3	28.6	-0.57; L = 1
18-Rosario AERO	Original	T-PC1 y T- PC2	6.9	37.7	-0.86; L = 2
	Filtrada Lanczos	T-PC1 y T- PC2	2.8	51.0	0.72; L = 1
	P-A $\nu_c = \frac{1 \text{ ciclo}}{5 \text{ años}}$				
22-Laboulaye AERO	Original	T-PC1	tendencia	21.4	
	Filtrada Lanczos	T-PC1 y T- PC2	2.8	38.5	0.78; L = 1
	P-A $\nu_c = \frac{1 \text{ ciclo}}{5 \text{ años}}$				

Tabla 2.3: Tendencias y pares oscilatorios significativos de alta frecuencia obtenidos al aplicar SSA con $M = 10$ años a las series de precipitación anual en estaciones seleccionadas, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.

Pilar AERO

La Figura 2.7a presenta la serie temporal de precipitación anual correspondiente a la estación Pilar AERO, entre los años 1904 y 2011. Se observa una tendencia no lineal, con un comportamiento temporal de baja frecuencia similar al del primer patrón de precipitación del ACP (Figura 2.2). Los resultados del SSA, aplicado con $M = 30$ años, se presentan en la Tabla 2.2.

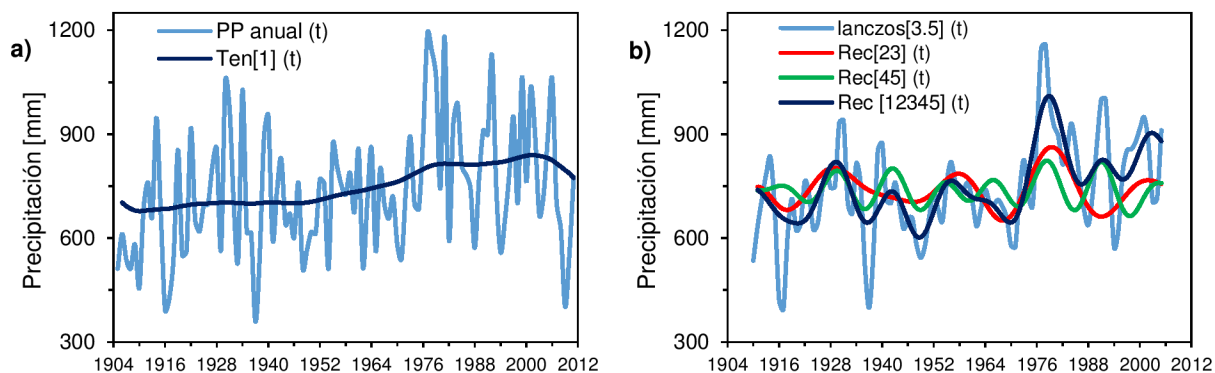


Figura 2.7: a) Serie de precipitación anual para la estación Pilar AERO junto con la reconstrucción de la tendencia no lineal de baja frecuencia obtenida con SSA b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-bajos de Lanczos y reconstrucciones de los modos dominantes hallados aplicando SSA.

También se aplicó un filtro pasa-bajos de Lanczos con una frecuencia de corte $\nu_c=0.28$, equivalente a un período de 3.5 años/ciclo y 11 pesos, a fin de enfatizar el comportamiento de baja frecuencia de la serie asociado a la variabilidad decadal y diferenciar pares oscilatorios que se insinuaban en el SSA. Luego, se aplicó un SSA a la serie filtrada; hallándose dos pares oscilatorios de baja frecuencia (Tabla 2.2), además de la tendencia no lineal positiva que se manifiesta en la T-PC1. Las T-PC2 y T-PC3 definieron un par oscilatorio de período dominante $T = 22$ años/ciclo, explicando el 29.2% de la varianza total de la serie. Por su parte, un modo oscilatorio de 13.2 años/ciclo se obtuvo de las T-PC4 y T-PC5, explicando el 19.5% de la varianza de la serie. Las reconstrucciones se observan en la Figura 2.7b, junto con la serie Rec [12345] (t) que reúne las reconstrucciones de los modos dominantes significativos de la variabilidad decadal en la estación. Se puede apreciar que la serie Rec[23] (t), asociada a la reconstrucción parcial del ciclo de muy baja frecuencia de 22 años, comienza a adquirir mayor relevancia a partir de 1970.

Rosario AERO

Al aplicar SSA a la serie temporal de precipitación anual de la estación Rosario AERO (Figura 2.8a), evaluando la variabilidad interanual con $M = 10$ años en el período 1910-2011, se detectó un par oscilatorio de gran relevancia, asociado a las T-PC1 y T-PC2, con un período dominante $T= 6.9$ años/ciclo, que explica el 37.7% de la varianza total de la serie. La reconstrucción parcial de este modo se puede ver en la Figura 2.8a, donde se observa que su importancia fue mayor en los primeros años del siglo XX y a partir de 2000.

En los resultados del SSA, se insinuaba un presunto par oscilatorio de alta frecuencia con un período cercano al bianual, pero no se podía diferenciar claramente debido a la superposición de errores en los autovalores contiguos. Para salvar este impedimento, se aplicó un filtro de Lanczos pasa-altos, con una frecuencia de corte $\nu_c = 0.2$, equivalente a un período de 5 años/ciclo y 11 pesos. La serie filtrada se analizó nuevamente con el SSA, hallando un par oscilatorio de alta frecuencia de gran importancia (Tabla 2.3), formado por las T-PC1 y T-PC2, con un período dominante $T = 2.8$ años/ciclo que explica el 51% de la varianza total de la serie filtrada. La serie

Lanczos [5] (t), junto con la reconstrucción parcial del par oscilatorio mencionado, Rec [12] (t), se pueden ver en la Figura 2.8b. Se observa que las amplitudes de este ciclo disminuyeron considerablemente desde 2000, año a partir del cual adquiere importancia el ciclo de 6 años.

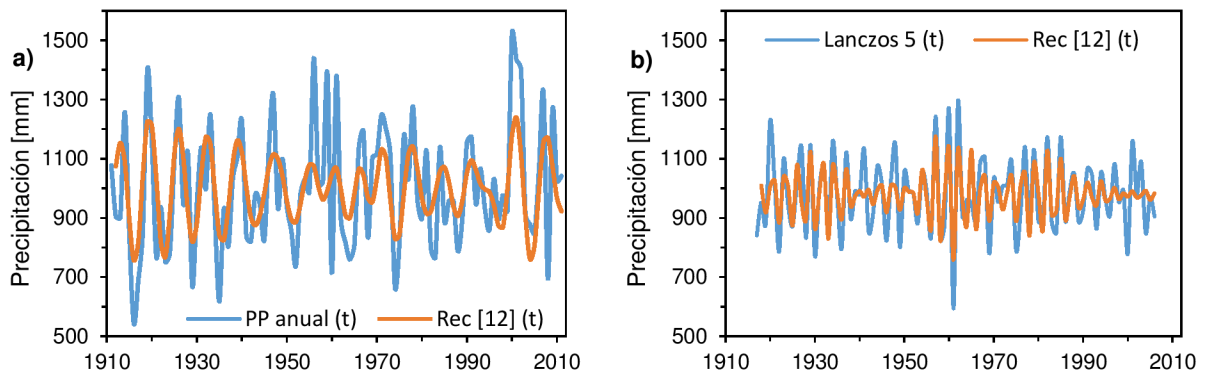


Figura 2.8: a) Serie de precipitación anual para Rosario AERO y reconstrucción parcial del par oscilatorio con período dominante $T = 6.9$ años/ciclo obtenido con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-altos de Lanczos y reconstrucción del modo dominante hallado aplicando SSA.

Laboulaye AERO

La Figura 2.9a muestra la serie de precipitación anual de Laboulaye AERO, en el período 1902-2011 y la reconstrucción parcial correspondiente a la T-PC1, relacionada a una tendencia no lineal positiva que explica el 21.4% de la varianza de la serie (Tabla 2.3), obtenida al aplicar SSA con $M = 10$ años. El comportamiento de esta tendencia presenta un incremento a partir de la década de 1950, que se interrumpe abruptamente en el año 2000, comenzando a decaer notoriamente. Las T-PC2 y T-PC3 presentan un potencial par oscilatorio con un período dominante cercano al bianual, aunque no se puede diferenciar debido a los errores concatenados de los autovalores.

Para enfatizar en la variabilidad interanual, se aplicó un filtro pasa-altos de Lanczos con una frecuencia de corte $\nu_c = 0.11$, equivalente a un período de 9 años/ciclo y 11 pesos. Al aplicar SSA a la serie filtrada, se detecta un par oscilatorio asociado a las T-PC1 y T-PC2, con un período dominante de 2.8 años/ciclo, coincidente con el que se insinuaba en el análisis de la serie original, que explica el 38.5 % de la varianza (Tabla 2.3). La reconstrucción parcial de este par oscilatorio se presenta en la Figura 2.9b, observándose una amplitud del ciclo casi constante, lo que refleja la importancia de este modo en toda la serie de precipitación anual en Laboulaye.

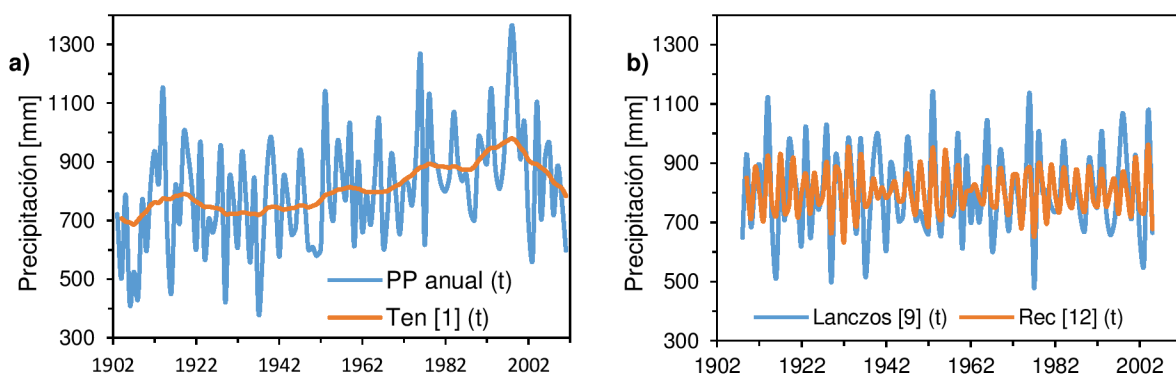


Figura 2.9: a) Serie de precipitación anual para la estación Laboulaye AERO junto con la reconstrucción parcial correspondiente a la tendencia no lineal de alta frecuencia obtenida con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-altos de Lanczos y reconstrucción del modo dominante hallado aplicando SSA.

Buenos Aires

La serie temporal de precipitación anual en la estación Buenos Aires (Figura 2.10a), en el período 1909-2011, presenta una tendencia no lineal de baja frecuencia que explica el 15.7% de la varianza (Tabla 2.2), resultante de aplicar un SSA con $M = 20$ años. El incremento que manifiesta esta tendencia se inició en la década del 40 y, contrariamente a todas las anteriores halladas, no registra un decaimiento hasta la fecha. Las T-PC2 y T-PC3 presentan un potencial par oscilatorio con un período dominante de 6.6 años/ciclo, que no se puede separar debido a los errores concatenados de los autovalores.

Se aplicó un filtro pasa-bajos de Lanczos con una frecuencia de corte $\nu_c=0.28$, equivalente a un período de 3.5 años/ciclo y 11 pesos, para enfatizar el comportamiento de baja frecuencia de la serie temporal. Al estudiar con SSA la serie filtrada, aparece nuevamente una tendencia no lineal asociada a la T-PC1, con el 26% de implicancia en la varianza y un par oscilatorio asociado a las T-PC2 y T-PC3, con un período dominante de 6.5 años/ciclo que explica el 27.8% de la varianza. La serie filtrada Lanczos [3.5] (t) y la reconstrucción parcial asociada a este último modo, se presentan en la Figura 2.10b. Se debe destacar que la oscilación de 6.6 años/ciclo adquiere relevancia luego del cambio de tendencia hacia condiciones de mayor humedad.

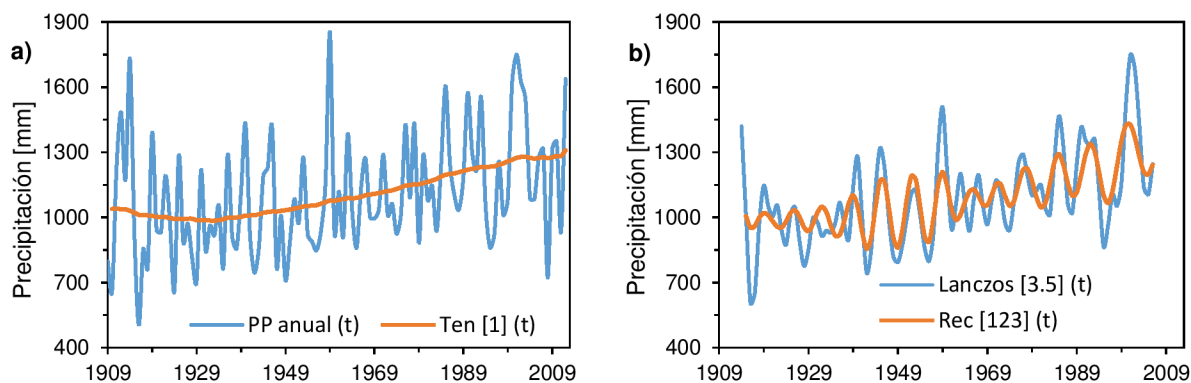


Figura 2.10: a) Serie de precipitación anual para la estación Buenos Aires junto con la reconstrucción parcial correspondiente a la tendencia no lineal de baja frecuencia obtenida con SSA. b) Serie temporal filtrada con un filtro pasa-bajos de Lanczos y reconstrucción parcial con los modos dominantes hallados aplicando SSA.

Las series temporales de precipitación anual que describen la variabilidad propia de cada estación presentaron rasgos comunes en la IAB y en la LFB. A excepción de Rosario AERO, todas las estaciones estudiadas exhiben una tendencia no lineal asociada a la T-PC1, cuyo comportamiento se asemeja a la tendencia del patrón principal de precipitación del ACP, que manifiesta un decaimiento de los valores medios en los últimos 10 años. Buenos Aires muestra una particularidad, ya que la tendencia de baja frecuencia hacia condiciones húmedas se mantiene hasta la actualidad. Las estaciones dominadas por la variabilidad interanual (Santiago del Estero, Rosario y Laboulaye) presentan un ciclo próximo a los 3 años, en el rango de oscilación del ENSO, que sugiere su vinculación con la precipitación en la zona estudiada. Los ciclos de baja frecuencia hallados en Colonia Benítez y Buenos Aires, se corresponden con el ciclo principal del patrón dominante de variabilidad determinado con el ACP, de 6.6 años aproximadamente. Por su parte, en la estación Pilar AERO, se observa una importante contribución de la variabilidad decadal, con ciclos de 22 y 13 años, congruente con los resultados obtenidos por Greene et al. (2011), que manifiestan que en esa zona la variabilidad decadal explica el 30% de la varianza total.

2.4 Variabilidad temporal de las descargas del río Paraná en Corrientes

Se aplicó un SSA a las series temporales de caudales medios anuales del río Paraná en Corrientes, presentadas en el Capítulo 1. Se analizó la variabilidad temporal en la IAB para el período 1904-2012, con un ancho de ventana $M = 10$ años. La Figura 2.11 presenta los modos dominantes hallados; una tendencia no lineal, $Ten[1](t)$, y la reconstrucción parcial de las tres primeras componentes, $Rec[1+2+3](t)$. Las T-PC2 y T-PC3 forman un par oscilatorio con un período dominante de 8.6 años/ciclo, explicando un alto porcentaje de varianza (Tabla 2.4). Estos resultados concuerdan con los hallados por García y Mechoso (2005) en la misma estación del río Paraná, analizando la serie de caudales entre 1905-1999. Robertson y Mechoso (1998) asocian este ciclo con anomalías de la SST situadas sobre el Atlántico Norte tropical, con mayor significancia estadística en el verano austral. Se observa que las amplitudes cíclicas no presentan un patrón diferenciado, sino que son variables en todo el período analizado. La tendencia no lineal presenta un salto en los valores medios hacia condiciones de mayores caudales próximo al año 1970, en concordancia con lo expuesto por García y Vargas (1998), comportamiento que se comienza a revertir a partir del último pico anual en el año 1998.

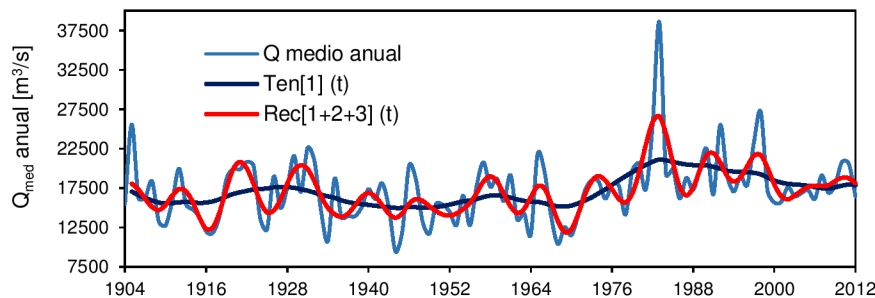


Figura 2.11: Serie de caudales medios anuales para la estación Corrientes junto con la reconstrucción parcial correspondiente a la tendencia no lineal de alta frecuencia (en azul oscuro) y la reconstrucción parcial de los modos dominantes hallados con el SSA en la IAB.

La serie residual $fil[123](t)$ (Figura 2.12), obtenida al quitarle a la original las reconstrucciones de las T-PC1, TPC2 y T-PC3, representa el 46.2% de la variabilidad total de la serie original. A esta serie, se le aplicó nuevamente un SSA con $M = 8$ años en busca de ciclos de alta frecuencia, obteniendo un par oscilatorio con un período dominante $T = 3.7$ años/ciclo que explica el 46% de la varianza de la serie residual, equivalente al 21% de la varianza de la serie de caudales medios anuales en Corrientes. La reconstrucción del par oscilatorio, $Rec\ fil[12](t)$, que manifiesta la importancia de los ciclos de 3.7 años en la serie, se puede observar en la Figura 2.12. Este ciclo se encuentra dentro del rango de oscilación del ENSO (García y Mechoso, 2005; Krepper et al., 2008), lo que indicaría la influencia de este forzante remoto en los caudales del río Paraná.

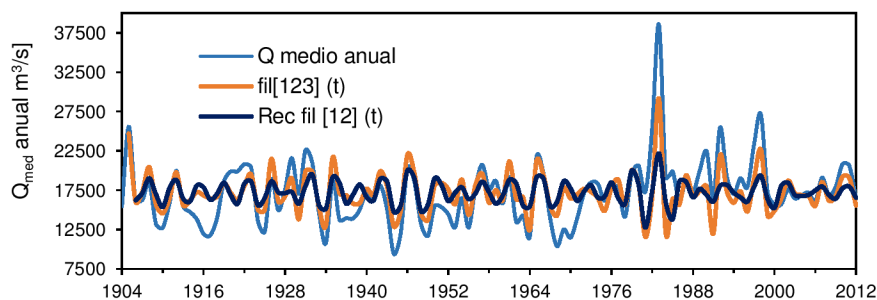


Figura 2.12: Serie de caudales medios anuales para la estación Corrientes. En rojo la serie residual luego de extraer de la original las tres primeras CPs y en azul la reconstrucción parcial de la serie residual asociada a las T-PC1 y T-PC2 del SSA, que forman un par oscilatorio con un ciclo de 3.7 años.

El comportamiento de baja frecuencia de los caudales medios anuales en la estación Corrientes se evaluó aplicando un SSA con $M = 30$ años, cuyos resultados se presentan en la Tabla 2.4. Se obtuvo una tendencia no lineal, al igual que en la escala interanual, explicando el 13% de la varianza de la serie. Luego, no se pudieron diferenciar los autovalores que insinuaban pares de muy baja frecuencia, por lo que se aplicó un filtro pasa-bajos de Lanczos con una frecuencia equivalente a $1/10$ ciclos/año y 11 pesos ($M = 2N + 1 = 11$ años) para filtrar las componentes que describían la variabilidad interanual. Se obtuvo, además de la tendencia no lineal, un par oscilatorio asociado a las T-PC2 y T-PC3 con un período dominante cercano a los 26 años/ciclo que explica el 33% de la varianza de la serie filtrada (Tabla 2.4). Además, la reconstrucción parcial de los modos hallados con el SSA en la serie Lan [10] (t) se presenta en la Figura 2.13.

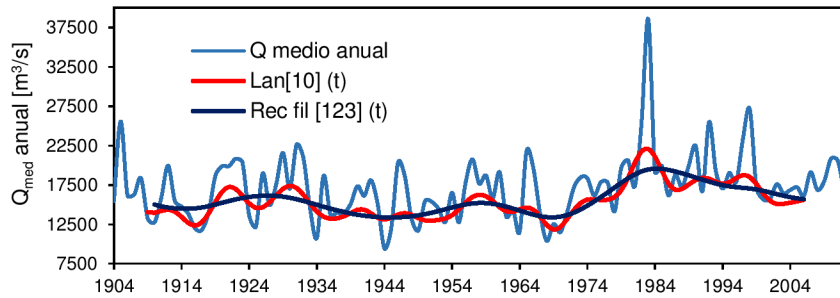


Figura 2.13: Caudales medios anuales para la estación Corrientes, en rojo la serie filtrada con pasa-bajos de Lanczos y en azul la reconstrucción parcial de la serie residual asociada a las tres primeras T-PCs del SSA, correspondientes a una tendencia no lineal y un ciclo de 26 años.

Serie de Caudales	Variabilidad (M en años)	Tipo de Serie	Componentes	Tendencia o Período dominante (Años/Ciclo)	VARIANZA EXPLICADA (%)
Medios Anuales	Interanual (10)	Original	T-PC1	tendencia	24.6
			T-PC2 y T- PC3	8.6	29.1
	Baja frecuencia (30)	Fil [123] (t)	T-PC1 y T- PC2	3.7	46 (21*)
			Original	T-PC1	tendencia
Mínimos Anuales	Interanual (10)	Original	T-PC1	tendencia	42.0
			T-PC2 y T- PC3	8.9	22.7
	Baja frecuencia (30)	Original	T-PC1	tendencia	25.9
			T-PC2 y T- PC3	26.0	15.4
Máximos Anuales	Interanual (10)	Original	T-PC1	tendencia	19.0
		Filtrada Lanczos	T-PC1 y T- PC2	3.0	46.0
	Baja frecuencia (30)	Filtrada Lanczos	T-PC1	tendencia	26.0

Tabla 2.4: Resumen de resultados obtenidos al aplicar SSA a las series de caudales medios, mínimos y máximos anuales en Corrientes, tanto en la IAB como en la LFB. * Varianza correspondiente a la serie original.

Se aplicó un SSA a los caudales extremos anuales que se presentan en las Figuras 1.15a-b del Capítulo 1, estudiando su variabilidad interanual con un ancho de ventana $M = 10$ años. Los modos dominantes, en ambos casos, fueron tendencias asociadas a la T-PC1, explicando el 42% de la

varianza en la serie de caudales mínimos anuales y el 19% en la serie de caudales máximos anuales (Tabla 2.4). El comportamiento de las tendencias presenta un notorio cambio en la media, próximo al año 1971 para ambos casos (Figuras 2.14a y b). Los caudales mínimos anuales mantuvieron estable un valor medio muy superior al anterior a ese cambio, probablemente debido a la acción de las represas construidas aguas arriba (Itaipú y Yacyretá) a partir de los inicios de la década de 1980. La tendencia en la serie de caudales máximos anuales presenta una notable declinación a partir de la última crecida de importancia del Paraná, en 1998. Hasta el año del salto en los valores medios, ambas series presentan un comportamiento similar en sus tendencias, con ciclos de baja frecuencia que demarcan períodos de menores caudales en 1909-1915 y 1940-1950. Además, se halló un par oscilatorio cercano al decenal, en las series de caudales mínimos, similar al encontrado en los caudales medios, con un período dominante de 8.9 años/ciclo.

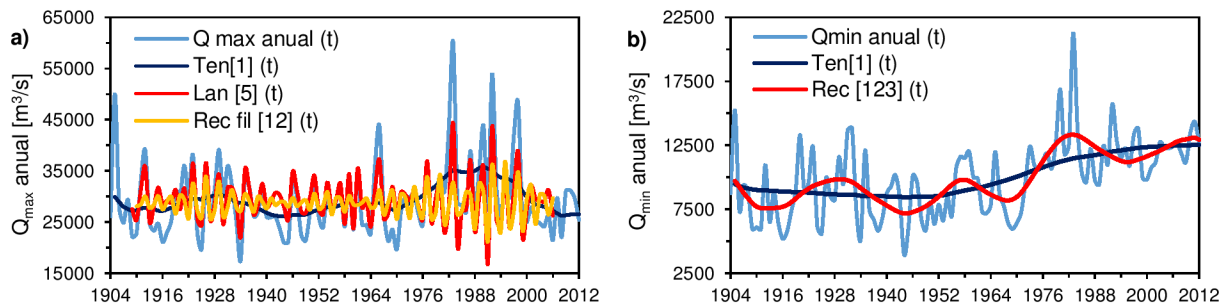


Figura 2.14: a) Caudales máximos anuales, reconstrucción parcial de la tendencia no lineal, serie filtrada Lan [5] (t) y reconstrucción parcial del ciclo de 3 años. b) Caudales mínimos anuales y reconstrucciones parciales de la tendencia no lineal, Ten[1] (t) y Rec [123] (t), asociada a una tendencia y un ciclo de baja frecuencia de 26 años.

La Figura 2.14a muestra la serie filtrada Lan [5] (t), surgida de aplicar a la serie de caudales máximos anuales un filtro pasa-altos de Lanczos, con una frecuencia equivalente a 1/5 ciclos/año y 11 pesos. Esta serie resalta el comportamiento temporal de alta frecuencia, que se analizó aplicando nuevamente un SSA con $M = 10$ años. Se obtuvo un par oscilatorio con un período dominante $T = 3$ años/ciclo que explica el 46% de la varianza de la serie filtrada (Tabla 2.4), cuya evolución temporal se puede observar en la serie Rec fil [12] (t).

La Figura 2.14b presenta la variabilidad de baja frecuencia de los caudales mínimos anuales, analizada aplicando un SSA con $M = 30$ años, cuyos resultados se resumen en la Tabla 2.4. Se observa una tendencia, Ten[1] (t), similar a la exhibida en la Figura 1.15a (en alta frecuencia), pero suavizada y reflejando un cambio de largo período a partir de 1960. Además, adquiere importancia un par oscilatorio de baja frecuencia con un período dominante de 26 años, que explica el 15.4% de la varianza de la serie. Krepper et al. (2008) hallaron una periodicidad similar (21 años), pero en el extremo norte de la cuenca superior del río Paraná, aguas arriba de Sao Simao.

En el análisis de baja frecuencia para los caudales máximos no se diferenció ningún modo dominante. Luego de aplicar un filtro pasa-bajos de Lanczos con una frecuencia de corte equivalente a 1/5 ciclos/año y con 11 pesos, se obtuvo una tendencia no lineal (sin graficar) que representó el 26% de la varianza de la serie filtrada (Tabla 2.4).

2.5 Variabilidad temporal de la temperatura anual y estacional

Se analizó la variabilidad temporal de las series promedio areal de Tmed, Tmax y Tmin anuales y estacionales, utilizando para ello el SSA en la IAB y LFB. Se emplearon los datos del CRU TS 3.2 que cubren un período histórico desde 1901 a 2011. De manera análoga a las secciones

anteriores, se identificaron tendencias no lineales o ciclos dominantes en las series temporales analizadas.

La Figura 2.15a presenta la serie temporal promedio areal de anomalías de Tmed anual en la región estudiada, con respecto al período normal de referencia 1981-2010. El modo dominante identificado, tanto en la IAB como en la LFB, es una tendencia no lineal claramente diferenciada. En la Figura 2.15a se muestra la evolución temporal de la serie Ten1 ATmed (t), asociada a la tendencia decadal hallada con un SSA, aplicando un ancho de ventana $M = 30$ años, que explica el 10.6% de la varianza de la serie. El comportamiento de esta tendencia muestra un importante cambio hacia condiciones de mayor temperatura media a partir de la década de 1930, que se mantiene hasta la actualidad.

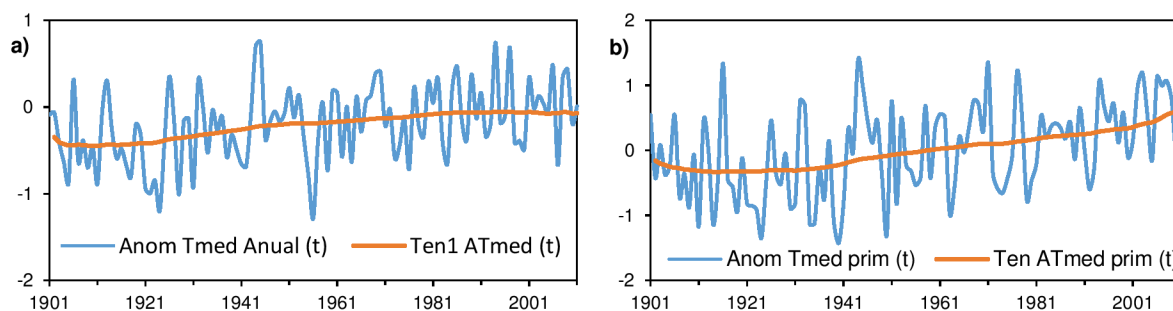


Figura 2.15: Series temporales de anomalías de temperatura media promedio areal [$^{\circ}$ C] y tendencias no lineales de baja frecuencia: **a)** temperatura media anual y **b)** temperatura media de primavera.

En el análisis de las temperaturas medias estacionales no se hallaron modos dominantes en escala interanual y decadal en verano, otoño e invierno. En estas estaciones no se aprecian tendencias de relevancia ni ciclos oscilatorios que se diferencien con el método aplicado. La serie temporal de anomalías de temperaturas medias promedio areal de primavera (Figura 2.15b) presenta una importante tendencia no lineal positiva, creciente de manera progresiva y continua desde 1940 hasta la actualidad. La serie Ten ATmed prim (t) muestra la evolución temporal de esta tendencia de baja frecuencia, asociada a la T-PC1 del SSA con $M = 30$ años y que explica el 13.4% de la varianza de la serie. El comportamiento de las Tmed estacionales sugiere que la tendencia positiva que se manifiesta en las temperaturas medias anuales se puede atribuir en gran proporción a los incrementos que se hallaron en las temperaturas medias de primavera, ya que en las restantes estaciones del año no se manifestaron tendencias dominantes.

El comportamiento de la Tmax media anual para la región, en el período 1901-2011, se puede observar en la Figura 2.16a. A escala interanual, se halló una tendencia no lineal asociada a la T-PC1, que explica el 19.5% de la varianza de la serie y un par oscilatorio que explica el 32.6% de la varianza y tiene un período dominante de 8.3 años/ciclo. La serie Rec Tmax [123] (t) exhibe la evolución temporal de la serie filtrada con estos dos modos dominantes. La tendencia de alta frecuencia, cuya reconstrucción parcial se expone con la serie Ten Tmax [1] (t), presenta un comportamiento fluctuante, con incrementos relativos a partir de 1920, 1950 y 2000. El comportamiento cíclico adquiere particular relevancia a mediados del siglo XX. Nuevamente, la única estación que muestra modos dominantes de relevancia es la primavera, con una tendencia de alta frecuencia que explica el 18.7% de la varianza, cuya reconstrucción parcial se observa en la Figura 2.16b. Se debe resaltar un importante cambio hacia condiciones más cálidas en primavera, a partir de 1995 y hasta la actualidad.

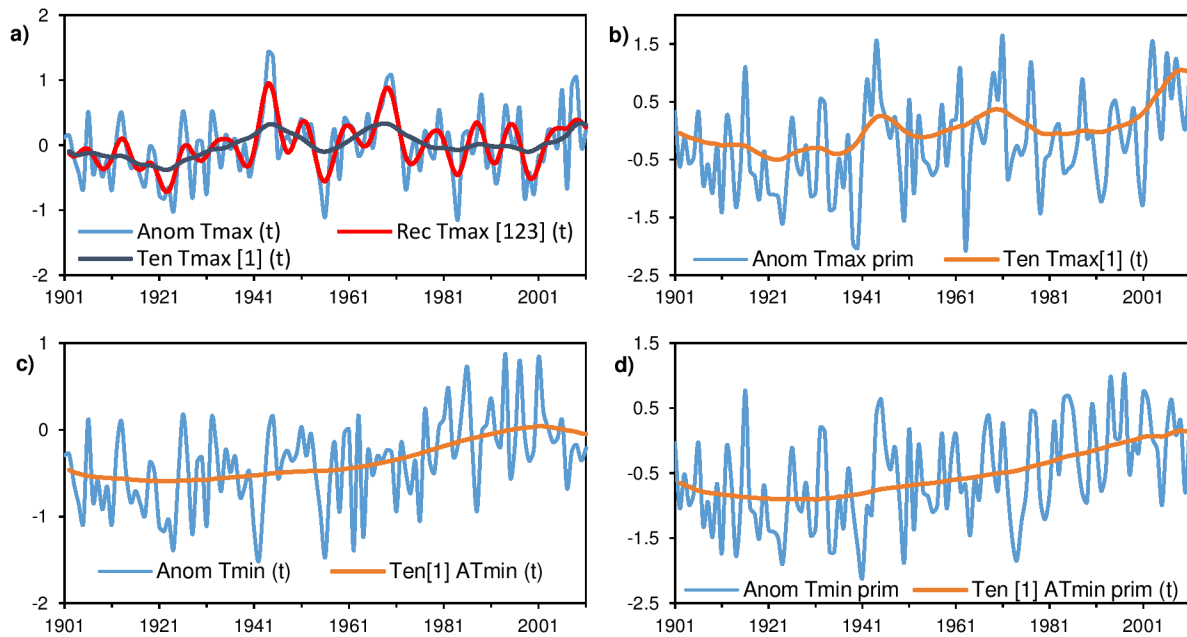


Figura 2.16: Series temporales de anomalías de temperaturas extremas medias anuales y estacionales, promediadas en la región estudiada; junto con los modos dominantes detectados con el SSA en escala interanual y decadal. **a)** Temperatura máxima media anual, **b)** Temperatura máxima media de primavera, **c)** Temperatura mínima media anual y **d)** Temperatura mínima media de primavera.

La Figura 2.16c presenta la serie temporal de T_{min} medias anuales y la reconstrucción parcial de la tendencia no lineal positiva de baja frecuencia hallada con el SSA. Las T_{min} medias son las que experimentaron el mayor incremento en la región, ya que las tendencias detectadas a escala interanual y decadal presentaron relevancias del 30.2% y 18.3%, respectivamente. El comportamiento temporal de la tendencia de baja frecuencia, Ten [1] AT_{min} (t), exhibe un importante cambio positivo a partir de 1960 y hasta 2000, estacionándose a partir de dicho año. La primavera muestra ser la estación con los mayores incrementos de T_{min} media (Figura 2.16d). La tendencia no lineal hallada con el SSA a escala decadal (M = 30 años) da indicios de un incremento medio continuo de las temperaturas mínimas de primavera desde 1940. El análisis de las series de anomalías de T_{min} media estacional en verano, otoño e invierno no indicó ningún modo dominante de relevancia.

El análisis realizado indica que las T_{med}, T_{max} y T_{min} medias en primavera presentaron los mayores cambios de largo período en la región; en todos los casos con tendencias positivas de gran relevancia en los últimos años de siglo XX y en el siglo XXI. Además, se manifiesta un cambio hacia condiciones más cálidas en la región, determinado por el incremento de las temperaturas medias y, particularmente, el aumento de las T_{min} medias en mayor medida que las máximas, en concordancia con los cambios que se producen en la mayor parte de las áreas terrestres del mundo (Donat et al., 2013). Particularmente en SA, también se han observado tendencias significativas en índices basados en T_{min} (e.g., Vincent et al., 2005; Skansi et al., 2013). Por otro lado, el comportamiento cíclico próximo a los 8 años hallado en las T_{max} es concordante con la señal que estudiaron Barrucand et al. (2008), principalmente en frecuencias de eventos fríos y que aparece en las SST de los océanos Pacífico y Atlántico, como así también en el Modo Anular del Hemisferio Sur (SAM, por su sigla en inglés).

2.6 Resumen y conclusiones

En este capítulo se analizó la variabilidad espacial y temporal a escala interanual y decadal de las principales variables climáticas medias anuales, estacionales o mensuales de la región: precipitación, temperatura y caudales. Para ello, se utilizó el ACP y el SSA, con el fin de describir y analizar los patrones espaciales y/o temporales dominantes de las distintas variables en la región.

El primer patrón de precipitación indicó que el centro-este de la región estudiada posee series de precipitación anual cuya variabilidad interanual presentó una tendencia de gran importancia y un par oscilatorio con ciclos dominantes de entre 6.6 y 9 años. Por su parte, la variabilidad decadal exhibió una tendencia de baja frecuencia con un cambio de largo período hacia condiciones de mayor humedad a partir de 1960, que se estabilizó entre 2002 y 2005, cuando comenzó a decaer. El segundo y tercer patrón de precipitación anual presentaron un comportamiento temporal altamente fluctuante, donde no se pudo diferenciar ningún modo dominante, tanto en la escala interanual como en la de baja frecuencia.

La vinculación de las anomalías de precipitación anual con eventos El Niño/La Niña reflejaron que las fluctuaciones positivas de mayor importancia en la región se dieron durante eventos moderados de El Niño luego de 1950 (1986, 1990 y 2003). El único pico de relevancia en la serie que coincide con un evento fuerte El Niño, es en el año 1973. Por otro lado, las mayores anomalías negativas de precipitación se registraron en los años 1916, 1937, 1962 y 2008; de las cuales solo la primera y la última coinciden con eventos La Niña. Además, la mayor anomalía negativa de precipitación (1916-1917) se corresponde con el mayor valor del SOI en el período 1900-2012, vinculado al mayor evento La Niña registrado.

El estudio de la variabilidad de la precipitación anual en cada estación permitió observar que el 54% del total de las estaciones exhiben una tendencia no lineal, cuyo comportamiento se asemeja a la tendencia del patrón principal de precipitación anual. La estación Buenos Aires mostró una particularidad, ya que la tendencia de baja frecuencia hacia condiciones húmedas se mantuvo creciente hasta la actualidad. En el rango de la variabilidad interanual se hallaron, en varias estaciones, ciclos en el rango de oscilación del ENSO (próximo a los 3 años); lo que sugiere su vinculación con la precipitación en la zona estudiada. Además, en el extremo oeste y noroeste de la región se observó una importante contribución de la variabilidad decadal en las series de precipitación anual, con ciclos de baja frecuencia de entre 13 y 22 años.

Las series temporales de los caudales del río Paraná en Corrientes presentaron, en todos los casos, tendencias con un notorio salto entre 1960 y 1970 y un ciclo cercano a los 9 años, a excepción de los caudales máximos anuales. Estos últimos están dominados por una variabilidad temporal a escala interanual, con presencia de un ciclo en el rango de la oscilación ENSO (cercana a los 3 años), que también adquiere relevancia en los caudales medios. Por otro lado, la variabilidad decadal presentó evidencias de señales de importancia en las series de caudales medios y máximos anuales. Además, se halló un ciclo de 26 años en las series de caudales mínimos y medios anuales. También se detectó una tendencia de largo período, presente en todas las series analizadas. Los caudales máximos y mínimos muestran un decaimiento de las tendencias húmedas, luego del comienzo del siglo XX, equivalentes a las halladas en las series temporales de precipitación. Excepcionalmente, los caudales mínimos mantienen un valor medio superior al promedio de la serie a partir de 1970, probablemente influenciados por la operación de las represas construidas aguas arriba a partir de 1980.

Las series de Tmed, Tmax y Tmin medias anuales mostraron una tendencia no lineal positiva en todos los casos, lo que sugiere un cambio hacia condiciones más cálidas en la región desde mediados del siglo XX. La primavera resultó ser la estación con mayor incidencia en estos cambios anuales, ya que presentó una clara tendencia positiva en las series de temperatura analizadas en todas las escalas temporales, con mayor incidencia en los últimos 20 años examinados (1990-2010). Las tendencias halladas fueron más importantes en las series de Tmin media anual que en las Tmed y Tmax. Además, se encontró un ciclo próximo a los 8 años en las temperaturas máximas medias anuales, con mayor incidencia entre 1940 y 1990.

2.7 Referencias

- Aceituno, P., 1988. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 505–524.
- Andreoli, R. V., Kayano, M. T., 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. *Int. J. Climatol.*, 25, 2017–2030.
- Amarasekera K., Lee, R., Williams E.R., Eltahir, E., 1997. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. *Journal of Hydrology*, 200, 24–39.
- Baethgen W., 2012. Información climática para mejorar la adaptación a la variabilidad y cambio del clima. *CLIVAR Exchanges*, 59, 16- 20.
- Barreiro, M., 2010. Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over southeastern South America. *Clim Dyn.*, 35, 1493–1508.
- Barros, V., Grimm, A., Robertson, A., Nuñez, M., 2006. Caracterización Climática de la Cuenca del Plata. *REGA – Vol. 3, N° 2*, pág. 13-28.
- Barrucand, M., Rusticucci, M., Vargas, W., 2008. Temperature extremes in the south of South America in relation to Atlantic Ocean surface temperature and Southern Hemisphere circulation, *J. Geophys. Res.*, 113, D20111, doi: 10.1029/2007JD009026.
- Camilloni, I., Barros, V., 2000. The Paraná River response to El Niño 1982–83 and 1997–98 events. *J. Hydrometeorol.*, 1, 412–430.
- Camilloni, I., Barros, V., 2003. Extreme discharge events in Paraná River and their climate forcing. *Journal of Hydrology*, 278, 94–106.
- Castañeda, M., Barros V., 2001. Tendencias de la precipitación en el oeste de Argentina. *Meteorológica*, 26, 5–23.
- Donat, M.G., Alexander, L., Yang, H., Durre, I., Vose, R., Caesar, J., 2013. Global Land-Based Datasets for Monitoring Climatic Extremes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94, 997–1006.
- Duchon, C.E., 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 1016-1022.
- García, N.O., Vargas, W.M., 1998. The Temporal Climatic Variability in the “Río de la Plata” Basin Displayed by the River Discharges. *Climatic Change*, 38, 359-379.
- García N., Mechoso, C., 2005. Variability in the discharge of South American rivers and in climate. *Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques*, 50, 3, 459-477.
- Genta, J., Pérez Iribarren, G., Mechoso, C., 1998. A recent increasing trend in the streamflow of rivers in Southeastern South America. *Journal of Climate*, 11, 2858–2862.
- Ghil, M., Vautard, R., 1991. Interdecadal oscillations and the warming trend in global temperature time series. *Nature*, 350, 324-327.

- Ghil, M., Allen, M., Dettinger, M. D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M., Robertson, A., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2001. Advanced Spectral Method for Climatic Time Series. *Rev. of Geop.*, 40, 1-41.
- Greene, A., Goddard, L., Cousin, R., 2011. Web Tool Deconstructs Variability in Twentieth-Century Climate. *Eos Trans.*, 45, 397-398.
- Grimm, A. M., Barros, V. R., Doyle, M. E., 2000. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, 13, 35–58.
- Huang, H., Seager R., Kushnir, Y., 2005. The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical SST. *Climate Dyn.*, 24, 721–740.
- Krepper, C. M., Sequeira M.E., 1998. Low frequency variability of rainfall in Southeastern South America. *Theoretical and Applied Climatology*, 61, 19–28.
- Krepper, C. M., García, N. O., 2004. Spatial and temporal structure of trends and interannual variability of precipitation over La Plata Basin. *Quaternary International*, 114, 11–21.
- Krepper, C. M., García, N. O., Jones, P., 2008. Low-frequency response of the upper Paraná basin. *Int. J. Climatol.* 28: 351–360.
- NOAA/NWS/CPC, Oceanic Niño Index (ONI). NOAA National Weather Service, Center for Climate Prediction. Available in <http://www.cpc.ncep.noaa.gov>. Access in March 2014.
- Minetti, J.L., Vargas, W.M., 1998. Trends and jump in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera*, 11, 205–221.
- Mo, K. C., Higgins, R. W., 1998. The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1581–1596.
- Naumann, G., Vargas, W. M., 2012. A Study of Intraseasonal Temperature Variability in Southeastern South America. *J. Climate*, 25, 5892–5903.
- Paegle, J., Mo, K., 2002. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 15, 1389–1407.
- Robertson, A., Mechoso, C., 1998. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *J. of Climate*, 11, 2570-2581.
- Robertson, A. W., Mechoso, C. R., 2000. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2947-2957.
- Robertson A., Mechoso C., García N., 2001. Interannual prediction of the Paraná River. *Geophysical Research Letters*, 22, 4235–4238.
- Rusticucci, M., Renom, M., 2008. Variability and trends in indices of quality controlled daily temperature extremes in Uruguay. *Int. J. Climatol.* 28, 1083-1095. DOI:10.1002/joc.1607.
- Rusticucci, M., 2012. Observed and simulated variability of extreme temperature events over South America. *Atmospheric Research*, 106, 1–17.
- Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., Jurburg, S., 2010. Tropical Oceanic Causes of Interannual to Multidecadal Precipitation Variability in Southeast South America over the Past Century. *J. Climate*, 23, 5517–5539.
- Skansi, M. M., Brunet, M., Sigró, J., Aguilar, E., Arevalo Groening, J. A., Betancour, O. J., Castellón Geier, Y. R., Correa Amaya, R. L., Jácome, H., Malherios Ramos, A., Oria Rojas, C., Pasten, A., Sallons Mitro, S., Villaroel, C., Martínez, R., Alexander, L. V., Jones, P. D., 2013. Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global and Planetary Change* 100, 295–307.
- Tencer, B., Rusticucci, M., 2012. Analysis of interdecadal variability of temperature extreme events in Argentina applying EVT. *Atmósfera*, 25(4), 327-337.

- Trenberth, K.E., Hoar, T.J., 1996. The 1990-1995 El Niño-Southern Oscillation Event Longest on Record. *Geophysical Research Letters*, 23, 57-60.
- Trzaska, S., Robertson, A. W., Farrara, J. D., Mechoso, C. R., 2007. South Atlantic variability arising from air-sea coupling: Local mechanisms and tropical-subtropical interactions. *J. Climate*, 20, 3345-3365.
- Tucci, C., Clarke, R., 1998. Environmental issues in the La Plata Basin. *Water Resources Development*, 14, 157-173.
- Venencio, M.V. y García, N., 2005. Impacto de las sequías en la recarga natural al acuífero libre. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 10, 1, 49-60.
- Vera, C. Barange, M., Dube, O., Goddard, L., Griggs, D., Kobysheva, N., Odada, E., Parey, S., Polovina, J., Poveda, G., Seguin, B., Trenberth, K., 2010. Needs Assessment for Climate Information on Decadal Timescales and Longer. *Procedia Environmental Sciences*. 1, 275-286.
- Vincent, L. A., Peterson, T. C., Barros, V. R., Marino, M. B., Rusticucci, M., Carrasco, G., Ramirez, E., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Berlato, M. A., Grimm, A. M., Marengo, J. A., Molion, L., Moncunill, D. F., Rebello, E., Anunciação, Y. M. T., Quintana, J., Santos, J. L., Baez, J., Coronel, G., Garcia, J., Trebejo, I., Bidegain, M., Haylock, M. R., Karoly, D., 2005. Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960-2000. *J. Climate*, 18, 5011-5023.
- Von Storch, H, Navarra, A., 1995. *Analysis of Climate Variability*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 334 pp. Germany.
- Von Storch, H., Zwiers, W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, 484 pp. United States of America.
- Wilks D. S., 2006: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier Inc, 627 pp. UK.
- Zhou, J., Lau, W. K., 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *Int. J. Climatol.*, 21, 1623-1644.

Capítulo 3: Eventos extremos de precipitación y temperatura

3.1 Introducción

Los EPE, tanto secos como húmedos, son los desastres naturales más costosos (Wilhite, 2000). Las sequías e inundaciones producen diferentes impactos en la humedad del suelo, el flujo superficial, el agua subterránea y los reservorios de almacenamiento; afectando un amplio rango de sectores productivos como agricultura, ganadería, comercio e hidroelectricidad, entre otros. El efecto más adverso de los cambios climáticos relacionado a EE ocurridos en la región de LPB es la mayor frecuencia y severidad en las inundaciones, tanto en los valles fluviales como en zonas urbanas o en áreas de llanura (Barros, 2006). Durante el siglo pasado, 12 de las 16 mayores descargas del río Paraná en Corrientes se registraron en los últimos 25 años (Camilloni y Barros, 2003). También se observa un incremento en la vulnerabilidad a grandes inundaciones (con más del 30% de LPB bajo exceso de agua) luego de 1950 (Krepper y Zucarelli, 2010). Por otra parte, la frecuencia de sequías extremas se ha incrementado durante los últimos 25 años: Cavalcanti et al. (2011) sugieren que algunas regiones de LPB presentaron tendencias de incrementos en las sequías desde mediados de la década de 1980, de acuerdo con la ocurrencia de sequías severas durante los años 1988/89, 1995/96 y 2008/09.

La precipitación es una variable atmosférica de gran importancia en el ciclo hidrológico, por lo que el análisis de sus características es un componente crítico en la gestión de riesgos hídricos. El SPI (McKee et al., 1993) ha sido ampliamente utilizado y seleccionado por un número de ventajas sobre otros índices (Guttman, 1999; Keyantash y Dracup, 2002). La WMO lo ha aceptado como un índice de referencia para el monitoreo de sequías meteorológicas y para la gestión de riesgos climáticos a través de la “Declaración sobre Índices de Sequía de Lincoln” (Hayes et al., 2010). Además, el SPI ha sido aplicado para cuantificar los déficits y excesos de precipitación en múltiples escalas temporales, lo que refleja el impacto de los períodos secos y húmedos en la disponibilidad de diferentes recursos hídricos. Las condiciones de humedad de suelo responden a las anomalías de precipitación en una escala de tiempo relativamente corta, mientras que el agua subterránea, la escorrentía y los almacenamientos en reservorios reflejan las anomalías de precipitación de largo período. En la práctica, las duraciones de corto período (semanas o meses) son importantes para las actividades agrícolas mientras que las duraciones de largo período (estaciones, años, etc.) son significativas en la gestión de reservas hídricas (Sirdaş y Şen, 2003).

Numerosos estudios han analizado la evolución temporal y espacial del SPI, especialmente en referencia a sequías, a diferentes escalas temporales para distintas regiones del mundo (e.g. Lloyd-Hughes y Saunders, 2002; Sönmez et al., 2005; Vicente-Serrano, 2006; Livada y Assimakopoulos, 2007; Zhai et al., 2010). Un grupo más reducido de trabajos han estudiado la variabilidad espacio-temporal de períodos húmedos y secos a distintas escalas, identificando periodicidades o tendencias en las series temporales. Bordi et al. (2004) realizaron un análisis de la variabilidad espacio-temporal de períodos húmedos y secos en los últimos 50 años del siglo XX en el este de China, utilizando el SPI para evaluar las condiciones climáticas del área y un ACP para capturar los patrones de variabilidad del índice en diferentes estaciones. Fischer et al. (2013) analizaron períodos hidrológicos secos y húmedos de baja frecuencia para la cuenca del río Xijiang en el sur de China. En Europa, Bordi et al. (2009) y Bordi y Sutera (2012) estudiaron tendencias lineales y no lineales de sequías e inundaciones, utilizando el SPI para caracterizar aspectos meteorológicos e hidrológicos del continente a distintas escalas temporales. Específicamente en Portugal, Santos et al. (2010) evaluaron los patrones espacio-temporales de

sequías utilizando ACP y K-means clustering aplicados a series de SPI, lo que les permitió definir tres regiones con diferentes evoluciones temporales de sequías en el país. Por su parte, Telesca et al. (2013) definieron características espectrales de índices de sequías utilizando el SPI y el Índice Estandarizado de Precipitación y Evapotranspiración (Vicente-Serrano et al., 2010), en la cuenca del Río Ebro, para diferentes escalas temporales. Raziei et al. (2010) investigaron la variabilidad espacio-temporal de sequías e inundaciones hidrológicas en Irán, utilizando el reanálisis del National Center for Atmospheric Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP / NCAR) y la base de datos del GPCC para un período común 1948-2007.

El IPCC ha publicado la revisión e investigación global más completa sobre la relación entre fenómenos climáticos extremos, sus impactos y las estrategias para la gestión de riesgos asociados, en el Informe Especial sobre Eventos Extremos (IPCC, 2012). En este trabajo se señala que existen evidencias de cambios en algunos fenómenos climáticos extremos derivadas de las observaciones efectuadas desde 1950. La confianza en los cambios observados en estos fenómenos depende de la calidad y la cantidad de datos y de la disponibilidad de estudios en los que se han analizado esos datos, que varían según la región y los distintos fenómenos climáticos extremos. El ETCCDI ha intentado facilitar el análisis de extremos basados en datos diarios de precipitación y temperatura mediante la definición de un conjunto de índices climáticos que proporcionan una amplia visión general de las estadísticas de temperatura y precipitación, centrándose en particular en aspectos extremos (Klein Tank et al., 2009). Además, ha contribuido en el avance del conocimiento y la comprensión de los extremos climáticos permitiendo llenar los vacíos de información en las regiones con escasez de datos y mejorar los análisis de la situación global de los cambios en los extremos (Alexander et al., 2006; Donat et al., 2013).

Es muy probable que se haya producido un descenso generalizado del número de días y noches fríos y un aumento generalizado del número de días y noches cálidas a escala mundial, en la mayoría de las zonas terrestres para las que se dispone de datos suficientes (IPCC, 2012; Donat et al., 2013). Se han realizado diversos estudios en distintas regiones del planeta utilizando índices ETCCDI, tanto para evaluar cambios y tendencias como para estudiar la variabilidad espacio-temporal de eventos extremos de precipitación y temperatura. Brown et al. (2010) analizaron tendencias en 40 estaciones distribuidas en el noreste de Estados Unidos entre 1870 y 2005, hallando índices de temperatura que indicaron un fuerte incremento en la frecuencia de eventos cálidos (noches cálidas y días cálidos de verano) y un decrecimiento en la frecuencia de eventos fríos, con una disminución de los días de heladas, en congruencia con el comportamiento global. Resultados similares indicaron Wang et al. (2013) en la meseta del Tíbet occidental (China) entre 1973 y 2011 y Stephenson et al. (2014) en el caribe americano, analizando series entre 1960 y 2010. Además McGree et al. (2013) realizaron una evaluación de las tendencias y la variabilidad en la precipitación total y extrema en el Pacífico occidental. Por otro lado, Huang et al. (2014) analizaron la variabilidad espacio-temporal de índices diarios de precipitación en 75 estaciones meteorológicas en el centro-sur de China, indicando un incremento de la cantidad e intensidad de las mismas. Raziei et al. (2014) investigaron los patrones espaciales de índices diarios de precipitación y sus tendencias temporales en Irán, utilizando datos grillados entre 1961 y 2004.

En SA se han realizado estudios para determinar los cambios en extremos climáticos basados en datos observados de precipitación y temperatura a escala diaria. Vincent et al. (2005) presentan un análisis de las tendencias de índices extremos de temperatura en el período 1961-2000, hallando tendencias significativas en los índices basados en T_{min} diaria. Haylock et al. (2006) analizaron doce índices de precipitación diaria en el mismo período, examinando cambios en la distribución

total y en los extremos, encontrando regiones con cambios coherentes y varias estaciones con tendencias significativas en algunos índices. Khan et al. (2007) estudiaron la variabilidad espacio-temporal de los extremos de precipitación utilizando observaciones diarias disponibles en campos grillados de 2.5° en el período 1940-2004. Además, Skansi et al. (2013) utilizaron índices climáticos extremos de temperatura y precipitación entre 1950 y 2010 para evaluar cambios medios areales y regionales, aportando evidencias de una tendencia hacia condiciones más cálidas y húmedas en todo el continente desde mediados del siglo XX.

Los cambios observados en el SESA cuentan con un nivel de confianza medio estimado por varios autores, con una disminución de las noches frías, incremento de las noches cálidas y tendencias variables espacialmente para la Tmax; además, existe una confianza científica media en que se produjo un incremento de las precipitaciones intensas (Seneviratne et al., 2012). Rusticucci y Barrucand (2004) analizaron cambios en extremos de temperatura entre 1959 y 1998, basándose en Tmin y Tmax diarias en Argentina, indicando un fuerte incremento de las temperaturas nocturnas. Barrucand et al. (2008) estudiaron los modos dominantes de la variabilidad de baja frecuencia de temperaturas extremas en el SESA en el período 1964-2003, su relación con las SSTs y algunos índices de circulación atmosférica en el Hemisferio Sur; encontrado que la frecuencia de eventos cálidos (especialmente noches cálidas) estaban fuertemente relacionadas con las SSTs en las zonas costeras entre marzo y junio. Penalba y Robledo (2010) analizaron tendencias, variabilidad decadal y cambios en la frecuencia de la precipitación diaria para umbrales de 0.1 mm y el percentil 75th en LPB, observando un incremento en la frecuencia anual de estos eventos, con mayor relevancia en verano, otoño y primavera. Además, Llano y Penalba (2011) analizaron las diferentes propiedades de períodos secos entre 1961-2000 con datos diarios de precipitación, focalizándose en condiciones extremas, estudiando el grado de coherencia espacial y su variabilidad temporal. Skansi et al. (2012) indican que el SESA es la región en SA con las mayores tasas de cambios para las precipitaciones anuales a partir de 1950, según el análisis de 103 estaciones.

En la gestión de riesgos de sequías (inundaciones), el primer paso es el monitoreo de los EE y el conocimiento de la extensión espacial y variabilidad temporal de los eventos húmedos o secos, también en relación a un clima cambiante (Wilhite, 2000). Para proponer e implementar políticas de gestión y acciones de adaptación es necesario, entonces, conocer el comportamiento histórico de EE de precipitación en la región para proveer información útil a los sectores productivos y, junto a una correcta gestión de los recursos hídricos, minimizar los impactos adversos debidos a sequías e inundaciones.

3.2 Datos de precipitación y temperatura

Para el estudio de la climatología y el análisis espacio-temporal de EPE se utilizaron los datos grillados del GPCC v6 (debido a las ventajas que se mencionan en el apartado 1.2.1), que cubren un período entre enero de 1901 y diciembre de 2010. Además, los datos del GPCC satisfacen los criterios de fiabilidad de datos climatológicos para investigar períodos secos/húmedos (Bordi, 2006): (i) facilidad de acceso, (ii) cobertura uniforme del área de interés, (iii) duración temporal suficientemente extensa para ser confiable en sentido estadístico y (iv) aptitud para captar eventos secos y húmedos.

Los índices climáticos extremos ETCCDI fueron estimados utilizando datos diarios de precipitación, Tmax y Tmin de 36 estaciones de alta calidad y buen mantenimiento distribuidas en

el Nordeste Argentino (Figura 3.1, Anexo III). Los datos diarios, con variados registros temporales, fueron provistos por el SMN y el INTA.

Los datos diarios de todas las estaciones fueron revisados y se completaron los registros para un período común entre 1963 y 2013. Para reemplazar los días sin datos de precipitación, Tmax o Tmin, se utilizaron métodos basados en valores registrados en estaciones cercanas (Eischeid et al., 2000). Se seleccionaron y analizaron tres métodos (detallados en la metodología): el método de la razón normal (NR), de la ponderación simple por distancia inversa (IDW) y la regresión lineal (RL). Los resultados de estos métodos se analizaron estimando valores de las series en distintas estaciones y calculando la diferencia con los datos observados, evaluando los errores promedio, mínimo, máximo y el desvío estándar. En principio, el IDW fue descartado por ser el método de mayor error promedio, condición que se suponía posible debido a las considerables distancias entre estaciones en la región. El NR y la RL obtuvieron errores aceptables y similares, por lo que se utilizaron ambos, dependiendo de las correlaciones entre estaciones y la disponibilidad de datos en las series de estaciones vecinas en los períodos faltantes. La RL obtuvo menores errores medios (cerca de 0), pero desvíos más importantes que el método NR.

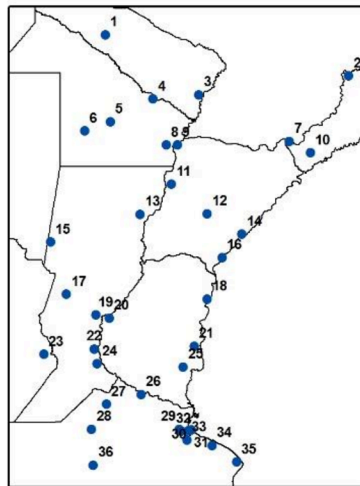


Figura 3.1: Estaciones utilizadas para el cálculo de índices extremos climáticos ETCCDI distribuidas en el NEA

Las estaciones vecinas utilizadas para el proceso de relleno de datos faltantes se seleccionaron de acuerdo a su correlación máxima con la estación a completar; con valores mínimos de 0.9 para datos de temperatura (que presentan menor variabilidad espacio-temporal) y de 0.35 para las estaciones de precipitación. Un mínimo de una estación vecina es necesaria para estimar los datos faltantes y un máximo de cuatro, ya que la inclusión de cinco o más estaciones no mejoran significativamente la interpolación y pueden, incluso, afectar negativamente la estimación (Eischeid et al., 2000). Se utilizó el método de RL cuando se contaba con solo una estación con datos en el período a rellenar o el de NR cuando había más de una.

Las series temporales completas se controlaron utilizando RClimDex. Este software fue desarrollado por el ETCCDI y su acceso es libre (<http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>). Este programa provee varias salidas gráficas y numéricas con el objetivo de establecer un proceso de control de calidad de los datos. En este proceso se chequearon los outliers de los datos con un estándar de 3 desvíos y los errores más importantes como: precipitación negativa, el número de datos faltantes y los valores negativos del rango de temperatura diurna. Los resultados permitieron

salvar ciertos errores, pero, de manera general, los datos poseen muy buena calidad; solo dos estaciones de las originales fueron descartadas para el análisis.

3.3 Metodología

3.3.1 Índice de Precipitación Estandarizada (SPI)

El SPI fue desarrollado para cuantificar los déficit de precipitación en múltiples escalas temporales y se utilizó para el monitoreo de sequías en el Estado de Colorado (McKee et al., 1993). Este índice se construye solamente con campos de precipitación y su cálculo, para una ubicación determinada, se basa en una serie de largo plazo de precipitación mensual acumulada en una escala temporal particular. La serie se ajusta a una distribución de probabilidad Gamma, que se transforma luego a una distribución normal por medio de una transformación de iguales probabilidades (Raziei et al., 2010). Luego, se identifica un total particular de precipitación para un período específico de tiempo, con un valor de SPI consistente con una probabilidad, siendo valores positivos (negativos) de SPI indicadores de cantidades mayores (menores) a la precipitación media. La magnitud de la desviación desde cero representa una probabilidad de ocurrencia, lo que otorga la posibilidad de tomar decisiones basadas en el valor del SPI (Hayes et al., 1999). Una descripción detallada del cálculo del SPI se presenta en Edwards y McKee (1997), Lloyd-Hughes y Saunders (2002) y en Bordi y Sutera (2012), entre otros.

Una fortaleza fundamental del SPI es que puede calcularse para distintas escalas de tiempo, permitiendo el monitoreo de variables hidrológicas reguladas por comportamientos de cortos períodos, como la humedad de suelo (importante para la producción agrícola) y recursos hídricos de largo período, como el agua subterránea o los caudales (Hayes et al., 1999). Además, este índice es una herramienta útil para monitorear diferentes tipos de sequías y comparar condiciones climáticas en áreas con diferentes regímenes hidrológicos (Raziei et al., 2010).

La intensidad de los EPE húmedos y secos puede ser definida según el sistema de clasificación que propone Agnew (2000) (Tabla 3.1), utilizando las probabilidades de ocurrencia para definir las clases. Por lo tanto, en una determinada posición, un mes muy húmedo (seco) tendrá una probabilidad de ocurrencia del 10% y un mes extremadamente húmedo (seco) 5%, o bien, se tendrán condiciones muy húmedas (secas) 1 año en 10 y condiciones extremadamente húmedas (secas) 1 año en 20.

Valor SPI	Probabilidad	Categoría
> 1,65	5	Extremadamente húmedo
1,28 a 1,64	5	Muy húmedo
0,84 a 1,28	10	Moderadamente húmedo
-0,84 a 0,84	60	Normal
-0,84 a -1,28	10	Moderadamente seco
-1,28 a -1,64	5	Muy seco
< -1,65	5	Extremadamente seco

Tabla 3.1: Escala de clasificación de eventos por valores de SPI según Agnew (2000) y su correspondiente probabilidad de ocurrencia.

Para el análisis de los EPE en la región, se transformaron las series de precipitación mensual del GPCC v6 en cada punto de grilla, en series $SPI_n(t)$ a diferentes escalas temporales, $n = 6, 12$ y 18 meses. En este Capítulo, las condiciones meteorológicas secas/húmedas se han estudiado utilizando la serie $SPI_6(t)$ como indicador de eventos extremos a corto plazo, mientras que las

series $SPI_{12}(t)$ y $SPI_{18}(t)$ se usan para investigar las condiciones hidrológicas. En particular, el objetivo principal de la Sección 3.5 es la detección de patrones de largo período de EPE que permitan analizar su comportamiento espacio-temporal y sus impactos hidrológicos; por lo tanto, se focaliza el estudio en eventos hidrológicos secos/húmedos analizados con el SPI a escala de 18 meses. Bordi et al. (2004, 2009) argumentan que una escala temporal de 18 meses captura la variabilidad de baja frecuencia y filtra los efectos de las periodicidades de corto período y los ciclos estacionales en el análisis de eventos secos y/o húmedos.

La climatología de los EPE se investigó mediante el análisis de la distribución espacial del número de eventos y su duración media y máxima por cada punto grilla a distintas escalas temporales (6, 12 y 18 meses). Un evento ocurre cuando el índice excede cierto umbral. Particularmente, un evento extremadamente seco ocurre cuando, en un mes k , $SPI_n(k) < -1.65$. De todos modos, dos meses consecutivos con $SPI_n(k) < -1.65$ y $SPI_n(k+1) < -1.65$ no se pueden considerar eventos independientes; ambos meses pertenecen al mismo evento. Asumiendo un intervalo aislado de la serie temporal $SPI_n(m)$ de meses consecutivos con valores negativos, es decir $SPI_n(m) < 0$ ($m = h, h+1, \dots, n$); precedido y continuado por meses con valores positivos o cero ($SPI_n(h-1) \geq 0$ y $SPI_n(n+1) \geq 0$), donde solo algunos meses del intervalo satisface la condición $SPI_n(m) < -1.65$. Todos los meses consecutivos, $j = h, h+1, \dots, n$, pertenecen al mismo evento, limitado por ceros en los meses $h-1$ y $n+1$, $SPI_n(h-1) \geq 0$ y $SPI_n(n+1) \geq 0$, respectivamente (adaptado de Krepper y Zucarelli, 2010). Por lo tanto, los eventos individuales se definen entre ceros que delimitan el valor del exceso/déficit, mientras que la duración de un evento se calcula como la diferencia en meses entre dos valores ceros consecutivos que delimitan un exceso de cierto valor umbral de SPI_n (e.g., $SPI_n(t) > 1.65$).

3.3.2 Análisis por Componentes Principales y Análisis Espectral Singular

Para determinar el comportamiento espacio-temporal de las series de $SPI_n(t)$ se aplicó un ACP (desarrollado en la Sección 2.2). Por su parte, el SSA—también detallado en el Capítulo 2—se aplicó a las series temporales de interés: CPs de los patrones de SPI analizados a distintas escalas temporales, porcentaje de la región bajo condiciones extremadamente húmedas/secas y series temporales medias espaciales de los índices ETCCDI.

3.3.3 Métodos de estimación de datos diarios faltantes

Las series temporales de precipitación y temperatura máxima y mínima diaria se completaron utilizando los datos de estaciones próximas mediante la aplicación de los siguientes métodos:

Método de la razón normal (RN)

Este método de interpolación fue propuesto originalmente por Paulhus y Kohler (1952). En la actualidad se utiliza una versión modificada, descrita por Young et al. (1992). Los pesos para las estaciones cercanas utilizadas en el algoritmo de estimación se obtienen según:

$$W_i = \frac{r_i^2(n_i - 2)}{1 - r_i^2} \quad (3.1)$$

donde r es el coeficiente de correlación para cada serie temporal diaria entre la estación objetivo y las i^{th} estaciones vecinas, n es el número de datos usados para estimar el coeficiente de correlación y W_i es el peso resultante.

Método de la ponderación simple por distancia inversa (IDW)

Este método es una estimación de los datos faltantes utilizando la distancia ponderada media de los valores hasta la estación objetivo. Se asume que las estaciones vecinas están relacionadas a la estación objetivo por su proximidad a la misma. Este procedimiento se calcula según:

$$Z(X_j) = \frac{\sum_{i=1}^n Z(X_i) \cdot d_{ij}^{-r}}{\sum_{i=1}^n d_{ij}^{-r}} \quad (3.2)$$

donde $Z(X_i)$ es el valor predicho de acuerdo a los promedios ponderados en los puntos $Z(X_1), Z(X_2), \dots, Z(X_n)$. La distancia d entre $Z(X_i)$ y $Z(X_j)$ es el factor de ponderación, y se utilizó un valor de $r = 2$ (Vicente-Serrano et al., 2010).

Método de regresión lineal (RL)

En la regresión lineal, los datos faltantes se obtuvieron por la determinación de las series simples de mayor correlación, en los casos donde no se registraban datos de más de una estación en los períodos faltantes. Ésta aproximación ha sido utilizada para reconstruir series diarias de temperatura (e.g., Allen y DeGaetano, 2001) y de precipitación (e.g., Vicente-Serrano et al., 2010). Éste método produce buenos resultados para la temperatura, debido a que esta variable no posee cambios espaciales abruptos y varía gradualmente en el espacio; mientras que muestra algunos problemas con las series diarias de precipitación, ya que presenta menores correlaciones con las estaciones próximas (Auer et al., 2005).

3.3.4 Índices extremos ETCCDI

Definición

Para obtener una perspectiva uniforme de los cambios observados en los extremos climáticos y meteorológicos, el ETCCDI definió un grupo de 27 índices descriptivos de extremos de precipitación y temperatura, incluyendo la posibilidad de analizar la frecuencia, amplitud y persistencia de estos extremos (Klein Tank et al., 2009). Una lista de estos índices se puede ver en el Anexo IV, mientras que las definiciones de cada índice se presentan en el Anexo V. Estos índices fueron ampliamente utilizados como herramienta para estudiar y monitorear cambios en extremos y para obtener resultados estándares coherentes de cambios en todo el mundo. Además, son robustos estadísticamente, pueden cubrir un amplio rango de climas y tienen una alta relación señal-ruido (Zhang et al., 2011). Se dividen en cuatro categorías (Sillman et al., 2013): (1) índices absolutos, que describen, por ejemplo, el día más cálido o frío del año o la cantidad acumulada de precipitación en 1 o 5 días; (2) índices de umbral, que cuentan el número de días cuando un umbral de temperatura o precipitación es excedido (e.g., días con heladas o noches tropicales); (3) índices de duración, que describen la longitud de períodos secos o húmedos (cálidos o fríos) e (4) índices de umbral basados en percentiles (se hace referencia a índices de percentiles), que describen las tasas de exceso debajo o sobre un umbral definido como el 10th o 90th percentil derivado del período base 1971-2000.

Cálculo de los índices y utilización

Los índices ETCCDI fueron calculados en todas las estaciones del NEA en el período común 1963-2013, utilizando el software RCLimDex. Este software estima los índices mensuales solo si en un mes no faltan más de 3 días, mientras que los valores anuales se estiman si en un año calendario no faltan más de 15 días y los índices de umbral se calculan si al menos el 70% de los

datos están presentes. En este trabajo, estos inconvenientes no se presentaron debido a que se estimaron los datos faltantes y las series temporales se completaron en toda su extensión. Los índices de percentiles se calcularon utilizando el período base 1971-2000. Para eliminar posibles errores en la evaluación de tendencias de los índices de percentiles asociados con la existencia de inhomogeneidades en los límites del período de referencia, el RCLimDex sigue el procedimiento de bootstrapping propuesto por Zhang et al. (2005), que se detalla en el Anexo VI.

Todos los índices calculados se representaron temporalmente mediante las anomalías promedio espacial (a excepción de los índices de percentiles), analizando el comportamiento de las series temporales mediante la aplicación de un SSA en busca de modos dominantes (tendencias y/o ciclos oscilatorios). Además, se realizó la distribución espacial promedio de todos los índices climáticos en las estaciones del NEA utilizadas para el análisis en el período común 1963-2013.

Estimación de las tendencias de los índices

Los cambios medios estimados en los índices ETCCDI se explican por el ajuste de una tendencia lineal en todo el período de análisis (1963-2013). Debido a que algunos índices no tienen una distribución Gaussiana, la estimación de un ajuste lineal por mínimos cuadrados no es apropiado (Alexander et al., 2006); por lo que las tendencias estimadas por el RCLimDex con este método no se utilizaron. Para el cálculo de las tendencias, se emplearon estimadores no paramétricos basados en la pendiente de Kendall (Sen, 1968), ya que este método no asume una distribución para los residuos y es robusto a los efectos de los outliers de las series. Sin embargo, una correlación positiva (usuales en las series de datos climáticos) haría a este test poco fiable (Zhang y Zwiers, 2004); por lo que se consideró la correlación serial en los residuos cuando se testeó la significancia estadística de las tendencias. Se adoptó, entonces, un proceso iterativo originalmente propuesto por Zhang et al. (2000) y refinado por Wang y Swail (2001) para calcular las magnitudes de las tendencias y estimar su significancia estadística. Detalles de este método se presentan en el Apéndice A de Wang y Swail (2001).

En este Capítulo, se estimaron las tendencias anuales de todos los índices a niveles de significancia estadística de 0.01 y 0.05, tanto para promedios espaciales como para la distribución espacial de los signos y magnitudes de los cambios en los extremos del NEA en cada estación. Para la estimación de las tendencias, se utilizó el paquete de R “zyp” (Bronaugh y Werner, 2013) que contiene una eficiente implementación del método de la pendiente de Sen junto al desarrollo del método de Zhang para determinar tendencias en datos climáticos. Para minimizar los efectos de latitud/longitud y altitud en las series temporales de los índices y en la estimación de tendencias, se calcularon las anomalías respecto al período de referencia 1981-2010 para todos los índices, excepto para los percentiles, debido a que sus unidades no son absolutas (Skansi et al., 2013).

3.4 Climatología de eventos extremos

Se definieron aspectos climatológicos de EPE húmedos y secos de la región mediante el análisis de la distribución espacial del número de eventos y su duraciones medias y máximas por cada punto de grilla, a distintas escalas temporales (6, 12 y 18 meses). Además, se determinó la cantidad de eventos y su duración media y máxima en promedio en toda la región, atendiendo a diferentes umbrales que definen distintos tipos de EPE. También se particionó el dominio temporal en el año 1959, a fin de poder analizar el comportamiento climatológico medio del período anterior y posterior a este año de quiebre, definido por el cambio de tendencia de largo período hallado en el patrón principal de precipitación anual.

3.4.1 Cantidad y duración de eventos extremadamente secos

En las Figuras 3.2a-c se ilustra, a escala de 6, 12 y 18 meses, el número de eventos extremadamente secos ($SPI_n(t) < -1.65$) por punto de grilla en la región, la duración media (Figuras 3.2d-f) y la duración máxima (Figuras 3.2g-i). Se observa que existe una fuerte dependencia con la escala temporal (a mayor escala, menor número de eventos y mayor duración) en las tres variables analizadas y que, en las zonas donde los eventos de sequía extrema son más frecuentes, su duración tiende a ser menor y viceversa; comportamiento acorde al que describen Krepper y Zucarelli (2010) para LPB. A escala de 6 meses, se presentan zonas aisladas de valores máximos en cantidad de eventos y duración (Figuras 3.2a y d) distribuidas sin un patrón definido, mientras que en las escalas de menor frecuencia (Figuras 3.2b-c y Figuras 3.2e-f) se da un gradiente E-O

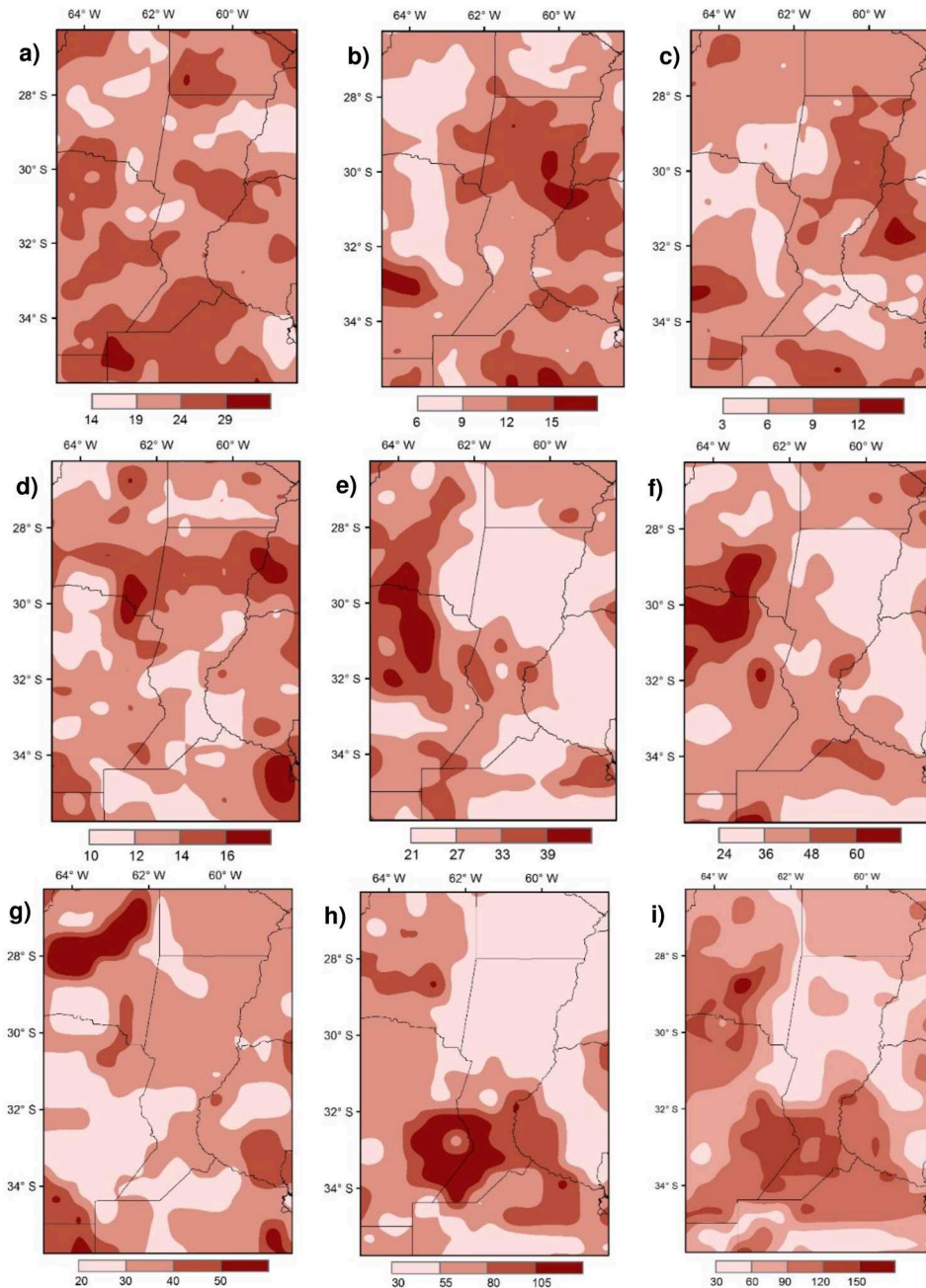


Figura 3.2: Distribución espacial de los eventos extremadamente secos ($SPI_n(t) < -1.65$) por punto de grilla en la región entre 1901 y 2010 según: el número de eventos para **a)** SPI_6 , **b)** SPI_{12} y **c)** SPI_{18} ; la duración media en meses para **d)** SPI_6 , **e)** SPI_{12} y **f)** SPI_{18} y la duración máxima en meses para **g)** SPI_6 , **h)** SPI_{12} y **i)** SPI_{18} .

(más acentuado en el centro de la región), con mayor cantidad de eventos en el extremo este y menor duración media. Los eventos de sequía extrema que afectan el norte de la provincia de Córdoba y sur de Santiago del Estero, si bien no fueron muy frecuentes entre 1901 y 2010 (entre 3 y 6 eventos), tienen una duración media mayor a 48 meses, o 4 años, en la escala de 18 meses (Figura 3.2f). También se debe notar que el centro-norte de Santa Fe, norte de Entre Ríos, sur de Corrientes (junto con el centro-norte de Buenos Aires y SO de Córdoba) sufrieron más de 12 eventos secos a escala de 12 meses (Figura 3.2b) y más de 9 eventos a escala de 18 meses (Figura 3.2c).

Los eventos a escala temporal de seis meses, $SPI_6(t)$, relevantes para la agricultura, presentan elevadas duraciones máximas (mayores a 50 meses) en el extremo NO de la región (Figura 3.2g), en congruencia con una zona de baja frecuencia de eventos (Figura 3.2a). En el extremo SO se dan las menores duraciones máximas en esta escala temporal (entre 20 y 30 meses), en una zona donde la frecuencia de eventos fue alta en el período analizado. El mapa de la distribución espacial de duraciones máximas de $SPI_{12}(t)$ (Figura 3.2h) muestra una zona aislada con valores superiores a 105 meses, ubicada en el sur de Santa Fe y SE de Córdoba. Luego, su comportamiento es similar al de la distribución de duraciones medias en esta escala (Figura 3.2e). Por su parte, los eventos de baja frecuencia asociados a una escala temporal de 18 meses (Figura 3.2i), presentan duraciones máximas en el extremo oeste y centro-sur de la región, con valores mayores a 90 meses y zonas aisladas con eventos extremadamente secos que superaron los 120 meses, principalmente en el sur de Santa Fe y SE de Córdoba (ídem Figura 3.2h) y norte de Córdoba junto al sur de Santiago del Estero (símil Figura 3.2f).

3.4.2 Cantidad y duración de eventos extremadamente húmedos

En las Figuras 3.3a-c se presenta el número de EPE extremadamente húmedos ($SPI_n(t) > 1.65$) por punto de grilla en la región, la duración media de estos eventos (Figuras 3.3d-f) y la duración máxima (Figuras 3.3g-i), en el período 1901-2010. Nuevamente, se manifiesta una fuerte dependencia con la escala temporal en las tres variables analizadas y, en las zonas donde los eventos extremadamente húmedos son más frecuentes, su duración tiende a ser menor y viceversa. El número de eventos presenta una distribución espacial sin un patrón diferenciable, con máximos y mínimos aislados, principalmente en las escalas de menor frecuencia (6 y 12 meses, Figuras 3.3a-b). Este comportamiento sugiere que los eventos húmedos son más variables y presentan mayor distribución espacial en comparación con los eventos extremadamente secos (Figuras 3.3a-c), probablemente causados por precipitaciones convectivas locales.

La duración media y máxima de los EE húmedos de baja frecuencia (Figura 3.3f y Figura 3.3i) presentan un gradiente de distribución E-O, con mayores duraciones en el extremo oeste, a excepción del NO de Córdoba. Se destaca la zona norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, que registra eventos de gran duración media (mayor a 55 meses) y gran duración máxima (más de 115 meses, aproximadamente 10 años). Si se establece una comparación con las Figuras 3.2e y f, se ve que esta zona atravesó períodos muy extensos de sequías, por lo que tiene un comportamiento muy importante de baja frecuencia en EE, tanto de períodos con exceso como con déficit hídricos importantes. Asimismo, se observa que estuvo afectada por eventos a escala intraanual, con duraciones máximas mayores a 50 meses en eventos extremadamente húmedos (Figura 3.3g). Comparando las distribuciones espaciales de las Figuras 3.3d y g, se observa que, especialmente en el norte de la región, si bien las duraciones medias fueron altas (baja frecuencia de eventos), las duraciones máximas fueron mínimas, comportamiento disímil al de baja frecuencia. La provincia

de Santa Fe y el extremo oeste de la región muestran las menores duraciones, tanto medias como máximas, en escalas de 12 y 18 meses. Esta zona tiene un comportamiento pseudo-homogéneo, con eventos de entre 20 y 40 meses de duración media y entre 30 y 65 meses de duración máxima.

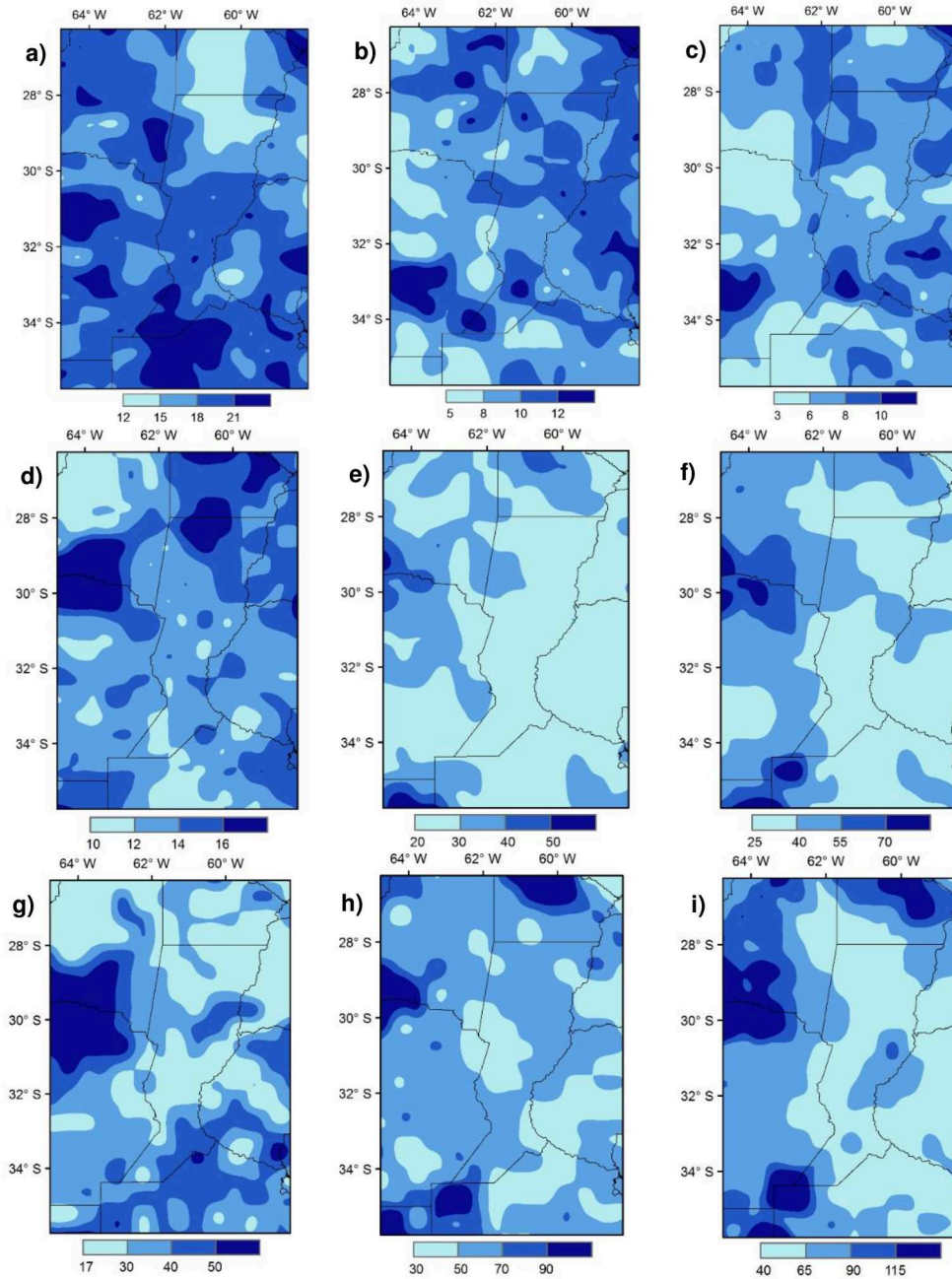


Figura 3.3: Distribución espacial de los eventos extremadamente húmedos ($SPI_n(t) > 1.65$) por punto de grilla en la región entre 1901 y 2010 según: el número de eventos para **a)** SPI_6 , **b)** SPI_{12} y **c)** SPI_{18} , la duración media en meses para **d)** SPI_6 , **e)** SPI_{12} y **f)** SPI_{18} y la duración máxima en meses para **g)** SPI_6 , **h)** SPI_{12} y **i)** SPI_{18} .

3.4.3 Cantidad y duración promedio de eventos secos y húmedos

La Tabla 3.2 presenta la cantidad, duración media y duración máxima promedio por punto de grilla de los eventos extremadamente secos/húmedos y muy secos/húmedos ocurridos entre 1901 y 2010 en la región, a diferentes escalas temporales. Existe una similitud evidente entre las categorías secas/húmedas en todas las escalas; es decir, la cantidad y duración de los eventos húmedos en el período 1901-2010 es muy similar a las de los eventos secos. Se observa una leve supremacía de los eventos secos, principalmente a escalas de altas frecuencias en todo el período

analizado. Se registraron en la región, a escalas de 3 y 6 meses, 37 (± 1) y 23 (± 3) eventos extremadamente secos, contra 31 (± 4) y 19 (± 3) eventos extremadamente húmedos promedio en el período 1901-2010. Los eventos de mayor duración presentan características similares en ambos extremos hídricos. La cantidad promedio de eventos extremadamente secos/húmedos a escala de 18 meses en la región es 8 (± 2) / 7 (± 2), su duración media 41 (± 9) / 43 (± 11) meses y la duración máxima 82 (± 25) / 79 (± 18) meses, en el período estudiado. Los eventos a escala meteorológica de 3 meses presentan una duración media de 7 meses y máxima del orden de los 20 meses, tanto para eventos húmedos como secos. Además, se registraron 31 eventos extremadamente húmedos y 37 extremadamente secos en promedio para toda la región, a escala de 3 meses.

Condición	Variable	SPI3	SPI6	SPI9	SPI12	SPI18
Extremadamente Húmedos	Numero de Eventos	31 (± 4)	19 (± 3)	14 (± 2)	10 (± 2)	7 (± 2)
	Duración Media	7 (± 1)	14 (± 2)	20 (± 3)	29 (± 6)	43 (± 11)
	Duración Máx. prom.	20 (± 4)	35 (± 10)	45 (± 11)	60 (± 17)	79 (± 18)
Muy Húmedos	Número de Eventos	52 (± 4)	31 (± 3)	22 (± 3)	16 (± 3)	11 (± 2)
	Duración Media	7 (± 1)	12 (± 1)	18 (± 3)	25 (± 5)	38 (± 8)
	Duración Máx. prom.	20 (± 4)	35 (± 9)	47 (± 10)	61 (± 17)	79 (± 28)
Muy secos	Número de Eventos	58 (± 6)	35 (± 4)	24 (± 3)	17 (± 3)	12 (± 2)
	Duración Media	6 (± 1)	12 (± 1)	17 (± 2)	25 (± 4)	35 (± 6)
	Duración Máx. prom.	22 (± 5)	35 (± 8)	46 (± 11)	64 (± 21)	84 (± 24)
Extremadamente Secos	Número de Eventos	37 (± 1)	23 (± 3)	15 (± 2)	11 (± 2)	8 (± 2)
	Duración Media	7 (± 1)	13 (± 1)	20 (± 3)	29 (± 5)	41 (± 9)
	Duración Máx. prom.	22 (± 5)	35 (± 18)	46 (± 11)	63 (± 21)	82 (± 25)

Tabla 3.2: Cantidad, duración media y duración máxima promedio espacial en la región de los eventos extremadamente secos/húmedos y muy secos/húmedos en el período 1901-2010, a diferentes escalas temporales.

Considerando el comportamiento de la tendencia no lineal positiva en la precipitación anual (Sección 2.3.1), se divide el período estudiado en dos: 1901-1959 y 1960-2010; siendo el año de la partición aproximadamente el mismo en que se observa un cambio en la tendencia de baja frecuencia. En las Figuras 3.4a-d se presentan comparaciones entre los eventos extremadamente húmedos (EH) y extremadamente secos (ES), graficando la cantidad, cantidad ponderada, duración y duración máxima en los períodos mencionados, para las distintas escalas analizadas, junto con su desvío estándar. Para lograr homogeneidad en los resultados y poder establecer comparaciones, los eventos se ponderan según:

$$E_p = \frac{E \cdot m_t}{m_p} \quad (3.3)$$

donde E_p es la cantidad de eventos ponderada (en la totalidad del período analizado), E la cantidad de eventos, m_t la cantidad de meses totales de la serie de SPI_n (t) y m_p la cantidad de meses del período (708 meses para 1901-1959 y 612 meses para 1960-2010). Esta ponderación define la cantidad de eventos totales que tendría la serie entre 1901-2010 si se mantendría la cantidad promedio registrada en cada período (1901-1959 y 1960-2010).

La cantidad de eventos húmedos del período 1960-2010 excede a la del período 1901-1959 en todas las escalas temporales (Figura 3.4a), aun teniendo este último, 8 años más. Esta diferencia se hace aún más notoria en la Figura 3.4b, donde se ponderan los eventos en todo el período. Los eventos extremadamente secos de la primeras décadas del siglo XX (hasta 1960) exceden en

cantidad a los del periodo 1960-2010, diferencia que disminuye en la Figura 3.4b, ya que el primer período evaluado es más extenso. Estableciendo una comparación dentro de cada período, se observa que los eventos secos superaron muy notoriamente a los eventos húmedos en la primera mitad del siglo XX. A escala de 3 meses, se registraron 22 eventos ES promedio espacial contra solo 14 EH (Figura 3.4a), lo que supone un período fuertemente influenciado por sequías estacionales. Este comportamiento también se ve en períodos de baja frecuencia a escala de 12 y 18 meses, donde se dieron 8 y 6 eventos ES, contra 3 y 2 eventos EH, respectivamente. No obstante, durante el período 1960-2010 se registró mayor cantidad de eventos extremadamente húmedos, siendo la diferencia menos significativa que en el primer período. Se reconocieron 17 eventos EH contra 14 ES a escala estacional (3 meses) y 8-5 eventos EH contra 3-2 a escala de 12-18 meses.

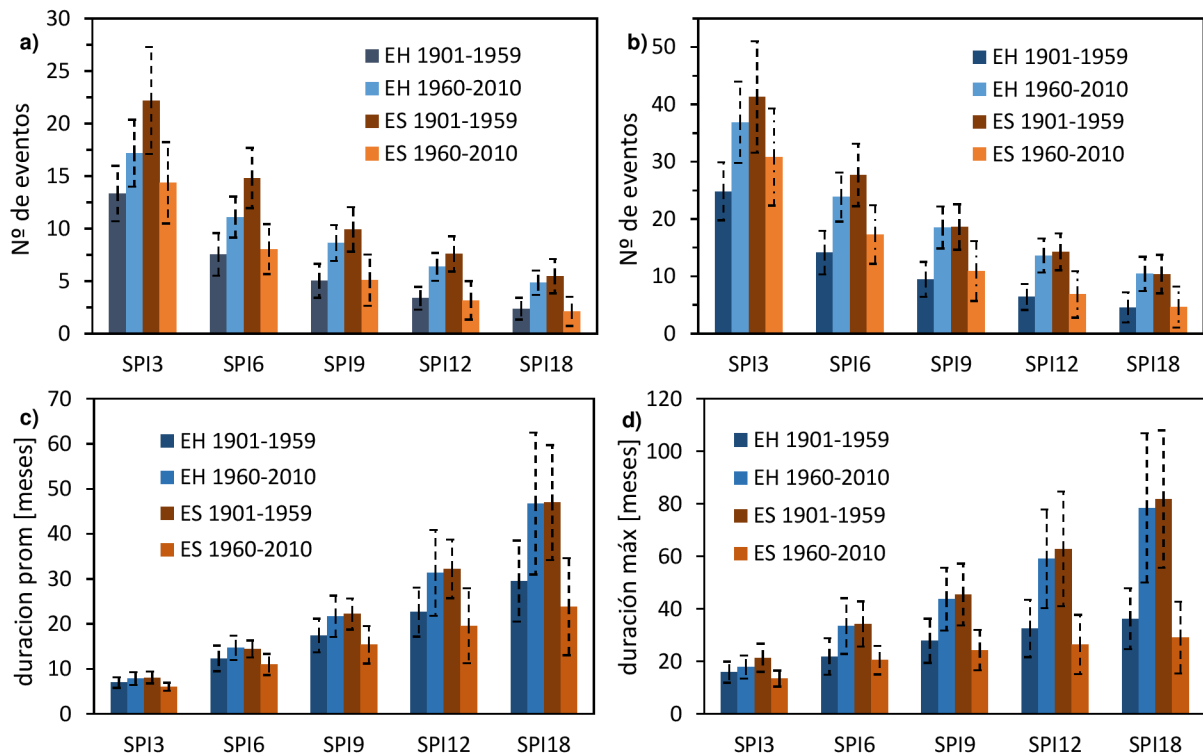


Figura 3.4: Comparaciones entre los períodos 1901-1959 y 1960-2010 a distintas escalas temporales para los eventos extremadamente húmedos/secos: **a)** Cantidad de eventos, **b)** Cantidad ponderada de eventos, **c)** duración promedio y **d)** duración máxima. En barras de error se grafica el desvío estándar.

En la Figura 3.4b se puede apreciar que la cantidad de eventos extremadamente secos entre 1960 y 2010 ponderados a la totalidad del período (si se mantendría el promedio de la primera mitad de siglo XX) sería de 14 y 10 eventos ES, contra un promedio real registrado de 11 y 8, a escala de 12 y 18 meses; lo que hubiese supuesto un incremento del 25% en los eventos secos promedio en la segunda mitad del siglo XX de no haberse producido el cambio de tendencia hacia condiciones húmedas. De la misma manera, si se hubiesen mantenido las condiciones húmedas del período 1960-2010 durante todo el siglo XX, se habrían registrado un 35% más de eventos EH en promedio en el período 1901-2010.

En cuanto a la duración media y máxima, se observa que los eventos EH aumentaron su duración en el segundo periodo, aun habiéndose incrementado la cantidad de eventos ocurridos; mientras que los eventos ES disminuyeron su duración, si bien disminuyó la cantidad de eventos. Este comportamiento sugiere que se incrementó la severidad de eventos húmedos y disminuyó la

de extremadamente secos entre 1960 y 2010. Además, se observa que tanto las duraciones promedios como las máximas, sufrieron mayores incrementos (disminución) en los eventos extremadamente húmedos (secos) a escalas de baja frecuencia a partir de 1960, en comparación con las escalas de importancia meteorológica y agrícola (de 3 a 9 meses). Ésta diferencia se manifiesta con mayor intensidad para las duraciones máximas (Figura 3.4d) que para las duraciones medias (Figura 3.4c), principalmente a escala de 12 y 18 meses. La duración máxima promedio (Figura 3.4d) de eventos ES para el período 1901-1959 fue de 82 meses y de 78 meses para los eventos EH en el período 1960-2010, a escala de 18 meses. También se debe notar que las duraciones medias y máximas promedio de los eventos EH en el período 1960-2010 coinciden con las de los eventos ES en el período anterior 1901-1959; mientras que la cantidad de eventos ponderados (Figura 3.4b) muestran un comportamiento similar. Esta última aseveración sugiere que los eventos extremadamente secos fueron dominantes en el período 1901-1959, mientras que entre 1960 y 2010 dominaron los extremadamente húmedos, siendo la severidad de ambos, similares en cada período.

3.5 Análisis espacio-temporal de eventos extremos de precipitación

3.5.1 Comportamiento espacio-temporal de períodos de exceso y déficit hídrico

Se aplicó un ACP a los campos de $SPI_n(t)$ ($n = 6, 12$ y 18 meses) a fin de determinar la distribución espacial de correlaciones a_{ij} para cada punto grilla con las componentes principales CP_j ($j = 1, 2, 3$). El comportamiento temporal de las series se determinó a través del SSA, buscando señales de baja frecuencia en las $CP_j(t)$, $j = 1, 2, 3$; $n = 6, 12$ y 18 meses en la LFB ($T > 10$ años), utilizando un ancho de ventana M de 360 meses (30 años).

La CP_1 explicó un alto porcentaje de la varianza total en todas las series de $SPI_n(t)$ analizadas (49.5%, 52.7% y 54.7% para $n = 6, 12$ y 18 meses, respectivamente). La correlación de la $CP_1(t)$ con las series temporales de SPI en cada punto de grilla, expresada por a_{i1} , resultó en valores positivos en todos los casos, demostrando ser la componente que más se relaciona con las variables (series temporales de SPI). Además, se determinó la correlación de las $CP_1(t)$ con las correspondientes series medias areales de SPI en la región ($\overline{SPI_n(t)}$, $n = 6, 12$ y 18 meses). Los coeficientes de correlación obtenidos fueron próximos a 0.999 en todos los casos, indicando que se puede explicar el comportamiento promedio areal a través de las series temporales $CP_1(t)$. En todas las escalas analizadas, la T-PC1 está asociada a una tendencia no lineal que explica distintos porcentajes de las varianzas totales para cada $CP_1(t)$.

Las Figuras 3.5a y b muestran las $CP_{16}(t)$ y $CP_{112}(t)$ de las series de $SPI_6(t)$ y $SPI_{12}(t)$, junto a las reconstrucciones parciales correspondientes a las tendencias no lineales $TEN_6(t)$ y $TEN_{12}(t)$, basadas en las T-EOF1 y T-PC1 para ambas series, explicando el 8% y 16% de sus varianzas. El comportamiento de baja frecuencia de las tendencias muestra un cambio hacia condiciones más húmedas para el período 1960-2000. Las Figuras 3.5a y b exhiben un período con abundancia de EPE húmedos entre los años 1970 y 2000. A partir de la primera década del siglo XXI, estos eventos presentan signos de estabilización, comenzando a decaer notoriamente desde el año 2007. Este comportamiento sugiere que los EPE húmedos de gran intensidad y duración registrados entre 1970 y 2003 (representados por las series de SPI a escalas de 6 y 12 meses) comenzaron a declinar en los últimos años de la década del 2000. Además, las series $CP_{16}(t)$ y $CP_{112}(t)$ indican que las sequías particularmente importantes para el sector agrícola (gran duración y severidad), se dieron frecuentemente en los primeros años del siglo XX, aunque se registró una sequía extrema en los años 2008-2009, que causó serios inconvenientes a las actividades económicas de la región. Se

debe mencionar que los patrones espaciales de las $CP1_6$ y $CP1_{12}$ (no se exhiben) son similares a los correspondientes a la $CP1_8$, a escala de 18 meses (Figura 3.6a, Figura 3.7a, y Figura 3.8a)

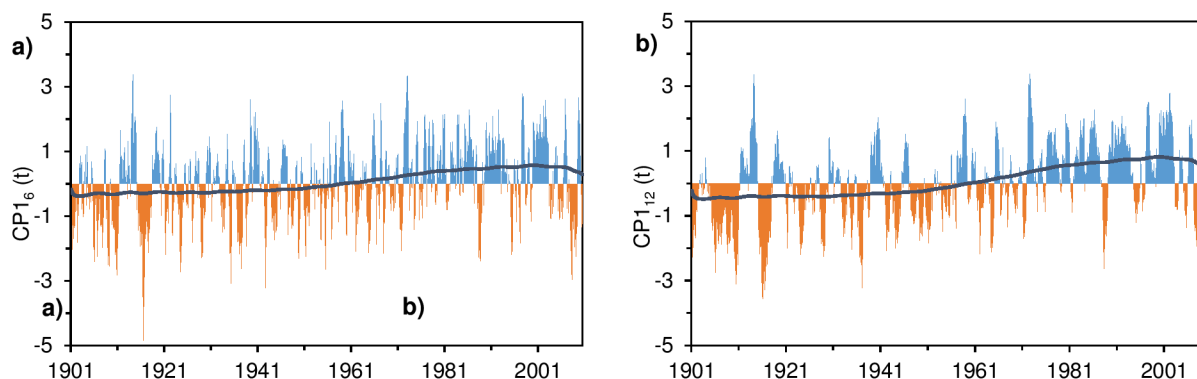


Figura 3.5: $CP1_n(t)$ del ACP aplicado a los campos de $SPI_n(t)$, que explican su comportamiento temporal promedio areal. Las líneas sólidas presentan las reconstrucciones parciales correspondientes a las tendencias no lineales $TEN_n(t)$ obtenidas con el SSA. **a)** $CP1_6(t)$ y $TEN_6(t)$ (explica el 8% de la varianza); **b)** $CP1_{12}(t)$ y $TEN_{12}(t)$ (explica el 16% de la varianza total).

Si bien los patrones espaciales fueron muy similares en las tres escalas temporales analizadas, se presenta el ACP completo de la serie $SPI_{18}(t)$, seleccionado por la representatividad de los resultados y para enfatizar en el comportamiento de los períodos extremos húmedos y secos de baja frecuencia. La Figura 3.6a muestra la correlación de la $CP1_{18}(t)$, que explica el 54.7% de la varianza total, con las series $SPI_{18}(t)$ en cada punto de grilla utilizadas como variables, ésta es la $a18_{i1}$. Se observan valores positivos de correlación en toda la región, con correlaciones superiores a 0.65, a excepción del extremo NO, lo que brinda evidencias que la mayor parte del área en estudio tiene series de $SPI_{18}(t)$ con un comportamiento temporal bien representado por una señal como la de la $CP1_{18}(t)$ (Figura 3.6b). Los valores máximos de $a18_{i1}$ (superiores a 0.85) se presentan en el centro-norte de la provincia de Santa Fe, NE de Córdoba y SE de Santiago del Estero, donde más del 72% de la varianza de las series de $SPI_{18}(t)$ está explicada por la $CP1_{18}(t)$.

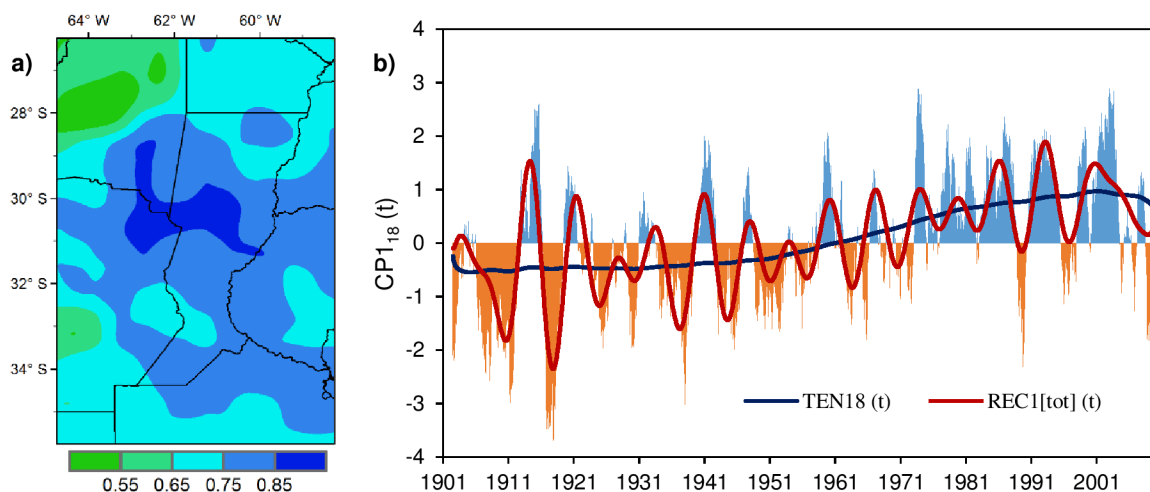


Figura 3.6: **a)** Distribución espacial de la $a18_{i1}$. **b)** $CP1_{18}(t)$ del ACP aplicado a los patrones de SPI_{18} que explica su comportamiento temporal promedio areal. En línea sólida azul se presenta la reconstrucción de la tendencia no lineal $[TEN_{18}(t)]$ y en rojo la reconstrucción de la serie filtrada, $REC1[tot](t)$.

La Tabla 3.3 resume los modos detectados mediante la aplicación del SSA a las series $CPj_{18}(t)$, utilizando un ancho de ventana $M = 360$ meses (30 años). Particularmente en el análisis de la serie $CP1_{18}(t)$, la T-PC1 está asociada con una tendencia no lineal que explica el 22% de la varianza de

la serie. Además, se hallaron pares oscilatorios con períodos dominantes de $T = 6.5$ años/ciclo y 8.7 años/ciclo. Los períodos se obtuvieron estimando el espectro de potencia de las T-PCs para cada modo oscilatorio. Para calcular el espectro de potencias se estimó la autocovarianza de las series temporales y luego se efectuó la transformada de Fourier para obtener la estimación del espectro de potencia sin suavizar. Después de esto, esta estimación se suavizó utilizando una ventana de Hamming. Como los lag L en los que se encontró el mayor coeficiente de correlación R son aproximadamente $T/4$ (Tabla 3.3), siendo T el período dominante, se asume que tanto los autovectores como las componentes que determinan los pares oscilatorios se encuentran en cuadratura.

En la Figura 3.6b se puede observar la reconstrucción parcial de la tendencia no lineal, $TEN_{18}(t)$, basada en las T-PC1 y T-EOF1 y la serie filtrada $REC1[*tot*](t)$, correspondiente a la reconstrucción parcial utilizando la tendencia y los dos modos oscilatorios hallados con el SSA. Esta serie filtrada ajusta adecuadamente el comportamiento de baja frecuencia de la serie $CP_{18}(t)$, con un coeficiente de correlación de 0.78. Por su parte, la serie $TEN_{18}(t)$ presenta un evidente cambio de tendencia de largo período a valores positivos a partir de la década de 1960, con un período húmedo hasta el año 2000, donde se observa un cambio negativo que continúa hasta la actualidad, acrecentado a partir del año 2008.

COMPONENTE PRINCIPAL $CP_{j18}(t)$	PARES OSCILATORIOS (Componentes)	TENDENCIA O PERÍODO DOMINANTE (Años/Ciclo)	VARIANZA EXPLICADA (%)	R al lag L (meses)
$CP_{18}(t)$	T-PC1	Tendencia	22.0	
	T-PC2 y T-PC3	6.5	20.7	-0.988; L= 20
	T-PC4 y T-PC5	8.7	13.0	0.922; L = 26
	T-PCs [1+2+3+4+5]		55.7	
$CP_{218}(t)$	T-PC1 y T-PC2	Aprox. 80 (fuera de rango)	21.5	
	T-PC3 y T-PC4	6.0	13.8	0.761; L = 18
	T-PC5 y T-PC6	11.2	11.0	-0.820; L = 34
	T-PCs [1+2+3+4+5+6]		46.3	
$CP_{318}(t)$	T-PC1 y T-PC2	11.2	14.9	-0.951; L = 33

Tabla 3.3: Tendencias y pares oscilatorios de baja frecuencia ($M = 360$ meses) significativas obtenidos de aplicar SSA a las componentes principales del campo de $SPI_{18}(t)$, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.

La serie temporal $CP_{18}(t)$ (Figura 3.6a) indica que las mayores y más frecuentes sequías hidrológicas en el NEA se registraron entre 1901 y 1960, con un período de EPE húmedos de gran duración e intensidad claramente diferenciado entre los años 1970 y 2005. Además, se observa un extenso período de valores negativos de $SPI_{18}(t)$ entre 1924 y 1939, interrumpidos solamente por valores positivos en el rango normal entre los meses de diciembre de 1930 y junio de 1932. Los eventos de sequías más intensos se registraron en los primeros años del siglo XX: entre enero de 1906 y junio de 1912 (intensidad media de $SPI_{18}(t) = -1.65$) con 78 meses consecutivos de duración, y entre marzo de 1916 y abril de 1919 (intensidad media de $SPI_{18}(t) = -2.17$) con 38 meses de duración. Ambos eventos son congruentes con períodos La Niña, de acuerdo a un análisis histórico de la serie de SOI. Por otra parte, los eventos húmedos más intensos se registraron en los últimos treinta años del siglo veinte, con picos extraordinarios en abril de 1973 y noviembre de 2002. El primero es consistente con un evento El Niño fuerte mientras que el segundo coincide con un evento El Niño moderado, definidos según el ONI.

La Figura 3.7a presenta los patrones de correlación de las series de $SPI_{18}(t)$ en los puntos de grilla con la $CP_{218}(t)$. Se puede observar un máximo de correlación positiva de relativa

importancia ($a_{18i_2} \text{ máx} = 0.56$) en el extremo NO de la región, que comprende el NO de Santiago del Estero. En contraposición, el centro-sur de Santa Fe, Entre Ríos y Buenos Aires presenta valores negativos de a_{18i_2} de baja magnitud. La $CP_{218}(t)$ explica el 9.5% de la varianza total y la Figura 3.7b muestra su evolución en el tiempo. Los resultados de la aplicación del SSA a la serie $CP_{218}(t)$ se presentan en la Tabla 3.3, donde se puede ver un par oscilatorio de muy baja frecuencia (fuera del rango permitido por el ancho de ventana) que explica un alto porcentaje de varianza, 21.5%. Se estima que el período es de aproximadamente 80 años, pero no se puede comprobar debido a la insuficiente cantidad de datos de las series temporales de precipitación (110 años). Nuevamente, como en la serie $CP_{118}(t)$, se observa un par oscilatorio con $T \approx 6$ años/ciclo de período dominante. Además, se presenta un par oscilatorio formado por las T-PC5 y T-PC6, que explica el 11% de la varianza con un período dominante mayor al decadal ($T = 11.25$ años). Los autovectores y las T-PCs que forman estos dos últimos pares oscilatorios se encuentran en cuadratura, ya que los lags L en los que se da el mayor coeficiente de correlación son aproximadamente $T/4$ (Tabla 3.3).

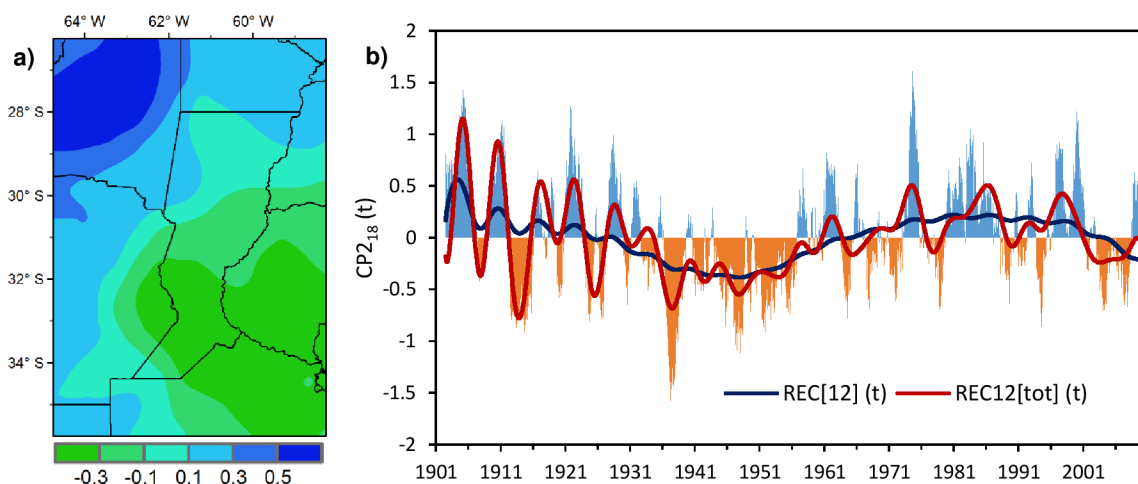


Figura 3.7: a) Distribución espacial de la a_{18i_2} . b) $CP_{218}(t)$ del campo de SPI_{18} . En línea sólida se presentan las reconstrucciones parciales correspondientes al modo de muy baja frecuencia $REC[12](t)$ (en azul) y a la serie filtrada $REC12[tot](t)$ (en rojo).

En la Figura 3.7b se puede observar la reconstrucción parcial basada en el par T-PC1 y T-PC2 (T-EOF1 y T-EOF2), $REC[12](t)$, correspondiente al modo de muy baja frecuencia y la serie filtrada $REC12[tot](t)$, que agrupa las reconstrucciones de los tres pares oscilatorios hallados. Se observa en la $CP_{218}(t)$ un periodo de sequías muy prolongado entre los años 1932 y 1957, mientras que a principios de siglo los ciclos de $T \approx 6$ años aparecen más diferenciados, con un aporte muy significativo a la reconstrucción total. También se puede determinar un período húmedo a partir de 1970 y hasta el año 2000, donde los ciclos de baja frecuencia mayores al decadal dominan la serie. El decaimiento observado en la $CP_{118}(t)$ a principios del siglo XXI se manifiesta como consecuencia del ciclo de muy baja frecuencia, con varios años de déficit de humedad a partir de 2002, solo interrumpidos entre 2008 y 2009.

La Figura 3.8a muestra los patrones de correlación entre la $CP_{318}(t)$, que representa el 8.6% de la varianza, con las series de $SPI_{18}(t)$ en cada punto de grilla. Las correlaciones, a_{18i_3} , varían desde negativas en el oeste y sur de la región a positivas en el extremo noreste, con valores máximos de 0.5. La serie temporal correspondiente a la $CP_{318}(t)$ se presenta en la Figura 3.8b, con una señal altamente fluctuante y ciclos de intensidad irregular (más acentuados a mediados del siglo XX). Esta serie es reconstruida parcialmente con el par oscilatorio formado por las T-PC1 y T-PC2 del

SSA, que explica el 14.9% de la varianza total con un período dominante de $T = 11.3$ años (Tabla 3.3). La serie temporal $CP_{3_{18}}(t)$ no presenta una tendencia detectable en el período de tiempo analizado.

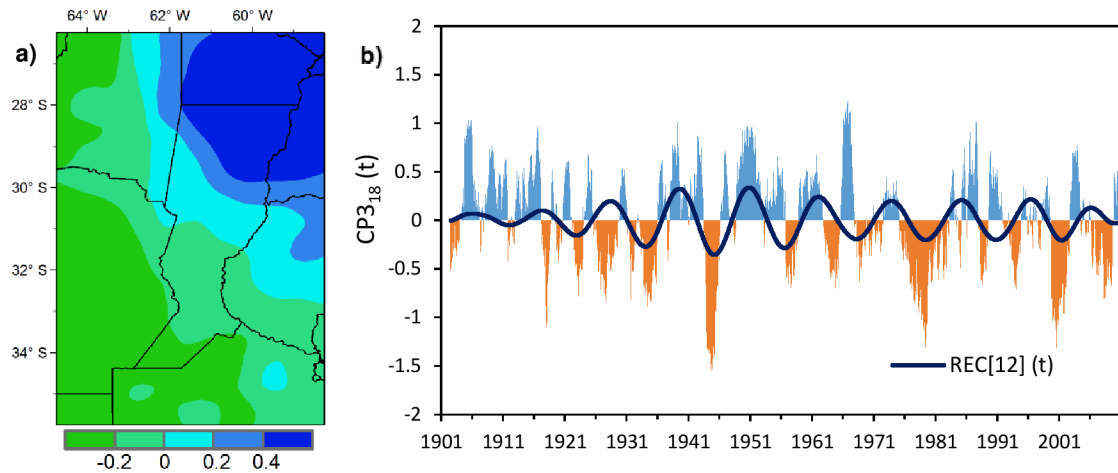


Figura 3.8: a) Distribución espacial de la $a_{18_{13}}$. b) $CP_{3_{18}}(t)$ del campo de SPI_{18} . En línea sólida azul se presenta la reconstrucción parcial $REC_{12}(t)$ del ciclo con $T = 11.2$ años.

La Figura 3.9 resume la habilidad para reproducir la variabilidad de las series de $SPI_{18}(t)$ a través de la combinación lineal de las primeras CPs. Se observa el porcentaje de varianza explicada por las tres primeras componentes principales, $CP_{1_{18}}$, $CP_{2_{18}}$ y $CP_{3_{18}}$. En la mayor parte de la región, a excepción de muy pequeñas áreas en los extremos NO y SO, la proporción de varianza total explicada en cada punto de grilla es mayor al 60%, por lo que se considera que el comportamiento reproducido por la combinación lineal de las primeras CPs es satisfactorio. Se debe remarcar que pequeñas regiones aisladas presentan varianzas totales mayores al 80%, mientras que en la totalidad de la provincia de Santa Fe, Corrientes, gran parte de Entre Ríos y Chaco, este de Córdoba, sur de Santiago del estero y norte de Buenos Aires, la proporción explicada de varianza se ubica entre 70 y 80%.

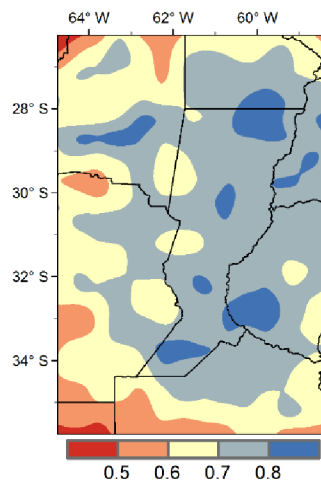


Figura 3.9: Proporción de la varianza total de $SPI_{18}(t)$ en cada punto de grilla representada por $CP_{j_{18}}(t)$, $j = 1, 2$ y 3 .

3.5.2 Extensión espacial de los eventos extremos de precipitación

Se estimó la extensión espacial de sequías y períodos húmedos en la región, construyendo series temporales que contabilizan el porcentaje de puntos de grilla que superan los umbrales de meses extremadamente húmedos o secos (Tabla 3.1), $AEH_n(t)$ y $AES_n(t)$, $n = 6, 12$ y 18 meses, respectivamente. El objetivo de estas series temporales es determinar la fracción de la región que experimenta condiciones de exceso o déficit hídrico extremo a distintas escalas temporales. Luego, se aplicó un SSA a las series temporales con el fin de analizar la presencia de señales significativas en la LFB (tendencias o modos oscilatorios). Para evaluar la vulnerabilidad de la región a los EPE, se investigó la ocurrencia de eventos con grandes áreas de la región bajo exceso/déficit hídrico. Se considera un mes crítico húmedo/seco, cuando más del 50% de la región supera un umbral determinado (adaptado de Krepper y Zucarelli, 2010). Las zonas de la región mayormente afectadas por EPE y su magnitud promedio fueron delimitadas mediante la determinación de la distribución espacial de las series de $SPI_n(t)$ para los meses críticos.

Las Figuras 3.10a-c presentan las series $AEH_n(t)$ ($n = 6, 12$ y 18 meses) y las reconstrucciones parciales para las tendencias no lineales, $Ten[j](t)$, asociadas a cada T-EOF1 y T-PC1 del SSA, explicando el 5.2%, 9.75% y 14% de la totalidad de la varianza, respectivamente. Además, se presenta un ciclo oscilatorio (sin graficar) con un período dominante $T \approx 6.5$ años, que explica el 7.25%, 11.5% y 13.4% de la varianza en cada escala temporal (Tabla 3.4). Se puede observar que todas las series $AEH_n(t)$ presentan tendencias positivas luego de la mitad del siglo XX. La mayor cantidad de eventos húmedos con gran extensión espacial se dieron entre los años 1972 y 2003, con extremos extraordinarios en 1914-1915, 1973 y 2003. Como en el comportamiento promedio areal de las series $SPI_n(t)$ determinado por los patrones $CP1_n(t)$, se puede observar una inversión de la tendencia en la serie $AEH_n(t)$ en los últimos años de la década del 2000 (apreciable a escalas de 12 y 18 meses), sugiriendo que los EPE húmedos de gran extensión espacial registrados entre 1970 y 2003 comenzaron a declinar.

En la Figura 3.10a se observan valores máximos en la serie $AEH_6(t)$ en junio de 1973 (77%), en abril de 1914 (62%) y en septiembre de 1922 (53%). Se debe notar que en el período húmedo desde 1970 a 2000, el 75% de los meses de la serie registraron condiciones de humedad en distintos porcentajes areales. En el análisis de $AEH_{12}(t)$ (Figura 3.10b) se presenta, nuevamente, el pico máximo en julio de 1973, con el 76% de la región bajo condiciones extremadamente húmedas. Además, se registraron valores máximos de relativa importancia en febrero de 1915 (68%), octubre de 1959 (56%) y diciembre 2002-febrero 2003 (60%). La Figura 3.10c muestra el comportamiento de baja frecuencia de los períodos húmedos hidrológicos, dado por $AEH_{18}(t)$. Se observan tres máximos de similar magnitud, con el 58% del área bajo condiciones extremadamente húmedas, en septiembre de 1915, octubre de 1973 y marzo de 2003.

Se debe referir que los períodos extremadamente húmedos que afectan el mayor porcentaje del área en estudio (Figuras 3.10a-c) son los mismos que los que presentan mayor intensidad y duración según el comportamiento temporal de las $CP1_j(t)$ (Figuras 3.5a-b y Figura 3.6b). En las escalas de 12 y 18 meses del SPI, se diferencian EPE húmedos hidrológicos de extensa duración temporal en el período 1972-2003, con un máximo entre junio de 1997 y enero de 2004 (80 meses consecutivos), tanto en extensión espacial (Figuras 3.10b-c) como en magnitud (Figura 3.5b y Figura 3.6b). Además, los picos de 1973 y 2003 son consistentes con eventos El Niño fuerte y moderado, respectivamente, ambos de acuerdo a las series de ONI; mientras que el pico de septiembre de 1915 se corresponde con valores muy bajos del SOI.

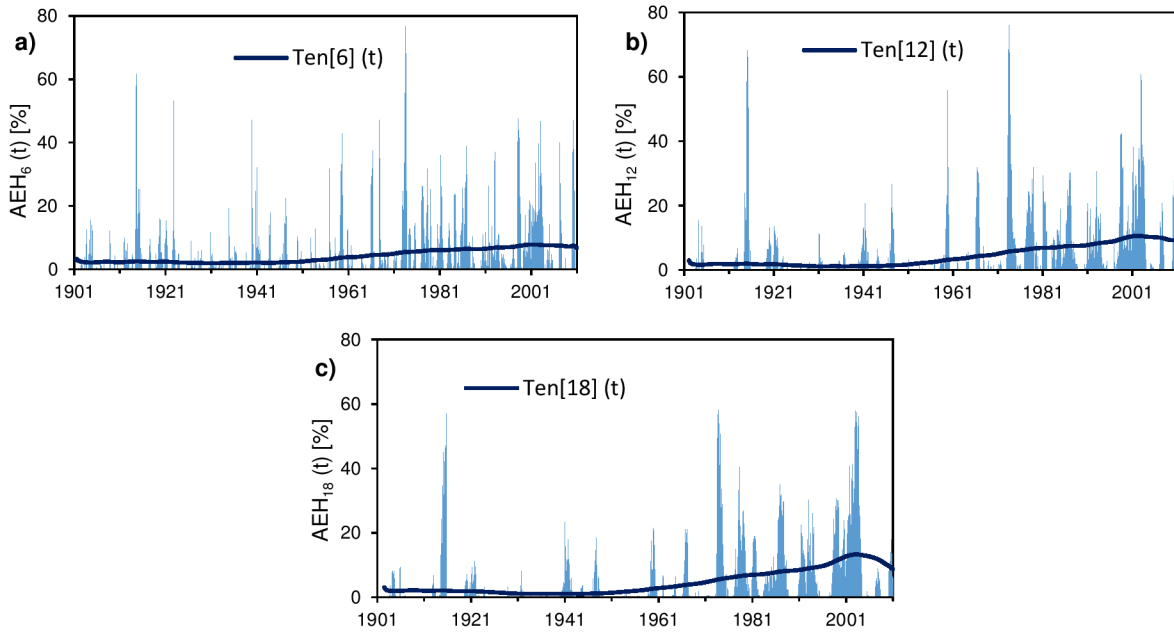


Figura 3.10: Proporción de la región bajo condiciones extremadamente húmedas según las series $AEH_n(t)$, $n=6, 12$ y 18 meses. En líneas sólidas las reconstrucciones para las tendencias no lineales $Ten[j](t)$. **a)** $AEH_6(t)$ y $Ten[6](t)$, **b)** $AEH_{12}(t)$ y $Ten[12](t)$ y **c)** $AEH_{18}(t)$ y $Ten[18](t)$.

$AEH_j(t)$	PARES OSCILATORIOS (Componentes)	TENDENCIA O PERÍODO DOMINANTE (Años/Ciclo)	VARIANZA EXPLICADA (%)	R al lag L (meses)
$AEH_6(t)$	T-PC 1	tendencia	5.1	-0.987; L= 20
	T-PC2 y T- PC 3	6.6	7.25	
	T-PCs [1+2+3]		12.35	
$AEH_{12}(t)$	T-PC 1	tendencia	9.75	-0.971; L= 20
	T-PC2 y T- PC 3	6.6	11.45	
	T-PCs [1+2+3]		21.2	
$AEH_{18}(t)$	T-PC 1	Tendencia	14	0.96; L = 19
	T-PC2 y T-PC3	6.6	13.4	
	T-PCs [1+2+3]		27.4	

Tabla 3.4: Tendencias y pares oscilatorios de baja frecuencia ($M=360$ meses) significativos obtenidos de aplicar SSA a $AEH_n(t)$ $j=6,12$ y 18 meses, junto a su porcentaje de varianza explicada y el coeficiente de correlación R.

El comportamiento espacial promedio de las series de $SPI_n(t)$ en los meses críticos extremadamente húmedos se aprecia en las Figuras 3.11a-c. A escala de 6 meses, la mayor parte de la región registró condiciones extremadamente húmedas, a excepción del extremo norte y una pequeña porción del sur, con condiciones muy húmedas (Figura 3.11a). Se debe aclarar que se asume el umbral $SPI_n(t) > 2$ ($SPI_n(t) < 2$) para definir un EPE extraordinario húmedo (seco); en cambio la escala de intensidad utilizada por McKee et al. (1993), utiliza este umbral para definir eventos extremadamente húmedos (secos). La Figura 3.11a presenta una zona con $SPI_6(t) > 2$ que abarca el centro norte de Santa Fe, sur de Corrientes, Norte de Córdoba, y sur de Santiago del Estero vulnerable a eventos húmedos extraordinarios, a una escala relevante para las decisiones agrícolas. La Figura 3.11b muestra una gradiente oeste-este, con el centro-oeste de la región en condiciones de extrema humedad y principalmente, el centro norte de Santa Fe presentándose como la zona más afectada por eventos extremos extraordinarios en una escala de 12 meses. Se debe resaltar que en el oeste de la región las condiciones durante los meses críticos fueron moderadamente húmedas y normales en el extremo noroeste. Las condiciones hidrológicas para

los meses críticos, representadas por el comportamiento de baja frecuencia de las series de $SPI_{18}(t)$ (Figura 3.11c), muestran un comportamiento similar al de la Figura 3.11b, a excepción de zonas aisladas con condiciones extremas extraordinarias y una expansión de la región con comportamiento normal en el extremo sur de la provincia de Córdoba.

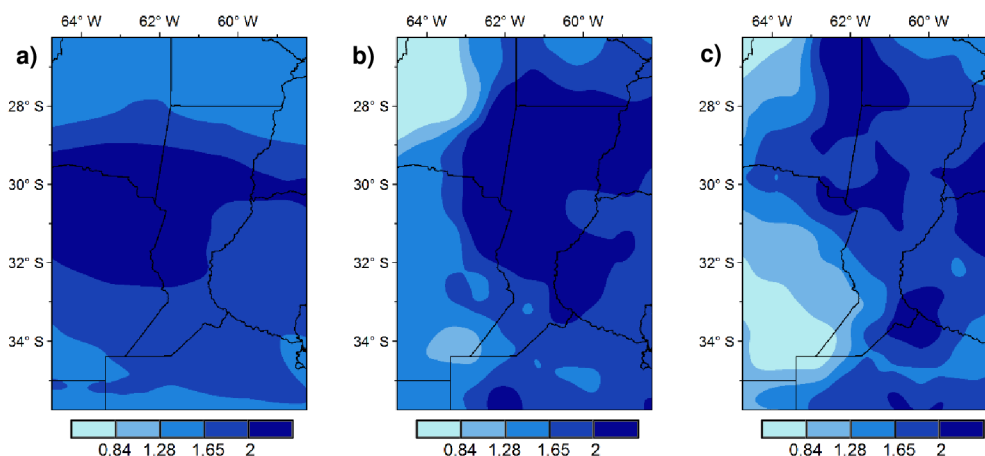


Figura 3.11: Comportamiento espacial promedio de las series de $SPI_n(t)$ en los meses críticos (más del 50 % de la región supera el umbral) extremadamente húmedos ($SPI_n(t) > 1.65$) a escalas temporales de **a)** $n = 6$ meses, **b)** $n = 12$ meses y **c)** $n = 18$ meses.

En las Figuras 3.12a-c se observan las series temporales con la proporción de la región que sufrió condiciones extremadamente secas, $AES_n(t)$, $j = 6, 12$ y 18 meses. Las señales de baja frecuencia detectadas con el SSA se exponen en la Tabla 3.5. En todas las escalas temporales analizadas se encuentra un ciclo oscilatorio con un período dominante $T \approx 6.6$ años/ciclo que explica el 9.7%, 20.3% y 23.6% de la de la totalidad de la varianza para 6, 12 y 18 meses, respectivamente. El modo oscilatorio tiene mayor incidencia en las primeras décadas del siglo XX, disminuye su frecuencia progresivamente, con una magnitud muy baja en el período húmedo (1970-2000) y recobra importancia levemente en la década del 2000. Además, se halló un tendencia no lineal negativa de menor importancia, explicando el 4.3%, 8.9% y 13.1% de la varianza (no graficada). En las Figuras 3.12a-c se presentan las reconstrucciones parciales asociadas a las tres primeras T-EOFs y T-PCs del SSA en cada escala temporal. La magnitud del par oscilatorio crece en importancia conforme aumenta la escala de 6 a 18 meses. La mayor cantidad de EPE extremadamente secos con gran extensión espacial se dio entre los años 1901 y 1950, con extremos extraordinarios en 1911, 1916-1917, 1938 y además, en 2008-2009.

La serie $AES_6(t)$ (Figura 3.12a) enfatiza las variaciones estacionales, representando las sequías de mayor importancia para el sector agrícola. El valor máximo de la serie se registró en el mes de noviembre de 1916, en el cual el 94% de la región se encontró en condiciones de sequía extrema. Otros eventos de gran extensión espacial tuvieron su pico en septiembre de 1935 (64%), diciembre de 1937 (52%), febrero de 1943 (72%) y agosto de 2008 (53%). Se observa que la mayor parte de las sequías estacionales, tanto en extensión espacial como en magnitud (Figura 3.5a) se dieron entre los años 1901 y 1960. A escala de 12 meses (Figura 3.12b) se incrementó la duración de las grandes sequías de principio del siglo XX, en comparación con las series $AES_6(t)$. Además, se registró un mes crítico en marzo de 1989, mostrando la ocurrencia de un evento extremadamente seco dentro del período húmedo (1970-2000). Ésta última sequía se asocia con un evento La Niña fuerte, según indican las series del ONI. El comportamiento de las sequías hidrológicas, representado por la serie $AES_{18}(t)$, se presenta en la Figura 3.12c. En la mayor sequía del siglo XX se registraron 17 meses críticos consecutivos, entre octubre de 1916 y febrero de 1918, con el

83% de la región bajo condiciones hidrológicas extremadamente secas ($SPI_{18}(t) < -1.65$) en diciembre de 1917, consistente con el evento más intenso de La Niña en el siglo XX, de acuerdo a la serie temporal del SOI. Otros eventos de relevancia, tanto en extensión espacial como en intensidad (Figura 3.6b), ocurrieron en los períodos 1937-1938, 1907-1911 y 2007-2008.

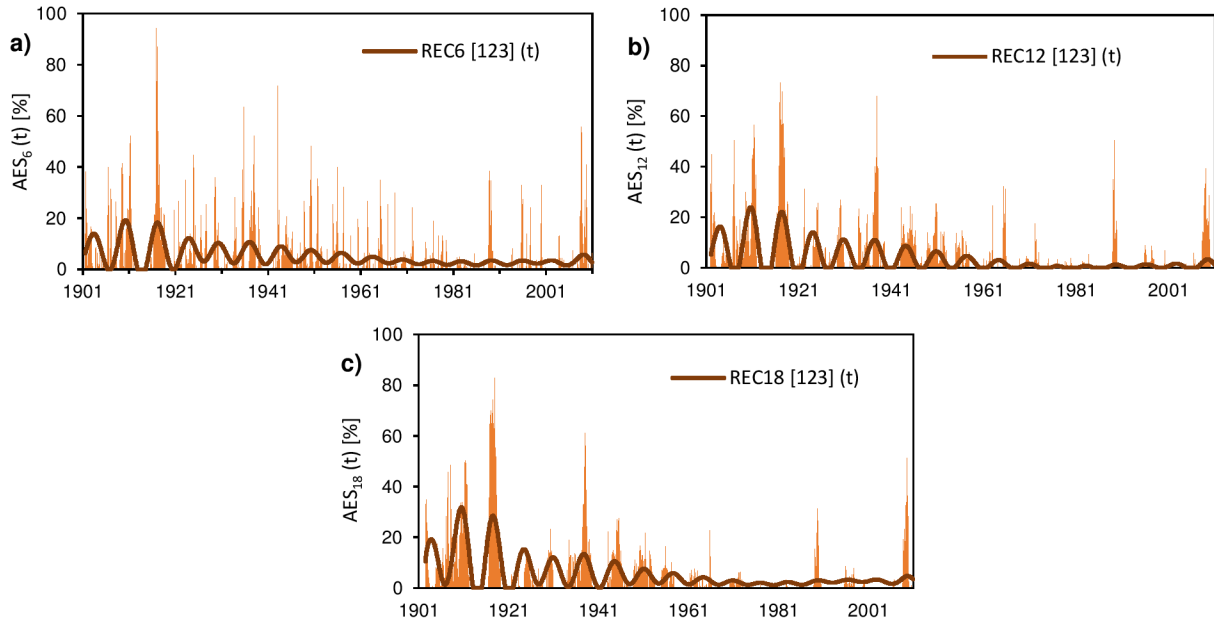


Figura 3.12: Proporción de la región bajo condiciones extremadamente secas según las series $AES_n(t)$, $j = 6, 12$ y 18 meses. En líneas sólidas las reconstrucciones parciales asociadas al ciclo oscilatorio con un período dominante $T \approx 6.6$ años y a la tendencia no lineal negativa (Tabla 3.5). **a)** $AES_6(t)$ y $REC6 [123] (t)$, **b)** $AES_{12}(t)$ y $REC12 [123] (t)$ y **c)** $AES_{18}(t)$ y $REC18 [123] (t)$.

$AES_j(t)$	PARES OSCILATORIOS (Componentes)	TENDENCIA O PERÍODO DOMINANTE (Años/Ciclo)	VARIANZA EXPLICADA (%)	R al lag L (meses)
$AES_6(t)$	T-PC1 y T-PC2	6.6	9.7	-0.88; L= 21
	T-PC3	tendencia	4.3	
	T-PCs [1+2+3]		14	
$AES_{12}(t)$	T-PC1 y T-PC2	6.6	20.6	-0.84; L= 20
	T-PC3	tendencia	8.9	
	T-PCs [1+2+3]		29.5	
$AES_{18}(t)$	T-PC1	Tendencia	13.1	0.958; L= 21
	T-PC2 y T-PC3	6.6	23.6	
	T-PCs [1+2+3]		36.7	

Tabla 3.5: Tendencias y pares oscilatorios de baja frecuencia ($M = 360$ meses) significativos obtenidos de aplicar SSA a $AES_j(t)$, $j = 6, 12$ y 18 meses, junto a su porcentaje de varianza y el coeficiente de correlación R.

Las Figuras 3.13a-c presentan el comportamiento espacial promedio de las series de $SPI_n(t)$ en los meses críticos extremadamente secos. La región bajo condiciones secas extremas extraordinarias ($SPI_n(t) < -2$) depende de la escala temporal, siendo más extensa en la escala intraanual (6 meses) y reduciéndose a la zona centro de la región en las escalas de largo período (12 y 18 meses). En contraposición, la zona extremadamente seca que ocupa la mayor parte del centro-sur de la región en las escalas de 6 y 12 meses, se incrementa hacia el norte (incluyendo una porción importante de la provincia de Chaco) y disminuye en el extremo SO en la escala de baja frecuencia de 18 meses. La región más vulnerable a sequías hidrológicas extremas, representada por la porción con $SPI_{18}(t) < -2$ (Figura 3.13c), comprende el centro-norte de las provincias de Entre Ríos, Santa Fe y Córdoba, junto con el sur de Santiago del estero y SO de

Corrientes. El extremo sur-oeste de la región (sur de Córdoba, NE de La Pampa y NO de Buenos Aires) presenta condiciones normales en promedio durante los meses críticos del período analizado, similar a la escala de 12 meses (Figura 3.13b). El extremo norte de la región exhibe condiciones muy secas ($SPI_n(t) < -1.28$) a escala anual ($n = 12$ meses) e intraanual ($n = 6$ meses). La mayor parte de la región, a excepción de la porción norte por encima de los $28^\circ S$, muestra una vulnerabilidad significativa a eventos extremadamente secos a escala intraanual o estacional, relevante para la agricultura (Figura 3.13a), con una amplia zona sufriendo sequías extremas extraordinarias en los meses críticos entre 1901 y 2010.

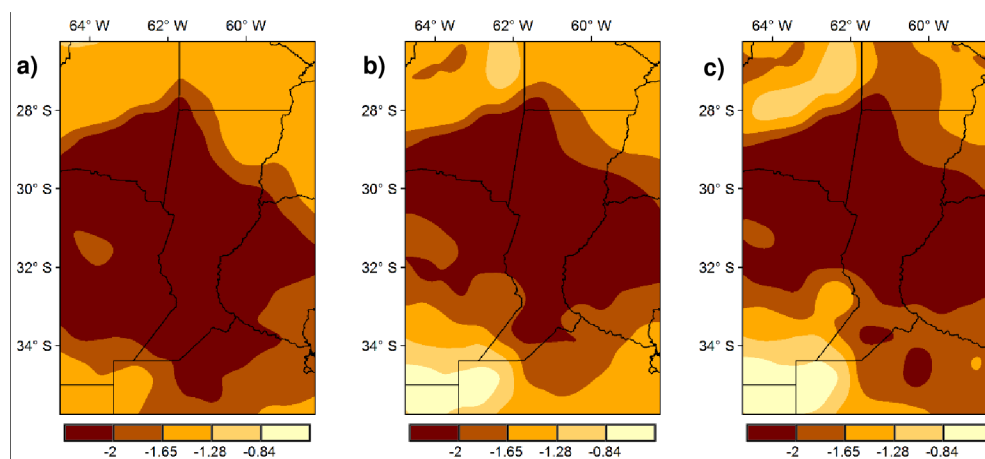


Figura 3.13: Comportamiento espacial promedio de las series de $SPI_n(t)$ en los meses críticos (más del 50 % de la región supera el umbral) extremadamente secos ($SPI_n(t) < -1.65$) a escalas temporales de **a)** $n = 6$ meses, **b)** $n = 12$ meses y **c)** $n = 18$ meses.

3.5.3 Discusión

Los resultados muestran que el comportamiento de baja frecuencia de los EPE en la región se diferenció en dos períodos: uno seco entre 1901 y 1960 y otro húmedo entre 1970 y 2003. Este comportamiento se asocia con cambios conocidos de largo período en la precipitación, reportados por varios autores citados en el apartado 2.3.1 y en el Capítulo 1 (e.g., Krepper y García, 2004; Barros et al., 2008). Las series temporales de SPI y cobertura areal de eventos húmedos analizadas a diferentes escalas temporales presentan signos de estabilización y un cambio de tendencia hacia condiciones más secas desde 2007. Estos resultados son consistentes con los reportados por Seager et al. (2010) para todo el SESA. Estos autores argumentan que si bien la tendencia de largo período hacia condiciones de humedad en el SESA fue de gran beneficio para la agricultura regional, no hay razones para esperar que continúe, ya que parece estar influenciada por anomalías de las SST tropicales asociadas con el AMO. Este índice se presume que está cambiando a una fase positiva (Ting et al., 2009), lo que forzaría un decrecimiento en las precipitaciones del SESA en los años venideros. Estas implicancias y los resultados presentados en esta Sección, presumiblemente indican que los EPE hidrológicos húmedos de gran intensidad, duración y extensión espacial registrados entre 1970 y 2003 podrían declinar en los próximos años.

Viglizzo y Frank (2006) describen un gran episodio de sequías en las décadas de 1930 y 1940, al que llaman “Pampas Dust Bowl” en la Pampa Oeste Argentina. En esta sección, el comportamiento de los campos de SPI y el área cubierta por sequías mostraron un período seco en el centro de la región estudiada entre los años 1925 y 1940 y para el extremo noroeste entre 1930 y 1950 que podría extender la “Pampas Dust Bowl” a toda la región analizada. Las sequías de la década de 1930 aparecen dentro de un patrón hemisférico simétrico de anomalías de precipitación en todo el continente americano, con sequías tanto en el sur como en el norte de los trópicos. A

diferencia de la “North American Dust Bowl”, la “Pampas Dust Bowl” no aparece fuertemente ligada a condiciones La Niña, pero sí al océano Atlántico tropical, que se encontraba caliente, lo que favorecería condiciones secas en el SESA (Seager et al., 2010).

El comportamiento hidrológico de las sequías y los períodos húmedos reproducido por la combinación lineal de las primeras CPs del APC aplicado a los campos de SPI, a escala de 18 meses, se considera satisfactorio ya que, en casi la totalidad de la región, la proporción de la varianza total explicada en cada punto de grilla fue mayor al 60%. La implementación del SSA permitió encontrar un ciclo oscilatorio común de 6.5 años, tanto para los eventos secos como para los húmedos, en la mayoría de las series analizadas; pudiéndose inferir que los EPE, en extensión espacial e intensidad presentan las mismas periodicidades dominantes. Consistentemente con estos resultados, Krepper y García (2004) reportaron un ciclo de $T \approx 6$ años en las series mensuales de precipitación para la totalidad de LPB y en estaciones hidrométricas del río Uruguay. Otro ciclo hidrológico de importancia en las series a escala temporal de 18 meses fue un modo oscilatorio con un período dominante $T=8.7$ años/ciclo. Este resultado es consistente con un ciclo cuasi-decadal encontrado por García y Mechoso (2005) y Robertson y Mechoso (1998) en los caudales anuales del río Paraná y Paraguay, quienes vincularon este modo oscilatorio con las anomalías de SST situadas en el Atlántico Norte tropical. Además, Venencio y García (2012) detectaron un ciclo similar (cercano a los 8 años) en la precipitación anual del sur de la provincia de Santa Fe.

Como era presumible, los períodos de exceso y déficit hídrico que afectaron grandes áreas de la región, considerando el porcentaje de puntos de grilla en condiciones mensuales extremadamente secas o húmedas, fueron los mismos que se hallaron en el análisis de los EPE de gran intensidad y duración, de acuerdo al comportamiento temporal dado por los campos de SPI a diferentes escalas temporales. El análisis de eventos históricos con grandes proporciones de la región bajo condiciones de exceso o déficit de humedad en los meses críticos permitió determinar las zonas más vulnerables a sequías/inundaciones. Las implicancias de estos resultados dependen de la escala temporal utilizada. Las escalas de corto plazo ($n = 6$ meses) proveen importante información para los procesos de toma de decisiones en el sector agrícola-ganadero, mientras que las escalas de largo período ($n = 12$ o 18 meses) describen el comportamiento hidrológico de la región. La exploración en todas las escalas temporales indica que la porción del centro-oeste de la región parece ser la más vulnerable a EPE extraordinarios tanto secos como húmedos.

3.5.4 Conclusiones

En esta sección se presenta el comportamiento espacio-temporal de los EPE observados durante el siglo XX y hasta el 2010 en la región estudiada. Los eventos secos y húmedos se caracterizaron por medio del SPI aplicado a series mensuales de precipitación en diferentes escalas temporales (6, 12 y 18 meses). Dado que las estaciones en la región no se encuentran homogéneamente distribuidas en el espacio, se utilizó una base de datos de precipitación grillada de alta resolución. Las bases de datos CRU TS 3.2 y GPCC v6 fueron validadas con datos observados de precipitación, siendo seleccionada esta última por ajustar mejor las fluctuaciones extremas observadas y satisfacer los criterios de fiabilidad de datos climáticos para investigar períodos secos/húmedos (Bordi et al., 2006).

La primera CP del APC aplicado a los campos de SPI explicó un alto porcentaje de la varianza total en todas las escalas temporales analizadas y representó su comportamiento espacial medio. En la serie temporal $CP1_n(t)$, $n = 6, 12$ y 18 meses, la primera T-PC del SSA estuvo asociada con una tendencia no lineal positiva, cuyo comportamiento de baja frecuencia mostró cambios hacia

condiciones húmedas desde 1960 hasta el inicio de la década del 2000, subsiguientes signos de estabilización y un decrecimiento desde la primera década del siglo XXI. Las sequías hidrológicas más extensas y severas en la región ocurrieron entre 1901 y 1960, mientras que un período de EPE húmedos de larga duración y gran intensidad se registró entre 1970 y 2005, ocasionando las peores inundaciones del siglo XX. Además, un extenso período con condiciones muy secas se registró entre 1921 y 1939, que podría extender la “Pampas Dust Bowl” a la totalidad del NEA.

Prácticamente toda la región estudiada—excepto el extremo NO—mostró series de $SPI_{18}(t)$ cuya respuesta temporal de baja frecuencia presentó una tendencia no lineal positiva y pares oscilatorios con períodos dominantes $T = 6.5$ años y 8.7 años, determinando la periodicidad de los EPE en la región. En el extremo NO de la región se halló un posible par oscilatorio de muy baja frecuencia, un ciclo de 6 años que aparece con mayor intensidad en los primeros años del siglo XX y un modo cuasi-oscilatorio con un período cercano al decadal ($T = 11.25$ años/ciclo), que presenta mayor relevancia en el período húmedo (1970-2000). Los resultados de esta sección muestran que las combinaciones lineales de las $CP1_{18}$, $CP2_{18}$ y $CP3_{18}$ permitieron una adecuada reproducción de un alto porcentaje de la varianza de baja frecuencia de los EPE sobre una extensa área de la región, especialmente en la zona centro-oeste, donde la proporción de varianza explicada fue entre 70 y 80%.

El comportamiento de baja frecuencia de las series de cobertura areal de períodos húmedos presentó una importante tendencia no lineal, particularmente a grandes escalas temporales, con un cambio hacia condiciones más secas a partir de la década del 2000. Esta característica es similar a la descrita en el comportamiento de los campos medios de SPI, sugiriendo que los EPE húmedos de gran severidad registrados entre 1970 y 2003 comenzaron a declinar. Los eventos hidrológicos extremadamente húmedos más intensos se registraron en el período húmedo de finales del siglo XX, con picos extraordinarios en octubre de 1973 (consistente con un evento El Niño fuerte) y marzo de 2003 (consistente con un evento El Niño moderado). Por otro lado, no se hallaron tendencias no lineales negativas bien definidas en las series temporales de cobertura espacial de sequías. En cambio, estas series presentan un importante ciclo oscilatorio, con un período dominante de 6 años/ciclo, determinando la periodicidad de las sequías extremas en la región, particularmente diferenciadas en la primera mitad del siglo XX. La sequía hidrológica más importante del siglo XX se observó entre octubre de 1916 y febrero de 1918, con 17 meses críticos consecutivos y el 83% de la región permaneciendo bajo condiciones extremadamente secas en diciembre de 1917. Este evento es consistente con los valores positivos más altos de la serie temporal de SOI, que definen un evento La Niña fuerte. La última sequía hidrológica extrema en la región, que causó serios perjuicios a las actividades económicas de la región, se registró entre 2008 y 2009.

Durante los meses extremadamente húmedos, se observó una distribución espacial general oeste-este de los campos de SPI, con condiciones extremadamente húmedas en la zona centro-oeste de la región, moderadamente húmedas en la zona oeste y normales en el extremo noroeste. En meses extremadamente secos, las áreas afectadas por condiciones extremas secas dependieron de las escalas temporales utilizadas, ocupando la mayor parte de la zona centro-sur de la región a escala de 6 y 12 meses, incrementándose hacia el norte y decreciendo hacia el extremo SO a escala de 18 meses. La porción centro-este de la región resultó ser el área más vulnerable a EPE húmedos y secos a escala hidrológica. Cerca de la totalidad de la región analizada, excepto la porción norte sobre 28° S, mostró una vulnerabilidad significativa a EPE (tanto húmedos como secos) a escala de 6 meses, considerada relevante para las actividades agrícolas.

3.6 Eventos extremos diarios de precipitación y temperatura

3.6.1 Comportamiento espacial y temporal

En esta Sección se presenta la distribución espacial promedio de todos los índices ETCCDI estimados en el período 1963-2013 y las series temporales medias areales de estos índices, cuya variabilidad a escala interanual se analiza con el SSA, buscando los modos dominantes significativos (tendencias y ciclos de alta frecuencia). No se abordó el estudio del comportamiento de baja frecuencia de las series anuales de EE de precipitación y temperatura, definidos por los índices ETCCDI, debido a la escasa longitud de los períodos de datos (51 años). En esta Sección se amplió la región analizada a la totalidad del NEA, debido a la posibilidad de acceder a los datos diarios de las estaciones distribuidas en esta región y a la escasez propia de estaciones con registros diarios importantes en la región anteriormente estudiada.

Índices de Temperatura

El análisis comienza mediante la estimación del comportamiento espacial de la temperatura máxima (mínima) media anual en el período analizado (Figuras 3.14a-b), de manera discreta, creando los promedios temporales del período analizado en cada estación. Se observa un comportamiento similar al de las Figuras 1.9b-c, con un gradiente marcadamente latitudinal norte-sur y un rango térmico de 10 °C para la Tmax media y de 8 °C para la Tmin media, aproximadamente. En el norte del NEA (en las provincias de Chaco, Formosa y Misiones) se registran valores máximos promedios entre 28 °C y 30 °C de Tmax y entre 14 °C y 18°C de Tmin. En el centro sur de la región se presentan Tmax medias anuales entre 20 °C y 25° C y Tmin medias anuales entre 10 °C y 14°C.

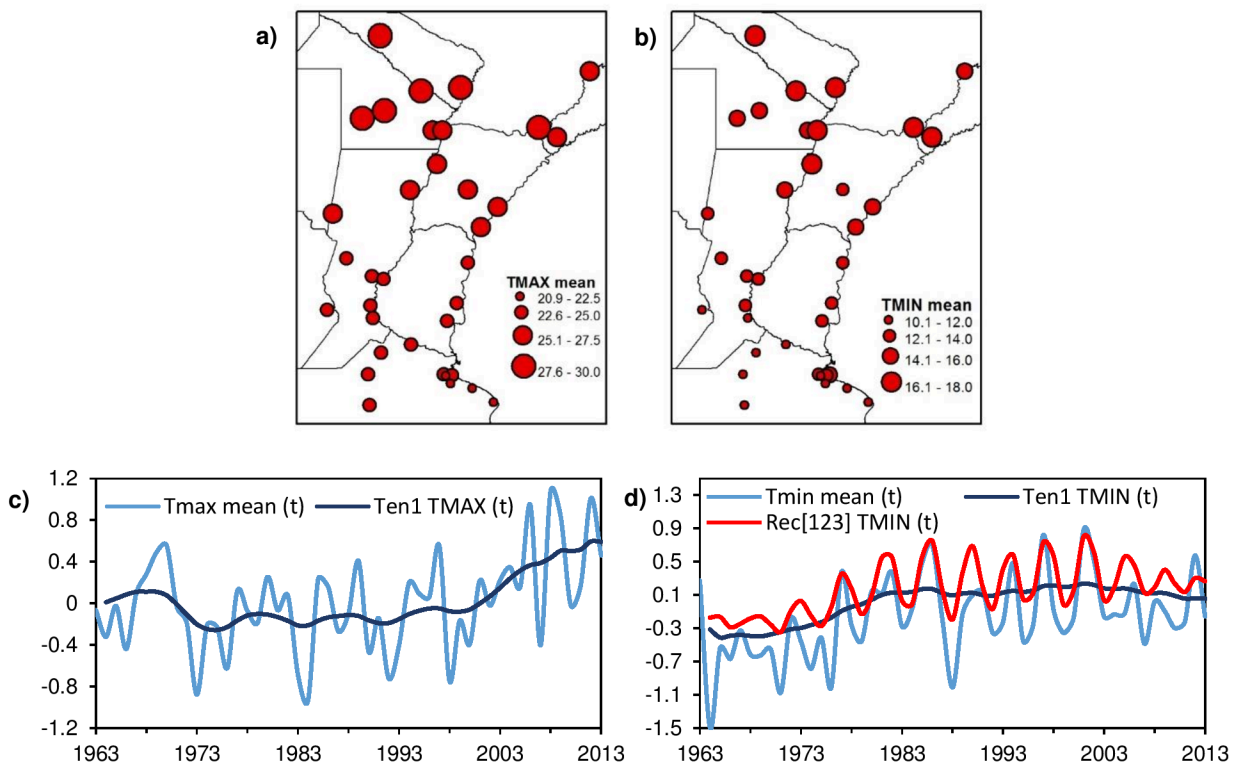


Figura 3.14: Distribución espacial (período 1963-2013) de **a)** temperatura máxima media anual, **b)** temperatura mínima media anual. Series temporales anuales promedio areal de anomalías (respecto al período 1981-2010) de temperaturas **c)** máximas medias anuales y **d)** mínimas medias anuales, junto a las reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA.

Las Figuras 3.14c-d exhiben las series temporales de anomalías medias anuales de Tmax y Tmin, con respecto al período normal base de referencia 1981-2010. El comportamiento temporal de la temperatura máxima media anual, Tmax mean (t), se puede observar en la Figura 3.14a. La reconstrucción parcial de la tendencia, asociada a la T-PC1 del análisis con SSA de alta frecuencia (aplicado con M = 6 años), Ten1 TMAX (t), explica el 28% de la varianza total de la serie. El comportamiento temporal de la tendencia manifiesta un incremento en las anomalías medias de Tmax a partir del año 2000, que se mantiene hasta la actualidad. Resultados similares se obtuvieron mediante el análisis de las series mensuales grilladas de temperatura media máxima del CRU TS 3.2 (Figura 2.16a) realizado en el apartado 2.5.

La serie temporal de Tmin media anual entre 1963 y 2013 se presenta en la Figura 3.14d. La aplicación del SSA permitió hallar dos modos dominantes, uno asociado a la T-PC1 que representa una tendencia no lineal y explica el 26.4% de la variabilidad de la serie y el otro formando un par oscilatorio de 4 años/ciclo, asociado a las T-PC2 y T-PC3, con el 33% de importancia en la variabilidad de la serie total. La evolución temporal de la tendencia, Ten1 TMIN (t), comienza incrementándose en los primeros años del período y detiene su crecimiento hacia el año 1980, manteniéndose estable hasta la actualidad en valores medios de anomalías positivas. El análisis de baja frecuencia de la serie temporal de Tmin medias anuales (Figura 2.16c) presentado en el apartado 2.5 complementa este hallazgo. Además, se observa que la reconstrucción parcial del par oscilatorio, Rec[123] TMIN (t), adquiere particular relevancia a partir de 1980, perdiendo cierta amplitud a mediados de la década del 2000.

Índices absolutos y de umbral

Las Figuras 3.15a-e presentan la distribución espacial de los índices de temperatura absolutos promedio en cada estación, definidos como valores extremos anuales. Todos ellos presentan un gradiente latitudinal norte-sur, patrón que domina la temperatura regional. La máxima temperatura máxima anual (TXx, Figura 3.15a), que define el día más caluroso del año, registra valores extremos máximos en Formosa, con 42.5 °C promedio en el período analizado y mínimos en Buenos Aires, entre 35 °C y 38 °C. La mínima Tmin (TNn) anual promedio (Figura 3.15b), que define la noche más fría del año, presenta un rango térmico de 6 °C, con mínimos en el centro de Buenos Aires y sur de Santa Fe entre -4 °C y -6 °C y máximos cercanos a los 0 °C en estaciones de Formosa, Misiones y Corrientes. Además, se observa que las estaciones de alta latitud ubicadas en Formosa y Chaco presentan importantes valores de TNn (entre -2 °C y -4 °C), posiblemente debido al factor influyente de la continentalidad.

La distribución de la mínima temperatura máxima (TXn) se muestra en la Figura 3.15c. Este índice exhibe un gradiente latitudinal muy acentuado, con un rango térmico reducido, de tan solo 5 °C. Los máximos valores promedios de TXn (entre 10.6 °C y 12 °C) se registran en el norte del NEA; mientras que los días más fríos del año (asociados a TXn) en el sur de la región (norte de Buenos Aires, sur de Santa Fe y Entre Ríos) oscilan entre 7 °C y 9 °C. La Figura 3.15d exhibe la distribución espacial de las máximas temperaturas mínimas (TNx) anuales promediadas en el período de análisis, con mínimos de 22.5 °C a 24 °C en el centro norte de Buenos Aires y máximos de 26 °C a 28 °C en el norte del NEA. Se observa que en las estaciones localizadas en el gran Buenos Aires, los valores de TNx varían entre 24 °C y 26 °C, superiores a los valores de estaciones a esa latitud o aun a mayores latitudes, probablemente debido al efecto de una isla de calor urbana. Finalmente, la distribución espacial del rango de temperatura medio anual se muestra en la Figura 3.15e. Se observa que este índice presenta una distribución mayormente homogénea, con valores

entre 10 °C y 13 °C en todo el NEA y los mínimos en las zonas costeras, debido a la acción reguladora del mar.

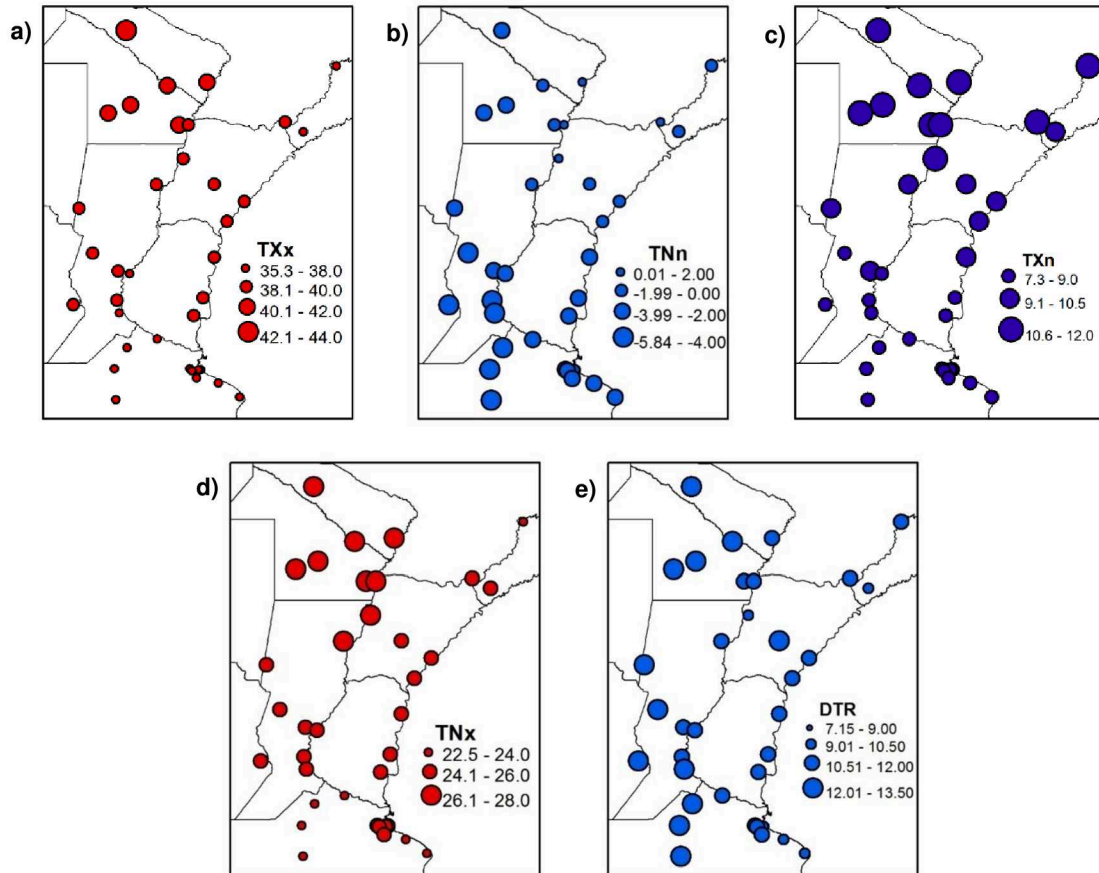


Figura 3.15: Distribución espacial de índices absolutos de temperaturas: **a)** máxima temperatura máxima anual (día más caluroso del año), **b)** mínima temperatura mínima anual (noche más fría del año), **c)** mínima temperatura máxima anual (día más frío del año), **d)** máxima temperatura mínima anual (noche más calurosa del año) y **e)** rango diurno de temperatura.

Las series temporales correspondientes a las anomalías de los índices absolutos de temperatura, en base al período de referencia 1981-2010, se pueden observar en las Figuras 3.16a-e. En las series correspondientes a las temperaturas máximas (Figuras 3.16a y c), aTXx (t) y aTXn (t), no se diferenciaron modos dominantes al aplicar un SSA en la escala interanual, con $M = 10$ años. Para interpretar el comportamiento de baja frecuencia se aplicó un promedio móvil de 10 años. La máxima temperatura máxima anual (Figura 3.16a) presenta un incremento a partir del año 2000 (similar al comportamiento de la Tmax media de la Figura 3.14a, aunque no tan significativo), sugiriendo un incremento de los días más calurosos; mientras que la TXn no presenta tendencias significativas, indicando que las temperaturas de las noches más calurosas del año, en promedio, no presentaron cambios considerables.

Las distribuciones temporales de los índices relacionados con la temperatura mínima, aTNn (t) y aTNx (t) (Figuras 3.16b y d, respectivamente), exhiben un modo dominante asociado a un par oscilatorio de 4 años/ciclo, similar al hallado para las temperaturas mínimas medias anuales y no presentan tendencias significativas. En este caso, la reconstrucción parcial Rec TNn [12] (t) de la serie aTNn (t) con el par oscilatorio asociado a las T-PC1 y T-PC2 de un SSA aplicado con $M=10$ años (que explica el 43.8% de la varianza), se muestra en la Figura 3.16b. Por su parte, en la Figura 3.16d se puede observar la serie temporal del par oscilatorio, Rec TNx [12] (t), correspondiente a

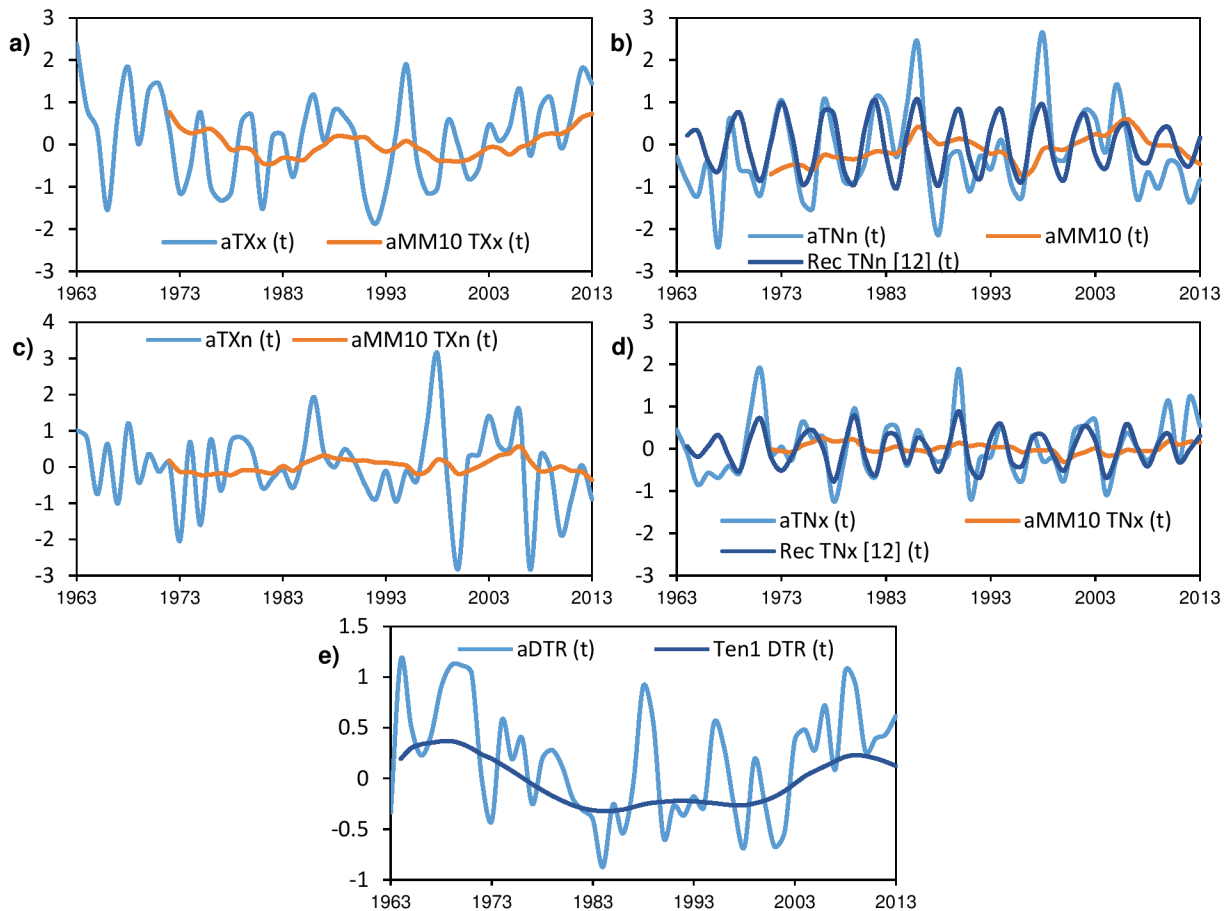


Figura 3.16: Series temporales anuales promedio areal de anomalías (respecto al período 1981-2010) de índices absolutos de temperatura y reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA en escala interanual: **a)** máxima temperatura máxima anual (día más caluroso del año), **b)** mínima temperatura mínima anual (noche más fría del año), **c)** mínima temperatura máxima anual (día más frío del año), **d)** máxima temperatura mínima anual (noche calurosa del año) y **e)** rango diurno de temperatura.

la máxima temperatura mínima, que explica el 50% de la varianza con un SSA aplicado utilizando $M = 10$ años. Se debe referir que la serie de anomalías de TNn presenta mayor variabilidad temporal que la de TNx, representada por la amplitud de los ciclos dominantes. La serie temporal de anomalías del índice DTR se presenta en la Figura 3.16e, junto con su reconstrucción parcial asociada a la T-PC1 del SSA, que representa una tendencia no lineal y explica 29% de la variabilidad de la serie. El comportamiento de esta tendencia exhibe un decaimiento a partir de 1970 y hasta 1980, donde se estabiliza en valores negativos de anomalías, incrementándose nuevamente a partir de la década del 2000.

La distribución espacial de los índices de umbral de temperatura se ilustra en las Figuras 3.17a-e. De manera general, todos estos índices presentan un gradiente latitudinal norte-sur. Los días de verano se muestran en la Figura 3.17a, con valores mínimos en el extremo sur de la región de entre 100 y 150 días con Tmax superiores a 25 °C, mientras que en el norte del NEA oscilan entre 250 y 300 días (entre el 68% y el 82% del año). Además, se plantea en este trabajo un umbral mayor a 35 °C para las TX, SU35. Su distribución espacial se observa en la Figura 3.17b, donde se puede ver que en el centro-sur del NEA se registran entre 1 y 25 días con TX mayores a 35 °C, mientras que en Las Lomitas (Formosa) se registra un rango de 76 a 100 días, lo que supone entre el 20% y el 27% del año. Las noches tropicales se estimaron con umbrales de 20 °C (TR20) y 25 °C (TR25). La distribución espacial de estos dos índices se puede ver en las Figura 3.17c y d,

respectivamente. Ambos presentan distribuciones similares; los valores mínimos promedios de TR20 en el período analizado oscilan entre 8 y 40 días al sur de la región, mientras que los de TR25 son de hasta 5 días. Los máximos valores se dan en el norte, principalmente en las provincias más continentales, con registros promedio de entre 121 y 160 noches con $TN > 20^\circ\text{C}$ y entre 16 y 20 noches con $TN > 25^\circ\text{C}$. Por otro lado, la mayor parte de las heladas se produce en el centro-norte de la provincia de Buenos Aires y sur de Santa Fe, con entre 21 y 25 heladas por año, mientras que en el norte del NEA son muy escasas, con valores entre 0 y 5 días con heladas (Figura 3.17e).

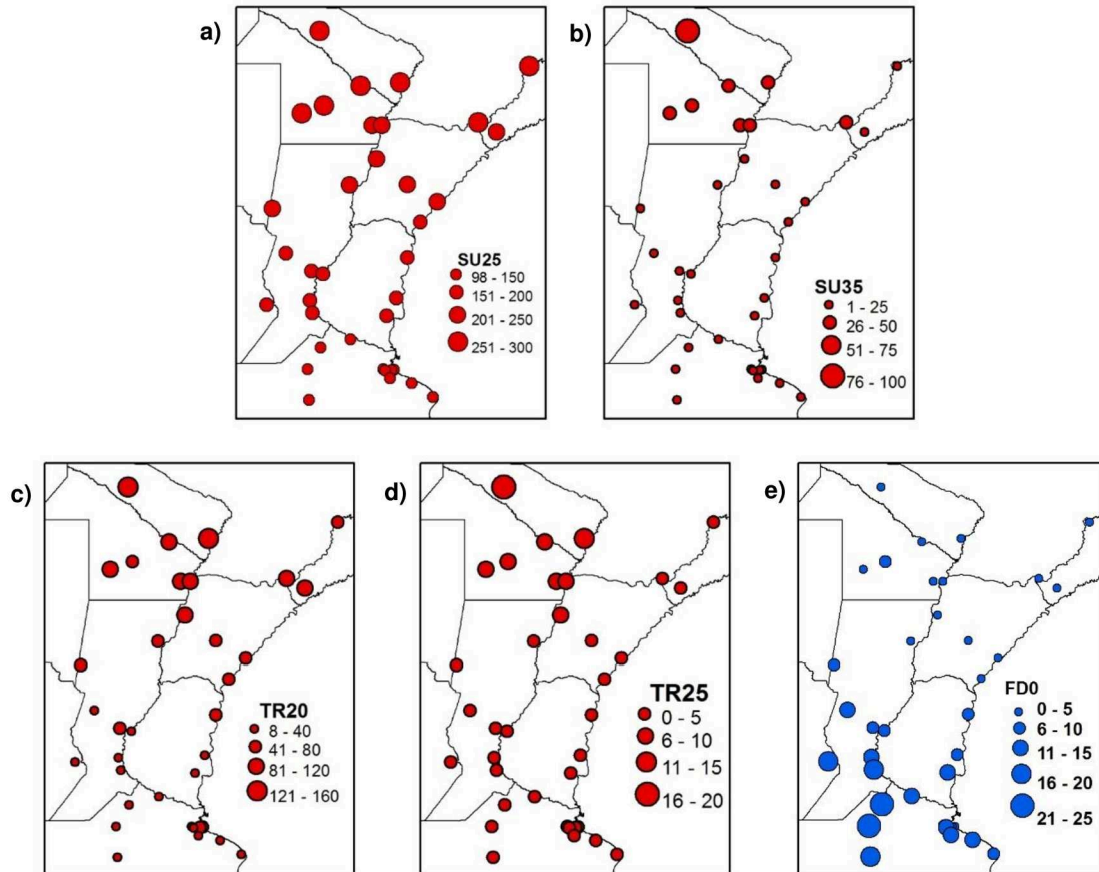


Figura 3.17: Distribución espacial de índices de umbral de temperaturas: **a)** días de verano, **b)** días con $TX > 35^\circ\text{C}$, **c)** noches tropicales, **d)** noches con $TN > 25^\circ\text{C}$ y **e)** días de heladas.

Las Figuras 3.18a-e presentan las series temporales correspondientes a las anomalías de los índices de umbral de temperatura promedios areales en el NEA. Particularmente en las Figuras 3.18a y b, se pueden observar la evolución temporal de los días de verano, estimados según la cantidad de días en que la TX supera los 25°C y 35°C , respectivamente. Ambas series presentan una tendencia no lineal positiva asociada a la T-PC1 del SSA, explicando el 19.25% en un análisis con $M = 10$ años y el 18% utilizando un ancho de ventana $M = 15$ años, respectivamente. El comportamiento de estas tendencias muestra un notorio incremento de los días de verano a partir del año 2000 en el NEA.

Las Figuras 3.18c y d presentan la distribución temporal de las noches tropicales con temperaturas mínimas mayores a 20°C y a 25°C en el período 1963-2013. Para el caso del índice TR20, se reconstruye la señal de las anomalías con la T-PC1 asociada a una tendencia no lineal que representa el 27% de la varianza de la serie (Figura 3.18c). El comportamiento de esta tendencia, exhibido por la serie $Ten1\ TR20(t)$, muestra un salto en los valores medios en el año

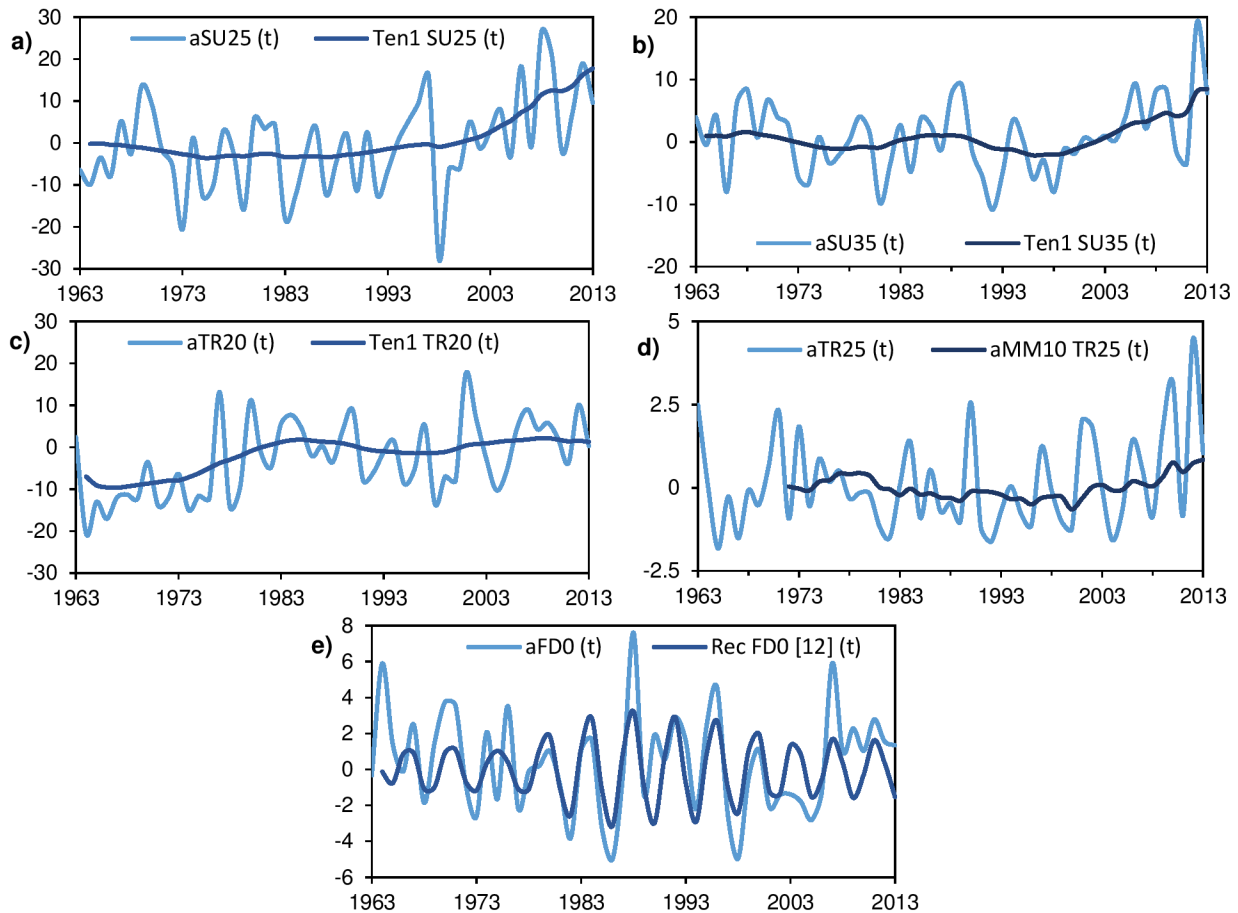


Figura 3.18: Series temporales anuales promedio areal de anomalías (respecto al período 1981-2010) de índices de umbral de temperatura y reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA en escala interanual ($M = 10$ años): **a)** días de verano, **b)** días con $TX > 35^\circ C$, **c)** noches tropicales, **d)** noches con $TN > 25^\circ C$ y **e)** días de heladas.

1973, donde se produjo un incremento hacia anomalías positivas de las noches tropicales hasta 1983, que se mantienen hasta la actualidad. En la serie temporal de anomalías del índice TR25 (Figura 3.18d), no se encontró ningún modo dominante con el SSA, por lo que se graficó el promedio móvil de 10 años, el cual insinúa un incremento de este índice a partir del año 2000. Por último, la evolución temporal de las anomalías de FDO en el NEA se puede observar en la Figura 3.18e. Se halló un importante par oscilatorio que explica el 41% de la varianza y tiene un período dominante de 4 años/ciclo, cuya reconstrucción parcial se exhibe con la serie Rec FDO [12] (t). Se observa que este ciclo adquiere particular relevancia entre los años 1980 y 2000, período en el cual la amplitud de la señal del par oscilatorio es muy próxima a las fluctuaciones temporales de la señal aFDO (t).

Índices de percentiles y de duración

En comparación con los índices absolutos basados en extremos anuales, los índices de percentiles de temperatura se relacionan con aspectos menos extremos de la variabilidad climática y representan tasas de excedencia (en N° de días) por sobre o debajo de los percentiles 10th y 90th de la distribución de temperaturas, con respecto al período normal de base 1971-2000 utilizado para su estimación (Sillman et al., 2013). Los índices de percentiles de temperatura en el NEA presentan una distribución espacial heterogénea, con baja variabilidad espacial y sin presencia de patrones zonales definidos (Figuras 3.19a-d). Las noches frías (Figura 3.19a) registran valores máximos de entre 12 y 13 días en el centro norte de Buenos Aires y Norte de Chaco, con mínimos

de 10 días, dispersos en toda la región. La distribución de los días fríos (Figura 3.19b) muestra un máximo en el extremo oeste de la región, registrándose entre 10 y 11 días con $T_X < 10^{\text{th}}$ percentil; particularmente este índice, presenta un muy bajo rango de variación (de solo dos días). Por otro lado, las noches cálidas y los días cálidos (Figuras 3.19c y d) exhiben los valores máximos en la mayoría de las estaciones de la provincia de Santa Fe. Los días cálidos presentan un rango de mayor variabilidad que los días fríos, variando entre 10 y 14 días cálidos promedio en el NEA.

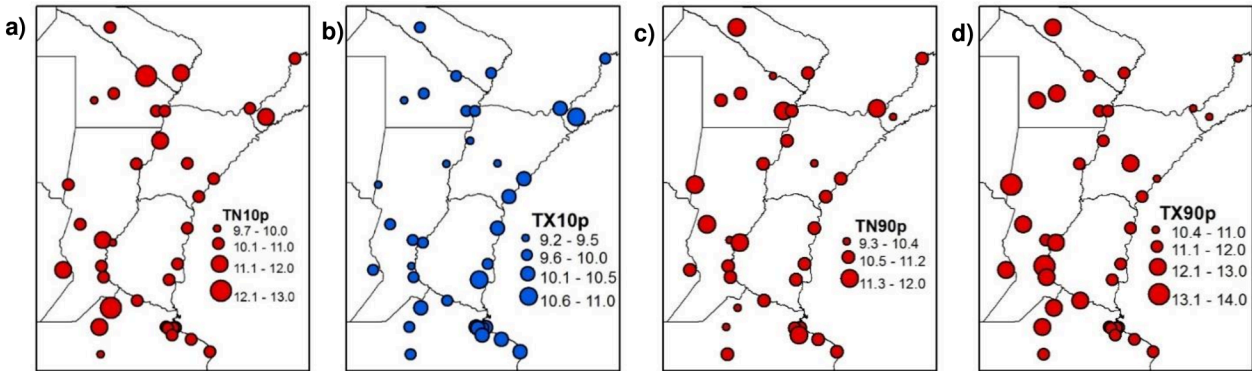


Figura 3.19: Distribución espacial de índices de percentiles de temperaturas: **a)** noches frías, **b)** días fríos, **c)** noches cálidas y **d)** días cálidos.

Las series temporales de los índices de percentiles de temperatura se pueden observar en las Figuras 3.20a-d. La evolución temporal de las noches frías en el NEA se presenta en la Figura 3.20a. Se observan dos importantes modos dominantes en esta serie: una tendencia no lineal, que explica el 40% de la varianza de la serie y un ciclo oscilatorio de 4 años/ciclo, con una importancia relativa en la variabilidad de la serie del 28%. El comportamiento de la tendencia muestra un decrecimiento muy importante de las noches frías en promedio en toda la región entre 1963 y 1983, manteniéndose estable desde ese año hasta la actualidad. La serie temporal correspondiente a los días fríos, $T_X10p(t)$, (Figura 3.20b) no presenta modos dominantes resultantes de la aplicación del SSA, pero el comportamiento de los promedios móviles del índice en 10 años indica

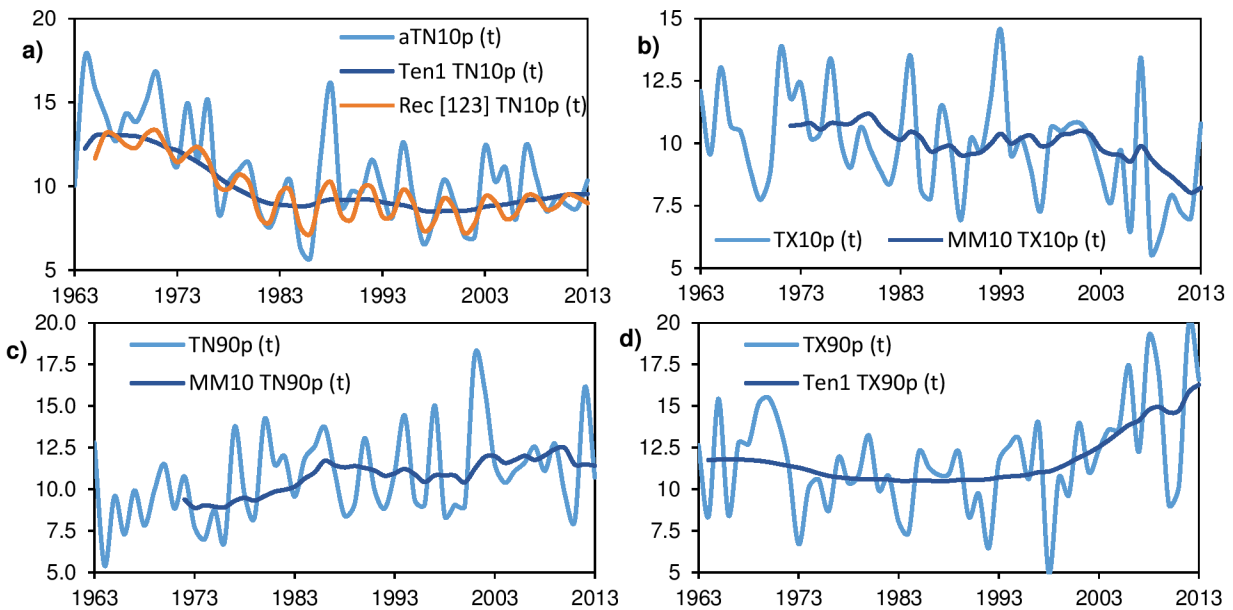


Figura 3.20: Series temporales anuales promedio areal de índices de percentiles de temperatura y reconstrucciones parciales de modos dominantes hallados con SSA en escala interanual ($M = 10$ años): **a)** noches frías, **b)** días fríos **c)** noches cálidas y **d)** días cálidos.

que se manifiesta un descenso de los días fríos en los primeros años de la década del 2000, que se mantiene hasta la actualidad. La evolución temporal de las noches cálidas promedio en toda la región (Figura 3.20c) no exhibe modos dominantes asociados con el SSA. La serie de promedios móviles a 10 años sugiere un incremento de este índice desde el inicio del período hasta 1983, año a partir del cual se observan fluctuaciones alrededor de una media estable. Los días cálidos presentan una distribución temporal representada por la serie TX90p (t) (Figura 3.20d), con una tendencia no lineal que explica el 24% de la varianza de la serie. El comportamiento temporal de esta tendencia manifiesta un salto a partir del año 2000, pasando de valores medios de 11 a 16 días cálidos promedio en el año 2013.

Las Figuras 3.21a-d ilustran el comportamiento espacio-temporal de los índices de duración de temperatura promediados en el período 1963-2013. Los períodos cálidos no muestran una distribución espacial singular que se pueda asociar a algún comportamiento determinado (Figura 3.21a); se observan valores máximos promedios de entre 7 y 8 días dispersos en la región, la mayor cantidad de ellos en la provincia de Santa Fe. La distribución espacial de los períodos fríos (Figura 3.21b) sugiere que la mayor cantidad de días con TN < 10th percentil se dieron en el norte del NEA. Por otro lado, la Figura 3.21c muestra la serie temporal de los períodos cálidos medios areales, WSDI (t), donde se puede ver un incremento de este índice a partir de la década del 2000, determinado por el comportamiento temporal de la serie de promedios móviles de 10 años. La serie temporal de los períodos fríos promedios espaciales en el NEA (Figura 3.21d) presenta una componente asociada a una tendencia no lineal que explica el 44% de la varianza de la serie. El comportamiento de esta tendencia muestra un decaimiento del promedio espacial de los períodos fríos en la región desde 1963 (con un valor medio de 4 días) a 1980 (con promedios cercanos a 0), año a partir del cual no se incrementó sustantivamente la duración de estos períodos.

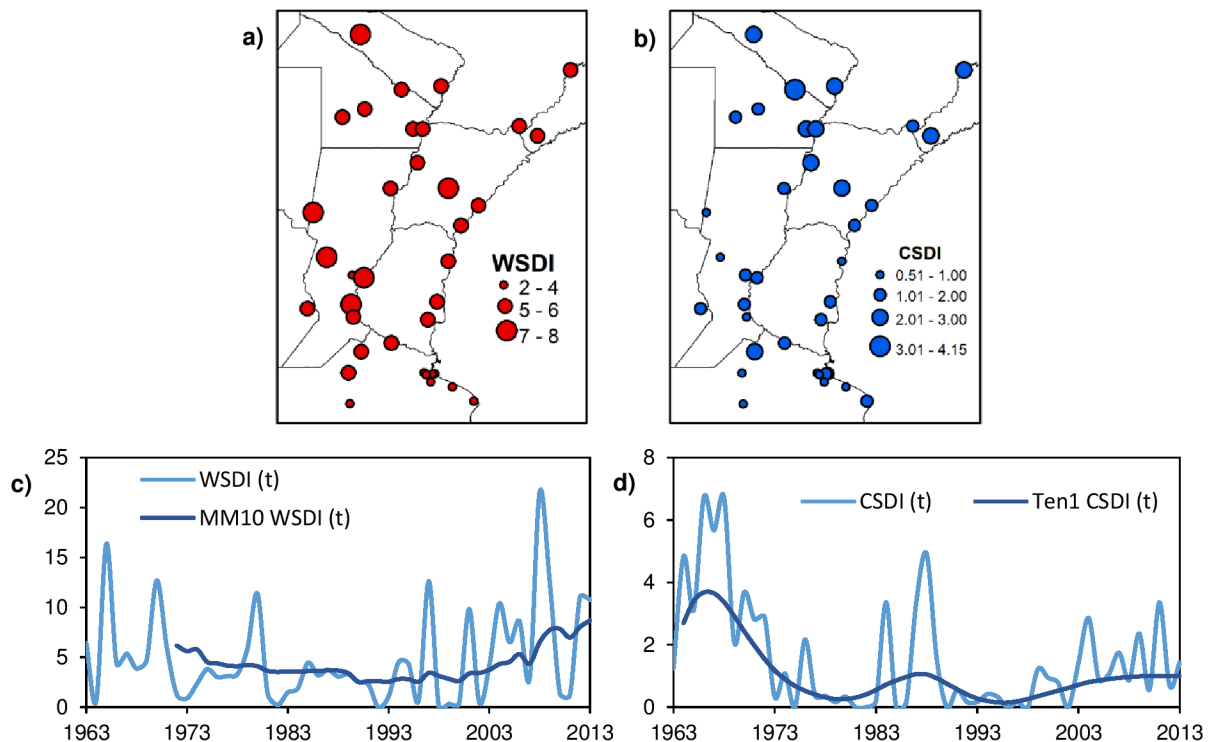


Figura 3.21: Distribución espacial de índices de duración de temperaturas: **a)** duración de períodos cálidos, **b)** duración de períodos fríos. Series temporales anuales promedio areal de índices de duración de temperatura y reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA en escala interanual ($M = 10$ años): **c)** duración de períodos fríos y **d)** duración de períodos calientes.

Índices de Precipitación

Índices absolutos y de umbral

Las distribuciones espaciales de los patrones climatológicos de EPE a escala diaria, representados por los índices ETCCDI absolutos de precipitación, se presentan en las Figuras 3.22a-d. La precipitación total anual (PRCPTOT) en el período 1963-2013 (Figura 3.22a) presenta un gradiente longitudinal definido, creciente de este a oeste, con mínimos entre 900 y 1000 mm en el oeste de Santa Fe y Chaco y máximos entre 1750 y 2000 mm en las estaciones ubicadas en la provincia de Misiones. Los valores máximos anuales de precipitación acumulada en un día (RX1day), en 5 días (RX5day) y el índice de intensidad diaria (SDII), promediados en el período de análisis, presentan una distribución espacial (Figuras 3.22b, c y d, respectivamente) muy similar a la PRCPTOT. En el NEA la cantidad máxima de precipitación en un día adquiere valores medios (en referencia al período 1963-2013) entre 75 y 120 mm, mientras que la RX5day oscila entre 120 y 200 mm. Por último, la Figura 3.22d exhibe el promedio temporal del SDII (precipitación anual total dividida por el número de días húmedos en un año, definidos por los días en que $PRCP > 1$ mm). El rango medio de intensidad de la precipitación en el NEA varía entre 13 mm/día en el sector oeste y 20 mm/día en el este.

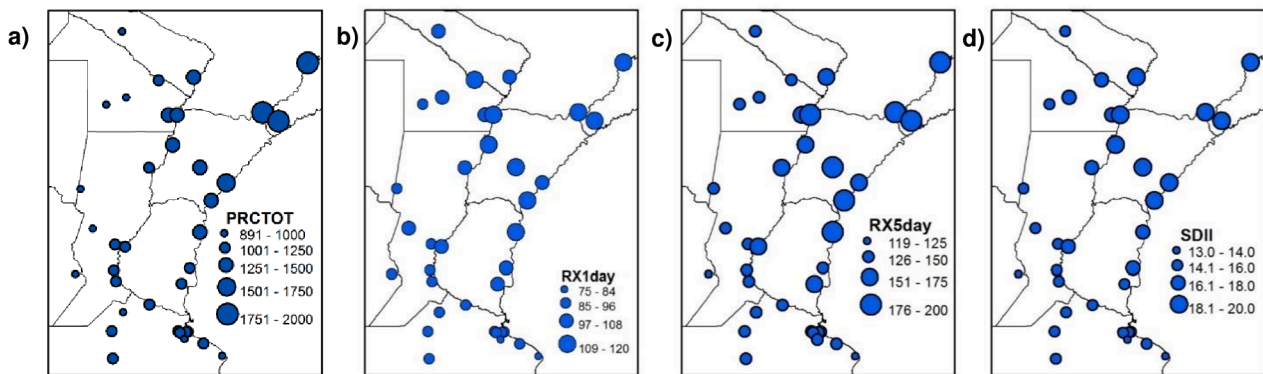


Figura 3.22: Distribución espacial de índices absolutos de precipitación: **a)** acumulada anual, **b)** cantidad máxima en un día, **c)** cantidad máxima en 5 días, **d)** índice de intensidad diaria.

Las series temporales de anomalías de los índices absolutos de precipitación, en base al período de referencia 1981-2010, se pueden observar en las Figura 3.23a-d. La precipitación acumulada anual (Figura 3.23a) no presenta modos dominantes significativos en la banda interanual. El comportamiento de la serie de las anomalías promedios móviles de 10 años, aMM10 PRCPTOT (t), exhibe una leve tendencia creciente desde 1963 hasta 2003, cuando comienza a decaer hacia anomalías negativas hasta 2013. Este comportamiento es similar al de la tendencia del principal patrón temporal de la variabilidad espacio-temporal (Figura 2.2), con una actualización de la serie hasta el año 2013. Las anomalías de la cantidad máxima de precipitación en un día presentan un comportamiento temporal, aRX1day (t) (Figura 3.23b), similar al de la precipitación acumulada anual. Los valores máximos promedios areales se registraron en 1998 y 2002, mientras que las anomalías mínimas se produjeron en 2008 y 2011, lo que enfatiza la tendencia hacia una reducción de las precipitaciones acumuladas diarias en los últimos años en el NEA. Esta consideración se hace en base a un promedio areal en toda la región; atendiendo a la amplia variabilidad espacial y al desarrollo de tormentas convectivas, no implica una disminución de las tormentas localmente intensas y de gran cantidad de precipitación diaria en zonas particulares de la región.

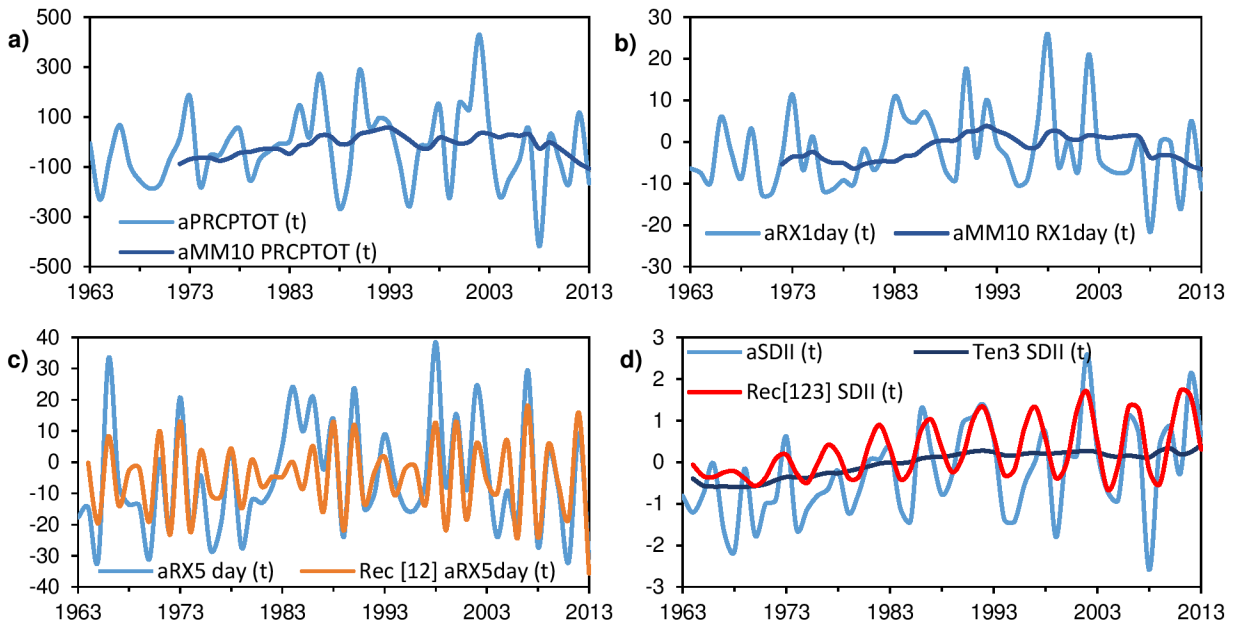


Figura 3.23: Series temporales anuales promedio areal de índices absolutos de precipitación y reconstrucciones parciales de los modos dominantes hallados con SSA: **a)** precipitación acumulada anual, **b)** cantidad máxima de precipitación en un día, **c)** cantidad máxima de precipitación en 5 días, **d)** índice de intensidad de precipitación diaria.

La serie temporal de anomalías de la cantidad máxima de precipitación en 5 días consecutivos, $aRX5day(t)$, se presenta en la Figura 3.23c. Al aplicar un SSA en muy alta frecuencia ($M = 6$ años) se detectó un par oscilatorio con un período dominante de 2.35 años/ciclo que explica el 52.7% de la varianza total de la serie. En la reconstrucción parcial del par oscilatorio, $Rec [12] aRX5day(t)$, se observa la importancia de este ciclo en los últimos años del período analizado. La Figura 3.23d presenta la evolución temporal de las anomalías anuales del índice SDII. Se detectaron con el SSA (aplicado con $M = 15$ años), un ciclo de 5 años (explica el 34% de la varianza) y una tendencia no lineal con un 13.25% de implicancia en la variabilidad total de la serie. La reconstrucción parcial de la tendencia, $Ten3 SDII(t)$, muestra un continuo aumento de la intensidad media diaria de la precipitación en el NEA entre 1963 y 2013. Además, la reconstrucción parcial de la serie con las tres primeras T-PCs, $Rec[123] SDII(t)$, indica la relevancia del comportamiento ciclo a partir del año 1970 y hasta la actualidad.

Las Figuras 3.24a-c ilustran la distribución espacial de los índices de umbral de precipitación. La cantidad de días con precipitación intensa y muy intensa (Figuras 3.24a-b), definidos según superan el umbral de 10 o 20 mm, muestran una distribución espacial muy similar al patrón de precipitación anual. En el oeste de la región se registran entre 25 y 30 días anuales con precipitación mayor a 10 mm, mientras que en el este (provincia de Misiones) entre 51 y 60 días, considerando promedios temporales en el período 1963-2013 para cada estación. La mínima cantidad de días con precipitación muy intensa (entre 14 y 18 días) se registra en la mayoría de las estaciones del oeste de Santa Fe y Chaco y centro-norte de Buenos Aires, mientras que en Misiones se registran entre 31 y 36 días al año. La distribución del número de días sobre 100 mm (Figura 3.24c) muestra los mínimos valores promedios temporales en el extremo sur del NEA, mientras que los máximos se observan en las estaciones de Misiones, Corrientes y noroeste de Santa Fe.

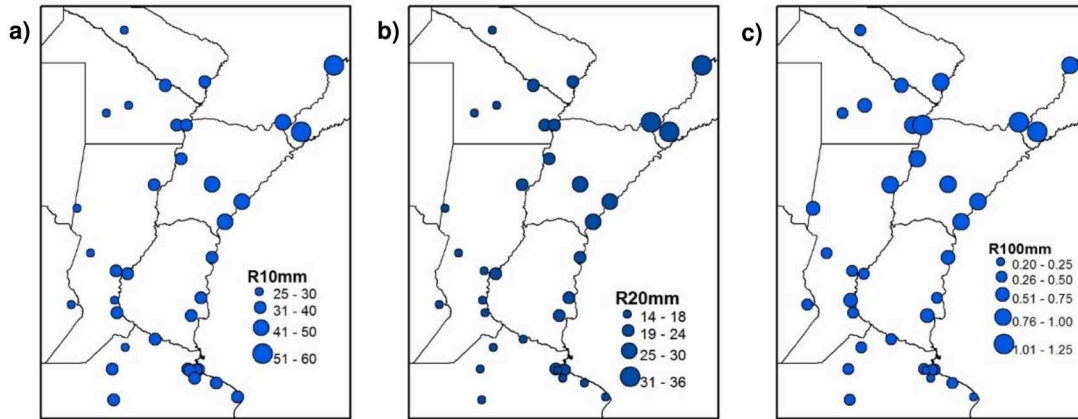


Figura 3.24: Distribución espacial de índices de umbral de precipitación: **a)** N° de días con precipitación intensa, **b)** N° de días con precipitación muy intensa y **c)** N° de días sobre 100 mm.

Las series temporales medias areales de las anomalías anuales correspondientes a los índices de umbral de precipitación se exhiben en las Figuras 3.25a-c. No se hallaron modos dominantes con el SSA en ninguna de estas series, por lo que no presentan tendencias no lineales ni ciclos oscilatorios de relevancia. Se representa el comportamiento medio a través del promedio móvil a 10 años. De manera general, tanto las anomalías de los días con precipitación intensa (muy intensa) como la de la cantidad de días con precipitación sobre 100 mm presentan un comportamiento similar al patrón dominante de precipitaciones en la región. Se observa una tendencia creciente desde el inicio de la serie, en 1963 hasta la década del 2000, con un importante decrecimiento de los valores medios de las anomalías de los índices de umbral de precipitación a partir del año 2006. El pico máximo coincide en el año 2002 para todas las series,; mientras que en 2008 se registró la anomalía negativa de mayor relevancia, expresada en distintos umbrales mínimos de precipitación.

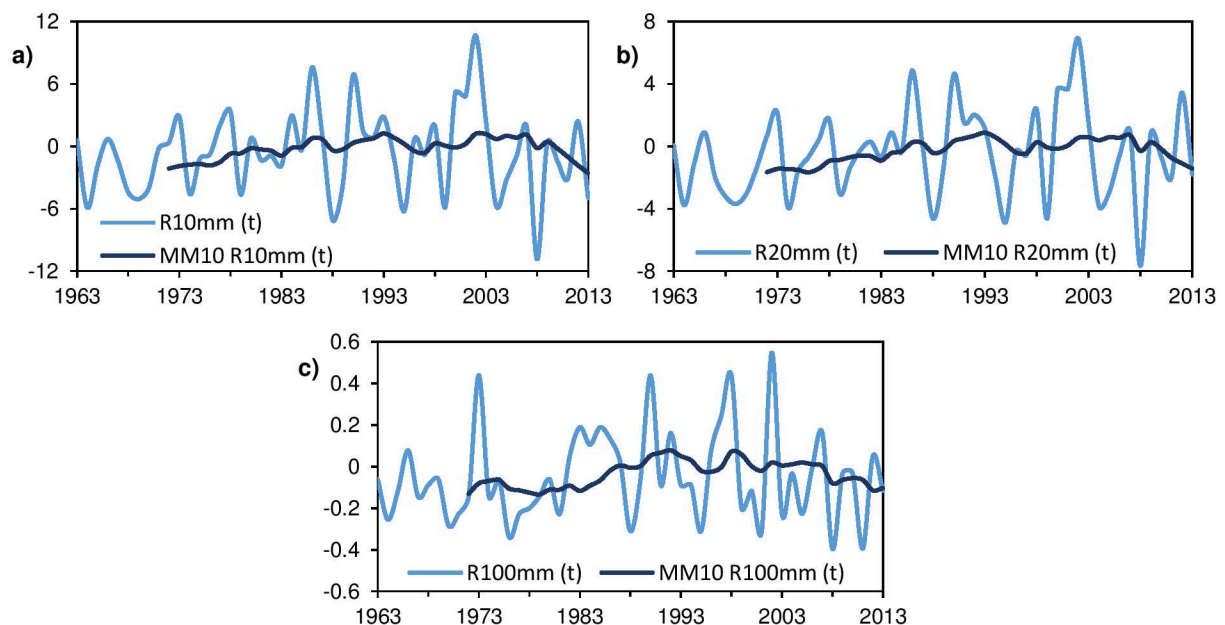


Figura 3.25: Series temporales anuales promedio areal de anomalías (respecto al período 1981-2010) de índices de umbral de precipitación y medias móviles de 10 años de: **a)** N° de días con precipitación intensa, **b)** N° de días con precipitación muy intensa y **c)** N° de días sobre 100 mm.

Índices de percentiles y de duración

Las Figuras 3.26a-b presentan la distribución espacial de los índices de duración que definen la cantidad de días secos (húmedos) consecutivos, considerando un umbral de 1 mm. El índice de días secos consecutivos (CDD) presenta un gradiente creciente en sentido este-oeste (Figura 3.26a), con valores mínimos promediados entre 1963-2013 en el rango de 21 a 24 días, mientras que en el oeste se registran entre 41 y 48 días consecutivos con ausencia de precipitaciones. En el NEA, la cantidad promedio de días húmedos consecutivos varía entre 4 días en el oeste y 6 días en el este, con el máximo valor en la provincia de Misiones (Figura 3.26b). Por otro lado, los índices de percentiles que expresan la cantidad de precipitación en los días muy húmedos (R95p) y extremadamente húmedos (R99p) se muestran en las Figuras 3.26c-d. La precipitación anual total en los días muy húmedos (en que $RR >$ percentil 95th) varía entre 200 y 450 mm, con un gradiente marcadamente este-oeste en el NEA (Figura 3.26c). Por su parte, la cantidad de precipitación anual en que $RR >$ 99th percentil (Figura 3.26d) exhibe un gradiente similar, pero con menor variabilidad espacial. Los valores de R99p varían desde 60 mm en promedio en el oeste de la región analizada a 140 en la provincia de Misiones.

Las series temporales de anomalías de los índices de umbral y percentiles de precipitación (Figuras 3.27a-d) no presentaron modos dominantes asociados a tendencias o pares oscilatorios de relevancia que puedan ser detectados con el SSA, utilizando anchos de ventana variables entre 6 y 15 años. Los comportamientos medios de estos índices se determinaron aplicando promedios móviles de 10 años. La serie temporal de anomalías de días consecutivos secos (Figura 3.27a) presenta una tendencia continua desde 1970 hacia incrementos de sus valores medios. Por su parte las anomalías del índice CWD (Figura 3.27b) no muestran un comportamiento medio que se pueda asociar a una tendencia en particular. Se debe destacar un decrecimiento desde 2007, pasando a anomalías negativas en los primeros años de la década del 2010. La evolución temporal de la cantidad de precipitación en los días muy húmedos entre el año 1963 y 2013 se presenta en la Figura 3.27c, donde se manifiesta un claro pico máximo en el año 2002, con un valor medio en la región de 532 mm. El comportamiento de la serie MM10 R95p (t) no se asocia a tendencias significativas. La serie temporal del índice R99p (t) (Figura 3.27d) insinúa una tendencia positiva desde 1970 a 2000, comenzando a decaer desde ese año a la actualidad; comportamiento que se asocia al del patrón dominante de la variabilidad de la precipitación en la región.

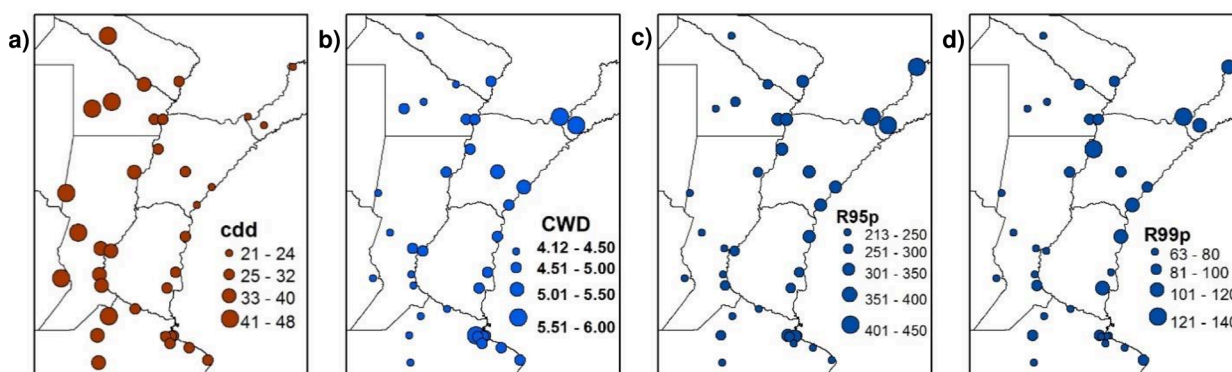


Figura 3.26: Distribución espacial de índices de duración y percentiles de precipitación: **a)** días secos consecutivos, **b)** días húmedos consecutivos, **c)** días muy húmedos y **d)** días extremadamente húmedos.

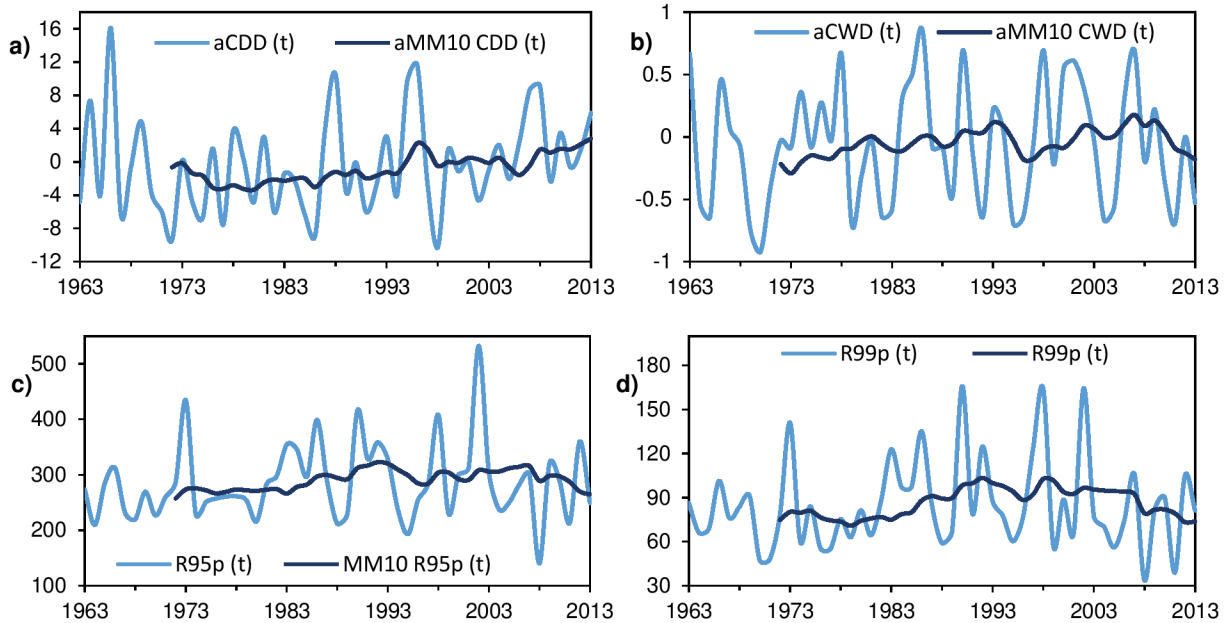


Figura 3.27: Series temporales anuales promedio areal de índices de duración y percentiles de precipitación y medias móviles de 10 años de: **a)** días secos consecutivos, **b)** días húmedos consecutivos, **c)** días muy húmedos y **d)** días extremadamente húmedos.

3.6.2 Cambios y distribución espacial de tendencias

En esta subsección se presenta el análisis de las tendencias obtenidas para los índices de temperatura y de precipitación, ambos diferenciados según las clasificaciones establecidas por Sillman et al. (2013). Se estimaron las tendencias anuales de todos los índices a niveles de significancia estadística de 0.01 y 0.05 según el método propuesto por Zhang et al. (2000), tanto para promedios espaciales como para determinar la distribución espacial de los signos y magnitudes de los cambios en los extremos del NEA en cada estación. Se consideraron índices de umbrales establecidos particularmente para la región, como los días de verano con temperaturas máximas superiores a 35 °C (SU35), las noches tropicales con temperaturas mínimas superiores a 25 °C (TR25) o el número de días con precipitación sobre los 100 mm (R100).

En las Figuras 3.28a-h se ilustra la distribución espacial de las tendencias para los índices absolutos de temperatura en el NEA y las especificaciones de las tendencias significativas, cuanto menos, con un nivel de significancia del 5%. Se observan tendencias positivas en la mayor parte del NEA en las Tmax y Tmin medias (Figuras 3.28a y b). Particularmente, la Tmax media presenta 14 tendencias positivas significativas (Tabla 3.6) distribuidas en toda la región. Se observa también un cambio hacia un aumento de las temperaturas mínimas medias anuales en toda la región, con 18 tendencias positivas significativas. Las estaciones situadas en el gran Buenos Aires, sureste de Santa Fe (incluye el gran Rosario) presentan incrementos significativos en los valores extremos de temperatura, al igual que en la mayor parte del norte del NEA. Las tendencias del rango diurno de temperatura (DTR) exhiben una distribución no homogénea de los cambios (Figura 3.28c), aunque 5 tendencias negativas indicarían que los incrementos de las temperaturas mínimas medias (TMIN mean) son más importantes que los de las temperaturas máximas medias (TMAX mean) en la región. Por otro lado, las tendencias de los días con heladas (Figura 3.28d) no muestran una distribución homogénea que sugiera un cambio local definido.

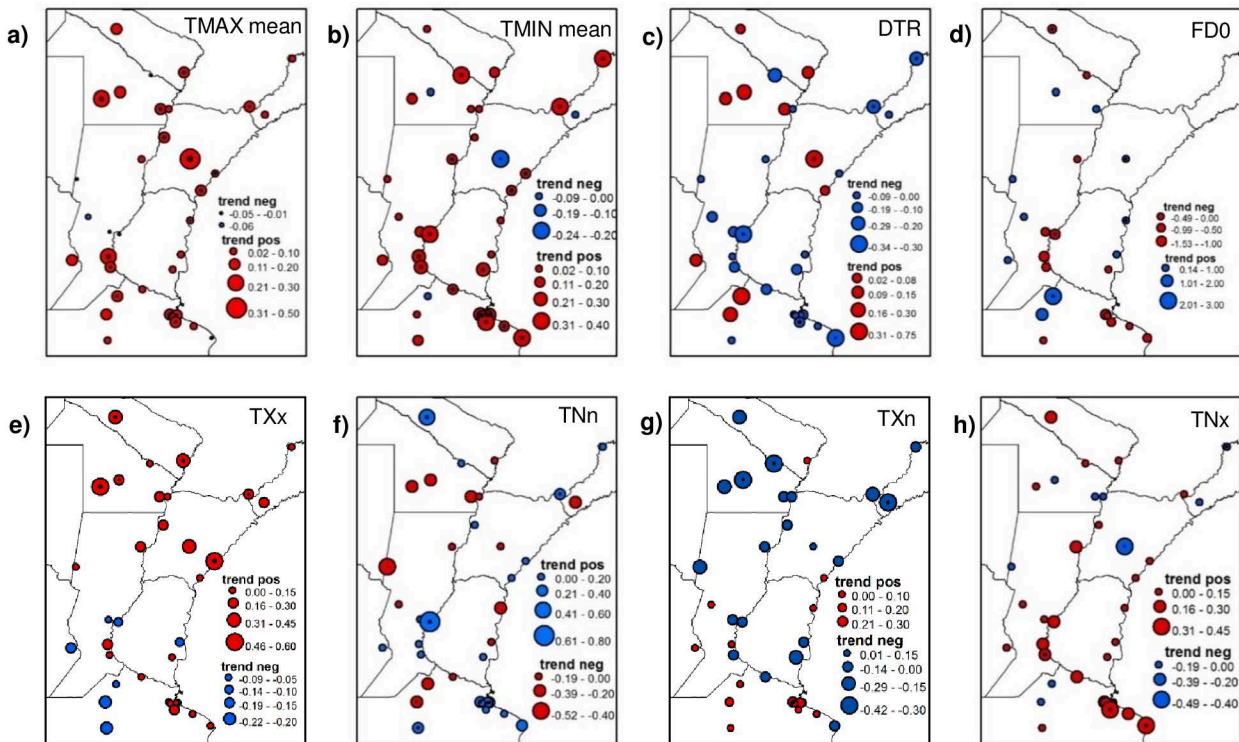


Figura 3.28: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de temperatura absolutos (unidad/década): **a)** temperatura máxima media anual, **b)** temperatura mínima media anual, **c)** rango diario de temperatura, **d)** días de heladas, **e)** máxima temperatura máxima anual (día más cálido del año), **f)** mínima temperatura mínima anual (noche más fría del año), **g)** mínima temperatura máxima anual (día más frío del año), **h)** máxima temperatura mínima anual (noche más cálida del año). Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas, al menos al 5%.

El índice TXx, que refiere al día más cálido del año, presenta tendencias positivas principalmente en el norte del NEA, en las provincias de Chaco, Formosa, Corrientes y Misiones (Figura 3.28e), con incrementos medios de hasta 0.5 °C por década en estaciones de Corrientes y Chaco. También se observan tendencias positivas (no significativas) en el conurbano bonaerense y en el gran Rosario. Las tendencias obtenidas en el análisis de la mínima temperatura mínima (Figura 3.28f), presentan signos distintos dispersos en el área de estudio, sin un patrón definido. Se presentan 9 estaciones con tendencias significativas (Tabla 3.6), 7 de ellas positivas. Se destaca la tendencia positiva en la estación Paraná (Entre Ríos), con un crecimiento medio de hasta 0.8 °C por década. También, se observan mayores temperaturas en las noches más frías del año en las estaciones próximas al gran Buenos Aires. La Figura 3.28g muestra tendencias negativas en el índice TXn en la mayor parte del norte del NEA, lo que supone una intensificación de los días más fríos del año. No obstante, al sur de la región (principalmente en la provincia de Buenos Aires) se produjo un incremento de los valores medios de TXn, exhibido por las tendencias positivas de Zhang (aunque de menor magnitud que las tendencias negativas registradas en el norte del NEA). Por último, la distribución espacial de las tendencias correspondientes al índice TNx (Figura 3.28h) no presenta un comportamiento uniforme en cuanto a los signos, con la mayor parte de las tendencias positivas significativas en el sur del NEA, principalmente en el oeste de Buenos Aires. En esta zona, las noches más calurosas del año incrementaron su temperatura entre 0.3 °C y 0.45 °C por década.

Índice	Significativas				no significativas
	Negativas		Positivas		
	Sig 1%	Sig 5%	Sig 1%	Sig 5%	
CDD	0	0	2	3	26
CSDI	0	0	0	0	0
CWD	0	1	1	0	7
DTR	3	2	1	0	30
FD0	1	1	0	3	19
PRCPTOT	0	0	0	1	35
R10mm	0	2	1	2	18
R20mm	0	0	1	0	26
R95p	0	1	1	1	32
R99p	0	0	1	0	9
R100mm	0	0	0	0	1
RX1day	0	0	1	1	34
RX5day	0	0	1	0	35
SDII	0	0	4	7	23
SU25	0	0	6	9	20
SU35	0	0	0	3	33
TMAX mean	0	0	5	9	22
TMIN mean	0	1	16	2	17
TN10p	17	4	0	0	15
TN90p	0	1	15	4	16
TNn	0	2	4	3	27
TNx	2	0	1	2	27
TR20	0	1	22	2	9
TR25	0	0	0	3	7
TX10p	13	5	0	0	18
TX90p	0	0	8	1	27
TXn	1	2	0	1	26
TXx	0	0	3	3	27
WSDI	0	0	1	0	4

Tabla 3.6: Cantidad de estaciones con tendencias significativas positivas y negativas (al 5% y al 1%) y no significativas para los índices de temperatura y precipitación entre 1963 y 2013.

Las Figuras 3.29a-d presentan las tendencias de Zhang estimadas para los índices de umbral de temperatura en el NEA. Los días de verano con temperaturas máximas superiores a 25 °C y 35 °C presentaron tendencias positivas en la mayor parte de las estaciones de la región (Figuras 3.29a-b). El norte de Buenos Aires, sur de Santa Fe y Entre Ríos muestra un incremento moderado (entre 4 y 6 días por década), con la mayor parte de las tendencias significativas al menos, al 5%. El norte de la región presenta tendencias positivas que determinan un aumento de la cantidad de días extremos con TX > 35°C (entre 3 y 4 días por década). Las tendencias de SU25 son significativas (6 de ellas al 1%) y solo 3 en el análisis de SU35, con una significancia del 5% (Tabla 3.6). Un claro incremento de las noches tropicales se puede observar en la Figura 3.29c, con todas las estaciones mostrando tendencias positivas; además, 22 de ellas tienen una significancia estadística al nivel de confianza del 1% y 2 al 5%. Los incrementos medios rondan entre 4 y 6 días con noches tropicales por década, con máximos de entre 7 y 12 días en el norte del NEA. Por su parte, las noches con TN > 25°C también presentan tendencias positivas moderadas en la mayor parte de la región, con valores más importantes en Chaco, principalmente debido a la influencia latitudinal en la definición del umbral.

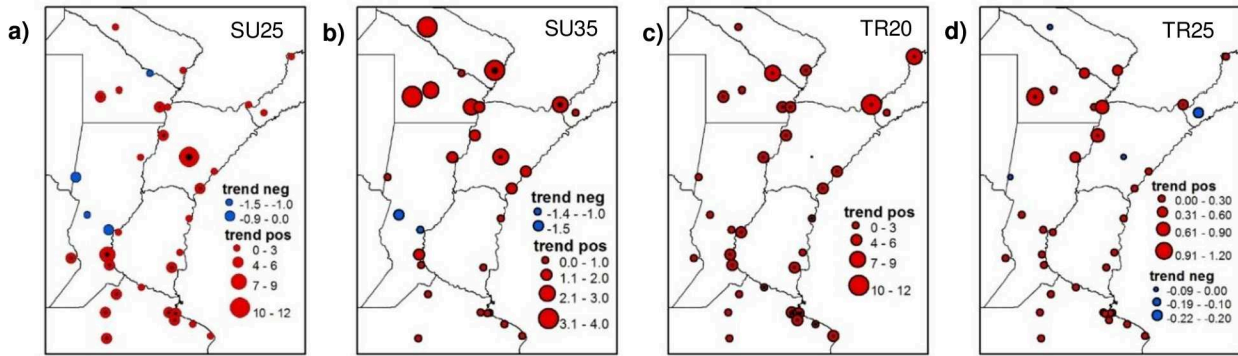


Figura 3.29: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de umbral de temperatura (unidad/década): **a)** días de verano, **b)** días con $TX > 35^{\circ}C$, **c)** noches tropicales, **d)** noches con $TN > 25^{\circ}C$. Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas, al menos, al 5%.

Las Figuras 3.30a-d muestran la distribución espacial de las tendencias para los índices de percentiles de temperatura. Se observa una importante disminución de las noches frías (TN10p) en toda la región, indicada por tendencias negativas en todas las estaciones (Figura 3.30a). Las magnitudes de estas tendencias son variables y desigualmente distribuidas; los mayores cambios presentan una disminución del índice TN10p de más de 2 días/década. La Tabla 3.6 muestra que 21 de estas tendencias son significativas, 17 de ellas a un nivel de significancia del 1%. Un comportamiento muy similar presentan los días fríos, expresados mediante el índice TX10p, con una tendencia general negativa variable en intensidad en la mayor parte del NEA (Figura 3.30b). Se observa en la Tabla 3.6 que el 50% de las tendencias de los días fríos son significativas al menos al 5%. La Figura 3.30c indica que las noches cálidas se incrementaron en el período 1963-2013 en el NEA, ya que la mayoría de las estaciones presentan tendencias positivas (19 de ellas significativas). La distribución espacial de estos cambios fue variable, con incrementos promedio máximos de 2 días/década. Por último, una tendencia general hacia un incremento de los días cálidos se observa en la Figura 3.30d, con mayores magnitudes en los extremos sur y norte del NEA. La significancia de estas tendencias se encuentra distribuida, con 8 de ellas significativas al 1% y una al 5%, mientras que 27 no fueron significativas.

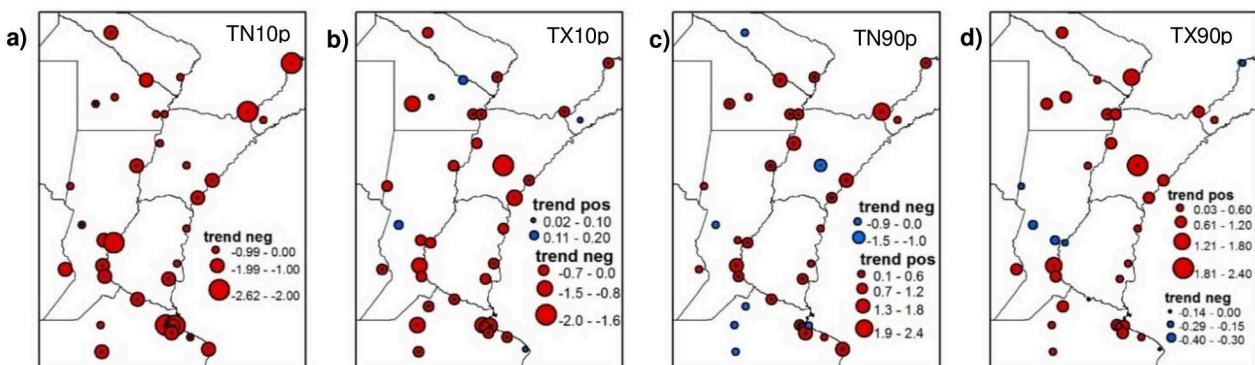


Figura 3.30: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de umbral de temperatura (días/década): **a)** noches frías, **b)** días fríos **c)** noches cálidas, **d)** días cálidos. Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas al menos al 5%.

Las Figuras 3.31a-f presentan la distribución espacial de las tendencias robustas estimadas para los índices de precipitación absolutos y de umbral. Las tendencias de la precipitación total anual entre 1963 y 2013 no fueron significativas en el NEA, con una distribución no homogénea y signos variables (Figura 3.31a). La cantidad de precipitación en uno y cinco días presentaron tendencias de signos dispares en la región, sin un patrón de cambio definido; aunque las tendencias más

importantes fueron positivas (Figuras 3.31b-c), hallándose dos significativas al 1 y 5% para RX1day y solo una para RX5day (Tabla 3.6). Se observa que la cantidad máxima de precipitación en 5 días se incrementó en el norte de NEA y en el centro de la provincia de Santa Fe (Figura 3.31c), con valores que rondan entre 6 y 12 mm/década; aunque la mayor parte de estas tendencias no presenten la suficiente significancia estadística. El índice de intensidad diaria presenta una señal de cambio positiva en toda la región, con 11 tendencias significativas y 23 no significativas (Tabla 3.6). Los mayores cambios en los valores medios se registran en el norte de la región, con tasas de incrementos de hasta 1.2 mm/día por década. El comportamiento de este índice sugiere un incremento en la intensidad de las tormentas en todo el NEA.

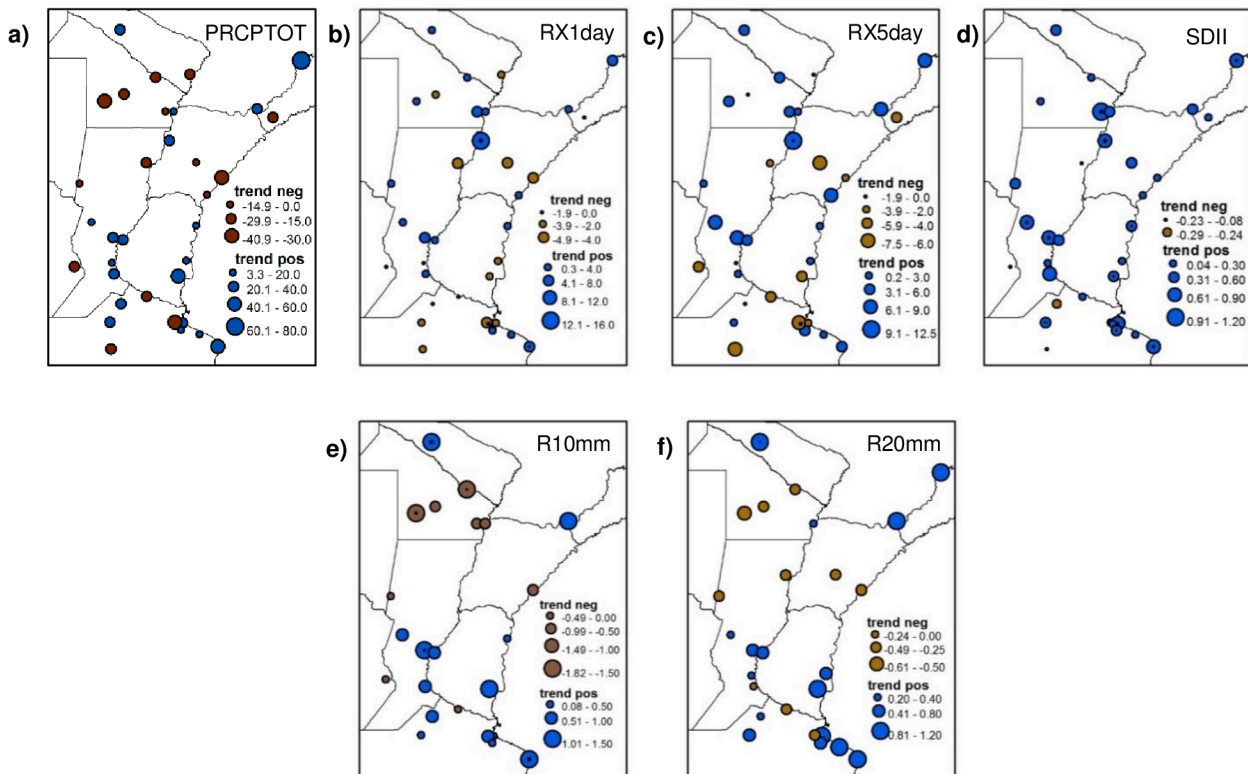


Figura 3.31: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de precipitación absolutos y de umbral (unidad/década): **a)** precipitación acumulada anual, **b)** cantidad máxima de precipitación en un día, **c)** cantidad máxima de precipitación en 5 días, **d)** índice de intensidad de precipitación diaria, **e)** N° de días con precipitación intensa, **f)** N° de días con precipitación muy intensa. Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas al menos al 5%.

Las Figuras 3.32a-d exponen la distribución espacial de las tendencias para los índices de duración y de percentiles de precipitación. La mayor parte del NEA, excepto Misiones y Formosa, presenta evidencias de un incremento en el número de días consecutivos secos (Figura 3.32a). Este aumento adquiere intensidad y significancia en el norte de Santa Fe y sur de Chaco, con tendencias positivas de entre 3 y 4.5 días/década, dos de ellas significativas al 1% y tres al 5% (Tabla 3.6). Los días consecutivos húmedos muestran solo 9 tendencias en la región, positivas al sur y negativas al norte. Solo una por signo es significativa, con 7 de menor relevancia (Tabla 3.6). La cantidad de precipitación anual en los días muy húmedos presenta solo 3 tendencias significativas y signos divergentes de cambio en la región (Figura 3.32c), distribuidos heterogéneamente; por lo que no se los puede asociar a ningún patrón de variación. Por su parte, el índice R99p exhibe 9 estaciones con tendencias de baja relevancia distribuidas en la región y una estación con una

tendencia positiva significativa al 1% en el oeste de Corrientes, que sugiere un incremento de entre 30 y 50 mm anuales de precipitación en los días extremadamente húmedos.

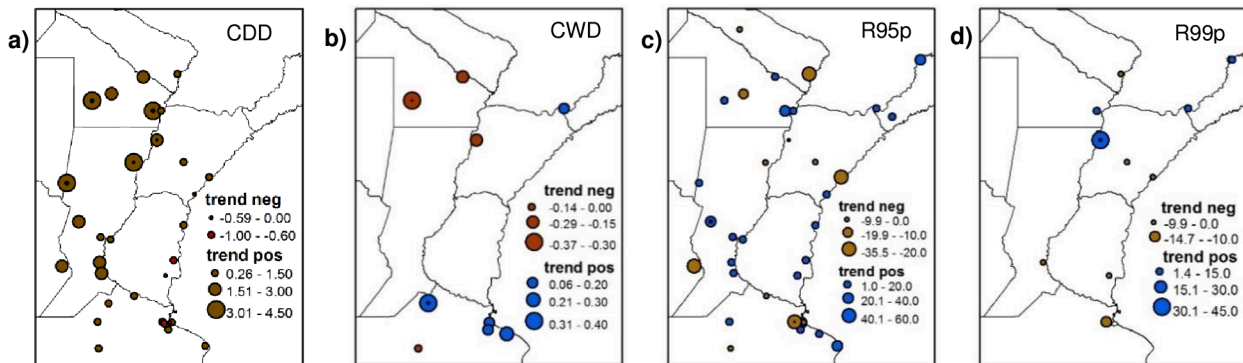


Figura 3.32: Distribución espacial de tendencias de Zhang para los índices de precipitación de duración y de percentiles (unidad/década): **a)** días secos consecutivos, **b)** días húmedos consecutivos, **c)** días muy húmedos y **d)** días extremadamente húmedos. Las estaciones marcadas con un punto de color negro presentan tendencias significativas al menos al 5%.

3.6.3 Discusión

Consistentemente con los cambios documentados en la mayor parte del mundo por Alexander et al. (2006) y Donat et al. (2013), los resultados de esta sección mostraron que en el NEA se registraron tendencias decrecientes en la cantidad de días y noches frías y un incremento de los días y noches cálidos desde 1963 hasta la actualidad. También existen evidencias que el mayor porcentaje de las áreas terrestres muestran cambios significativos en los extremos referidos a temperaturas mínimas, mayores que los cambios en las Tmax (Alexander et al., 2006). En el NEA, el análisis de las series temporales expuso que los índices relacionados con la Tmin (TN) presentó un cambio significativo a principios de la década de 1960, que se estabilizó a partir de 1983 y se mantuvo hasta la actualidad, mientras que el salto importante en los valores medios de los índices referentes a la Tmax se produjo en el año 2000. Debido a esto, los análisis de tendencias podrían considerar más importante el cambio en las Tmin, al estar más claramente diferenciado en el tiempo.

Skansi et al. (2013) indican que se produjeron fuertes reducciones de las noches frías e incrementos de las noches cálidas en el SESA, mientras que los días fríos mostraron tendencias negativas moderadas y los días cálidos presentaron tendencias positivas débiles (significativas al 5%), en el período 1950-2009 y en las series promedio espacial. El NEA, subregión del SESA, mostró tendencias similares, analizadas en esta sección en el período 1963-2013. Particularmente, las tendencias negativas de las noches frías son más significativas y homogéneamente distribuidas en la región. En el SESA, en promedio, las noches tropicales (TR20) tienden a aumentar en mayor proporción que los días de verano, con tendencias fuertes para el primer índice y moderadas para el segundo (Skansi et al., 2013). El análisis de la distribución de las tendencias de Zhang de esta sección presentó evidencias que las noches tropicales en el NEA registran un patrón de cambio positivo homogéneo y significativo, mientras que el análisis de la serie temporal media espacial sugiere, a través de la tendencia no lineal asociada al SSA, que este cambio se produjo entre 1963 y 1983, año a partir del cual se estabilizaron las anomalías. Con respecto a los días de verano, la distribución de las tendencias no se mostró homogénea en el NEA, pero, en promedio espacial, la tendencia no lineal hallada manifestó un importante cambio positivo a partir del comienzo de la década del 2000.

En su estudio en el SESA, Skansi et al. (2013) indican una clara y significativa señal de incremento en las precipitaciones y en la mayor parte de los índices de precipitación. Los resultados de esta sección muestran que este patrón de cambio no se encontró tan claramente definido en el NEA, incluso manifestándose un descenso de los valores medios de las anomalías en la mayoría de los índices de precipitación (PRCPTOT, RX1day, R10, R20, R100, R95p, R99p) a partir de los últimos años de la década del 2000.

3.6.4 Conclusiones

La distribución espacial de la temperatura en el NEA se encuentra dominada por un gradiente latitudinal sur-norte claramente diferenciado; todos los índices de temperatura analizados en esta sección (excepto los de percentiles) se ajustaron a esta distribución. En el sur de la región, se registraron entre 100 y 150 días con temperaturas máximas superiores a 25 °C, con mínimos de TXx entre 35 °C y 38 °C en Buenos Aires; mientras que en el norte del NEA oscilaron entre 250 y 300 días (entre el 68% y el 82% del año), con valores extremos de la máxima temperatura máxima anual promedios en el período de 42.5 °C en Formosa. Por otro lado, los valores extremos asociados a la mínima Tmin anual promedio, que define la noche más fría del año, presentaron un rango térmico de 6 °C, con mínimos en el centro de Buenos Aires y sur de Santa Fe de entre -4 °C y -6 °C y máximos cercanos a los 0 °C en estaciones de Formosa, Misiones y Corrientes. Además, se observó que las estaciones de alta latitud ubicadas en Formosa y Chaco presentaban importantes valores de TNn (entre -2 °C y -4°C), posiblemente debido al factor influyente de la continentalidad. La mayor parte de las heladas se produjo en el centro-norte de la provincia de Buenos Aires y sur de Santa Fe, con entre 21 y 25 heladas por año; mientras que en el norte del NEA fueron muy escasas, con promedios de entre 0 y 5 eventos por año. Los índices de percentiles de temperatura presentaron una distribución espacial heterogénea con baja variabilidad en la región, sin presencia de patrones zonales definidos.

La Tmax media anual exhibió una tendencia no lineal muy diferenciada en el análisis de la serie temporal media espacial con SSA, señalando un incremento en las anomalías (con respecto al período base de referencia 1981-2010) a partir del año 2000, que se mantiene hasta la actualidad. Un comportamiento similar siguieron todos los índices extremos asociados con la Tmax (TXx, TXn, SU25, SU35, TX90p). La serie temporal de anomalías de Tmin media anual también presentó una significativa tendencia no lineal, cuyo comportamiento comienza incrementándose en los primeros años de la década del 1960 hasta el año 1983, manteniéndose estable hasta la actualidad en valores medios de anomalías positivas. El mismo comportamiento temporal presentaron todos los índices asociados a la Tmin (TNn, TNx, FD0, TR20, TN90p). Además, la Tmin media anual exhibió un importante ciclo de 4 años que explica el 33% de la varianza total de la serie del análisis efectuado con el SSA; hallándose este mismo ciclo en todos los índices asociados a la temperatura mínima (TNn, TNx, FD0, TN10p). También, el índice TNn presenta mayor variabilidad temporal que la de TNx, representada por la amplitud de los ciclos dominantes. En consecuencia, los días más fríos serían más variables que las noches más frías en el NEA.

De manera general, se observó una tendencia hacia un calentamiento medio en el NEA. Se produjo un notorio incremento de los días de verano a partir del año 2000 que se mantuvo hasta la actualidad, un incremento hacia anomalías positivas de las noches tropicales en 1973 y hasta 1983, estabilizándose hasta 2013 y un decrecimiento muy importante de las noches frías en promedio en toda la región entre 1963 y 1983, permaneciendo estable desde ese año hasta la actualidad. Este comportamiento sugiere incrementos considerables de eventos relacionados con temperaturas

máximas, como olas de calor, ya que también se incrementó el número de días de verano con $T_{max} > 35^{\circ}$ y la magnitud de las temperaturas en estos días. Además, el decrecimiento de los índices de T_{min} indica un incremento de las noches cálidas y una disminución de las noches frías, junto al aumento de las magnitudes de las temperaturas mínimas medias anuales.

La precipitación en el NEA presentó un gradiente longitudinal oeste-este y la mayor parte de los índices ETCCDI (incluso los de percentiles) se ajustaron a esta distribución. La precipitación media anual registró mínimos entre 900 y 1000 mm en el oeste de Santa Fe y Chaco y máximos entre 1750 y 2000 mm en las estaciones ubicadas en la provincia de Misiones. La cantidad máxima de precipitación en un día adquirió valores medios (en referencia al período 1963-2013) entre 75 y 120 mm, mientras que la acumulada en 5 días osciló entre 120 y 200 mm. En el oeste de la región se registraron entre 25 y 30 días anuales con precipitación mayor a 10 mm, mientras que en el este (provincia de Misiones) entre 51 y 60. La mínima cantidad de días con precipitación muy intensa (entre 14 y 18 días) se registró en la mayoría de las estaciones del oeste de Santa Fe y Chaco y centro-norte de Buenos Aires, mientras que en Misiones ocurrieron entre 31 y 36 días al año. La cantidad de días secos consecutivos presentó valores mínimos promedios entre 1963-2013 en el rango de 21 a 24 días, mientras que en el oeste se registraron entre 41 y 48 días consecutivos con ausencia de precipitaciones. Además, la cantidad promedio de días húmedos consecutivos varió entre 4 días en el oeste y 6 días en la provincia de Misiones.

En general, los índices de precipitación no presentaron tendencias no lineales de importancia asociadas a T-PCs del análisis con SSA. El comportamiento temporal medio, determinado por los promedios móviles de 10 años en las series, indicó una tendencia creciente desde 1963 hasta aproximadamente 2003, donde comenzó a decaer hacia anomalías negativas hasta 2013. Este comportamiento es muy similar al presentado por la tendencia del patrón temporal dominante de la variabilidad espacio-temporal de la precipitación anual, con una actualización de la serie hasta el año 2013. La mayoría de los índices de precipitación (absolutos, de umbral, de percentiles y de duración) tuvo una evolución temporal similar. Particularmente, la serie temporal de cantidad máxima de precipitación en 5 días mostró un ciclo oscilatorio de aproximadamente 2 años, con mayor relevancia desde la década del 2000. Además, la presencia de una tendencia no lineal en el índice SDII indicó un continuo aumento de la intensidad media diaria de la precipitación en el NEA, entre 1963 y 2013, junto a un comportamiento cíclico de 5 años, determinado por un par oscilatorio dominante que explica el 34% de la varianza total de la serie. También la serie temporal de anomalías de días consecutivos secos presentó un comportamiento medio con un incremento continuo desde 1970, lo que sugeriría un incremento en la duración de los eventos secos de corto período (intra-anuales) en el NEA.

Las tendencias lineales robustas estimadas con el método propuesto por Zhang et al. (2000) y refinado por Wang y Swail (2001) indicaron un cambio positivo en las temperaturas máximas y mínimas medias anuales, más significativo para éstas últimas, en todo el NEA. Un aumento significativo de los valores extremos de TX_x se observa en el norte del NEA (hasta $0.5^{\circ}C$ por década) y además, tendencias negativas significativas de TX_n , lo que supone una intensificación de los días más fríos del año. En consecuencia, en esta región, los extremos cálidos y fríos se intensificaron en el período analizado. Además, los días de verano con temperaturas máximas superiores a $25^{\circ}C$ y $35^{\circ}C$ presentaron tendencias positivas en la mayor parte de las estaciones de la región. También se produjo un notorio incremento de las noches tropicales, con tendencias positivas en todas las estaciones analizadas, 22 de ellas con una significancia estadística al nivel de confianza del 1% y 2 al 5%. Asimismo, se produjo una importante disminución de las noches

frías y los días fríos, mientras que los días y noches cálidas sufrieron un incremento considerable. Los cambios asociados a T_{min} presentaron mayores magnitudes y significancia que los asociados a T_{max}, según los resultados de las tendencias de Zhang.

En congruencia con el análisis de las series temporales de precipitación, la distribución de tendencias robustas lineales de Zhang no presentó patrones homogéneos de cambios, a excepción del índice SDII, que mostró una señal de cambio positiva en toda la región, con 11 tendencias significativas y 23 no significativas. Los mayores incrementos de la intensidad media diaria de las precipitaciones se dieron en el norte del NEA. Además, la mayor parte del NEA, excepto Misiones y Formosa, presentó evidencias de un incremento en el número de días consecutivos secos, con mayor intensidad y significancia en el norte de Santa Fe y sur de Chaco.

3.7 Referencias

- Agnew C., 2000. Using the SPI to identify drought. *Drought Network News*, 12, 6–12.
- Alexander, L.V., Zhang, X, Peterson, T.C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar, K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., Vazquez-Aguirre, J. L., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 111, D05109 <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006290>.
- Allen R., DeGaetano, A., 2000. A method to adjust long-term temperature extreme series for nonclimatic inhomogeneities. *Journal of Climate* 13, 3680–3695.
- Auer, I., Böhm, R., Jurković, A., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Brazdil, R., Bochnicek, O., Cegnar, T., Gajić-Čapka, M., Zaninović, K., Majstorović, Ž., Szalai, S., Szentimrey, T. and Mercalli, L., 2005. A new instrumental precipitation dataset for the greater alpine region for the period 1800–2002. *Int. J. Climatol.*, 25: 139–166.
- Barrucand, M., Rusticucci, M., Vargas, W., 2008. Temperature extremes in the south of South America in relation to Atlantic Ocean surface temperature and Southern Hemisphere circulation, *J. Geophys. Res.*, 113, D20111, doi: 10.1029/2007JD009026.
- Barros V., 2006. Introducción. El cambio climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Diaz (Eds.), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 11-18.
- Bordi I., Fraedrich, K., Jiang, J.-M., Sutera, A., 2004. Spatio-temporal variability of dry and wet periods in eastern China. *Theor. Appl. Climatol.* 79, 81–91.
- Bordi I., Fraedrich, K., Petitta, M., Sutera, A., 2006. Large-scale assessment of drought variability based on NCEP/NCAR and ERA-40 re-analyses. *Water Resources Management* 20, 6, 899–915.
- Bordi, I., F. Fraedrich y A. Sutera, 2009. Observed Drought and Wetness Trends in Europe: An Update. *Hydrology and Earth Systems Sciences*, 13, 8, 1519–1530.
- Bordi I., Sutera. A., 2012. Drought Assessment in a Changing Climate. *Climate Variability - Some Aspects, Challenges and Prospects*, Dr. Abdel Hannachi (Ed.), ISBN: 978-953-307-699-7, InTech, Av. from: <http://www.intechopen.com/books>.
- Bronaugh, D., Werner, A., 2013. Zhang + Yue- Pilon trends package, Package “Zyp” version 0.10-1. License LGPL-2.1, URL <http://r-project.org>.
- Brown, P. J., Bradley, R. S., Keimig, F. T., 2010. Changes in Extreme Climate Indices for the Northeastern United States, 1870–2005. *J. Climate*, 23, 6555–6572.
- Camilloni, I., Barros, V., 2003. Extreme discharge events in the Paraná River and their climatic forcing. *Journal of Hydrology*, 278, 94-106.

- Caffera, R. M., Berbery, E. H., 2006. Climatología de la Cuenca del Plata. El cambio climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Diaz Ed., Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 19-36.
- Cavalcanti, I., Carril, A., Barreire, M., Bettolli, M. L., Cherchi, A., Grimm, A., Tedeschi, R., Jacob, D., Menéndez, C. G., Penalba, O., Pessacg, N., Pfeifer, S., Remedio, A., Renom, M., Rivera, J., Robledo, F. A., Ruscica, R., Solman, S., Sörensson, A., Tencer, B., Zaninelli, P., 2011. CLARIS LPB WP6: Processes and Future Evolution of extreme Climate Events in La Plata Basin. CLIVAR Exchanges, 57, 22-24. CEPAL (Comisión Económica para América Latina y el Caribe), 2003. Las inundaciones de 2003 en Santa Fe, Argentina. <http://www.gfdr.org>. Acceso diciembre de 2013.
- Coronel, G., Menéndez, G., 2006. Fisiografía e Hidrología de la Cuenca del Plata. El cambio Climático en la Cuenca del Plata. V. Barros, R. Clarke y P. Diaz Ed., Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), 49-64.
- Donat, M.G., Alexander, L., Yang, H., Durre, I., Vose, R., Caesar, J., 2013. Global Land-Based Datasets for Monitoring Climatic Extremes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 94, 997–1006.
- Eischeid, J., Pasteris, P., Diaz, H., Plantico, M., Lott, N., 2000. Creating a serially complete, national daily timeseries of temperature and precipitation for the western United States. Journal of Applied Meteorology 39, 1580–1591.
- Edwards D., McKee T., 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple timescales. Colorado State University, Fort Collins. Climatology Report No. 97-2, 155 pp.
- Fischer, T., Gemmer, M., Su, B., Scholten, T., 2013. Hydrological long-term dry and wet periods in the Xijiang River basin, South China. Hydrol. Earth Syst. Sci., 17, 135-148.
- García N., Mechoso, C., 2005. Variability in the discharge of South American rivers and in climate. Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques, 50, 3, 459-477.
- Ghil, M., Allen, M., Dettinger, M., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M., Robertson, A. Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2001. Advanced Spectral Method for Climatic Time Series. Rev. of Geop., 40,1, 1-41.
- Guttman, N., 1999. Accepting the Standardised Precipitation Index: a calculation algorithm. J. Am. Water Resour. As., 35, 311–322.
- Hayes, M., Svoboda, M., Wilhite, D., Vanyarkho, O., 1999. Monitoring the 1996 Drought Using the Standardized Precipitation Index. Bull. Amer. Meteor. Soc. 80, 429–438.
- Hayes M, Svoboda M, Wall N, Widhalm M., 2011: The Lincoln declaration on drought indices: universal meteorological drought index recommended. Bull Am Meteorol Soc., 92, 485–488.
- Haylock, M. R., Peterson, T. C., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y. M. T., Baez, J., Barros, V. R., Berlato, M. A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V. J., Grimm, A. M., Karoly, D., Marengo, J. A., Marino, M. B., Moncunill, D. F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J. L., Trebejo, I., Vincent, L. A., 2006. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960–2000 and links with sea surface temperature. J. Climate, 19, 1490–1512.
- Huang, J., Sun, S., Xue, Y., Zhang, J., 2014. Spatial and temporal variability of precipitation indices during 1961–2010 in Hunan Province, central south China. Theor Appl Climatol. doi 10.1007/s00704-013-1087-6.
- Hyndman, R. J., Fan, Y., 1996. Sample quantiles in statistical packages. The American Statistician, 50, 361-367.
- IPCC, 2012. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. In: Field, C., Barros, V. et al (Eds.). A Special Report of Working Groups I and II of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA (582 pp.).

- Jones, P., Harris, I., 2012: CRU Time Series high-resolution gridded data version 3.2, NCAS British Atmospheric Data Centre, University of East Anglia Climatic Research Unit (CRU), available in <http://badc.nerc.ac.uk>.
- Keyantash, J., Dracup, J. A., 2002. The quantification of drought: an evaluation of drought indices. *B. Am. Meteorol. Soc.* 83, 1167–1180.
- Khan, S., Kuhn, G., Ganguly, A.R., Erickson III, D.J., Ostrouchov, G., 2007. Spatio-temporal variability of daily and weekly precipitation extremes in South America. *Water Resources Research* 43, W11424 <http://dx.doi.org/10.1029/2006WR005384>.
- Klein Tank, A.M.G., Zwiers, F.W., Zhang, X., 2009. Guidelines on Analysis of Extremes in a Changing Climate in Support of Informed Decisions for Adaptation, WMO-TD No. 1500/WCDMP-No. 72, Geneva. 52 pp.
- Krepper, C., Sequeira, M., 1998. Low-frequency variability of rainfall in Southeastern South America. *Theor Appl Climatol.* 61, 19–28.
- Krepper, C., Garcia, N., 2004. Spatial and temporal structures of trends and interannual variability of precipitation over the La Plata Basin. *Quarterly International.* 114, 11–21.
- Krepper, C. M, Zucarelli, G. V, 2010. Climatology of water excesses and shortages in the La Plata Basin. *Theor Appl Climatol.* 102, 13-27.
- Latrubesse, E., Brea, D., 2010. Floods in Argentina. *Natural Hazard and human-exacerbated disaster in Latin America*. E. Latrubesse (Ed.), 1ra Ed., Elsevier, 510 pp.
- Livada, I., Assimakopoulos, V. D., 2007. Spatial and temporal analysis of drought in Greece using the Standardized Precipitation Index (SPI). *Theor. Appl. Climatol.* 89, 143–153.
- Llano, M. P., Penalba, O. C., 2011. A climatic analysis of dry sequences in Argentina. *Int. J. Climatol.*, 31: 504–513.
- Lloyd-Huges, B., Saunders, M., 2002. A drought climatology for Europe. *Int J Clim.* 22, 1571–1592
- McKee T., Doesken N., Kleist J., 1993. The relation of drought frequency and duration to time scales. *Proceeding of the Eight Conference on Applied Climatology*. 17–22 January, Anaheim, California. Amer Meteor Soc. Boston, Massachusetts, pp 179–184.
- McGree, S., Whan, K., Jones, D., Alexander, L. V., Imielska, A., Diamond, H., Ene, E., Finaulahi, S., Inape, K., Jacklick, L., Kumar, R., Laurent, V., Malala, H., Malsale, P., Moniz, T., Ngemaes, M., Peltier, A., Porteous, A., Pulehetoa-Mitiepo, R., Seuseu, S., Skilling, E., Tahani, L., Teimitsi, F., Toorua, U. and Vaiimene, M., 2014. An updated assessment of trends and variability in total and extreme rainfall in the western Pacific. *Int. J. Climatol.*, 34: 2775–2791.
- Minetti, J., Vargas, W., 1998. Trends and jump in the annual precipitation in South America, south of the 15°S. *Atmósfera*, 11, 205–221.
- Penalba, O.C., Robledo, F.A., 2010. Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. *Climate Change* 98 (3–4), 531–550.
- Paulhus JL, Kohler MA, 1952. Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review.* 80, 129–133.
- Raziei T., Bordi I., Pereira L., Sutera A., 2010. Space-time variability of hydrological drought and wetness in Iran using NCEP/NCAR and GPCC datasets. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1919–1930.
- Raziei, T., Daryabari, J., Bordi, I., Modarres, R., Pereira, L., 2014. Spatial patterns and temporal trends of daily precipitation indices in Iran. *Climatic Change*. DOI 10.1007/s10584-014-1096-1.
- Robertson, A., Mechoso, C., 1998. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. *J. Climate*, 11, 2570–2581.
- Rusticucci, M., Barrucand, M., 2004. Observed trends and changes in temperature extremes over Argentina. *Journal of Climate* 17 (20), 4099–4107.

- Santos J., Pulido-Calvo I., Portela M., 2010. Spatial and temporal variability of droughts in Portugal. *Water Resour Res.* 46:W03503, doi:10.1029/2009WR008071.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., Ziese, M., 2011. GPCP Full Data Reanalysis Version 6.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. DOI: 10.5676/DWD_GPCP/FD_M_V6_050
- Seager, R., Naik, N., Baethgen, W., Robertson, A., Kushnir, Y., Nakamura, J., Jurburg, S., 2010. Tropical Oceanic Causes of Interannual to Multidecadal Precipitation Variability in Southeast South America over the Past Century. *J. Climate.* 23, 5517–5539.
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association* 63, 1379–1389.
- Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S. Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., Zhang, X., 2012. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. In: Field, C. B., Barros, et al (Eds.), A Special Report of Working Groups I and II of the IPCC. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 109–230.
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zhang, X., Zwiers, F. W., Bronaugh, D., 2013. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 1716–1733.
- Sirdaş, S., K., Şen, 2003. Spatio-temporal drought analysis in the Trankya region, Turkey. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques.* 48, 809-820.
- Skansi, M. M., Brunet, M., Sigró, J., Aguilar, E., Arevalo Groening, J. A., Betancour, O. J., Castellón Geier, Y. R., Correa Amaya, R. L., Jácome, H., Malherios Ramos, A., Oria Rojas, C., Pasten, A., Sallons Mitro, S., Villaroel, C., Martínez, R., Alexander, L. V., Jones, P. D., 2013. Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global and Planetary Change* 100, 295–307.
- Sönmez, F., Kömüscü, A., Erkan, A., Turgu, E., 2005. An Analysis of Spatial and Temporal Dimension of Drought Vulnerability in Turkey Using the Standardized Precipitation Index. *Natural Hazards.* 35, 243–264.
- Stephenson, T. S., Vincent, L. A., Allen, T., Van Meerbeeck, C. J., McLean, N., Peterson, T. C., Taylor, M. A., Aaron-Morrison, A. P., Auguste, T., Bernard, D., Boekhoudt, J. R. I., Blenman, R. C., Braithwaite, G. C., Brown, G., Butler, M., Cumberbatch, C. J. M., Etienne-Leblanc, S., Lake, D. E., Martin, D. E., McDonald, J. L., Ozoria Zaruela, M., Porter, A. O., Santana Ramirez, M., Tamar, G. A., Roberts, B. A., Sallons Mitro, S., Shaw, A., Spence, J. M., Winter, A. and Trotman, A. R., 2014. Changes in extreme temperature and precipitation in the Caribbean region, 1961–2010. *Int. J. Climatol.*, 34: 2957–2971.
- Ting, M., Kushnir, Y., Seager, R., Li, C., 2009. Forced and internal twentieth-century trends in the North Atlantic. *J. Clim.* 22,1469–1481.
- Tedeschi, R., Cavalcanti, I. y Grimm, A., 2013. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. *Int. J. Climatol.*, 33, 1382–1400.
- Telesca, L., Vicente-Serrano, S., López-Moreno, J., 2013. Power spectral characteristics of drought indices in the Ebro river basin at different temporal scales. *Stoch Environ Res Risk Assess.* 27, 1155-1170.
- Vera, C., Barangeb, M., Dubec, O.P., Goddardd, L., Griggse, D., Kobyshevaf, N., Odadag, E., Pareyh, S., Polovinai, J., Povedaj, G., Seguink, B., Trenberthl, K., 2010. Needs Assessment for Climate Information on Decadal Timescales and Longer. *Procedia Environmental Sciences.* 1, 275–286.
- Venencio, M.V., García, N., 2005. Impacto de las sequías en la recarga natural al acuífero libre. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos.* 10, 49-60.

- Venencio, M. V., García, N., 2012. Interannual variability and predictability of water table levels at Santa Fe Province (Argentina) within the climatic change context. *Journal of Hydrology*. 409, 62–70.
- Vicente-Serrano, S., 2006. Spatial and temporal analysis of droughts in the Iberian Peninsula (1910–2000). *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques* 51, 83–97.
- Vicente-Serrano S., Beguería, S., López-Moreno, J., 2010. A multiscalar drought index sensitive to global warming: the Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *J Clim.* 23, 1696–1718.
- Vicente-Serrano, S., Beguería, S., López-Moreno, J., García-Vera, M., Stepanek, P., 2009. A complete daily precipitation database for northeast Spain: reconstruction, quality control, and homogeneity. *Int. J. Climatol.* 30, 1146-1163.
- Viglizzo, E., Frank, F. C., 2006. Ecological interactions, feedbacks, thresholds and collapses in the Argentine Pampas in response to climate and farming during the last century. *Quat. Int.* 158, 122–126.
- Vincent, L. A., Peterson, T. C., Barros, V. R., Marino, M. B., Rusticucci, M., Carrasco, G., Ramirez, E., Alves, L. M., Ambrizzi, T., Berlato, M. A., Grimm, A. M., Marengo, J. A., Molion, L., Moncunill, D. F., Rebello, E., Anunciação, Y. M. T., Quintana, J., Santos, J. L., Baez, J., Coronel, G., Garcia, J., Trebejo, I., Bidegain, M., Haylock, M. R., Karoly, D., 2005. Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960–2000. *J. Climate*, 18, 5011–5023.
- Von Storch, H., Zwiers, W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, United States of America.
- Wang, X. L., Swail, V. R., 2001. Changes of extreme wave heights in Northern Hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes. *J. Clim.*, 14, 2204–2220.
- Wang, S., Zhang, M., Wang, B., Sun, M., Li, X., 2013. Recent changes in daily extremes of temperature and precipitation over the western Tibetan Plateau, 1973-2011. *Quaternary International*, 313-314, 110-117.
- Wilks, D. S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier Inc, UK.
- Wilhite, D. A., 2000. Drought as a natural hazard: Concepts and definitions, in: Wilhite, D. A. (Ed) *Drought: A global assessment*. Routledge, New York, USA, pp. 1–18.
- Young, K. C., 1992. A three-way model for interpolating monthly precipitation values. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 2561–2569.
- Zhai, J., Su, B., Krysanova, V., Vetter, T., Gao, C., Jiang, T., 2010. Spatial variation and trends in PDSI and SPI indices and their relation to streamflow in 10 large regions of China. *J. Climate*. 23, 649–663.
- Zhang, X., Vincent, L.A., Hogg, W.D., Niitsoo, A., 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-Ocean* 38, 395–429.
- Zhang, X., Yang, F., 2004. RCLimDex (1.0), Manual del Usuario. Versión en Español por: Santos, J. L. Disponible en <http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>. Acceso: Diciembre 2013.
- Zhang, X., Zwiers, F. W., 2004. Comment on “‘Applicability of prewhitening to eliminate the influence of serial correlation on the Mann- Kendall test’” by Sheng Yue and Chun Yuan Wang, *Water Resour. Res.*, 40, W03805, doi:10.1029/2003WR002073.
- Zhang, X., Hegerl, G., Zwiers, F.W. Kenyon, J., 2005. Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes. *J. Climate*, 18, 1641-1651.
- Zhang, X., Alexander, L.V., Hegerl, G.C., Klein-Tank, A., Peterson, T.C., Trewin, B., Zwiers, F.W., 2011. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2, 851–870 <http://dx.doi.org/10.1002/wcc.147>.

Capítulo 4: Escenarios retrospectivos y futuros del clima regional

4.1 Introducción

La variabilidad climática en varias escalas temporales y, particularmente los EE, han afectado los sistemas naturales y humanos de SA, impactando grandes sectores de la población, especialmente los más vulnerables y expuestos a amenazas climáticas como inundaciones, sequías, olas de calor, entre otras (Magrín et al., 2014). Particularmente, el NEA es altamente vulnerable a EPE en escalas temporales relevantes para las actividades agrícolas y el centro-este de la región a EPE hidrológicos (Lovino et al., 2014).

Los modelos del CMIP5 (Taylor et al., 2012a) han sido extensamente evaluados a escala global, cubriendo simulaciones del clima medio, el CC histórico, la variabilidad en múltiples escalas temporales y los modos regionales de variabilidad (Flato et al., 2013). Diversos estudios de evaluación se han llevado a cabo a escala continental o regional. En Norteamérica, se ha evaluado la habilidad de los modelos del CMIP5 para replicar el comportamiento observado del clima regional y continental y de los procesos climáticos relacionados para el pasado reciente; en términos de la climatología de las variables básicas superficiales e hidrológicas y sus extremos en escalas diarias a estacionales (Sheffield et al., 2013a) y analizando su variabilidad intraestacional a decadal (Sheffield et al., 2013b). En SA, Yin et al. (2013) y Joetzjer et al. (2013) centraron sus estudios de evaluación en la Amazonia, Jones y Carvalho (2013) en el comportamiento del sistema monzónico de SA y Wilcox et al. (2012) en la corriente austral. Particularmente en el SESA, Gulizia y Camilloni (2014) investigaron la habilidad de los modelos del CMIP3 (Meehl et al., 2007) y del CMIP5 para representar los patrones espaciales de la precipitación anual, de verano y de invierno al sur del Ecuador. Además, Penalba y Rivera (2013) evaluaron la capacidad de un ensamble de GCMs del CMIP5 para representar las características de las sequías a través del SPI a escalas temporales de 3 y 12 meses.

Experiencias de regionalización (reducción de escala) dinámica en SA fueron abordadas por varios autores con el propósito de construir escenarios futuros de CC y han sido uno de los temas centrales del proyecto CLARIS-LPB (Solman et al., 2013). Los avances en la modelización del clima en SA utilizando RCMs son resumidos en Solman (2013). La aplicación de RCMs en SA mostró diversos resultados, dependiendo de la elección del modelo regional. Cabré et al. (2014) evaluaron la capacidad del modelo regional MM5 para representar las principales características del clima actual. Varios trabajos valoraron las simulaciones del clima actual utilizando diferentes RCMs anidados al modelo global HadAM3P: Alves y Marengo (2009) aplicaron el HadRM3; da Rocha et al. (2009) utilizaron el RegCM3; Pismanchenko y Tarasova (2009) usaron el Eta CCS (para simulaciones de CC a largo plazo) y Chou et al. (2012) usaron el Eta-CPTEC RCM. Al comparar con observaciones, las simulaciones regionales presentaron errores sistemáticos que podrían estar relacionados con la física de los RCMs (e.g., esquemas convectivos y procesos de superficie) y a las condiciones de borde de los GCMs.

En el NEA se evidencia un escaso desarrollo de métodos estadísticos de reducción de escala, que se emplearon exitosamente en otras partes de mundo (e.g., Moron et al., 2008; Verbist et al., 2010). Actualmente, existe un alto nivel de confianza en cuanto a que la temperatura superficial a escala regional se simula mejor en los modelos del CMIP5 que en los del CMIP3. La precipitación regional media en el SESA no manifiesta mejoras significativas, aunque la mayoría de los modos de variabilidad interanual a decadal se encuentran presentes en los modelos del

CMIP5 y se registra un alto acuerdo en que estos mejoraron la simulación de EE de precipitación (Flato y otros, 2013). Además, estos autores indican que existe un nivel muy alto de confianza en que los modelos del CMIP5 reproducen los patrones observados de gran escala referentes a la temperatura superficial y alta confianza en que la temperatura a escala regional se encuentra mejor simulada que en los modelos del CMIP3. Existe, entonces, un importante potencial para el desarrollo de métodos estadísticos de regionalización de GCMs que complementen los avances de los RCMs.

En los últimos 20 años, una gran cantidad de estudios se ha focalizado en los métodos y las aplicaciones de procesos de reducción de escala dinámica y estadística, muchos de los cuales se presentan en un grupo acotado de trabajos de revisión (e.g. Wilby et al., 2004; Christensen et al., 2007; Maraun et al., 2010; Flato et al., 2013). Particularmente para el caso de los procesos estadísticos, se sugiere una categorización basada en la naturaleza de los predictores seleccionados, que distingue entre el “pronóstico perfecto” (PP, del inglés “perfect prognosis”) y el pronóstico por estadísticas de salidas de los modelos (MOS, por su sigla en inglés). Un enfoque de PP se lleva a cabo cuando se establece una relación entre la variable observada (predictando) y predictores de larga escala observados simultáneamente, que luego se aplica a los predictores simulados en el futuro. El proceso de MOS requiere una relación estadística entre la variable observada y la simulada por los modelos, que luego se aplica al predictor simulado. En principio, MOS ofrece ciertos beneficios potenciales por sobre PP. Ésta técnica puede dar cuenta de los errores inherentes de los modelos y corregir los sesgos. Además, para el caso de precipitación, las parametrizaciones de los modelos utilizan patrones de gran escala de circulación, temperatura y humedad como entrada; la precipitación simulada puede contener la información predictiva de todas las variables climáticas relevantes, que se utilizan de manera separada en los procesos de PP (Eden y Widmann, 2014). La principal e importante desventaja es la escasa habilidad de los GCMs para representar la evolución temporal de los procesos de larga escala del clima y el tiempo en las variables climáticas.

Dado que las simulaciones de los GCMs utilizadas para la generación de escenarios de CC no asimilan adecuadamente las observaciones cuando se realizan las corridas para períodos históricos, en los primeros años del siglo XXI, MOS para GCMs se ha limitado a correcciones de las distribuciones medias (es decir, ilustrando valores medios de largo período u otros aspectos de la distribución). En este contexto, MOS se ha aplicado para la predicción estacional (e.g., Landmann y Goddard, 2002; Shongwe et al., 2006). Sin embargo, Widmann et al. (2003) demostraron que es posible aplicar MOS en un contexto en que cada evento simulado pueda ser relacionado directamente con el evento observado para el mismo período. Widmann et al. (2003) y Eden et al. (2012) han indicado que hay un potencial predictivo en la precipitación simulada con respecto a la variabilidad temporal. En esta línea, Eden y Widmann (2014) presentaron y evaluaron un enfoque extendido de MOS para reducir la escala de precipitación mensual de simulaciones de GCMs, basado en correcciones por validación cruzada utilizando el análisis de máxima covarianza (MCA, por su sigla en inglés) y la regresión por componentes principales (PCR, por su sigla en inglés). Por otro lado, varios estudios de reducción de escala han utilizado el Análisis de Correlación Canónica (CCA), principalmente en procesos de PP (e.g., Landman y Tennant, 2000; Tippet et al., 2003, 2005; Skourkeas et al., 2012; Recalde et al., 2014).

En la actualidad se cuenta con acceso vía Web a proyecciones climáticas de alta resolución obtenidos con métodos de reducción de escala diferentes, por lo que ya no ya no reviste un inconveniente la falta de proyecciones a escala reducida; sino la forma de elegir un conjunto de

datos adecuados, evaluar su credibilidad, y utilizarlos de manera adecuada (Barsugli et al., 2013). Estos autores exponen tres atributos necesarios para que la información sea apropiada: credibilidad, relevancia y legitimidad. Las proyecciones a escala reducida creíbles están supeditadas a los GCMs que representen adecuadamente los procesos a gran escala y las características del sistema climático. Los métodos estadísticos reducen los errores de las simulaciones retrospectivas de los GCMs, aunque permanece la incertidumbre acerca de la asunción de estacionariedad que supondrá la relación derivada de los datos históricos para proyectar a futuro. Otras limitaciones incluyen la posibilidad que las relaciones estadísticas establecidas en el pasado no se mantengan en el futuro debido a efectos regionales de uso de suelo y cambios de cobertura, o a los efectos del calentamiento global (como mayor humedad específica), que podrían afectar la relación entre la circulación de gran escala y las cantidades de lluvia, la intensidad y la frecuencia o la duración (Baethgen y Goddard, 2013).

A pesar de la incertidumbre que se deriva de las proyecciones climáticas globales y regionales, surge la necesidad de formular políticas que atiendan un posible aumento en la variabilidad climática y los EE. El desarrollo de actividades de investigación que transfieran conocimiento científico a los tomadores de decisiones y sustenten la generación de políticas públicas (evaluación y gestión de riesgos) adquiere significativa relevancia en la región. Estas investigaciones deben sostenerse en la mejora de la modelización del clima y la generación de escenarios regionales de alta resolución para el desarrollo de estudios integrados de impacto y evaluación de la vulnerabilidad del CC.

4.2 Modelos de Circulación General del CMIP5

El CMIP5 provee una colección sin precedentes de datos provenientes de modelos climáticos para la evaluación de proyecciones futuras del clima, como así también para la valoración de los GCMs en el clima actual e histórico, la atribución del CC observado y para mejorar la comprensión de los procesos climáticos. La confianza de los modelos se basa en la evaluación de sus desempeños para la reproducción de las características observadas del clima actual. Además, la habilidad de los GCMs para simular el clima histórico y su variabilidad está limitada por algunos aspectos del proceso de modelación, como la resolución de la grilla y las parametrizaciones de los procesos que no se pueden resolver a la escala seleccionada (Gulizia y Camilloni, 2014).

Las experiencias del CMIP5 se realizaron bajo dos focos: 1) simulaciones de período cercano (10 a 30 años), también llamadas experiencias de predicción decadal, alguna de las cuales son inicializadas con el estado observado de los océanos y 2) simulaciones de largo período, a escala de tiempo centenal (Taylor et al., 2009). Las condiciones de cambios, consistentes con las observadas, que se imponen de manera común para el escenario “histórico” (de largo período) incluyen: composición atmosférica (incluyendo CO₂) debida a influencias antropogénicas y volcánicas, forzamiento solar, emisiones o concentraciones de especies de corta vida media, aerosoles naturales y antropogénicos (o sus precursores) y usos del suelo. Este escenario permite la evaluación de la habilidad del modelo para representar el clima histórico y presente observado (y sus cambios) y provee las condiciones iniciales para las proyecciones climáticas con los escenarios de trayectorias de concentración representativas (RCP, Moss et al., 2010, descriptos en el apartado 4.2.2).

En las simulaciones de período cercano (decadales) los modelos no solamente responden a los forzantes climáticos (e.g., concentraciones de CO₂ incrementándose en la atmósfera), como en las de largo período, sino que también indagan en algún grado la trayectoria actual del CC, incluyendo

el componente no forzado de la evolución climática. Por esto, en las proyecciones de las experiencias decadales se intenta realizar una predicción completa del CC, mientras que en las experiencias a largo plazo se proporciona una proyección de las respuestas “forzadas” del clima por los cambios de la composición atmosférica y de uso del suelo (Taylor et al., 2012a).

Las experiencias del CMIP5 fueron desarrolladas por 20 grupos de modelización representando más de 50 modelos climáticos. En este capítulo, el grupo de modelos analizados fue seleccionado de modo de abarcar un conjunto diverso de centros de modelización y tipos de modelo: modelos acoplados atmósfera-océano (AOGCMs), modelos del Sistema Terrestre (ESM), y modelos que incluyen la química atmosférica (ChemAO y ChemESM). La Tabla 4.1 presenta los 26 GCMs que se evaluaron en la región estudiada para este trabajo, junto con las instituciones en las que fueron creados, el tipo de modelo, la resolución y la referencia correspondiente.

4.2.1 Datos simulados del CMIP5: Escenarios retrospectivos

Se emplearon datos de múltiples simulaciones de modelos para el escenario de la base de datos de largo período del CMIP5 y las simulaciones retrospectivas decadales ensambladas de 10 y 30 años, correspondientes al núcleo central de experiencias de evaluación para el período cercano de CC (Taylor et al., 2012a). Ambas simulaciones (de corto y largo período) fueron realizadas utilizando AOGCMs. Algunos de estos modelos fueron acoplados con componentes biogeoquímicos que representan importantes flujos de carbono entre los océanos, la atmósfera y los reservorios de carbono de la biósfera terrestre, permitiendo cerrar el ciclo del carbono en los modelos. Estos modelos se llamaron “Modelos del Sistema Terrestre” (ESM, por su sigla en inglés) y tienen la capacidad de utilizar emisiones de constituyentes que evolucionan en el tiempo.

Las simulaciones históricas se llevaron a cabo para el período 1850-2005, desde el comienzo de la revolución industrial hasta el presente cercano. Particularmente en esta Sección, se evaluó el período temporal 1901-2005, congruente con los datos grillados del CRU TS 3.2 y el GPCC v6. Para el estudio de la climatología de la precipitación y la temperatura se empleó el período cercano 1981-2005 o el período normal 1971-2000. La mayor parte de los modelos realizó varias corridas, en este caso solo se utilizarán resultados de la corrida correspondiente al ensamble r1i1p1. Información completa de la notación utilizada en las experiencias del CMIP5 se puede encontrar en Taylor et al. (2012b). Para el desarrollo de este Capítulo, se utilizaron datos mensuales de precipitación (pr, según la notación de CMIP5) y temperatura superficial media del aire (tas, según el CMIP5) simulados por los modelos de circulación general detallados en la Tabla 4.1.

Las simulaciones decadales son iniciadas con las condiciones de los océanos (representativas de las anomalías observadas) a partir de 1960 y en intervalos de 5 años (hasta 2005) para los ensambles de 10 años y en 1960, 1980 y 2005 para los ensambles retrospectivos y de predicción de 30 años. Las simulaciones de 10 años permiten investigar la habilidad del sistema de predicción retrospectiva para predecir las estadísticas del clima en las escalas en que el estado inicial puede ejercer cierta influencia detectable; mientras que en las simulaciones de 30 años, los forzantes externos producidos por el incremento de GHGs pueden dominar las respuestas, aunque cierta influencia de las condiciones iniciales pueda ser aun de relevancia (Taylor et al., 2012a).

Tabla 4.1: Modelos del CMIP5 evaluados en la región y sus atributos.

	Modelo	Modelo expandido	Institución	Tipo	Resolución horizontal atmosférica (°lon x °lat). Niveles	Referencia
1	ACCESS 1.0	Australian Community Climate and Earth-System Simulator, version 1.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization/Bureau of Meteorology, Australia (CSIRO-BOM)	AOGCM	1.875 x 1.25 L38	Bi et al. 2013
2	BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, Climate System Model, version 1.1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration, China	ESM	2.8125 x 2.8125 L26	Xin et al. 2013
3	BNU-ESM	Beijing Normal University - Earth System Model	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, China	AOGCM	2.8125 x 2.8125 L26	Ji et al, 2014
4	CanESM2	Second Generation Canadian Earth System Model	Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis, Canada	ESM	2.8125 x 2.8125 L35	Arora et al. 2011
5	CCSM4	Community Climate System Model, version 4	National Center for Atmospheric Research, United States	AOGCM	1.25 x 0.94 L26	Gent et al. 2011
6	CESM1-BGC	Community Earth System Model, version 1–Biogeochemistry	Community Earth System Model Contributors [National Science Foundation (NSF), DOE, and NCAR], United States	AOGCM	1.25 x 0.9424 L26	Long, 2012
7	CESM1-FASTCHEM	Community Earth System Model with FASTCHEM	Community Earth System Model Contributors [National Science Foundation (NSF), DOE, and NCAR], United States	ChemESM	1.25 x 0.9424 L26	Lamarque, 2013
9	CMCC-CM	Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici Climate Model	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici, Italy	AOGCM	0.75 x 0.75 L31	Soccimarro et al. 2011
9	CNRM-CM5.2	Centre National de Recherches Meteorologiques Coupled Global Climate Model, version 5.2	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique (CNRM – CERFACS)	AOGCM	1.4062 x 1.4062 L31	Voltaire et al. 2013
10	CSIRO-Mk3.6.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation Mark 3.6.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation / Queensland Climate Change Centre of Excellence, Australia	AOGCM	1.875 x 1.875 L18	Rotstayn et al. 2012
11	EC-EARTH	EC-Earth Consortium	EC-Earth Consortium	AOGCM	1.125 x 1.125 L62	Hazeleger et al. 2010
12	FGOALS-g2	Flexible Global Ocean-Atmosphere–Land System Model, grid-point version 2	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences; and CESS, Tsinghua University, China	AOGCM	2.8125 x 2.8125	Li, 2012
13	GFDL-CM3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Climate Model, version 3	NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, United States	AOGCM	2.5 x 2 L48	Donner et al. 2011

14	GFDL-ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model with Modular Ocean Model 4 component	NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, United States	ESM	2.5 x 2 L24	Dunne et al. 2012
15	GISS-E2-R	Goddard Institute for Space Studies Model E, coupled with the Russell ocean model.	NASA Goddard Institute for Space Studies, United States	ChemAO	2.5 x 2 L40	D. Kim et al. 2012
16	HadGEM2-CC	Hadley Centre Global Environment Model, version 2–Carbon Cycle	Met Office Hadley Centre, United Kingdom	ESM	1.875 x 1.25 L60	Collins et al. 2011
17	HadGEM2-ES	Hadley Centre Global Environment Model, version 2–Earth System	Met Office Hadley Centre, United Kingdom	ChemESM	1.875 x 1.25 L60	Collins et al. 2011
18	INM-CM4	Institute of Numerical Mathematics Coupled Model, version 4.0	Institute for Numerical Mathematics, Russia	AOGCM	2 x 1.5 L21	Volodin et al. 2010
19	IPSL-CM5A-MR	L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model, version 5A, coupled with Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO), mid resolution	L'Institut Pierre Simon Laplace, France	ChemESM	2.5 x 1.2587 L39	Dufresne et al. 2013
20	MIROC4h	Model for Interdisciplinary Research on Climate, version 4 (high resolution)	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Japan	AOGCM	0.5625 x 0.5625 L56	Sakamoto et al. 2012
21	MIROC5	Model for Interdisciplinary research on Climate, version 5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Japan	AOGCM	1.4062 x 1.4062 L40	Watanabe et al. 2010
22	MIROC-ESM-CHEM	Model for Interdisciplinary Research on Climate, Earth System Model, Chemistry Coupled	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo) and National Institute for Environmental Studies, Japan	ChemESM	2.8125 x 2.8125 L80	Watanabe et al. 2010
23	MPI-ESM-LR	Max Planck Institute Earth System Model, low resolution	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	ESM	1.875 x 1.875 L47	Zanchettin et al. 2013
24	MPI-ESM-MR	Max Planck Institute Earth System Model, medium resolution	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	ESM	1.875 x 1.875 L95	Zanchettin et al. 2013
25	MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute Coupled Atmosphere–Ocean General Circulation Model, version 3	Meteorological Research Institute, Japan	AOGCM	1.125 x 1.125 L48	Yukimoto et al. 2012
26	NorESM1-M	Norwegian Earth System Model, version 1 (intermediate resolution)	Norwegian Climate Center, Norway	ESM	2.5 x 1.875 L26	Iversen et al. 2013

4.2.2 Datos simulados del CMIP5: Escenarios futuros

Las proyecciones de largo período referentes al CC requieren la asunción de las actividades humanas o los efectos naturales que pueden alterar el clima en décadas y decenios futuros. La definición de escenarios es importante para la utilización de series temporales específicas de emisiones, usos del suelo, concentraciones de gases atmosféricos o forzantes radiativos en múltiples modelos, permitiendo realizar comparaciones coherentes. Los escenarios más exhaustivos fueron desarrollados por modelos de evaluación integrada, como conjuntos internos consistentes de emisiones y asunciones socioeconómicas, con el objetivo de presentar varios mundos futuros plausibles (Collins et al., 2013).

Para el Quinto Informe de Evaluación del IPCC (AR5), la comunidad científica ha definido un conjunto de cuatro escenarios denominados trayectorias de concentración representativas (RCP, Moss et al., 2010), que se caracterizan por el cálculo aproximado que hacen del forzamiento radiativo total en el año 2100 en relación con 1750, esto es, 2.6 W/m^2 , en el caso del escenario RCP2.6; 4.5 W/m^2 , en el caso del escenario RCP4.5; 6.0 W/m^2 en el caso del escenario RCP6.0, y 8.5 W/m^2 , en el caso del escenario RCP8.5 (IPCC, 2013). Los cuatro escenarios de RCP comprenden un escenario de mitigación conducente a un nivel de forzamiento muy bajo (RCP2.6); dos escenarios de estabilización (RCP4.5 y RCP6.0), y un escenario con un nivel muy alto de emisiones de gases de efecto invernadero (RCP8.5). Los RCPs especifican concentraciones y las correspondientes emisiones, pero no se basan directamente en líneas históricas socioeconómicas, como los escenarios SRES (IPCC, 2000), utilizados en el AR4. En la Figura 4.1 se presenta las proyecciones históricas y futuras del forzamiento radiativo total (W m^{-2}) relativo a la era preindustrial (sobre 1765) entre 1950 y 2100 (Cubasch et al., 2013). Se comparan los escenarios RCP con los correspondientes al Tercer Informe de Evaluación del IPCC (TAR) y al AR4, SRES A1B, A2 y B1 junto con el escenario del Segundo Informe del IPCC (SAR), IS92a. El forzamiento radiativo total de las tres familias de escenarios difiere como resultado del conocimiento sobre las emisiones adquirido entre el TAR y el AR4.

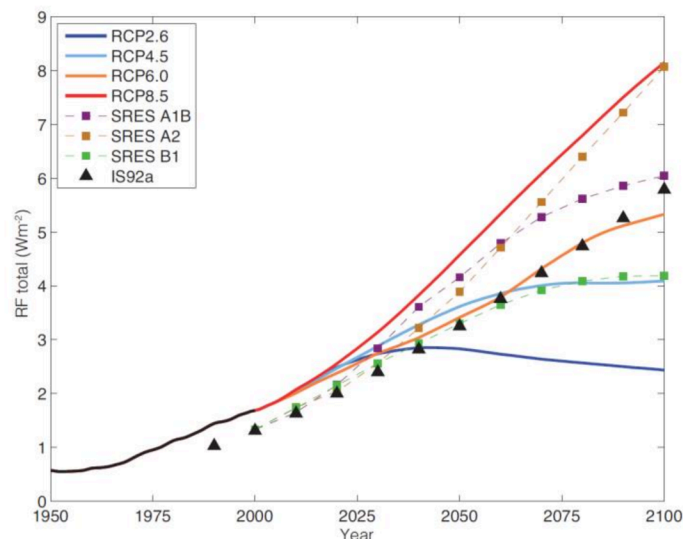


Figura 4.1: Escenarios históricos y proyectados de forzamiento radiativo relativo a la era preindustrial (Fuente: Cubasch et al., 2013).

Para el presente trabajo de tesis se emplearon datos mensuales de los escenarios RCP correspondientes a los modelos que demostraron mejor habilidad para simular el clima histórico de la región. Las variables climáticas utilizadas fueron precipitación y temperatura superficial del

aire a paso del tiempo mensual. Si bien los escenarios contienen información entre 2006 y 2100, se utilizaron los datos hasta el año 2035, a fin de estudiar el CC cercano y poder establecer horizontes de planeamiento. Se puede corroborar en la Figura 4.1 que el forzamiento radiativo de los primeros años del siglo XXI no difiere sustancialmente, excepto para el escenario RCP8.5.

Por otro lado, hay un interés creciente en la exploración del grado en que los estados futuros del clima dependen de los iniciales, focalizándose en lograr predecir adecuadamente la trayectoria actual del clima en el futuro (incluyendo los cambios forzados y naturales) si se inicializan los modelos con, al menos, el estado observado de los océanos. Las predicciones de las experiencias decadales de corto período (10 y 30 años) se plantean este objetivo. Para estas proyecciones se utiliza el escenario RCP4.5, ya que a corto plazo no hay tanta divergencia en el planteo de los escenarios (Figura 4.1). De igual manera que para los modelos simulados por RCPs de largo período, el intervalo temporal utilizado para los modelos decadales fue de 2005-2035. Se plantea así, la posibilidad de establecer comparaciones entre los dos grandes ejes del CMPI5 en la región en estudio, utilizando métodos de reducción de escala.

4.3 Metodología

4.3.1 Evaluación de los GCMs en la región

Un enfoque apropiado debe considerar, en primer lugar, la selección de un sub-conjunto de modelos que representen de manera adecuada los procesos relevantes que afectan a la región de interés (Baethgen y Goddard, 2013). Por ello, se evaluó la habilidad de los GCMs para representar el clima histórico y actual en la región. El análisis de las series temporales se efectuó mediante correlaciones lineales de Pearson a paso mensual y anual con los datos observados grillados del CRU TS 3.2, para el período 1901-2005. También se analizaron los diagramas de dispersión de cada variable y varios tipos de errores estadísticos. Además, se evaluó la climatología de los GCMs en la región en el período 1971-2000 mediante la distribución espacial de las variables y su comparación con los campos observados. Asimismo, se estudió la destreza de los GCMs para representar la marcha anual de las variables en el período anteriormente mencionado, con el fin de seleccionar aquellos que mejor representen el sistema climático histórico y actual de la región.

Los errores medios de los modelos analizados se evaluaron con medidas de verificación como: el error cuadrático medio (RMSE), el error absoluto medio (MAE), el error medio (MBE) y la eficiencia del modelo (ME) (Chen et al., 2013).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (4.1)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad (4.2)$$

$$MBE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \quad (4.3)$$

$$ME = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - O_{med})^2} \quad (4.4)$$

donde P_i es el i^{th} valor simulado, O_i es el i^{th} valor observado O_{med} es el promedio de los valores observados y n es el número de pares de datos.

El RMSE representa un error general ponderado por el cuadrado de los desvíos. El MAE también representa un error global, aunque se considera una medida más robusta de exactitud ya que es menos sensible a las grandes diferencias con la media. Por su parte, el MBE indica la estimación promedio por debajo o sobre la media y la eficiencia del modelo (ME) puede ser equivalente al coeficiente de determinación R^2 si los valores simulados vs los observados caen en la línea 1:1, de lo contrario es generalmente menor a R^2 cuando las simulaciones están sesgadas de esta línea, pudiendo ser valores negativos (Chen et al., 2013).

Además, se construyen y analizan diagramas de Taylor (Taylor, 2001) para la Tmed y la precipitación mensual media areal simulada por los GCMs en la región, tanto para el escenario de largo período como para el decadal. Este diagrama tiene la capacidad de resumir de manera concisa el grado de correspondencia entre los campos simulados y el observado, utilizando las medidas estadísticas de correlación de Pearson y el RMSE entre dos campos, junto con el desvío estándar de cada uno de ellos, que se indican por un solo punto en una gráfica bidimensional (Taylor, 2001).

Se analizó la distribución espacial media de las variables simuladas en el período normal 1971-2000 y se las comparó con los campos observados. Se evaluó la correlación espacial entre cada uno de los modelos seleccionados a través del análisis temporal y los datos observados de precipitación y temperatura media representados por el CRU TS 3.2 y se estimaron los errores RMSE y MBE para la climatología de cada variable. Para estimar las estadísticas espaciales de los GCMs se regrillaron todos los modelos a 1° de resolución, por el método de ponderación de distancia inversa (IDW).

Se aplicó un SSA a las primeras CPs de los campos simulados de precipitación y temperatura media anual en modelos seleccionados que se utilizan para el proceso de reducción de escala, con el objetivo de analizar la capacidad de estos GCMs para representar los patrones espacio-temporales dominantes de las variables estudiadas en la región. Este análisis permite comparar los modos de variabilidad interanual a decadal hallados en los patrones dominantes de las variables simuladas con aquellos detectados en los capítulos anteriores, ayudando a definir los GCMs que mejor representen el comportamiento físico histórico de las variables climáticas regionales.

Baethgen y Goddard (2013) esponen que la variabilidad decadal puede acentuar o atenuar las tendencias antropogénicas de CC a escala regional, especialmente aquellas referidas a períodos de corto plazo (de 10 a 30 años) que interesan especialmente a los encargados de tomas de decisiones sectoriales (agricultura, planificación hídrica, medio ambiente, etc). Las simulaciones decadales del CMIP5 intentan modelar este tipo de variabilidad, atribuída principalmente a forzantes naturales. Por ello, se evaluaron GCMs con este tipo de experiencias, investigándolos de manera análoga a las simulaciones del escenario histórico de largo período, a fin de poder establecer comparaciones y asignar causalidades.

4.3.2 Método estadístico de reducción de escala: Modelo de regresión a través de un Análisis de Correlación Canónica

El clima regional se considera condicionado por el estado de larga escala según $R = F(X)$, donde R representa la variable local, X las variables de larga escala y F es una Función de Transferencia que se establece por la calibración y validación de modelos utilizando observaciones o datos grillados de reanálisis (Fowler et al., 2007). Para la reducción estadística de escala de los campos mensuales retrospectivos y futuros de GCMs se utilizó un modelo de regresión a través de un Análisis de Correlación Canónica (CCA, Wilks, 2006; Von Storch y Zwiers, 1999), mediante un

software desarrollado por el Instituto Internacional de Investigación para el Clima y la Sociedad (IRI), llamado “Climate Predictability Tool, Version 14.1.10” (CPT, Mason et al., 2014). El CCA es una técnica estadística multivariada que se puede utilizar para determinar la combinación lineal (CL) entre un campo predictor (datos de los GCMs) y un predictando (variables locales), procurando encontrar la óptima CL entre los grupos de datos y produciendo la máxima correlación (Landman y Tenant, 2000; Verbist et al., 2010).

Varios trabajos exponen la metodología de reducción de escala con CCA, preferentemente aplicada a establecer las relaciones entre las características de los patrones observados de las variables climáticas a escala regional y los forzantes de gran escala simulados por GCMs u observados (e.g., Von Storch et al., 1993; Galystas et al., 1994; Tippet et al., 2003, 2008). Se desarrollan a continuación los principales tópicos del método aplicado, de manera concisa.

La estimación del modelo estadístico se puede exponer en 2 pasos (Skourkeas et al., 2012): en primer lugar, se define el grupo de predictores representado por el vector $\mathbf{X}_p^{(1)}$ y el grupo predictando por el $\mathbf{X}_q^{(2)}$, siendo $\mathbf{Z}^{(1)}$ y $\mathbf{Z}^{(2)}$ los correspondientes vectores estandarizados. Se utiliza un ACP para reducir la dimensionalidad y remover la dependencia entre las variables estandarizadas en cada grupo de datos a través de unas pocas CL de estas variables, generando nuevas CL $Y_s^{(i)}$, $s = p$ si $i = 1$ y $s = q$ si $i = 2$. Luego, las m CPs estadísticamente significativas del dominio de los predictores y las r ($r \leq m$) de los predictandos se relacionan por medio de un CCA. Basado en los autovectores de la matriz de covarianza de las PCs, $(\boldsymbol{\rho}_{12}\boldsymbol{\rho}_{21})$, el método identifica $\min(m, r) = r$ CL (variables canónicas) de las CPs del predictor que se correlacionan óptimamente con las respectivas CL de las PCs predictandos, definiendo los vectores \mathbf{U}_r y \mathbf{V}_r , cuyas componentes son las variables canónicas y las matrices $\mathbf{A} = (\mathbf{a}_1 \mathbf{a}_2 \dots \mathbf{a}_m)'$ y $\mathbf{B} = (\mathbf{b}_1 \mathbf{b}_2 \dots \mathbf{b}_r)'$, cuyas filas son los pesos canónicos (m autovectores de \mathbf{A} y r autovectores de \mathbf{B}). \mathbf{L}_i es la matriz diagonal con elementos j -th $\lambda_j^{(i)}$, $j = 1, 2, \dots, m$ cuando $i = 1$ y $j = 1, 2, \dots, r$ cuando $i = 2$. Finalmente, $\mathbf{Y}^{(1)}$ e $\mathbf{Y}^{(2)}$ contienen las m y r CPs estadísticamente significativas, respectivamente. Así, las variables canónicas U_j y V_j , $j = 1, 2, \dots, r$ estarán dadas en forma vectorial:

$$\mathbf{U} = \mathbf{A}(\mathbf{L}_1^{1/2})^{-1} \mathbf{Y}^{(1)} \quad (4.5)$$

$$\mathbf{V} = \mathbf{B}(\mathbf{L}_2^{1/2})^{-1} \mathbf{Y}^{(2)} \quad (4.6)$$

La correlación bivariada entre estas variables está expresada por el coeficiente de correlación canónica r_{c_j} , lo que permite estimar V_j a partir del valor de U_j conocido en un tiempo particular, usando un modelo de regresión (Von Storch et al., 1993):

$$\hat{V}_j = r_{c_j} U_j, \quad j = 1, 2, \dots, r \quad (4.7)$$

Finalmente, los resultados del CCA pueden ser usados para predecir linealmente las variables dependientes (predictandos) por medio de la ecuación:

$$\hat{\mathbf{Z}}^{(2)} = \check{\boldsymbol{\rho}}_{22} \mathbf{Q} \mathbf{L}_2^{(-1/2)} \mathbf{B} \hat{\mathbf{V}} \quad (4.8)$$

Donde $\check{\boldsymbol{\rho}}_{22}$ es la matriz de covarianza de las variables estandarizadas $Z_j^{(2)}$, $j = 1, 2, \dots, q$, \mathbf{Q} una matriz cuyas columnas son los autovectores de la matriz $\check{\boldsymbol{\rho}}_{22}$, \mathbf{B} definida anteriormente y \mathbf{L}_2 y $\hat{\mathbf{V}}$ están interpretadas por las ecuaciones (4.6) y (4.7), respectivamente.

El número de CPs que se retuvieron en el diagnóstico por CCA y en el MOS, se determinó utilizando un test de sensibilidad en la habilidad del pronóstico, la validación cruzada. El grupo de datos que se desarrolla está compuesto del record histórico del predictando junto con el record del pronóstico retrospectivo producido por el GCM, al cual se le corregirán los errores sistemáticos para el mismo período en que el predictando fue observado, con la técnica MOS, a través del CCA. Como predictores se utilizaron los datos de temperatura media mensual y precipitación mensual de los GCMs, en conjunto con los datos grillados de las mismas variables del CRU TS 3.2, definiendo un período de preparación y calibración y una ventana de correlación cruzada para validación. En esta etapa, se evaluaron los errores entre los valores observados y los simulados por reducción de escala con las medidas de verificación expuestas en las ecuaciones 4.1 a 4.4. Luego, con el modelo de regresión óptimo y el campo de pronóstico del GCM, se realizaron los pronósticos de alta resolución para estimar escenarios potenciales del clima futuro con diversos GCMs, en un período cercano (2015 – 2035).

4.3.3 Método de escalamiento local

Una alternativa simple para la corrección de los errores sistemáticos de los GCMs es el escalamiento local (LS, por su sigla en inglés, Widmann et al., 2003; Maraun et al., 2010). Para su desarrollo, se deriva un factor de escalamiento que se aplica a cada punto de grilla, definido como la razón entre la precipitación media mensual observada y simulada para el período estimado en el escenario histórico. Así, la variable corregida y_i^f al tiempo t en el futuro se representa por el valor del predictor en el futuro $x_{mod,i}^f$, escalado por la relación entre la variable media observada \bar{y}_{obs}^p y el valor medio simulado \bar{x}_{mod}^p .

$$y_i^f = x_{mod,i}^f \frac{\bar{y}_{obs}^p}{\bar{x}_{mod}^p}$$

4.4 Habilidad de los GCMs del CMIP5 para simular el clima de la región

Para lograr proyecciones a escala reducida verosímiles, es necesario que los GCMs representen adecuadamente las variables climáticas modeladas en los escenarios históricos. Aunque esta condición no reduce la incertidumbre de los modelos, es esperable que aquellos que mejor representen los patrones simulados en escenarios retrospectivos históricos de largo plazo o decadales, sean capaces de simular el clima futuro de manera más adecuada. Por esto, se evalúa la habilidad de los modelos para representar el clima histórico y actual de la región, comparando las series temporales en distintas escalas y su capacidad para representar la climatología de la región en el período normal 1971-2000. Las variables climáticas que se comparan son: precipitación y temperatura superficial media, simuladas por los GCMs detallados en la Tabla 4.1 del escenario histórico de largo plazo del CMIP5 (1850-2005) y en las simulaciones decadales (1961-2010). El período común analizado, utilizando la base de datos CRU TS 3.2, abarca los años 1901-2005 para las simulaciones de largo plazo y 1961-2010 para las decadales.

4.4.1 Simulaciones históricas de largo período

Precipitación

Análisis de las series temporales

La Tabla 4.2 presenta las correlaciones lineales de Pearson entre las series temporales medias areales observadas y las simuladas a escala mensual y anual, junto con los errores estadísticos

correspondientes a las series medias areales mensuales. Se observa que los coeficientes de correlación a paso mensual varían entre 0.4 y 0.635, mientras que los correspondientes a las series acumuladas anuales presentan valores extremadamente bajos, lo que en principio sugiere que los modelos climáticos del CMPI5 no serían capaces de representar las precipitaciones medias anuales acumuladas en la región en fase con los datos observados, del período 1901-2005.

	Modelo	Correlaciones		Errores estadísticos (serie media areal mensual)			
		Mensual	anual	RMSE (mm)	MAE (mm)	MBE (mm)	ME
1	ACCESS 1.0	0.469	0.001	45.248	34.422	3.502	-0.030
2	BCC-CSM1.1	0.474	-0.028	42.308	32.269	-10.946	0.099
3	BNU-ESM	0.443	0.104	46.460	35.865	-21.143	-0.086
4	CanESM2	0.598	-0.021	47.782	35.950	7.478	-0.149
5	CCSM4	0.624	0.186	44.139	33.846	14.460	0.019
6	CESM1-BGC	0.592	-0.028	45.314	34.758	14.556	-0.033
7	CESM1-FASTCHEM	0.617	0.123	45.364	34.013	14.788	-0.036
9	CMCC-CM	0.483	-0.010	47.791	35.679	8.574	-0.150
9	CNRM-CM5.2	0.543	0.067	43.468	32.547	-19.544	0.049
10	CSIRO-Mk3.6.0	0.555	0.067	48.240	37.676	-22.322	-0.171
11	EC-EARTH	0.455	-0.015	42.477	32.982	-2.729	0.092
12	FGOALS-g2	0.407	0.148	47.289	35.738	-23.766	-0.126
13	GFDL-CM3	0.518	0.105	43.959	33.979	-12.160	0.027
14	GFDL-ESM2M	0.470	0.018	47.596	36.462	-19.771	-0.140
15	GISS-E2-R	0.434	0.090	50.982	38.335	-29.481	-0.308
16	HadGEM2-CC	0.447	-0.019	47.232	37.417	11.893	-0.123
17	HadGEM2-ES	0.462	-0.119	46.137	35.949	8.977	-0.071
18	INM-CM4	0.618	0.283	42.002	32.190	-20.583	0.112
19	IPSL-CM5A-MR	0.542	0.128	52.809	41.908	-34.960	-0.404
20	MIROC4h	0.617	-0.127	46.079	35.327	-22.648	0.084
21	MIROC5	0.518	0.127	47.799	36.566	-27.657	-0.150
22	MIROC-ESM-CHEM	0.560	0.049	47.449	36.026	-29.380	-0.133
23	MPI-ESM-LR	0.365	-0.089	45.918	35.037	-13.562	-0.061
24	MPI-ESM-MR	0.314	-0.013	48.481	36.925	-15.916	-0.183
25	MRI-CGCM3	0.400	-0.091	46.498	35.783	-5.280	-0.088
26	NorESM1-M	0.635	0.091	43.634	33.369	5.127	0.042
	Ensamble 26 prom	0.718	0.144	32.495	24.324	-8.985	0.469
	Ensamble 26 med	0.736	-0.061	33.202	24.143	-13.166	0.445
	Ensamble 7 prom	0.713	0.055	32.298	24.884	-0.402	0.475
	Ensamble 7 med	0.763	0.057	29.745	21.372	-2.765	0.555

Tabla 4.2: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series de precipitación simulada de los GCMs y la serie de precipitación anual promedio espacial observada (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005. Los modelos sombreados corresponden al ensamble 7, formado por los GCMs con correlación mayor a 0.59.

Los errores estadísticos estimados para la precipitación media mensual simulada por los 26 GCMs analizados se presentan en la Tabla 4.2. Se puede observar que el RMSE y el MAE no presentan una gran sensibilidad y los valores estimados son importantes en todos los casos, entre 42 y 53 mm de RMSE y 32 y 42 mm de MAE. Por su parte, el MBE otorga una representación del error sistemático medio que poseen los modelos, con su correspondiente signo. Se observan

desvíos del valor medio de hasta -35 mm en el caso del IPSL-CM5A-MR a 14.8 mm en el CESM1-FASTCHEM. Estos errores se pueden observar en las series temporales medias anuales (Figuras 4.2a-b), donde se exhiben los casos extremos de error medio, ya que las correlaciones entre las series medias areales anuales simuladas y las observadas no presentaron valores de relevancia. En todos los casos la eficiencia del modelo es muy baja, acorde a los errores que presentan los modelos. Se seleccionaron los 7 GCMs que mejor representan los campos medios observados, siendo los que se utilizarán en primera instancia para el proceso de downscaling estadístico. Se debe resaltar que los GCMs han sido seleccionados, en principio, de acuerdo a su correlación temporal con los datos observados, ya que el método estadístico de downscaling empleado para campos mensuales tiene la ventaja de corregir los errores sistemáticos.

La Tabla 4.2 indica que el ensamble de los GCMs mejora singularmente los parámetros estadísticos estimados, logrando correlaciones mayores a 0.7, reduciendo los errores medios y aumentando la eficiencia del modelo. Particularmente, el ajuste del ensamble a través de la mediana presenta mejores resultados que el ensamble efectuado por el promedio de las series temporales. En la Figura 4.2c se presentan las series temporales medias anuales correspondientes a los ensambles de los 26 modelos, mientras que en la Figura 4.2d se observan las series ensambladas por los 7 modelos de precipitación seleccionados en la región. El ajuste realizado utilizando la totalidad de los GCMs induce a un importante error por déficit, y sobre todo, reduce considerablemente la variabilidad de la serie. En cambio, el ensamble con los 7 GCMs seleccionados permite corregir este error medio y conservar cierta información de la variabilidad temporal interanual.

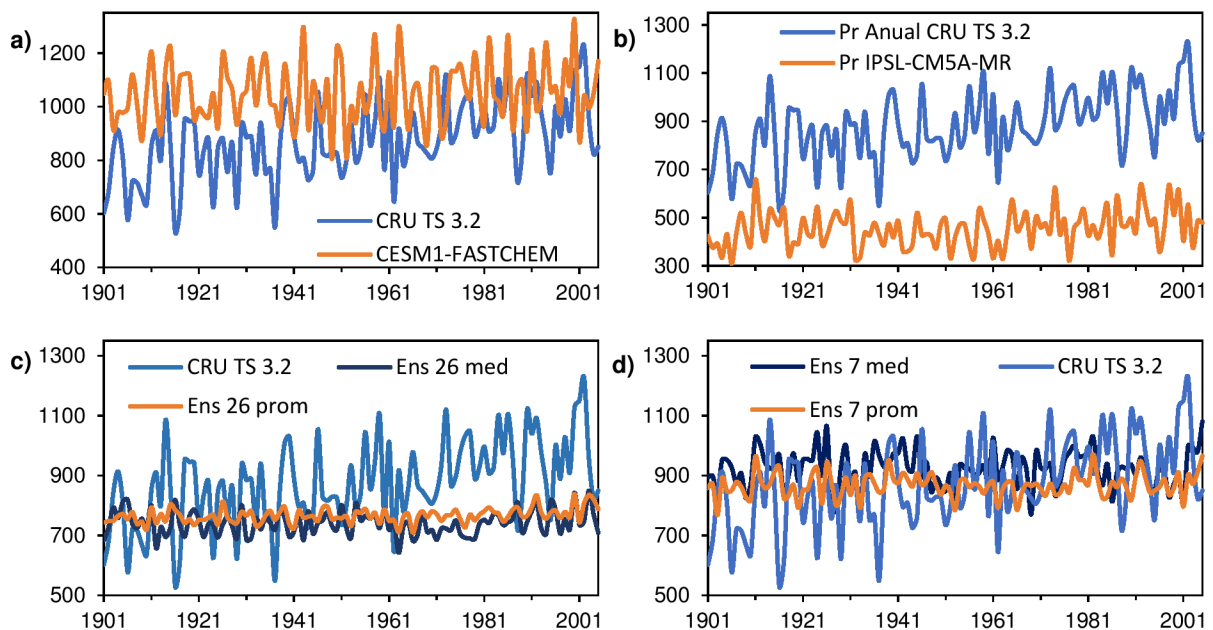


Figura 4.2: Series temporales medias anuales de precipitación observada y simulada (mm/año): a) CESM1-FASTCHEM, b) IPSL-CM5A-MR, c) ensamble 26 GCMs y d) ensamble 7 GCMs seleccionados.

Los diagramas de dispersión entre las series medias areales simuladas por los GCMs y las observadas, representadas por la base de datos CRU TS 3.2, se presentan en las Figuras 4.3a-k y en el Anexo VII. Los diagramas de las Figuras 4.3a-g corresponden a los GCMs con los mayores coeficientes de determinación (R^2), todos ellos mayores a 0.35 y coincidentes con los 7 modelos seleccionados a través del coeficiente de correlación de Pearson. Todos los GCMs presentan desvíos considerables de la línea 1:1 en los diagramas de dispersión Figuras 4.3a-k, Anexo VII),

siendo los 7 elegidos los que menor desvío de esta línea media manifiestan. Los gráficos de dispersión correspondientes al ensamble 26 a través de la mediana (Figura 4.3h) y a través del promedio (Figura 4.3i) exhiben un importante desvío hacia valores menores a los observados, especialmente para meses con precipitación mayor a 100 mm, aunque mejoran considerablemente el coeficiente de determinación. El ensamble 7 (Figuras 4.3j-k) presenta un mejor ajuste a la línea media, con coeficientes de determinación mayores a 0.5.

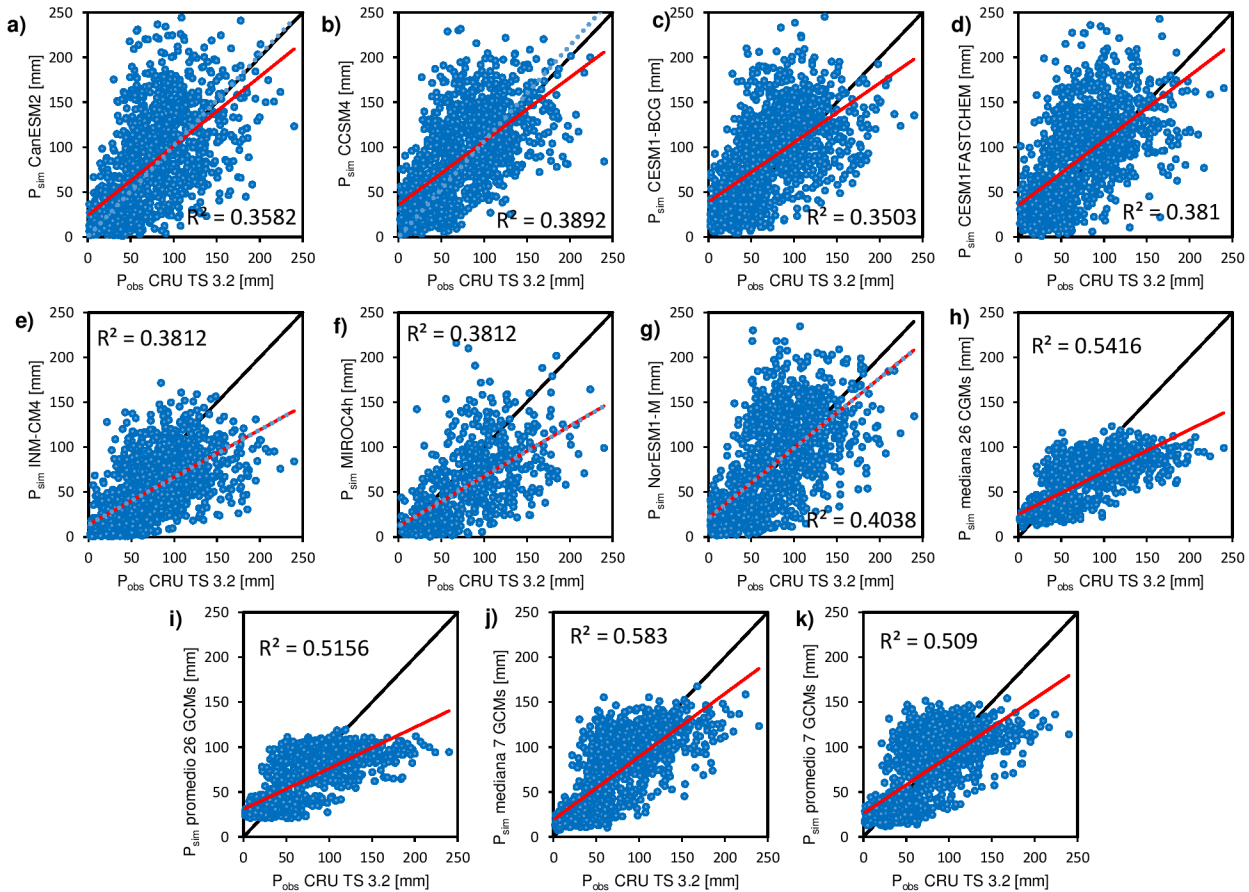


Figura 4.3: Diagramas de dispersión de precipitación mensual simulada vs observada (período 1901-2005) de los 7 modelos seleccionados: **a)** CanESM2, **b)** CCSM4, **c)** CESM1-BGC, **d)** CESM1-FASTCHEM, **e)** INM-CM4, **f)** MIROC4h, **g)** NorESM1-M, **h)** ensamble 26 mediana, **i)** ensamble 26 promedio, **j)** ensamble 7 mediana, **k)** ensamble 7 promedio.

La marcha anual de la precipitación para cada uno de los modelos simulados y la correspondiente al CRU TS 3.2 se presentan en las Figuras 4.4a-d. La mayor parte de los GCMs reconoce el ciclo anual de la región, aunque se observan importantes variaciones cuantitativas en los valores medios mensuales de precipitación para el período 1971-2000, en comparación con los del CRU TS 3.2. El rango de oscilación de la totalidad de los GCMs se aprecia en la Figura 4.4b, donde se puede observar que los ensambles realizados con la totalidad de los modelos subestiman las precipitaciones de las estaciones intermedias y de verano, ajustando solo los valores de invierno. Este comportamiento se condice con el error medio negativo presentado en la Tabla 4.2 y en las series anuales de precipitación acumulada de la Figura 4.2c. El ajuste por los ensambles y el rango de variación de los GCMs mejora considerablemente al utilizar los 7 modelos preseleccionados (Figuras 4.4c-d). Particularmente, los modelos MIROC4h e INM-CM4 pueden simular, en valores medios areales, el decaimiento relativo de las precipitaciones de febrero en la región (Figura 4.4c).

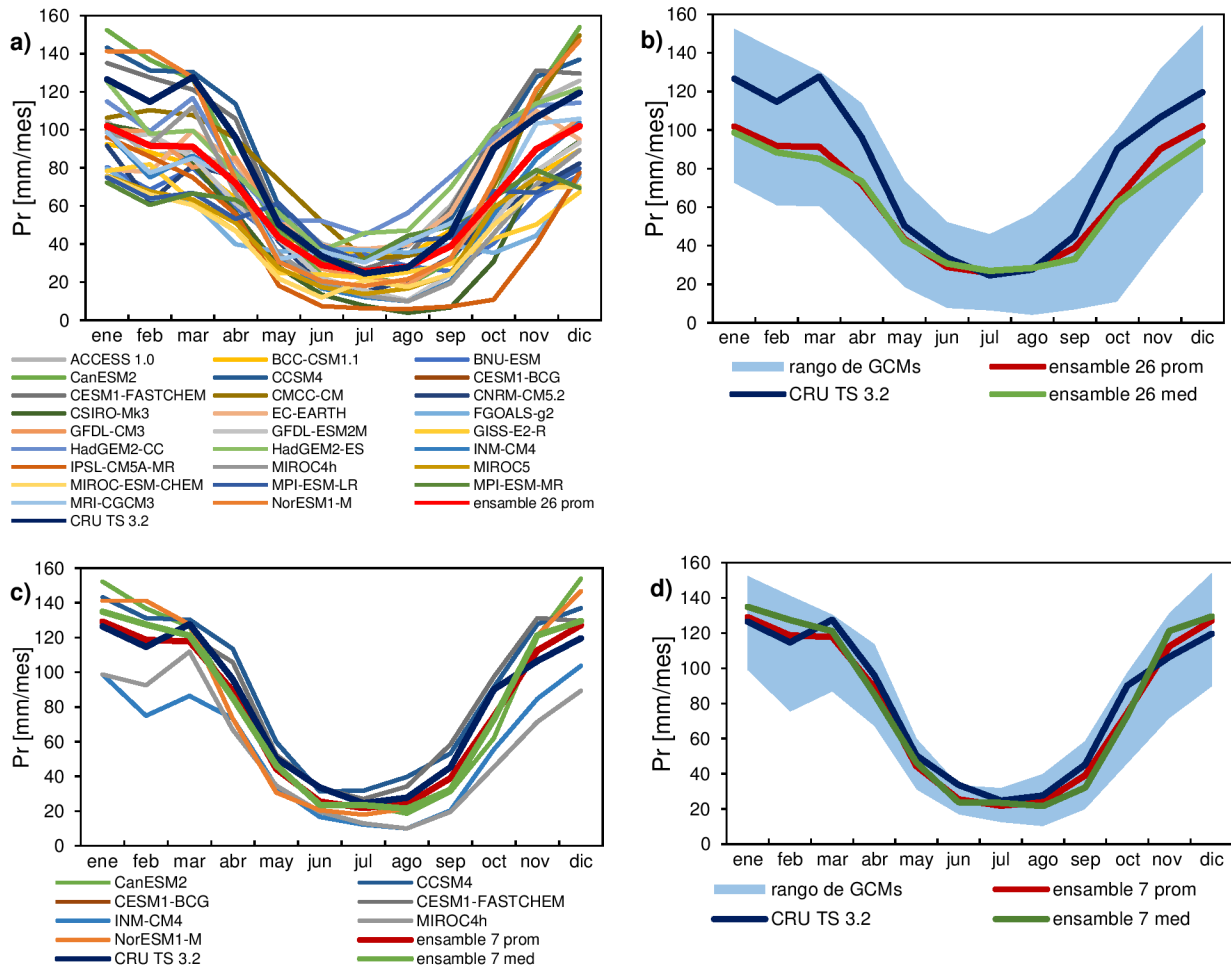


Figura 4.4: Marcha anual de la precipitación media espacial simulada para el período 1971-2000: **a)** 26 GCMs analizados, **b)** rango de GCMs, ensambles y precipitación observada, **c)** 7 GCMs seleccionados y **d)** rango de los 7 GCMs, ensambles y precipitación observada.

La Figura 4.5 presenta el diagrama de Taylor de la precipitación mensual media areal simulada por GCMs en la región, cuyas medidas estadísticas fueron estimadas en el período 1901-2005. El campo observado será el campo de referencia (punto a), mientras que las distancias radiales desde el origen a los puntos son proporcionales a los desvíos estándar y la posición azimutal da el coeficiente de correlación entre los dos campos. Las líneas de trazos verdes miden la distancia desde el punto de referencia indicando el RMSE.

La Figura 4.5 indica los modelos que exceden la variabilidad de la serie observada (e.g., GCMs e, z, h) y aquellos que la subestiman considerablemente (e.g., GCMs m, p, v). Además el diagrama presenta los modelos que están en fase con la serie observada, a través del coeficiente de correlación (e.g., s, f, h, z). En este caso, el modelo climático INM-CM4 es el que mejor se ajusta a las condiciones observadas, dado que su correlación es mayor a 0.6 y el desvío estándar es similar al de los datos del CRU TS 3.2. Los valores de RMSE (equivalente a RMSD), son próximos a 40 mm en la mayor parte de los casos; solo algunos GCMs (s, v, u, j) presentan valores menores. Se debe aclarar que no se incluye en el diagrama el modelo MIROC4h debido a que la serie de datos no completa el período común de los datos de referencia (1901-2005), condición necesaria para estimar el valor puntual del diagrama.

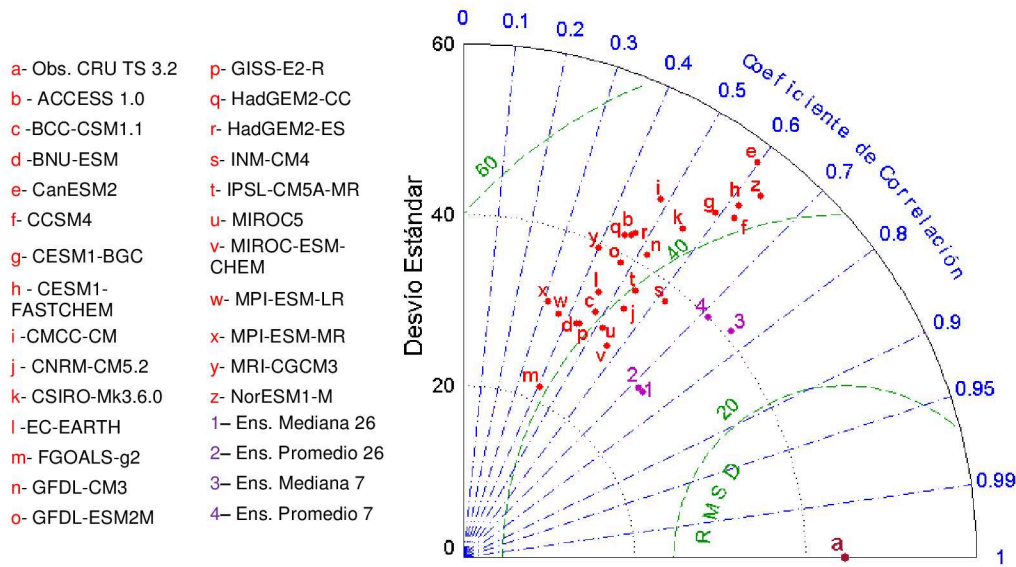


Figura 4.5: Diagrama de Taylor de la precipitación mensual media areal simulada por GCMs del escenario histórico de largo período (1901-2005).

Los ensambles realizados con la totalidad de los modelos, ya sea a través del promedio o la mediana (Figura 4.5, puntos 1 y 2), mejoran sensiblemente el RMSE y el coeficiente de correlación, pero subestiman la variabilidad de las series, tal como muestran las Figuras 4.3h, i y la Figura 4.2c. Este comportamiento mejora perceptiblemente al promediar solo los 7 GCMs seleccionados en primera instancia (Figura 4.5, puntos 3 y 4), donde se observa que si bien subestiman el desvío estándar de los valores observados, las diferencias son considerablemente menores.

Análisis del comportamiento espacial

Se estimó la distribución espacial de los campos de precipitación anual simulada en el período normal 1971-2000 para los 7 modelos preseleccionados por su adecuado comportamiento temporal. Las Figuras 4.6a-d presentan la distribución espacial del campo de precipitación observada, la simulada con los GCMs MIROC4h, CanESM2 y la del ensamble 7. El modelo CanESM2 (Figura 4.6b) muestra una distribución espacial aceptable, aunque subestima la precipitación anual observada en el extremo SO de la región y sobrestima considerablemente la precipitación media anual del extremo NO. Este último comportamiento se observó en el resto de

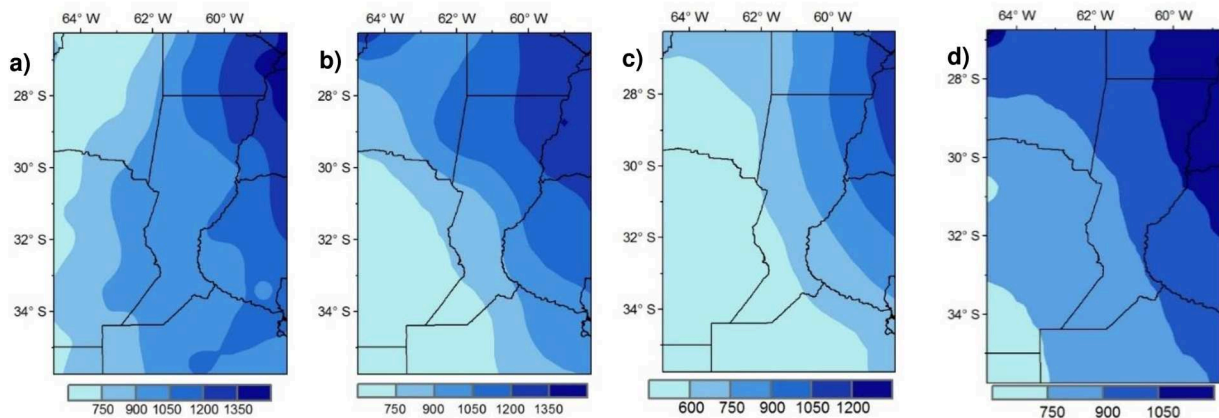


Figura 4.6: Distribución espacial de la precipitación anual simulada y observada en el período 1971-2000: a) CRU TS 3.2, b) CanESM2, c) MIROC4h y d) ensamble 7 promedio.

los GCMs analizados (Anexo VIII). Por su parte, el comportamiento espacial medio de la precipitación simulada por el MIROC4h (Figura 4.6c) no presenta este error en el extremo NO, aunque subestima considerablemente la variable observada en toda la región. Este GCM presenta la mayor resolución espacial horizontal (Tabla 4.1) de todos los modelos analizados. La distribución espacial de la precipitación media anual simulada por los 7 GCMs previamente seleccionados se puede apreciar en la Figura 4.6d. El promedio de los campos espaciales reduce la variabilidad y subestima el comportamiento medio de la variable en toda la región, aunque mantiene el gradiente adecuado de variación espacial.

La Tabla 4.3 presenta la correlación espacial de cada GCM con el campo de precipitación anual medio observado en el período 1971-2000 y las medidas de verificación RMSE y MBE, estimadas en comparación con los datos de precipitación media anual del CRU TS 3.2. El modelo MIROC4h presenta la mayor correlación espacial, probablemente debido a su alta resolución (Tabla 4.1); luego la mayoría de los GCMs exhibe correlaciones espaciales entre 0.6 y 0.7, a excepción del NorESM1-M, con un valor de 0.235. En general, el modelo con mejores medidas de verificación es el CanESM2, ya que presenta el menor RMSE de los GCMs y su MBE es -49.5 mm/año. El MIROC4h exhibe los mayores errores estadísticos, alejándose de los valores medios observados por defecto, en alrededor de 300 mm/año; este comportamiento se insinúa en la Figura 4.6c. Análogamente a lo que se observó en el análisis temporal, el ensamble 7 promedio disminuye los errores, aunque no mejora la correlación espacial.

Modelo	Correlación espacial	RMSE (mm/año)	MBE (mm/año)
CanESM2	0.701	178.756	-49.456
CCSM4	0.601	211.280	152.049
CESM1-BGC	0.663	190.809	134.304
CESM1-FASTCHEM	0.580	221.250	160.013
INM-CM4	0.680	311.486	-277.606
MIROC4h	0.804	325.186	-302.854
NorESM1-M	0.235	200.734	-11.626
Ensamble	0.670	137.814	-27.882

Tabla 4.3: Coeficientes de correlación espacial y medidas de verificación entre la precipitación media anual simulada de los GCMs y la observada grillada (CRU TS 3.2), en el período normal 1971-2000.

Modos dominantes en los datos simulados de GCMs seleccionados

Se analizó el comportamiento espacio-temporal de la precipitación simulada por dos de los modelos seleccionados, a fin de realizar una comparación con los resultados obtenidos en secciones anteriores respecto a la variabilidad de la series de precipitación y poder tener referencias de la capacidad de los GCMs para representar el comportamiento espacio-temporal a distintas escalas de la precipitación simulada. Para ello, se utilizó una metodología similar a la aplicada para el análisis de la variabilidad de la precipitación observada y los EE, analizando los patrones espaciales y temporales de la variable por medio de un ACP y detectando los modos temporales dominantes con SSA. El objetivo específico de este análisis es detectar la presencia de los modos dominantes de precipitación simulada en los GCMs finalmente seleccionados.

Modelo NorESM1

Si bien la precipitación acumulada anual simulada no tiene altas correlaciones temporales con la precipitación anual observada, se considera un buen indicador para representar los procesos físicos dominantes en el GCM. Las Figuras 4.7a-c muestran la distribución espacial de las correlaciones entre las series de precipitación anual simulada en cada punto de grilla con la CP1, $\alpha_{ij}^{NorESM1}$. El primer patrón de precipitación (Figura 4.7a) es el de mayor relevancia, ya que explica el 44% de la varianza total y presenta valores positivos de correlación en toda la región. La distribución temporal de correlaciones para la CP2 (18.7% de la varianza) y la CP3 (10% de la varianza) se exhiben en las Figura 4.7b y c, respectivamente. El comportamiento espacial de la precipitación simulada por este modelo se asemeja al observado en la región, mediante la comparación directa con los patrones espaciales de las Figuras 2.1a-c. Las tres primeras CPs explican un 73% de la variabilidad del campo de precipitación anual.

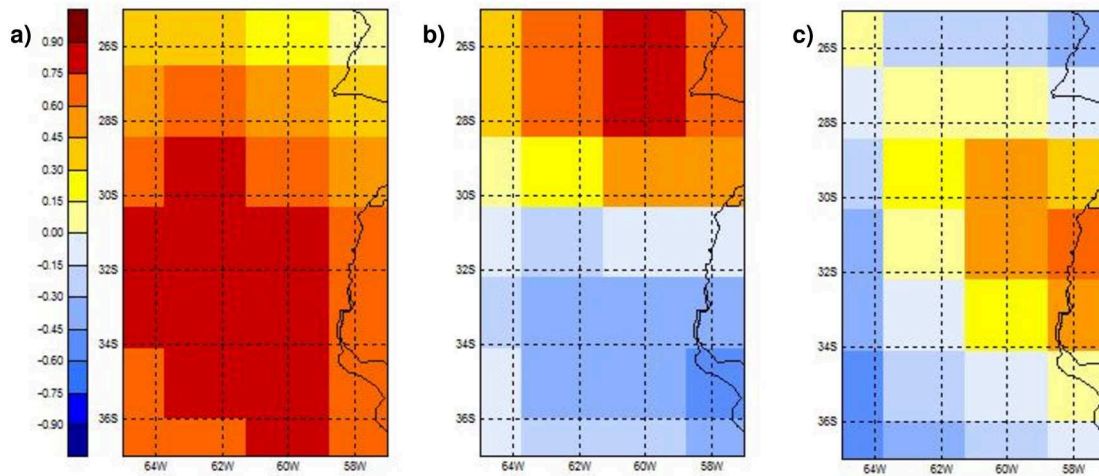


Figura 4.7: Distribución espacial de las α_{ij} correspondientes al ACP aplicado a la serie de precipitación anual (1901-2005) del modelo NorESM1: **a)** α_{i1} , **b)** α_{i2} , y **c)** α_{i3} .

Las series temporales de anomalías de precipitación anual asociadas a las CPs se presentan en las Figuras 4.8a-c. La Figura 4.8a muestra la serie temporal de anomalías de la CP1, ACP1 NorESM1 (t), asociada con el comportamiento temporal medio areal de la precipitación anual simulada. El análisis de los modos dominantes de baja frecuencia, realizado con un SSA ($M = 30$ años), presenta un par oscilatorio asociado a las T-PC1 y T-PC2, con un período dominante de 6.2 años/ciclo y que explica el 20.5% de la varianza total de la serie. La reconstrucción parcial de la señal asociada a este ciclo se expone a través de la serie temporal Rec NorESM1 [12] (t) (Figura 4.8a). La variabilidad decadal de la serie temporal se manifiesta a través del par oscilatorio de la serie filtrada resultante de extraer de la serie original la reconstrucción del ciclo anteriormente mencionado. Esta variabilidad de baja frecuencia, asociada al modo dominante cíclico de 24 años/ciclo y que explica el 14% de la serie filtrada, se puede ver en la reconstrucción parcial por la serie Fil12 NorESM1 [12] (t). Se observa que el comportamiento cíclico de baja frecuencia de la precipitación simulada por el NorESM1 (tanto de 6 como de 24 años/ciclo) adquiere particular relevancia a partir de 1960. En la banda interanual no se pudieron extraer modos significativos con el método SSA, aplicando un ancho de ventana $M = 10$ años, por lo cual la CP1 no tendrá asociada variabilidad interanual de alta frecuencia en la señal.

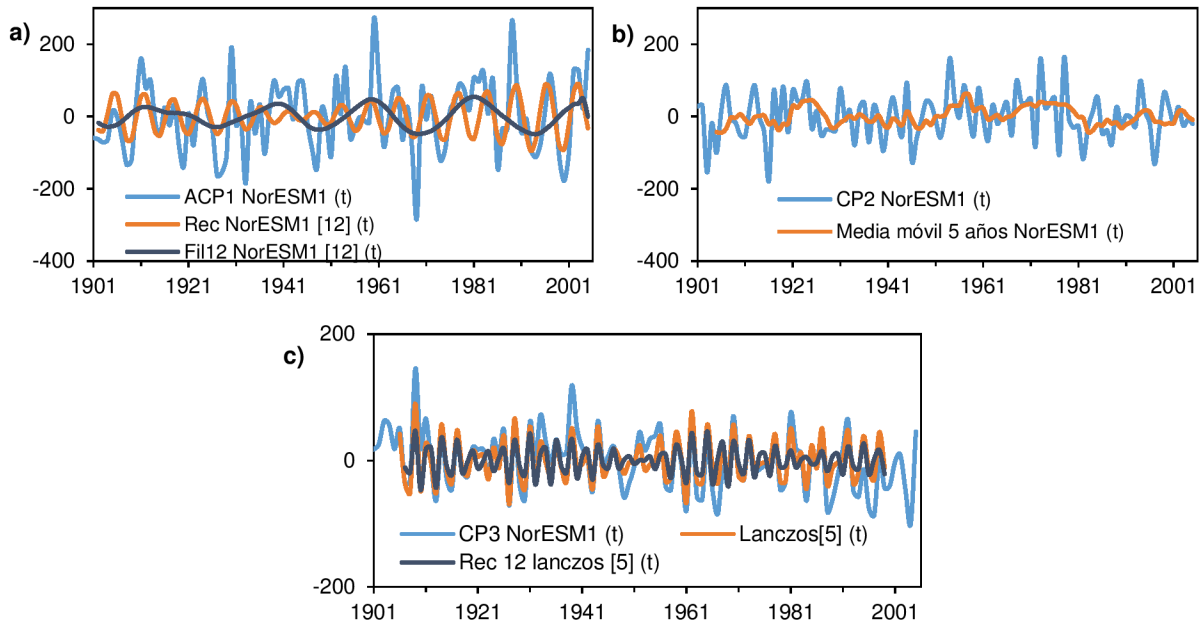


Figura 4.8: Anomalías de las CPs (en mm/año) del campo de precipitación anual simulada por NorESM1 y reconstrucción parcial de los modos dominantes hallados con SSA. **a)** ACP1 (t), **b)** ACP2 (t), **c)** ACP3 (t).

La CP2 no presentó modos dominantes que se puedan extraer con el SSA, empleando anchos de ventana variables, ni utilizando filtros de Lanczos pasa-altos y pasa-bajos. El comportamiento temporal de la serie CP2 NorESM1 (t) se observa en la Figura 4.8b, con una señal altamente fluctuante y una aproximación al comportamiento de baja frecuencia representado por la serie de medias móviles de 5 años. Por su parte, la serie temporal de la CP3 (Figura 4.8c) insinuaba un importante comportamiento de alta frecuencia, que no se pudo dilucidar en primer instancia con el SSA. Para ello, se aplicó un filtro de Lanczos pasa altos, con una frecuencia de corte $\nu_c = 0.2$, equivalente a un período de 5 años/ciclo y con 11 pesos. La señal filtrada se analizó con SSA y se obtuvo un par oscilatorio de 2.8 años/ciclo, con una relevancia del 54% en la varianza de la serie Lanczos [5] (t). El comportamiento temporal de este ciclo se puede observar en la reconstrucción parcial Rec 12 Lanczos [5] (t), en la Figura 4.8c. No se detectaron modos dominantes de baja frecuencia de importancia en la evolución temporal de la CP3.

El análisis realizado permite identificar los modos dominantes de precipitación que es capaz de simular el modelo NorESM1. Se observó que la evolución temporal de las señales no presentan una tendencia no lineal asociada, que es el modo más importante de la precipitación observada (ver Sección 2.3.1). Por su parte, sí es capaz de simular el ciclo oscilatorio más relevante de la precipitación en la región, de aproximadamente 6 años y tiene una importante componente de variabilidad decadal en el extremo NO, en concordancia con los resultados del Capítulo 2. Además, el modo dominante asociado a la variabilidad interanual con un período dominante de oscilación en el rango del ENSO (presente en la CP3) también se encontró en estaciones del SE de la región (Rosario, Buenos aires), en el análisis realizado en la Sección 2.3.2. Se puede establecer que, si bien este GCM no es capaz de simular la tendencia (que es el modo más importante en la variabilidad de la región), reproduce los ciclos oscilatorios dominantes de la precipitación observada, a excepción del modo oscilatorio de 9 años/ciclo.

Modelo INM-CM4

Los datos mensuales del modelo INM-CM4 exponen buenos resultados en el proceso de validación anteriormente realizado, tanto en el análisis de su comportamiento espacial como

temporal. Al aplicar un SSA a las series simuladas de precipitación anual, en escalas interanuales a decadales, no se pudieron diferenciar modos dominantes.

Temperatura

Análisis de las series temporales

La temperatura está considerablemente bien simulada en la región por los GCMs utilizados. La Tabla 4.4 muestra las correlaciones lineales de Pearson entre los valores simulados y observados, junto con los errores estadísticos. Todos los modelos presentan correlaciones superiores a 0.9, con un rango entre 0.917 y 0.945 en las series mensuales medias areales. Nuevamente, como en el caso de la precipitación, los valores medios anuales no presentan buenas correlaciones con la serie de

	Modelo	Correlaciones		Errores estadísticos (serie media areal mensual)			
		mensual	Anual	RMSE (mm/mes)	MAE (mm/mes)	MBE (mm/mes)	ME
1	ACCESS 1.0	0.943	0.206	2.103	1.697	0.867	0.806
2	BCC-CSM1.1	0.944	0.125	2.556	2.008	-1.404	0.713
3	BNU-ESM	0.938	0.034	2.967	2.462	0.249	0.613
4	CanESM2	0.936	0.217	2.310	1.798	-1.254	0.766
5	CCSM4	0.939	0.167	1.810	1.400	0.120	0.856
6	CESM1-BGC	0.941	0.183	1.781	1.410	0.314	0.861
7	CESM1-FASTCHEM	0.938	0.093	1.850	1.441	0.062	0.850
8	CMCC-CM	0.927	0.101	1.908	1.498	-0.255	0.840
9	CNRM-CM5.2	0.934	0.111	2.175	1.738	0.471	0.792
10	CSIRO-Mk3.6.0	0.938	0.038	3.078	2.586	1.635	0.584
11	EC-EARTH	0.919	0.045	2.001	1.567	0.210	0.824
12	FGOALS-g2	0.940	0.219	3.570	3.158	-3.123	0.440
13	GFDL-CM3	0.927	0.191	2.819	2.299	1.539	0.651
14	GFDL-ESM2M	0.918	-0.062	4.063	3.488	3.265	0.274
15	GISS-E2-R	0.930	-0.126	4.419	3.761	3.486	0.142
16	HadGEM2-CC	0.940	0.002	2.090	1.690	-0.011	0.808
17	HadGEM2-ES	0.937	-0.072	2.209	1.781	0.218	0.786
18	INM-CM4	0.945	0.091	4.669	3.903	-3.812	0.042
19	IPSL-CM5A-MR	Sd	Sd	Sd	Sd	Sd	Sd
20	MIROC4h	0.943	0.11	3.576	3.112	2.842	0.435
21	MIROC5	0.940	0.167	4.450	4.079	4.047	0.130
22	MIROC-ESM-CHEM	0.943	0.003	2.103	1.720	1.059	0.806
23	MPI-ESM-LR	0.925	0.174	2.731	2.228	1.739	0.672
24	MPI-ESM-MR	0.917	0.147	3.084	2.478	2.025	0.582
25	MRI-CGCM3	0.933	0.232	2.671	2.207	1.704	0.686
26	NorESM1-M	0.932	0.059	1.794	1.408	0.229	0.859
	Ensamble 25 prom	0.945	0.310	1.700	1.395	0.681	0.873
	Ensamble 25 med	0.964	0.186	1.770	1.449	0.802	0.862
	Ensamble 13 prom	0.964	0.279	1.477	1.174	0.100	0.904
	Ensamble 13 med	0.962	0.278	1.515	1.211	0.303	0.899

Tabla 4.4: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series de temperatura superficial del aire simulada de los GCMs y la serie de temperatura media mensual observada promedio espacial (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005. Los modelos sombreados corresponden al ensamble 13, formado por los GCMs con mayores correlaciones y mejores medidas de verificación.

temperatura media anual observada. La eficiencia de los modelos es superior a 0.7 en la mayor parte de los GCMs analizados y el error medio promedio es 0.64°C , con extremos de -3.8 (INM-CM4) y 4°C (MIROC5). Se seleccionaron 13 modelos para utilizar en el proceso de reducción de escala (resaltados en la Tabla 4.4), de acuerdo a la correlación lineal de Pearson y a las medidas de verificación estimadas.

En las Figuras 4.9a-b se presentan las series temporales de temperatura media anual para dos de los GCMs que mejor ajustan los parámetros estadísticos estimados, CESM1-BGC y CCSM4. Ambos tienen valores de ME mayores a 0.85, bajos errores medios y un valor de correlación para las series medias mensuales de 0.94. Para el caso de la temperatura superficial del aire, el ensamble a través de la mediana y el promedio de los GCMs no presentan una marcada diferencia, siendo levemente mejor el ensamble estimado por promedio de las series medias areales mensuales (Tabla 4.4). Se observa en la Tabla 4.4 que todos los indicadores estadísticos mejoran sensiblemente al realizarse el ensamble. No hay una diferencia apreciable en las correlaciones, el RMSE y el MAE entre el ensamble 26 y el ensamble 13, realizado con los modelos seleccionados. Mejoran levemente el error medio y la eficiencia del modelo, alcanzando un valor de 0.9. La Figura 4.9c presenta la serie temporal de temperatura media anual correspondiente al ensamble 25, observándose una muy baja variabilidad y una tendencia gráfica positiva en todo el período. El error medio se reduce al utilizar el ensamble 13 (Tabla 4.4, Figura 4.9d).

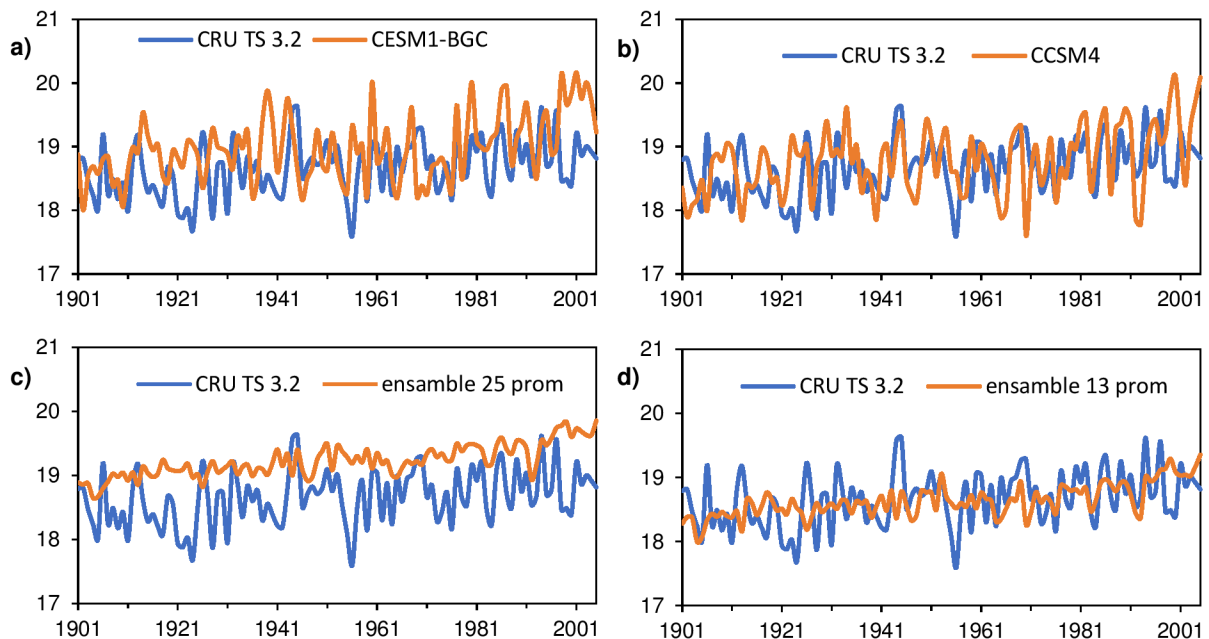


Figura 4.9: Series temporales medias anuales de temperatura media anual observada y simulada: **a)** CESM1-BGC, **b)** CCSM4, **c)** ensamble 25 GCMs y **d)** ensamble 13 GCMs seleccionados.

Los diagramas de dispersión de la temperatura superficial del aire observada y simulada por los GCMs se puede ver en las Figuras 4.10a-f y en el anexo VII. La mayor parte de los modelos ajusta esta variable con coeficientes de determinación que van desde 0.85 a 0.89, con muy poca desviación de la línea 1:1. En las Figuras 4.10a-d se presentan solo algunos de los GCMs seleccionados y las Figuras 4.10e y f presentan los diagramas de dispersión para los ensambles de 25 y 13 modelos, respectivamente. Se observa en estas dos últimas Figuras un discontinuado de la nube de puntos, ajustándose los valores medios de mejor manera que los extremos fríos y cálidos. En ambos casos, el coeficiente de determinación R^2 mejora los ajustes individuales de los GCMs, presentado valores cercanos a 0.93.

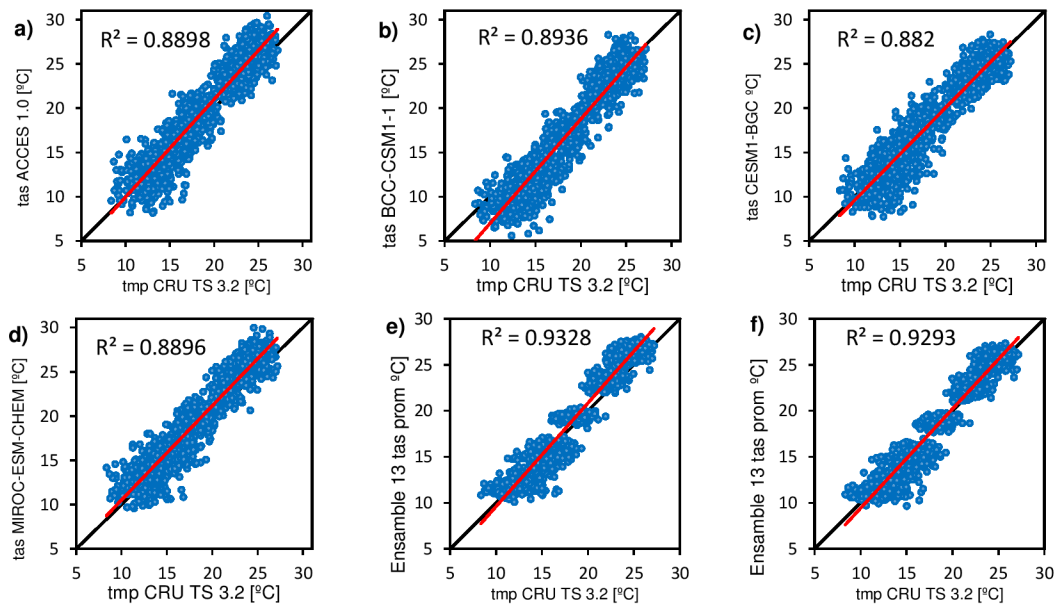


Figura 4.10: Diagramas de dispersión de temperatura media mensual simulada vs observada (período 1901-2005) de los modelos: a) ACCESS, b) BCC-CSM1.1, c) CESM1-FASTCHEM, d) MIROC-ESM-CHEM, e) ensamble 25 tas promedio, f) ensamble 13 tas promedio.

Las marchas anuales de la temperatura superficial del aire simulada por los 25 GCMs analizados en el período 1971-2000 se presenta en las Figuras 4.11a-d, junto con la evolución anual media de la temperatura media mensual observada, representada por los valores medios de la serie mensual de precipitación del CRU TS 3.2. Todos los modelos ajustan la forma de la marcha anual observada, con distintos errores sistemáticos. Particularmente, el INM-CM4 subestima considerablemente la temperatura de invierno, mientras que el MIROC5 marca el límite superior del rango de modelos, de acuerdo a los errores medios que se presentan en la Tabla 4.4. El ensamble 25 ajusta muy bien la distribución anual promedio de la precipitación mensual en la región, sobreestimando los valores medios entre noviembre y abril. El rango de variación de los GCMs se aprecia con claridad en la Figura 4.11b, con una amplitud promedio de 8° C, ampliándose a casi 10° C en los meses de invierno. Al evaluar los 13 modelos seleccionados para el ensamble 13, se observa que este rango de variación de los GCMs disminuyó a 3° C (Figura 4.11d), obteniéndose una distribución media anual muy similar a la del ensamble 26.

La Figura 4.12 presenta el diagrama de Taylor para la temperatura superficial del aire media mensual, expresada en valores promedios para toda la región analizada. El valor de referencia (punto a) está dado por los campos medios mensuales observados en el período 1901-2005, con un desvío estándar de 4.77 °C. La mayor parte de los modelos tiene desvíos estándar mayores que los de la serie observada, solo a excepción del modelo ACCESS 1.0. Todos los GCMs analizados se encuentran correctamente en fase con la serie media temporal observada, ya que los coeficientes de correlación se agrupan entre 0.9 y 0.95. Además, una gran cantidad de GCMs presentan desvíos entre 5 y 6 °C y RMSD próximos a 2; solamente se identifican en esta gráfica aquellos que se alejan levemente de este conglomerado de puntos. Los ensambles mejoran las medidas de verificación sensiblemente para la correlación y el RMSD, aunque no significativamente para el desvío estándar, comportamiento que se puede atribuir a la posible tendencia de largo período en mayor grado que a la variabilidad interanual de esta variable, que se reduce considerablemente en el ensamble (Figuras 4.9c y d). Los ensambles con los 13 GCMs previamente seleccionados mejoran las medidas estadísticas de verificación, principalmente el desvío estándar.

Habilidad de los GCMs del CMIP5 para simular el clima de la región

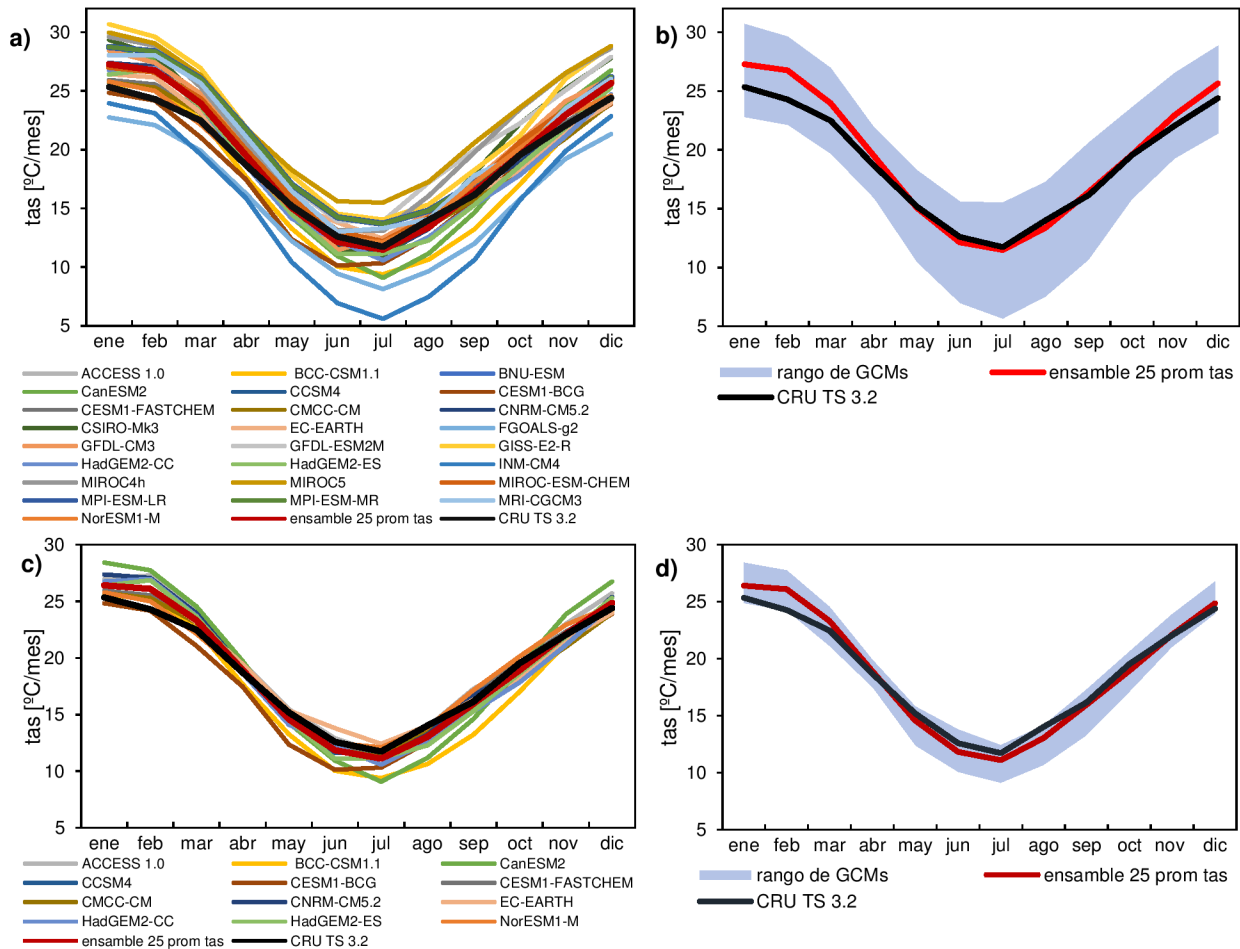


Figura 4.11: Marcha anual de la temperatura media simulada promedio espacial para el período 1971-2000: **a)** 25 GCMs analizados, **b)** rango de GCMs, ensambles y temperatura media observada, **c)** 7 GCMs seleccionados y **d)** rango de los 7 GCMs, ensambles y temperatura media observada.

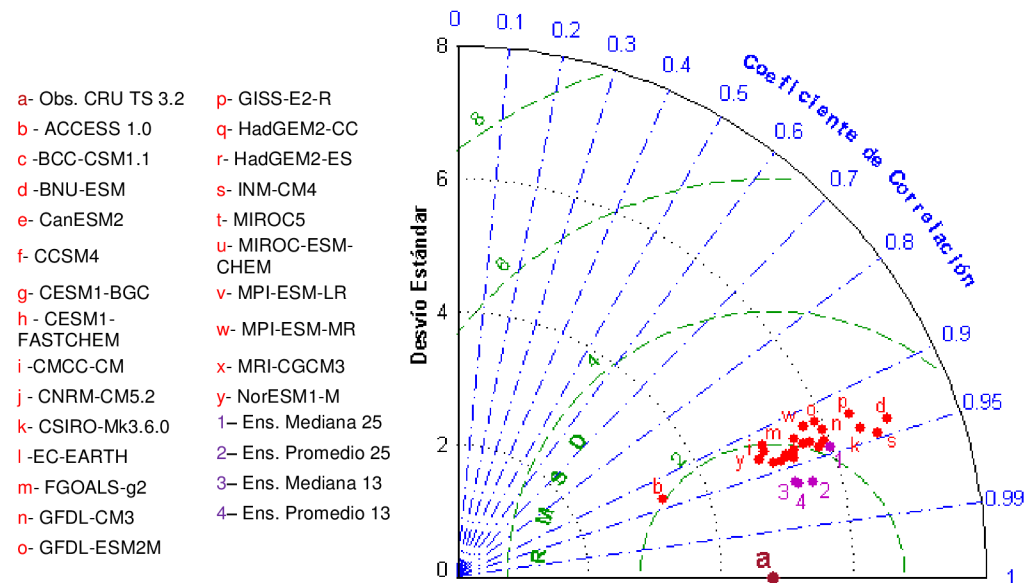


Figura 4.12: Diagrama de Taylor de la temperatura superficial del aire media mensual simulada por GCMs del escenario histórico de largo período (1901-2005), promediada en la región de estudio.

Análisis del comportamiento espacial

Las Figuras 4.13a-d presentan la distribución espacial de la temperatura media anual observada y simulada por GCMs seleccionados, en el período 1971-2000. Se observa que los modelos CNRM-CM5.2 y CESM1-FASTCHEM (Figuras 4.13b y c) son capaces de simular adecuadamente los campos medios de las observadas (Figura 4.13a) en la región. El ensamble de los 13 modelos seleccionados (Figura 4.13d) suaviza las isotermas y disminuye la variabilidad del campo espacial. La distribución espacial del resto de los GCMs seleccionados por su adecuado comportamiento temporal se puede ver en el anexo VIII.

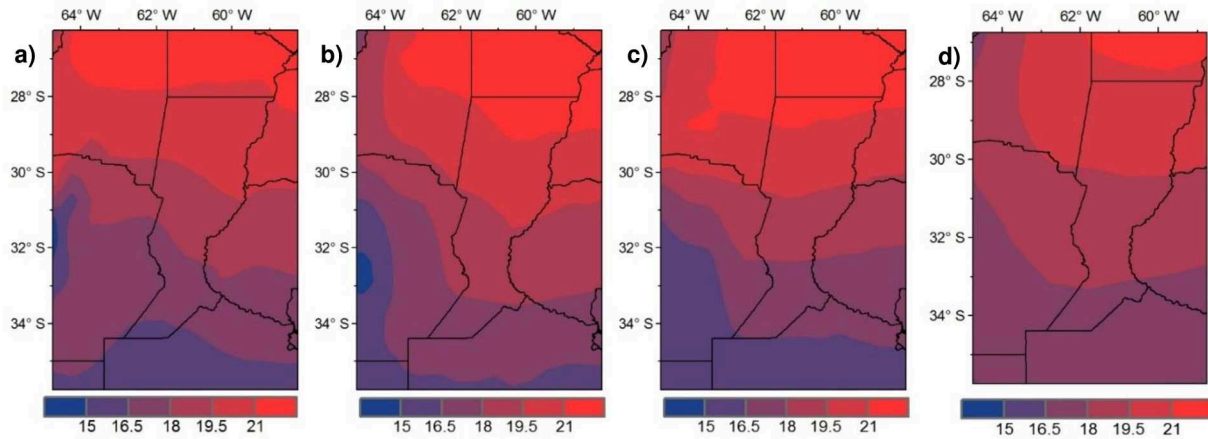


Figura 4.13: Distribución espacial de la temperatura media anual simulada y observada en el período 1971-2000: a) CRU TS 3.2, b) CNRM-CM5.2, c) CESM1-FASTCHEM y d) ensamble 13 promedio.

Modelo	Correlación espacial	RMSE	MBE
ACCESS 1.0	0.783	1.507	0.715
BCC-CSM1.1	0.773	2.245	-1.848
CanESM2	0.778	2.374	-2.008
CCSM4	0.959	0.650	0.230
CESM1-BGC	0.957	0.788	0.418
CESM1-FASTCHEM	0.956	0.643	0.132
CMCC-CM	0.946	0.652	-0.047
CNRM-CM5.2	0.940	0.686	-0.008
EC-EARTH	0.955	0.701	0.243
HadGEM2-CC	0.642	1.598	-0.368
HadGEM2-ES	0.656	1.549	-0.204
MIROC-ESM-CHEM	0.620	1.809	0.681
NorESM1-M	0.923	0.863	-0.093
Ensamble	0.930	0.806	-0.165

Tabla 4.5: Coeficientes de correlación espacial y medidas de verificación entre la temperatura media anual simulada de los GCMs y la observada grillada (CRU TS 3.2), en el período normal 1971-2000.

Las medidas de verificación estadística de la temperatura media anual simulada se pueden observar en la Tabla 4.5. Las correlaciones espaciales oscilan entre 0.62 y 0.959, con 7 GCMs que presentan valores mayores a 0.9, la mayor parte de ellos asociados a resoluciones horizontales altas, a excepción del modelo NorESM1-M. Los modelos que presentan mayores errores medios

son BCC-CSM1.1 y CanESM2, ambos aproximadamente 2°C por debajo de la media. El ensamble de los 13 modelos tiene valores medios estadísticos similares a los presentados por los GCMs, tanto de correlación espacial como de RMSE y MBE, por lo que no mejora a los GCMs más capaces de representar espacialmente la temperatura media anual de la región.

Modos dominantes en los datos simulados de GCMs seleccionados

Modelo CESM1-BGC

De manera análoga al procedimiento realizado para la precipitación, se estudió el comportamiento espacio-temporal de la temperatura media anual simulada, a fin de detectar la capacidad del modelo para simular los modos dominantes de esta variable en la región. Se aplicó un ACP a los campos medios anuales de Tmed anual y se analizaron las CPs con SSA.

Las Figuras 4.14a-d presentan los patrones determinísticos de mayor relevancia referidos a la temperatura media anual simulada por el modelo CESM1-BGC en la región, a través del comportamiento espacio-temporal de las CP1 (66% de la varianza de los campos de Tmed) y CP2 (explica el 12.5% de la varianza total). La evolución temporal de las anomalías de la CP1 (Figura 4.14c) presenta una tendencia no lineal en el ancho de banda interanual ($M = 10$ años), que explica el 28.5% de la varianza. Además, se halló un par oscilatorio con un período dominante de $T = 4.7$ años/ciclo. El patrón espacial asociado a esta componente temporal se exhibe en la Figura 4.14a. Por su parte, las anomalías de la CP2 muestran un ciclo oscilatorio de aproximadamente 9 años que explica el 38.9% de la varianza de la serie y cuya reconstrucción parcial se presenta en la Figura 4.14d. La distribución espacial de las correlaciones entre las series de precipitación anual simulada en cada punto grilla con la CP2 se exhibe en la Figura 4.14b.

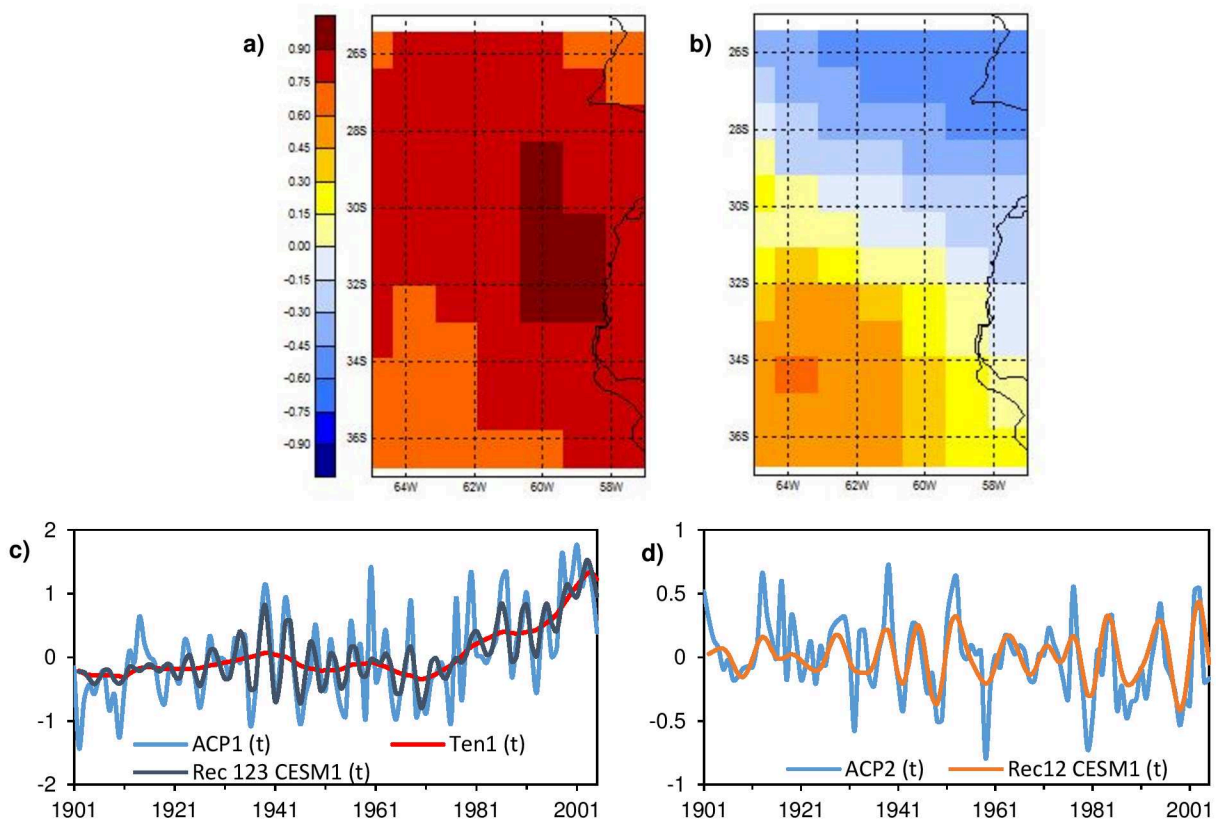


Figura 4.14: Distribución espacial de las a_{ij} correspondientes al ACP aplicado a la serie de temperatura media anual (1901-2005) del modelo CESM1-BGC: **a)** a_{11} , **b)** a_{12} . Anomalías de las CPs (en $^{\circ}\text{C} / \text{año}$) y reconstrucción parcial de los modos dominantes hallados con SSA. **c)** APC1 (t), **d)** APC2 (t).

Los modos dominantes de la temperatura media anual simulada con CESM1-BGC coinciden con los determinados en el análisis de la variabilidad temporal del Capítulo 2. La tendencia, principal modo de la temperatura en la región, se encuentra claramente diferenciada; aunque el comportamiento temporal dado por la Rec123 CESM1 (t) muestra un cambio apreciable sobre la década de 1970 (Figura 4.14c), mientras que la tendencia que manifiesta la Tmed en la Figura 2.15a indica un crecimiento continuo desde la década de 1920. De todos modos, este salto a partir de 1970 se detectó en la variabilidad temporal y en los EE relacionados con la Tmin en la región, expuestos en el Capítulo 3. También se halló un ciclo de aproximadamente 4 años en el Capítulo 3, que estuvo relacionado con todos los índices extremos asociados a la temperatura mínima. El ciclo que presenta la ACP2 (t) del CESM1-BGC se halló en la variabilidad temporal de la temperatura máxima media anual de la región (Figura 2.16a). Este análisis sugiere que las simulaciones del CESM1-BGC referentes a la temperatura media anual en la región son capaces de reproducir los modos dominantes presentes en las series temporales observadas.

Modelo CMCC-CM

Las Figuras 4.15a-d presentan el comportamiento de la variabilidad espacio-temporal de la temperatura media anual simulada por el CMCC-CM. La serie temporal de las anomalías de la CP1 (Figura 4.15c), que explica el 76% de la variabilidad total del campo de temperaturas medias, presenta una tendencia no lineal en el ancho de banda decadal ($M = 30$ años), que explica el 16.2% de la varianza. También se halló un par oscilatorio de baja frecuencia con un período dominante de $T = 12$ años/ciclo. El patrón espacial asociado a esta componente temporal se exhibe en la Figura 4.15a. La CP2 explica el 11% de la varianza y la distribución espacial de las correlaciones entre las series de precipitación anual simulada en cada punto grilla con la CP2 se muestra en la

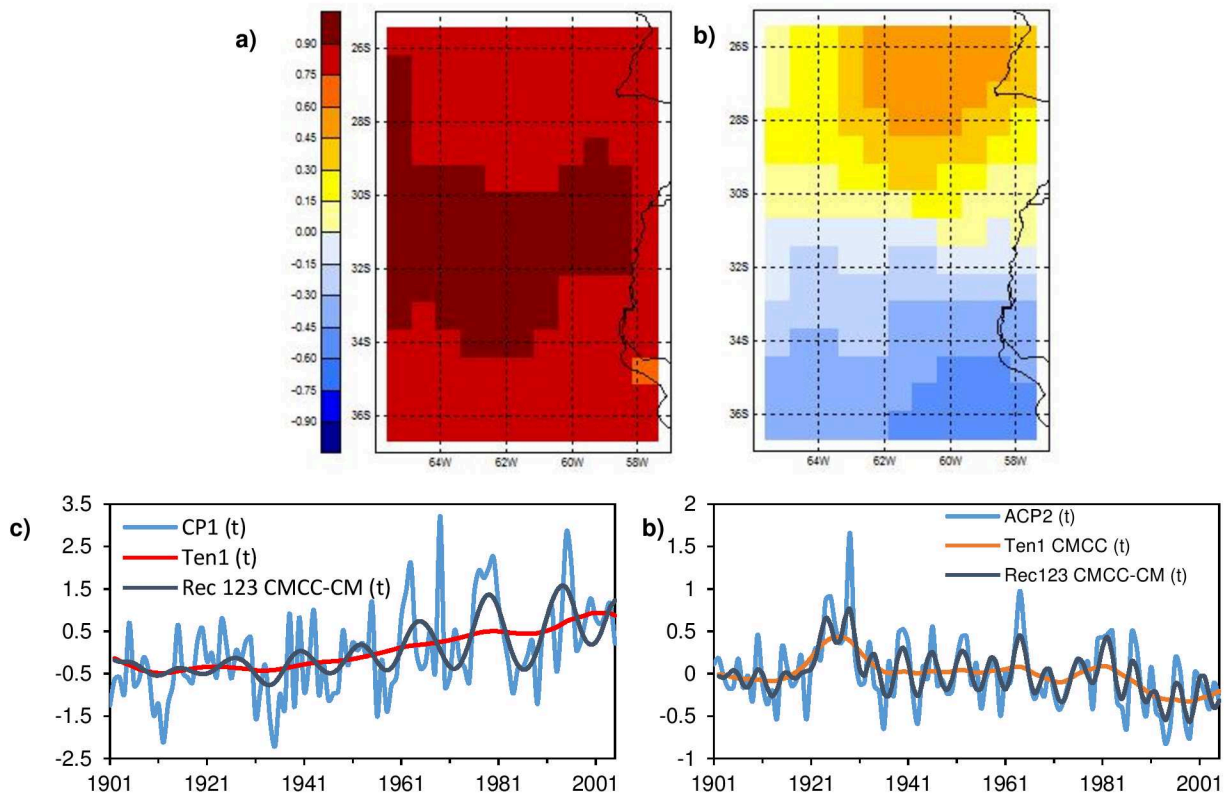


Figura 4.15: Distribución espacial de las a_{ij} correspondientes al ACP aplicado a la serie de temperatura media anual (1901-2005) del modelo CMCC-CM: **a)** a_{11} , **b)** a_{12} . Anomalías de las CPs (en $^{\circ}\text{C} / \text{año}$) y reconstrucción parcial de los modos dominantes hallados con SSA. **c)** APC1 (t), **d)** APC2 (t).

Figura 4.15b. Los modos dominantes hallados en la serie temporal, evaluados a escala interanual ($M = 10$ años) son una tendencia no lineal y un ciclo oscilatorio próximo a los 5 años.

La tendencia no lineal hallada en la CP1 del campo de Tmed anual simuladas por CMCC-CM es muy similar a la que describe la Figura 2.15a respecto al campo observado, con un crecimiento continuo a partir de la década de 1920. Además, se halló un par oscilatorio de alta frecuencia, que se puede observar en la reconstrucción parcial de la serie filtrada por las tres primeras T-PCs del SSA, adquiere mayor relevancia a partir de 1960. Este modo no encontró en el análisis efectuado a las series temporales observadas en los Capítulos anteriores. Un modo oscilatorio similar al encontrado en la APC2(t), de aproximadamente 4 años, se asoció en el Capítulo 3 a índices extremos de Tmin. Este análisis sugiere que las simulaciones de temperatura media del CMCC-CM en la región pueden reproducir la tendencia de baja frecuencia observada, lo que otorga una importante confianza para el desarrollo de los escenarios futuros climáticos a escala reducida.

4.4.2 Simulaciones retrospectivas decadales

Se evaluó la capacidad de los GMCS para representar el clima de la región en estudio a través de las simulaciones decadales, realizadas en el núcleo del período cercano propuesto por el CMIP5 (Taylor et al., 2012a). La metodología empleada es análoga a la del apartado anterior. Debido a la similitud de los resultados obtenidos se presenta un breve análisis del comportamiento temporal de los modelos analizados en la Tabla 4.6, incorporándose a los modelos de la Tabla 4.1, el CanCM4, AOGCM del “Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis, Canadá” (Merryfield et al., 2013) y el CFSv2-2011, del “Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies and National Centers for Environmental Prediction” (Saha et al., 2010).

	Modelo	Correlaciones		Errores estadísticos (serie media areal mensual)			
		mensual	anual	RMSE (mm/mes)	MAE (mm/mes)	MBE (mm/mes)	ME
Precipitación	CanCM4	0.653	-0.032	44.965	34.518	4.231	0.161
	CCSM4	0.656	0.111	43.476	33.100	11.318	0.216
	EC-EARTH	0.482	0.003	45.289	34.277	-8.525	0.149
	CFSv2-2011	0.477	-0.049	45.458	34.227	-3.435	0.114
	MIROC4h	0.628	0.168	44.944	34.490	-19.415	0.162
	FGOALS-g2	0.507	-0.171	51.736	38.953	-29.549	-0.111
	CMCC-CM	0.537	0.111	48.245	37.159	6.965	0.034
	Ensamble prom	0.735	0.434	33.799	25.571	-5.515	0.526
	Ensamble med	0.692	0.421	36.458	27.248	-8.640	0.448
Temperatura	CanCM4	0.945	0.031	2.883	2.219	-1.687	0.634
	CCSM4	0.941	-0.118	1.899	1.526	0.757	0.843
	EC-EARTH	0.921	0.022	1.992	1.535	0.232	0.825
	CFSv2-2011	0.923	0.230	1.870	1.481	0.165	0.845
	MIROC4h	0.947	0.217	3.426	2.989	2.728	0.483
	FGOALS-g2	0.933	-0.174	3.191	2.730	-2.611	0.552
	CMCC-CM	0.923	0.230	1.870	1.481	0.165	0.845
	Ensamble prom	0.963	0.256	1.462	1.130	-0.131	0.906
	Ensamble med	0.954	0.354	1.547	1.238	-0.147	0.895

Tabla 4.6: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series simuladas de los GCMs y las series observadas grilladas (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005. Los modelos sombreados corresponden a los GCMs con mejores medidas de verificación.

El grupo de modelos que realizó las simulaciones decadales es más acotado; en la Tabla 4.6 se presentan los GCMs analizados, principalmente aquellos que mostraron mayor habilidad para simular el clima en el escenario histórico de largo período. Las medidas de verificación estadística son similares a las expuestas en las Tabla 4.2 y Tabla 4.4. Se observa cierta mejoría en la eficiencia de los modelos para simular precipitación, aunque los errores se mantienen en el rango de las simulaciones históricas, lo que sugiere que los modelos no tienen una importante sensibilidad frente a los datos de SSTs observados, que aportan las condiciones iniciales para las simulaciones decadales. Las correlaciones temporales de Pearson se mantienen en el mismo rango que las estimadas para las experiencias del escenario histórico de largo período (Tabla 4.2 y Tabla 4.4). En principio, se seleccionan solo tres modelos por variable (sombreados en la Tabla 4.6) para utilizar en el proceso de reducción de escala.

Dentro de los modelos analizados, el CanCM4 presenta las mejores medidas de verificación para la precipitación simulada en la región (Tabla 4.6). La Figura 4.16a muestra la evolución temporal de la precipitación anual simulada por este modelo, superpuesta con la precipitación anual observada media areal. Si bien la correlación temporal de estas series es baja, se observa que la serie temporal simulada ajusta los patrones medios de precipitación en la región. Por su parte, el GCM que mejor ajusta la temperatura en la región es el CMCC-CM, cuya serie temporal media anual se puede observar en la Figura 4.16c.

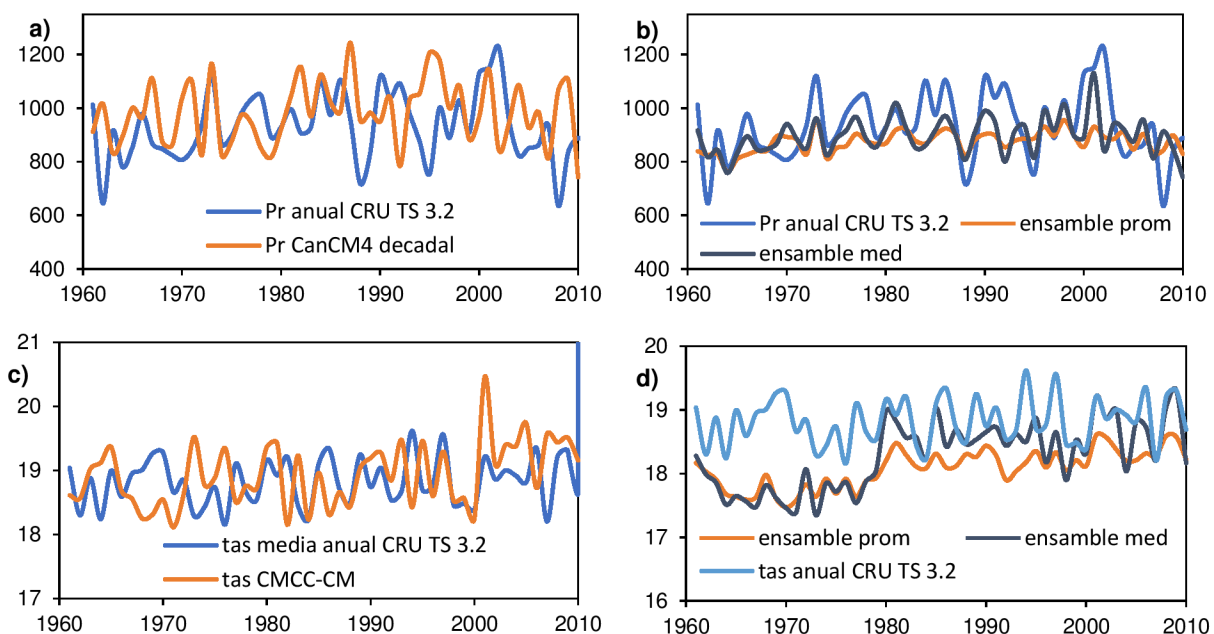


Figura 4.16: Series temporales de precipitación anual (mm/año) y temperatura media anual (°C/año) observada y simulada: **a)** CanCM4 (pr), **b)** Ensamble GCMs decadales de precipitación, **c)** EC-EARTH (tas) y **d)** ensamble GCMs decadales de tas.

Una notable mejora de las medidas de verificación y las correlaciones entre las series simuladas y las observadas se observa en los ensambles multimodelos (Tabla 4.6), tanto para precipitación como para Tmed, de manera análoga a lo expuesto para las experiencias de las simulaciones históricas de largo período. Las Figuras 4.16b y d presentan la evolución temporal anual de los ensambles multimodelos realizados con los valores de las medianas y los promedios. Se observa que, en ambos casos, la variabilidad de las series es reducida, en comparación a las series observadas. El caso del ensamble de los GCMs para precipitación (Figura 4.16b), ajusta de manera apropiada los valores medios, pero los ensambles de tas (Figura 4.16d) subestiman levemente los

valores medios a partir de 1980 y con mayor error antes de ese año, probablemente debido al reducido número de modelos con experiencias entre 1960 y 1980, teniendo la mayor parte de ellos MBE negativos.

El comportamiento de los diagramas de dispersión de precipitación y tas media mensual simulada y observada de las experiencias decadales (Figuras 4.17a-d y Anexo VII) es similar al expuesto para las experiencias históricas de largo período (Figuras 4.3a-k, Figuras 4.10a-f y Anexo VII). Se presenta solamente el diagrama del modelo con mejor coeficiente de determinación para precipitación (Figura 4.17a) y el ensamble promedio (Figura 4.17b). Se observa que este último subestima los valores extremos de mayor precipitación mensual y sobrestima los correspondientes a los meses más secos. La Tmed media mensual se encuentra bien ajustada por los modelos (Figura 4.17c, Anexo VII) y el coeficiente de determinación alcanza un valor de 0.926 para el caso del ensamble multimodelo de las experiencias decadales analizadas (Figura 4.17d).

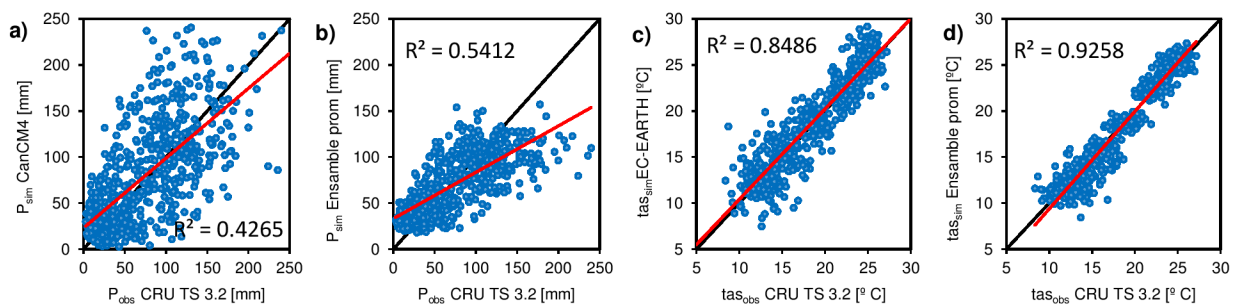


Figura 4.17: Diagramas de dispersión de temperatura media mensual y precipitación simulada vs observada (período 1961-2010), correspondiente a las experiencias decadales de: **a)** CanCM4, **b)** Ensamble promedio precipitación, **c)** EC-EARTH, **d)** Ensamble promedio temperatura.

La marcha anual de la temperatura media mensual para cada uno de los modelos simulados y la observada por el CRU TS 3.2 se presenta en la Figura 4.18a. La mayor parte de los modelos reconoce el ciclo anual de la región, aunque se observan errores del tipo sistemático, cuyo signo y cuantía se puede observar en los valores de MBE de la Tabla 4.6. En la Figura 4.18b se indica con mayor claridad el rango de variación de los GCMs y la comparación entre la marcha anual del ensamble promedio multimodelo y la observada.

El ciclo anual de precipitación simulado por los GCMs con experiencias de corto plazo decadales presentan distintos tipos de ajustes (Figura 4.18c), algunos de ellos muy alejados del observado (FGOALS-g2, CMCC-CM). El rango de variación se aprecia en la Figura 4.18d, junto con las marchas anuales de los ensambles multimodelos establecidos a través del promedio y la mediana. Se observa que no es importante la diferencia entre estos dos tipos de ensambles, en referencia a los valores medios del CRU TS 3.2.

Las Figuras 4.19a y b presenta los diagramas de Taylor para la temperatura superficial del aire media mensual, expresada en valores promedios para toda la región analizada y para la precipitación mensual media areal, en ambos casos resultantes de las simulaciones retrospectivas decadales de corto período (1961-2010). La precipitación simulada (Figura 4.19a) presenta desvíos estándar dispares, con modelos que subestiman considerablemente el valor de referencia (49 mm, punto A), como el FGOALS-g2, mientras que otros lo sobreestiman (e.g., CanCM4, CCSM4). Este comportamiento se puede observar en las marchas anuales de la Figura 4.18c, con ciclos anuales aplanados para los casos de menor desvío (FGOALS-g2) y sobreestimación de las precipitaciones de verano y primavera para los modelos con mayores desvíos estándar (CanCM4,

CCSM4). Los modelos que presentan mayor variabilidad temporal, expresada por un alto valor del desvío estándar, también presentan los mayores coeficientes de correlación, cercanos a 0.65

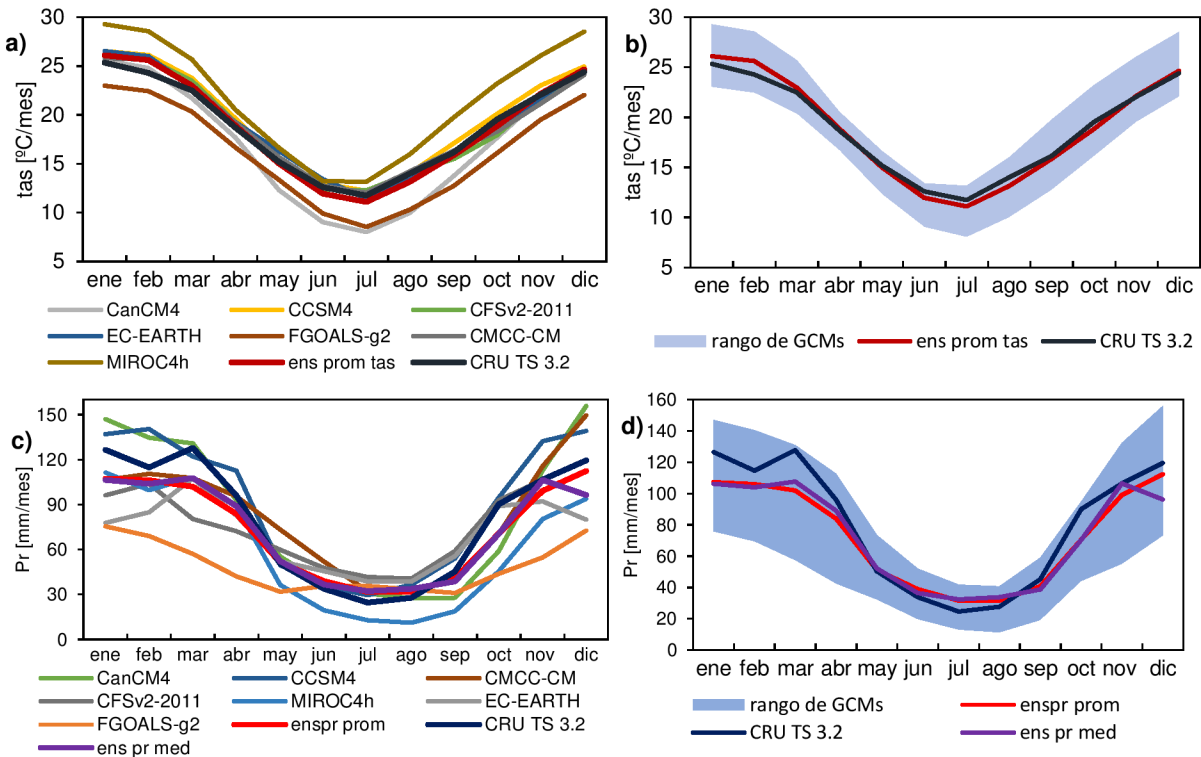


Figura 4.18: Marcha anual de la precipitación y la temperatura media mensual promedio espacial simulada para el período 1971-2000: **a)** GCMs decadales analizados de precipitación, **b)** rango de GCMs, ensamble promedio y precipitación observada, **c)** GCMs decadales estudiados de tas y **d)** rango de GCMs, ensambles y tas media mensual observada.

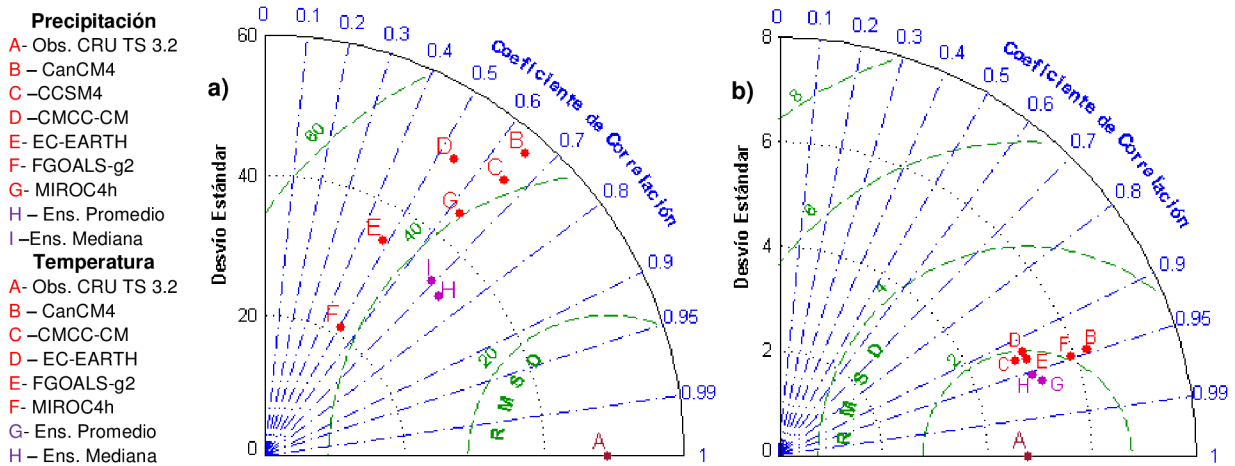


Figura 4.19: Diagrama de Taylor: **a)** precipitación mensual media areal en la región de estudio y **b)** temperatura superficial del aire media mensual promediada simuladas por GCMs en el escenario de corto período decadal (1961-2010).

(puntos B y C). El RMSD es, para todos los modelos simulados, mayor a 40 mm. Los ensambles (puntos I y H), mejoran sensiblemente la correlación con la serie observada y el RMSD, aunque subestiman ampliamente el desvío estándar.

Los modelos que simulan temperatura superficial del aire en el escenario decadal de corto período (Figura 4.19b), presentan un comportamiento similar a los correspondientes al escenario

histórico de largo período, analizados en la Figura 4.12. El valor de referencia (punto A) se corresponde con un desvío estándar de 4.76 °C. Todos los GCMs simulan series de temperatura entre 1961 y 2010 con desvíos mayores al de referencia y con coeficientes de correlación entre 0.9 y 0.95. El RMSD adopta valores próximos a 2 °C en todos los casos. Los ensambles (puntos H y G) mejoran la correlación y el RMSD, acercándose al punto de referencia. Se debe aclarar que los GCMs CCSM4 y CFSv2-2011 no han sido graficados debido a que las series comenzaban en 1981.

4.5 Reducción de escala a campos retrospectivos de GCMs

Se aplicó un modelo de regresión (detallado en la Sección 4.3.2) utilizando CCA para desarrollar las funciones de transferencia a emplear en el proceso de MOS, en el cual las correcciones estadísticas son aplicadas directamente a los campos de precipitación y temperatura simulados por GCMs. Se utilizan como predictores los datos mensuales simulados de las variables precipitación y temperatura, mientras que los predictandos son las mismas variables observadas, representadas por la base de datos grillados CRU TS 3.2 en el período de entrenamiento (preparación y calibración del modelo) que va desde enero de 1901 a diciembre de 2005. Las componentes principales del ACP aplicado a los predictores y los predictandos se calculan utilizando la matriz de correlación y el análisis se basa en las anomalías estandarizadas. La ventana de validación cruzada utilizada es de 25 meses para todos los casos. El número de modos se identifica por medio de las predicciones de validación cruzada para cada una de las series de las variables simuladas y correlacionándolas (a través del coeficiente de correlación de Pearson) con los valores observados. Se estima un índice de ajuste que define la cantidad óptima de modos a utilizar; la bondad del índice se puede interpretar como la correlación media entre las estimaciones de validación cruzada y las observaciones para todas las series.

4.5.1 Precipitación

Modelos históricos de largo período

Para el proceso de reducción de escala se seleccionaron los modelos NorESM1-M e INM-CM4, por ser los que mejor capacidad presentaron para representar el clima histórico, según las evaluaciones realizadas en la Sección 4.4. Como principal, y muy importante falencia, ninguno de estos dos modelos fueron capaces de detectar la tendencia no lineal positiva de largo período que domina el patrón de precipitación en la región, por lo que los resultados obtenidos en esta Sección estarán condicionados a esta limitación. Como paso previo para la estimación del CCA, se aplicó un ACP a los campos de precipitación simulada y observada, reteniendo 8 modos para los predictores y los predictandos, en ambos casos, para luego utilizar en el modelo de reducción de escala a través de MOS.

En las Figuras 4.20a-c se presentan los modos temporales resultantes del CCA junto con los patrones espaciales del NorESM1-M. Los modos asociados al INM-CM4 presentaron resultados similares. Se observa que existe una importante correlación canónica entre los patrones dominantes simulados y observados (el coeficiente de correlación es 0.782), tanto en su comportamiento espacial (Figuras 4.20b-c) como en su comportamiento temporal (Figura 4.20a). El modo 1, que resume el comportamiento temporal del patrón principal de la precipitación simulada, expone una variabilidad menor que la serie correspondiente al primer modo de la precipitación observada. Por otro lado, los patrones espaciales muestran un comportamiento muy similar, aunque sus principales diferencias se deben a las distintas escalas espaciales en las que son estimados. El segundo modo de correlación (no se exhibe) adquiere un coeficiente de

correlación canónica de 0.227. Estos dos primeros modos del CCA serán los que se utilicen para el modelo de reducción de escala, según indica la evaluación de los modos óptimos determinados por los índices de ajuste calculados.

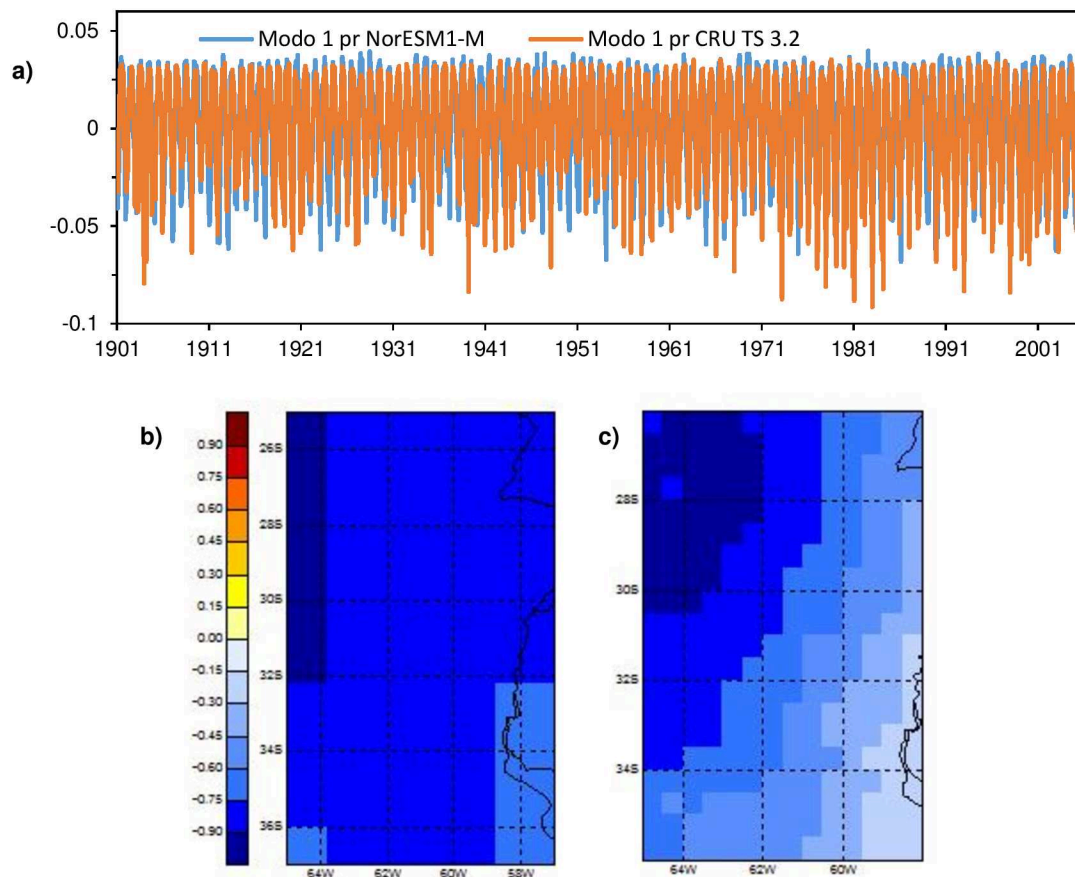


Figura 4.20: a) Primer coeficiente temporal de correlación canónica de la precipitación simulada por NorESM1-M (patrón espacial asociado en b) y la precipitación observada por CRU TS 3.2 (patrón espacial asociado en c).

La estimación de la validación cruzada ajusta el modelo del CCA utilizando todos los datos dentro del período de entrenamiento. En cada paso de la validación cruzada se omiten 25 meses (ancho de ventana de validación cruzada) del período de entrenamiento. Luego, el modelo se reconstruye completamente, repitiendo el proceso por cada paso del tiempo, para así obtener el campo de pronóstico retrospectivo a escala reducida. La Tabla 4.7 presenta las medidas de verificación estadísticas de las series temporales medias areales a escala reducida, en comparación con las referentes a los GCMs originales. El método de reducción de escala mejora sensiblemente los errores estadísticos, principalmente el MBE, ajustando así los valores medios de la serie y reduciendo los errores sistemáticos. La principal desventaja es la reducción de la variabilidad temporal, que se puede observar a través de los valores del desvío estándar. Los coeficientes de correlación de Pearson no muestran una sensibilidad destacable, solo mejorando levemente.

Las Figuras 4.21b y e presentan los diagramas de dispersión correspondientes a los valores medios areales mensuales de validación cruzada de precipitación a escala reducida, que se pueden comparar con los de los modelos originales (Figuras 4.21a y d). Estos resultados sugieren, junto con las apreciaciones de los desvíos en la Tabla 4.7, que la principal desventaja del método es la reducción de la variabilidad temporal. El método de reducción de escala sobreestima los valores mínimos mensuales de precipitación y subestima los valores máximos. Este comportamiento se

observa, de igual manera, en las marchas anuales de la precipitación mensual media regional, que se expone en las Figuras 4.22a y b. La variabilidad intraanual de la precipitación se “aplana” en los campos de precipitación a escala reducida, ya que los mínimos de los meses invernales se sobreestiman y los máximos de las estaciones intermedias y el verano se subestiman; aun conservando los valores medios anuales.

Modelo	Desvío Estándar (mm)	Correlaciones		Errores estadísticos (serie media areal mensual)			
		mensual	anual	RMSE (mm)	MAE (mm)	MBE (mm)	ME
NorESM1-M	54.65	0.635	0.091	43.634	33.369	5.127	0.042
Downscaling CCA 8 modos	24.68	0.648	0.067	34.205	27.048	-0.157	0.411
Downscaling corregido	33.93	0.714	0.097	31.295	24.058	-0.209	0.507
INM-CM4	38.07	0.618	0.283	42.002	32.190	-20.583	0.112
Downscaling CCA 8 modos	24.07	0.640	0.243	34.488	27.087	-0.171	0.401
Downscaling corregido	34.50	0.709	0.250	31.562	24.096	-0.215	0.499

Tabla 4.7: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series mensuales medias areales de precipitación simulada de los GCMs, las series a escala reducida y las series observadas grilladas (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005.

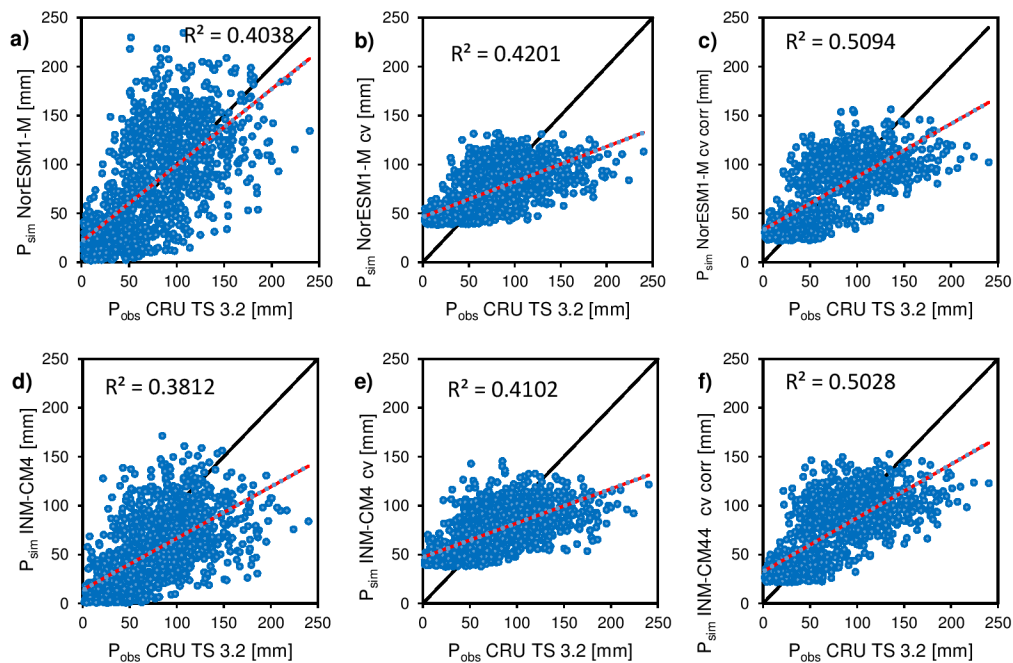


Figura 4.21: Diagramas de dispersión de la precipitación mensual media areal simulada por NorESM1-M e INM-CM4 y la observada, en el período 1901-2005: **a)** NorESM1 original **b)** campo de validación cruzada a escala reducida de NorESM1 **c)** ídem b) pero con factor de corrección mensual, **d)** INM-CM4 original, **e)** campo de validación cruzada a escala reducida de INM-CM4, **f)** ídem b) pero con factor de corrección mensual.

Para reducir esta falencia del método de reducción de escala, se aplicó un factor de corrección mensual, estimado en base a los datos observados y que se puede extrapolar a las proyecciones futuras dentro de los mismos GCMs, siendo aplicables solamente para cada uno de ellos. Para aumentar la variabilidad y ajustar los valores medios mensuales de precipitación, se aplicó el siguiente factor de corrección a cada uno de los GCMs:

$$Fc_i = \frac{[pr_i^{obs}]_{prom}}{[pr_i^{cv}]_{prom}} \quad (4.9)$$

Siendo

$$[pr_i^{obs}]_{prom} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \overline{pr_{i,j}^{obs}} \quad (4.10)$$

$$[pr_i^{cv}]_{prom} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \overline{pr_{i,j}^{cv}} \quad j = 1901, 1902, \dots, n = 2005; \quad i = 1, 2, \dots, 12 \text{ meses} \quad (4.11)$$

Donde $\overline{pr_{i,j}^{obs}}$ y $\overline{pr_{i,j}^{cv}}$ son los valores de precipitación mensual promedio espacial en los años j , en el período de 105 años que va desde 1901-2005 para cada mes i . Este factor de corrección mensual Fc_i se aplica a los valores de validación cruzada del modelo a escala reducida en cada punto de grilla. Las Figuras 4.21c y f demuestran que este factor reduce el desvío de los datos de la línea 1:1 y mejora el coeficiente de determinación, en ambos casos con valores cercanos a 0.5. Además, la Tabla 4.7 muestra que las series temporales medias espaciales de precipitación mensual correspondientes al downscaling corregido por este factor mejoran las medidas de verificación estadística, logrando coeficientes de correlación de Pearson mayores a 0.7, aumentando los desvíos y reduciendo los errores estadísticos calculados, a excepción del MBE, en ambos GCMs.

Las Figuras 4.22a y b presentan las comparaciones de la distribución anual media de las precipitaciones en la región, obtenida a través de la validación cruzada aplicando CCA (Pr cv CCA), la correspondiente a escala reducida corregida por el factor lineal mensual (Pr corregida), la observada por el CRU TS 3.2 y la simulada por los GCMs. Se aprecia la capacidad del modelo de downscaling a través de MOS para corregir los errores sistemáticos, ajustando las marchas anuales de precipitación observada en el período 1971-2000, principalmente la distribución anual corregida por el factor lineal mensual propio de cada modelo.

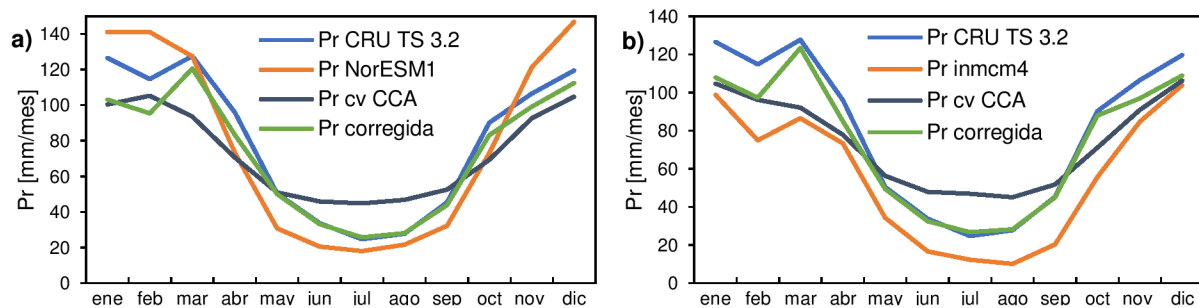


Figura 4.22: Marcha anual de la precipitación media espacial simulada, a escala reducida y observada para el período 1971-2000, para los modelos de circulación general a) NorESM1-M y b) INM-CM4.

Las Figuras 4.23a y b presentan las series temporales de la precipitación acumulada anual para los modelos a escala reducida. Se observa que el proceso de reducción de escala a través de MOS corrige los errores sistemáticos de estas series, con mayor claridad para el caso del GCM INM-CM4 (Figura 4.23a), donde la serie Pr cv CCA (t), correspondiente a la serie temporal anual del pronóstico retrospectivo de validación cruzada ajusta los valores medios de la serie observada. La variabilidad de esta serie se encuentra reducida, en comparación con la variabilidad propia de la serie temporal observada, como indican los valores del desvío estándar estimados expuestos en la

Tabla 4.7. Se debe mencionar que la serie corregida por el factor lineal mensual (no se grafica) es muy similar a la original del proceso de downscaling a escala anual.

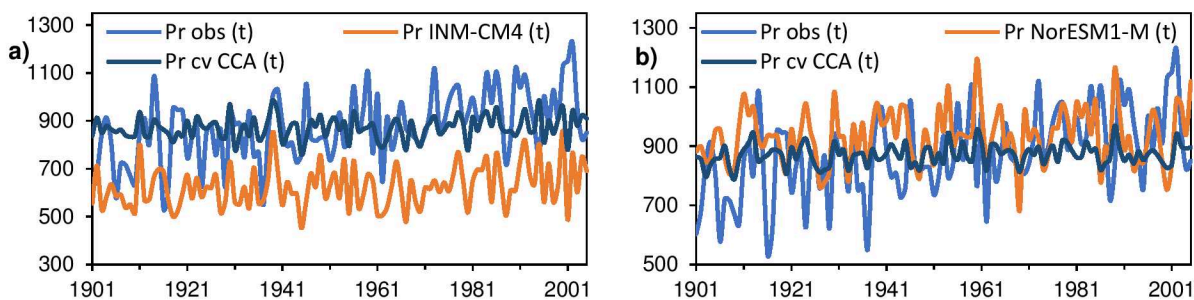


Figura 4.23: Series temporales medias anuales de precipitación observada, simulada y a escala reducida (mm/año): **a)** INM-CM4 y **b)** NorESM1-M.

Las Figuras 4.24a-e presentan la distribución espacial de la precipitación anual observada, simulada por los GCMs y a escala reducida, en el período 1971-2000. Los campos de validación cruzada a escala reducida (Figuras 4.24c y e) mejoran sensiblemente el comportamiento espacial climatológico de los GCMs (Figuras 4.24b y d) en comparación con la distribución de la precipitación observada (Figura 4.24a). Si bien los campos medios de precipitación se encuentran más suavizados a escala reducida comparándolos con los observados originales, se corrige la disposición y el sentido de las isohietas. Además, se produce una mejora muy importante del coeficiente de correlación espacial y el RMSE de los campos medios espaciales (Tabla 4.8),

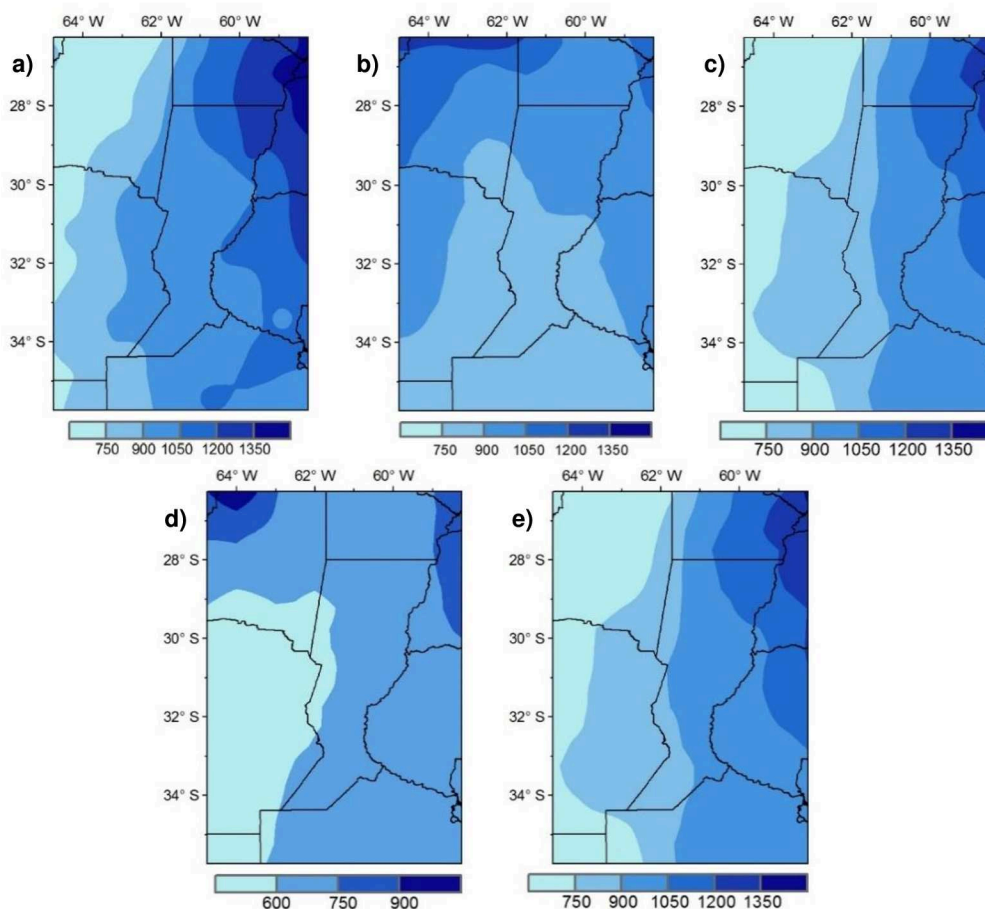


Figura 4.24: Distribución espacial de la precipitación anual simulada por los GCMs, a escala reducida y observada en el período 1971-2000: **a)** observada por CRU TS 3.2, **b)** NorESM1-M, **c)** validación cruzada a escala reducida de NorESM1-M, **d)** INM-CM4 y **e)** validación cruzada a escala reducida de NorESM1-M.

aunque aumenta el MBE para el caso del NorESM1-M. Estas aseveraciones sugieren que los resultados del proceso de reducción de escala estadístico aplicado a los campos de precipitación mensual, en el período 1901-2005, aportan una singular mejora para la representación del comportamiento espacial de la climatología de la precipitación. Por otro lado, se debe mencionar que el factor de corrección mensual aplicado a los campos de validación cruzada no afecta la distribución espacial de la precipitación, ya que no manifiestan cambios las medidas estadísticas y la correlación (Tabla 4.8) y no se modificaciones en la distribución espacial (no se exhibe).

Modelo	Correlación espacial	RMSE (mm/año)	MBE (mm/año)
NorESM1-M	0.235	200.734	-11.626
Downscaling CCA	0.993	86.672	-83.612
Downscaling corregido	0.993	87.159	-82.843
INM-CM4	0.680	311.486	-277.606
Downscaling CCA	0.994	77.144	-76.306
Downscaling corregido	0.993	76.768	-72.657

Tabla 4.8: Coeficientes de correlación espacial y medidas de verificación entre los campos espaciales medios de precipitación media anual simulada de los GCMs, a escala reducida y la observada grillada (CRU TS 3.2), en el período normal 1971-2000.

Las Figuras 4.25 a y b exhiben las correlaciones de Pearson en cada punto de grilla entre las series temporales de precipitación anual correspondientes a la validación cruzada a escala reducida y las observadas, para los GCMs NorESM1-M e INM-CM4. Se puede observar que el comportamiento de las correlaciones está asociado fuertemente al campo de espacial del CCA observado (Figura 4.20c), probablemente debido al modo de aplicar el MOS para el ajuste del modelo estadístico y a la fuerte relación entre los patrones espaciales del CCA (del campo predictor y predicando), los cuales tienen una distribución similar en ambos GCMs. Esta distribución de correlaciones indica que las series temporales a escala reducida del extremo NO de la región estarán mejor representadas por el modelo de MOS que las del extremo SE.

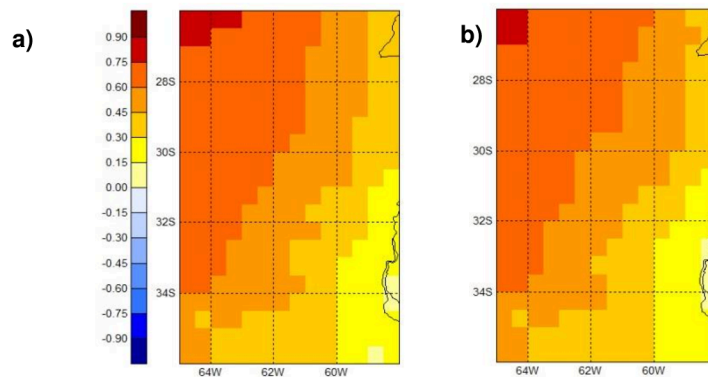


Figura 4.25: Distribución espacial de los coeficientes de correlación de Pearson entre las series temporales a escala reducida y las observadas en cada punto de grilla, para los GCMs **a)** NorESM1-M y **b)** INM-CM4.

Modelos decadales

Se analizan las simulaciones retrospectivas decadales solapadas del CCSM4 y el CanCM4, que según los resultados obtenidos en la Sección 4.4.2, son lo que mejor representan la precipitación observada en el período 1961-2010. Ambos GCMs se examinaron en busca de modos dominantes análogos a los observados en sus series acumuladas anuales. No fue posible diferenciar ningún modo dominante en la escala interanual debido al solapamiento de los errores estimados en los

autovalores, aunque se insinuaba, en ambos casos, un par oscilatorio próximo a los 6 años, coincidente con el modo de variabilidad interanual de mayor relevancia en la región. Se debe destacar que en estas series no se halló una tendencia no lineal positiva, al igual que en los modelos históricos de largo período. Tanto para los predictores (datos mensuales de precipitación simulados por los GCMs) como para los predictandos (precipitación mensual observada) se retuvieron 8 CPs del ACP y 3 modos del CCA para aplicar el modelo MOS, estimados de acuerdo al índice de ajuste que define la cantidad óptima de modos a utilizar.

La Tabla 4.9 presenta las medidas de verificación estadística de las series temporales medias areales a escala reducida correspondientes a los GCMs de las simulaciones retrospectivas decadales. Al igual que en el análisis de los modelos históricos de largo período, el método de reducción de escala reduce los errores sistemáticos, mejorando sensiblemente los errores estadísticos calculados, aunque disminuye considerablemente la variabilidad de la serie, según indican los valores del desvío estándar. El desvío de la serie media mensual observada es de 49 mm. Los coeficientes de correlación de Pearson entre las series de precipitación media areal mensual a escala reducida y la observada adquieren valores próximos a 0.7 para el downscaling original y a 0.75 para el caso de los campos medios del downscaling corregido. En general, los resultados del proceso de reducción de escala aplicando MOS a las simulaciones de los modelos retrospectivos decadales son mejores a los obtenidos por los GCMs del escenario histórico de largo período (Tabla 4.8), analizados en el apartado anterior, en referencia a las medidas de verificación que se estimaron. La comparación muestra que mejoran las correlaciones y, sobre todo, las eficiencias de los modelos.

Modelo	Desvío Estándar (mm)	Correlaciones		Errores estadísticos (serie media areal mensual)			
		mensual	anual	RMSE (mm)	MAE (mm)	MBE (mm)	ME
CCSM4	51.99	0.656	0.111	43.476	33.100	11.318	0.216
Downscaling CCA 8 modos	29.17	0.693	-0.020	35.679	27.930	-0.102	0.472
Downscaling corregido	40.90	0.743	0.010	33.169	25.175	0.000	0.543
CanCM4	56.99	0.653	-0.032	44.965	34.518	4.231	0.161
Downscaling CCA 8 modos	29.01	0.695	-0.118	35.643	28.291	-0.091	0.473
Downscaling corregido	40.14	0.756	-0.100	32.276	24.947	0.000	0.568

Tabla 4.9: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series mensuales medias areales de precipitación simulada de los GCMs correspondientes a las simulaciones decadales, las series a escala reducida y las series observadas grilladas (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005.

Las Figuras 4.26a-f permiten la comparación de los diagramas de dispersión a escala reducida de la precipitación mensual media areal simulada por los GCMs, a escala reducida y con factor de corrección mensual. El comportamiento de los mismos es análogo al que se discutió en las Figuras 4.21a-f, con una subestimación de los valores máximos y una sobreestimación de los mínimos al aplicar el método de reducción de escala, que mejora sensiblemente con la aplicación del factor de corrección mensual. Los coeficientes de determinación R^2 presentan una leve mejoría, en comparación con los obtenidos en los modelos históricos de largo período, aunque las desviaciones de la línea 1:1 siguen siendo importantes.

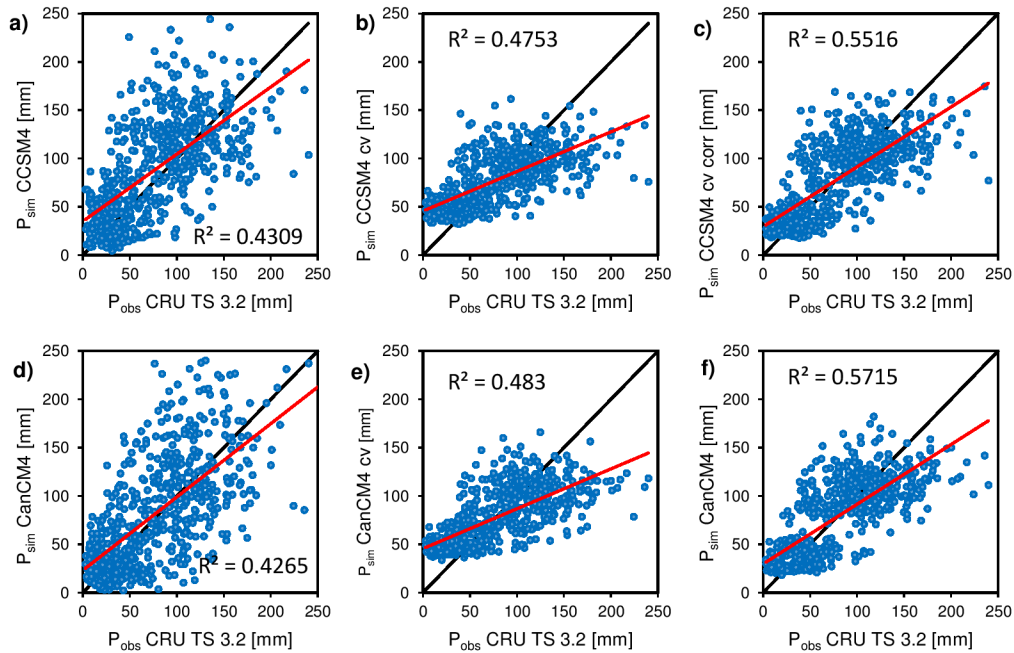


Figura 4.26: Diagramas de dispersión de la precipitación mensual media areal simulada por NorESM1-M e INM-CM4 (simulaciones decadales retrospectivas entre 1961 y 2010) y la observada en el mismo período: **a)** NorESM1 original **b)** campo de validación cruzada a escala reducida de NorESM1 **c)** ídem b) pero con factor de corrección mensual, **d)** INM-CM4 original, **e)** campo de validación cruzada a escala reducida de INM-CM4, **f)** ídem e) pero con factor de corrección mensual.

Las Figuras 4.27a y b presentan las series temporales de la precipitación anual simulada para los modelos a escala reducida y la correspondiente al GCM, comparada con la serie temporal media areal observada en la región. Nuevamente, el proceso de reducción de escala a través de MOS corrige los errores sistemáticos de los modelos aunque se reduce considerablemente la variabilidad de las series originales. Se debe aclarar que las series anuales de precipitación tienen muy baja correlación con las series observadas, por lo que su evolución temporal no estará en fase

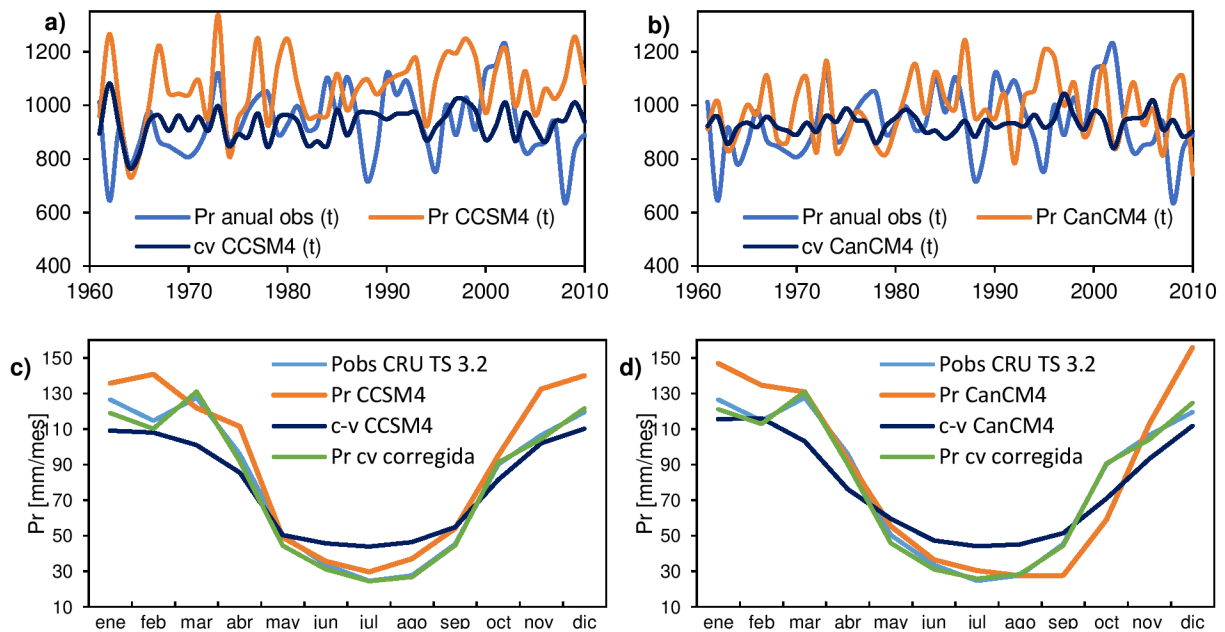


Figura 4.27: Series temporales medias anuales de precipitación observada, simulada y a escala reducida (mm/año) correspondientes a las simulaciones retrospectivas decadales de: **a)** CCSM4 y **b)** CanCM4. Marcha anual de la precipitación media espacial simulada, a escala reducida y observada para el período 1981-2010, para los GCMs **c)** CCSM4 y **d)** CanCM4.

con la variabilidad interanual observada. Por otro lado, las Figuras 4.27c y d exhiben las marchas anuales de la precipitación simulada por los GCMs, a escala reducida con el proceso de validación cruzada y la correspondiente a los campos medios corregidos con el factor de corrección lineal. Las apreciaciones son similares a las que se realizaron para los modelos del escenario histórico: el modelo MOS de downscaling corrige los errores sistemáticos de los campos medios pero subestima los valores máximos mensuales y sobreestima los mínimos. Esta falencia del método se corrige utilizando el factor mensual expuesto en la ecuación 4.9. La variabilidad intraanual del período 1981-2010 se encuentra muy bien simulada por los campos de precipitación media mensual a escala reducida corregidos, ajustándose adecuadamente a la marcha anual observada. Si bien este factor no es extrapolable a otros modelos, se puede aplicar en la generación de los escenarios futuros para mejorar la distribución anual de la precipitación en los campos generados a escala reducida.

El comportamiento espacial de los GCMs a escala reducida presenta una mejoría muy importante a escala reducida (no se grafica) en referencia al período normal 1981-2010, de manera análoga a los resultados obtenidos para los modelos del escenario histórico de largo período (Figuras 4.24a-e). Los patrones de correlación entre las series temporales medias mensuales a escala reducida y las observadas en cada punto de grilla tienen un comportamiento muy similar al expuesto en las Figuras 4.25a y b, ya que los campos espaciales del CCA son muy similares, aun con períodos temporales diferentes. La mayor parte de la región presenta series con correlaciones superiores a 0.45, siendo el extremo SE la zona con series con menores correlaciones y el NO mostrando correlaciones superiores a 0.75 (no se grafica).

En general, el proceso de reducción de escala para los campos medios mensuales de precipitación, tanto para los GCMs analizados en el escenario histórico de largo período como para las simulaciones retrospectivas decadales, permitió corregir los errores sistemáticos y mejorar la distribución espacial de la variable en los períodos normales analizados. La principal desventaja del método es la disminución de la variabilidad temporal. Se redujo sensiblemente este inconveniente, a escala intraanual, aplicando un factor de corrección lineal mensual, aunque no se incrementó de manera significativa la variabilidad interanual. Se debe mencionar que, al ajustar los campos medios climatológicos, permitirá mejorar los escenarios de cambio referentes al clima futuro, simulados por los GCMs en la región. Por otro lado, la comparación de los resultados obtenidos en la aplicación del método de reducción de escala a los GCMs de las simulaciones retrospectivas decadales con los correspondientes a los modelos históricos de largo período indica que estos últimos poseen menor capacidad para simular el clima histórico, aunque las diferencias observadas en las evaluaciones espacio-temporales que se realizaron sean mínimas. La principal, y muy importante falencia de los patrones de precipitación simulados por los GCMs, es su incapacidad para simular las tendencias históricas observadas en la precipitación, inconveniente que se extrapola a los resultados obtenidos en el proceso de reducción de escala. Se debe mencionar que la mayor parte de los GCMs mostraron habilidad para simular los modos oscilatorios detectados en las series de precipitación en la región.

4.5.2 Temperatura

Modelos históricos de largo período

Se aplicó el método de reducción de escala MOS con CCA a los campos de temperatura superficial del aire media mensual simulada por los modelos CMCC-CM y CESM1-BGC, que forman parte de los GCMs seleccionados en la Sección 4.4. El análisis del comportamiento

espacio-temporal de estos GCMs mostró que ambos son capaces de simular la tendencia no lineal positiva que presenta la temperatura media en la región. El índice de ajuste determinó que la cantidad óptima de modos a utilizar es de 8 CPs para el campo predictor, en ambos modelos, 4 y 3 CPs del campo predictando observado (para la aplicación de la validación cruzada de CESM1-BGC y CMCC-CM, respectivamente) y 2 modos CCA, con los que se construyen los modelos de MOS.

En la Tabla 4.10 se presentan las medidas de verificación estadística que determinan la bondad del método de reducción de escala. Las correlaciones entre los campos medios mensuales de tas simulada a escala reducida y observada, en promedio espacial, son mayores a 0.94 para ambos modelos, por lo que esta variable se encuentra bien representada por los GCMs a escala reducida. El método de reducción de escala permite, además, ajustar los valores medios, como se observa en el decrecimiento del MBE. Nuevamente, como en el caso de la precipitación, se reduce la variabilidad, aunque no tan significativamente. También, la reducción de escala mejora la eficiencia del modelo. Además, se aplicó un factor de reducción de escala análogo al descrito para la precipitación en la ecuación 4.9, para ambos GCMs. Los campos de downscaling corregidos reducen a 0 el MBE, mejoran la eficiencia del modelo y aumentan considerablemente la variabilidad intraanual de las series. Los coeficientes de correlación de Pearson no mejoran sensiblemente.

Modelo	Desvío Estándar (°C)	Correlaciones		Errores estadísticos (serie media areal mensual)			
		Mensual	anual	RMSE (°C)	MAE (°C)	MBE (°C)	ME
CMCC-CM	5.00	0.927	0.101	1.908	1.498	-0.255	0.840
Downscaling CCA 8 modos	3.85	0.940	0.251	1.713	1.356	-0.061	0.871
Downscaling corregido	4.69	0.952	0.253	1.462	1.149	0.000	0.906
CESM1-BGC	5.19	0.941	0.183	1.781	1.410	0.314	0.861
Downscaling CCA 8 modos	3.89	0.954	0.167	1.607	1.268	-0.061	0.886
Downscaling corregido	4.50	0.957	0.164	1.379	1.081	0.000	0.916

Tabla 4.10: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series mensuales medias areales de temperatura simulada de los GCMs del escenario histórico de largo período, las series a escala reducida y las series observadas grilladas (CRU TS 3.2), en el período 1901-2005.

Los diagramas de dispersión entre la tas simulada y observada (Figuras 4.28a-f) muestran que esta variable se encuentra aceptablemente bien representada por los GCMs analizados a escala reducida en la región. El método de reducción de escala minimiza la dispersión de los datos (mejoran los coeficientes de determinación R^2), aunque provoca una leve subestimación de los valores máximos de verano y una sobreestimación de los mínimos invernales (Figuras 4.28b y e). Este desvío se corrige al aplicar el factor de corrección mensual para cada GCM, ajustando la dispersión de los datos nuevamente a la línea 1:1 (Figuras 4.28c y f). Los coeficientes de determinación de los campos de temperatura media corregidos presentan coeficientes de determinación mayores a 0.9, indicando la bondad del ajuste obtenido con los GCMs utilizados para el proceso de reducción de escala.

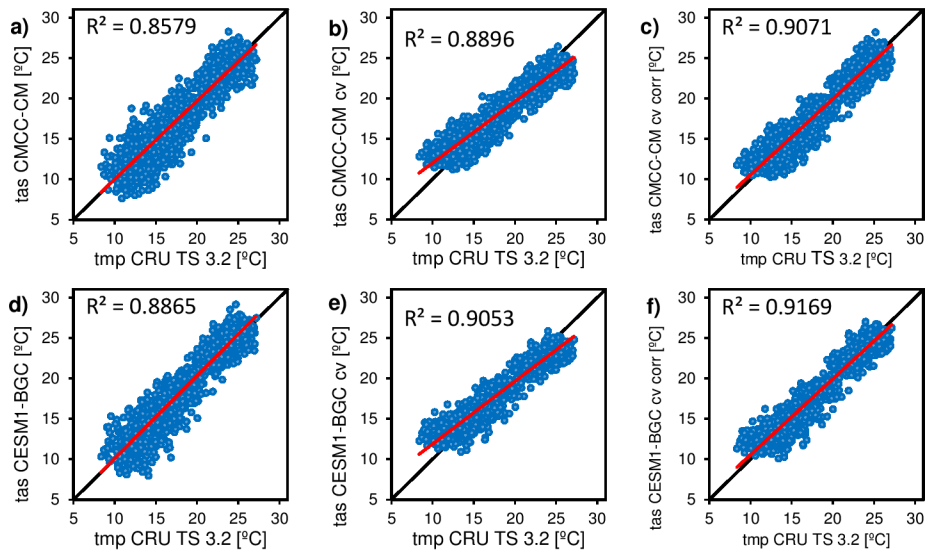


Figura 4.28: Diagramas de dispersión de la temperatura media mensual promedio areal simulada por CESM1-BGC y CMCC-CM (escenario histórico retrospectivo de largo período) y la observada, en el período 1901-2005: **a)** CESM1-BGC original **b)** campo de validación cruzada a escala reducida de CESM1-BGC **c)** ídem b) pero con factor de corrección mensual, **d)** CMCC-CM original, **e)** campo de validación cruzada a escala reducida de CMCC-CM, **f)** ídem e) pero con factor de corrección mensual.

Las Figuras 4.29a y b presentan las comparaciones de la distribución anual de temperatura media mensual de la validación cruzada aplicando CCA, la correspondiente a escala reducida corregida por el factor lineal mensual, la observada por el CRU TS 3.2 y la simulada por los GCMs. La marcha anual de la tas a escala reducida sobreestima los valores mínimos en los meses de invierno y subestima los máximos en verano, aunque estas discrepancias no son tan significativas como los resultados obtenidos para la precipitación. De todos modos, la aplicación del factor de corrección lineal mensual permite mejorar el ajuste de la distribución anual simulada a escala reducida en comparación con la observada. Se debe destacar que el método MOS aplicado con

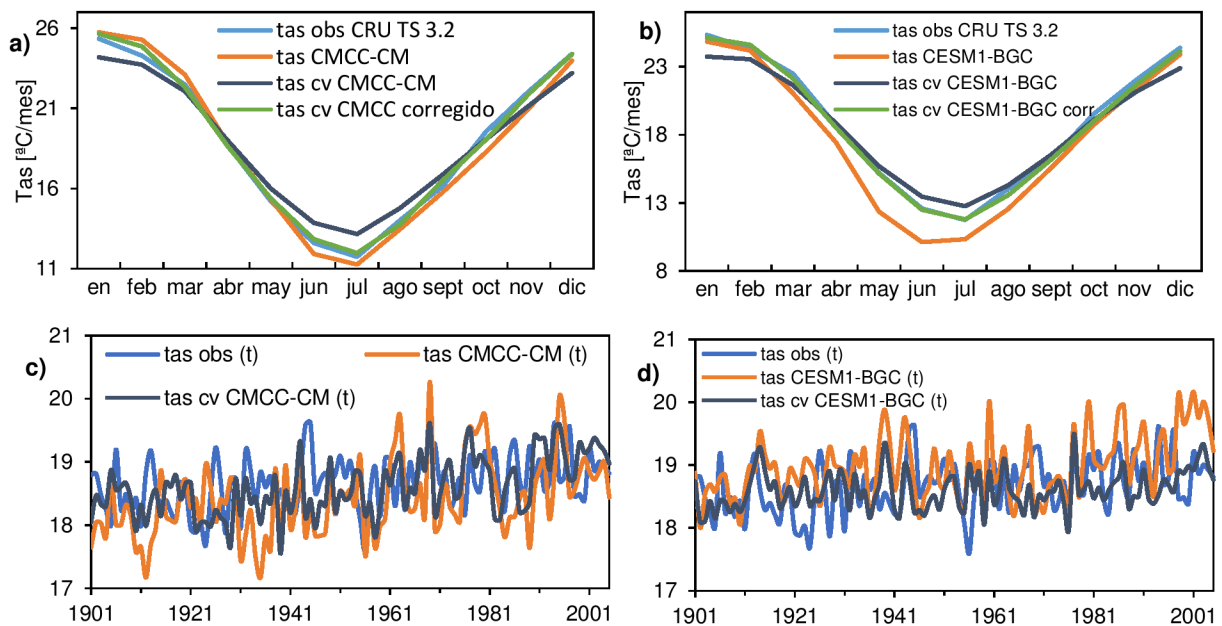


Figura 4.29: Marcha anual de la temperatura media mensual promedio espacial simulada, a escala reducida y observada (1971-2000) para los modelos de circulación general **a)** CMCC-CM y **b)** CESM1-BGC. Series temporales medias anuales de precipitación observada, simulada y a escala reducida (°C / año): **a)** CMCC-CM y **b)** CESM1-BGC.

CCA es capaz de corregir la forma de la distribución anual de la Tmed, permitiendo un ajuste adecuado de la variabilidad intraanual observada.

Las Figura 4.29c y d presentan las series temporales de temperatura media anual para los modelos a escala reducida. Si bien los coeficientes de correlación anual no son buenos (Tabla 4.10), las series temporales a escala reducida se ajustan al comportamiento medio de la serie temporal observada. Aunque no sean capaces de reproducir la variabilidad temporal interanual en fase con los datos observados, aportan importante información de baja frecuencia, permitiendo la correcta proyección de los datos futuros corregidos por el modelo de MOS. Las series temporales anuales permiten observar que, como se indicó anteriormente, el método de reducción de escala corrige adecuadamente los errores sistemáticos de los GCMs y reduce la variabilidad temporal, en comparación con la propia de la Tmed observada en la región.

Análogamente a los resultados obtenidos para precipitación, las distribuciones espaciales de la temperatura media anual a escala reducida (Figuras 4.30c y e) mejoran sensiblemente el comportamiento espacial climatológico de los GCMs (Figuras 4.30b y d) en comparación con el campo medio observado en el período normal 1971-2000 (Figura 4.30a). Se produce una mejora de relevancia en la correlación espacial de la temperatura a escala reducida y los campos de Tmed observada (Tabla 4.11), con valores de 0.99, lo que indica un apropiado ajuste de la climatología en el período 1971-2000 para el método MOS empleado. Además, el ajuste de la distribución espacial de la temperatura a escala reducida y el obtenido con el campo corregido (no se grafica)

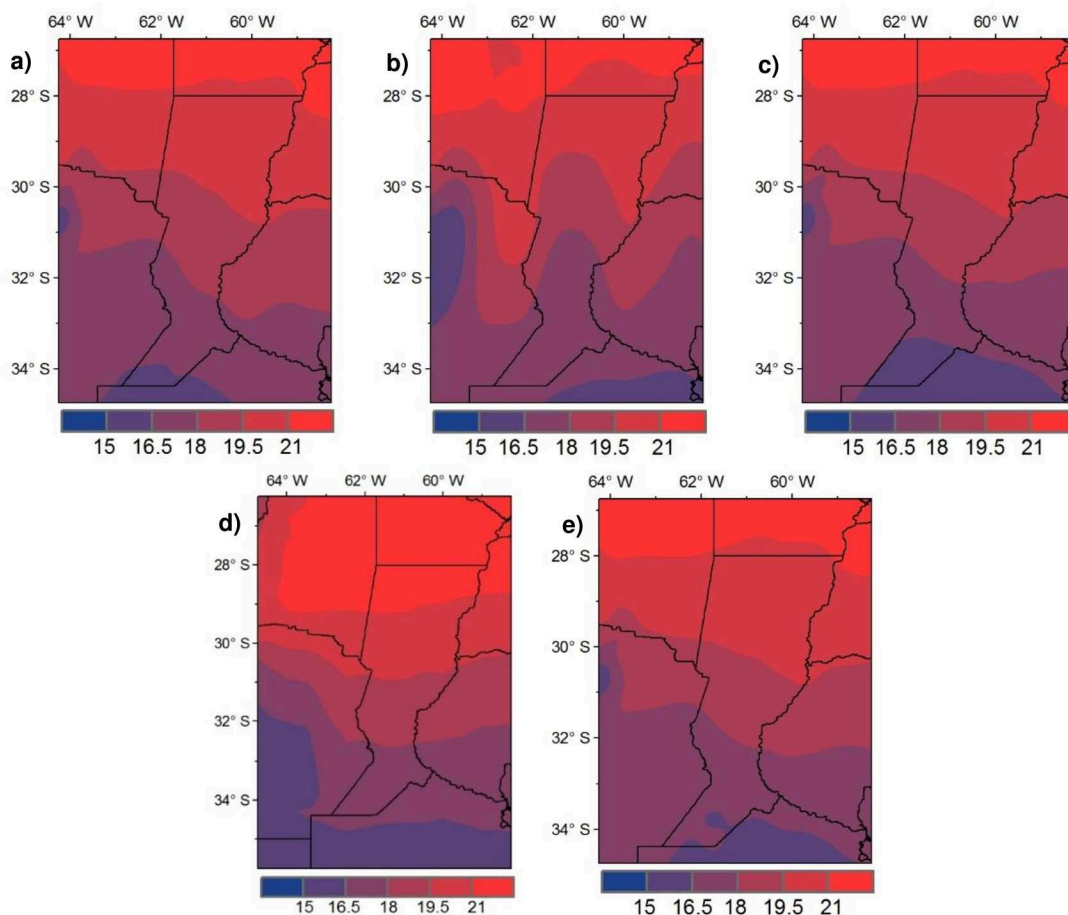


Figura 4.30: Distribución espacial de la temperatura media anual simulada, a escala reducida y observada en el período 1971-2000: **a)** observada por CRU TS 3.2, **b)** CMCC-CM, **c)** validación cruzada a escala reducida de CMCC-CM, **d)** CESM1-BGC y **e)** validación cruzada a escala reducida de CESM1-BGC.

presentan similares características en ambos GCMs, con coeficientes de correlación y errores estadísticos similares (Tabla 4.11).

Modelo	Correlación espacial	RMSE (°C)	MBE (°C)
CMCC-CM	0.946	0.652	-0.047
Downscaling CCA	0.996	0.239	-0.147
Downscaling corregido	0.997	0.231	-0.139
CESM1-BGC	0.957	0.788	0.418
Downscaling CCA	0.995	0.213	-0.113
Downscaling corregido	0.996	0.208	-0.105

Tabla 4.11: Coeficientes de correlación espacial y medidas de verificación entre los campos espaciales medios de precipitación media anual simulada de los GCMs, a escala reducida y la observada (CRU TS 3.2), en el período normal 1971-2000.

Las correlaciones de Pearson en cada punto de grilla entre las series temporales de temperatura media mensual correspondientes a la validación cruzada a escala reducida y las observadas, para los GCMs analizados (CMCC-CM y CESM1-BGC) presentan valores mayores a 0.9 en ambos modelos (no se grafica). En la mayor parte de la región, estos valores son superiores a 0.93. Estos resultados indican que las series temporales de Tmed observadas están muy bien representadas por las series homólogas obtenidas con el proceso de validación cruzada aplicado con CCA, permitiendo utilizar el modelo MOS para los campos de temperatura futura con un alto grado de confianza.

Los resultados referentes al proceso MOS de reducción de escala y corrección de GCMs indican que los campos climatológicos de Tmed en la región se ajustan correctamente a los observados, tal como lo demuestra la distribución espacial en el período 1971-2000. La variabilidad intraanual de la temperatura se simula correctamente con la aplicación del factor de corrección mensual, ya que el método empleado de downscaling reduce la variabilidad propia del GCM, disminuyendo los extremos máximos y aumentando los mínimos. Además, los GCMs analizados no son capaces de simular la variabilidad interanual de la temperatura media anual en fase con la de los datos observados, por lo tanto, tampoco tendrán la habilidad de hacerlo a escala reducida. El modelo MOS empleado corrige adecuadamente los errores sistemáticos aunque reduce la variabilidad temporal de alta frecuencia. Se debe mencionar que, a pesar de no tener altas correlaciones con las series anuales observadas, los GCMs a escala reducida representan adecuadamente los campos de Tmed a escala mensual. Además, se demostró en la sección 4.4.1 que los GCMs incorporan los modos dominantes de la Tmed en la región, principalmente las tendencias no lineales, condición que se extrapola a los resultados del proceso de downscaling.

Modelos decadales

A partir de los resultados obtenidos en la Sección 4.4.2, se seleccionaron para la aplicación del proceso de reducción de escala los GCMs CMCC-CM y MIROC4h, con simulaciones retrospectivas decadales de temperatura media solapadas entre 1961 y 2010. Se debe aclarar que si bien MIROC4h no se seleccionó en primera instancia, se le aplica el método por el valor de correlación y su alta resolución espacial, haciendo uso de la capacidad del modelo MOS para la reducción del error sistemático. No fue posible diferenciar modos dominantes en las series temporales medias anuales en el ancho de banda interanual. Tampoco se obtuvieron modos significativos en el análisis de los datos observados, posiblemente por el período temporal utilizado

(50 años), ya que las tendencias manifestadas en la Tmed mostraron en los Capítulos precedentes, comportamientos de baja frecuencia. En el desarrollo del modelo MOS se retuvieron 8 CPs para los predictores (datos mensuales de temperatura media simulados por los GCMs), 4 CPs para los predictandos (temperatura media mensual observada) y 2 modos del CCA, estimados de acuerdo al índice de ajuste que define la cantidad óptima de modos a utilizar.

En la Tabla 4.12 se resumen las medidas de verificación estadística de las series temporales medias areales de temperatura media mensual a escala reducida, correspondientes a los GCMs de las simulaciones retrospectivas decadales. El método MOS aumenta la eficiencia del modelo y reduce los errores sistemáticos, representados por el MBE, de la misma manera que se observó para las simulaciones históricas de largo período. Esta aseveración se aplica con mayor relevancia para el MIROC4h, cuyos errores iniciales son muy altos. También presentan una mejoría los coeficientes de correlación a escala mensual y anual, con respecto a los obtenidos para los GCMs originales, adoptando valores próximos a 0.95 en ambos modelos. Además, el método disminuye la variabilidad de la serie, según los valores del desvío estándar estimados. El desvío de la serie media mensual observada es de 4.86 °C, por lo que los ajustes a escala reducida corregidos por el factor lineal mensual reproducen adecuadamente la variabilidad de las series mensuales. En estas simulaciones a escala reducida, la introducción del factor de corrección mejora sensiblemente las medidas de verificación, principalmente los errores estadísticos estimados y la eficiencia del modelo.

Modelo	Desvío Estándar (°C)	Correlaciones		Errores estadísticos (serie media areal mensual)			
		Mensual	anual	RMSE (°C)	MAE (°C)	MBE (°C)	ME
CMCC-CM	4.89	0.923	0.030	1.870	1.481	0.165	0.845
Downscaling CCA 8 modos	3.85	0.945	0.167	1.689	1.357	-0.059	0.874
Downscaling corregido	4.69	0.955	0.173	1.421	1.137	0.000	0.911
MIROC4h	5.91	0.947	0.217	3.426	2.989	2.728	0.483
Downscaling CCA 8 modos	3.90	0.957	0.112	1.524	1.197	-0.064	0.898
Downscaling corregido	4.65	0.961	0.121	1.309	1.016	0.000	0.925

Tabla 4.12: Coeficientes de correlación lineal de Pearson y medidas de verificación entre las series mensuales medias areales de temperatura media simulada por los GCMs correspondientes a las simulaciones decadales, las series a escala reducida y la serie observada media areal (CRU TS 3.2), en el período 1961-2010.

En general, los resultados del proceso de reducción de escala aplicando MOS a las simulaciones de los modelos retrospectivos decadales son similares a los obtenidos por los GCMs del escenario histórico de largo período (Tabla 4.10), analizados en el apartado anterior. Este comportamiento sugiere que la capacidad de estimar escenarios de temperatura media para el futuro cercano será similar en ambas simulaciones (decadales e históricas), por lo que se plantea una potencial posibilidad de asignar causalidades, es decir, establecer comparaciones entre los cambios referidos a la variabilidad decádica y aquellos producidos por los cambios antrópicos.

Los diagramas de dispersión entre la tas simulada por los GCMs del escenario retrospectivo decadal y la observada (Figuras 4.31a-f) presentan resultados muy similares a los descriptos para los GCMs históricos de largo período. El método de reducción de escala minimiza la dispersión de los datos, mejorando los coeficientes de determinación R^2 ; aunque provoca una leve subestimación de los valores máximos de verano y una sobreestimación de los mínimos invernales (Figuras 4.31b y e), desviando la línea de ajuste de la 1:1. Este inconveniente se logra reducir al

aplicar el factor de corrección mensual para cada GCM. Además, los campos medios corregidos a escala reducida presentan coeficientes de determinación mayores a 0.9, indicando la bondad del ajuste obtenido con los GCMs utilizados para el proceso de reducción de escala.

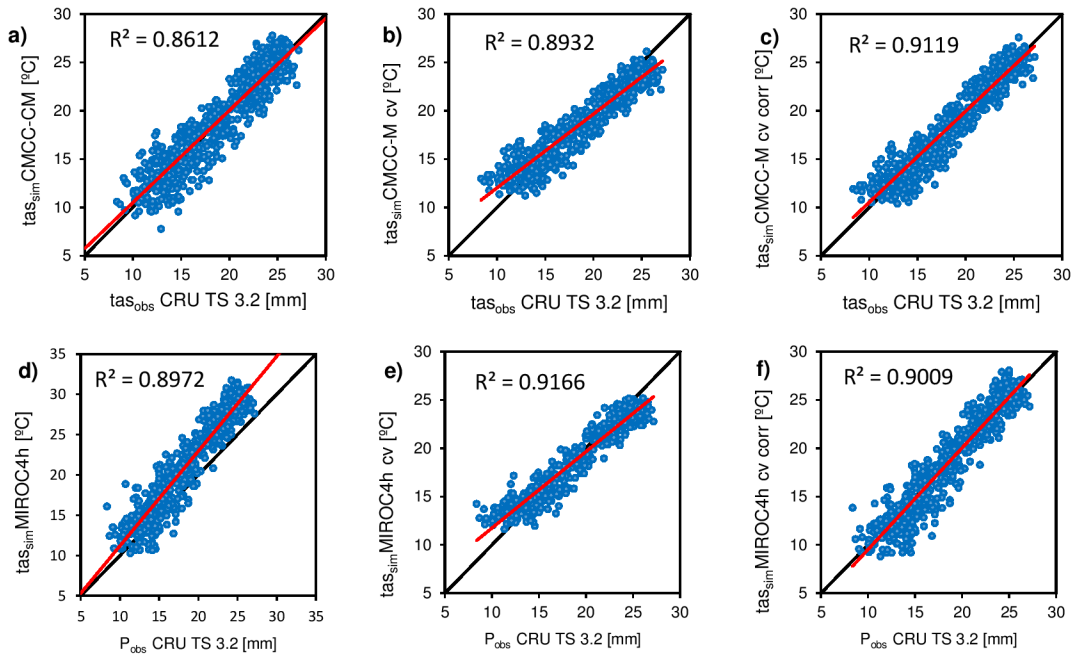


Figura 4.31: Diagramas de dispersión de la temperatura media mensual promedio areal simulada por CMCC-CM y EC-EARTH (simulaciones decadales entre 1961 y 2010) y la observada: **a)** CMCC-CM original **b)** campo de validación cruzada a escala reducida de CMCC-CM **c)** ídem b) pero con factor de corrección mensual, **d)** MIROC4h original, **e)** campo de validación cruzada a escala reducida de MIROC4h, **f)** ídem e) pero con factor de corrección mensual.

Las distribuciones anuales de la temperatura media mensual a escala reducida obtenida por el proceso de validación cruzada (expresada por las siglas en inglés, cv), la correspondiente a escala

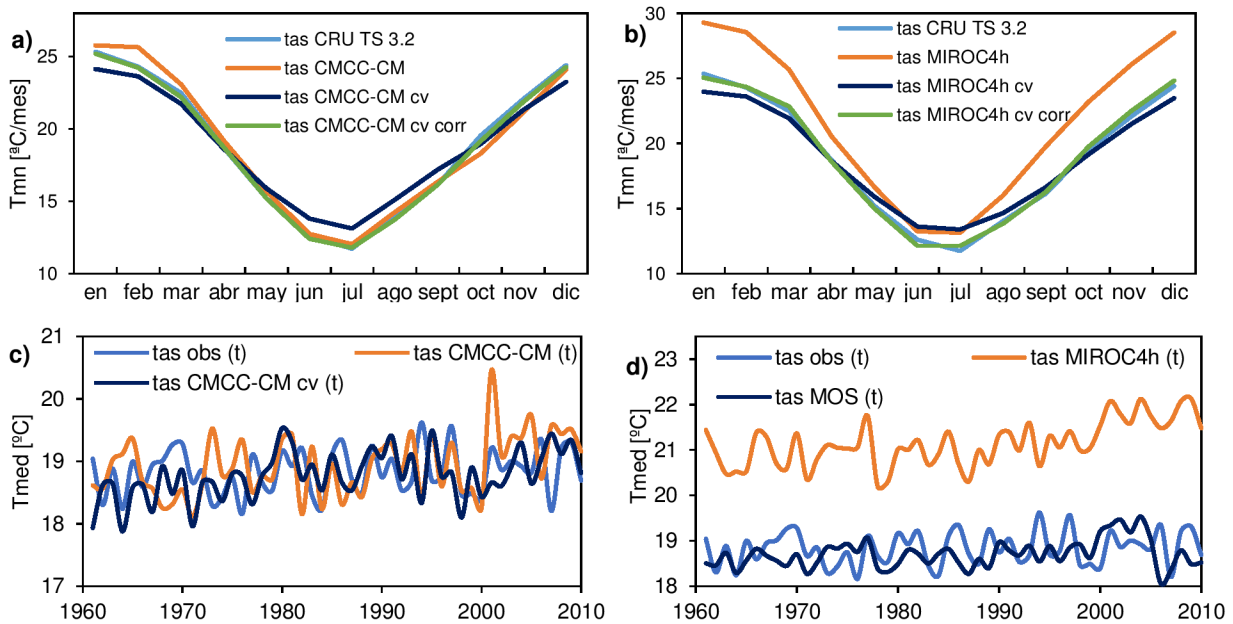


Figura 4.32: Marcha anual de la temperatura media mensual promedio espacial simulada, a escala reducida y observada (1981-2010) para los GCMs del escenario decadal retrospectivo **a)** CMCC-CM y **b)** MIROC4h. Series temporales de temperatura media anual observada, simulada y a escala reducida (°C / año): **c)** CMCC-CM y **d)** MIROC4h.

reducida corregida por el factor lineal mensual, la observada por el CRU TS 3.2 y la simulada por los GCMs se grafican en las Figuras 4.32a y b. La marcha anual de la Tmed a escala reducida subestima los máximos de verano y sobreestima los mínimos, al igual que en el caso de los modelos históricos de largo período. Estas discrepancias se corrigen, como se mencionó anteriormente, con el empleo del factor de corrección propio de cada GCM. Además, el ajuste de la variabilidad intraanual de la Tmed por el proceso de reducción de escala es capaz de corregir la forma de la marcha anual, adaptándola a la distribución de los valores mensuales observados.

Las Figuras 4.32c y d muestran las series temporales de temperatura media anual a escala reducida, las series observadas y las correspondientes a los GCM originales. Estas señales temporales muestran la capacidad del método de MOS para corregir los errores sistemáticos, ajustando los valores medios simulados a escala reducida a los observados. Si bien las series simuladas de validación cruzada no se encuentran en fase con las observadas, debido a las bajas correlaciones que poseen (Tabla 4.12), pueden aportar información valiosa referente al comportamiento de la variabilidad decadal de la Tmed en la segunda mitad del siglo XX y en las primeras décadas del siglo XXI.

El comportamiento espacial de la temperatura media simulada a escala reducida reproduce de manera apropiada los campos medios observados de Tmed en la región (no se grafica), con resultados muy similares a los obtenidos para las simulaciones de los GCMs históricos de largo período (Tabla 4.11, Figuras 4.30c y e), aún con modelos y períodos climatológicos diferentes. Además, las correlaciones de Pearson en cada punto de grilla entre las series temporales de temperatura media mensual correspondientes a la validación cruzada a escala reducida y las observadas para los GCMs analizados son superiores a 0.9 (no se exhiben), de manera análoga a los resultados obtenidos para las simulaciones históricas de largo período. Nuevamente, estos resultados indican que las series de Tmed mensual simuladas en el escenario retrospectivo decadal se ajustan adecuadamente a los valores de la misma variable observada en el período 1961-2010.

El modelo de MOS empleado con CCA para la corrección de errores sistemáticos y la reducción de escala de la temperatura media permite ajustar los campos medios simulados y optimizar su variabilidad intraanual, en comparación con los campos observados. Además, los GCMs analizados, preferentemente en las simulaciones retrospectivas históricas, son capaces de reproducir la tendencia de baja frecuencia que domina la Tmed de la región, aportando un potencial importante para utilizar el modelo de MOS en los escenarios de CC futuro. Al igual que en los resultados obtenidos para la precipitación, el método de reducción de escala disminuye la variabilidad inter e intraanual de la Tmed. Esta falencia se corrige adecuadamente con la utilización del factor de corrección lineal mensual. Por otro lado, los resultados de la comparación espacio-temporal de los resultados obtenidos por la validación cruzada empleada con CCA y los campos observados para las simulaciones decadales e históricas no muestran diferencias significativas. Ambos escenarios simulan de manera adecuada la Tmed en la región y el proceso de reducción de escala permite mejorar estas simulaciones, ajustando la distribución espacial de los campos medios y las series temporales a escala intra, interanual y de baja frecuencia. Estos resultados aportan información de relevancia para el desarrollo del modelo de MOS, que se puede emplear por sí misma para la determinación de impactos (en conjunto con los datos observados) y como escenario de base para la comparación con las simulaciones futuras. También se debe mencionar que los escenarios a escala reducida decadales e históricos permitirán asignar causalidades en los procesos de cambios, debido a que los primeros se abocan a la variabilidad propia del sistema climático y los segundos a los forzantes externos.

4.6 Escenarios climáticos regionales futuros

Para determinar los escenarios futuros del clima regional, se emplean proyecciones de los modelos utilizados para el proceso de downscaling entre los años 2006 y 2035. Se establecen comparaciones entre el método MOS aplicado con CCA y el escalamiento local, expuesto en la Sección 4.3.3. Además, se evalúan los posibles cambios de largo período, a través de las series temporales medias anuales, con los resultados de los procesos de reducción de escala y corrección de errores empleados. También se investigan potenciales variaciones en las marchas anuales de la temperatura y la precipitación media en la región. Por último, se analizan las proyecciones de los escenarios RCP4.5 (de estabilización) y RCP8.5 (con un nivel muy alto de gases de efecto invernadero) para las simulaciones de largo período y las proyecciones decadales (utilizan el RCP4.5) de las simulaciones a 30 años de las experiencias decadales.

4.6.1 Precipitación

Si bien, como se ha demostrado en el Capítulo 2, el patrón principal de la precipitación en la región tiene una importante tendencia no lineal que presenta un decaimiento a principios del siglo XXI, se grafican en este apartado las tendencias lineales de las series, a fin de obtener comparaciones medias de los cambios proyectados y poder apreciar la bondad del ajuste histórico de los métodos de reducción de escala. La aplicación del método de reducción de escala permite reducir los errores sistemáticos de las simulaciones históricas, según los resultados obtenidos en la Sección 4.5. El mayor cuestionamiento para la aplicación del método MOS es la asunción de estacionariedad, es decir que la relación establecida para los datos históricos sea válida para el futuro. Para complementar la información que brindan los escenarios a escala reducida futuros (decadales y RCPs), se empleó el método de LS.

Según el análisis de los modos dominantes de la precipitación simulada por INM-CM4 y NorESM1-M, no se presenta una señal diferenciable asociada a una tendencia. Este hecho repercute directamente en la posibilidad de evaluar correctamente las proyecciones de precipitación en la región. Sin embargo, el hallazgo de un decrecimiento de los valores medios de precipitación anual a partir del siglo XXI podría reencauzar las potenciales proyecciones. Las Figuras 4.33a-d presentan las series temporales de precipitación anual simulada para el escenario histórico de largo período (1901-2005) y las proyecciones para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 de los GCMs INM-CM4 y NorESM1 a escala reducida con MOS y con errores corregidos por LS. Ambos métodos corrigen los errores sistemáticos de los GCMs (más notorios para INM-CM4) y subestiman la tendencia lineal de la precipitación observada media regional.

Particularmente, el INM-CM4 presenta una leve tendencia positiva que se puede observar en la evolución temporal de la serie histórica y los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 (Figura 4.33a). Ambos escenarios no presentan variaciones de importancia en las proyecciones para el período 2006-2035. El método de downscaling aplicado permite ajustar los valores medios simulados a los observados y corregir las proyecciones futuras, aunque disminuye la variabilidad interanual propia del GCM. El método de LS (Figura 4.33b) mantiene la variabilidad temporal original del GCMs, ajustando las series a los valores medios observados en el período histórico. En este caso particular, las proyecciones de los escenarios escalados localmente mejoran las proyecciones en los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, estableciendo comparaciones directas con la serie observada y las presentadas en la Figura 4.33a.

Escenarios retrospectivos y futuros del clima regional

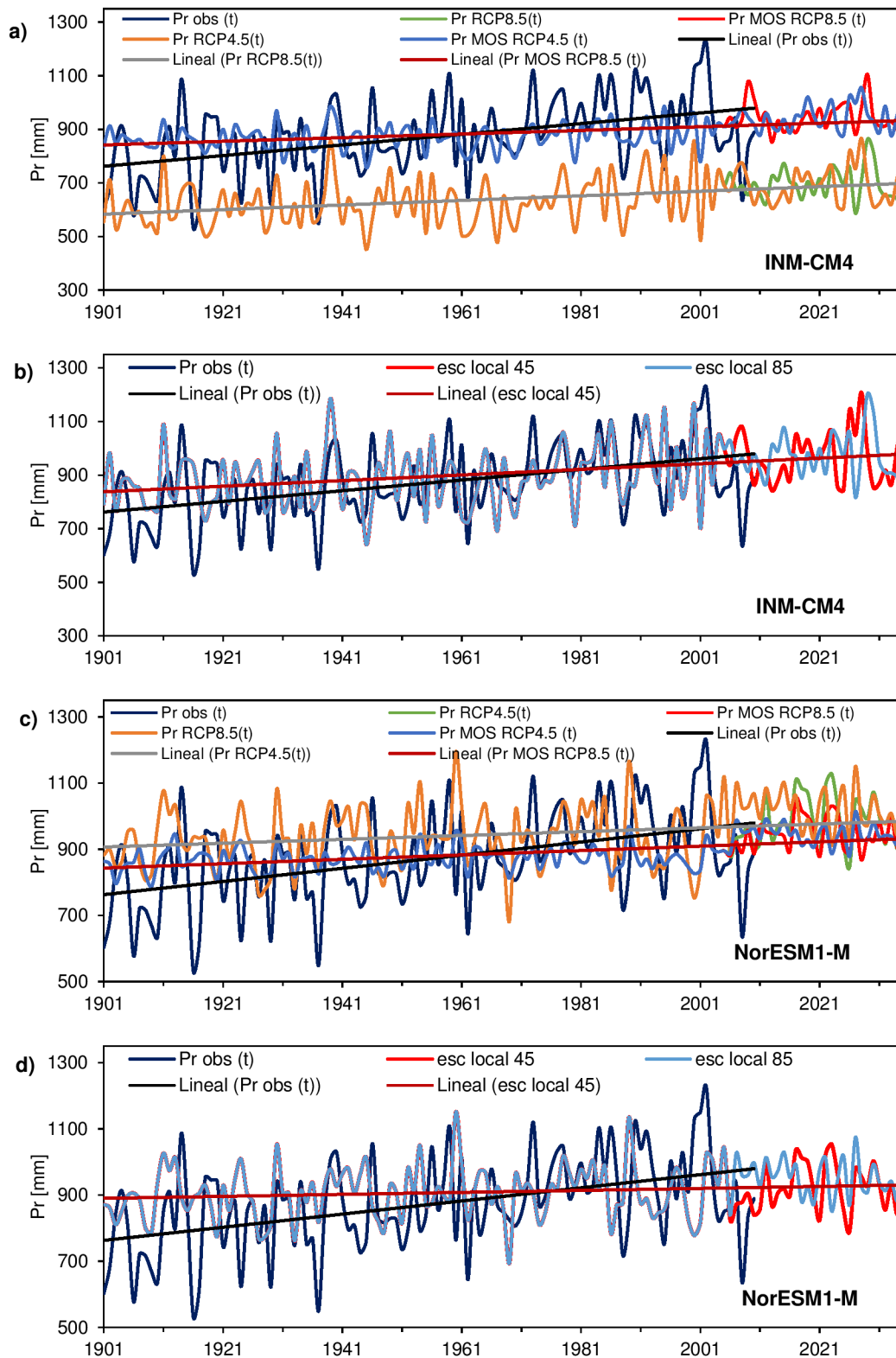


Figura 4.33: Series temporales de precipitación anual del escenario histórico de largo período y proyecciones para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 desde 2006 a 2035 para los GCMs: **a)** INM-CM4 y proyecciones aplicando MOS, **b)** INM-CM4 y proyecciones aplicando LS, **c)** NorESM1-M y proyecciones aplicando MOS, **d)** NorESM1-M y proyecciones aplicando LS.

Las series temporales medias anuales de precipitación ensambladas para el NorESM1-M en el escenario histórico de largo período y las proyecciones hasta 2035 de los RCPs, también muestran deficiencias en el ajuste de las tendencias, aunque el error sistemático del GCM es positivo (Figura

4.33c). El método MOS corrige este error y reduce la escala espacial de las proyecciones. Los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 escalados localmente no presentan variaciones de relevancia en los valores medios, en comparación con los datos simulados históricos (Figura 4.33d). Debido a esto, no se evidencian tendencias considerables en las series temporales de precipitación anual para este método de corrección de errores, subestimando el comportamiento histórico observado y reduciendo la confiabilidad de las predicciones. Se debe mencionar que, tanto para el método MOS como para el LS, las proyecciones de las simulaciones empleadas presentan las mismas tendencias lineales, sugiriendo escasa variación de las precipitaciones en la región bajo distintos escenarios de CC futuro.

Las Figuras 4.34a-b presentan las marchas anuales de la precipitación mensual media regional para las proyecciones futuras a escala reducida y corregidas para los escenarios RCPs en el período 2006-2035. Las distribuciones anuales correspondientes a la precipitación mensual a escala reducida con el método MOS, para el RCP4.5, presentan un comportamiento similar al de las marchas anuales observadas Pr cv 1971-2000, subestimando los mínimos y sobreestimando los máximos. Al aplicar el factor de corrección mensual, determinado para cada modelo en particular, se ajusta la distribución de las proyecciones de manera congruente a las observaciones. No se aprecian diferencias relevantes entre las marchas anuales a escala reducida por MOS corregida y las observadas, lo que sugiere que la variabilidad intraanual no sufriría cambios de importancia en las décadas venideras. Además, se incluyen las distribuciones anuales de Pr escaladas localmente para el período 2006-2035, las cuales mantienen la forma de los GCMs en el período histórico (Figura 4.4c), divergiendo considerablemente del comportamiento observado en el período base 1971-2000.

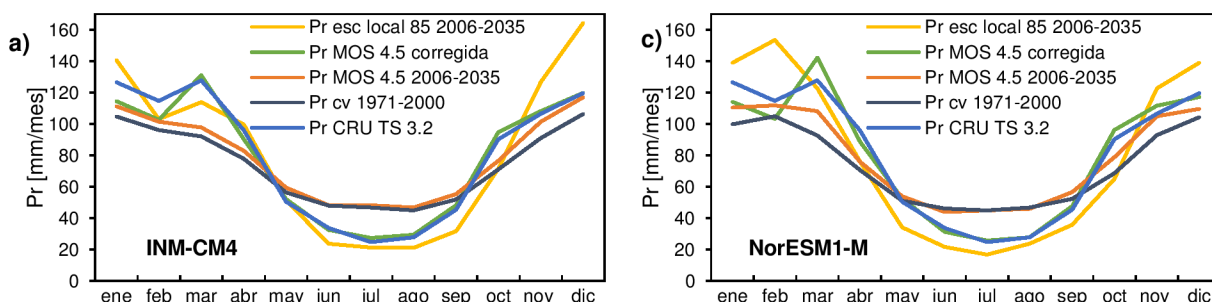


Figura 4.34: Marcha anual de la precipitación mensual promedio espacial simulada a escala reducida y corregida para el período 2006-2035 y observada (1971-2000) para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 a) INM-CM4 y b) NorESM1-M.

Las Figuras 4.35a y b presentan las series temporales anuales medias areales de las simulaciones decadales retrospectivas solapadas (1961-2005) y de 30 años desde 2005 (2006-2035). En este caso, los métodos de reducción de escala y de corrección de errores aplicados son capaces de ajustar los valores medios observados, según se aprecia en las tendencias lineales de las Figuras 4.35a y b. Particularmente, las proyecciones decadales del CCSM4 indican un aumento creciente de la precipitación regional, aunque moderado (Figura 4.35a), tanto para LS como para MOS. El método de escalamiento local permite mantener la varianza original del GCM, que es mayor a los resultados obtenidos por MOS. La desventaja del escalamiento local para con el método MOS es la imposibilidad de incrementar la resolución espacial de los pronósticos y de corregir los errores a partir de las observaciones históricas. En referencia a las proyecciones futuras decadales del CanCM4 (Figura 4.35b), el modelo corregido por LS prevé un leve decaimiento de las precipitaciones regionales, posiblemente continuando la tendencia observada en la última década

del siglo XXI, aunque presenta una importante variabilidad interanual. Por su parte, las proyecciones realizadas con MOS mantienen el aumento de las precipitaciones, ya que el modelo se calibró en el pasado y, se asume que permanece la estacionariedad de la serie y los modos dominantes del período de calibración.

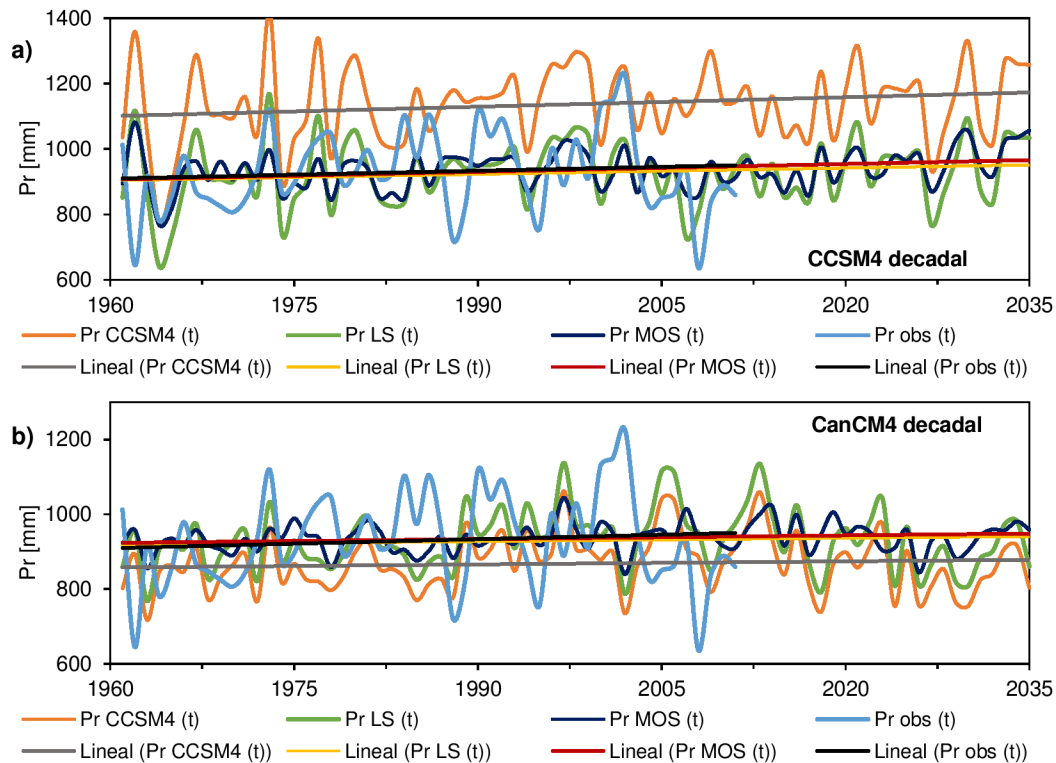


Figura 4.35: Series temporales de precipitación anual correspondientes a las simulaciones retrospectivas decadales históricas y de 30 años a partir de 2005: **a)** CCSM4 y proyecciones aplicando MOS y LS, **b)** CanCM4 y proyecciones aplicando MOS y LS.

La Figura 4.36 exhibe los cambios medios de precipitación anual entre los períodos históricos analizados y los futuros hasta 2035, tanto para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 como para los decadales (solo se proyectan con RCP4.5). Los modelos RCPs del escenario de largo período, asociado a cambios antrópicos del sistema, muestran un incremento leve de las precipitaciones para la región (aprox. 70 mm en 30 años), según los resultados del proceso de reducción de escala MOS. La aplicación del LS sugiere un incremento similar al del modelo MOS para INM-CM4 y muy escaso para el NorESM1-M, de tan solo 11 mm para el RCP4.5 y 42 mm para el RCP8.5. Los modelos decadales, asociados a la variabilidad natural del sistema con las condiciones iniciales dependientes de las observadas, muestran cambios menos significativos que los modelos del escenario de largo período, con valores positivos de entre 20 y 30 mm para los modelos MOS y LS de CCSM4, respectivamente y de 13 y -8 mm para CanCM4. Estos resultados, sugieren, en principio, que las proyecciones asociadas a la variabilidad decadal de la región no presentarían cambios significativos. Los cambios asociados a los GCMs de largo período indican cambios positivos de mayor cuantía, aun cuando se evalúan en un período cercano (hasta 2035). Estas variaciones no representarían un importante incremento para las precipitaciones regionales, cuyos valores medios espaciales históricos en el período normal 1981-2010 fueron de aproximadamente 1050 mm (Capítulo 1). Se debe resaltar que, si bien los GCMs analizados son los que mejor representaron el clima histórico y presente en la región, se requiere aumentar el número de modelos

empleados para poder obtener resultados más robustos, ya que, como se demostró en la Sección 4.4, las simulaciones ensambladas mejoran las predicciones.

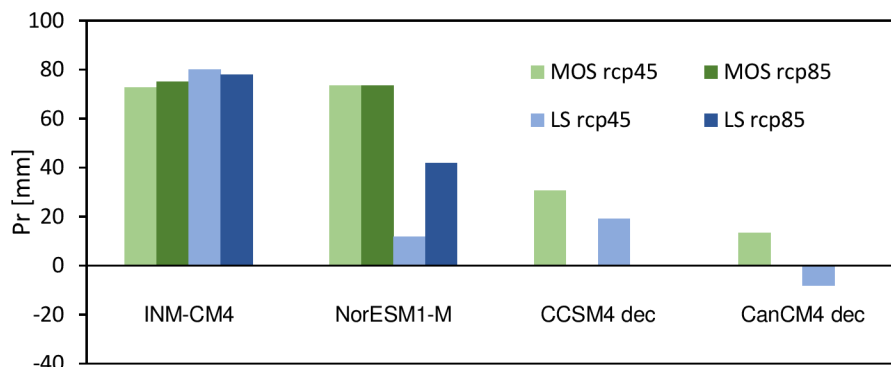


Figura 4.36: Cambios medios de precipitación anual promedio espacial entre los períodos 1901-2005 y 2006-2035 para INM-CM4 y NorESM1-M y entre 1961-2010 y 2011-2035 para las simulaciones decadales de CCSM4 y CanCM4.

4.6.2 Temperatura

La temperatura media regional presenta una tendencia no lineal positiva como modo dominante de las series temporales, que fue descrita en Capítulos anteriores y que los GCMs analizados son capaces de simular, según los resultados de la sección 4.4.1. La aplicación del método de reducción de escala permite reducir los errores sistemáticos de las simulaciones históricas, según los resultados obtenidos en la Sección 4.5. Nuevamente, la principal incertidumbre del método es que la relación establecida para los datos históricos sea válida para el futuro.

Las Figuras 4.37a-d presentan las series temporales de temperatura media anual simulada para el escenario histórico de largo período (1901-2005), junto a las proyecciones de los GCMs CESM1-BGC y CMCC-CM a escala reducida con MOS y con errores corregidos por LS, para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5. Se aplicó una tendencia lineal solo para referenciar gráficamente el comportamiento medio de las series y poder establecer comparaciones con la serie observada. En general, la temperatura media continuaría incrementándose en las décadas venideras, según indican las proyecciones corregidas de los GCMs. Este aumento se encuentra disminuido en las proyecciones de los RCPs a escala reducida con MOS (Figuras 4.37a y c) en comparación con las del método LS (Figuras 4.37b y d). Este comportamiento se debe, probablemente, a la aplicación de la regresión lineal empleada con la función de transferencia ajustada en el pasado. La ventaja que otorga el método de MOS es la proyección simulada continuando las tendencias de la Tmed observadas en el período histórico (Figuras 4.37a y c), corrigiendo las potenciales tendencias simuladas por los GCMs, aunque podría subestimar los cambios proyectados.

El método de LS permite obtener un complemento para los resultados obtenidos por MOS. Este método ajusta los valores medios, pero no corrige las tendencias. Las dos proyecciones de largo período de los GCMs analizados indican un aumento medio de las temperaturas; con diferencias importantes en los RCPs del CESM1 (Figura 4.37b) y prácticamente nulas para CMCC-CM (Figura 4.37d). Particularmente, para el método de MOS, los escenarios RCPs entre 2006 y 2035 no presentan variaciones de importancia en sus tendencias, siempre con las proyecciones para el RCP8.5 levemente mayor a las del RCP4.5.

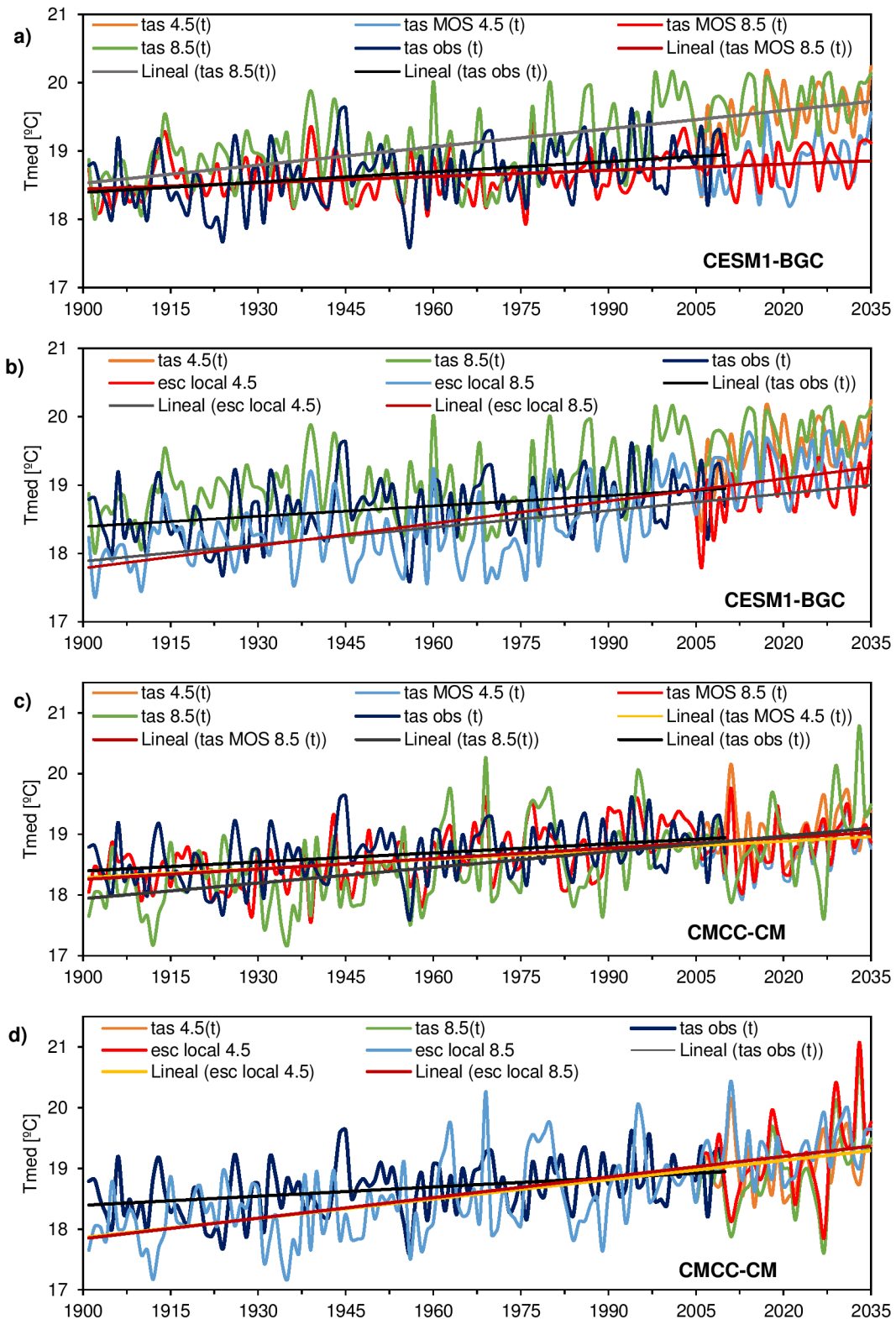


Figura 4.37: Series temporales de temperatura media anual del escenario histórico de largo período y proyecciones para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 desde 2006 a 2035 para los GCMs: **a)** CESM1-BGC y proyecciones aplicando MOS, **b)** CESM1-BGC y proyecciones aplicando LS, **c)** CMCC-CM y proyecciones aplicando MOS, **d)** CMCC-CM y proyecciones aplicando LS.

Las Figuras 4.38a-b exhiben las marchas anuales de la temperatura media regional para las proyecciones futuras a escala reducida y corregidas para los escenarios RCPs en el período 2006-2035. Se observa que la distribución anual de la Tmed no presenta modificaciones singulares para

el período 2006-2035, en comparación con la observada para el período normal 1981-2010, en ambos modelos analizados. Para poder corregir la reducción de la variabilidad intraanual que provoca la aplicación del método MOS de downscaling, se emplearon los factores de corrección lineales mensuales detallados en la Sección 4.5. La marcha anual de la distribución de Tmed mensual corregida para los escenarios RCP8.5 en el modelo CESM1-M (cv 8.5 2006-2035 corr) se ajusta a la observada, a excepción de un leve aumento de la temperatura en los meses invernales y un incremento en febrero (Figura 4.38a). Similares características presenta la distribución anual de Tmed a escala reducida corregida para el escenario RCP4.5 (cv 4.5 2006-2035 corr) del modelo CMCC-CM (Figura 4.38b). Además, se grafican las marchas anuales para la Tmed simulada con escalamiento local para el escenario 4.5 en ambos GCMs, con una forma similar a la de los propios GCMs (Figura 4.11c), aunque ajustadas a los valores medios observados. Ambos GCMs con LS coinciden en un incremento de la Tmed entre enero y abril.

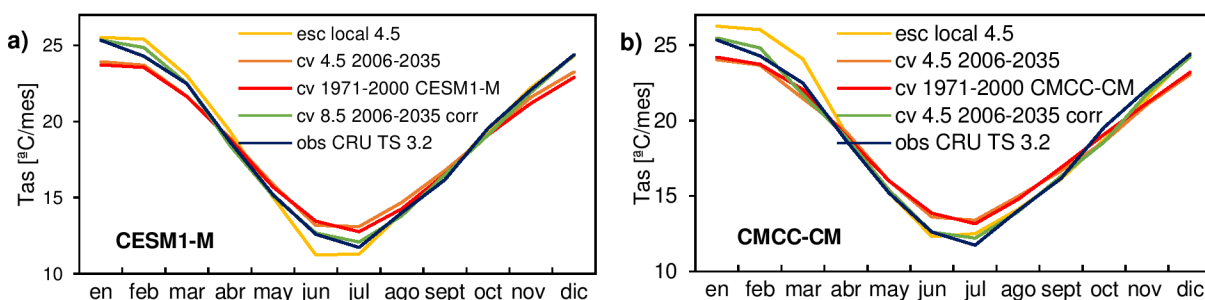


Figura 4.38: Marcha anual de la temperatura media mensual promedio espacial simulada a escala reducida y corregida para el período 2006-2035 y observada (1971-2000) para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 a) CESM1-M y b) CMCC-CM.

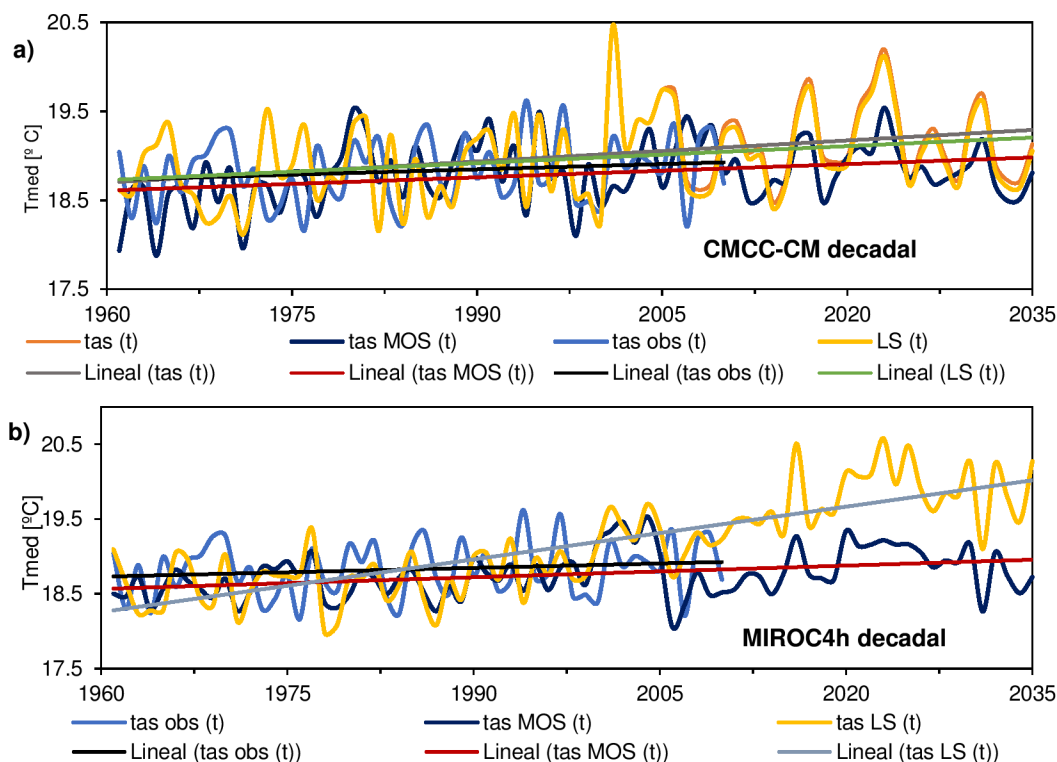


Figura 4.39: Series temporales de temperatura media anual correspondientes a las simulaciones retrospectivas decadales históricas y de 30 años a partir de 2005: a) CMCC-CM y proyecciones aplicando MOS y LS y b) MIROC4h y proyecciones aplicando MOS y LS.

Las Figuras 4.39a-b presentan las series temporales de Tmed anual de las simulaciones decadales. Las simulaciones decadales proyectan tendencias lineales positivas en la Tmed de la región, al igual que los RCPs analizados en el período histórico. La aplicación del método de downscaling con MOS permite ajustar las proyecciones futuras a las direcciones históricas de las tendencias de las series, aunque subestimándolas levemente en ambos GCMs analizados. Por su parte, los cambios proyectados por el método de LS son mayores que los del MOS, particularmente importantes para el MIROC4h (Figura 4.39b). Se observa, además, que las proyecciones decadales con MOS no reducen significativamente la variabilidad de las series temporales, especialmente para el CMCC-CM (Figura 4.39a), otorgando una potencial proyección de la variabilidad decadal natural de la Tmed en la región. El comportamiento de la Tmed evaluada con LS para el modelo MIROC4h supone un fuerte incremento a partir del año 2000, especialmente para el período 2020-2035.

Los modelos analizados predicen un incremento en la Tmed regional para el período 2006-2035, en comparación con los períodos de referencia utilizados en las simulaciones históricas y decadales (Figura 4.40). Los cambios que sugieren los modelos a escala reducida para el escenario de estabilización RCP4.5 y RCP8.5 no son importantes, de solo 0.2° C en los 30 años, tanto para las simulaciones de largo período como para las decadales. Por su parte, el método LS predice cambios más relevantes, con valores entre 0.6 y 1°C de aumento de Tmed promedio regional para el escenario de largo período y para el modelo decadal MIROC4h. No se aprecian diferencias importantes entre las proyecciones asignadas al CC antrópico y las asociadas al comportamiento natural del sistema, simuladas por el escenario decadal hasta 2035, aunque se debe aumentar la masa crítica de modelos analizados para aseverar esto con mayor confianza.

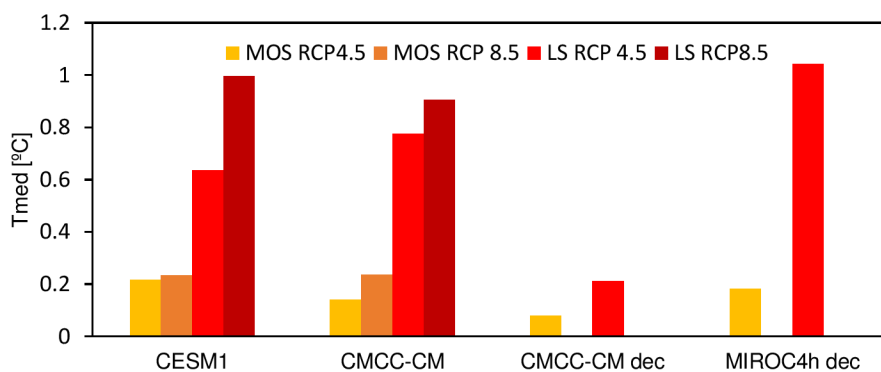


Figura 4.40: Cambios medios de temperatura media anual promedio espacial entre los períodos 1901-2005 y 2006-2035 para CESM1 y CMCC-CM y entre 1961-2010 y 2011-2035 para las simulaciones decadales de CMCC-CM y MIROC4h.

4.7 Discusión

Las proyecciones a escala reducida de precipitación y Tmed en la región dependen de la capacidad de los GCMs para simular las características del sistema climático (Barsugli et al., 2013). Por esto, en este Capítulo se evaluó la habilidad de 26 GCMs para replicar el comportamiento observado del clima regional y su variabilidad, a través del análisis de la climatología espacial y de series temporales a distintas escalas que representan la variabilidad en escalas intraanual a decadal. El grupo de modelos analizado abarca diversos centros de modelación y tipos de modelos. Además, se seleccionaron simulaciones de GCMs de los dos grandes ejes del CMIP5: decadales y de largo período. En las primeras, se intenta realizar una predicción completa del CC, ya que los modelos no solo responden a los forzantes climáticos antrópicos, sino que

también incluyen la trayectoria actual del CC, teniendo en cuenta la variabilidad interdecadal observada que constituye el componente no forzado de la evolución climática (e.g., atribuida a las condiciones de los océanos). Por otro lado, en las experiencias a largo plazo se proporciona una proyección de las respuestas “forzadas” del clima por los cambios de la composición atmosférica y de usos del suelo (Taylor et al., 2012a). De esta manera, se indagó en las causalidades del CC cercano (hasta 2035), inducido por respuestas antrópicas y asociadas a la variabilidad decadal. Los resultados no presentaron discrepancias de relevancia en los escenarios históricos ni en las proyecciones futuras, aunque se observó un cambio más importante en las proyecciones futuras de la precipitación en los escenarios de largo período, en comparación con los decadales, proporcionado por los GCMs que mejor representan el clima y la variabilidad observada de la región.

El comportamiento físico de los GCMs que mejor representaron los campos medios espaciales y temporales observados se analizó en busca de los modos dominantes de precipitación y temperatura simulada, a fin de establecer la capacidad de estos GCMs para representar los patrones observados de estas variables. Los resultados mostraron que las simulaciones de los campos de temperatura en el escenario histórico son capaces de reproducir la tendencia de baja frecuencia (modo dominante de las series de Tmed observadas), aunque no lo hacen para la precipitación. De todos modos, en la precipitación se hallaron ciclos dominantes de alta frecuencia, en congruencia con lo que indican Flato et al. (2013), aduciendo que la mayoría de los modos de variabilidad interanual a decadal se encuentran presentes en los modelos del CMIP5. Además, estos autores indican que existe una confianza muy alta en que los modelos del CMIP5 son capaces de reproducir los patrones observados de gran escala de la Tmed, con niveles de certidumbre algo menores a escala regional. Los resultados de este Capítulo sugieren que la Tmed se encuentra considerablemente bien simulada por los GCMs a escala regional, con series temporales en fase con las observadas y ciertos errores sistemáticos, que pueden ser corregidos por el proceso de reducción de escala empleado. Particularmente en el SESA, Gulizia y Camilloni (2014) detectaron que el ensamble de GCMs del CMIP5 ajustaba las precipitaciones de verano, invierno y anuales evaluadas en el período 1960-1999 de mejor manera que los GCMs individuales, a excepción del MIROC4h. Este comportamiento es acorde al que indican los resultados de este estudio, con los ensambles de los modelos ajustando el comportamiento medio de la precipitación (y la Tmed) observado y reduciendo los errores estadísticos, aunque también la variabilidad a escalas interanual y decadal.

En el SESA se han realizado diversos esfuerzos de modelización con RCMs para procesos de regionalización dinámica, aunque escasos para reducción de escala de GCMs empleando métodos estadísticos. En este Capítulo se abordó un método de downscaling por MOS, aplicado directamente a los campos mensuales de los GCMs. La principal ventaja de esta técnica resultó ser su capacidad para corregir los errores sistemáticos de los GCMs, permitiendo obtener predicciones retrospectivas más confiables y, por consiguiente, simulaciones futuras congruentes con el comportamiento histórico observado de las variables analizadas. La mayor parte de los estudios de reducción de escala que se presentan en la literatura utilizaron la metodología de PP, con escaso desarrollo de métodos de MOS; en esta línea, este trabajo intenta aportar resultados que puedan complementar los existentes en el SESA, en la subregión que conforma el dominio estudiado. Se ha demostrado (Widmann et al., 2003; Eden et al., 2012) el potencial predictivo de la precipitación simulada con respecto a la variabilidad temporal. Con este enfoque, Eden y Widmann (2014) muestran que las correcciones entre las de precipitación a escala reducida y

observadas medias mensuales es alta (entre 0.8 y 0.9) en la mayor parte de Europa, Norte América y Australia, empleando el modelo ECHAM5; donde el método aplicado por MOS con MCA y PCR demuestra superar la capacidad de los métodos de PP. Los resultados de la Sección 4.5 revelaron que las correlaciones entre las series a escala reducida con el método de MOS (con CCA) empleado y las observaciones adoptan valores entre 0.65 y 0.75 para precipitación a escala mensual y entre 0.94 y 0.95 para Tmed, lo que expone que el potencial predictivo de los GCMs a escala reducida será aceptable para la precipitación y muy bueno para la temperatura.

La principal falencia de los GCMs, según los resultados que se exhiben en la Sección 4.4, es la incapacidad de reproducir las series medias temporales anuales en fase con las observadas. Estas implicancias reducen el potencial del método MOS para reproducir la variabilidad interanual histórica y proyectar la futura, aunque se observó que las series de los GCMs son capaces de reproducir ciertos modos dominantes en esta escala temporal (tendencias y modos oscilatorios), lo que otorga importancia a esta información, aún con coeficientes de correlación a escala anual bajos. El método de reducción de escala aplicado mostró una importante habilidad en la corrección de los errores sistemáticos de los GCMs, ajustando las series temporales medias simuladas a las observadas en el pasado y permitiendo corregir los patrones espaciales climatológicos simulados. La principal desventaja de la aplicación del CCA con MOS es la reducción de la variabilidad temporal de las series en escalas intraanuales a decadales. Además, en las distribuciones anuales de las variables se subestiman los extremos máximos y se sobreestiman los mínimos, ocasionando un aplanamiento de las marchas anuales. Estas falencias se corrigieron adecuadamente utilizando un factor de corrección lineal mensual, propio de cada GCM y no extrapolable.

La mayor incertidumbre para la aplicación del método MOS en escenarios futuros, sumada a las incertidumbres propias de los GCMs, es la asunción de estacionariedad en la relación estadística a través de las funciones de transferencia establecidas en el pasado, es decir, que la relación establecida para los datos históricos sea válida para el futuro (Barsugli et al., 2013; Baethgen y Goddard, 2013). Como contrapartida, el método MOS permite ajustar proyecciones divergentes a una regresión más sensata de los modos dominantes hallados en los patrones principales de las variables históricas, aunque puede subestimar los cambios de baja frecuencia. Como complemento al método de MOS y para obtener información suplementaria en las simulaciones futuras, se empleó una técnica de escalamiento local, que ajusta los valores medios de los campos de GCM a los observados, sin modificar los parámetros estadísticos y espaciales de las proyecciones.

4.8 Conclusiones

En este Capítulo se investigaron escenarios retrospectivos y futuros del clima regional a través de simulaciones decadales y de largo período de GCMs del CMIP5. Los períodos analizados para el clima pasado y presente fueron entre 1901 y 2005 para los escenarios históricos de largo período y entre 1961 y 2010 para las simulaciones retrospectivas decadales, mientras que las proyecciones de ambos grupos se realizaron en un período asociado al CC cercano, 2006-2035. Se evaluó la habilidad de los modelos para representar el clima regional, comparando las series temporales medias areales, el comportamiento de la climatología espacial en el período 1971-2000 y las distribuciones anuales de las variables simuladas y las observadas. También se analizaron los modos dominantes de los patrones principales de la precipitación y Tmed simuladas, con el objetivo de evaluar la capacidad de los GCMs para reproducir el comportamiento físico de las variables observadas. Para la creación y el análisis de los escenarios, se utilizó un proceso de

reducción de escala estadístico, empleando un modelo MOS con CCA directamente aplicado a los campos simulados por los GCMs, tanto para las variables históricas como futuras.

Los campos medios de precipitación están simulados por los GCMs del escenario histórico con eficacias disímiles, que suponen errores estadísticos importantes y coeficientes de correlación entre las series temporales medias mensuales simuladas y la observada de entre 0.4 y 0.64. La correlación espacial de la precipitación simulada y observada adquiere valores entre 0.6 y 0.7, evaluadas a 1° de resolución horizontal. Además, la mayor parte de los GCMs reconoce el ciclo anual de la precipitación regional, aunque se observan importantes variaciones cuantitativas en los valores medios mensuales de precipitación simulada para el período 1971-2000, en comparación a los observados. Los ensambles multimodelos, especialmente el realizado por la mediana de los GCMs, mejora los parámetros estadísticos y aumenta la eficiencia del modelo. Los GCMs que mejor representan los campos de precipitación regional, seleccionados para el análisis a escala reducida, fueron el INM-CM4 y el NorESM1-M. Este último, es capaz de simular el modo oscilatorio de mayor relevancia del patrón principal de precipitación anual observada (6 años/ciclo) aunque no reproduce la tendencia no lineal positiva regional. Además, tiene una importante componente de variabilidad decadal en el extremo NO de la región y un ciclo oscilatorio asociado a la variabilidad interanual observada. La habilidad para representar el clima regional de las simulaciones retrospectivas decadales solapadas es muy similar a la de las simulaciones de los GCMs de largo período, lo que supone que los GCMs analizados no presentan una importante sensibilidad frente a los datos de SST observados, que aportan las condiciones iniciales para las simulaciones decadales.

La temperatura media superficial del aire se encuentra considerablemente bien simulada por los GCMs del escenario de largo período analizados en este Capítulo, con coeficientes de correlación de Pearson entre las series temporales medias areales simuladas y la observada superiores a 0.9 (entre 0.92 y 0.945) y valores de eficiencias de los modelos mayores a 0.7. El MBE promedio es de 0.64°C, con valores extremos de -3.8 (INM-CM4) y 4°C (MIROC5). Los coeficientes de correlación espacial oscilan entre 0.62 y 0.959, con 7 GCMs que presentan valores mayores a 0.9, la mayor parte de ellos con altas resoluciones horizontales. Además, todos los modelos ajustan la forma de la marcha anual observada, con distintos errores sistemáticos. Nuevamente, los ensambles mejoran las medidas de verificación temporal (aunque no las espaciales), de manera similar para los ensambles realizados por promedio o por mediana. Los GCMs seleccionados para las simulaciones de Tmed fueron el CESM1-BGC y el CMCC-CM. Ambos GCMs demostraron el mejor ajuste del comportamiento espacio-temporal en comparación al observado y fueron capaces de reproducir los modos dominantes de la Tmed en la región (tendencia no lineal positiva y ciclos oscilatorios próximos a los 4 y 8 años). Las simulaciones retrospectivas decadales mostraron resultados similares a los obtenidos en el escenario de largo período en el proceso de comparación de las series temporales y en el comportamiento espacial, por lo que su habilidad para representar el clima histórico observado es similar a la de las simulaciones del escenario histórico de largo período.

En general, el proceso de reducción de escala para los campos medios mensuales de precipitación y temperatura media, tanto para los GCMs analizados en el escenario histórico de largo período como para las simulaciones retrospectivas decadales, permitió corregir los errores sistemáticos y mejorar la distribución espacial de la variable en los períodos normales analizados. La principal desventaja del método es la disminución de la variabilidad temporal. Se redujo sensiblemente este inconveniente, a escala intraanual, aplicando un factor de corrección lineal

mensual, aunque no se incrementó de manera significativa la variabilidad interanual. El método de downscaling con MOS permitió mejorar la eficiencia de los modelos, logrando alcanzar valores mayores a 0.5 para precipitación y superiores a 0.9 para Tmed. Además, ajusta los coeficientes de correlación entre las series temporales simuladas a escala reducida y las observadas medias areales, con valores superiores a 0.7 y 0.95 para precipitación y temperatura, respectivamente, a escala mensual. También permitió aumentar la variabilidad intraanual simulada por los escenarios decadales y de largo período para precipitación y temperatura, representada por los campos corregidos de precipitación media mensual a escala reducida, ajustándose adecuadamente a la marcha anual observada y corrigiendo su forma (especialmente para precipitación).

Los métodos empleados para la reducción de escala (MOS) y para la corrección de errores de los GCMs (LS) mostraron habilidad para ajustar las proyecciones de las tendencias futuras al comportamiento observado en el pasado, especialmente en el método empleado con CCA y MOS. Además, los resultados expuestos indicaron que la variabilidad intraanual de la precipitación y la Tmed no sufrirían cambios de importancia en las décadas venideras, debido a las diferencias analizadas entre las marchas anuales a escala reducida por MOS corregida para el período 2006-2035 y las observadas entre 1971-2000, tanto para las simulaciones decadales como para las de largo período. Las simulaciones futuras de CC cercano (hasta 2035) a escala reducida analizadas presentan tendencias lineales similares para la precipitación, sugiriendo escasas variaciones positivas entre 2005 y 2035, en los escenarios RCP4.5 (de estabilización) y RCP8.5 (mayor aumento de gases de efecto invernadero), tanto para el método MOS como para el LS. Los cambios medios espaciales proyectados a escala reducida indicaron un leve incremento de las precipitaciones para la región en el escenario de largo período (aproximadamente 70 mm en 30 años). Los modelos decadales expusieron cambios menos significativos, con valores positivos de aproximadamente 20 mm. Estos resultados, sugieren que las proyecciones asociadas a la variabilidad decadal de la región no presentarían cambios significativos. Para obtener resultados más robustos estadísticamente, se requiere aumentar el número de modelos analizados, que será una de las metas a cumplir en futuras investigaciones.

La temperatura media continuaría incrementándose en las décadas venideras, según los resultados de las proyecciones corregidas de los GCMs. Este aumento mostró ser menos significativo en las proyecciones de los RCPs a escala reducida con MOS (0.2° C en 30 años para los RCP4.5 y RCP8.5) en comparación con las del método LS (entre 0.6 y 1° C de aumento de Tmed promedio regional para el escenario de largo período y para el modelo decadal MIROC4h). En este caso, no se encontraron diferencias importantes entre las proyecciones asignadas al CC antrópico y las asociadas al comportamiento natural del sistema, aunque, como se mencionó anteriormente se debe aumentar la masa crítica de modelos analizados para aseverar esto con mayor confianza.

4.9 Referencias

- Alves, L., Marengo, J., 2009. Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. *Theor. App. Climat.* 100, 337-350.
- Arora, V. K., Scinocca, J. F., Boer, G. J., Christian, J. R., Denman, K., L., Flato, G. M., Kharin, V. V., Lee, W. G., Merryfield, W. J., 2011. Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L05805, doi:10.1029/2010GL046270.
- Baethgen, W., 2012. Información climática para mejorar la adaptación a la variabilidad y cambio del clima. *CLIVAR Exchanges* 59, 16-20.
- Baethgen, W. E, Goddard, L., 2013. Latin American Perspectives on Adaptation of Agricultural Systems to Climate Variability and Change. IN: D. Hillel and C. Rosenzweig (Eds.): *Handbook of Climate Change and Agroecosystems: Global and Regional Aspects and Implications*. pp 57-72. ICP Series on Climate Change Impacts, Adaptation, and Mitigation Vol. 2. Imperial College Press.
- Barsugli, J. J. et al., 2013. The Practitioner's Dilemma: How to Assess the Credibility of Downscaled Climate Projections, *Eos Trans. AGU*, 94(46), 424.
- Bi, D., et al., 2013: The ACCESS Coupled Model: Description, control climate and evaluation. *Aust. Meteorol. Oceanogr. J.*, 63, 41–64.
- Cabré, M. F., Núñez, M., 2014. Climate downscaling over southern South America for present-day climate (1970-1989) using the MM5 model. Mean, interannual variability and internal variability. *Atmósfera* 27, 117-140.
- Chen, C., Greene, A., Robertson, A., Baethgen, W., Eamus, D., 2013. Scenario development for estimating potential climate change impacts on crop production in the North China Plain. *Int. J. Climatol.* 33, 3124–3140.
- Chou, S., Marengo, J., Lyra, A., Sueiro, G., Pesquero, J., Alves, L., Kay, G., Betts, R., Chagas, D., Gomez, J. Bustamante, J., Tavares, P., 2012. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. *Clim. Dynam.* 38, 635-653.
- Christensen, J. H. , Hewitson, B. , Busuioc, A. , Chen, A. , Gao, X. , Held, R. , Jones, R. , Kolli, R. K. , Kwon, W. K. , Laprise, R. , Magana Rueda, V. , Mearns, L. , Menendez, C. G. , Räisänen, J. , Rinke, A. , Sarr, A. , Whetton, P. , Arritt, R. , Benestad, R. , Beniston, M. , Bromwich, D. , Caya, D. , Comiso, J. , de Elia, R. and Dethloff, K., 2007. Regional climate projections , *Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, University Press, Cambridge, Chapter 11, ISBN: 978-0-521-88009-1 .
- Collins, W. J., et al., 2011. Development and evaluation of an Earth-System model- HadGEM2. *Geosci. Model Dev.*, 4, 1051–1075.
- Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichet, P. Friedlingstein, X. Gao, W.J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A.J. Weaver and M. Wehner, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: *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.
- Cubasch, U., D. Wuebbles, D. Chen, M.C. Facchini, D. Frame, N. Mahowald, and J.-G. Winther, 2013: Introduction. In: *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.

- Da Rocha, R., Morales, C., Cuadra, S., Ambrizzi, T., 2009. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: an evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. *J. Geophys. Res.* 114, D10108, doi:10.1029/2008JD010212.
- Donner, L. J., Wyman, B., Hemler, R. S., Horowitz, L., Ming, Y., Zhao, M., Golaz, J-C., Ginoux, P., Lin, S.-J., Schwarzkopf, M. D., Austin, J., Alaka, G., Cooke, W. F., Delworth, T. L., Freidenreich, S. M., Gordon, C. T., Griffies, S. M., Held, I. M., Hurlin, W. J., Klein, S. T., Knutson, T. R., Langenhorst, A. R., Lee, H-C, Lin, Y., Magi, B. I., Malyshev, S. L., Milly, P. C. D., Naik, V., Nath, M. J., Pincus, R., Ploshay, J. J., Ramaswamy, V., Seman, C. J., Shevliakova, E., Sirutis, J. J., Stern, W. F., Stouffer, R. S., Wilson, R. J., Winton, M., Wittenberg, A. T., Zeng, F., 2011. The Dynamical Core, Physical Parameterizations, and Basic Simulation Characteristics of the Atmospheric Component AM3 of the GFDL Global Coupled Model CM3. *J. Climate*, 24, 3484–3519.
- Dufresne, J.-L., Foujols, M. A., Denvil, S. and Coauthors, 2013: Climate change projections using the IPSL-CM5 earth system model: From CMIP3 to CMIP5. *Climate Dyn.*, 40, 2123–2165.
- Dunne, J., John, J. G., Adcroft, A. J., Griffies, S. M., Hallberg, R. W., Shevliakova, E., Stouffer, R. J., Cooke, W., Dunne, K. R., Harrison, M. J., Krasting, J. P., Malyshev, S. L., Milly, P. C. D., Phillipps, P. J., Sentman, L. T., Samuels, B. N., Spelman, M. J., Winton, M., Wittenberg, A. T., Zadeh, N., 2012. GFDL's ESM2 Global Coupled Climate–Carbon Earth System Models. Part I: Physical formulation and Baseline Simulation Characteristics. *J. Climate*, 25, 6646–6665.
- Eden, J. M., Widmann, M., Grawe, D., Rast, S., 2012. Skill, correction, and downscaling of GCM-simulated precipitation. *J. Climate*, 25, 3970–3984.
- Eden, J. M., Widmann, M., 2014. Downscaling of GCM-Simulated Precipitation Using Model Output Statistics. *J. Climate*, 27, 312–324. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00063.1>.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason and M. Rummukainen, 2013: Evaluation of Climate Models. In: *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.
- Fowler H., Blenkinsop, S., Tebaldi, C., 2007. Review: Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modeling. *Int. J. Climatol.* 27, 1547–1578.
- Füssel, H., 2007. Vulnerability: A generally applicable conceptual framework for climate change research. *Global Environmental Change*, 17, 155-167.
- Gyalistras, D., von Storch, H., Fischlin, A., Beniston, M., 1994. Linking GCM-simulated climatic changes to ecosystem models: case studies of statistical downscaling in the Alps. *Clim. Res.*, 4, 167-189.
- Gent, P. R., Danabasoglu, G., Donner, L. G., Holland, M. M., Hunke, E. C., Jayne, S. R., Lawrence, D. R., Neale, R. B., Rasch, P. J., Vertenstein, M., Worley, P. H., Yang, Z-L., Zhang, M., 2011. The Community Climate System Model version 4. *J. Climate*, 24, 4973–4991.
- Gulizia, C., Camilloni, I., 2014. Comparative analysis of the ability of a set of CMIP3 and CMIP5 global climate models to represent precipitation in South America. *Int. J. Climatol.* doi: 10.1002/joc.4005.
- Hazeleger, W., Hazeleger, W., Severijns, C., and coauthors 2010. EC-Earth: A seamless Earthsystem prediction approach in action. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1357–1363.
- Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (IAP), 2014. FGOALS-g2 model output prepared for CMIP5 historical, served by ESGF. <http://cera-www.dkrz.de/WDCC/CMIP5/Compact.jsp?acronym=LSF2hi>.
- IPCC, 2013: “Resumen para responsables de políticas. En: *Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental*

- de Expertos sobre el Cambio Climático” [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M.Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.
- Iversen, T., et al., 2013. The Norwegian Earth System Model, NorESM1–M. Part 2: Climate response and scenario projections. *Geosci. Model Dev.*, 6, 1–27.
- Ji, D., Wang, L., Feng, J., Wu, Q., Cheng, H., Zhang, Q., Yang, J., Dong, W., Dai, Y., Gong, D., Zhang, R.-H., Wang, X., Liu, J., Moore, J. C., Chen, D., and Zhou, M.: Description and basic evaluation of Beijing Normal University Earth System Model (BNU-ESM) version 1, *Geosci. Model Dev.*, 7, 2039–2064, doi:10.5194/gmd-7-2039-2014, 2014.
- Joetzier, E., Douville, H., Delire, C., Ciais, P., 2013. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3. *Clim. Dyn.* 41(11–12): 2921–2936, DOI: 10.1007/s00382-012-1644-1.
- Jones, C., Carvalho, L. M. V., 2013. Climate Change in the South American Monsoon System: Present Climate and CMIP5 Projections. *J. Climate*, 26, 6660–6678.
- Kim, H.-M., P. J. Webster, and J. A. Curry, 2012: Evaluation of short-term climate change prediction in multi-model CMIP5 decadal hindcasts. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L10701, doi:10.1029/2012GL051644.
- Lamarque, J., 2013. CESM1-FASTCHEM model output prepared for CMIP5 historical, served by ESGF. WDCC at DKRZ. doi:10.1594/WDCC/CMIP5.NFCFhi
- Landman W., Tenant, W, 2000. Statistical downscaling of Monthly Forecast. *Int. J. Climatol.* 20, 1521–1532.
- Landmann, W. A., Goddard, L., 2002. Statistical recalibration of GCM forecasts over southern Africa using model output statistics. *J. Clim.*, 15, 2038–2055.
- Li, L., et al., 2012: The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model: Grid-point Version 2: FGOALS-g2. *Adv. Atmos. Sci.*, doi:10.1007/s00376–012–2140–6.
- Long, M. C., K. Lindsay, S. Peacock, J. K. Moore, and S. C. Doney, 2012: Twentieth-century oceanic carbon uptake and storage in CESM1(BGC). *J. Clim.*, doi:10.1175/JCLI-D-12-00184.1.
- Lovino, M., García, N., Baethgen, W., 2014. Spatiotemporal analysis of extreme precipitation events in the Northeast region of Argentina (NEA). *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 2, 140-158.
- Magrin, G., Marengo, J., Boulanger, J., Buckeridge, M., Castellanos, E., Poveda, G., Scarano, F., Vicuña, S., 2014. Central and South America. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the AR5 of the IPCC* [Barros, V. et al (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V. K. C., Chun, K. P., Goodess, C. M., Jones, R. J., Onof, C. Vrac, M., Thiele-Eich, I., 2010. Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user, *Rev. Geophys.*, 48, RG3003, doi:10.1029/2009RG000314.
- Marengo, J., Jones, R., Alves, L., Valverde, M., 2009. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system *Int. J. Climatol.* 29, 2241-2255.
- Mason S., Tippet, M., Song, L., 2014. Climate Predictability Tool, version 11.1.10, <http://iri.columbia.edu>
- Meehl, G., Covey, C., Delworth, T., Latif, M., McAvaney, B., Mitchell, J., Stouffer, R., Taylor, K., 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 88, 1383–1394.

- Merryfield, W. J., Lee, W-S., Boer, G. J., Kharin, V. V., Scinocca, J. F., Flato, G. M., Ajayamohan, R. S., Fyfe, J. C., Tang, Y., Polavarapu, S., 2013. The Canadian seasonal to interannual prediction system. Part I: Models and initialization. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 2910–2945.
- Moron, V., Robertson, A., Ward, M., Ndiaye, O., 2008. Weather Types and Rainfall over Senegal. Part II: Downscaling of GCM Simulations. *J. Climate*, 21, 288–307.
- Moss, R., et al., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, 747–756.
- Penalba, O., C. Rivera, J., 2013. Future Changes in Drought Characteristics over Southern South America Projected by a CMIP5 Multi-Model Ensemble. *American Journal of Climate Change*, 2, 173-182.
- Pisnichenko I., Tarasova, T., 2009. Climate version of the Eta regional forecast model. Evaluating the consistency between the Eta model and HadAM3P global model. *Theor. Appl. Climatol*, doi: 10.1007/s00704-009-0139-4.
- Recalde-Coronel, G. C., Barnston, A. G., Muñoz, A. G., 2014. Predictability of December–April Rainfall in Coastal and Andean Ecuador. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 1471–1493.
- Robertson, A., Kirshner, S., Smyth, P., 2004. Downscaling of daily rainfall occurrence over northeast Brazil using a hidden Markov model. *J. Climate*, 17, 4407–4424.
- Rotstayn, L. D., M. A. Collier, Y. Feng, H. B. Gordon, S. P. O’Farrell, I. N. Smith, and J. Syktus, 2010: Improved simulation of Australian climate and ENSO-related rainfall variability in a GCM with an interactive aerosol treatment. *Int. J. Climatol.*, 30, 1067–1088, doi:10.1002/joc.1952.
- Saha, S., et al., 2010: The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 91, 1015–105.
- Sakamoto, T. T., Komuro, Y., Nishimura, T., Ishii, M., Tatebe, H., Shiogama, H., Hasegawa, A., Toyoda, T., Mori, M., Suzuki, T., Imada, Y., Nozawa, T., Takata, K., Mochizuki, T., Ogochi, K., Emori, S., Hasumi, H., Kimoto, M., 2012. MIROC4h—A new highresolution atmosphere-ocean coupled general circulation model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90, 325–359.
- Scoccimarro E., S. Gualdi, A. Bellucci, A. Sanna, P.G. Fogli, E. Manzini, M. Vichi, P. Oddo, and A. Navarra, 2011: Effects of Tropical Cyclones on Ocean Heat Transport in a High Resolution Coupled General Circulation Model. *Journal of Climate*, 24, 4368-4384.
- Sheffield, J., and coauthors, 2013a. North American Climate in CMIP5 Experiments. Part I: Evaluation of Historical Simulations of Continental and Regional Climatology. *J. Climate*, 26, 9209–9245.
- Sheffield, J., and coauthors, 2013b. North American Climate in CMIP5 Experiments. Part II: Evaluation of Historical Simulations of Intraseasonal to Decadal Variability. *J. Climate*, 26, 9247–9290.
- Shongwe, M. E., Landman, W. A. , Mason, S. J., 2006. Performance of recalibration systems for GCM forecasts for southern Africa, *Int. J. Climatol*, 26, 1567–1585.
- Skourkeas, A, Kolyva, F., Panagiotis, M., 2012. Improved statistical downscaling models based on canonical correlation analysis, for generating temperature scenarios over Greece. *Environ. Ecol. Stat.*, P. Onl. nov 2012.
- Solman, S., 2013. Regional Climate Modeling over South America: A Review. *Advances in Meteorology*, Article ID 504357, 13 pages, doi: 10.1155/2013/504357.
- Solman, S. A. Sanchez, E., Samuelson, P., da Rocha, R. P., Li, L., Marengo, J., Pessacg, N. L., Remedio, A. R. C., Chou, S. C.; Berbery, E. H., Le Treut, H., de Castro, M., Jacob, D., 2013. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: Model performance and uncertainties. *Climate Dyn.*, 41, 1139-1157.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., Meehl, G. A., 2009. A summary of the CMIP5 experiment design. *PCDMI Rep.*, 33 pp. [Available online at http://cmip5-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf.]

- Taylor, K., Stouffer, R. J., Meehl, G., 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498.
- Taylor, K., Balaji, V., Hankin, S., Juckes, M., Lawrence, B., Pascoe, S., 2012. CMIP5 Data Reference Syntax (DRS) and Controlled Vocabularies. Access available at: http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/cmip5_data_reference_syntax.pdf
- Tippett, M. K., Barlow, M., Lyon, B., 2003. Statistical correction of central southwest Asia winter precipitation simulations. *Int. J. Climatol.*, 23, 1421–1433, doi:10.1002/joc.947.
- Tippett, M. K., Goddard, L., Barnston, A. G., 2005. Statistical–dynamical seasonal forecasts of central-southwest Asian winter precipitation. *J. Climate*, 18, 1831–1843, doi:10.1175/JCLI3371.1.
- Tippett, M. K., DelSole, T., Mason, S. J., Barnston, A. J., 2008. Regression-Based Methods for Finding Coupled Patterns. *J. Climate*, 21, 4384–4398.
- Verbist, K., Robertson, A., Cornelis, W., Gabriels, D., 2010. Seasonal Predictability of Daily Rainfall Characteristics in Central Northern Chile for Dry-Land Management. *J. Appl. Met. Climatol.* 49, 1938–1955.
- Voltaire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas, D. and coauthors, 2013: The CNRM-CM5.1 global climate model: Description and basic evaluation. *Climate Dyn.*, 40, 2091–2121, doi:10.1007/s00382-011-1259-y.
- Volodin, E. M., N. A. Diansky, and A. V. Gusev, 2010: Simulating present-day climate with the INMCM4.0 coupled model of the atmospheric and oceanic general circulations. *Izv. Atmos. Oceanic Phys.*, 46, 414–431.
- Von Storch, H., Zorita, E., Cubasch, U., 1993. Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales: An Application to Iberian Rainfall in wintertime. *J. Climate* 6, 1161–1171.
- Von Storch, H., Zwiers, W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, United States of America.
- Watanabe, M., Suzuki, T., Oishi, R., Komuro, R., Watanabe, S., Emori, S., Takemura, T., Chikira, M., Ogura, T., Sekiguchi, M., Takata, K., Yamakazi, D., Yokohata, T., Nozawa, T., Hasumi, H., Tatebe, H., Kimoto, M., 2010. Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Climate*, 23, 6312–6335.
- Widmann, M., Bretherton, C. S., Salathe, E. P., 2003. Statistical precipitation downscaling over the Northwestern United States using numerically simulated precipitation as a predictor. *J. Climate*, 16, 799–816.
- Wilby, S. P., Zorita, C., Timbal, B., Whetton, P., Mearns, L. O., 2004. Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis Rep., 27 pp.
- Wilks D. S., 2006. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Elsevier Inc, 627 pp. UK.
- Wilcox L. J, Charlton-Perez A. J, Gray L. J. 2012. Trends in Austral jet position in ensembles of high- and low-top CMIP5 models. *J. Geophys. Res.* 117: D13115, DOI: 10.1029/2012JD017597.
- Xin, X., T. Wu, and J. Zhang, 2013: Introduction of CMIP5 simulations carried out with the climate system models of Beijing Climate Center (in Chinese). *Adv. Climate Change Res.*, 4, 41–49.
- Yin, L., Fu, R., Shevliakova, E., Dickinson, R., 2013. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? *Clim. Dyn.* 41(11–12): 3127–3143, DOI: 10.1007/s00382-012-1582-y.
- Yukimoto, S., Adachi, Y., Hosaka, M. and Coauthors, 2012. A new global climate model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3—Model description and basic performance. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90A, 23–64.

Zanchettin, D., Rubino, A., Matei, D., Bothe, O., Jungclaus, J. H., 2013. Multidecadal-to-centennial SST variability in the MPIESM simulation ensemble for the last millennium. *Climate Dyn.*, 40, 1301–1318, doi:10.1007/s00382-012-1361-9.

Capítulo 5: Impactos regionales

5.1 Introducción

Los cambios y la variabilidad del clima han causado impactos en los sistemas naturales y humanos en todos los continentes y océanos en los últimos decenios (Field et al., 2014). En LPB varios estudios han documentado cambios a escalas interanuales a decadales que han ocasionado un decrecimiento en la frecuencia de las noches frías, incremento de las noches cálidas y de las temperaturas mínimas en los últimos 40 años, entre otros (Sección 3.1). También se produjeron variaciones en las tendencias y los ciclos oscilatorios de la precipitación y los caudales (Sección 2.1).

La contribución del grupo II de trabajo para el quinto informe de evaluación (WGII AR5, por su sigla en inglés) del IPCC presenta la revisión global más completa sobre la vulnerabilidad y la exposición de los sistemas humanos y naturales, los impactos observados y los riesgos futuros del CC, como así también, el potencial para la adaptación (IPCC, 2014). Los riesgos derivados del CC no son solamente circunstancias generadas externamente o cambios en el sistema climático, sino el resultado de complejas interacciones entre las sociedades, los ecosistemas y las amenazas producidas por el CC (IPCC, 2012; Birkmann et al., 2013). Particularmente en SA, Magrin et al. (2014) presentan un pormenorizado análisis de los impactos y vulnerabilidades observadas y proyectadas junto a estrategias de adaptación para diferentes sectores como: recursos hídricos, sistemas terrestres y costeros, sistemas de producción y seguridad alimentaria, salud humana, entre otros. Algunos de los impactos observados de mayor relevancia atribuidos al CC en SA son el aumento del flujo fluvial en las subcuencas del río de La Plata, más allá del aumento debido al cambio de uso del suelo (nivel de confianza alto, contribución grande del CC) y el incremento de los rendimientos agrícolas y la expansión de las zonas agrícolas en la zona suroriental de SA, más allá del aumento debido a la mejora de la tecnología (nivel de confianza medio, contribución grande del CC) (Field et al., 2014; Magrin et al., 2014).

Los cambios proyectados en temperatura, precipitación y EE en SA se estudiaron, en la mayor parte de los trabajos, para escenarios de CC a finales del siglo XXI (e.g., Menendez y Carril, 2010; Seth et al., 2010; Sörenson et al., 2010), prediciendo incrementos en las precipitaciones y aumentos de las noches cálidas, CDDs y las precipitaciones intensas. También en esta región, da Rocha et al. (2014) investigaron la variabilidad interanual de la precipitación controlada por el ENSO en escenarios a escala reducida dinámica para 2020-2050 y 2070-2098, proyectando un incremento (decrecimiento) de años El Niño (La Niña) para escenarios RCP8.5. Además, en escenarios de CC cercano (2011-2040) y lejano (2071-2100), Penalba y Rivera (2013) indican un incremento en la frecuencia y severidad de las sequías junto a una reducción de sus duraciones medias en el SESA.

En la Región pampeana de Argentina, los cambios de usos del suelo alteran los ciclos biogeoquímicos y del agua pudiendo resultar en la salinización de los suelos, la alteración del almacenamiento de nitrógeno y carbono y la escorrentía superficial (Nosetto et al., 2008). Por otro lado, las condiciones húmedas observadas entre 1970-2000 (en relación a 1930-1960) permitieron el incremento del rendimiento del maíz y la soja (del 9 al 58%) en Argentina, Uruguay y el sur de Brasil (Magrin et al., 2007). Incluso si las proyecciones de la precipitación en el SESA estiman un incremento del 25%, los sistemas agrícolas podrían verse afectados por condiciones más secas propiciadas por la variabilidad interdecadal. Esto podría poner en riesgo la viabilidad

de la agricultura continua en regiones marginales de la Pampa Argentina (Podestá et al., 2009). La productividad agrícola de Argentina podría incrementarse o permanecer prácticamente estable hasta las décadas de 1930-1950 dependiendo de los escenarios analizados (ECLAC, 2010).

Un primer paso hacia la adaptación regional a potenciales cambios climáticos puede ser la reducción de la vulnerabilidad de la región al clima actual junto a la mitigación de los impactos ambientales que se produjeron y se proyectan como consecuencia del CC y la variabilidad del clima. Así, en este Capítulo se plantea identificar los principales impactos de la variabilidad climática y a los EE en el la región, en un proceso de CC, solventado el análisis por el estudio de los eventos históricos analizados en distintas escalas temporales y las direcciones de sus tendencias como por la construcción de escenarios climáticos regionales futuros, que permiten vincular las proyecciones simuladas a escala reducida con potenciales afectaciones al sistema en general y a los sectores de recursos hídricos y los sistemas de producción.

En el desarrollo de los Capítulos anteriores se analizaron la variabilidad y los cambios observados en la temperatura, precipitación y eventos climáticos extremos para la región en estudio y se compararon con los documentados en la bibliografía científica a escala continental o subcontinental. En el presente Capítulo, se examinan los impactos observados producidos por los cambios en las variables climáticas estudiadas o atribuidos a su variabilidad a diferentes escalas temporales, incluyendo los EE. Además, haciendo uso de las proyecciones futuras decadales y de largo período, en un escenario de CC cercano (hasta 2035), se proyectan potenciales impactos que puedan afectar a los sectores productivos, a la sociedad y principalmente a los recursos hídricos superficiales de la región.

5.2 Metodología

Se determinaron potenciales impactos al sistema en general. Se identificaron los fenómenos y las direcciones de las tendencias de los cambios que provocan probables impactos regionales en distintos sectores como: los recursos hídricos, la agricultura, ganadería y ecosistemas y los asentamientos humanos y la sociedad, según el lineamiento que se sigue en el AR4 (IPCC, 2007) y se refuerza, con la implementación de los conceptos de riesgos sectoriales en el AR5 (Field et al., 2014). Se identificaron posibles impactos observados y futuros provocados por efecto de los fenómenos climáticos extremos y la variabilidad climática, basados en observaciones y proyecciones regionales hasta 2035.

El grado de incertidumbre de cada conclusión de la evaluación de la variabilidad y los cambios observados se basa en el tipo, la cantidad, la calidad y la coherencia de la evidencia (lineamiento que propone el AR5 en su reporte de tratamiento consistente de incertidumbres) y el grado de acuerdo, que en este caso se evalúa con la bibliografía científica consultada. Los términos cualitativos para determinar la evidencia son: limitada, media o alta; y para describir el nivel de acuerdo: bajo, medio o alto. Para obtener la confianza en la validez de una conclusión se sintetiza la evaluación de la evidencia y el nivel de acuerdo. Los niveles de confianza comprenden cinco

Evidencia/acuerdo	alta	media	Limitada
Alto	Muy alto	Alto	Medio
Media	Alto	Medio	Bajo
bajo	Medio	Bajo	Muy Bajo

Tabla 5.1: Niveles de evidencia y acuerdo y su relación con la confianza de las conclusiones

calificativos: muy bajo, bajo, medio, alto y muy alto (Tabla 5.1). Además, para ciertos procesos ligados a cambios o propios de la variabilidad observada, se les atribuye su grado de significancia, que será información complementaria y no sustituta del grado de confianza determinado.

5.3 Identificación de impactos sectoriales

5.3.1 Variabilidad y cambios observados

La Tabla 5.2 resume los cambios, tendencias y ciclos hallados en las distintas variables climáticas analizadas en los Capítulos anteriores, correspondientes a la variabilidad y los EE de precipitación y temperatura. Se utiliza una gama de colores para identificar fácilmente las implicancias de los cambios: celeste para tendencias hacia condiciones de mayor humedad, marrón para eventos de sequías y rojo para tendencias hacia condiciones más cálidas. Algunos cambios han sido atribuidos a la variabilidad natural del clima, mientras que otros se atribuyen a cambios de usos del suelo u otros factores antrópicos, posiblemente ligados al CC, como el aumento de la concentración de los gases de efecto invernadero en la atmósfera (Magrin et al., 2014; Cramer et al., 2014). Todos estos cambios fueron analizados y discutidos en los Capítulos 2 y 3.

Variable	Nº	Cambio y/o atribución de la variabilidad	Período	Confianza
Precipitación Anual	1	Tendencia de baja frecuencia no lineal positiva hasta 2000 y decayendo levemente hasta 2010	1901-2010	Muy Alta
	2	Ciclos dominantes de 6.6 y 9 años	1901-2010	Alta
	3	Variabilidad decadal en extremo NO (ciclos > 10 años)	variable	Alta
	4	Ciclos de alta frecuencia (aprox. 3 años) en estaciones dispersas	variable	Media
Caudal medio anual ⁽¹⁾	5	Tendencia de baja frecuencia positiva y ciclos oscilatorios de baja frecuencia (aprox. 9 y 26 años) y alta frecuencia (3.7 años)	1904-2012	Muy Alta
Caudal mínimo anual ⁽¹⁾	6	Tendencia no lineal positiva y ciclos de 26 y 9 años	1904-2012	Alta
Caudal máximo anual ⁽¹⁾	7	Tendencia no lineal positiva hasta 2000 y decayendo luego Ciclos interanuales (3 años)	1904-2012	Alta
Temperatura media anual	8	Tendencia no lineal positiva a partir de 1930 hasta la actualidad	1901-2010	Muy Alta
Temperatura máxima media anual	9	Tendencia no lineal de alta frecuencia con incrementos relativos a partir de 1920, 1950 y 2000 (significativo)	1901-2010	Media
	10	Ciclo oscilatorio de aprox. 8 años	1901-2010	Media
Temperatura mínima media anual	11	Tendencia no lineal positiva desde 1960 hasta actualidad (muy significativo)	1901-2010	Muy Alta
Nº de Eventos Extremadamente Húmedos / Secos	12	Incremento de eventos EH y decrecimiento de eventos ES a partir de 1960 (comparado con 1901-1959)	1901-2010	Alta
Duración media y máxima de eventos EH / ES	13	Aumento eventos EH y disminución ES a partir de 1960	1901-2010	Media
SPI ₆ y SPI ₁₂ (EPE meteorológicos/agrícolas)	14	Tendencia positiva no lineal a partir de 1960 hasta 2000, estabilización y decaimiento desde 2007	1901-2010	Alta

Continúa en la página siguiente →

Impactos regionales

SPI ₁₈ (EPE hidrológicos)	15	Ídem 14, ciclos de 6.5, 8.7 y 11.2 años	1901-2010	Alta
	16	Extenso período de sequías hidrológicas entre 1925 y 1940	1901-2010	Media
Extensión espacial eventos EH; AEH _n (t) (n = 6, 12 y 18 meses)	17	Tendencias positivas no lineales desde 1950 y ciclos de 6.6 años. Inversión de tendencia a partir de 2000.	1901-2010	Alta
Extensión espacial eventos ES; AES _n (t) (n = 6, 12 y 18 meses)	18	Ciclo oscilatorio de 6.6 años con mayor incidencia en las primeras décadas del siglo XX	1901-2010	Alta
Distribución espacial de SPI _n para meses críticos ES / EH	19	Área centro-este altamente vulnerable a EPE húmedos y secos a escala hidrológica	1901-2010	Media
	20	Porción sur bajo 28° S vulnerable a EPE (tanto húmedos como secos) a escala relevante para las actividades agrícolas	1901-2010	Media
TN _n y TN _x	21	Ciclo oscilatorio de 4 años. TN _n mayor variabilidad que TN _x .	1963-2013	Media
SU25 y SU35	22	Incremento de los días de verano a partir del año 2000. SU25 muy significativo.	1963-2013	Alta
TR20	23	Incremento en 1973 hasta 1983 estabilizándose hasta la actualidad (muy significativo)	1963-2013	Muy Alta
FDO	24	Ciclo oscilatorio de 4 años muy relevante entre 1980 y 2000	1963-2013	Alta
TN10 y TX10	25	Decrecimiento de las noches frías entre 1963 y 1983, estabilizándose hasta 2013. Descenso de los días fríos en los primeros años de la década del 2000 (muy significativos)	1963-2013	Muy Alta
TN90 y TX90	26	Aumento de las noches cálidas entre 1963 y 1983, estabilizándose hasta 2013. Aumento de los días cálidos en 2000 (significativos)	1963-2013	Alta
RX5day	27	Ciclo de 2.3 años (muy importante desde 2000)	1963-2013	Alta
SDII	28	Continuo aumento de la intensidad media diaria de la precipitación. Ciclo de 5 años. (significativo)	1963-2013	Alta
CDD	29	Tendencia continua desde 1970	1963-2013	Media

Tabla 5.2: Variabilidad y cambios observados en la temperatura, precipitación, caudales y eventos extremos de precipitación y temperatura (evaluados a distintas escalas temporales) en la región.⁽¹⁾ Correspondientes al río Paraná en el inicio de su tramo medio (estación Corrientes).

El nivel de confianza estimado se basa en la evidencia presentada y en el grado de acuerdo, estimado según la comparación y discusión con otros trabajos científicos regionales. Aquellos procesos que presentan alta evidencia y acuerdo tendrán mayor grado de confianza, como las tendencias positivas en precipitación y caudales hasta el principio del siglo XXI, las tendencias positivas en temperatura media y mínima o los cambios en EE relacionados al aumento de las noches tropicales y el decrecimiento de las noches y días fríos. Además, a los EE diarios de precipitación y temperatura se le anexa su significancia, otorgada por el análisis de la distribución espacial de los signos y magnitudes de los cambios de las tendencias de los índices ETCCDI, a niveles de significancia estadística de 0.01 y 0.05, según el método propuesto por Zhang et al. (2000). Así, los cambios observados serán muy significativos en caso que las tendencias significativas se encuentren en gran número y distribuidas en toda la región o significativos cuando haya una cantidad importante de tendencias pero puedan estar sectorizadas. El nivel de confianza medio asignado a ciertos cambios relacionados con EPE se atribuye a la limitada disponibilidad

de acuerdo, en base a la escasa contribución de otras publicaciones científicas, aunque las evidencias que se presenten en el Capítulo 3 sean altas.

5.3.2 Variabilidad y cambios proyectados

Las proyecciones a escala reducida través de simulaciones decadales y de largo período se realizaron en el Capítulo 4. El método de reducción de escala permitió ajustar los escenarios retrospectivos simulados a los observados y emplear la función de transferencia estadística para escenarios futuros. Los cambios atribuidos a la variabilidad decadal y a las tendencias de largo período suponen escenarios futuros con un incremento de la temperatura media en el orden de 1 grado para el método de LS en el escenario RCP8.5, mientras que los obtenidos por MOS reducen esta variación a 0.3° C, aproximadamente. En referencia a la precipitación media regional, se proyectan aumentos relativos (entre 2006-2035 y 1901-2005) de hasta 80 mm para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 de largo período y de 20 a 30 mm para los escenarios decadales, lo que no supone cambios significativos.

Con respecto a la variabilidad en escalas de interanual a decadal, los GCMs analizados no se encontraron en fase con los datos analizados, aunque cierta información de esta variabilidad se puede utilizar, ya que se demostró la capacidad de los GCMs para reproducir los modos dominantes de alta y baja frecuencia de temperatura y precipitación en la región. El método de reducción de escala por MOS empleado mostró reducir esta variabilidad, por lo que no se pudieron obtener resultados confiables de las predicciones a corto período con esta técnica. De todos modos, las proyecciones con LS (que no modifican la variabilidad simulada), no mostraron incrementos significativos de la variabilidad interanual (en precipitación y temperatura) para el período cercano 2005-2035, a excepción de las simulaciones del CMCC-CM para el escenario RCP4.5 y el decadal.

En la evaluación de los potenciales impactos futuros, además de las proyecciones simuladas, se tendrá en cuenta la dirección de las tendencias históricas y sus posibles forzantes externos. Así, por ejemplo, si bien los modelos predicen incrementos medios de la precipitación, se discutió en el Capítulo 3 un cambio de tendencia hacia condiciones más secas a partir de 2007 en las series de precipitación media anual, SPI y cobertura areal de eventos húmedos, posiblemente relacionado a la variabilidad decadal (con anomalías de las SST asociadas al AMO). Si este índice continuara su tendencia hacia una fase positiva, como se presume (Ting et al., 2009), forzaría un decrecimiento de las precipitaciones en el SESA en las próximas décadas. Por otro lado, los cambios referidos a EE de temperatura, serían coincidentes con el incremento de la Tmed esperado a escala global y regional. Por esto, y proyectando las tendencias actuales de los índices de temperatura, sería esperable que continúe el incremento de los índices relacionados con Tmax (TXx, TXn, SU25, SU35, TX90p) y continúe o se mantenga el aumento de los relacionados con Tmin (TNn, TNx, FD0, TR20, TN10p). Además, las precipitaciones intensas (SDII) y los días consecutivos secos (CDD) presentaron una tendencia creciente continua hasta 2013; en caso de continuar la dirección de esta tendencia, estos eventos se incrementarían en las próximas décadas.

5.3.3 Impactos observados y futuros: Atribución a la variabilidad y los eventos extremos

En base a variabilidad y cambios observados y proyectados en la región, expuestos en las secciones anteriores, se determinan los impactos de la variabilidad y los EE en tres grandes sectores: recursos hídricos, agricultura, ganadería, ecosistemas y asentamientos humanos y sociedad. Los cambios y atribuciones de la variabilidad observados, expuestos en la Tabla 5.2, se diferencian por números. Los impactos observados estimados estarán producidos/influenciados

por diversos cambios y/o procesos inherentes a la variabilidad climática, por lo tanto, a cada impacto le corresponderá uno o varios números de la Tabla 5.2.

La evaluación sistemática de distintos métodos ha demostrado que la estimación de impactos puede ser dependiente de las técnicas utilizadas para reducir la escala de los GCMs, con un rango de cambios proyectados tan amplio como métodos se utilicen (Chen et al., 2011). Por esto, para estimar los impactos futuros, junto a las tendencias simuladas proyectadas a escala reducida por MOS y LS, se tienen en cuenta las direcciones de los cambios históricos y los procesos externos que puedan influenciar estos cambios, atendiendo a consideraciones físicas propias del clima regional, que puedan complementar las simulaciones de los GCMs.

En la Tabla 5.3 se presentan los impactos de la variabilidad y los EE observados en los recursos hídricos de la región. El aumento de las precipitaciones en la región se asocia con el incremento de los caudales (referencias en Capítulo 2), además, este impacto se potencia por una reducción de la evapotranspiración producida por los cambios de uso de suelo, que también favorecen el escurrimiento superficial (Saurral et al., 2008; Doyle y Barros, 2011). Los eventos húmedos frecuentes entre 1970 y 2000 también indujeron el aumento de los niveles freáticos regionales (Venencio y García, 2012), disminuyendo la capacidad de infiltración de los suelos y favoreciendo el aumento del escurrimiento superficial. Todos estos cambios influyen en el desarrollo de crecidas extraordinarias de los ríos en la región (Capítulo 1 y 2).

El aumento del número de EPE extremadamente húmedos y su duración media y máxima genera eventos EH severos a distintas escalas temporales, aumentando el contenido de humedad del suelo a partir de 1960 y hasta 2000. Además, las magnitudes crecientes de los eventos hidrológicos EH de gran extensión espacial causan una mayor exposición a las inundaciones severas, impactando los recursos hídricos superficiales y subterráneos. Por otro lado, los EPE extremadamente secos de gran duración provocaron sequías agrícolas e hidrológicas muy severas entre 1901-1960. También, como se indicó en la sección 3.6.3, el extenso período de sequías hidrológicas entre 1925 y 1940 pudo extender la “Pampas Dust Bowl” a la totalidad del NEA.

El continuo aumento de las precipitaciones intensas en la región, junto a un importante comportamiento cíclico de aproximadamente 2 años de la precipitación acumulada en 5 días provoca mayor escurrimiento superficial por saturación de la capacidad de infiltración del suelo, causando inundaciones en las subcuencas de los grandes ríos de la región e incrementos vertiginosos de los caudales que provocan crecidas extraordinarias. Estos impactos están mayormente asociados a episodios de precipitaciones convectivas locales, cuyos ejemplos se registraron en varias zonas de la región en los años 2003, 2005 y 2007.

El aumento de los días de verano (SU25 y SU35) y el incremento de los días cálidos, junto con las tendencias positivas de la Tmax en la región, generan un aumento en la demanda del agua para consumo, lo que puede complicar la gestión del recurso en zonas con escasez (norte de Santa Fe, Santiago del estero y Chaco). Además, favorece la aparición de problemas de calidad del agua superficial, con proliferación de algas y bacterias que pueden causar enfermedades.

Los principales impactos observados sobre la ganadería, agricultura y los ecosistemas en la región se sintetizan en la Tabla 5.3. Los incrementos de la precipitación y la variabilidad decadal contribuyeron a la expansión de la agricultura a partir de 1970 a zonas relegadas anteriormente. Barros et al. (2008) y Hoyos et al. (2012) hacen referencia a este impacto en la totalidad del SESA.

Identificación de impactos sectoriales

Este corrimiento de la frontera agrícola estuvo fuertemente influenciado por el desarrollo de tecnologías en el sector (e.g, de siembra, fertilización, agroquímicos, etc.). Como consecuencia

Sector	N°	Atribución de impactos observados
Recursos Hídricos	1, 5, 7 y 12	Aumento de precipitación ocasiona incremento de caudales. Incremento de inundaciones regionales entre 1970 y 2005 en comparación con 1901-1950. Aumento de los niveles freáticos favorecen escurrimiento superficial. Crecidas extraordinarias.
	12, 13 y 14	Eventos EH severos entre 1960-2005 favorecen inundaciones. Aumento de humedad de suelo. Eventos ES severo entre 1901-1960 favorecen sequías agrícolas. Reducción humedad de suelo.
	12, 15 y 17	Mayor exposición a inundaciones severas y de gran extensión entre 1960 y 2005.
	16 y 18	Sequías hidrológicas severas y de gran extensión entre 1901-1960. Extensión de la “Pampas Dust Bowl” al NEA entre 1925 y 1940.
	27 y 28	Crecidas extraordinarias en subcuencas de los grandes ríos. Mayor escurrimiento superficial por saturación de capacidad de infiltración del suelo provoca mayor exposición a inundaciones locales.
	9, 22 y 26	Aumento de la demanda de agua para consumo, problemas de calidad del agua superficial (proliferación de algas y bacterias). Vulnerabilidad de zonas con dificultad de acceso al recurso.
Agricultura, ganadería y ecosistemas	1, 3	Extensión de territorios agrícolas al NO de la región. Cambio de usos del suelo.
	5 y 7	Crecidas ordinarias y extraordinarias afectan con mayor frecuencia zonas ribereñas y de islas, disminuyendo su productividad agrícola-ganadera.
	12, 13 y 14	Inundaciones más frecuentes y severas afectan ecosistemas y disminuyen productividad agrícola-ganadera. Sequías agrícolas a principios de siglo afectan rendimientos de cultivos, favorecen erosión del suelo y provocan mortalidad de ganado.
	16 y 18	Grandes sequías hidrológicas afectan actividades agrícolas y ganaderas.
	27 y 28	Daños y pérdidas de cultivos y pasturas por anegamientos. Disminución de la productividad ganadera. Erosión o disminución de fertilidad de los suelos.
	11, 24 y 25	Efectos adversos sobre el rendimiento del trigo. Posibilidad de modificación del ciclo de cultivo del maíz.
	29	Sequías meteorológicas afectan rendimientos de cosechas.
Asentamientos humanos y sociedad	5 y 6	Crecidas ordinarias y extraordinarias afectan poblaciones ribereñas. Alteración de los asentamientos, del comercio, del transporte y de las sociedades. Presiones sobre las infraestructuras urbanas.
	12, 13, 14, 15 y 17	Riesgo de grandes inundaciones con aumento de la escorrentía superficial afectando asentamientos urbanos y rurales. Aislamiento de poblaciones rurales.
	16 y 18	Sequías hidrológicas afectan los asentamientos produciendo escasez de agua y alimentos y menor potencial de energía hidroeléctrica.
	9, 11, 22, 23, 25 y 26	Aumento de los efectos de las islas de calor urbana. Mayor polución del aire. Mayor demanda energética. Disminución de la demanda energética para calefacción en invierno.
	27 y 28	Complicaciones del drenaje urbano. Inundaciones que afectan asentamientos urbanos y rurales. Presiones sobre infraestructuras. Mayor vulnerabilidad en asentamientos irregulares.

Tabla 5.3: Impactos sectoriales de la variabilidad y los eventos extremos observados en la región.

de la extensión de territorios agrícolas, se produjeron cambios de usos del suelo y deforestación con diversas consecuencias. Gasparri et al. (2008) estimaron las emisiones de carbono en el norte de Argentina, concluyendo que la deforestación del bosque Chaqueño se ha acelerado en la década pasada por la expansión agrícola, siendo ahora la fuente más importante de emisión de carbono en la región. Por su parte, Zak et al. (2008) indican que las tierras cultivadas se incrementaron de un 3 a un 30% en el norte de Córdoba entre 1969 y 1999, reduciéndose la cobertura boscosa de 52.5 a 8.2%. Estos autores atribuyen este cambio a la sinergia de los factores tecnológicos, las actividades socioeconómicas y los efectos del clima.

El aumento de los caudales medios y máximos del río Paraná (también observado para el río Salado) produjo crecidas ordinarias y extraordinarias más frecuentes entre 1970 y 2005 que afectaron la productividad agrícola-ganadera de las zonas ribereñas temporalmente (e.g., traslado de animales de las zonas de islas) o permanentemente (e.g., pérdidas de cosechas). Además, el incremento de eventos EH de mayor duración, a escalas de 6 y 12 meses, junto a la tendencia positiva en la magnitud de estos eventos entre 1960 y 2000 produjo un incremento de las inundaciones locales con consecuentes impactos negativos a las actividades agrícolas y ganaderas (e.g., pérdidas o daños a las pasturas y cosechas, migración forzada de ganado).

Las sequías (tanto agrícolas como hidrológicas), particularmente importantes en la primera mitad del siglo XX, junto a la deficiente tecnología empleada, impactaron de manera negativa en las actividades agrícolas-ganaderas de la región (e.g, mortalidad de ganado, malos rendimientos en las cosechas, quiebras de agricultores, migración rural), favorecieron los procesos erosivos y disminuyeron la productividad de los suelos. Las sequías agrícolas suponen impactos sobre la humedad del suelo, que repercute directamente en los períodos de siembra o los períodos críticos de los cultivos de la región. Las sequías hidrológicas severas producen descensos de los niveles freáticos y afectan los recursos hídricos superficiales, esenciales para el riego y el abastecimiento de agua para el ganado en las zonas de menor precipitación media anual, como en NO de Santa Fe, oeste de Córdoba, Santiago del Estero y Chaco. También se observa en la región una tendencia positiva de los días consecutivos secos desde 1970 hasta la actualidad, lo que produce un incremento de las sequías meteorológicas intraanuales, afectando el ciclo normal de los cultivos, pudiendo causar desde mermas en los rendimientos hasta la pérdida total.

El aumento de las temperaturas mínimas y la potencial reducción de las heladas (el N° de días de heladas no presenta tendencias, aunque exhibe una reducción de la amplitud del ciclo oscilatorio de 4 años a partir de 2000) puede causar efectos adversos sobre el rendimiento del trigo en la región y modificar los ciclos del cultivo del maíz, aunque este último se vea afectado también por la distribución anual de las precipitaciones. Además, otro factor de importancia en los ciclos de los cultivos es el rango diurno de temperatura. Se observa en la Figura 3.16d que este índice decrece a partir de 1973, conjuntamente con el aumento de Tmin (que se mantiene constante hasta la actualidad), y muestra un crecimiento a partir de 2000 (en congruencia con el aumento de Tmax y la estabilidad de Tmin). En la región central de Argentina, las simulaciones de rendimientos potenciales de trigo (sin considerar los avances tecnológicos) han decrecido desde 1930 en respuesta a los incrementos de Tmin durante los meses de octubre-noviembre (Magrin et al., 2009).

Los episodios de lluvias intensas y la variabilidad cíclica de la cantidad de precipitación acumulada en 5 días, incrementada a partir de 2000, provoca daños y pérdidas de cultivos por anegamientos y disminución de la productividad ganadera. Además, aumenta el potencial de

erosión y pérdida de fertilidad de los suelos por “efecto de lavado”, especialmente en períodos de transición entre cultivos, favorecidos por suelos sin, o con escasa cobertura.

Los impactos observados atribuidos a la variabilidad climática y los EE en los asentamientos urbanos y la sociedad (Tabla 5.3) se analizan de manera general, sin tener en cuenta las resiliencias y capacidad adaptativa de los distintos sectores sociales. Los incrementos de los caudales medios y máximos anuales observados entre 1970 y 2000 y su variabilidad de baja y alta frecuencia ocasionó crecidas ordinarias y extraordinarias que impactaron las poblaciones urbanas y rurales ribereñas, alterando principalmente las sociedades en su conjunto como así también componentes críticos como el comercio, el transporte y la infraestructura urbana. Los asentamientos irregulares no planificados, generalmente en terrenos propios de los valles de inundación de los ríos de llanura, constituyen los sectores sociales más vulnerables a sufrir estos impactos.

El incremento de la cantidad y duración de EPE extremadamente húmedos a distintas escalas temporales, junto a las tendencias crecientes observadas en la magnitud y extensión espacial de los EPE produjo un aumento en el riesgo de inundaciones e incrementos de la esorrentía superficial, afectando asentamientos urbanos y rurales en la región entre 1960 y 2007. Los impactos propios de las inundaciones en los asentamientos urbanos son similares a los de las crecidas de los ríos (analizados en el párrafo anterior). Debido a la importante extensión de las inundaciones por EPE se pueden producir aislamientos de poblaciones rurales, especialmente en aquellas de difícil acceso a consecuencia de la escasa infraestructura de comunicación vial.

Las sequías hidrológicas severas pueden afectar los asentamientos urbanos y rurales, produciendo escasez de agua y alimentos, principalmente en poblaciones con mayor dificultad al acceso del recurso. Estas sequías fueron más frecuentes y severas en las primeras décadas del siglo XX, época en que la infraestructura de comunicación y la tecnología de producción eran deficientes, pudiendo producirse migración rural. En los casos más extremos este tipo de sequía afecta los caudales de los principales ríos de la región, pudiendo reducir el potencial de generación de energía hidroeléctrica.

Los incrementos de la Tmax, los días de verano, los días cálidos y las noches tropicales exacerbaban los efectos de las islas de calor urbana en las grandes urbes de la región y podrían incrementar la polución del aire (Blake et al., 2011). También se produce un aumento en el consumo de energía para refrigeración en verano y una disminución para la calefacción en invierno, debido al aumento de la Tmin y el decrecimiento de las noches y los días fríos.

Las crecientes precipitaciones intensas y los eventos de gran cantidad de agua caída en 5 días consecutivos afectaron los sistemas de drenaje urbano, produciendo anegamientos en varias ciudades y pueblos de la región. Los ciclos de RX5day adquieren particular relevancia a partir de 2000, en coincidencia con los eventos registrados en 2003, 2005 y 2007 en gran parte del centro norte de Santa Fe, que produjeron inundaciones en vastas áreas de la región, ocasionando importantes pérdidas en infraestructura urbana y rural.

Los impactos futuros en la región dependen de los posibles escenarios que se presenten en las décadas venideras. En este trabajo, se evalúan proyecciones climáticas de corto período, estudiando el CC cercano, hasta 2035. En este contexto, y como se demostró en el Capítulo 4, los cambios proyectados no serían muy relevantes. Las inundaciones (favorecidas por los incrementos de la precipitación, los caudales y los eventos EH) registradas en mayor cuantía y severidad entre 1970 y 2005 podrían disminuir su ocurrencia en las décadas venideras de continuar la tendencia

decreciente que se registró en todas las variables estudiadas a partir de mediados de la década del 2000. Este comportamiento, como se discutió anteriormente, podría estar influenciado por la variabilidad decadal vinculada al índice AMO. En concordancia con esta proyección, las simulaciones decadales futuras de los GCMs no predicen un aumento significativo de las precipitaciones medias mensuales entre 2005 y 2035, incluso dando indicios de posibles disminuciones leves. En este escenario, la expansión de la agricultura anteriormente mencionada podría verse afectada por un contexto menos húmedo. En contraposición, el posible incremento de mejoras tecnológicas (e.g., desarrollo de ingeniería genética) podría equilibrar los factores climáticos adversos. El posible decrecimiento (o estabilización) de las precipitaciones medias en la región, no supone menor riesgo a episodios de inundaciones y crecidas locales provocadas por las lluvias intensas y acumuladas en gran cantidad en pocos días. La tendencia hallada en el SDII fue positiva creciente hasta 2013; de continuar en esa dirección y, sumado al gran desarrollo de tormentas convectivas en la región, el riesgo a episodios de precipitaciones locales intensas aumentaría, manteniendo o incrementando los impactos sectoriales observados provocados por estos EE analizados anteriormente.

La ocurrencia de sequías en la región estará supeditado a las implicancias de la variabilidad decadal e interanual de las precipitaciones en la región, ya que se espera que las condiciones medias de las precipitaciones se mantengan estables o decrezcan en caso de una mayor influencia de las SSTs tropicales del Atlántico y prolongando la dirección de las tendencias no lineales históricas analizadas en este trabajo; o bien aumenten levemente de acuerdo a las simulaciones de largo período de los GCMs a escala reducida. Los escenarios futuros a escala reducida obtenidos por MOS y corregidos por LS analizados no sugieren incrementos de la variabilidad interanual, aunque como se explicó anteriormente, los métodos de downscaling pueden afectar estas aseveraciones. De todos modos, es posible suponer que las sequías meteorológicas estacionales puedan incrementarse, en el caso de continuarse la tendencia observada creciente de días consecutivos secos en la región. Esto provocaría impactos directos sobre las actividades agrícolas y ganaderas de la región.

Es esperable que la tendencia hacia un calentamiento medio en la región continúe en el horizonte de CC analizado, ya que los GCMs a escala reducida analizados proyectan incrementos en la Tmed, tanto en escenarios de largo periodo o en simulaciones decadales. Los EE relacionados con la temperatura que causan impactos en los sectores analizados, es probable que se mantengan o incluso se intensifiquen, si se continúan las direcciones de las tendencias analizadas en el Capítulo 3. Los mayores cambios potenciales se darían con los eventos ligados a la Tmax, debido a que los índices relacionados muestran una tendencia positiva creciente a partir de 2000. Es probable entonces, que se intensifiquen las olas de calor y los períodos cálidos, con incrementos de la Tmax, los días de verano y los días cálidos; con reducciones de los días y las noches frías, por lo que los impactos observados relacionados con estos eventos expuestos anteriormente se mantendrían o amplificarían en los próximos años.

5.4 Referencias

- Barros, V., Menéndez, A., Natenzon, C., Kokot, R., Codignotto, J., Re, M., Bronstein, P., Camilloni, I., Ludueña, S., Riós, D., González, S., 2008. Storm surges, rising seas and flood risks in metropolitan Buenos Aires. In: *Climate Change and Vulnerability* [Leary, N., C. Conde, J. Kulkarni, A. Nyong, and J. Pulhin (eds.)]. Earthscan, London, UK, pp. 117-133.
- Blake, R., A. Grimm, T. Ichinose, R. Horton, S. Gaffin, S. Jiong, D. Bader, and L. Cecil, 2011: Urban climate: processes, trends, and projections. In: *Climate Change and Cities: First Assessment Report of the Urban Climate Change Research Network* [Rosenzweig, C., W. Solecki, S. Hammer, and S. Mehrotra (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 43-81.
- Birkmann, J., Cardona, O., Carreño, M., Barbat, A., Pelling, M., Schneiderbauer, S., Kienberger, S., Keiler, M., Alexander, D., Zeil, P., 2013. Framing vulnerability, risk and societal responses: the MOVE framework. *Natural Hazards* 67(2), 193-211.
- Chen, J., Brissette, F.P., Leconte, R., 2011. Uncertainty of downscaling method in quantifying the impact of climate change on hydrology. *Journal of Hydrology*, 401(3-4), 190-202.
- Cramer, W., Yohe, G. W., Auffhammer, M., Huggel, C., Molau, U., da Silva Dias, M. A .F., Solow, A., Stone, D.A., Tibig, L., 2014. Detection and attribution of observed impacts. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C. B., et al. (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 979-1037.
- Da Rocha, R., Reboita, M., Dutra, L. M., Llopart, M., Coppola, E., 2014. Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of RegCM4 for South America-CORDEX domain. *Climatic Change*, 125 (1), 95-109.
- Doyle, M. E., Barros, V. R., 2011. Attribution of the river flow growth in the Plata Basin. *International Journal of Climatology*, 31(15), 2234-2248.
- ECLAC, 2010. *The Economics of Climate Change in Central America: Summary 2010*. LC/MEX/L.978, Economic Commission for Latin America and the Caribbean (ECLAC), Santiago de Chile, Chile, 144 pp.
- Field, C.B., V.R. Barros, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, M. van Aalst, W.N. Adger, D.J. Arent, J. Barnett, R. Betts, T.E. Bilir, J. Birkmann, J. Carmin, D.D. Chadee, A.J. Challinor, M. Chatterjee, W. Cramer, D.J. Davidson, Y.O. Estrada, J.-P. Gattuso, Y. Hijioaka, O. Hoegh-Guldberg, H.Q. Huang, G.E. Insarov, R.N. Jones, R.S. Kovats, P. Romero-Lankao, J.N. Larsen, I.J. Losada, J.A. Marengo, R.F. McLean, L.O. Mearns, R. Mechler, J.F. Morton, I. Niang, T. Oki, J.M. Olwoch, M. Opondo, E.S. Poloczanska, H.-O. Pörtner, M.H. Redster, A. Reisinger, A. Revi, D.N. Schmidt, M.R. Shaw, W. Solecki, D.A. Stone, J.M.R. Stone, K.M. Strzepek, A.G. Suarez, P. Tschakert, R. Valentini, S. Vicuña, A. Villamizar, K.E. Vincent, R. Warren, L.L. White, T.J. Wilbanks, P.P. Wong, and G.W. Yohe, 2014. Technical summary. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C.B et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 35-94.
- Gasparri, N. I., Grau, H. R., Manghi, E., 2008. Carbon pools and emissions from deforestation in extra-tropical forests of Northern Argentina between 1900 and 2005. *Ecosystems*, 11(8), 1247-1261.
- Hoyos, L. E., Cingolani, A. M., Zak, M. R., Vaieretti, M. V., Gorla, D. E., Cabido, M. R., 2012. Deforestation and precipitation patterns in the arid Chaco forests of central Argentina. *Applied Vegetation Science*, 16(2), 260-271.
- IPCC, 2007. *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* [Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.

- IPCC, 2012. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the IPCC. [Field, C.B. et al (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 582.
- IPCC, 2014: Cambio climático 2014: Impactos, adaptación y vulnerabilidad – Resumen para responsables de políticas. Contribución del Grupo de trabajo II al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea y L.L. White (eds.)]. Organización Meteorológica Mundial, Ginebra, Suiza, 34 págs.
- Nosetto, M.D., Jobbágy, E.G., Tóth, T., Jackson, R.B., 2008. Regional patterns and controls of ecosystem salinization with grassland afforestation along a rainfall gradient. *Global Biogeochemical Cycles*, 22(2), GB2015, doi:10.1029/2007GB003000.
- Menendez, C.G., Carril, A. F., 2010. Potential changes in extremes and links with the Southern Annular Mode as simulated by a multi-model ensemble. *Climatic Change*, 98(3-4), 359-377.
- Magrin, G. O., Marengo, J. A., Boulanger, J.-P., Buckeridge, M. S., Castellanos, E., Poveda, G., Scarano, F. R., Vicuña, S., 2014. Central and South America. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Barros, V. et al (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1499-1566.
- Magrin, G. O., Travasso, M. I., Baethgen, W. E., Grondona, M. O., Giménez, A., Cunha, G. , Castaño, J. P., Rodríguez, G. R., 2007. Past and future changes in climate and their impacts on annual crops yield in South East South America. In: *IPCC Task Group on Data Scenario Support for Impact and Climate Analysis (TGICA) Expert Meeting: Integrating Analysis of Regional Climate Change and Response Options. Meeting Report, Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Nadi, Fiji*, pp. 121-124.
- Penalba, O., Rivera, J., 2013. Future Changes in Drought Characteristics over Southern South America Projected by a CMIP5 Multi-Model Ensemble, *American Journal of Climate Change*, Vol. 2 No. 3, 2013, pp. 173-182. doi:10.4236/ajcc.2013.23017.
- Podestá, G., Bert, F., Rajagopalan, B., Apipattanavis, S., Laciana, C., Weber, E., Easterling, W., Katz, R., Letson, D., Menendez, A., 2009. Decadal climate variability in the Argentine Pampas: regional impacts of plausible climate scenarios on agricultural systems. *Climate Research*, 40(2-3), 199-210.
- Saurral, R. I., Barros, V. R., Lettenmaier, D. P., 2008. Land use impact on the Uruguay River discharge. *Geophysical Research Letters*, 35(12), L12401, doi:10.1029/2008GL033707.
- Seth, A., Rojas, M., Rauscher, S. A, 2010. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American monsoon. *Climatic Change*, 98(3-4), 331-357.
- Sörensson, A. A., Menéndez, C.G., Ruscica, R., Alexander, P., Samuelsson, P., Willén, U., 2010. Projected precipitation changes in South America: a dynamical downscaling within CLARIS. *Meteorologische Zeitschrift*, 19(4), 347-355.
- Venencio, M. V., García, N., 2012. Interannual variability and predictability of water table levels at Santa Fe Province (Argentina) within the climatic change context. *Journal of Hydrology*. 409, 62–70.
- Zak, M. R., Cabido, M., Caceres, D., Diaz, S., 2008. What drives accelerated land cover change in central Argentina? Synergistic consequences of climatic, socioeconomic, and technological factors. *Environmental Management*, 42(2), 181-189.
- Zhang, X., Vincent, L.A., Hogg, W.D., Niitsoo, A., 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-Ocean* 38, 395–429.

Capítulo 6: Conclusiones y trabajos futuros

6.1 Conclusiones generales

El análisis de la hidroclimatología de la región permitió obtener referencias de la distribución espacial, los regímenes actuales e históricos y el comportamiento histórico de las series temporales de las principales variables climáticas (precipitación, temperatura y caudales). La precipitación presentó isohietas con una orientación general norte-sur y un gradiente de crecimiento oeste-este con valores medios de entre 750 y 1350 mm/año. Manifestó una importante variabilidad intraanual, registrándose un mínimo principal en los meses de junio y julio y un máximo en marzo, con el 80% del total precipitado anual concentrado entre octubre y abril. La temperatura exhibió isotermas con un gradiente latitudinal sur-norte y un ciclo medio anual promedio con un rango térmico de 13.5 °C, produciéndose el máximo valor en enero (25.3 °C) y el mínimo en julio (11.7 °C). Con respecto al régimen del río Paraná, se registran los máximos caudales en los meses de febrero y marzo y los mínimos al final del invierno y comienzo de la primavera, con un caudal medio mensual promedio entre 1904 y 2007 de 17 200 m³/s. Por su parte, el río Salado presenta los máximos caudales en los meses de abril y marzo y los mínimos en primavera, con un valor medio mensual de 132 m³/s entre 1954 y 2013. Ambos ríos presentaron un aumento significativo de los caudales medios a partir del año 1971, principalmente en los meses correspondientes a las estaciones intermedias.

La variabilidad espacio-temporal de la precipitación y los caudales mostró una tendencia de largo período de gran importancia, con un cambio hacia condiciones más húmedas a partir de 1960, estabilizándose a partir de comienzos de la década del 2000 y comenzando a decaer a partir de 2005. La variabilidad a escala interanual, que reveló ser la de mayor importancia en la región, presentó ciclos oscilatorios de 6 y 9 años, como así también ciclos en el rango de oscilación del ENSO (próximo a los 3 años). La variabilidad decadal adquiere particular relevancia en el extremo oeste y noroeste de la región, con ciclos de baja frecuencia de entre 13 y 22 años. El comportamiento de los caudales se encuentra asociado al de las precipitaciones, hallándose un ciclo de 9 años en ambas variables y una tendencia de largo período similar. Así, el incremento de las precipitaciones ocasionó aumentos en los caudales entre 1970 y 2000, favorecidos por los cambios de usos del suelo, causando crecidas extraordinarias que afectaron las actividades agrícolas-ganaderas e impactaron las poblaciones urbanas y rurales ribereñas, principalmente los asentamientos irregulares no planificados ubicados en terrenos propios de los valles de inundación de los ríos. Además, los eventos húmedos frecuentes entre 1970 y 2000 también indujeron el aumento de los niveles freáticos, disminuyendo la capacidad de infiltración de los suelos y favoreciendo el aumento del escurrimiento superficial, lo que aumentó el riesgo a inundaciones en la región. También los incrementos de la precipitación y la contribución de la variabilidad decadal permitieron la expansión de la agricultura a zonas marginales (NO de la región). Este impacto estuvo favorecido por el desarrollo de innovaciones tecnológicas en el sector.

El comportamiento espacio-temporal de los EPE entre 1901 y 2010 en la región estudiada, caracterizados por medio del SPI aplicado a series mensuales de precipitación en diferentes escalas temporales (6, 12 y 18 meses), presentó un modo dominante asociado a una tendencia no lineal positiva similar a la de la precipitación y los caudales. Los EPE hidrológicos presentaron, además, periodicidades de 6.5 años y 8.7 años y cierto grado de variabilidad decadal asociada, con ciclos de muy baja frecuencia y aproximadamente 11 años en el NO de la región. También el

comportamiento de baja frecuencia de las series de cobertura areal de períodos húmedos presentó una importante tendencia no lineal positiva a partir de 1960 y hasta 2000. No se encontraron tendencias no lineales negativas bien definidas en las series temporales de cobertura espacial de sequías, aunque sí un ciclo oscilatorio de 6 años, particularmente diferenciado en la primera mitad del siglo XX. Estos hallazgos indicaron que las sequías hidrológicas más extensas y severas en la región ocurrieron entre 1901 y 1960, impactando de manera negativa en las actividades agrícolas y ganaderas de la región; produciendo mortalidad de ganado, malos rendimientos en las cosechas, quiebras de agricultores, migración rural, favoreciendo los procesos erosivos y disminuyendo la productividad de los suelos. Además, un período de EPE húmedos de larga duración, gran extensión espacial e intensidad se registró entre 1970 y 2005, ocasionando las peores inundaciones del siglo XX, impactando los recursos hídricos superficiales y subterráneos, las actividades agrícolas y ganaderas y afectando asentamientos urbanos y rurales. Por otro lado, un extenso período con condiciones muy secas se registró entre 1921 y 1939, que podría extender un episodio de sequías severas registrado en la Pampa Oeste argentina (llamado por Viglizzo y Frank (2006): “Pampas Dust Bowl”) a la totalidad de la región analizada.

Cerca de la totalidad de la región analizada, excepto la porción norte sobre 28° S, mostró una vulnerabilidad significativa a EPE extremadamente húmedos y secos a escala de 6 meses, considerada relevante para las actividades agrícolas. Estos eventos afectan los períodos de siembra o los períodos críticos de los cultivos de la región, ya sea por déficits o excesos hídricos, perjudicando sus rendimientos y, en consecuencia, las economías regionales. La porción centro-este de la región resultó ser el área más vulnerable a EPE húmedos y secos a escala hidrológica. Las sequías hidrológicas severas producen descensos de los niveles freáticos y afectan los recursos hídricos superficiales, esenciales para el riego y el abastecimiento de agua para el ganado. Además, pueden producir escasez de agua y alimentos en los asentamientos urbanos y rurales de la región, principalmente en poblaciones con mayor dificultad al acceso del recurso.

Los EE a escala diaria de temperatura y las tendencias no lineales de largo período en las temperaturas mínimas, máximas y medias anuales sugieren una tendencia hacia condiciones más cálidas en la región en las últimas décadas. La Tmax media anual mostró un importante incremento a partir del año 2000, que se mantiene hasta la actualidad, al igual que todos los índices asociados (máxima Tmax diaria, mínima Tmax diaria, días de verano, días cálidos). Por el contrario, los días fríos registraron una tendencia no lineal negativa que se intensifica en 2000, de manera especular a los índices de Tmax. Además, la Tmin y todos los índices asociados (mínima Tmin, máxima Tmin, días de heladas, noches tropicales, noches cálidas) presentó un ciclo oscilatorio de 4 años y una tendencia no lineal que comienza incrementándose en los primeros años de la década del 1960 hasta el año 1983, manteniéndose estable hasta la actualidad en valores medios de anomalías positivas. En contraposición, los días fríos mostraron un declive a partir de 1963 y se estabilizaron en anomalías negativas a partir de 1983. Estos hallazgos sugieren incrementos considerables de EE relacionados con temperaturas máximas, como olas de calor, ya que también se incrementó el número de días de verano con Tmax > 35° y la magnitud de las temperaturas en estos días. Estos eventos exacerban los efectos de las islas de calor urbana en las grandes ciudades de la región, produciendo un aumento en el consumo energético, aunque supone una disminución en invierno. Además, se genera un aumento en la demanda del agua para consumo y se favorece la aparición de problemas de calidad del agua superficial, lo que puede complicar la gestión del recurso en zonas con escasez. En la agricultura puede causar efectos adversos sobre el rendimiento del trigo y alterar los ciclos del cultivo del maíz.

En general, los EE de precipitación a escala diaria no presentaron tendencias no lineales de importancia. Su comportamiento espacio-temporal fue similar al del patrón principal de la variabilidad de la precipitación anual. Se registró un continuo aumento de las precipitaciones intensas en la región entre 1963 y 2013 y un comportamiento cíclico de aproximadamente 2 años en la precipitación acumulada en 5 días, con mayor relevancia a partir de 2000, que provocaron inundaciones en las subcuencas de los grandes ríos de la región (principalmente del río Salado), con incrementos vertiginosos de los caudales que causaron crecidas extraordinarias. Estos EE afectan sensiblemente la actividad agrícola y ganadera de la región, produciendo anegamientos temporales y aumentando el potencial de erosión y pérdida de fertilidad de los suelos. En los asentamientos humanos, dificultan el drenaje urbano, ocasionando pérdidas en infraestructura, interferencia con el comercio, el transporte y los servicios y, en los casos extremos de vulnerabilidad, induciendo riesgos sobre la vida de las personas. También se observó una tendencia positiva de los días consecutivos secos desde 1970 hasta la actualidad, lo que sugiere un incremento de las sequías meteorológicas intraanuales que pueden causar desde mermas en los rendimientos de los cultivos hasta su pérdida total.

Los escenarios retrospectivos y futuros del clima regional se estudiaron a través de simulaciones decadales y de largo período de GCMs del CMIP5 a escala reducida, a través de un método estadístico de MOS, aplicando CCA. Debido a que las proyecciones a escala reducida verosímiles están supeditadas a los GCMs que representen adecuadamente las características del sistema climático, se evaluó la habilidad de los GCMs para representar el clima regional presente e histórico y su capacidad para reproducir el comportamiento físico de las variables observadas. La precipitación observada está simulada por los GCMs con eficacias disímiles, hallándose errores estadísticos importantes, coeficientes de correlación temporal entre 0.4 y 0.64 y espacial entre 0.6 y 0.7. La mayor parte de los GCMs reconocieron el ciclo anual observado de precipitación regional y, los elegidos luego del proceso de selección, fueron capaces de representar la mayor parte de los ciclos oscilatorios, aunque no la tendencia no lineal de largo período, que es el principal modo dominante de la precipitación anual. Por otro lado, la temperatura media superficial del aire se encuentra considerablemente bien simulada por los GCMs, con coeficientes de correlación de Pearson entre las series temporales medias areales simuladas y la observada superiores a 0.9 (entre 0.92 y 0.945) y valores de eficiencias de los modelos mayores a 0.7. Los coeficientes de correlación espacial adquirieron valores entre 0.62 y 0.959. Además, todos los modelos ajustaron la forma de la marcha anual observada y, los elegidos para el proceso de reducción de escala, fueron capaces de reproducir los modos dominantes de la Tmed en la región (tendencia no lineal positiva y ciclos oscilatorios).

El proceso de reducción de escala empleado permitió corregir los errores sistemáticos y mejorar la distribución espacial de la precipitación y la temperatura simulada por los GCMs en los escenarios retrospectivos de largo período y decadales. El método de downscaling con MOS permitió mejorar la eficiencia de los modelos (alcanzando valores mayores a 0.5 para precipitación y superiores a 0.9 para Tmed) y ajustar los coeficientes de correlación entre las series temporales simuladas a escala reducida y las observadas medias areales (con valores superiores a 0.7 para precipitación y 0.95 para temperatura). Las simulaciones futuras de largo período a escala reducida indicaron leves variaciones positivas en la precipitación media anual en los escenarios RCP4.5 y RCP8.5 (aproximadamente 70 mm en 30 años), evaluados entre 2006-2035 y el período histórico 1971-2000, tanto para el método MOS como para el LS. Por su parte, las proyecciones asociadas a la variabilidad decadal de la región expusieron cambios menores (de aproximadamente 20 mm).

La temperatura media continuaría incrementándose en las décadas venideras, según indicaron los resultados de las proyecciones a escala reducida y corregidas de los GCMs. Este aumento mostró ser menos significativo en las proyecciones de los RCPs a escala reducida con MOS (0.2° C en 30 años para los RCP4.5 y RCP8.5) en comparación con las del método LS (entre +0.6 y +1° C). En este caso, no se encontraron diferencias relevantes entre las proyecciones asignadas al CC antrópico, dadas por los escenarios futuros de largo período y las asociadas a las experiencias decadales, que intentan realizar una predicción completa del CC, incluyendo el componente no forzado de la evolución climática. Para obtener resultados más robustos, se debe aumentar la masa crítica de GCMs analizados que sean capaces de representar los procesos de gran escala y simular adecuadamente las variables del sistema climático; ésta será una meta de las investigaciones futuras.

En la evaluación de los potenciales impactos futuros, además de las proyecciones simuladas por los GCMs a escala reducida, se tuvo en cuenta la dirección de las tendencias históricas y sus posibles forzantes externos. Los EPE hidrológicos y las grandes inundaciones podrían disminuir su ocurrencia en las décadas venideras en caso de continuarse la tendencia decreciente que se registró en la precipitación y los caudales a partir de mediados de la década del 2000. Este comportamiento podría estar influenciado por la variabilidad decadal vinculada a las anomalías de las SST asociadas al índice AMO, el cual podría forzar un decrecimiento en las precipitación en la región si se prolongara su tendencia hacia una fase positiva, como se presume. Además, si bien las simulaciones a escala reducida en escenarios de largo período infieren incrementos leves de la precipitación media, las simulaciones decadales futuras no predicen un aumento significativo, incluso dando indicios de posibles disminuciones leves. En este escenario, la expansión de la agricultura podría verse afectada por un contexto menos húmedo. Sin embargo, el posible decrecimiento (o estabilización) de las precipitaciones no supone menor riesgo a episodios de inundaciones y crecidas locales provocadas por las lluvias intensas y acumuladas en gran cantidad en pocos días, ya que de continuarse la dirección de la tendencia hallada en el SDII, este riesgo aumentaría.

En el caso de mantenerse la tendencia observada creciente de días consecutivos secos en la región, es posible suponer que las sequías meteorológicas estacionales puedan incrementarse, impactando las actividades agrícolas y ganaderas. En el horizonte de CC cercano analizado, es esperable que la tendencia hacia un calentamiento medio continúe, debido a los incrementos de Tmed que proyectan los GCMs a escala reducida, tanto en escenarios de largo periodo como en las simulaciones decadales. Los EE relacionados con la temperatura que causan impactos directos en la agricultura, la ganadería, los recursos hídricos y los asentamientos urbanos, es posible que se mantengan o incluso se intensifiquen, si se continúan las direcciones de las tendencias halladas en esta investigación. Los mayores cambios potenciales se darían en los eventos relacionados a la Tmax, intensificándose las olas de calor y los períodos cálidos, con reducciones de los días y las noches frías. Debido a esto, los impactos observados relacionados con los eventos de temperatura observados se mantendrían o amplificarían en los próximos años.

La región analizada es una de las zonas más productivas del país, particularmente en la producción anual de ganadería y cereales, por lo que el manejo de buena información referente a la variabilidad y los EE climáticos a distintas escalas temporales podría contribuir a optimizar la gestión de riesgos climáticos. Este trabajo de investigación provee información útil para mejorar la comprensión de los potenciales impactos observados y proyectados de la variabilidad y los EE en la región, importante en la asistencia para la toma de decisiones y para lograr políticas y

prácticas eficientes de gestión de riesgos. Los resultados indicaron que la región presenta una importante vulnerabilidad a EPE a escalas hidrológicas y agrícolas y está afectada por cambios y tendencias significativas en EE de precipitación y temperatura. Por consiguiente, resulta necesario implementar estrategias adecuadas de gestión integral de riesgos climáticos para lograr la sustentabilidad, enfatizando en acciones para prever y minimizar los impactos negativos de la variabilidad y los EE, en el contexto que brinda el CC.

6.2 Trabajos futuros

Un primer paso hacia la adaptación regional a potenciales cambios climáticos puede ser la reducción de la vulnerabilidad de la región al clima actual. En la línea de investigación a seguir, se plantea identificar zonas vulnerables a la variabilidad climática y a los EE en el NEA, en un proceso de CC. Se pretende también determinar los principales riesgos asociados, sustentado en la construcción de escenarios climáticos regionales. Además, se propone utilizar métodos estadísticos de reducción de escala poco estudiados en la región (como el utilizado en este trabajo de tesis) que podrán contribuir a complementar el conocimiento de las simulaciones del clima regional actual y futuro (principalmente abordadas con RCMs), otorgando mayor confiabilidad a los resultados de los modelos dinámicos y ayudando a interpretarlos con más solidez.

En principio se propone incrementar el número de GCMs analizados con el proceso de reducción de escala aplicando MOS con CCA directamente a los campos simulados de precipitación y temperatura, a fin de otorgar mayor robustez a los escenarios retrospectivos y futuros analizados en este trabajo de tesis. Además, se plantea mejorar el análisis de los procesos físicos que impactan la región de interés y la predictabilidad de los GCMs, recurriendo a un proceso de reducción de escala del tipo “pronóstico perfecto”, a través de CCA y utilizando forzantes de macroescala como las SST a distintas escalas temporales, ligadas a la variabilidad interanual (ENSO) o a la decadal (AMO). Estos métodos de downscaling pueden ser complementarios para el análisis de la información y permiten establecer comparaciones entre sus resultados.

En un paso siguiente, se analizará la posibilidad de plantear escenarios futuros de EE en términos de secuencias de tiempo estocásticas diarias. Se evaluará la capacidad de los modelos del CMIP5 para simular EE validando los datos diarios históricos de precipitación y temperatura de los GCMs con datos diarios observados y con la base de datos grillada SA24 (Liebmann y Allured, 2005). Luego, se utilizará un Modelo Oculto no Homogéneo de Markov (NHMM, por su sigla en inglés, Chen et al., 2013) para reducir la escala de proyecciones de precipitación diaria a estaciones observadas para un período histórico común de datos y otro, posiblemente 2015–2035, utilizando GCMs seleccionados. El NHMM es capaz de realizar una reducción de escala a campos de precipitación tanto en la dimensión espacial como temporal, relacionando la precipitación diaria a escala de estación a predictores atmosféricos de larga escala. Para cada estación y estado, la cantidad de precipitación diaria será modelada como una mezcla finita de componentes, con una función delta para los días secos y una combinación de dos exponenciales para la cantidad de precipitación en los días húmedos. Luego, con los datos proyectados de precipitación de los GCMs (escenarios RCP) para el período 2015–2035 como entrada al NHMM ajustado, se realizará la simulación estocástica de escala reducida.

Los resultados obtenidos de la aplicación de los métodos estadísticos de reducción de escala a los datos históricos de GCMs se compararán y validarán con los resultados de los modelos dinámicos aplicados para el estudio del clima actual e histórico regional, a fin de proporcionar una

alternativa complementaria a las simulaciones realizadas en la región con RCMs. También se compararán los escenarios climáticos futuros estimados por ambos métodos (estadísticos y dinámicos) para los modelos del CMIP5. Para ello se recurrirá a la literatura científica que aborda la regionalización del clima (tanto actual como futuro) mediante RCMs, parcialmente referenciada en el Capítulo 4.

La vulnerabilidad actual del sistema a los EE y a la variabilidad climática se determinará en función de su exposición física, sensibilidad y capacidad adaptativa (Fussel, 2007; Birkmann et al., 2013). En este marco conceptual se tomará la variabilidad (incluyendo frecuencia, intensidad y ubicación de EE) y el CC como factores que determinan la exposición del sistema. Los factores no climáticos (ambientales, económicos, sociales, demográficos, tecnológicos y políticos), afectan la sensibilidad del sistema y la exposición. Por último, la capacidad adaptativa describe la habilidad del sistema para modificar sus características o comportamiento para hacer frente a los cambios en las condiciones externas y depende, también, de factores no climáticos. Se identificarán las amenazas climáticas más importantes que determinen la exposición actual del sistema, mediante los resultados de este trabajo de tesis, que definen el comportamiento espacio-temporal de la variabilidad y los EE. La sensibilidad, determinada por factores no-climáticos, se analizará integrando información sobre cambios de usos de suelo, de relieve y demográficos. Además, se detectarán las zonas potencialmente anegables (como valles de inundación) y se analizará la distribución de los centros urbanizados. Para determinar la capacidad adaptativa se construirán índices normalizados representativos de aspectos biofísicos y socio-económicos del sistema, evaluando su flexibilidad (mediante datos de acceso a servicios y educación de la población, entre otros), la posibilidad de acceso a recursos de la población (tecnología, mejoras en viviendas, etc.) y su estabilidad (población con empleo, datos de producción). Por otro lado, para identificar las potenciales amenazas futuras se recurrirá a los resultados de los escenarios climáticos a escala reducida obtenidos de los GCMs, que permitan definir la vulnerabilidad futura, aunque manteniendo invariantes la sensibilidad y la capacidad adaptativa del sistema.

En una etapa posterior, se realizará un estudio espacial detallado para delimitar la región en zonas de distinta vulnerabilidad, creando una escala cualitativa de valores particulares para el caso. Luego se integrará toda la información en índices de vulnerabilidad, recurriendo a sistemas de información geográfica para construir mapas multicomponentes y realizar, en un paso final, el análisis de riesgo. Se identificarán los riesgos claves sectoriales, enfatizando en los recursos hídricos, ecosistemas, sistemas costeros y zonas bajas, áreas urbanas y rurales y sectores económicos, según propone el AR5 (Field, 2014), utilizando el siguiente criterio: gran magnitud, alta probabilidad o irreversibilidad del impacto; oportunidad de los impactos; persistente vulnerabilidad o exposición; o limitado potencial para reducir los riesgos a través de la adaptación o mitigación. Para esta etapa se utilizarán los impactos del sistema detectados en este trabajo de tesis, como complemento al análisis. Una vez identificados los potenciales riesgos claves, focalizando el análisis en aquellos que puedan afectar a los recursos hídricos, se propondrán medidas de adaptación viables.

6.3 Publicaciones y congresos

- Lovino, M., García, N. O., Baethgen, W. E., 2014. Spatiotemporal analysis of extreme precipitation events in the Northeast region of Argentina (NEA). *J. Hydrol.: Reg. Stud.* 2, 140-158.

- Lovino, M. A., 2009. Acerca de la variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones en la Pampa Húmeda (Argentina). XVII Jornada de Jóvenes Investigadores de la AUGM, 27–29 de Octubre, Universidad Nacional de Entre Ríos, Argentina. Presentación de Poster.
- Lovino, M. A., García, N. O., Venencio, M. V., 2014. Spatiotemporal analysis of extreme precipitation events in the center of the Platense plain. 2º Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras, 23-26 de Septiembre, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina. Presentación Oral.
- Lovino, M. A., Baethgen, W. E., 2015. Variabilidad temporal de eventos extremos diarios de precipitación y temperatura en el Nordeste argentino. Congremet XII, a realizarse entre el 26-29 de mayo, Mar del Plata, Argentina. Enviado.

6.4 Referencias

- Birkmann, J., Cardona, O., Carreño, M., Barbat, A., Pelling, M., Schneiderbauer, S., Kienberger, S., Keiler, M., Alexander, D., Zeil, P., 2013. Framing vulnerability, risk and societal responses: the MOVE framework. *Natural Hazards* 67(2), 193-211.
- Chen, C., Greene, A., Robertson, A., Baethgen, W., Eamus, D., 2013. Scenario development for estimating potential climate change impacts on crop production in the North China Plain. *Int. J. Climatol.* 33, 3124–3140.
- Field, C.B., V.R. Barros, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, M. van Aalst, W.N. Adger, D.J. Arent, J. Barnett, R. Betts, T.E. Bilir, J. Birkmann, J. Carmin, D.D. Chadee, A.J. Challinor, M. Chatterjee, W. Cramer, D.J. Davidson, Y.O. Estrada, J.-P. Gattuso, Y. Hijioka, O. Hoegh-Guldberg, H.Q. Huang, G.E. Insarov, R.N. Jones, R.S. Kovats, P. Romero-Lankao, J.N. Larsen, I.J. Losada, J.A. Marengo, R.F. McLean, L.O. Mearns, R. Mechler, J.F. Morton, I. Niang, T. Oki, J.M. Olwoch, M. Opondo, E.S. Poloczanska, H.-O. Pörtner, M.H. Redster, A. Reisinger, A. Revi, D.N. Schmidt, M.R. Shaw, W. Solecki, D.A. Stone, J.M.R. Stone, K.M. Strzepek, A.G. Suarez, P. Tschakert, R. Valentini, S. Vicuña, A. Villamizar, K.E. Vincent, R. Warren, L.L. White, T.J. Wilbanks, P.P. Wong, and G.W. Yohe, 2014. Technical summary. In: *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C.B et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 35-94.
- Füssel, H., 2007. Vulnerability: A generally applicable conceptual framework for climate change research. *Global Environmental Change*, 17, 155-167.
- Liebmann, B., Allured, D., 2005. Daily precipitation grids for South America. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 86, 1567-1570.
- Viglizzo, E., Frank, F. C., 2006. Ecological interactions, feedbacks, thresholds and collapses in the Argentine Pampas in response to climate and farming during the last century. *Quat. Int.* 158, 122–126.

Anexos

Anexo I: Estaciones de precipitación con amplio registro de datos

Nº	Estación	Latitud	Longitud	Altitud (msnm)	Período
1	Roque Sáenz Peña INTA	- 26.836	- 60.449	92	1924 / 2011
2	Colonia Benítez INTA	- 27.417	- 58.933	54	1925 / 2011
3	Corrientes AERO	- 27.450	- 58.767	62	1928 / 2011
4	Santiago del Estero AERO	- 27.767	- 64.300	199	1931 / 2011
5	Bella Vista INTA	- 28.433	- 58.917	70	1929 / 2011
6	Estancia La Delia	- 29.035	- 61.870	84	1908 / 2011
7	Reconquista AERO	- 29.183	- 59.700	53	1911 / 2011
8	Ceres AERO	- 29.883	- 61.950	88	1897 / 2011
9	Monte Caseros AERO	- 30.267	- 57.650	54	1931 / 2011
10	Rafaela INTA	- 31.183	- 61.550	100	1903 / 2011
11	Concordia AERO	- 31.367	- 58.117	48	1935 / 2011
12	Paraná AERO	- 31.783	- 60.483	78	1917 / 2011
13	Pilar Obs.	- 31.667	- 63.883	338	1905 / 2011
14	Manfredi INTA	- 31.820	- 63.776	292	1903 / 2011
15	Villa María del Rio Seco	- 29.900	- 63.683	341	1931 / 2011
16	Concepción del Uruguay INTA	- 32.483	- 58.333	25	1910 / 2011
17	Marcos Juárez INTA	- 32.683	- 62.117	110	1924 / 2011
18	Rosario AERO	- 32.917	- 60.783	25	1911 / 2011
19	Gualeguaychú AERO	- 33.000	- 58.617	21	1931 / 2011
20	Rio IV AERO	- 33.117	- 64.233	421	1900 / 2011
21	Pergamino INTA	- 33.933	- 60.550	65	1898 / 2011
22	Laboulaye AERO	- 34.133	- 63.367	137	1903 / 2011
23	Junín AERO	- 34.550	- 60.917	81	1896 / 2011
24	General Villegas INTA	- 34.917	- 62.733	117	1898 / 2011
25	9 de Julio	- 35.45	- 60.883	76	1897 / 2011
26	Buenos Aires	-34.58	-58.483	25	1909 / 2011

Anexo II: Modos dominantes obtenidos con SSA

Nº	Estación	Período	Ancho de Ventana (Años)	Componentes	Tdca o Período dominante (años/ciclo)	Varianza explicada (%)
1	Roque Saenz Peña INTA	1924 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
2	Colonia Benítez INTA	1925 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	29.3
			30	T-PC ₁	Tendencia	16.3
3	Corrientes AERO	1928 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	20.9
			28	T-PC ₁	Tendencia	11.4
4	Santiago del Estero AERO	1931 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	31.4
			26	T-PC ₁	Tendencia	20
5	Bella Vista INTA	1929 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	19.5
			28	T-PC ₁	Tendencia	12.7
6	Estancia La Delia	1908 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	26.3
			30	T-PC ₁	Tendencia	18.2
7	Reconquista AERO	1911 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
8	Ceres AERO	1897 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
9	Monte Caseros AERO	1931 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	19.5
			30	T-PC ₁	Tendencia	13.9
10	Rafaela INTA	1903 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
11	Concordia AERO	1935 / 2011	10		No se diferencian	
			25	T-PC ₁ y T-PC ₂	8.66	21
12	Paraná AERO	1917 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	21
			30	T-PC ₁	Tendencia	12.8
13	Pilar Obs.	1905 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	22.5
			30	T-PC ₁	Tendencia	11.5
14	Manfredi INTA	1903 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
15	Villa María del Rio Seco	1931 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	36.5
			26	T-PC ₁	Tendencia	26
16	Concepción del Uruguay INTA	1910 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
17	Marcos Juárez INTA	1924 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
18	Rosario AERO	1911 / 2011	10	T-PC ₁ y T-PC ₂	6.9	37.7
			30	T-PC ₁ y T-PC ₂	7	17.8
19	Gualedguaychú AERO	1931 / 2011	10		No se diferencian	
			26		No se diferencian	
20	Rio IV AERO	1900 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
21	Pergamino INTA	1898 / 2011	10		No se diferencian	
			30		No se diferencian	
22	Laboulaye AERO	1903 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	21.4
			30	T-PC ₁	Tendencia	14.3

Anexo II: Modos dominantes obtenidos con SSA

23	Junín AERO	1896 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	21.4
			30		No se diferencian	
24	General Villegas	1898 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	21.7
			30	T-PC ₁	Tendencia	
25	9 de Julio	1897 / 2011	10	T-PC ₁	Tendencia	31.2
			30	T-PC ₁	Tendencia	
26	Buenos Aires	1909/2012	10	T-PC ₁	Tendencia	19.2
			30	T-PC ₁	Tendencia	

Anexo III: Lista de estaciones utilizadas para estimar los índices ETCCDI

Nº	Estación	Latitud	Longitud	Período
1	Las Lomitas	-24.7	-60.58	01/04/1956 a 31/12/2013
2	Iguazú AERO	-25.73	-54.47	01/01/1961 a 31/12/2013
3	Formosa AERO	-26.2	-58.23	01/01/1962 a 31/12/2013
4	El Colorado	-26.3	-59.38	01/01/1960 a 31/12/2013
5	Roque Sáenz Peña	-26.87	-60.45	01/01/1959 a 30/11/2013
6	Las Breñas	-27.1	-61.1	01/01/1967 a 31/12/2013
7	Posadas AERO	-27.36	-55.96	01/06/1956 a 31/12/2013
8	Resistencia AERO	-27.45	-59.05	01/07/1964 a 31/12/2013
9	Corrientes AERO	-27.45	-58.77	01/11/1961 a 30/11/2013
10	Cerro Azul INTA	-27.65	-55.43	01/01/1957 a 31/12/2013
11	Bella Vista INTA	-28.43	-58.92	07/10/1928 a 30/11/2013
12	Mercedes	-29.17	-58.02	01/01/1968 a 31/10/2013
13	Reconquista AERO	-29.18	-59.7	01/01/1948 a 31/12/2013
14	Paso de los Libres AERO	-29.68	-57.15	01/02/1956 a 31/12/2013
15	Ceres AERO	-29.88	-61.95	01/01/1931 a 31/12/2013
16	Monte Caseros AERO	-30.26	-57.65	01/01/1931 a 31/12/2013
17	Rafaela INTA	-31.18	-61.55	01/04/1956 a 31/12/2013
18	Concordia AERO	-31.3	-58.02	01/10/1962 a 31/12/2013
19	Sauce Viejo AERO	-31.7	-60.82	01/01/1958 a 31/12/2013
20	Paraná AERO	-31.78	-60.48	01/01/1931 a 31/12/2013
21	Concepción del Uruguay INTA	-32.48	-58.35	01/11/1966 a 30/11/2013
22	Oliveros	-32.55	-60.85	01/07/1961 a 30/11/2013
23	Marcos Juárez	-32.68	-62.12	01/10/1967 a 31/12/2013
24	Rosario AERO	-32.92	-60.78	01/04/1935 a 31/12/2013
25	Gualedguaychú AERO	-33	-58.62	01/03/1931 a 31/12/2013
26	San Pedro INTA	-33.68	-59.68	01/01/1967 a 31/12/2013
27	Pergamino INTA	-33.93	-60.55	01/01/1931 a 31/12/2013
28	Junín AERO	-34.55	-60.92	02/07/1958 a 31/12/2013
29	San Miguel	-34.55	-58.73	06/03/1933 a 31/12/2013
30	Aeroparque AERO	-34.57	-58.42	01/02/1956 a 30/11/2013
31	Buenos Aires	-34.58	-58.48	02/09/1908 a 30/11/2013
32	Castelar INTA	-34.60	-58.67	01/10/1959 a 31/12/2013
33	Ezeiza AERO	-34.82	-58.53	01/02/1956 a 31/12/2013
34	La Plata AERO	-34.96	-57.9	01/02/1956 a 31/12/2013
35	Punta Indio	-35.37	-57.28	01/10/1956 a 31/12/2013
36	9 de Julio AERO	-35.45	-60.88	01/01/1931 a 31/12/2013

Anexo IV: Lista de Los índices climáticos básicos de ETCCDI

ID	Nombre del Indicador	Definición	UNIDAD
FD0	Frost days (Días de heladas)	Número de días en un año cuando TN (mínimo diario) < 0°C	Días
SU25	Summer days (Días de verano)	Número de días en un año cuando TX (máximo diario) > 25°C	Días
ID0	Ice days (Días de hielo)	Número de días en un año cuando TX (máximo diario) < 0°C	Días
TR20	Tropical nights (Noches tropicales)	Número de días en un año cuando TN(mínimo diario) > 20°C	Días
GSL	Growing season Length (Duración de la estación de cultivo)	Anual (1 st Ene a 31 st Dic en HN, 1 st Julio a 30 th Junio en HS) cuenta entre el primer periodo de por lo menos 6 días con TG > 5° C y primer periodo después de Julio 1 (Enero 1 en HS) de 6 días con TG < 5° C	Días
TXx	Max Tmax	Valor mensual máximo de temperatura máxima diaria	°C
TNx	Max Tmin	Valor mensual máximo de temperatura mínima diaria	°C
TXn	Min Tmax	Valor mensual mínimo de temperatura máxima diaria	°C
TNn	Min Tmin	Valor mensual mínimo de temperatura mínima diaria	°C
TN10p	Cool nights (Noches frías)	Porcentaje de días cuando TN < 10th percentil	Días
TX10p	Cool days (Días fríos)	Porcentaje de días cuando TX < 10th percentil	Días
TN90p	Warm nights (Noches cálidas)	Porcentaje de días cuando TN > 90th percentil	Días
TX90p	Warm days (Días cálidos)	Porcentaje de días cuando TX > 90th percentil	Días
WSDI	Warm spell duration indicador (Indicador de la duración de períodos cálidos)	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TX > 90th percentil	Días
CSDI	Cold spell duration indicador (indicador de la duración de períodos fríos)	Contaje anual de días con por lo menos 6 días consecutivos en que TN < 10th percentil	Días
DTR	Diurnal temperature range (rango diurno de temperatura)	Diferencia media mensual entre TX y TN	°C
RX1day	Max 1-day precipitation amount (Cantidad Máxima de precipitación en un día)	Máximo mensual de precipitación en 1 día	Mm
Rx5day	Max 5-day precipitation amount (Cantidad Máxima de precipitación en 5 días)	Máximo mensual de precipitación en 5 días consecutivos	Mm
SDII	Simple daily intensity index (Índice simple de intensidad diaria)	Precipitación anual total dividida para el número de días húmedos (definidos por PRCP >= 1.0mm) en un año	Mm/día
R10	Number of heavy precipitation days	Número de días en un año en que PRCP >= 10mm	Días

Anexos

	(Número de días con precipitación intensa)		
R20	Number of very heavy precipitation days (Número de días con precipitación muy intensa)	Número de días en un año en que PRCP \geq 20mm	Días
R100	Number of days above 100 mm (Número de días sobre 100 mm)	Número de días en un año en que PRCP \geq 100 mm	Días
CDD	Consecutive dry days (Días secos consecutivos)	Número máximo de días consecutivos con RR < 1mm	Días
CWD	Consecutive wet days (Días húmedos consecutivos)	Número máximo de días consecutivos con RR \geq 1mm	Días
R95p	Very wet days (Días muy húmedos)	Precipitación anual total en que RR > 95 percentil	Mm
R99p	Extremely wet days (Días extremadamente húmedos)	Precipitación anual total en que RR > 99 percentil	mm
PRCPTOT	Annual total wet-day precipitation (Precipitación total anual)	Precipitación anual total en los días húmedos (RR \geq 1mm)	mm

Anexo V: Definición de los índices climáticos del ETCCDI

Se incluyen definiciones para los índices enumerados en el Anexo IV. Para indicadores de duración de temporada (marcados con un *), una temporada puede continuar en el año siguiente y se la cuenta en el año en que la temporada termina. Así, por ejemplo, una temporada fría (CSDI) en el Hemisferio Norte comenzando el 31 de diciembre de 2000 y terminando el 6 de Enero de 2001, se cuenta dentro del número total de temporadas frías en el 2001 (Zhang y Yang, 2004, referencias del Capítulo 3).

1. FD0

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j . Cuenta el número de días cuando:

$$T_{nij} < 0^{\circ}\text{C}$$

2. SU25

Sea T_{xij} la temperatura máxima diaria en el día i periodo j . Cuenta el número de días cuando:

$$T_{xij} > 25^{\circ}\text{C}$$

3. ID0

Sea T_{xij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j . Cuenta el número de días cuando:

$$T_{xij} < 0^{\circ}\text{C}$$

4. TR20

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j . Cuenta el número de días cuando:

$$T_{nij} > 20^{\circ}\text{C}$$

5. GSL

Sea T_{ij} la temperatura media en el día i en el periodo j . Cuenta el número de días entre la primera ocurrencia de por lo menos 6 días consecutivos con:

$$T_{ij} > 5^{\circ}\text{C}$$

Y la primera ocurrencia después 1 de enero de por lo menos 6 días consecutivos con:

$$T_{ij} < 5^{\circ}\text{C}$$

6. TXx

Sea T_{xkj} la temperatura máxima diaria en el mes k , periodo j . La máxima temperatura máxima diaria cada mes es entonces:

$$TX_{xkj} = \max(T_{xkj})$$

7. TNx

Sea T_{nkj} la temperatura mínima diaria en el mes k , periodo j . La máxima temperatura mínima diaria cada mes es entonces:

$$TN_{xkj} = \max(T_{nkj})$$

8. TXn

Sea T_{Xkj} la temperatura máxima diaria en el mes k , periodo j . La mínima temperatura máxima diaria cada mes es entonces:

$$TXn_{kj} = \min(T_{Xkj})$$

9. TNn

Sea T_{nkj} la temperatura mínima diaria en el mes k , periodo j . La mínima temperatura mínima diaria en cada mes es entonces:

$$TNn_{kj} = \min(T_{nkj})$$

10. Tn10p

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea T_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo VI). El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$T_{nij} < T_{in10}$$

11. Tx10p

Sea T_{Xij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea T_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo VI). El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$T_{Xij} < T_{in10}$$

12. Tn90p

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea T_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo VI). El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$T_{nij} > T_{in90}$$

13. Tx90p

Sea T_{Xij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea T_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo VI). El porcentaje del tiempo es determinado, donde:

$$T_{Xij} > T_{in90}$$

14. WSDI*

Sea T_{Xij} la temperatura máxima diaria en el día i en el periodo j y sea T_{in90} el día calendario del percentil 90th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo VI). Entonces el número de días por periodo es sumado donde, en intervalos de por lo menos 6 días consecutivos:-

$$T_{Xij} > T_{in90}$$

15. CSDI*

Sea T_{nij} la temperatura mínima diaria en el día i en el periodo j y sea T_{in10} el día calendario del percentil 10th centrado en una ventana de 5-días (calculado usando el método del Anexo VI). Entonces el número de días por periodo es sumado donde, en intervalos de por lo menos 6 días consecutivos:-

$$T_{n_{ij}} < T_{n_{in}10}$$

16. DTR

Sean $T_{x_{ij}}$ y $T_{n_{ij}}$ las temperaturas diarias máximas y mínimas respectivamente en el día i en el periodo j . Si I representa el número de días en j , entonces:

$$DTR_j = \frac{\sum_{i=1}^I (T_{x_{ij}} - T_{n_{ij}})}{I}$$

17. RX1day

Sea RR_{ij} el total diario de precipitación en el día i en el periodo j . Entonces los valores máximos de 1-día para el periodo j son:

$$Rx1day_j = \max(RR_{ij})$$

18. Rx5day

Sea RR_{kj} la cantidad de precipitación para el intervalo de cinco días terminando en k , periodo j . Entonces los valores máximos de 5-días para el periodo j son:

$$Rx5day_j = \max(RR_{kj})$$

19. SDII

Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en días húmedos, $w(RR \geq 1\text{mm})$ en el periodo j . Si W representa el número de días húmedos en j , entonces:

$$SDII_j = \frac{\sum_{w=1}^W RR_{wj}}{W}$$

20. R10

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuenta el N° de días donde:

$$RR_{ij} \geq 10\text{mm}$$

21. R20

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuenta el N° de días donde:

$$RR_{ij} \geq 20\text{mm}$$

22. Rnn

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Si nn representa cualquier valor razonable de precipitación diaria entonces, cuente el número de días donde:

$$RR_{ij} \geq nn\text{mm}$$

23. CDD*

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuenta el N° de días consecutivos más grande donde:

$$RR_{ij} < 1\text{mm}$$

24. CWD*

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Cuenta el N° de días consecutivos más grande donde:

$$RR_{ij} \geq 1\text{mm}$$

25. R95pTOT

Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en un día húmedo ($RR \geq 1.0\text{mm}$) en el periodo j y sea RR_{wn95} el percentil 95th de precipitación en los días húmedos en el periodo 1961-1990. Si W representa el número de días húmedos en el periodo, entonces:

$$R95 p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ where } RR_{wj} > RR_{wn95}$$

26. R99p

Sea RR_{wj} la cantidad diaria de precipitación en un día húmedo ($RR \geq 1.0\text{mm}$) en el periodo j y sea RR_{wn99} el percentil 99th de precipitación en los días húmedos en el periodo 1961-1990. Si W representa el número de días húmedos en el periodo, entonces:

$$R99 p_j = \sum_{w=1}^W RR_{wj} \text{ where } RR_{wj} > RR_{wn99}$$

27. PRCPTOT

Sea RR_{ij} la cantidad diaria de precipitación en el día i en el periodo j . Si I representa el número de días en j , entonces

$$PRCPTOT_j = \sum_{i=1}^I RR_{ij}$$

Anexo VI: Estimación de umbrales y cálculo del periodo base para los índices de temperatura

Estimación empírica de cuantil:

El cuantil de una distribución se define como

$$Q(p) = F^{-1}(p) = \inf\{x : F(x) \geq p\}, \quad 1 < p < 1,$$

Donde $F(x)$ es la función de distribución. Sea $\{X_{(a)}, \dots, X_{(n)}\}$ la estadística de orden de $\{X_1, \dots, X_n\}$ (i.e., valores ordenados de $\{X\}$), y sea $\hat{Q}_i(p)$ la definición del cuantil i^{th} . Los cuantiles muestrales pueden ser generalmente escritos como

$$\hat{Q}_i(p) = (1 - \gamma)X_{(j)} + \gamma X_{(j+1)}.$$

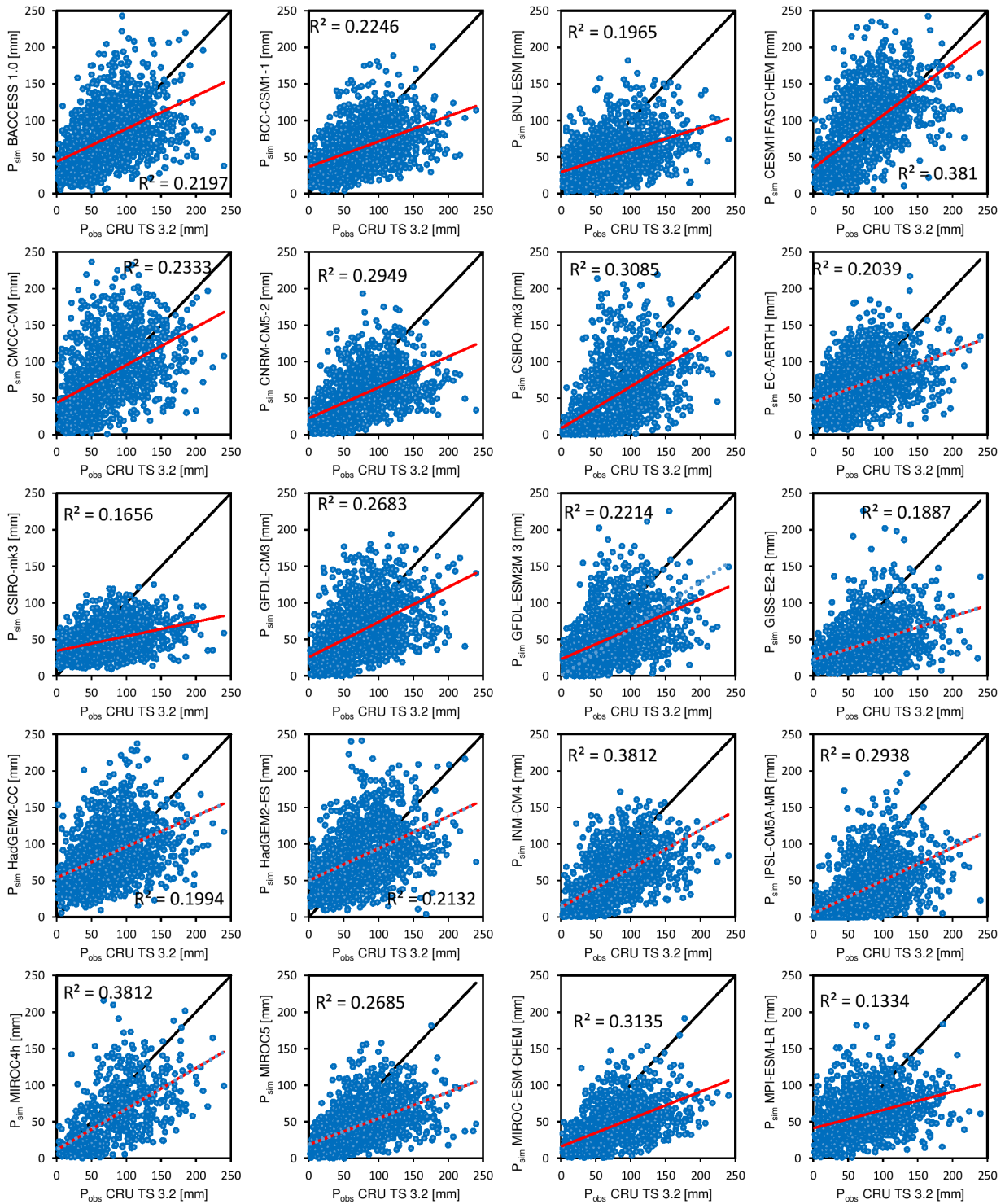
Hyndman y Fan (1996) (ver referencia en el Capítulo 3) sugieren una fórmula para obtener estimados medios del cuantil haciendo $j = \text{int}(p * n + (1 + p)/3)$ y $\gamma = p * n + (1 + p)/3 - j$, donde $\text{int}(u)$ es el entero más grande que no sea mayor que u . El cuantil empírico es igual al valor en la muestra más grande o al más pequeño cuando $j < 1$ o $j > n$ respectivamente. Esto es, los cuantiles estimados correspondientes a $p < 1/(n+1)$ son fijados al valor más pequeño de la muestra, y aquellos correspondientes a $p > n/(n+1)$ son igualados al valor más grande de la muestra.

Procedimiento “Bootstrap” para la estimación de la tasa de excedencia para el periodo base

No es posible hacer una estimación exacta de los umbrales debido a incertidumbres en el muestreo. Para proporcionar estimados temporalmente consistentes de la tasa de excedencia a lo largo del periodo base y fuera del periodo base, se adoptó el siguiente procedimiento (Zhang et al., 2004, referencia en el Capítulo 3) para estimar la tasa de excedencia para el periodo base.

- a) El periodo base de 30-años se divide en un año “fuera de base”, el año para el cual la excedencia se va a estimar, y un “periodo base” que consiste en los restantes 29 años a partir de los cuales se estimarán los umbrales.
- b) Se construye un bloque de datos de 30 años usando el set de datos del “periodo base” de 29 años y añadiendo un año adicional de datos a partir del “periodo base” (i.e., uno de los años en el “periodo base” es repetido). Este bloque de 30 años construido es usado para estimar los umbrales.
- c) El año “fuera de base” es entonces comparado con los umbrales y se obtiene la tasa de excedencia para el año “fuera de base”.
- d) Los pasos (b) y (c) se repiten 28 veces, repitiendo cada uno de los 28 años en base para así construir el bloque de 30 años.
- e) El índice final para el año “fuera de base” es obtenido promediando los 29 estimados obtenidos en los pasos (b), (c) y (d).

Anexo VII: Diagramas de dispersión de datos mensuales simulados y observados de precipitación y temperatura



Anexo VII: Diagramas de dispersión de datos mensuales simulados y observados de precipitación y temperatura

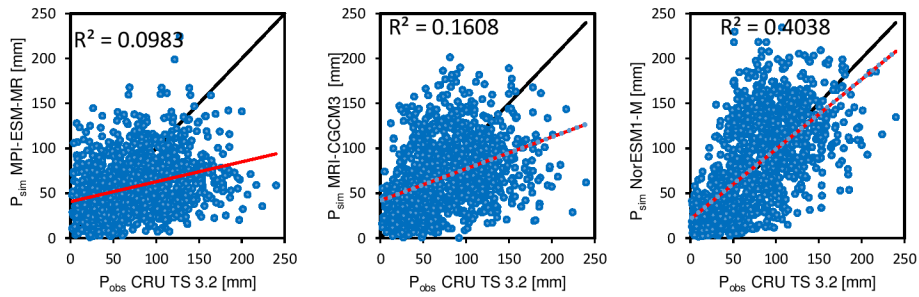
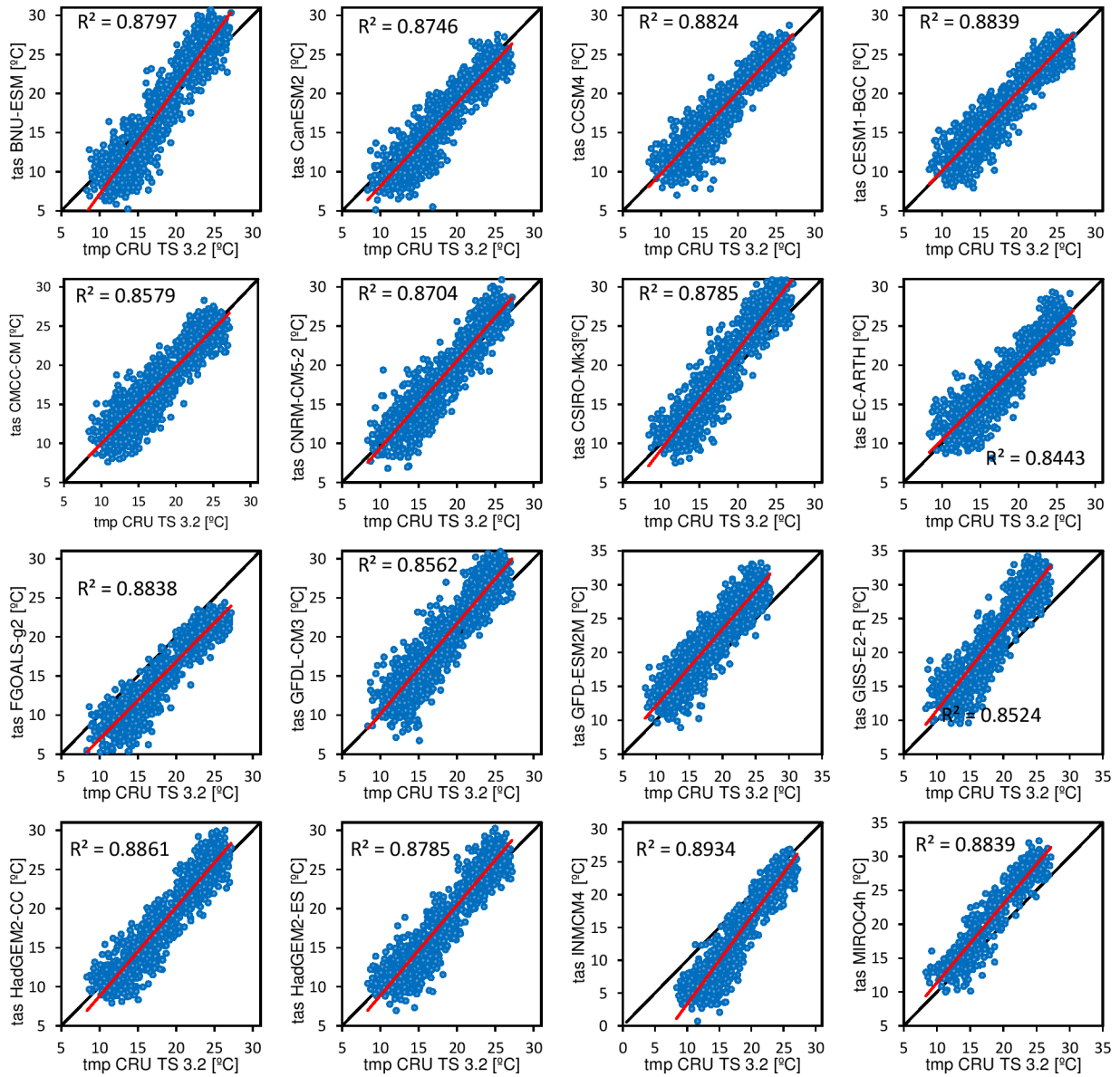


Figura AVII.1: Diagramas de dispersión de precipitación mensual simulada vs observada (período 1901-2005) de los modelos analizados (escenario histórico de largo período)



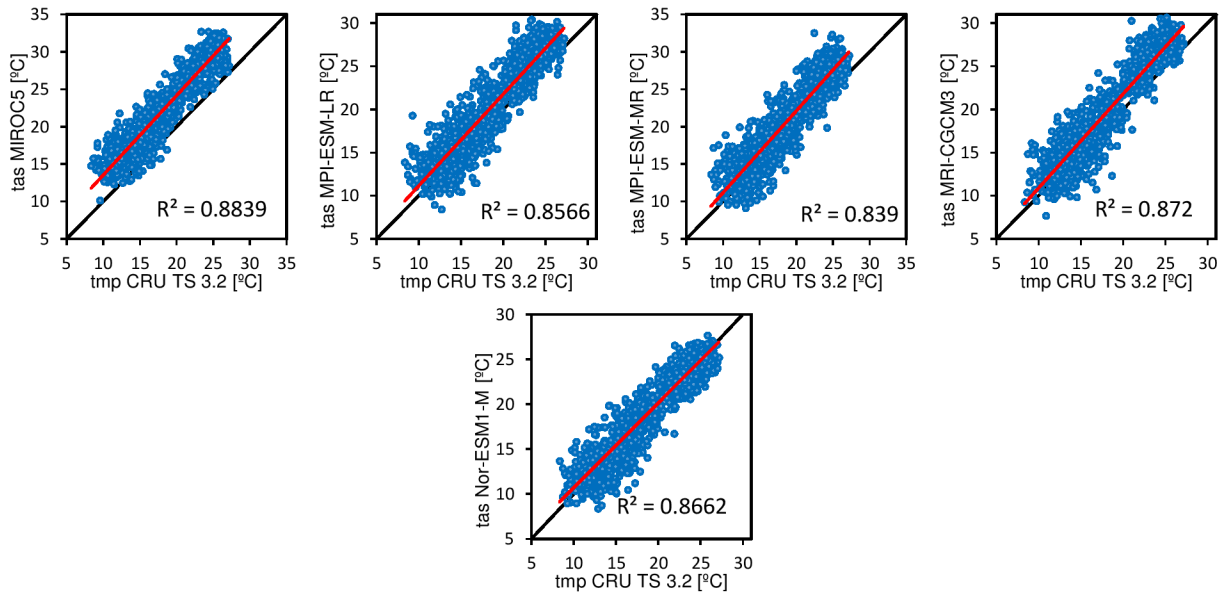


Figura AVII.2: Diagramas de dispersión de temperatura superficial del aire media mensual simulada vs observada (período 1901-2005) de los modelos analizados (escenario histórico de largo período).

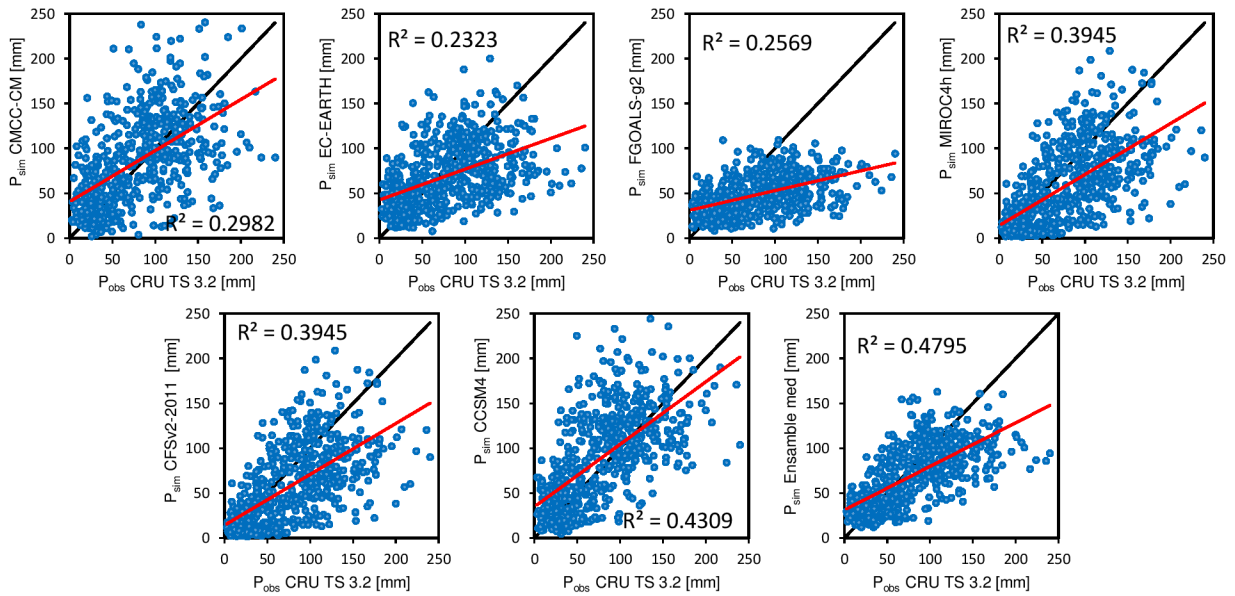


Figura AVII.3: Diagramas de dispersión de precipitación mensual simulada vs observada (período 1961-2010) de los modelos analizados (experiencias decadales de corto período).

Anexo VII: Diagramas de dispersión de datos mensuales simulados y observados de precipitación y temperatura

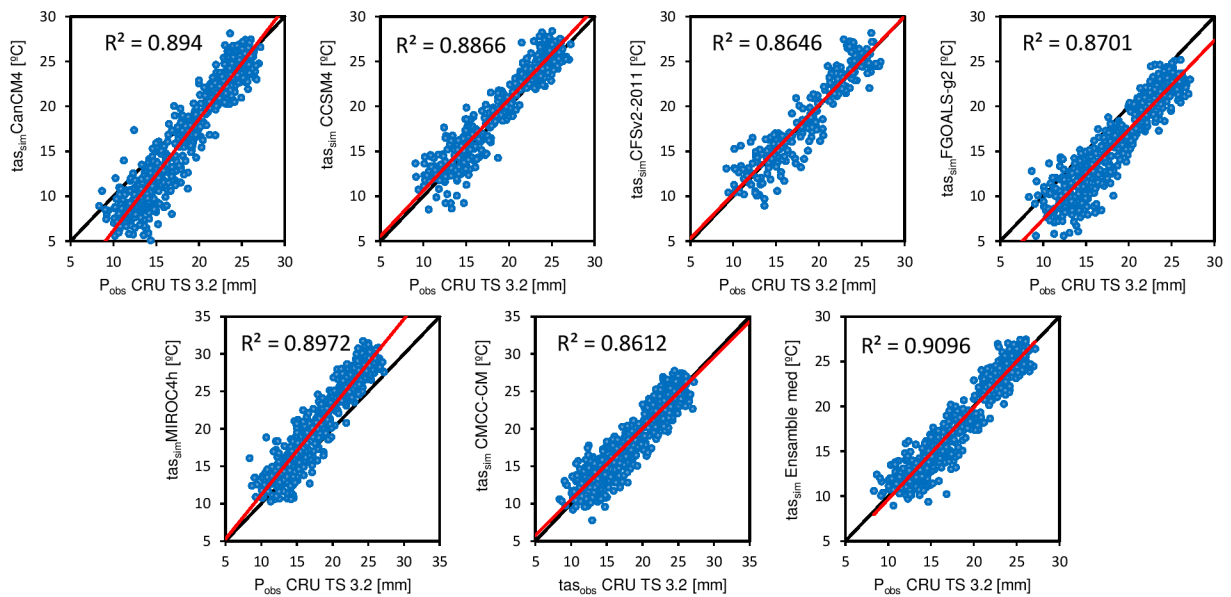


Figura AVII.4: Diagramas de dispersión de temperatura superficial del aire media mensual simulada vs observada (período 1961-2010) de los modelos analizados (experiencias decadales de corto período).

Anexo VIII: Distribución espacial de la precipitación anual y la temperatura media simulada en el período 1971-2000.

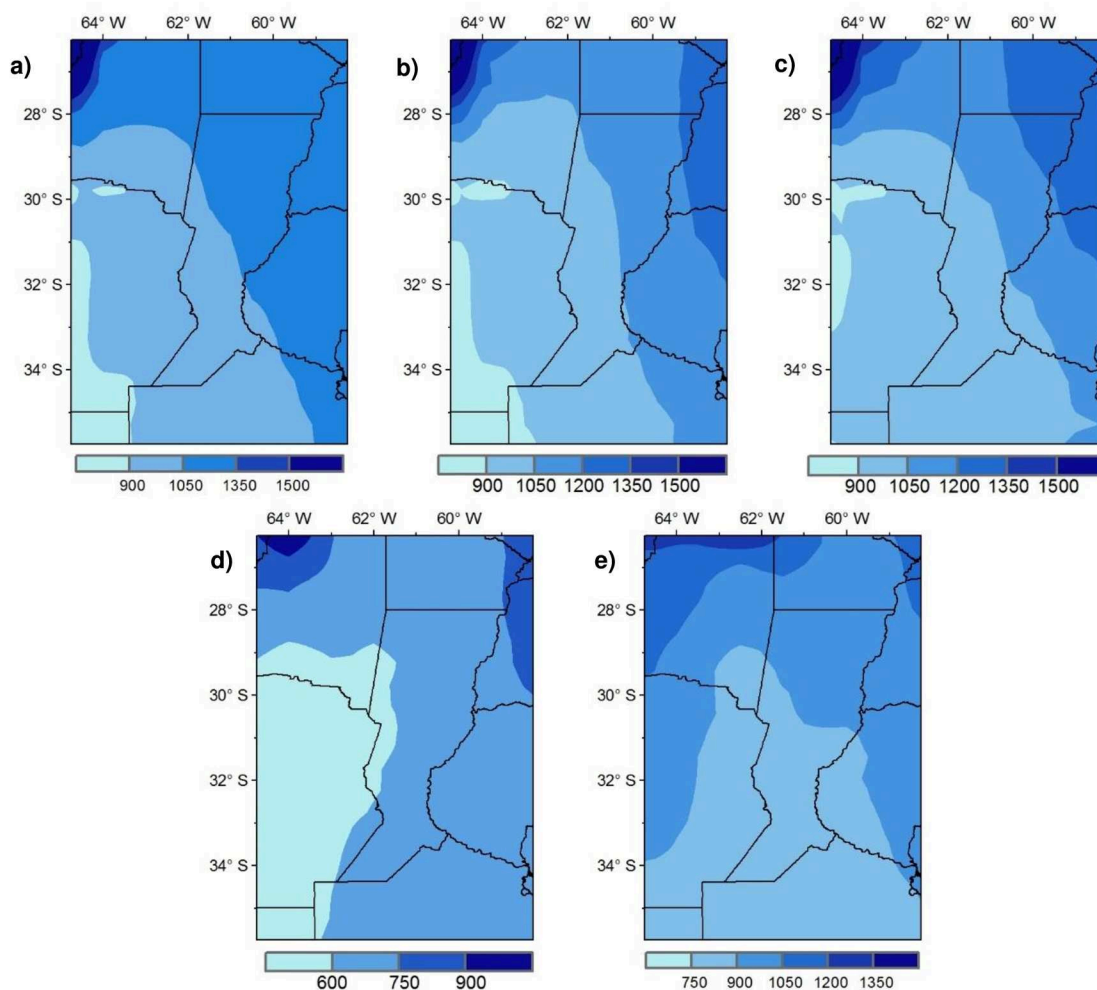
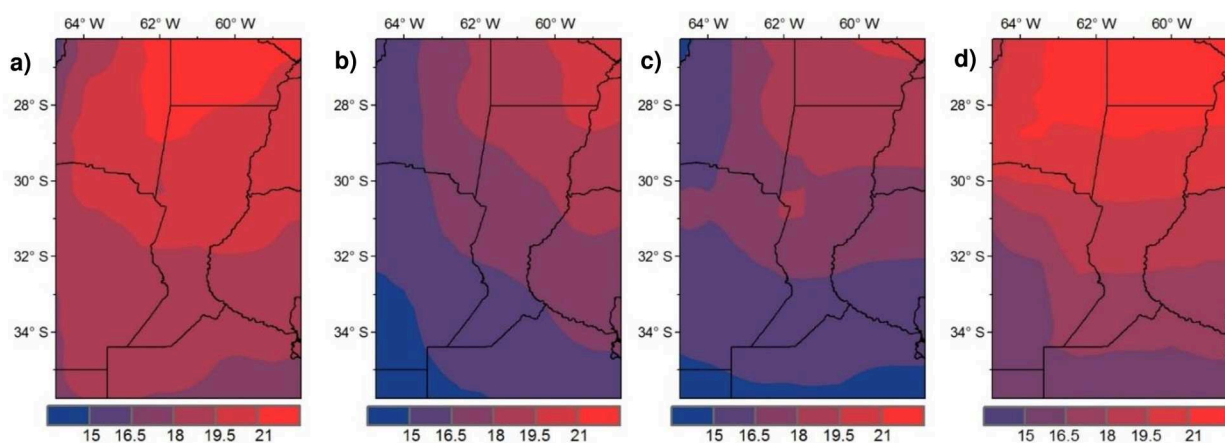


Figura A.3: Distribución espacial de la precipitación anual simulada en el período 1971-2000 por los GCMs: (a) CCSM4, (b), CESM1-BGC, (c) CESM1-FASTCHEM, (d) INM-CM4, (e) NorESM1



Anexo VIII: Distribución espacial de la precipitación anual y la temperatura media simulada en el período 1971-2000.

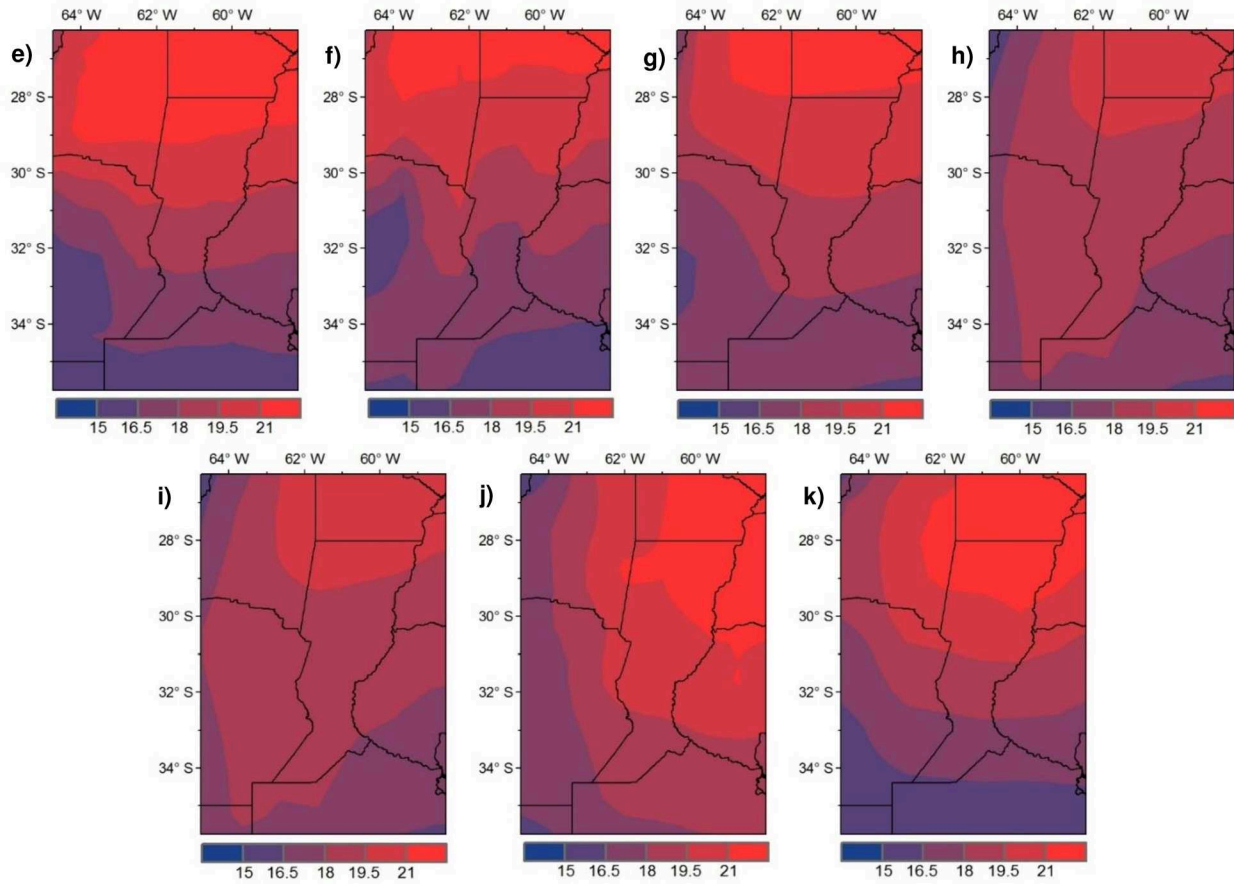


Figura A.3: Distribución espacial de la precipitación anual simulada en el período 1971-2000 por los GCMs: a) Access 1.0, b) BCC-CSM1.1, c) CanESM2, d) CCSM4, e) CESM1-BGC, f) CMCC-CM, g) EC-EARTH, h) HadGEM2-CC, i) HadGEM2-ES, j) MIROC-ESM-CHEM y k) NorESM1-M.

Doctorado en Ingeniería
mención recursos hídricos

Título de la obra:

Impacto ambiental de la variabilidad climática y los eventos extremos en la provincia de Santa Fe, en el contexto del cambio climático

Autor: Miguel A. Lovino

Lugar: Santa Fe, Argentina

Palabras Claves:

variabilidad climática, cambio climático,
eventos extremos de precipitación y temperatura,
métodos estadísticos de reducción de escala,
escenarios regionales del clima,
vulnerabilidad, impactos sectoriales