



Universidad de Buenos Aires

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Tesis de Licenciatura en Ciencias de la Atmósfera

Variabilidad y Tendencia de la Precipitación Estival en el Sudeste de Sudamérica por los Modelos WCRP/CMIP5

Tesista: Leandro Baltasar Díaz

Directora: Dra. Carolina Susana Vera

-2013-

Agradecimientos

A Alicia, Laura, mi papá, mis abuelas y al resto de la familia, los cuales con su cariño, estando o no estando, hicieron posible que llegase hasta este momento.

A Carolina que contribuyó a mi desarrollo académico y a mi comienzo en la investigación, empujándome siempre con mucho entusiasmo.

A Marisol, Mariano, los compañeros de oficina y la gente del CIMA y del DCAO, por su buena onda siempre y por haberme dado una mano siempre que los necesite.

A los docentes que tuve a lo largo de la carrera que, además de conocimientos, me transmitieron formas de pensar y encarar los problemas.

A Mónica que me permitió acercarme al mundo de la meteorología cuando todavía estaba en el colegio.

A todos los que hacen posible el funcionamiento de esta carrera y de esta importante disciplina en el país.

A Milagros, Hernán, Lucía, Inés, Gabriela y Woon, con los que aprendimos juntos los conocimientos meteorológicos básicos, así como también, a todos los compañeros que tuve en el DCAO, cuya compañía, en muchos casos, no se limitó solo a esta facultad. Espero haber aprendido mucho de ellos.

A Mario, con el que compartí muchas de las primeras materias de la facultad, largas discusiones y buenos momentos. También a todos los amigos que me deja la vida universitaria, los cuales lograron que venir a la facultad resultase siempre más divertido.

A todos los amigos de la vida que vienen apoyándome desde chico y siempre me dieron fuerza para seguir adelante, con los que además, puedo contar siempre en los buenos y malos momentos.

Resumen

Esta tesis se concentra en el análisis sobre el sur de Sudamérica de las simulaciones climáticas realizadas para el clima presente por los modelos globales acoplados mar-atmósfera del conjunto WCRP/CMIP5. Se presenta una evaluación preliminar de la representación de la media y la variabilidad de la precipitación de verano (Diciembre-Enero-Febrero) por las simulaciones históricas de 33 modelos. La simulación de la media climatológica de la precipitación de fines del siglo veinte muestra en la mayoría de los modelos WCRP/CMIP5 en comparación a las observaciones, desvíos similares a aquellos mostrados por la versión previa de los modelos (WCRP/CMIP3). Sin embargo, existe una mejora en la representación del patrón principal de la variabilidad interanual de la precipitación en el sudeste de Sudamérica (SESA). Ese patrón se caracteriza por una estructura de tipo dipolar con centros de acción en el SESA y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ), y logra ser representado satisfactoriamente por todos los modelos considerados.

Las tendencias de la precipitación en el período 1902-2005 son también estudiadas en detalle. La mayoría de los modelos muestran una tendencia positiva en el SESA, que también es registrada en las observaciones, pero con una magnitud mayor. Se encuentra que esta tendencia positiva está asociada en parte a un aumento de la frecuencia de los eventos positivos del dipolo estacional, lo cual implica precipitación por encima (debajo) de lo normal en el SESA (la SACZ). Por otro lado, análisis preliminares revelan que el forzante antropogénico (asociado con el aumento de las concentraciones de los gases de efecto invernadero) explicaría, al menos en parte, la tendencia positiva sobre la región del SESA.

Índice General

1. Introducción	1
2. Datos y metodología	6
2.1. Descripción de las bases de datos	6
2.2. Metodología	8
3. Validación de los modelos CMIP5	11
3.1. Campos medios	11
3.2. Variabilidad interanual	18
4. Análisis de la tendencia lineal de precipitación	24
4.1. Distribución espacial de la tendencia en Sudamérica	24
4.2. Análisis de la influencia de los forzantes externos en la tendencia	35
5. Análisis del primer patrón de variabilidad interanual	42
5.1. Características básicas del EOF1	42
5.2. Análisis de los cambios en la actividad del EOF1	50
5.3. Análisis de la influencia de los cambios de la actividad del EOF1 en la tendencia	53
6. Conclusiones	58
7. Referencias	62

Índice de Figuras

3.1. Media climatológica de la precipitación de DEF para 1980-2005 a partir de a) datos CMAP, b) el ensamble multi-modelo de la simulación H. c) Diferencia entre b) y a). d) Desvío estándar con respecto a la media climatológica multi-modelo de la simulación H de los modelos que componen el ensamble.	12
3.2. Diferencia de la precipitación media de DEF para 1980-2005 entre el ensamble multi-modelo pesado de la simulación H y CMAP, considerando pesos en las regiones a) AS y b) ASE.	14
3.3. Ubicación geográfica de las regiones utilizadas para el análisis listadas en la Tabla 3.1	15
3.4. Error medio de la precipitación media para los distintos modelos y para los distintos ensambles en cada una de las regiones indicadas en la Tabla 3.1.	17
3.5. Desvío estándar de la precipitación de DEF para 1980-2005 a partir de a) datos CMAP, b) el ensamble multi-modelo de la simulación H. c) Diferencia entre b) y a). d) Desvío estándar del desvío estándar de la precipitación de DEF de la simulación H de los modelos que componen el ensamble.	19
3.6. Diferencia del desvío estándar de la precipitación de DEF para 1980-2005 entre el ensamble multi-modelo pesado de la simulación H y CMAP, considerando pesos en las regiones a) AS y b) ASE.	20
3.7. Error medio de la variabilidad interanual para los distintos modelos y para los distintos ensambles en cada una de las regiones indicadas en la Tabla 3.1.	22
4.1. Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir de a) datos GPCC, b) el ensamble multi-modelo de la simulación H. c) Desvío estándar entre tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1980-2005 para los modelos que componen el ensamble multi-modelo de la simulación H. d) Cociente entre b) y c).	25
4.2. Número de estaciones consideradas para cuantificar la precipitación media estacional en la base de datos utilizada del GPCC para el verano del año a) 1910, b) 1940, c) 1970, d) 2000.	26
4.3. Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 para cada modelo	30
4.4. Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 para cada miembro del modelo CCSM4.	33
4.5. Desvío estándar de la tendencia lineal de precipitación de DEF para 1902-2005 entre los distintos miembros del modelo CCSM4.	33

4.6. Ubicación geográfica de la región utilizada para el análisis y denominada como el SESA.	34
4.7. Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 para los distintos modelos sobre el SESA, para la media del ensamble multi-miembro y para el GPCC.	35
4.8. a) Tendencia lineal media de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir del ensamble multi-modelo para la simulación H de los modelos que también tienen la simulación HNat y HGHG, b) desvío estándar entre los distintos modelos del ensamble anterior de la precipitación de DEF para 1980-2005 para los modelos que componen el ensamble multi-modelo de la simulación H, c) cociente entre a) y b). d), e) y f) ídem que a), b) y c) para la simulación HNat, y g), h) e i) ídem que a), b), c) para la simulación HGHG.	36
4.9. Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 para el ensamble multi-modelo de las tres simulaciones consideradas sobre la región del SESA.	38
4.10. Promedio móvil de la precipitación de DEF promediada sobre la región del SESA para tres bases de datos observacionales (GPCC, CMAP y datos de estaciones) y para el ensamble multi-modelo de las tres simulaciones consideradas.	39
5.1. EOF1 de las anomalías de precipitación de verano para la región comprendida entre 39°S-16°S y 64°O-31°O a partir de a) datos CMAP (1980-2005) b) promedio de los modelos (1902-2005).	43
5.2. EOF1 de las anomalías de precipitación de verano para la región comprendida entre 39°S-16°S y 64°O-31°O para la simulación H de los modelos (1902-2005).	44
5.3. EOF1 de las anomalías de precipitación de verano para la región comprendida entre 39°S-16°S y 64°O-31°O para el período 1902-2005 de la simulación H para los cinco miembros del modelo GISS-E2-H, para el promedio de estos cinco miembros y el EOF1 para el ensamble multi-miembro.	48
5.4. PC1 del EOF1 de las anomalías de precipitación de verano para la región comprendida entre 39°S-16°S y 64°O-31°O para el período 1902-2005 de la simulación H para los cinco miembros del modelo GISS-E2-H y para el promedio del ensamble multi-miembro.	49
5.5. Número de eventos positivos y negativos del EOF1 en 1902-1953 y 1954-2005 para los modelos y para la media de los modelos computados según el método 1.	51
5.6. Número de eventos positivos y negativos del EOF1 en 1902-1953 y 1954-2005 para los modelos y para la media de los modelos computados según el método 2.	52

5.7. a) Tendencia lineal media de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir del ensamble multi-modelo para la simulación H de los modelos que fueron seleccionados para el método 1, b) desvío estándar entre los distintos modelos del ensamble anterior de la precipitación de DEF para 1980-2005, c) cociente entre a) y b). d), e) y f) ídem que a), b) y c) para los modelos que no fueron seleccionados. 54

5.8. a) Tendencia lineal media de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir del ensamble multi-modelo para la simulación H de los modelos que fueron seleccionados para el método 2, b) desvío estándar entre los distintos modelos del ensamble anterior de la precipitación de DEF para 1980-2005, c) cociente entre a) y b). d), e) y f) ídem que a), b) y c) para los modelos que no fueron seleccionados. 56

5.9. a) Tendencia lineal media de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir del ensamble multi-modelo para la simulación H de los modelos que fueron seleccionados para el método 3, b) desvío estándar entre los distintos modelos del ensamble anterior de la precipitación de DEF para 1980-2005, c) cociente entre a) y b). d), e) y f) ídem que a), b) y c) para los modelos que no fueron seleccionados. 57

Índice de Tablas

2.1. Modelos utilizados en el estudio, el instituto al que pertenecen, la resolución horizontal aproximada y el número de miembros utilizados en cada una de las simulaciones. 7

3.1. Regiones utilizadas para el análisis con el correspondiente rango de latitudes y longitudes que abarcan. 15

5.1. Correlación espacial del EOF1 de CMAP para el período 1980-2005 con el EOF1 promedio de cada uno de los modelos y para el promedio de los mismos para el período 1902-2005. 47

1. Introducción

La investigación de la variabilidad y cambio del clima es altamente relevante, no sólo desde el punto de vista científico, sino también por su impacto en los diferentes sectores socio-económicos involucrados. En este sentido, la región del Sudeste de Sudamérica (SESA) es de gran interés debido a que se han observado, durante el siglo XX, incrementos en la precipitación media estival (Liebmann et al. 2004; Barros et al. 2008), así como también en sus extremos diarios (Re y Barros 2009; Penalba y Robledo 2010). Esa región es una de las pocas del mundo donde se observaron tendencias positivas significativas (ej. IPCC 2007). Además, la región incluye la cuenca del Río de La Plata, la cual es la segunda cuenca más grande de Sudamérica, donde vive la mayor parte de la población de los cinco países en que se extiende, y está asociada con zonas donde se desarrollan actividades económicas sensibles al clima, como la agricultura y la generación de energía hidroeléctrica. Es por esa razón que los cambios en la precipitación son de notable interés para esta región.

La precipitación estival en el SESA está muy vinculada al Monzón sudamericano (SAMS, por sus siglas en inglés) (Vera et al. 2006a; Marengo et al. 2012). Los sistemas monzónicos se desarrollan en regiones continentales de bajas latitudes, como respuesta a los cambios estacionales del contraste entre las temperaturas de los continentes y los océanos adyacentes. Ese tipo de circulación es responsable de gran parte de la precipitación de la estación cálida, siendo la estación de verano la más lluviosa en gran parte del continente. Una de las características distintivas de Sudamérica es que gran parte de su masa continental se ubica entre los trópicos.

Entre diciembre y febrero, el SAMS se encuentra en su fase madura, y la principal zona de precipitación se centra sobre el centro de Brasil y sobre una banda que se extiende desde el sur de Amazonas hacia el sudeste de Brasil y el Océano Atlántico circundante, que es conocida como Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ, por sus siglas en inglés) (ej. Kodama 1992). En niveles altos, en asociación al sistema monzónico, existe una circulación anticiclónica sobre Bolivia y una

vaguada sobre la costa noreste de Brasil en el Atlántico Sur, mientras que en niveles bajos se desarrolla sobre el oeste de Brasil, el este de Bolivia y el norte de Argentina la llamada baja térmica de Chaco (Zhou y Lau 1998). Otra característica sobresaliente de este sistema es la existencia de una corriente en chorro en capas bajas (SALLJ, por sus siglas en inglés) al este de los Andes, que se extiende desde el sudoeste de Amazonas al SESA. La SALLJ está ligada a un giro anticiclónico de escala continental, que se asocia con el anticiclón del Atlántico Sur (ej. Rodwell y Hoskins 2001). La SALLJ contribuye al transporte de humedad desde la cuenca del Amazonas al SESA, por lo que es una componente crucial del ciclo hidrológico en la región (ej. Berbery y Barros 2002).

A pesar de que la contribución de la variabilidad de la precipitación en la escala interanual es menor que aquella asociada con la variabilidad sinóptica e intraestacional, su impacto es grande para los totales mensuales y estacionales. En escalas interanuales, el patrón dominante de la variabilidad de la precipitación de verano en Sudamérica se caracteriza por una estructura dipolar (ej. Doyle y Barros 2002; Grimm y Zilli 2009; Grimm 2011). Una fase del dipolo se caracteriza por una SACZ intensificada con la convección inhibida en el SESA, mientras que la otra se caracteriza por una SACZ debilitada y un incremento en la convección en el SESA. Este mismo patrón también fue detectado en escalas intraestacionales (Nogués-Paegle y Mo 1997). Del mismo modo, cambios en la intensidad y la dirección de la SALLJ fueron identificados tanto en escalas intraestacionales (Nogués-Paegle y Mo 1997) como interanuales (Doyle y Barros 2002). De esta manera, los eventos positivos (negativos) de tal patrón dipolar se asocian con una intensa (débil) SALLJ hacia el sur, con un desplazamiento hacia el oeste (este) de la alta subtropical del Atlántico, lo que conduce a un incremento (descenso) de la convergencia (divergencia) del transporte de humedad, de la actividad convectiva en el SESA (inhibida) y a una SACZ más debilitada (activa). Las anomalías de circulación que dominan el principal patrón de variabilidad interanual sobre la región de la SACZ fueron asociadas a una onda de Rossby estacionaria aislada (Robertson y Mechoso 2000). También se encontró una asociación entre ese patrón y las anomalías de la temperatura de la superficie del mar sobre el oeste de la región subtropical del Atlántico Sur (Doyle y Barros 2002; Robertson y Mechoso 2000). Anomalías positivas (negativas) de temperatura sobre esa región se asocian con precipitación

por debajo (encima) de los normal en la SACZ. Esa relación fue atribuida a una influencia de la atmósfera sobre el océano debido a la relación inversa entre la nubosidad y el flujo de radiación solar hacia la superficie del mar (Grimm 2011).

Es sabido que la variabilidad climática en escalas interanuales sobre el SESA es remotamente influenciada por las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en la región tropical del Océano Pacífico asociadas al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (ej. Ropelewski y Halpert 1987; Kiladis y Diaz 1989). Esta influencia se da a través de trenes de ondas de Rossby que se extienden a lo largo del Pacífico sur hasta Sudamérica. Durante la fase cálida del ENOS, estas teleconexiones inducen anomalías ciclónicas en la región extratropical de Sudamérica, mientras que en la zona tropical las anomalías son anticiclónicas (Grimm et al. 2000). Esas circulaciones dan como resultado convergencia anómala del transporte de humedad e incremento de la precipitación en el SESA.

En escalas decadales, la variabilidad de la precipitación en el SESA está influenciada por la oscilación decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés). La fase cálida de la PDO se asocia con una intensificación de la señal dada por veranos húmedos asociados con la fase cálida del ENOS y un debilitamiento de la señal asociada a veranos secos asociados con la fase fría del ENOS (Kayano y Andreoli 2007). Además, se ha identificado variabilidad de alrededor de quince años en la actividad de la SACZ, en las temperaturas de la superficie del mar del sudoeste del Océano Atlántico y en los ríos de la Cuenca del Río de La Plata (Robertson y Mechoso 2000). Asimismo, se han encontrado otras señales de variabilidad decadal de la precipitación asociadas con el Océano Atlántico tropical norte (Nogués-Peagle y Mo 2002). La variabilidad decadal de la precipitación puede modular el impacto de la tendencia, ya sea amplificando la señal como debilitándola.

La mayoría de los modelos de la tercera fase del Proyecto de Inter-comparación de Modelos Acoplados (CMIP3, por sus siglas en inglés) del programa mundial de investigaciones climáticas (WCRP, por sus siglas en inglés) (Meehl et al. 2007), utilizados en el cuarto informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático, (IPCC, por sus siglas en inglés) han proyectado tendencias positivas en la estación estival del SESA a lo largo del siglo XXI (ej. Vera et al. 2006b, Seth et al. 2010).

Recientemente Junquas et al. (2012) analizaron las proyecciones de 18 modelos del conjunto WCRP/CMIP3 para el siglo XXI con el fin de explorar los mecanismos físicos asociados con el aumento de precipitación proyectado para el SESA. Ellos encontraron que las tendencias positivas proyectadas para la precipitación estival en el SESA están ligadas a un aumento en la frecuencia de la fase positiva del patrón principal de variabilidad interanual de la precipitación estival que favorece la precipitación en el SESA y la debilita en la SACZ. Asimismo, encontraron que el cambio en la actividad del patrón se relaciona con un calentamiento diferenciado del océano superficial del Pacífico e Índico ecuatorial con respecto al Atlántico. Tal resultado fue evidente en el ensamble de 18 modelos e inclusive exhibió menores niveles de incertidumbre en un ensamble de 9 modelos seleccionados como aquellos que representan mejor el clima y su variabilidad en el SESA.

A pesar del impacto que los cambios en la precipitación en el SESA pueden acarrear, existen hasta el momento muy pocas investigaciones tendientes a identificar los mecanismos físicos que podrían explicar la tendencia positiva de la precipitación observada durante el siglo XX y lo que va del XXI. Además, estudios de detección y atribución del cambio climático para esta región son prácticamente inexistentes. La reciente disponibilidad de las simulaciones climáticas provenientes de la quinta fase del Proyecto de Inter-comparación de Modelos Acoplados (CMIP5, Taylor et al. 2012) proporciona una excelente oportunidad para abordar esta investigación.

El objetivo general de esta tesis es, por consiguiente, el de evaluar la capacidad de los modelos WCRP/CMIP5 en representar las características principales de la precipitación estival en el SESA y explorar los procesos que explicarían la tendencia en ella observada durante las últimas décadas. Además, se propone como objetivo particular, la evaluación de la calidad de las simulaciones históricas del CMIP5 en reproducir la media, variabilidad y tendencia de la precipitación estival en el SESA durante el siglo XX. También se explorará la actividad del primer patrón de variabilidad interanual de la precipitación durante el siglo XX, teniendo en cuenta que fue identificado por Junquas et al. (2012) como relevante en explicar las tendencias de precipitación proyectadas a futuro. A su vez, se explorará el papel de los

forzantes antropogénicos y naturales en explicar la tendencia observada de la precipitación.

2. Datos y metodología

En este capítulo se hace una descripción de los datos utilizados para realizar la investigación y de la metodología empleada para tratarlos.

2.1. Descripción de las bases de datos

Se utilizan los campos de precipitación en Sudamérica durante el siglo XX, simulada por los modelos del WCRP/CMIP5. Entre las simulaciones disponibles se utilizó en primer lugar la conocida como *Historical* (H). Esa simulación se realizó forzando a los modelos climáticos acoplados mar-atmósfera con los forzantes naturales y antropogénicos observados entre 1850 y 2005 (aunque algunos modelos inician sus simulaciones algunos años después de 1850). Se consideraron los datos mensuales de los modelos disponibles, y en el caso de existir varios miembros (simulaciones realizadas a partir de distintos estados iniciales), se consideraron todos ellos. Por otro lado, también se utilizaron las simulaciones para el mismo período conocidas como: *HistoricalNat* (HNat) y *HistoricalGHG* (HGHG). La primera de esas simulaciones se obtuvo considerando solamente las variaciones climáticas a partir de los forzantes naturales (volcanes, variación de la radiación solar, etc.) dejando constante el forzante de los gases de efecto invernadero (GHG, por sus siglas en inglés). En cambio, la segunda se obtuvo considerando los incrementos observados en los GHG, dejando constantes los forzantes naturales. La ventaja de utilizar esas últimas dos simulaciones es que permiten comparar el efecto sobre el clima de cada uno de los forzantes por separado.

La Tabla 2.1 muestra los 33 modelos considerados para este estudio, la institución a la que pertenecen, la resolución horizontal con la que cuentan y la cantidad de miembros disponibles para cada una de las tres simulaciones. Los modelos utilizados se seleccionaron a partir de la disponibilidad de los datos al momento de descargarlos. Se puede observar que las resoluciones de los modelos son variables con un rango que va de entre menos de 1° y casi 4° en latitud y longitud. Las resoluciones de este conjunto de datos son, en promedio, mejores que

Modelo	Instituto	Resolución (°lat x °lon)	Miembros Historical	Miembros HistoricalNat	Miembros HistoricalGHG
BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	≈2,81X2,81	3	1	1
BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	≈2,81X2,81	1		
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	≈2,81X2,81	5	5	5
CCSM4	National Center for Atmospheric Research	≈0,94X1,25	6	4	3
CESM1-BGC	National Science Foundation, Department of Energy, National Center for Atmospheric Research	≈0,94X1,25	1		
CESM1-CAM5		≈0,94X1,25	3		
CESM1-FASTCHEM		≈0,94X1,25	3		
CESM1-WACCM		≈1,87X2,5	1		
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques / Centre Europeen de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique	≈1,41X1,41	9	5	6
EC-EARTH	EC-EARTH consortium	≈1,13X1,13	7		
FGOALS-s2	LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences	≈1,66X2,81	3		
GFDL-CM3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	2X2,5	5	3	3
GFDL-ESM2G		2X2,5	1		
GFDL-ESM2M		2X2,5	1	1	1
GISS-E2-H	NASA Goddard Institute for Space Studies	2X2,5	5	5	5
GISS-E2-R		2X2,5	6	5	5
HadCM3	Met Office Hadley Centre	≈2,47X3,75	10		
HadGEM2-AO	National Institute of Meteorological Research/Korea Meteorological Administration	≈1,24X1,88	1		
HadGEM2-CC	Met Office Hadley Centre	≈1,24X1,88	1		
HadGEM2-ES		≈1,24X1,88	4	4	4
INMCM4	Institute for Numerical Mathematics	1,5X2	1		
IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre-Simon Laplace	≈1,88X3,75	5	3	1
IPSL-CM5A-MR		≈1,26X2,5	1		
IPSL-CM5B-LR		≈1,88X3,75	1		
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	≈1,41X1,41	5		
MiROC-ESM-CHEM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	≈2,81X2,81	1	1	1
MiROC-ESM		≈2,81X2,81	3	1	1
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)	≈1,88X 1,88	3		
MPI-ESM-MR		≈1,88X 1,88	3		
MPI-ESM-P		≈1,88X 1,88	2		
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute	≈1,231 ,13	3	1	1
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre	≈1,87X2,5	1		
NorESM1-ME		≈1,87X2,5	3	1	1

Tabla 2.1: Modelos utilizados en el estudio, el instituto al que pertenecen, la resolución horizontal aproximada y el número de miembros utilizados en cada una de las simulaciones.

las correspondientes a los modelos del CMIP3 (ej. Junquas et al. 2012). La cantidad de miembros para cada modelo es variable yendo desde uno solo hasta 10 para el modelo HadCM3. Por otro lado, solamente se encontraron disponibles 14 modelos

con las simulaciones HNat y HGHG. En general, para estas simulaciones, la cantidad de miembros es menor que para la simulación H.

Para poder validar los resultados provistos por los modelos, se consideraron dos bases de datos basados en la precipitación observada. Por un lado, se utilizaron los campos medios mensuales de precipitación provistos con el conjunto Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) (Xie y Arkin 1997). Este conjunto consiste en campos grillados de precipitación mensual global con una resolución de $2,5^\circ$ en latitud y longitud. Para su elaboración, se consideró información de distintas fuentes con diferentes características, incluyendo observaciones de pluviómetros, estimaciones inferidas de diversas observaciones satelitales y el reanálisis de NCEP-NCAR. Esta base de datos comienza en 1979 y se extiende hasta el presente. Debido a que la escala de tiempo considerada en este estudio es considerablemente mayor que la contemplada por la base de datos del CMAP, se consideraron también los datos correspondientes a la versión 6 del Full Data Product del Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) (Schneider et al. 2011). Esta base consiste en campos grillados de precipitación mensual global a partir de observaciones provenientes de pluviómetros que abarcan el período 1901-2010. La resolución horizontal empleada es de $2,5^\circ$ en latitud y longitud. Dicha base tiene la desventaja con respecto a la base CMAP de que su cobertura espacial es únicamente continental y está basada en una menor cantidad de observaciones. En ese sentido, para estimar la precipitación promediada espacialmente sobre el SESA, se utilizaron además los datos de estaciones promediados en la región encerrada por $38,75^\circ\text{S}$ - $26,25^\circ\text{S}$ y $63,75^\circ\text{O}$ - $56,25^\circ\text{O}$, que fueron provistos por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina.

2.2 Metodología

A partir de los datos mensuales de precipitación, se calculó la media estacional de verano definiendo al mismo a partir de los meses de Diciembre, Enero y Febrero (DEF). Se definió el año de verano a partir del año del dato de enero. La media estacional se computó para cada punto de grilla, ya sea de los modelos o de las bases observacionales. Como no todos los modelos tienen la misma resolución

horizontal, se optó por hacer una interpolación lineal de esos datos a la resolución del CMAP y GPCC, es decir de 2,5° en latitud y longitud.

Se utilizaron dos períodos de análisis según los modelos y las bases de datos disponibles. El primer período considera la precipitación estival de 1980 a 2005, dado que en esa etapa están disponibles los datos de CMAP. Como esos datos tienen una cobertura espacial más densa, incluyendo las zonas oceánicas, se utilizaron para validar la media y el desvío estándar de la precipitación de verano para ese período de años. Por otro lado, el segundo período considera la precipitación estival desde 1902 a 2005, que es el período donde se encuentran disponibles los datos de GPCC. Ese período más largo permite hacer un análisis más robusto de las tendencias de largo plazo.

Para identificar el primer modo de variabilidad de verano (EOF1), se aplicó un análisis de funciones ortogonales empíricas (EOF, por sus siglas en inglés) a las medias estacionales observadas y simuladas por los modelos. La región utilizada para este análisis fue la que corresponde a (39°S-16°S, 64°O-31°O) siguiendo a Junquas et al. (2012). La evolución temporal del EOF1 se describe a partir de la correspondiente serie temporal de componentes principales.

Los resultados de las simulaciones provistas por los modelos tienen asociada una incertidumbre alta. Al considerar las proyecciones climáticas para el siglo XXI, Hawkins y Sutton (2009) distinguieron tres fuentes de incertidumbre. La primera es la variabilidad interna del sistema climático y contempla las fluctuaciones naturales que surgen en ausencia de ningún forzante externo radiativo en el planeta. Esas fluctuaciones son capaces de revertir por un tiempo tendencias climáticas de largo plazo. La segunda fuente de incertidumbre es la asociada a los modelos, y se debe a que los modelos, por sus limitaciones, simulan distintos cambios en el clima en respuesta a un mismo forzante radiativo. Por último, la tercera es la incertidumbre asociada al escenario de emisiones futuras. Como en este estudio se consideraron las simulaciones históricas, solamente, están presentes las dos primeras fuentes de incertidumbre.

El conjunto multi-modelo y multi-miembro de simulaciones climáticas fue tratado de la siguiente manera. Como existen modelos con varios miembros pero la cantidad de miembros es diversa, se consideró al promedio de los distintos miembros (media multi-miembro) como representativo de cada modelo en particular. Para cuantificar la dispersión entre los miembros, se utilizó el desvío estándar con respecto a la media multi-miembro. Esa dispersión se relaciona con la incertidumbre asociada a la variabilidad interna del sistema climático. Asimismo, el promedio multi-modelo se computó a partir de la media multi-miembro para cada modelo en caso de que exista más de un miembro combinadas con las simulaciones individuales de aquellos modelos con disponibilidad de un solo miembro. La dispersión del ensamble de modelos se consideró a partir del desvío estándar de los valores correspondientes a cada modelo con respecto a la media multi-modelo. Esa dispersión se puede relacionar con la incertidumbre provista por los modelos, aunque se debe tener en cuenta que existen modelos que no son independientes entre sí.

3. Validación de los modelos CMIP5

En este capítulo se evalúa la habilidad de la simulación H de los modelos del CMIP5 en representar las características medias y la variabilidad de la precipitación de verano para Sudamérica. Esa evaluación se realiza para el período 1980-2005, dado que en el mismo están disponibles los datos del CMAP, que son los que cuentan con una cobertura espacial completa.

3.1. Campos medios

En primer lugar, se analiza la habilidad de la simulación H de los modelos del CMIP5 en reproducir las características medias de la precipitación de verano en Sudamérica durante el período 1980-2005. En la Figura 3.1 se muestra la precipitación de DEF media del CMAP, la correspondiente al ensamble multi-modelo (EM), la diferencia de EM con respecto a CMAP y la dispersión entre modelos estimada cómo se describió en el capítulo anterior a partir del desvío estándar con respecto a la media del EM.

La precipitación de DEF media observada (Fig. 3.1a) presenta el típico máximo de precipitación en la región central de Brasil, asociado al SAMS. También se pueden observar dos bandas de máxima precipitación asociadas a ese sistema. La primera, ubicada en una latitud cercana al ecuador que se extiende hacia el Océano Atlántico tropical, asociada a la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ, por sus siglas en inglés). La segunda, que se extiende en dirección NO-SE ocupando latitudes subtropicales y medias, asociada a la SACZ. Asimismo, se destaca un máximo relativo de precipitación al sur de Chile. Comparando la Figura 3.1a con la Figura 3.1b, se puede destacar que los modelos representan en líneas generales todas las características principales de la precipitación de verano mencionadas. Sin embargo, reproducen de manera deficiente la precipitación asociada con la ITCZ sobre el océano Atlántico Ecuatorial, simulando una doble ITCZ. Este problema ha sido detectado previamente en modelos acoplados y, en particular, en los modelos del CMIP3 para el Océano Atlántico y el Pacífico (ej. Vera et al. 2009). Para este

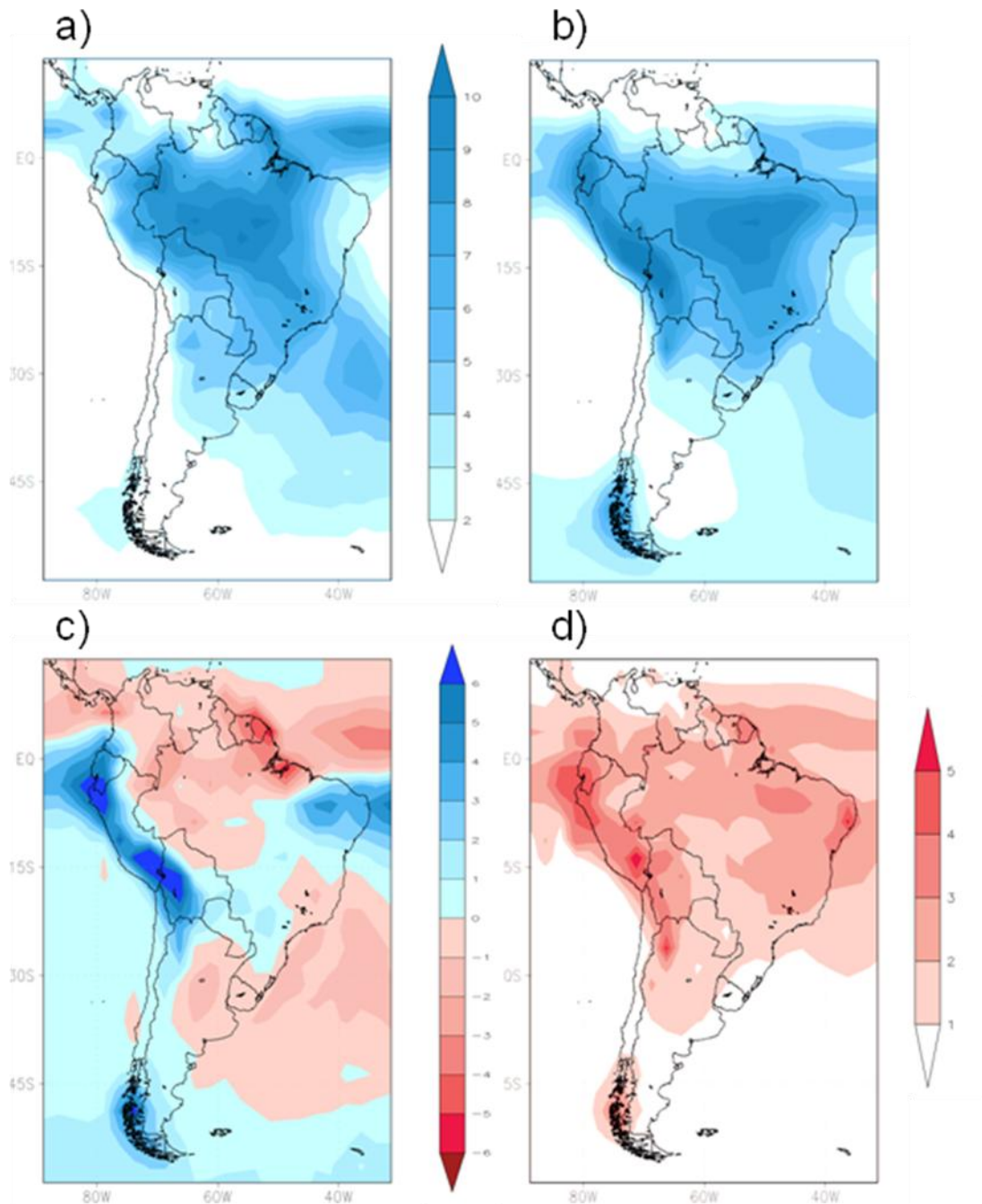


Figura 3.1: Media climatológica de la precipitación de DEF para 1980-2005 a partir de a) datos CMAP, b) el ensamble multi-modelo de la simulación H. c) Diferencia entre b) y a). d) Desvío estándar con respecto a la media climatológica multi-modelo de la simulación H de los modelos que componen el ensamble. Contornos en mm/día.

último conjunto de modelos, ese hecho fue relacionado con temperaturas más cálidas simuladas en la superficie del mar sobre la región ecuatorial (Dai 2006). Con respecto al máximo de precipitación en el centro de Brasil, el EM lo muestra algo desplazado hacia el este. Además, muestra grandes valores de precipitación sobre los Andes tropicales y hacia el sur que no se registran en el campo del CMAP. No obstante, la base de datos del CMAP es propensa a errores considerables sobre esa

región en particular, que son una consecuencia del carácter discontinuo de la precipitación y la falta de observaciones disponibles en la región montañosa (Vera et al. 2006b). En relación a la SACZ, el EM representa razonablemente bien sus características básicas como su extensión NO-SE y su ubicación, aunque los modelos tienden en promedio a subestimar su intensidad.

La cuantificación de la diferencia entre la precipitación media observada y aquella del EM (Fig. 3.1c) muestra que los modelos en promedio sobrestiman la precipitación en el noreste de Brasil (como consecuencia de la doble ITCZ), sobre la costa Pacífico y sobre el sur de Chile. Por otro lado, el ensamble subestima la precipitación en la zona ecuatorial como consecuencia de una ITCZ mal representada, así como también sobre las regiones del SAMS, la SACZ y el SESA. La dispersión entre modelos (Fig. 3.1d) es máxima en general sobre las regiones tropicales donde las diferencias del ensamble con respecto al CMAP son máximas, lo que señala que esas zonas no son representadas de la misma manera por todos los modelos. Algo similar ocurre para el sur de Chile. En cambio, se destaca que si bien en la región de la SACZ oceánica y el este de Argentina las diferencias entre el EM y CMAP son grandes, la dispersión entre modelos es relativamente baja. Eso indicaría que en esas dos regiones, los modelos presentarían errores sistemáticos de similar magnitud.

Publicaciones previas proponen algunas metodologías para incluir la información de los errores de los modelos en el cómputo de la media del EM. En esta tesis, siguiendo a Nohara et al. (2006), se computó el promedio “pesado” del ensamble, considerando para cada uno de los modelos en particular, un peso proporcional al cuadrado del coeficiente de correlación espacial (R^2) entre las observaciones y ese modelo. Según la metodología empleada en Vera et al. (2009), ese coeficiente se calculó para dos regiones: sobre la región (AS) que considera prácticamente a toda Sudamérica ($58,75^{\circ}\text{S}$ - $6,25^{\circ}\text{N}$, $78,75^{\circ}\text{O}$ - $31,25^{\circ}\text{O}$), y sobre la región (ASE) que incluye sólo la porción continental al este de los Andes ($58,75^{\circ}\text{S}$ - $6,25^{\circ}\text{N}$, $61,25^{\circ}\text{O}$ - $31,25^{\circ}\text{O}$). La última región se consideró de esa manera con el fin de evitar los problemas causados por la falta de observaciones sobre los Andes. La Figura 3.2 muestra los errores obtenidos al aplicar esa metodología sobre ambas

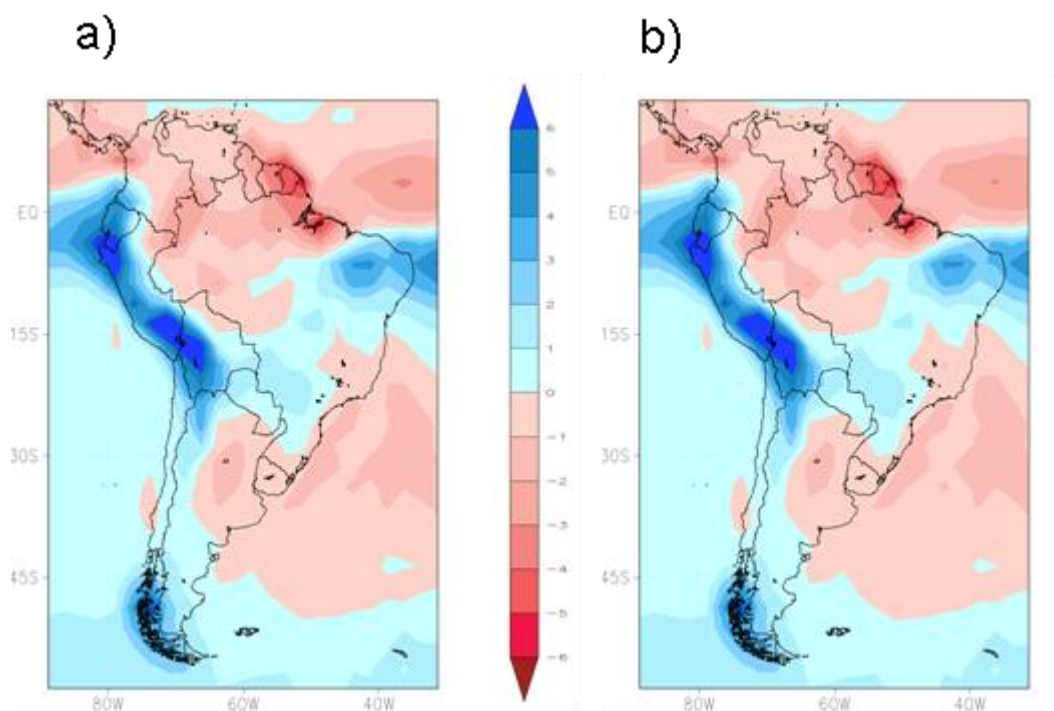


Figura 3.2: Diferencia de la precipitación media de DEF para 1980-2005 entre el ensamble multi-modelo pesado de la simulación H y CMAP, considerando pesos en las regiones a) AS y b) ASE. Contornos en mm/día.

regiones para estimar la precipitación estival. El patrón espacial que se obtiene a partir del ensamble multi-modelo pesado (EMP) casi no tiene diferencias con el correspondiente al EM calculado sin aplicar pesos (Fig. 3.1c). Un resultado similar fue encontrado por Vera et al. (2009) con los modelos del CMIP3. Se especula que la poca sensibilidad que presentan los resultados se debe a la gran dispersión que los modelos individualmente tienen en representar de manera adecuada la precipitación media sobre Sudamérica (el rango de R^2 oscila entre 0,23 y 0,62 para AS y entre 0,14 y 0,71 para ASE). Por lo tanto, considerar el ensamble pesado no mejora de manera apreciable lo obtenido a partir del ensamble sin pesar.

La validación de los modelos CMIP5 se complementa con el análisis regional de las diferencias (o errores medios) con respecto a la precipitación representada por CMAP de aquella simulada por los distintos modelos, así como también por las diferentes formas de computar los ensambles. Para ello, se seleccionaron las distintas regiones que se muestran en la Tabla 3.1, que fueron elegidas para que coincidan con las que Vera et al. (2009) utilizaron para validar los modelos CMIP3. En la Figura 3.3 se muestra la ubicación geográfica de dichas regiones. Estas

Región	Rango de latitudes	Rango de longitudes
Amazonas (Am)	13,75°S-1,25°N	68,75°O-56,25°O
Monzón Sudamericano (SAM)	16,25°S-3,75°S	58,75°O-43,75°O
Noreste de Brasil (NeB)	16,25°S-1,25°S	46,25°O-33,75°O
Zona de convergencia del Atlántico Sur (SACZ)	26,25°S-16,25°S	51,25°O-39,75°O
Cuenca del Río de La Plata (LPB)	38,75°S-23,75°S	63,75°O-51,25°O

Tabla 3.1: Regiones utilizadas para el análisis con el correspondiente rango de latitudes y longitudes que abarcan.

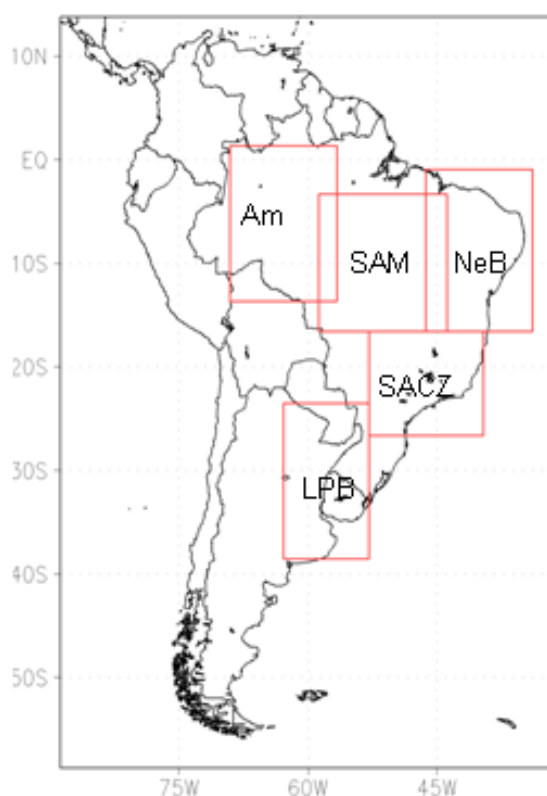


Figura 3.3: Ubicación geográfica de las regiones utilizadas para el análisis listadas en la Tabla 3.1.

regiones presentan diferentes regímenes de precipitación, siendo las regiones de Am y SAM regiones tropicales con abundantes precipitaciones, la región de NeB una región tropical relativamente seca durante el verano, la región de la SACZ con lluvias estivales abundantes que se extiende hasta latitudes subtropicales, y LPB que está ubicada sobre la región extratropical de Sudamérica, donde se presentan importantes precipitaciones a lo largo de todo el año, aunque no son de magnitud comparable con las zonas lluviosas tropicales.

En la Figura 3.4 se presenta el análisis descripto para los modelos individuales, la media del EM y de los EMP sobre cada una de las regiones de la Tabla 3.1. Se encuentra que gran parte de los modelos subestima la precipitación media en Am, dando como resultado una subestimación en los distintos ensambles. Asimismo, la dispersión existente entre modelos es de una magnitud mayor que la subestimación media. En la región del SAM, 20 modelos sobrestiman y 13 subestiman la precipitación. En este caso, el valor de la media de los ensambles es próximo a 0, aunque existe obviamente una gran dispersión entre los modelos. En cambio, la mayoría de los modelos sobrestiman la precipitación en Neb, aunque existen diferencias en el valor de esa sobrestimación, por lo que la dispersión tiene una magnitud similar a la de los casos anteriores. La sobrestimación para esta región se relaciona con la deficiente representación de la ITCZ por parte de los modelos. En la región de la SACZ hay desacuerdo entre los distintos modelos y, en consecuencia, los diferentes ensambles presentan errores medios levemente negativos, aunque con una dispersión de magnitud similar a la de las anteriores regiones. Por último, en LPB se observan errores medios de magnitud pequeña en comparación con las de las otras regiones. En esa región, la mayoría de los modelos subestiman la precipitación y las medias de los ensambles reflejan ese hecho. En ese caso, la dispersión entre los modelos es casi la mitad que para los casos anteriores, posiblemente debido a que en esta región llueve comparativamente menos. Se puede destacar que para las cinco regiones la magnitud del error medio es menor que la dispersión entre los modelos, lo que lleva a que en general el EM muestre una aceptable representación de la precipitación media.

En todas las regiones se observa que la dispersión entre los miembros dentro de un mismo modelo es pequeña en comparación con la dispersión entre los distintos modelos. Con respecto a los EMP, no parecen aportar una mejoría demasiado importante en ninguna de las regiones consideradas. Comparando con los resultados del CMIP3 (Vera et al. 2009), si bien la dispersión entre modelos tiene una magnitud similar y se mantiene el signo del error medio del ensamble multi-modelo en las distintas regiones, su magnitud se redujo en las regiones de SAM, Am y LPB. En esas últimas dos regiones, la magnitud del error de los modelos CMIP3 era superior a la dispersión entre los modelos. En cambio, para los modelos

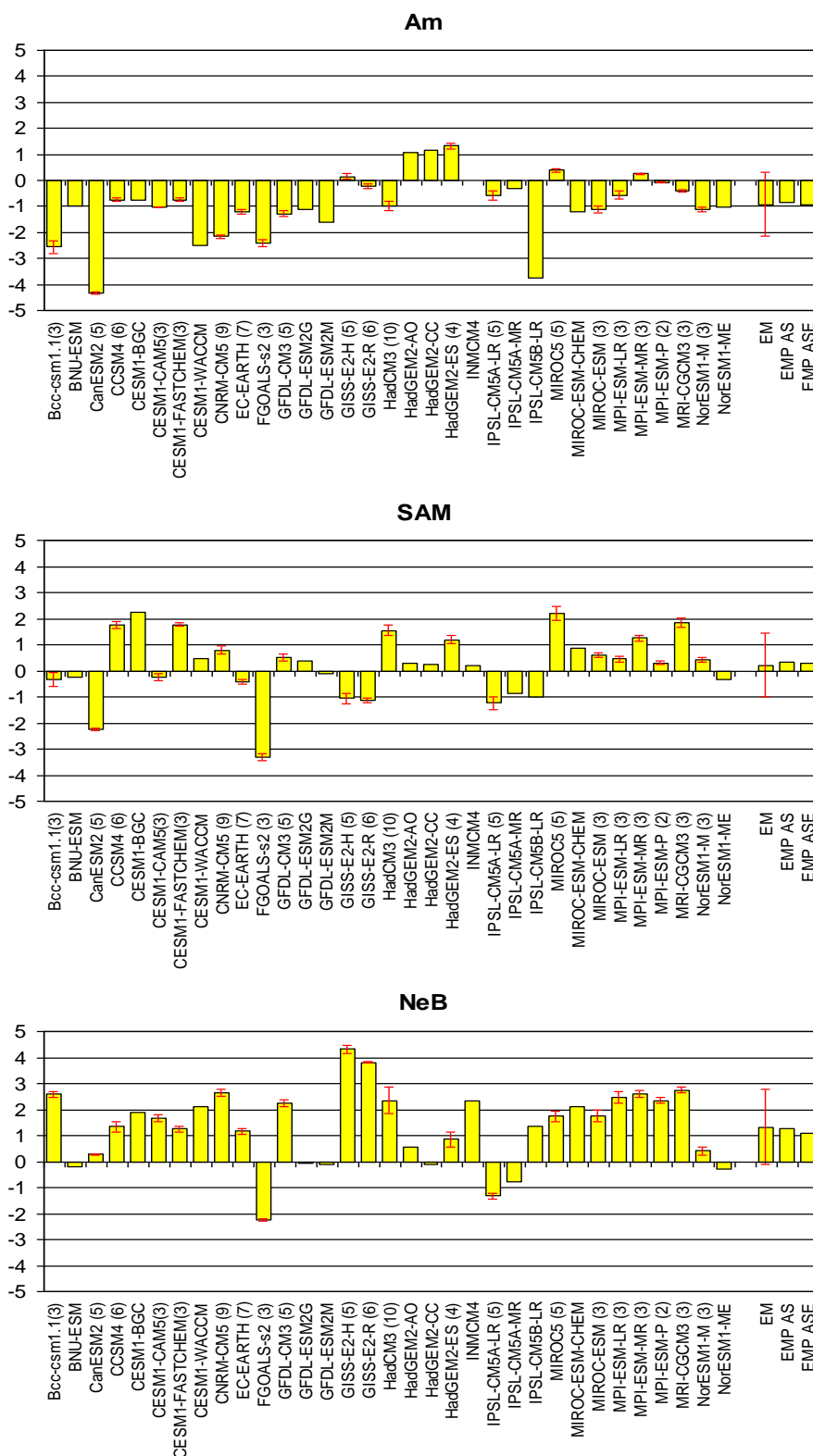


Figura 3.4: Error medio de la precipitación media (unidades: mm/día) para los distintos modelos y para los distintos ensambles en cada una de las regiones indicadas en la Tabla 3.1. La cantidad de miembros considerados para cada modelo se indica entre paréntesis. En el caso de existir varios miembros, la barra amarilla indica el valor medio, mientras que la barra roja indica el desvío estándar entre los distintos miembros. Para la media multi-modelo, la barra roja indica el desvío estándar entre las medias correspondientes a cada modelo.

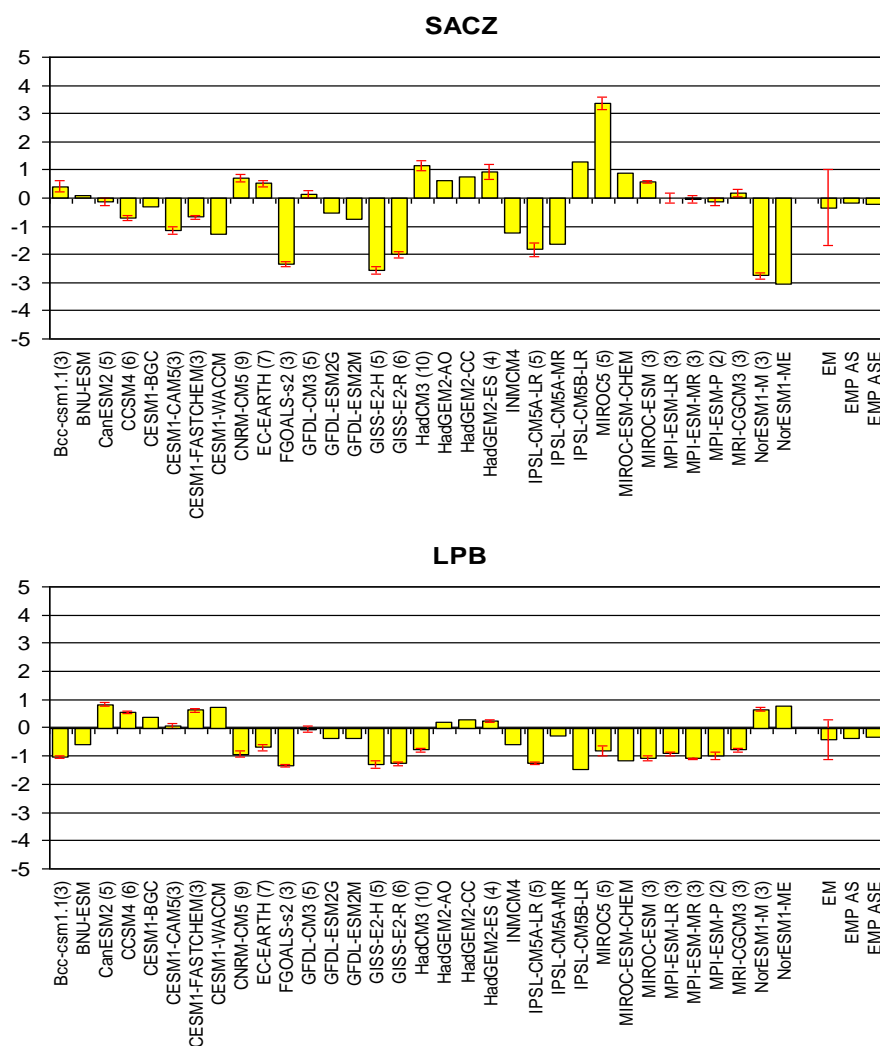


Figura 3.4: Continuación.

CMIP5, la magnitud del error es menor a la dispersión entre modelos. Esos resultados muestran entonces cierta mejora de la nueva generación de modelos para representar la climatología media de la precipitación.

3.2. Variabilidad interanual

La habilidad de los modelos del CMIP5 en reproducir la variabilidad interanual media de la precipitación de verano en Sudamérica durante el período 1980-2005 fue también evaluada. La misma se representa mediante el cómputo del desvío estándar con respecto a la media climatológica de las correspondientes precipitaciones estacionales. En la Figura 3.5 se muestra el desvío estándar de la precipitación computada a partir del CMAP, la correspondiente al EM, la diferencia entre ambos y el desvío estándar entre los resultados de los distintos modelos. La

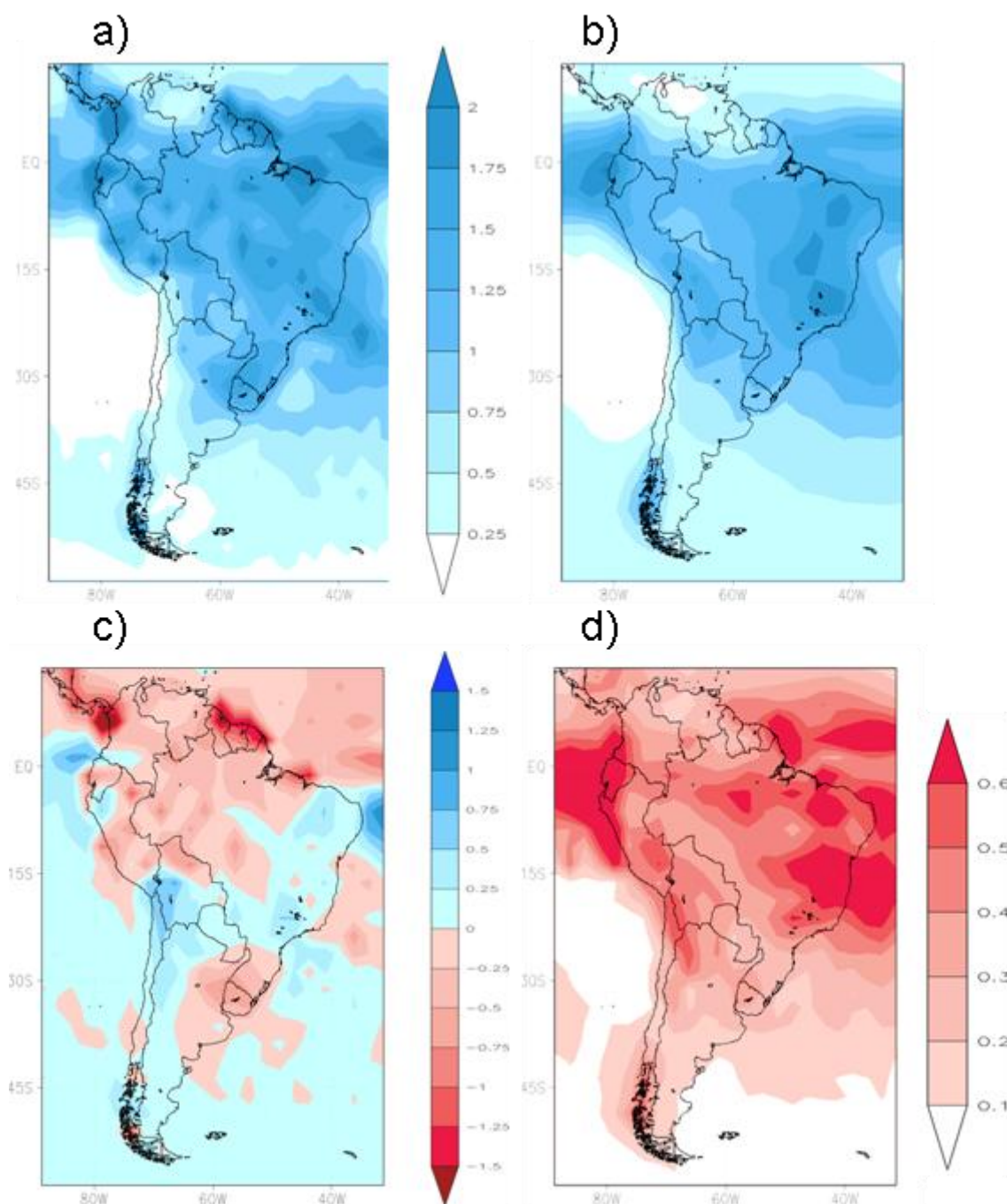


Figura 3.5: Desvío estándar de la precipitación de DEF para 1980-2005 a partir de a) datos CMAP, b) el ensamble multi-modelo de la simulación H. c) Diferencia entre b) y a). d) Desvío estándar del desvío estándar de la precipitación de DEF de la simulación H de los modelos que componen el ensamble. Contornos en mm/día.

máxima variabilidad observada (Fig. 3.5a) se encuentra en la costa norte de Sudamérica ligada con la variabilidad de la precipitación en la ITCZ. Además, se destacan otros dos máximos sobre la región de la SACZ y del SESA. La estructura espacial del desvío estándar, representado por el EM (Fig. 3.5b), coincide en líneas generales con el observado. Sin embargo, presenta valores menores que los

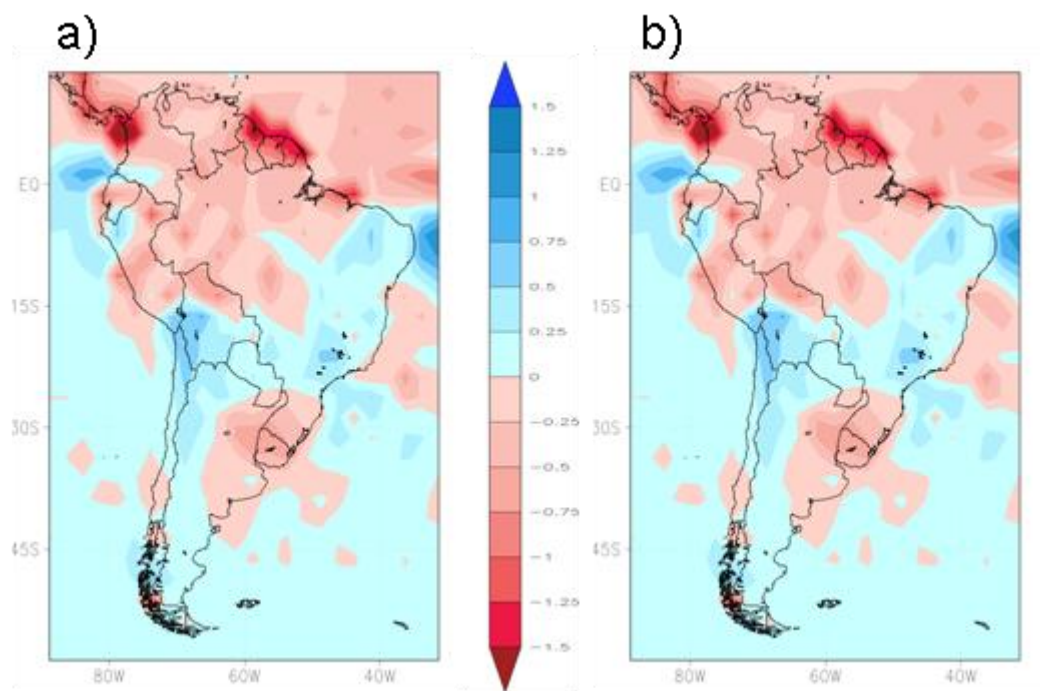


Figura 3.6: Diferencia del desvío estándar de la precipitación de DEF para 1980-2005 entre el ensamble multi-modelo pesado de la simulación H y CMAP, considerando pesos en las regiones a) AS y b) ASE. Contornos en mm/día.

observados en la costa norte de Sudamérica, y mayores en el noreste de Brasil, lo cual es una consecuencia nuevamente de la deficiente representación de la ITCZ (Figura 3.5b). En la región del SESA, el EM muestra valores significativamente menores (alrededor de la mitad) de los observados (Fig. 3.5c). Sin embargo, los errores asociados a la variabilidad en la SACZ son menores y alternando en signo. Es interesante destacar que si bien los modelos tienen limitaciones en representar las características de la SACZ, tienen mejor habilidad en representar su variabilidad. Con respecto a la dispersión entre modelos en el valor de la variabilidad (Fig. 3.5d), las zonas donde hay mayor dispersión se hallan en el noreste de Brasil, la región de la SACZ y la costa Pacífico Ecuatorial. Además, hay un máximo en el sur de Chile, que coincide también con un máximo de variabilidad que es sobrestimado por el EM.

Al igual que para la precipitación media, se evaluó si la habilidad en la representación de la variabilidad interanual por el ensamble multi-modelo, mejoraba utilizando técnicas de ponderación de los modelos según la calidad de sus simulaciones. En este caso, también se encuentra que el EMP presenta errores medios en computar la variabilidad (Fig. 3.6) similares a los obtenidos con el EM sin

pesar (Fig. 3.5.c), por lo que no aporta una mejoría considerable en la representación de la precipitación sobre la región.

El análisis de la representación de la variabilidad climática media por regiones (Tabla 3.1) se presenta en la Figura 3.7. Se encuentra que en la región del Am, casi todos los modelos subestiman la variabilidad interanual. Sin embargo, la dispersión entre modelos es mayor que el valor medio de la subestimación. En la región del SAM, los modelos muestran diferencias con respecto al signo del error, lo que da como resultado una estimación por los diferentes ensambles cercana a 0, pero con una dispersión entre modelos similar a la de la región anterior. La situación en el NeB es similar que para el SAM, aunque en este caso la dispersión entre los modelos es de una magnitud inclusive mayor. En la región de la SACZ, los modelos muestran un gran desacuerdo con respecto al signo del error, aunque predominan los que sobrestiman la variabilidad. Por último, en la LPB, los modelos en general subestiman la variabilidad interanual, aunque la dispersión entre modelos es mayor que la subestimación media. En ese caso, los apartamientos con respecto al CMAP son en general de un orden pequeño en comparación con los de las demás regiones. Eso se debe seguramente a que la magnitud de la variabilidad es menor en esa región (Fig. 3.5a). Al igual que lo observado para la precipitación media, se puede destacar que para las cinco regiones la magnitud del error medio es menor que la dispersión entre los modelos, lo que lleva a que, en general, el EM muestre una aceptable representación de la variabilidad interanual de la precipitación.

El análisis de la dispersión entre los miembros de un mismo modelo muestra, en comparación con lo obtenido para la precipitación media, que las diferencias entre los distintos miembros de un mismo modelo son relativamente mayores, aunque en general, muestran acuerdo con respecto al signo del error. Del mismo modo que para la precipitación media, la utilización de métodos de ponderación del ensamble multi-modelo no parece mejorar los resultados de manera importante en ninguna región.

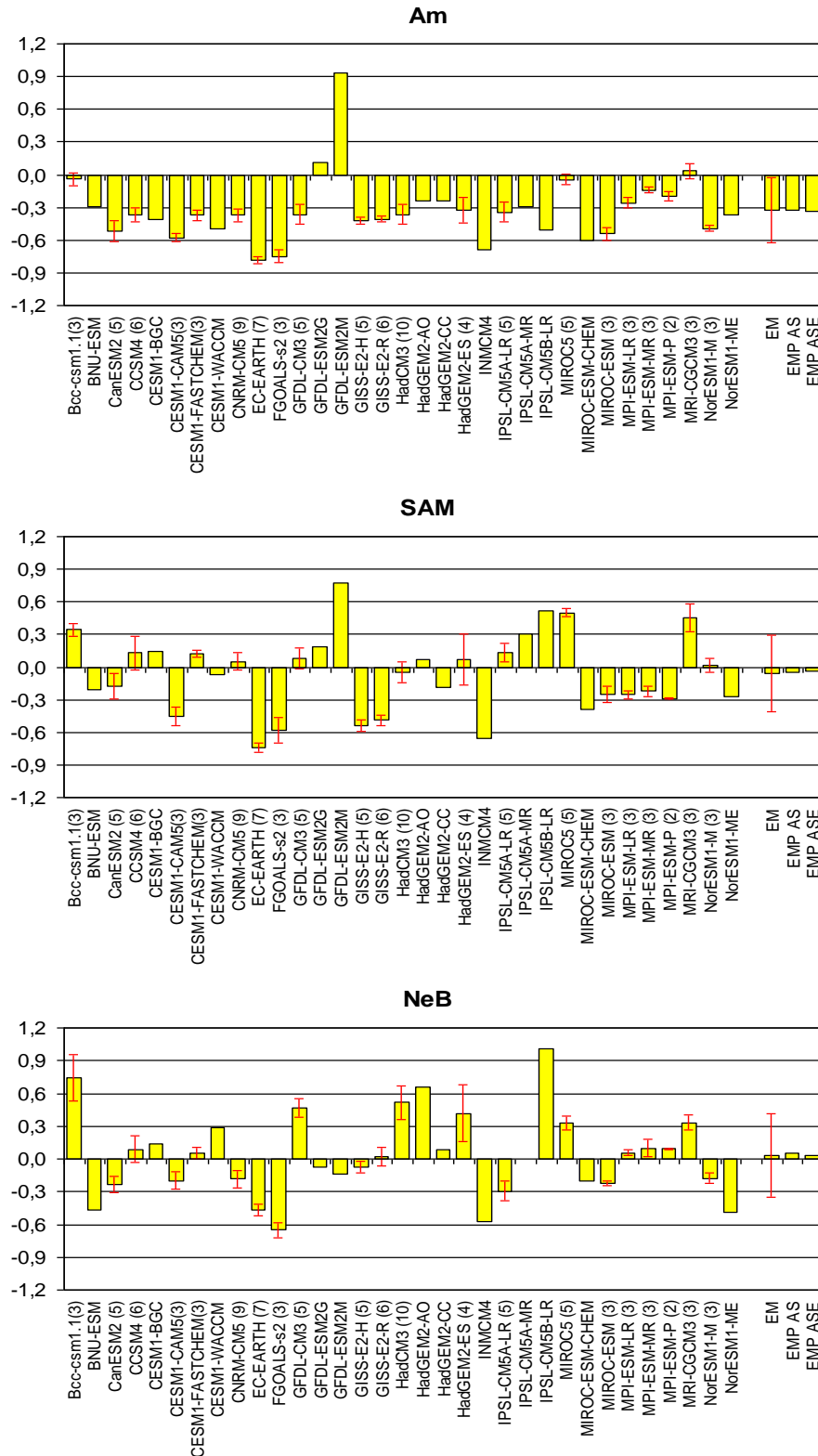


Figura 3.7: Error medio de la variabilidad interanual (unidades: mm/día) para los distintos modelos y para los distintos ensambles en cada una de las regiones indicadas en la Tabla 3.1. La cantidad de miembros considerados para cada modelo se indica entre paréntesis. En el caso de existir varios miembros, la barra amarilla indica el valor medio, mientras que la barra roja indica el desvío estándar entre los distintos miembros. Para la media multi-modelo, la barra roja indica el desvío estándar entre las medias correspondientes a cada modelo.

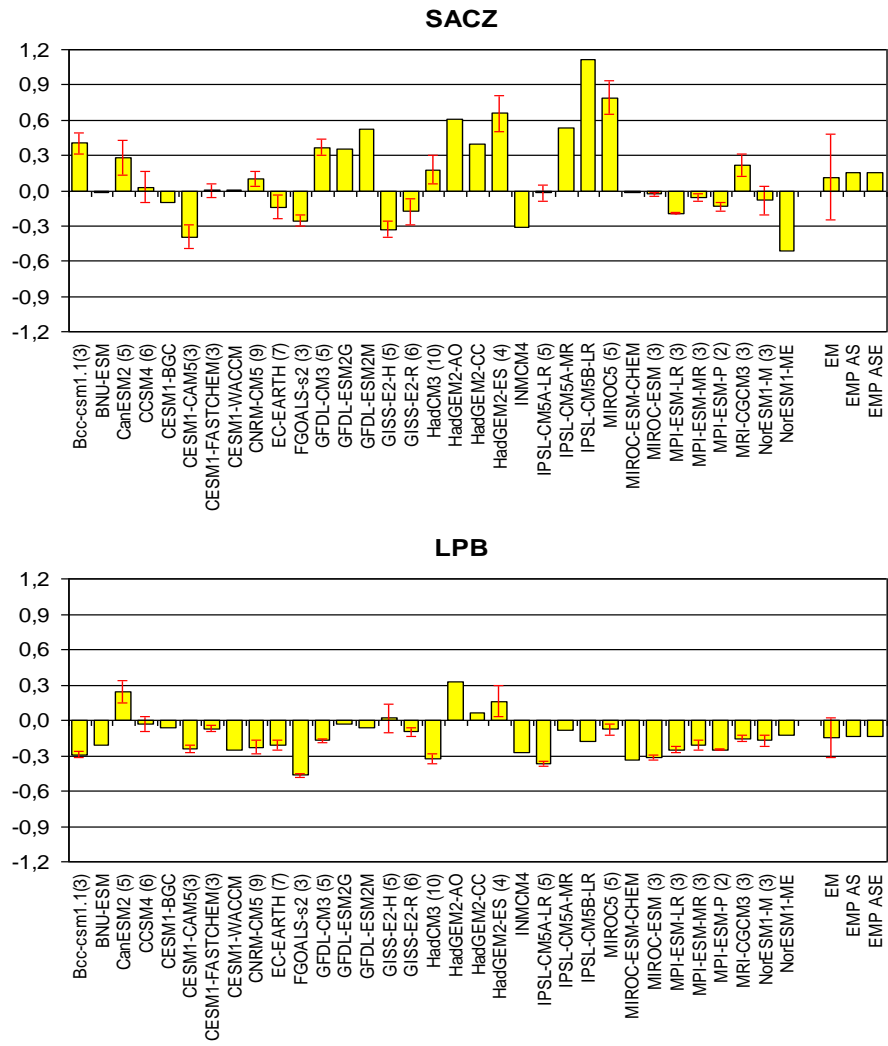


Figura 3.7: Continuación

4. Análisis de la tendencia lineal de la precipitación

En este capítulo se evalúa la habilidad de la simulación H de los modelos del CMIP5 en representar la tendencia lineal de la precipitación de verano para Sudamérica. El análisis incluye una descripción general del comportamiento de la tendencia en Sudamérica y una discusión general para la región del SESA. Además, el análisis se complementa con una exploración preliminar del papel individual y combinado de los forzantes natural y antropogénico en explicar tal tendencia.

4.1 Distribución espacial de la tendencia en Sudamérica

La Figura 4.1 presenta la tendencia lineal computada para el período 1902-2005 y obtenida a partir de los datos de la precipitación estacional de DEF provenientes del GPCC y del EM. La tendencia lineal observada positiva más intensa y significativa se ubica en el SESA, centrada principalmente en el este de Argentina, sur de Brasil y oeste de Uruguay (Fig. 4.1a). También se observan tendencias positivas al norte de Brasil, tanto en la región amazónica como en el noreste de Brasil. Por otro lado, la región asociada con el SAM muestra valores de tendencia negativos. Asimismo, la región de los Andes presenta tendencias negativas que en algunas zonas, como el sur y norte de Chile, son significativas.

La estimación de la tendencia observada sobre este período puede verse afectada por la disponibilidad de la información. A modo de ejemplo, en la Figura 4.2, se muestra la cantidad de estaciones utilizadas para calcular la precipitación estival durante los años 1910, 1940, 1970 y 2000. Se puede observar que ese número cambia de una década a otra y que existen zonas pobremente cubiertas, especialmente a principios del siglo XX. Por ejemplo, para el centro de Brasil, en la región amazónica, existen algunas zonas donde no hay estaciones con mediciones en la base de datos, y por lo tanto, las tendencias que se calculen en esa región no

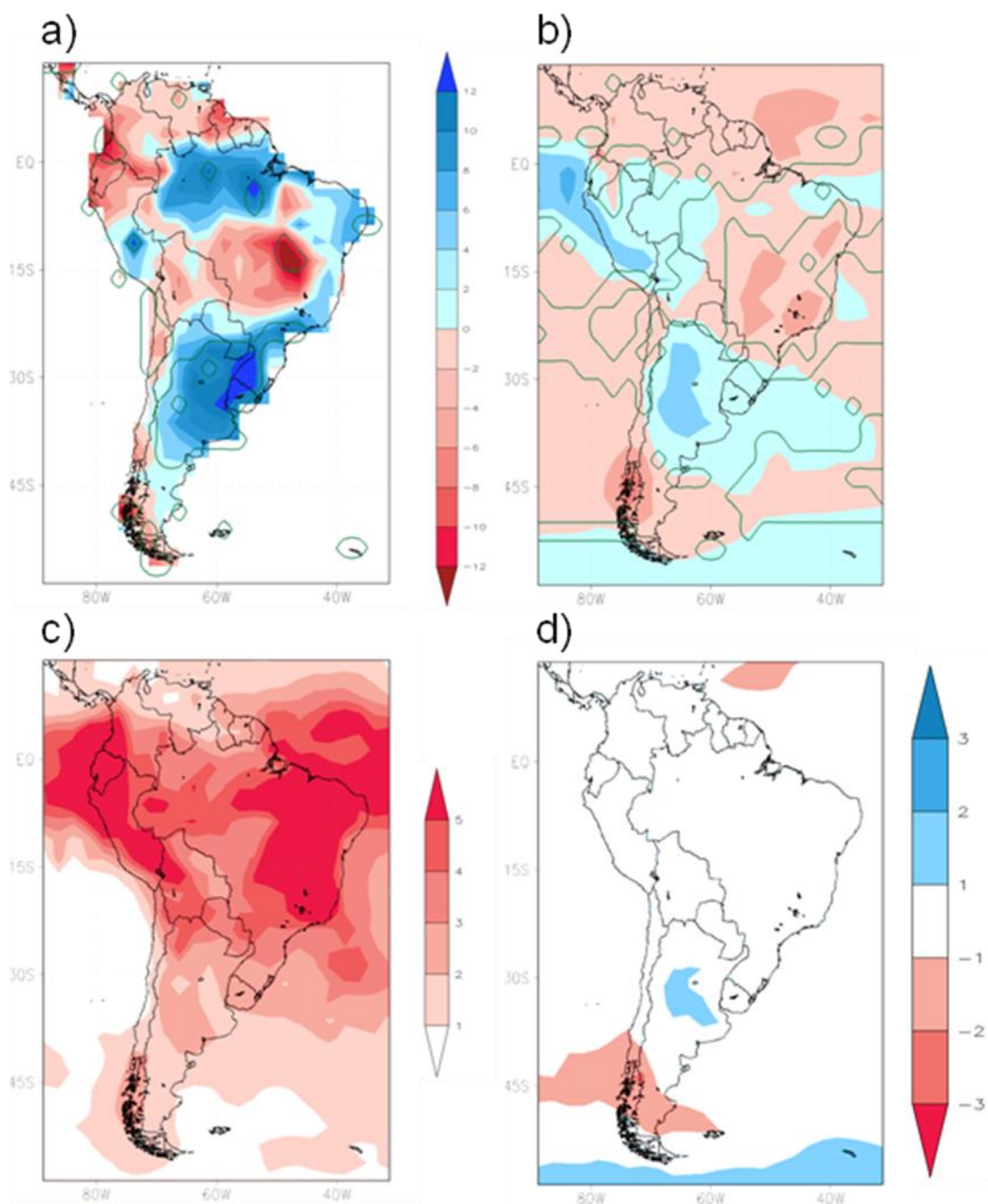


Figura 4.1: Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir de a) datos GPCC, b) el ensamble multi-modelo de la simulación H. c) Desvío estándar entre tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1980-2005 para los modelos que componen el ensamble multi-modelo de la simulación H. d) Cociente entre b) y c). Para a), b) y c) contornos en mm/verano/década. Para a) y b) los contornos verdes indican tendencia significativa al 5% de nivel de confianza aplicando un test t-student. Para d) contornos adimensionales.

van a ser robustas. Sin embargo, la región del SESA, que ya fue señalada en la introducción como una de las regiones del mundo donde se muestra una tendencia positiva de precipitación, presenta una cobertura temporal buena dado que desde principios del siglo XX presenta varias estaciones con mediciones. También se

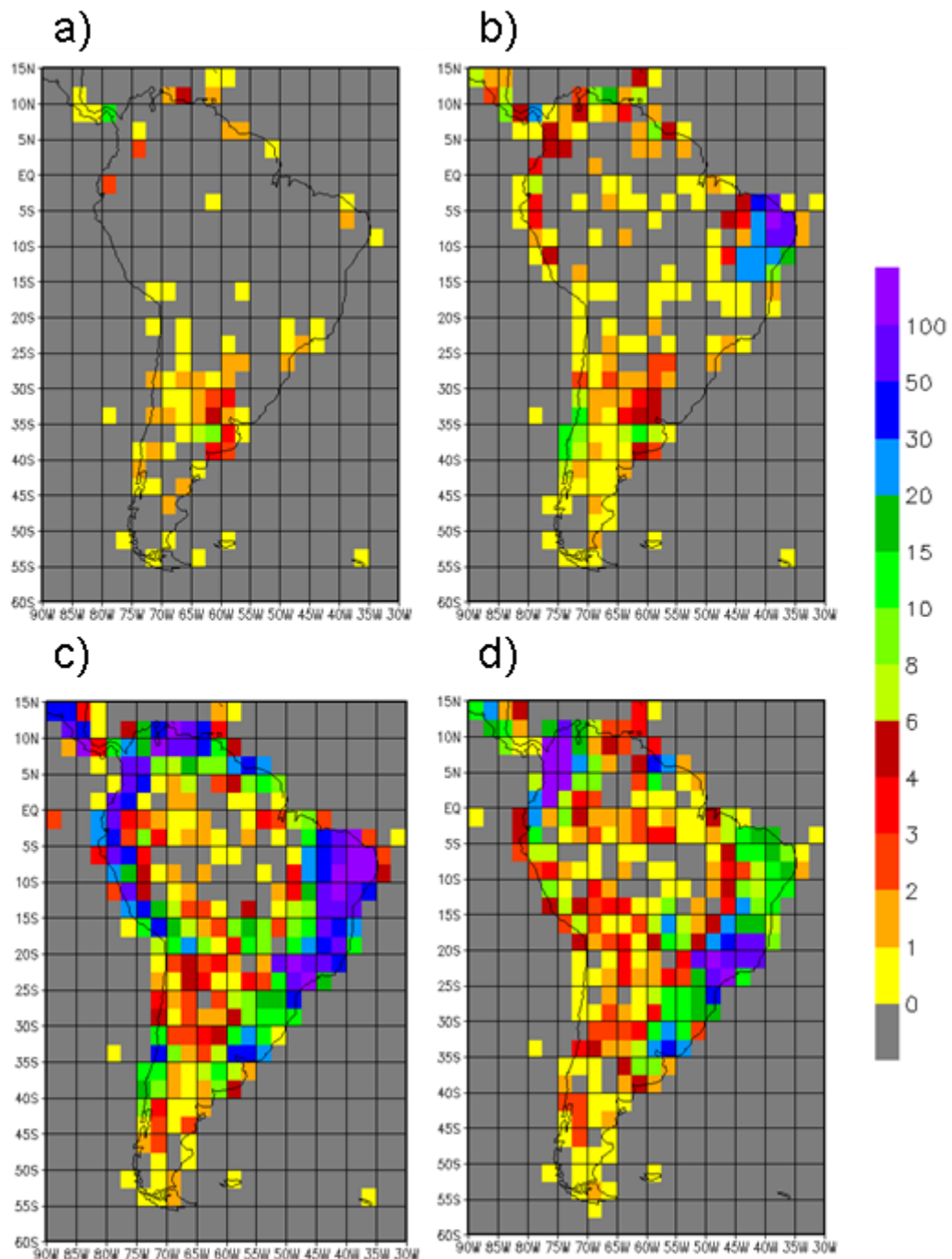


Figura 4.2: Número de estaciones consideradas para cuantificar la precipitación media estacional en la base de datos utilizada del GPCC para el verano del año a) 1910, b) 1940, c) 1970, d) 2000. Extraído de <http://kunden.dwd.de/GPCC/Visualizer>.

puede destacar que la región del continente con mejor cobertura de estaciones utilizadas corresponde a la costa Atlántica desde el noreste de Brasil hasta Buenos Aires, que es la zona en la que se enfoca principalmente este estudio. En cambio, esa no es la situación para el resto del continente, dado que los registros en las otras regiones comienzan con posterioridad. En consecuencia, las conclusiones que se pueden inferir para esos lugares no son tan robustas.

Las regiones identificadas a partir de la Figura 4.1 por tener tendencias positivas y significativas, también muestran tendencias del mismo tipo en la figura 3.13 del informe del IPCC (2007), donde se analiza la tendencia lineal de la precipitación anual a partir de otra base de datos y utilizando otro método para computar la significancia. En ese caso, no se consideró la tendencia para los lugares donde la cantidad de datos era escasa, como por ejemplo el centro de Brasil. Con respecto a tendencias negativas significativas, en el informe del IPCC (2007) se identifica a la región centro y sur de Chile, el noreste del centro de Brasil y el noroeste de Sudamérica. La Figura 4.1 muestra en particular tendencias negativas a lo largo de todo Chile, aunque no son significativas en el centro de Chile, y si lo son en cambio en el norte y sur de ese país. Además, en la figura 4.1a se muestra que en la frontera de Colombia y Ecuador existe una zona con tendencias negativas y significativas que no es considerada de ese modo en el informe del IPCC.

La Figura 4.1b presenta la tendencia lineal de la precipitación DEF para el EM. En la región del SESA se identifican tendencias positivas, aunque los máximos se ubican hacia el oeste de aquellos estimados a partir de los datos del GPCC. Por otro lado, para la región del SAM-SACZ, el EM presenta tendencias negativas significativas, que se evidencian también para el GPCC, aunque no se extienden en este último caso hasta la costa Atlántica. No obstante, dado que en esa zona la cantidad de estaciones utilizadas por el GPCC a principios del siglo XX es baja, la tendencia que describe se asocia con grandes incertidumbres. En el norte de Brasil, el EM estima tendencias débiles y cambiando de signo, lo que difiere de los resultados del GPCC (Fig. 4.1a). Otra región donde el EM presenta tendencias negativas es la de los Andes extratropicales que están de acuerdo con las representadas por las observaciones. Sin embargo, cabe tener en cuenta las limitaciones de los modelos en representar la topografía, especialmente aquellos con peor resolución. Por añadidura, el GPCC posee limitaciones en la representación de la precipitación sobre la región debido a la pobre cobertura espacial y a la heterogeneidad de las estaciones que se ubican en distintas alturas.

Con respecto a la magnitud de las tendencias, el EM en general tiende a subestimarla. Por ejemplo, en la región del SESA, el GPCC muestra tendencias superiores a 12 mm/verano/década, mientras que para el EM las tendencias son

inferiores a 4 mm/verano/década. Algo similar ocurre para la región del SAM, donde las tendencias negativas que revela el GPCC tienen valores superiores a 12 mm/verano/década, mientras que las del ensamble no alcanzan a 4 mm/verano/década.

El desvío estándar entre las tendencias lineales medias estimadas por cada uno de los modelos con respecto a la tendencia promedio del EM se consideró como medida para cuantificar la dispersión entre modelos (Fig. 4.1c). Esa dispersión es grande, especialmente en latitudes tropicales y, principalmente sobre las regiones de la ITCZ, la SACZ y los Andes tropicales. Esas regiones también mostraban una gran dispersión entre modelos para la precipitación media y la variabilidad interanual, lo que dificulta obtener conclusiones robustas sobre esas regiones a partir del EM.

Se computó el cociente entre la tendencia lineal media del EM y el desvío estándar, para cuantificar si la magnitud del cambio medio en la precipitación estimada por el EM es mayor que la dispersión o “ruido” entre modelos (Fig. 4.1d). Se destaca que tal cantidad mantiene el signo correspondiente a la tendencia, de tal manera que permite discriminar las señales en las regiones de tendencia positiva y negativa. Es decir, valores superiores a 1 (sombreados en celeste) indican que la señal de aumento de precipitación estimada por el EM es mayor que la dispersión entre modelos, mientras que valores inferiores a -1 (sombreados en rojo) indican que la señal de disminución es en magnitud mayor que la dispersión entre modelos. Se destaca que el aumento estimado por el EM es mayor a la dispersión entre modelos en la región del SESA, aunque corrido hacia el oeste con respecto a la región donde la tendencia positiva observada es máxima. Además, se señala que las tendencias negativas de los Andes extratropicales son también mayores en magnitud que la dispersión entre modelos.

Con el objetivo de explorar con mayor profundidad las diferencias en las estimaciones de las tendencias por los diferentes modelos, se presenta la tendencia lineal estimada para cada uno de los modelos en forma individual (Fig. 4.3). Para los modelos con más de un miembro, se consideró la tendencia lineal media del ensamble multi-miembro. Para eso, primero se hizo un promedio de la precipitación estacional de los distintos miembros y, luego, se le computó la tendencia lineal a ese

promedio. Se puede ver que los resultados que muestran los modelos son diversos. La región en la que se puede ver un mayor acuerdo entre los modelos es el centro y norte de Argentina, en donde la mayoría coinciden en mostrar una tendencia positiva, aunque no siempre con equivalente magnitud y distribución espacial. Por otra parte, la región continental y oceánica asociada a la SACZ muestra tendencias negativas en gran parte de los modelos, así como también sucede para el centro de Brasil. Sin embargo, existen modelos que tienen características inversas lo cual lleva a que en el ensamble multi-modelo esa señal de cambio se vea opacada por la dispersión entre los modelos. Para la región asociada a la ITCZ, los resultados de los distintos modelos son diversos, mostrando distintos signos e intensidades. Hay que recordar que también la precipitación en esta zona tiene problemas para ser representada, y eso lleva a que los resultados sean diversos, ya que no todos la ubican en el mismo lugar. En los Andes del Sur, los modelos tienen acuerdo en presentar tendencias negativas, aunque varían sus magnitudes. Esa última región y la del SESA son las que muestran un mayor acuerdo en el signo de la tendencia para los distintos modelos.

Como se mencionó previamente, uno de los avances que el conjunto CMIP5 presenta con respecto al CMIP3 es la disponibilidad de una mayor cantidad de miembros para una cantidad importante de modelos (Tabla 2.1). Sin embargo, el número de miembros disponible es muy variable, lo que dificulta todavía su utilización para realizar una mejor estimación de las incertidumbres asociadas con la variabilidad natural (ej. Hawkins y Sutton 2009). De todas maneras, a modo de ejemplo, se muestra la tendencia lineal para los distintos miembros del modelo CCSM4 (Fig. 4.4). Se puede ver que existen diferencias importantes entre los distintos miembros del modelo, dando tendencias de distintos signos y magnitudes según el miembro considerado. Ese hecho revela claramente la necesidad de utilizar varios miembros para realizar estudios de este tipo, ya que en caso contrario se va a considerar el resultado de un solo estado inicial del universo de posibles, y el mismo no necesariamente va a ser el que mejor represente la evolución que determina el modelo. Por ejemplo, en el este de Brasil los miembros r5i1p1 y r6i1p1 dan resultados completamente opuestos. La Figura 4.5 muestra la dispersión entre

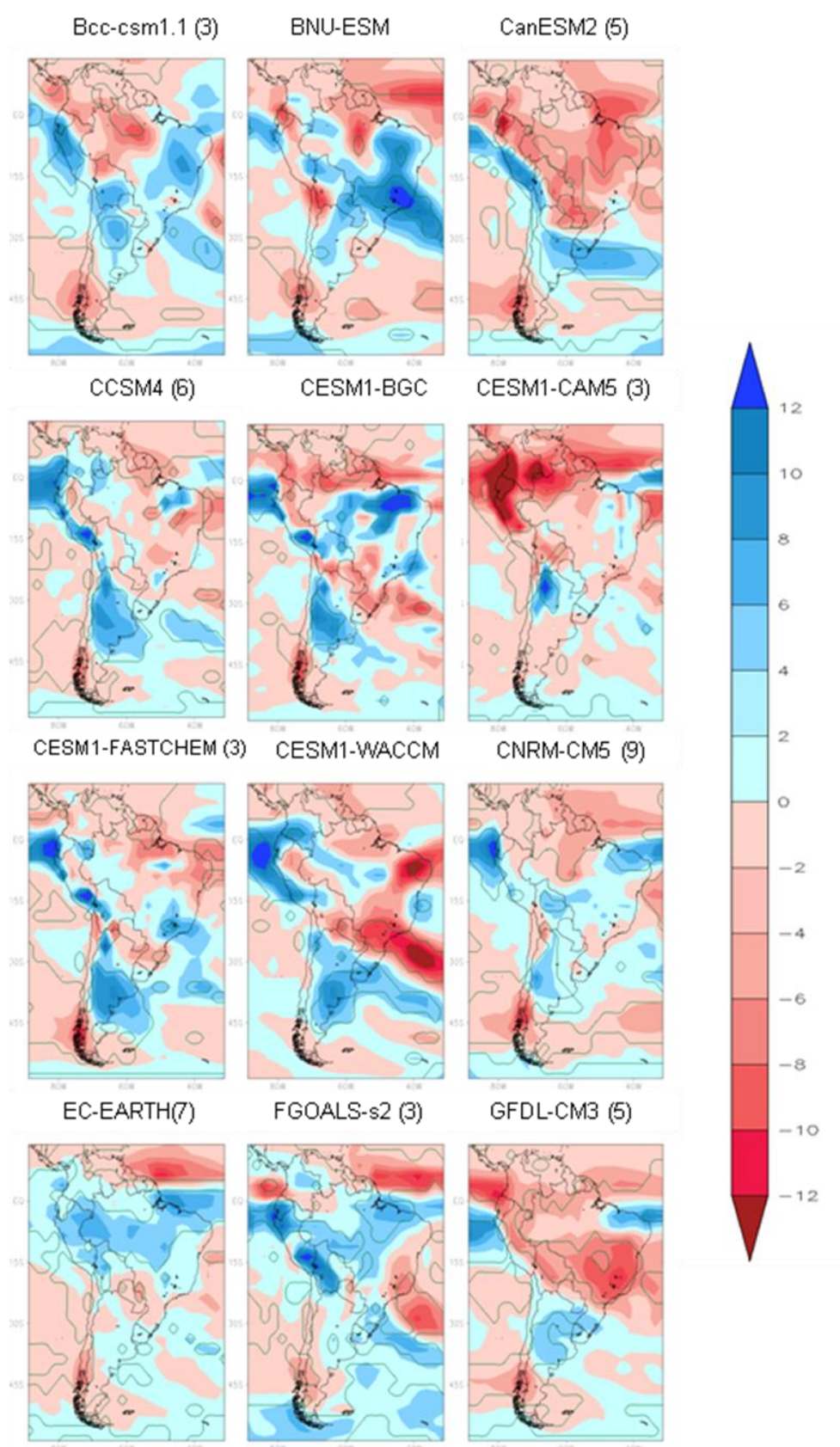


Figura 4.3: Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 para cada modelo (se presenta el promedio del ensamble multi-miembro en caso de haber varios miembros). La cantidad de miembros considerados para cada modelo se indica entre paréntesis. Contornos en mm/verano/década. Los contornos verdes indican tendencia significativa al 5% de nivel de confianza aplicando un test t-student.

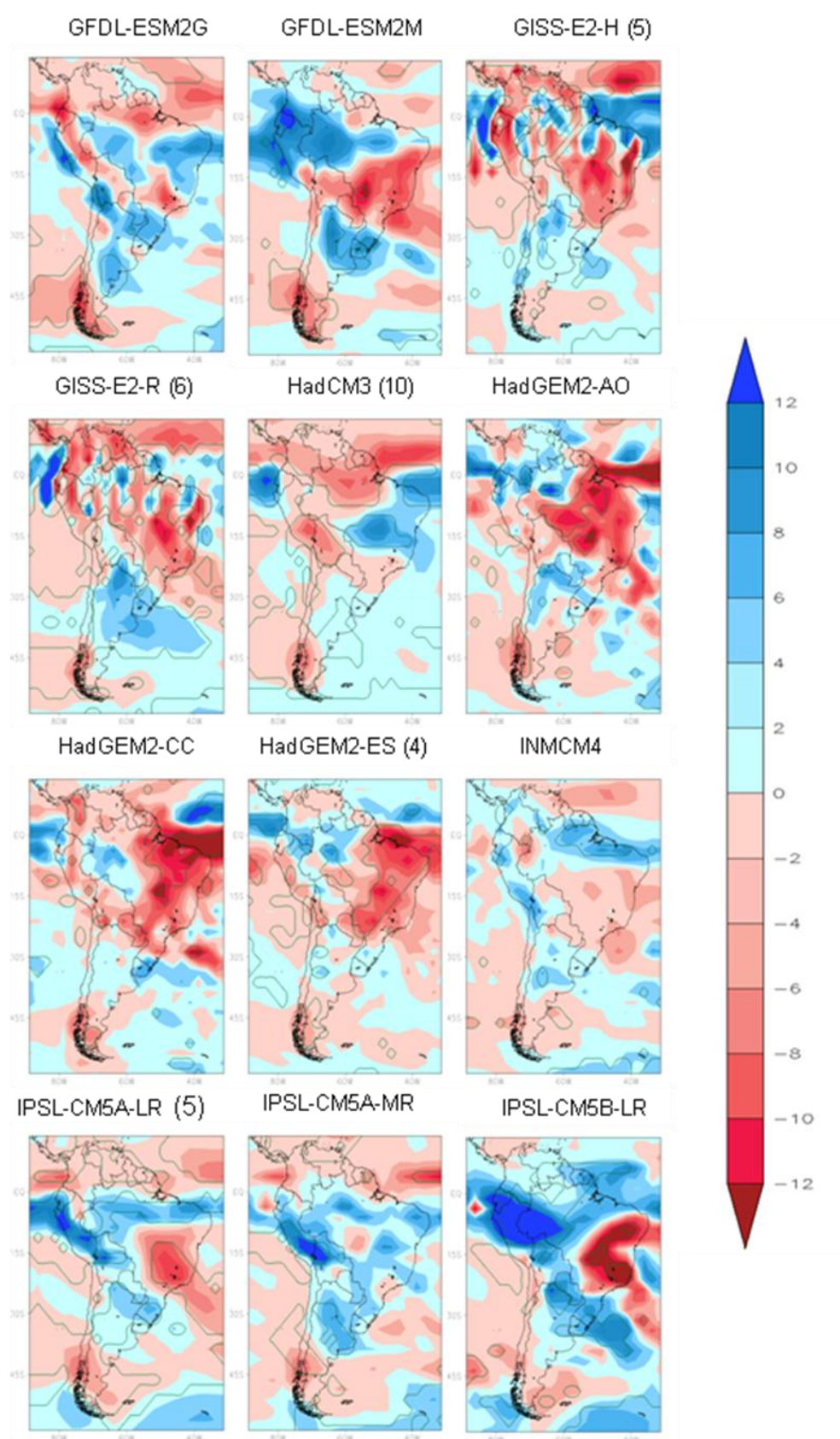


Figura 4.3: Continuación.

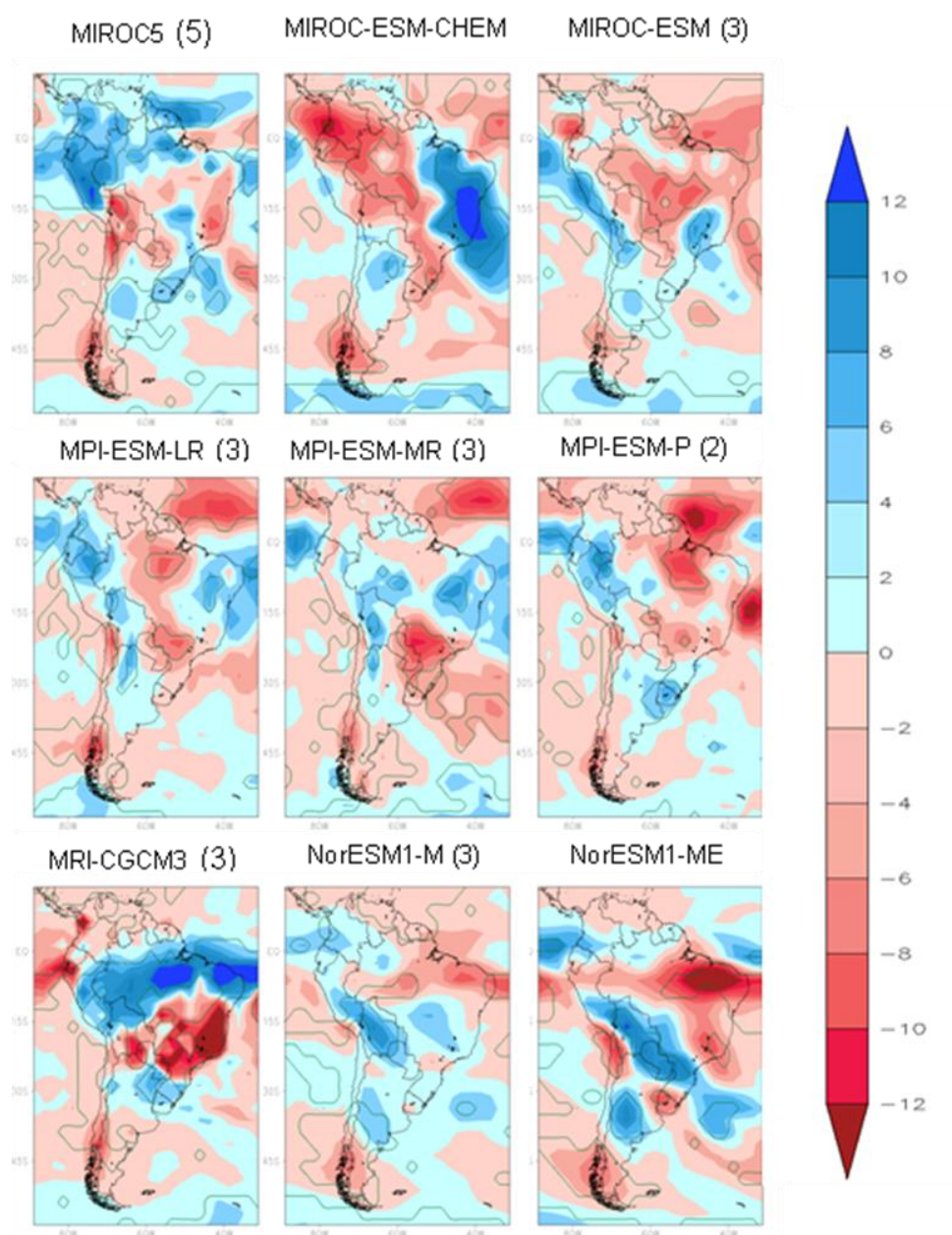


Figura 4.3: Continuación.

miembros para este modelo. Se puede ver que la región con mayor dispersión está asociada a la ITCZ, la SACZ y la región andina. Al menos para este modelo en particular, las regiones de mayor incertidumbre asociada a la tendencia lineal (Fig. 4.5), coinciden con aquellas asociadas con la incertidumbre asociada con los modelos (Fig. 4.1d). Esta característica también se observa para otros modelos, aunque no se cumple para todos en general.

Como se encontró a partir de los datos del GPCC (Fig. 4.1a), de acuerdo con estudios previos citados en la introducción, la región del SESA presenta una

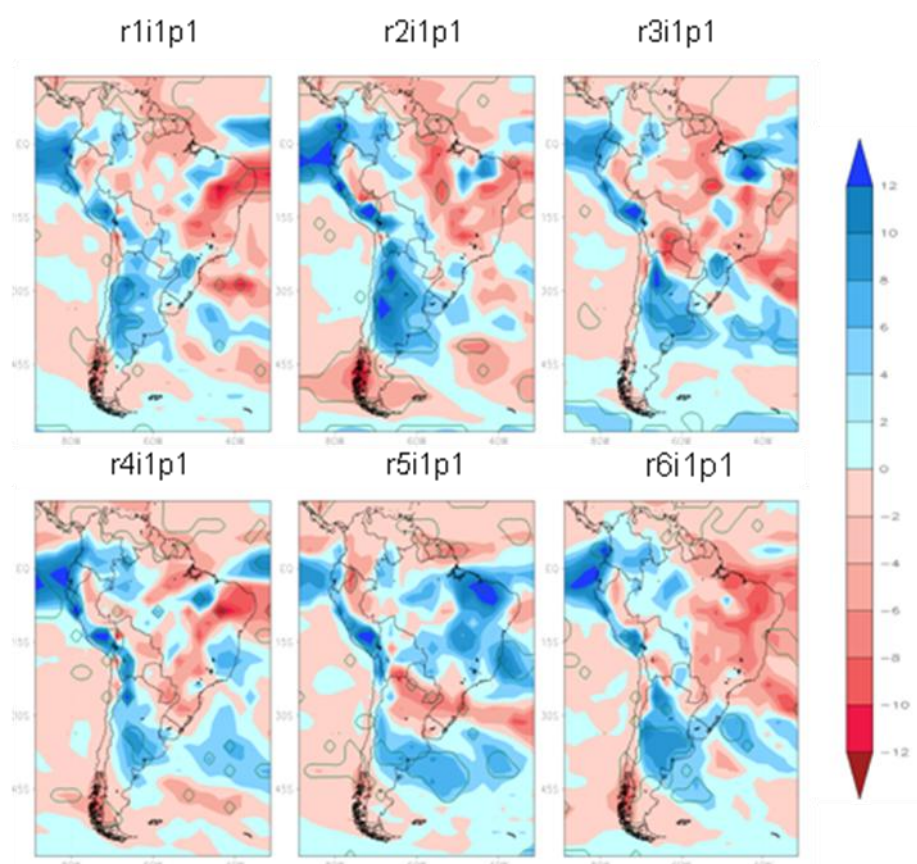


Figura 4.4: Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 para cada miembro del modelo CCSM4. Contornos en mm/verano/década. Los contornos verdes indican tendencia significativa al 5% de nivel de confianza aplicando un test t-student.

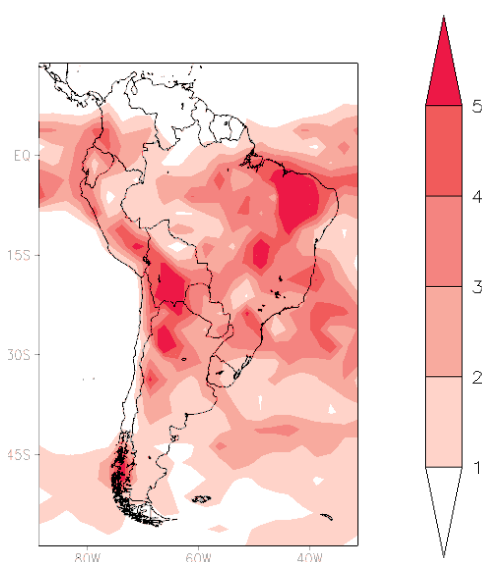


Figura 4.5: Desvío estándar de la tendencia lineal de precipitación de DEF para 1902-2005 entre los distintos miembros del modelo CCSM4. Contornos en mm/verano/década.

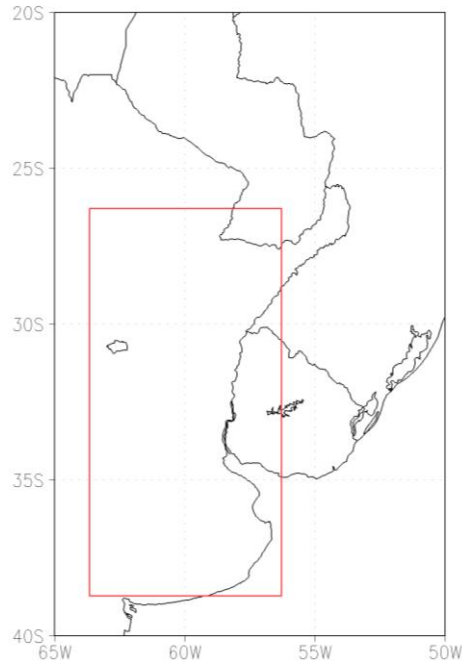


Figura 4.6: Ubicación geográfica de la región utilizada para el análisis y denominada como el SESA.

tendencia lineal positiva y, por eso, es de particular interés el estudio del cambio de las precipitaciones en esta región. Por ese motivo, se calculó la tendencia lineal media de la región comprendida entre $38,75^{\circ}\text{S}$ - $26,25^{\circ}\text{S}$ y $63,75^{\circ}\text{O}$ - $56,25^{\circ}\text{O}$, representando el SESA (Fig. 4.6) para un análisis de mayor profundidad. La región se seleccionó teniendo en cuenta la zona donde la tendencia positiva de precipitación computada a partir de las observaciones es máxima (Fig. 4.1a), aunque como ya fuera señalado, no es donde maximiza la tendencia computada a partir del EM. La Figura 4.7 muestra la tendencia lineal media estimada para cada modelo individual, para el EM y para los datos del GPCC sobre la región del SESA. Todos los modelos, excepto HadGEM2-ES y MPI-ESM-MR, muestran un valor medio del ensamble multi-miembro positivo. Sin embargo, existen siete modelos (CESM1-CAM5, CNRM-CM5, EC-EARTH, HadCM3, MIROC-ESM, MPI-ESM-LR y NorESM1-M) para los cuales la dispersión entre los miembros es mayor que la tendencia lineal media positiva estimada. El rango de la tendencia media estimada por cada modelo va de -1 hasta aproximadamente 4,5 mm/verano/década. La tendencia estimada a partir del EM presenta en cambio, un valor de aproximadamente 1,5 mm/verano/década con una dispersión de magnitud ligeramente menor. Sin embargo, de la comparación con la tendencia estimada a partir de los datos del

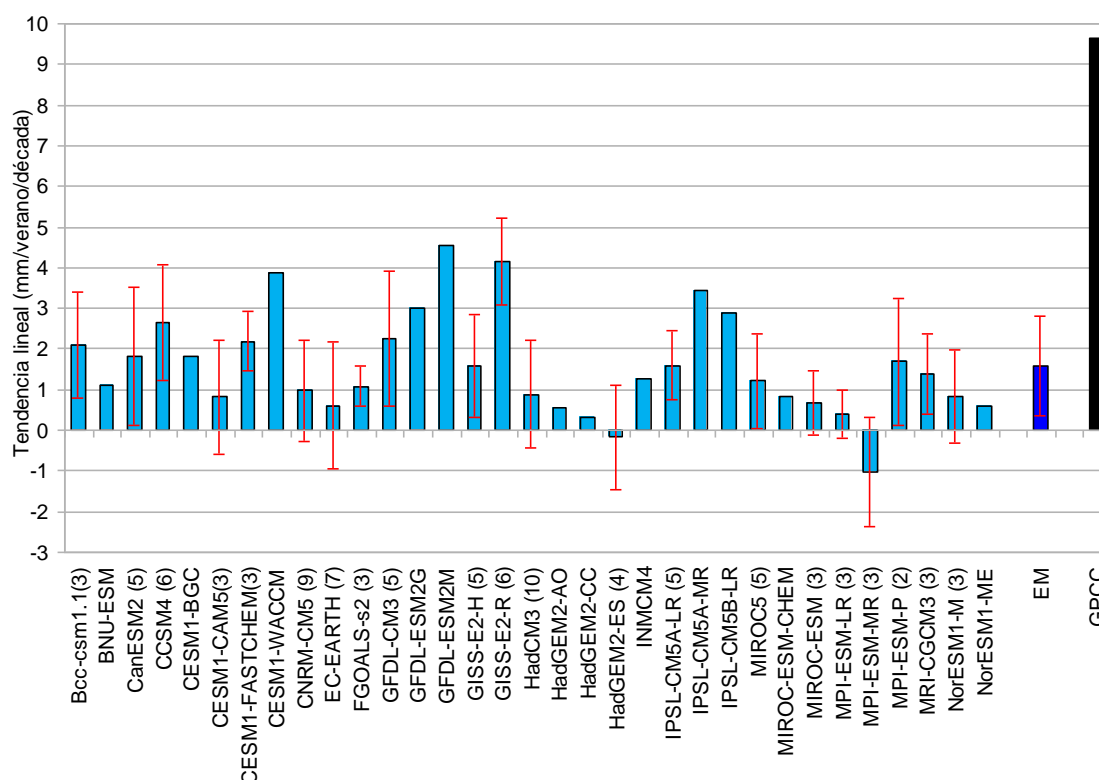


Figura 4.7: Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 (unidades: mm/verano/década) para los distintos modelos sobre el SESA. Para los modelos con más de un miembro (la cantidad de miembros está indicada entre paréntesis), la barra celeste indica el promedio de los distintos miembros, mientras que la barra roja de error indica el desvío estándar entre los distintos miembros. En azul se muestra la media del ensamble multi-miembro con la correspondiente barra de error que indica el desvío estándar entre los distintos modelos. En negro se muestra el resultado para el GPCC.

GPCC, que tiene un valor de casi 10 mm/verano/década, surge que los modelos la subestiman en gran medida. Se especula que todavía existen procesos que no están bien representados por los modelos, lo que limita que expliquen todo el cambio observado.

4.2 Análisis de la influencia de los forzantes externos en la tendencia

En esta sección se realiza una exploración preliminar del papel de los forzantes externos, naturales y antropogénicos, en explicar las tendencias observadas en la precipitación estival de Sudamérica. La exploración se encuentra limitada por la disponibilidad existente en la base del CMIP5 de las simulaciones HNat y HGHG, descritas en la sección 2. Como muestra la Tabla 2.1, 14 modelos cuentan con las simulaciones H, HNat y HGHG y, en consecuencia, son los utilizados en este

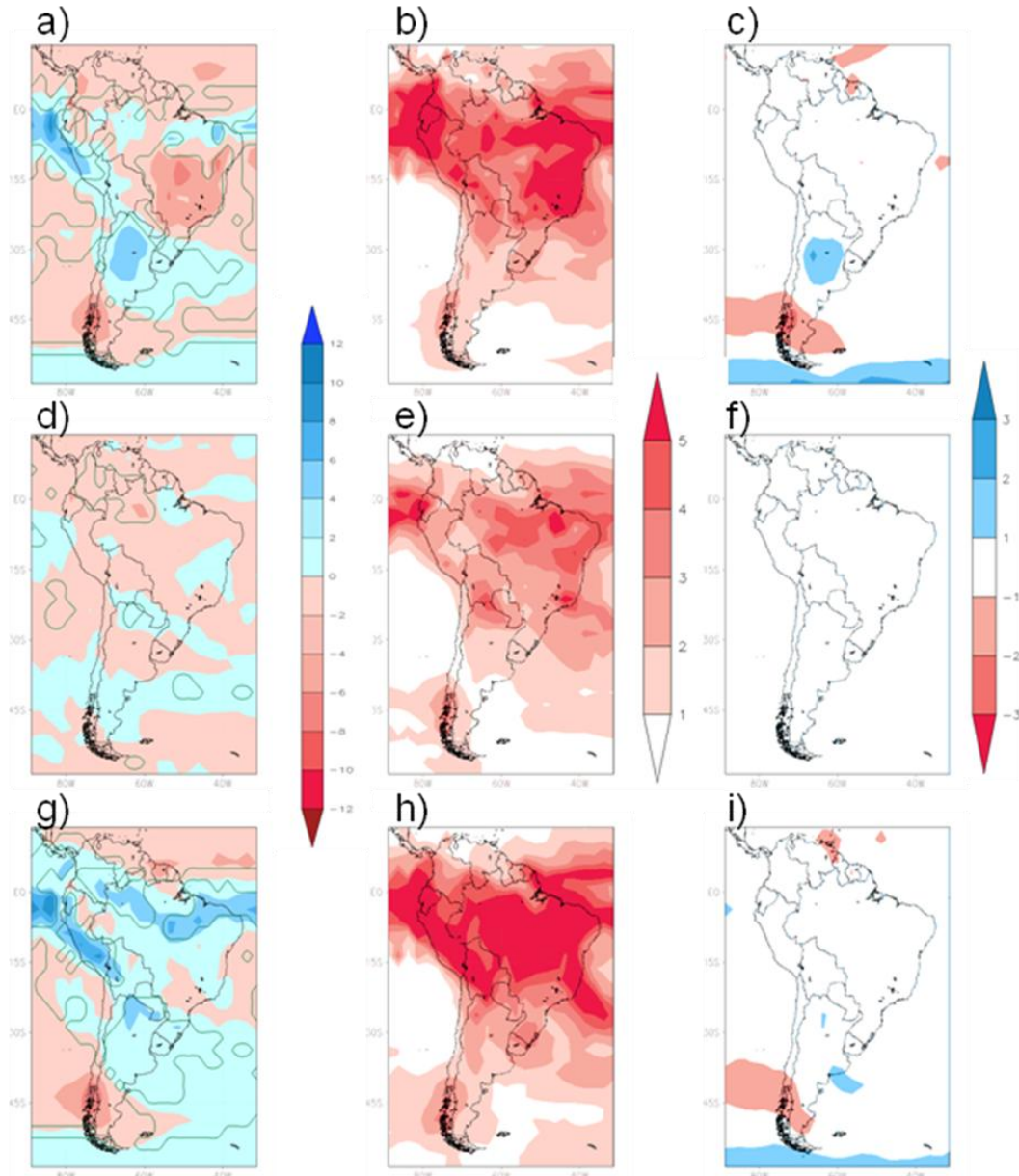


Figura 4.8: a) Tendencia lineal media de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir del ensamble multi-modelo para la simulación H de los modelos que también tienen la simulación HNat y HGHG, b) desvío estándar entre los distintos modelos del ensamble anterior de la precipitación de DEF para 1980-2005 para los modelos que componen el ensamble multi-modelo de la simulación H, c) cociente entre a) y b). d), e) y f) ídem que a), b) y c) para la simulación HNat, y g), h) e i) ídem que a), b), c) para la simulación HGHG. Para a), b), d), e), g) y h) contornos en mm/verano/década. Para c), f) e i) los contornos son adimensionales. Los contornos verdes indican tendencia significativa al 5% de nivel de confianza aplicando un test t-student.

análisis. La Figura 4.8 presenta la tendencia lineal media, el desvío estándar entre modelos y el cociente entre la tendencia lineal media y el desvío estándar para los tres tipos de simulación.

Los resultados para el ensamble de la simulación H de estos 14 modelos (Figs. 4.8a, b y c) presentan características similares a las obtenidas con el EM de la totalidad de modelos utilizados (Figs. 4.1b, c y d). Para los primeros, se destaca que la región donde la tendencia lineal tiene una magnitud mayor que el desvío estándar entre modelos está más extendida sobre el centro de la Argentina, debido a una disminución de la dispersión en esa zona. La tendencia media estimada por el EM de la simulación HNat (Fig. 4.8d) revela una distribución espacial distinta a la de la simulación H (Fig. 4.8a), con tendencias de una magnitud pequeña en todos lados, siendo en casi ningún lugar significativas. La dispersión entre modelos al considerar solamente los forzantes naturales es pequeña (Fig. 4.8e), pero como las tendencias son pequeñas, el cociente entre estas dos magnitudes en ningún lugar supera en valor absoluto a 1, es decir, que en ningún lado la tendencia llega a ser mayor que la dispersión entre los modelos (Fig. 4.8f). Esos resultados implicarían que el efecto de los forzantes naturales en la tendencia de la precipitación es prácticamente despreciable en estas simulaciones.

La tendencia media estimada a partir del EM de la simulación HGHG (Fig. 4.8g) muestra valores positivos en casi todo el continente, excepto en el sur de Argentina y Chile. Comparando con el resultado de la simulación H (Fig. 4.8a), el patrón espacial es similar en ambas simulaciones en las latitudes extratropicales, aunque se destaca que el máximo relativo sobre Argentina representado en HGHG se concentra en el norte del país. Además, ambas simulaciones poseen características distintas en las regiones tropicales. La simulación HGHG muestra tendencias positivas grandes y significativas en el norte de Brasil, mientras que presenta tendencias negativas débiles en la región de la SACZ. También se encuentra que ambas simulaciones, H y HGHG, muestran distribuciones espaciales de tendencia similares a lo largo de los Andes, que no se observan para la simulación HNat. Sin embargo, la dispersión entre modelos para la simulación HGHG (Fig. 4.8h) es la que tiene los mayores valores de las tres simulaciones, con máximos importantes en latitudes tropicales. Eso trae como consecuencia que, a diferencia de lo encontrado para la simulación H y excepto en la región de los Andes del sur, prácticamente no existen regiones en el continente donde la tendencia representada por la simulación HGHG supere en magnitud a la dispersión entre modelos (Fig. 4.8i). El análisis de la Figura 4.8 permite concluir en forma preliminar que el patrón de tendencias negativas en el sur

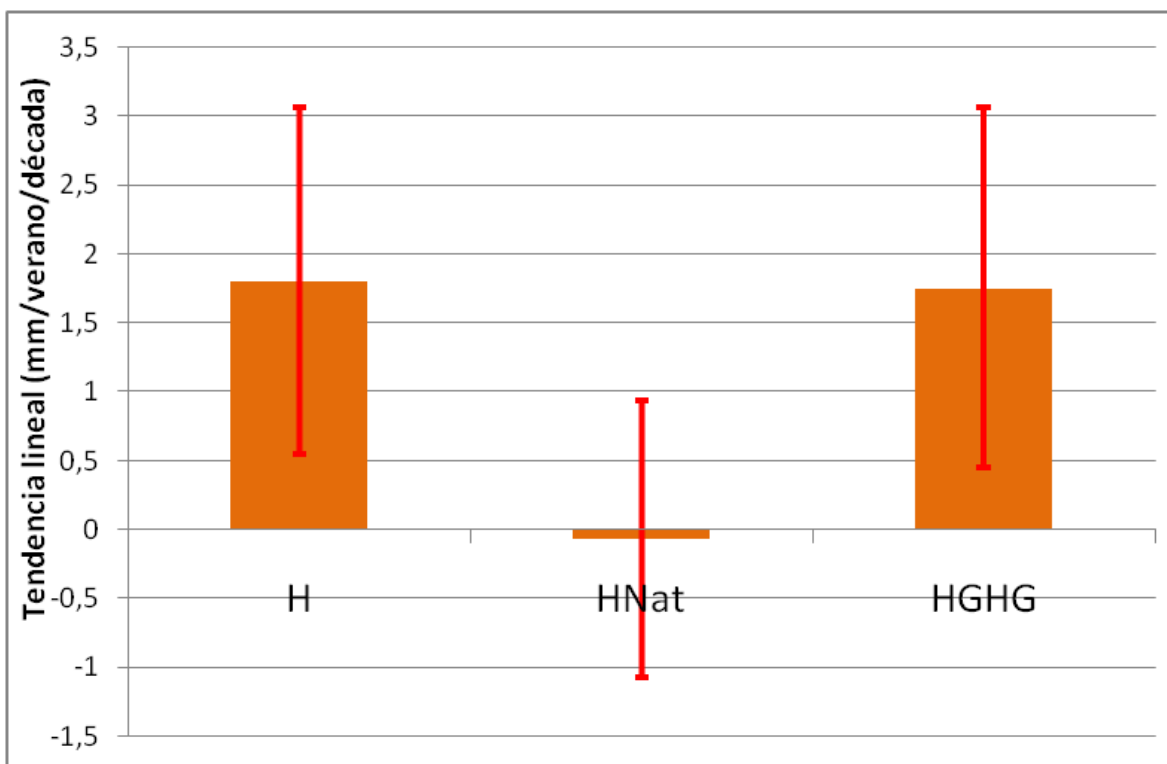


Figura 4.9: Tendencia lineal de la precipitación de DEF para 1902-2005 (unidades: mm/verano/década) para el ensamble multi-modelo de las tres simulaciones consideradas sobre la región del SESA. La barra naranja indica el promedio de los modelos, mientras que la barra roja de error indica el desvío estándar entre los distintos modelos.

de los Andes y positivas en el SESA que muestra en forma significativa la simulación H (Fig. 4.8a) es solamente discernible (aunque con magnitudes bastante menores) en la simulación HGHG. Sin embargo, tales tendencias resultan de una mayor magnitud cuando ambos forzantes, natural y antropogénico, se combinan como es el caso de la simulación H.

La contribución de ambos forzantes a las tendencias positivas de la precipitación en el SESA en particular, se exploró con mayor detalle. La Figura 4.9 muestra la tendencia lineal promediada espacialmente sobre la región del SESA para los EM de las tres simulaciones. Se destaca que las tendencias para la simulación H y HGHG son positivas y similares y ambas mayores que la dispersión entre modelos. Cabe destacar aquí que la región en la que se hace la comparación no es aquella para la cual la tendencia del EM de la simulación H es máxima, sino que es aquella para la cual la tendencia en las observaciones es máxima. La Figura 4.9 muestra además que para la simulación HNat la tendencia es prácticamente nula o levemente

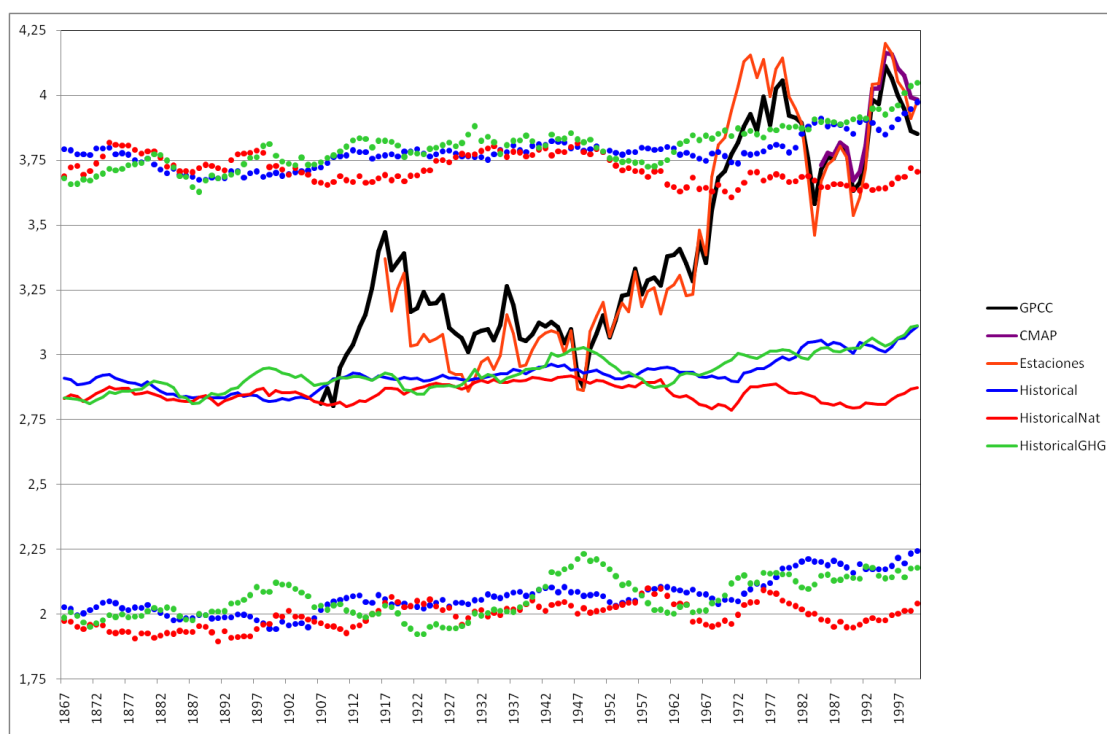


Figura 4.10: Promedio móvil de la precipitación de DEF promediada sobre la región del SESA (unidades: mm/día) para tres bases de datos observacionales (GPCC, CMAP y datos de estaciones) y para el ensamble multi-modelo de las tres simulaciones consideradas. Para las simulaciones consideradas, la línea gruesa representa el promedio del ensamble, mientras que los puntos representan el rango de la variable considerando un desvío estándar.

negativa, dominando la dispersión entre modelos. Ese resultado conduce a pensar que los forzantes externos antropogénicos serían al menos en parte, responsables del aumento de precipitación en la región del SESA, mientras que los forzantes externos naturales parecen no tener casi ningún efecto.

De manera de evaluar la capacidad de los modelos de representar el crecimiento gradual de la precipitación observada en SESA, se computó la Figura 4.10 que presenta la evolución temporal de la precipitación en la región del SESA para tres bases de datos observacionales discutidas en la sección 2 (GPCC, CMAP y estaciones pluviométricas de la región) y para los EM de las tres simulaciones consideradas. Se aplicó un promedio móvil de 11 años a los datos observados y a los de los modelos, con el fin de filtrar la variabilidad de frecuencia más alta. Para las bases de datos observacionales, se consideró el año a partir del cual se tienen datos (1902 para GPCC, 1912 para las estaciones y 1980 para CMAP), mientras que para los modelos se consideró el año a partir del cual todos los modelos del ensamble cuentan con datos (1862). El año final del análisis es 2005 que es el año en el que

concluyen la mayoría de los modelos. Dado que al aplicar el promedio móvil de 11 años se pierden los primeros cinco y los últimos cinco, el período final de análisis de estas series resulta entre 1867 y 2000.

Las tres series consideradas a partir de bases de datos observacionales muestran una correlación alta en los períodos en que coinciden (0,98 entre los datos de estaciones y CMAP o GPCC, y 0,97 entre CMAP y GPCC). Ese resultado está de acuerdo con González et al. (2012a) quienes compararon las series de estaciones del norte de Argentina, Uruguay, Paraguay y el sur de Brasil para el período 1901-2000 con una versión anterior y con mayor resolución de los datos del GPCC para una región del SESA similar, y encontraron también grandes similitudes. En las series observacionales se puede observar que a principios de la década del 70 existe un aumento en la precipitación que se mantiene para las décadas posteriores. Ese tipo de cambio fue identificado en estudios previos (ej. Minetti y Vargas 1998). Se observa que ese cambio es el que permite explicar en gran parte la tendencia lineal observada durante todo el período. Asimismo, se destaca que tanto en las primeras como en las últimas décadas del período considerado, la tendencia no es tan marcada, dominando en cambio las variaciones decadales. Por consiguiente, la selección del período de estudio de las tendencias en esta región debe realizarse con particular cuidado, teniendo en cuenta estas variaciones observadas.

El análisis de las series de evolución temporal de la precipitación estival en el SESA a partir de las de las simulaciones se presenta también en la Fig. 4.10. En ese caso, la dispersión para cada año se considera calculando el desvío estándar entre los distintos modelos del dato de precipitación estacional. Se observa que las simulaciones subestiman la precipitación con respecto a las observaciones de manera similar a lo discutido en la sección 3 (ver Fig. 3.1c). Esa subestimación ocurre incluso antes de la década del 70. Asimismo, se puede ver que las variaciones decadales y multi-decadales que muestran las simulaciones son más débiles que las observadas. Eso puede ser una consecuencia de promediar simulaciones correspondientes a miembros y luego modelos con variabilidades fuera de fase. Por otro lado, no se observa que las simulaciones representen el cambio abrupto en la década del 70. Sin embargo, las simulaciones H y HGHG representan un aumento gradual hacia la segunda parte del siglo XX, mientras que la simulación

HNat oscila alrededor de un valor constante a lo largo de todo el período considerado. Eso confirma nuevamente que, al menos en los modelos, el aumento en las precipitaciones se relaciona con el forzante introducido por los GHG, tanto en las simulaciones H como en las HGHG. De todas maneras, cabe destacar que la dispersión que se observa entre modelos es muy grande para cualquiera de las simulaciones y que el cambio observado es de una magnitud varias veces inferior a la dispersión.

5. Análisis del primer patrón de variabilidad interanual

En este capítulo se evalúa la habilidad de la simulación H de los modelos del CMIP5 en representar el primer modo de variabilidad interanual de las anomalías de precipitación de verano, representado por el EOF1. Se realiza un análisis de la evolución de la actividad de este patrón a lo largo del período de estudio y se explora la posible influencia de cambios en su actividad sobre la tendencia lineal de la precipitación estival en el SESA.

5.1. Características básicas del EOF1

El patrón dominante de variabilidad interanual de la precipitación de verano o EOF1 fue identificado por un análisis de EOF como se discutió en la sección 2.2. Siguiendo la metodología utilizada por Junquas et al. (2012), el dominio elegido para el análisis está comprendido entre 39°S-16°S y 64°O-31°O de modo que incluye en su interior la región de la SACZ y la del SESA.

La Figura 5.1a muestra el EOF1 de las anomalías de precipitación de verano computado a partir de los datos CMAP en el período en que estos datos están disponibles (1980-2005). Se decidió utilizar este conjunto de datos para el cálculo de este patrón a pesar de su corta extensión temporal, dado que presenta una mejor distribución espacial que el GPCC o datos de estaciones. El EOF1 muestra la típica estructura de dipolo con centros de acción en la región del SESA y de la SACZ (ej. Junquas et al. 2012), que ya se discutió en la Introducción.

El EOF1 computado a partir de las simulaciones H de los distintos modelos (Tabla 2.1) sobre el período 1902-2005 se presenta en la Figura 5.1b. Para obtener este EOF1 representativo del EM, primero se calculó el EOF1 para cada miembro de cada modelo. Luego, se promediaron por modelo, de modo que cada modelo quede

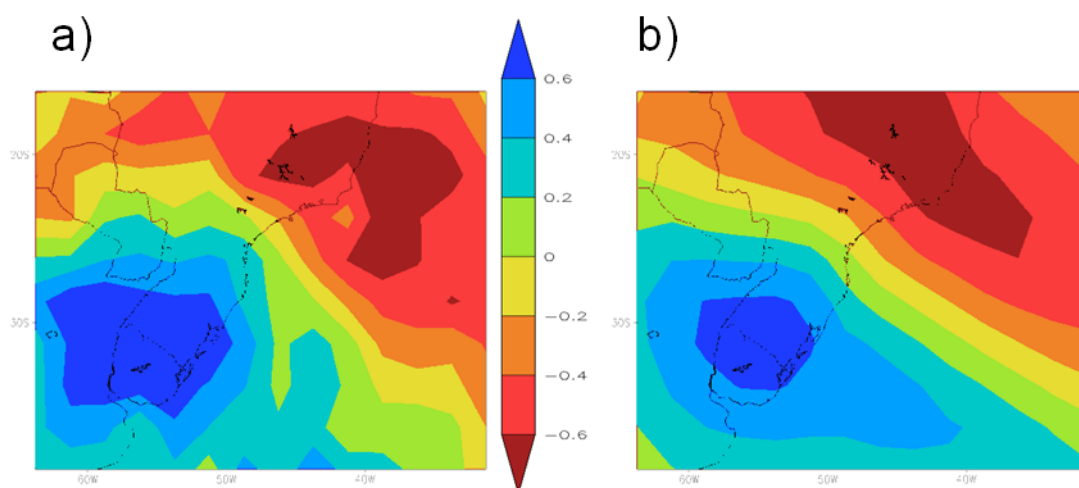


Figura 5.1: EOF1 de las anomalías de precipitación de verano para la región comprendida entre 39°S-16°S y 64°O-31°O a partir de a) datos CMAP (1980-2005) b) promedio de los modelos (1902-2005).

representado por el EOF1 promedio de sus miembros correspondientes. Por último, se promediaron los EOF1 de todos los modelos. El EOF1 del EM (Fig. 5.1b) muestra también un patrón dipolar aunque el campo presenta características más suaves. El hecho de que se hayan utilizado períodos diferentes para computar el EOF1 a partir de los datos CMAP y aquel correspondiente a las simulaciones no parece tener impacto importante en los resultados (los EOF1 calculados en el mismo período que el CMAP muestran resultados similares a los presentados). Se encuentra que los centros del dipolo que resultan del EM, se ubican en lugares similares a los observados, así como también lo hace la zona de transición entre valores negativos y positivos.

La Figura 5.2 muestra los EOF1 para cada uno de los modelos considerados. Se puede observar que todos los modelos presentan un patrón dipolar con centros de acción en la región del SESA y de la SACZ. Entre las principales diferencias con respecto al CMAP se observa que muchos modelos presentan al centro de la SACZ más intenso y/o abarcando un área mayor. Además, existen algunos modelos como el INMCM4, NorESM1-M y NorESM1-ME que representan el polo asociado a la SACZ, más al sur de lo observado. En cambio, el polo del SESA es subestimado por algunos modelos como el FGOALS-s2 y el INMCM4. La Tabla 5.1 presenta la correlación espacial entre el EOF1 derivado de los datos CMAP con aquel derivado de cada uno de los modelos. Esa correlación se encuentra para la mayoría de los

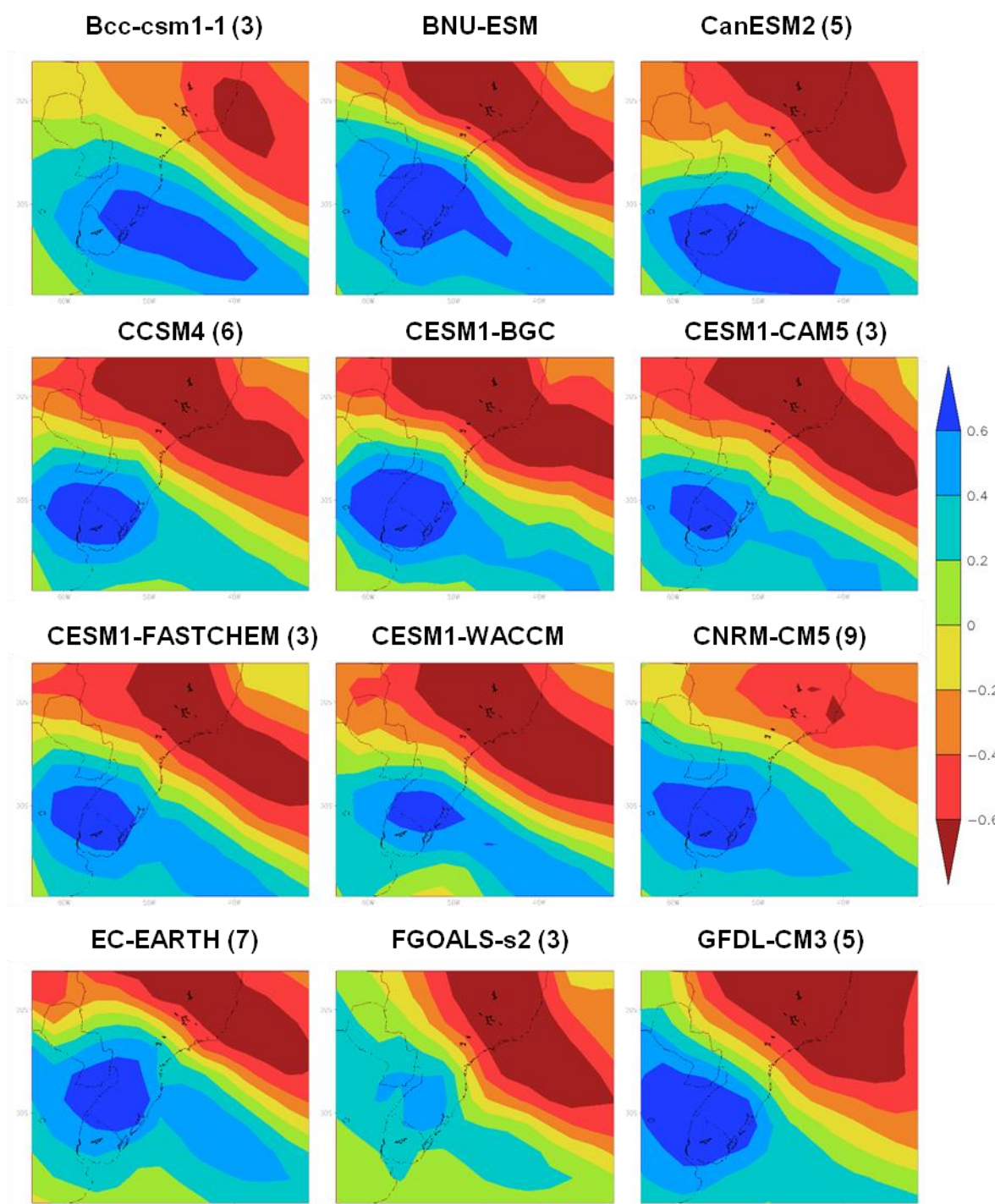


Figura 5.2: EOF1 de las anomalías de precipitación de verano para la región comprendida entre 39°S-16°S y 64°O-31°O para la simulación H de los modelos (1902-2005). Para los modelos con más de un miembro (en ese caso se indica entre paréntesis la cantidad de miembros) se muestra el promedio de los mismos.

modelos entre 0,8 y 0,9. El valor máximo de correlación lo exhibe el MIROC5 (0,93) y el mínimo el NorESM1-M (0,65). Además, el promedio de los EOF1 de los modelos tiene una correlación de 0,93 con el del CMAP. A partir de estos resultados, se puede concluir que los modelos exhiben una buena habilidad para simular el principal

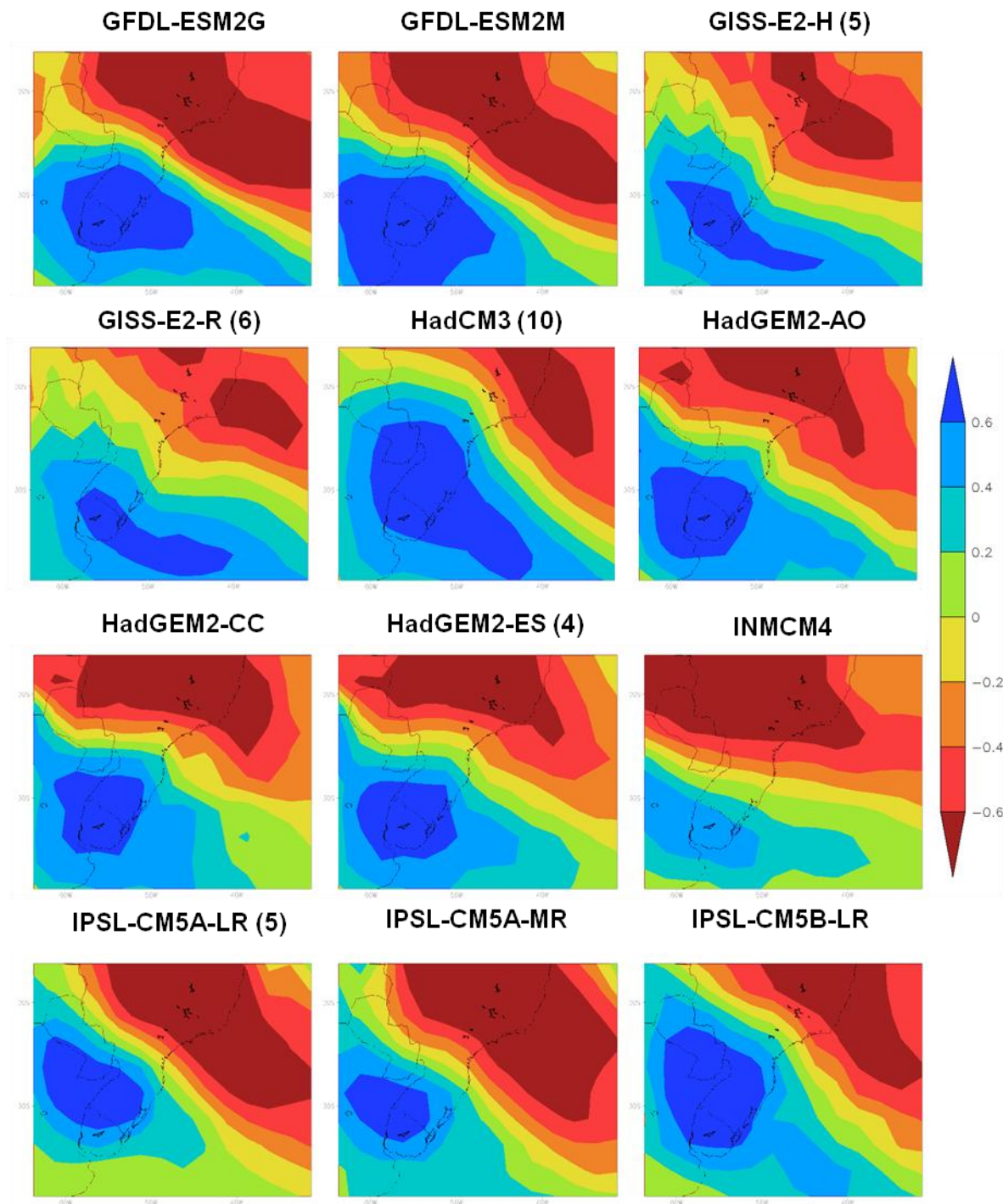


Figura 5.2: Continuación

patrón de variabilidad interanual en la región. Este resultado mejora notablemente el de los modelos CMIP3 (ver Tabla 2 de Junquas et al. 2012), donde se encontraban algunos modelos que no lograban representar el patrón dipolar de variabilidad interanual.

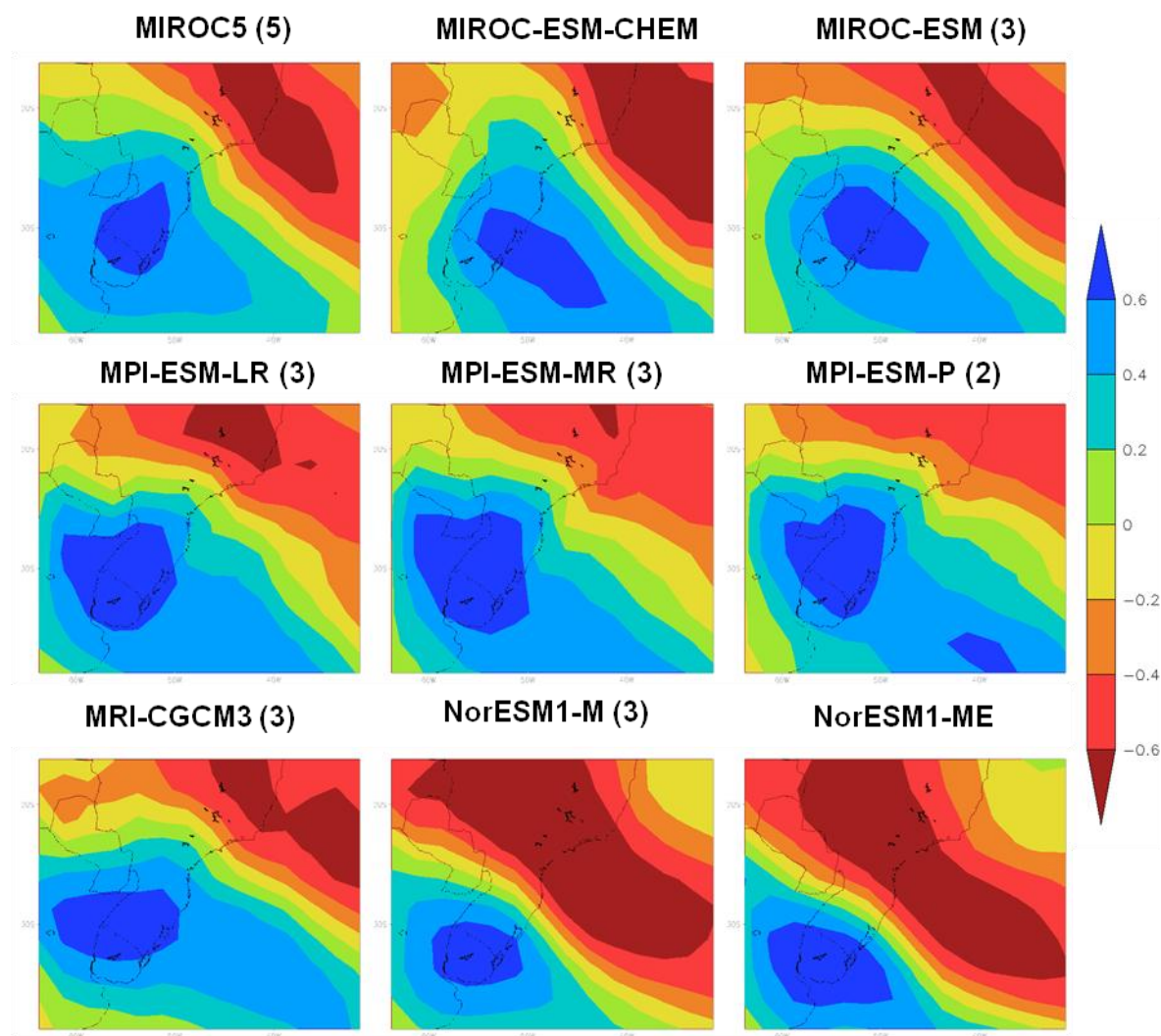


Figura 5.2: Continuación

En relación al porcentaje de varianza explicado por el EOF1, tal modo explica el 18,97% de la varianza interanual de la precipitación de DEF a partir de los datos de CMAP. Los patrones obtenidos a partir de los miembros de los modelos del CMIP5 explican en promedio el 22,5% de la varianza interanual para el período 1902-2005, en un rango que va del 15% al 31,42%. Si se considera el mismo período que el de los datos del CMAP, los modelos del CMIP5 explican en promedio el 25,86% de la varianza interanual para el período 1980-2005, en un rango que va del 16,02% al 36,78%. Si bien hay una sobrestimación de la varianza explicada por este modo de variabilidad, la sobrestimación es menor que la que presentaban los modelos del CMIP3 que en promedio explican el 27,22% con un rango que va del 20% al 40% (ver Tabla 2 de Junquas et al. 2012).

Modelo	Correlación entre el promedio del EOF1 (1902-2005) del modelo y CMAP
Bcc-csm1.1(3)	0,86
BNU-ESM	0,87
CanESM2 (5)	0,89
CCSM4 (6)	0,90
CESM1-BGC	0,88
CESM1-CAM5(3)	0,90
CESM1-FASTCHEM(3)	0,89
CESM1-WACCM	0,87
CNRM-CM5 (9)	0,91
EC-EARTH (7)	0,81
FGOALS-s2 (3)	0,82
GFDL-CM3 (5)	0,90
GFDL-ESM2G	0,90
GFDL-ESM2M	0,88
GISS-E2-H (5)	0,87
GISS-E2-R (6)	0,86
HadCM3 (10)	0,88
HadGEM2-AO	0,89
HadGEM2-CC	0,88
HadGEM2-ES (4)	0,88
INMCM4	0,74
IPSL-CM5A-LR (5)	0,85
IPSL-CM5A-MR	0,88
IPSL-CM5B-LR	0,86
MIROC5 (5)	0,93
MIROC-ESM-CHEM	0,91
MIROC-ESM (3)	0,91
MPI-ESM-LR (3)	0,91
MPI-ESM-MR (3)	0,90
MPI-ESM-P (2)	0,79
MRI-CGCM3 (3)	0,84
NorESM1-M (3)	0,65
NorESM1-ME	0,77
Promedio modelos	0,93

Tabla 5.1: Correlación espacial del EOF1 de CMAP para el período 1980-2005 con el EOF1 promedio de cada uno de los modelos y para el promedio de los mismos para el período 1902-2005. En caso de existir varios miembros en un modelo, ese número se indica entre paréntesis

Con el fin de explorar la dispersión entre miembros de un mismo modelo en la representación del EOF1, a modo de ejemplo, en la Figura 5.3 se presentan los EOF1 correspondientes a los 5 miembros del modelo GISS-E2-H. Además, se muestra el promedio de estos EOF1, así como el EOF1 que se obtiene de las anomalías de precipitación del promedio del EM (es decir promediando primero las series de precipitación de los distintos miembros y luego calculando el EOF1). Se encuentra que los distintos miembros del modelo representan el dipolo ya descrito, aunque no todos coinciden con la intensidad de los centros del SESA y la SACZ, aunque si en su ubicación aproximada. Asimismo, la comparación del promedio de los EOF1 de los miembros y el EOF1 que surge del promedio de los miembros, muestra que ambos son muy similares, lo que muestra que el problema considerado es aproximadamente lineal.

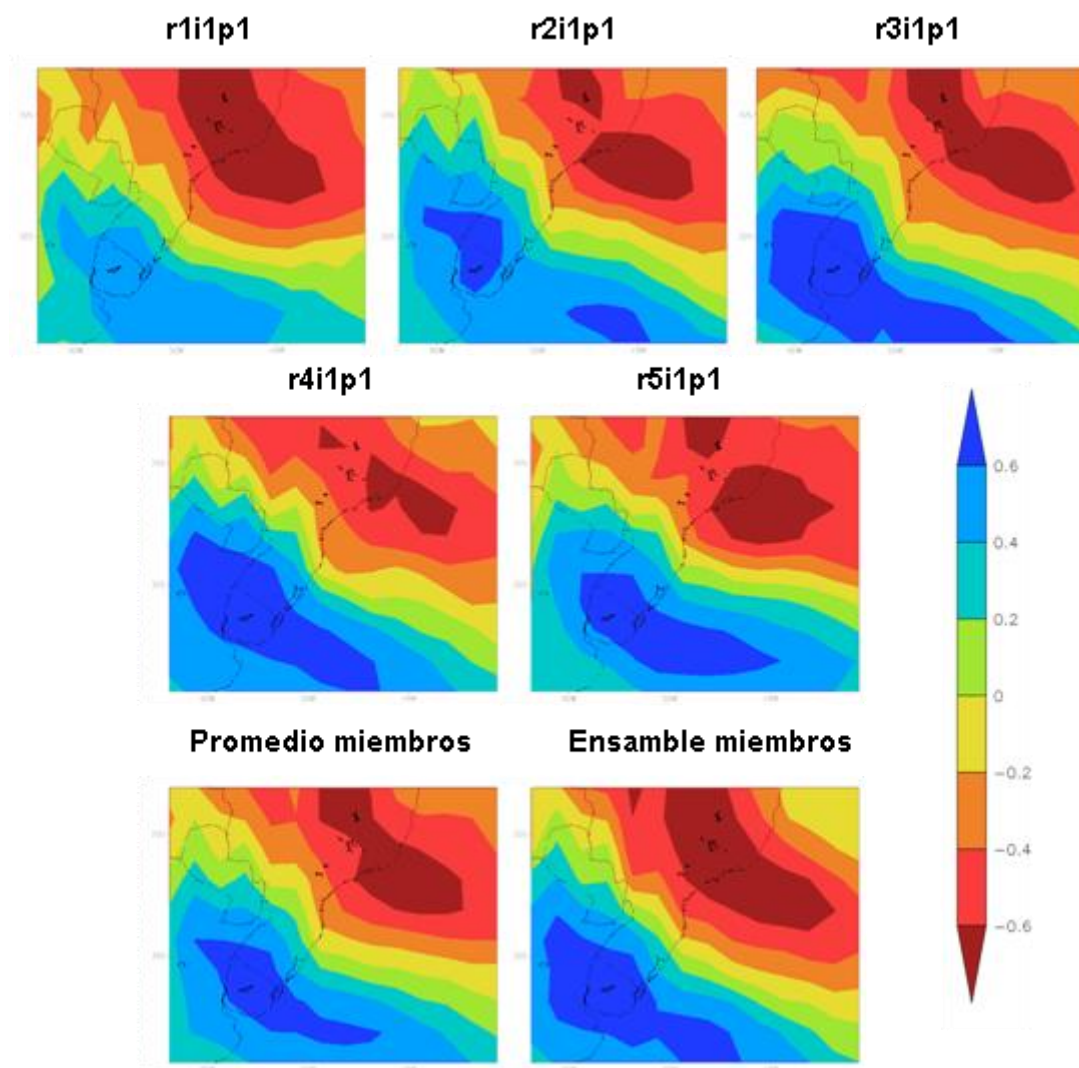


Figura 5.3: EOF1 de las anomalías de precipitación de verano para la región comprendida entre 39°S-16°S y 64°O-31°O para el período 1902-2005 de la simulación H para los cinco miembros del modelo GISS-E2-H, para el promedio de estos cinco miembros y el EOF1 para el ensamble multi-miembro.

La evolución temporal del EOF1 se describe a partir del estudio de su correspondiente componente principal (PC1 por sus siglas en inglés). En particular se identificaron los eventos positivos y negativos del EOF1 como aquellos veranos en los cuales los valores de la correspondiente PC1 superaban en módulo el desvío estándar de esa serie, de manera a similar a lo realizado por Junquas et al. (2012). Un evento positivo del EOF1 está caracterizado por anomalías positivas (negativas) de precipitación en la región del SESA (la SACZ). A modo de ejemplo se presenta el PC1 que se corresponde con el EOF1 de cada uno de los miembros del mismo

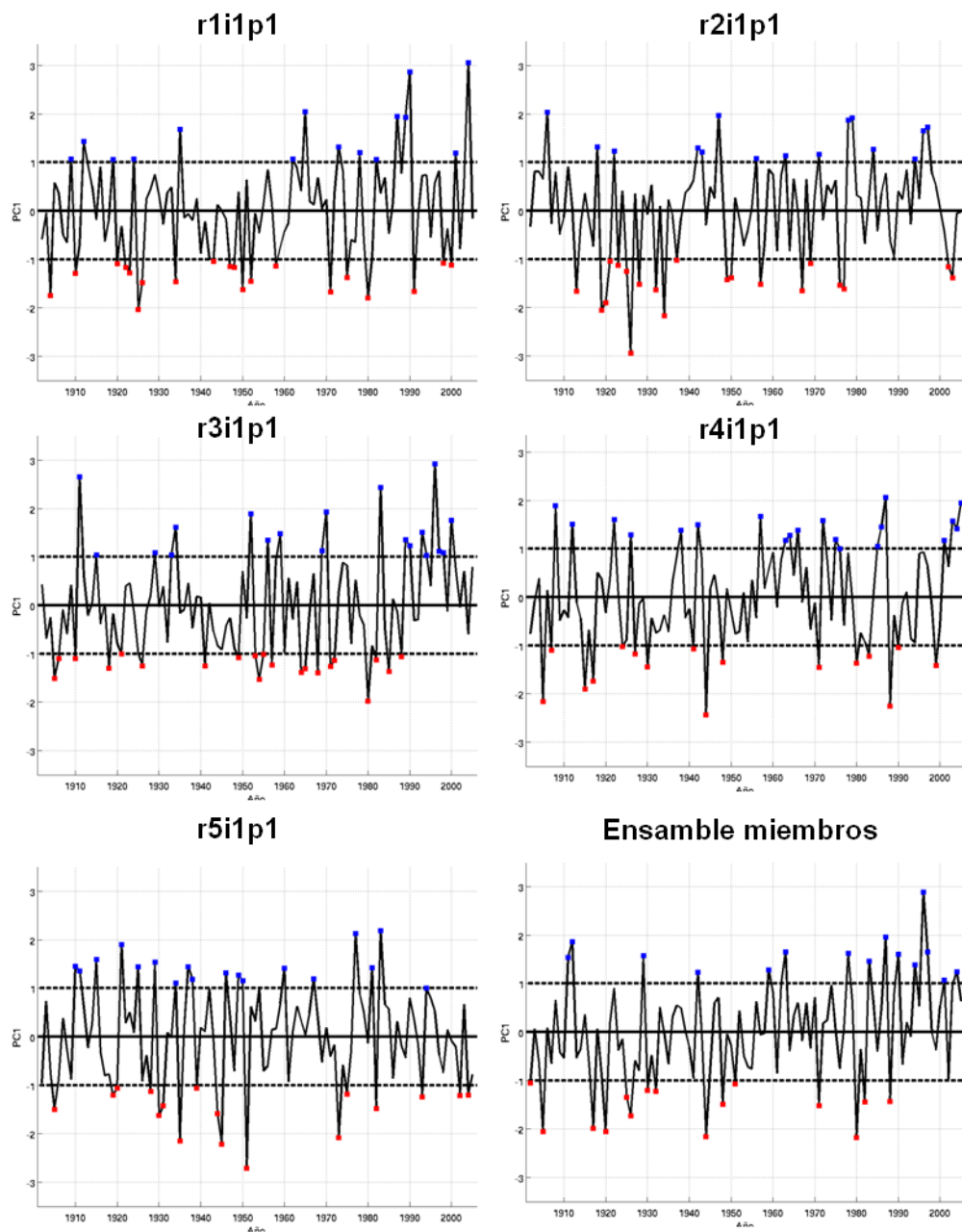


Figura 5.4: PC1 del EOF1 de las anomalías de precipitación de verano para la región comprendida entre 39°S-16°S y 64°O-31°O para el período 1902-2005 de la simulación H para los cinco miembros del modelo GISS-E2-H y para el promedio del ensamble multi-miembro. Los puntos azules indican los años en los cuales la serie supera el valor de 1 (evento positivo de EOF1), mientras que los puntos rojos indican los años para los cuales la serie es inferior a -1 (evento negativo de EOF1).

modelo GISS-E2-H, así como aquel que se corresponde con el EOF1 que surge a partir del promedio del ensamble multi-miembro (Fig. 5.4). Se observa que existen algunos períodos para los cuales hay una gran actividad de eventos positivos o negativos, mientras que en otros predominan condiciones neutras, lo que sugiere que existe variabilidad decadal asociada a este tipo de eventos. Sin embargo, los

ciclos que se observan no tienen la misma periodicidad en un miembro u otro. De todos modos, la variabilidad que domina es la interanual.

5.2. Análisis de los cambios en la actividad del EOF1

Como se mencionó anteriormente, Junquas et al. (2012) encontraron que cambios en la actividad del EOF1 identificados a partir de las proyecciones climáticas del CMIP3 para el siglo XX, se relacionan con el aumento de precipitaciones estivales proyectado en el SESA. De este modo, se explora si los modelos del CMIP5 representan cambios en la actividad del EOF1 durante el período 1902-2005 y si los mismos influyen o no sobre las tendencias de precipitación.

Para analizar los cambios en la actividad del EOF1 a lo largo del período de estudio se computaron los cambios en la frecuencia de eventos positivos y negativos siguiendo una metodología similar a la que Junquas et al. (2012) aplicaron a proyecciones climáticas para el siglo XXI. En ese caso se consideraron dos períodos de igual duración: 1902-1953 y 1954-2005, y se contabilizó para cada uno de ellos la cantidad de eventos positivos y negativos del EOF1. En este trabajo, esa cuantificación se realizó a partir de dos métodos distintos. El método 1 que consistió en contabilizar los eventos positivos y negativos de EOF1 para cada uno de los miembros del modelo (en caso de que existan varios) y luego, se promediaron esas cantidades para obtener la cantidad de eventos que representa a ese modelo. En este caso se puede tener una medida de la dispersión entre miembros calculando el desvío estándar entre la cantidad de eventos de los distintos miembros. Asimismo, la media multi-modelo se calcula promediando la cantidad de eventos para cada modelo, y la dispersión se calcula a partir del desvío estándar entre modelos. El método 2, en cambio, consiste en considerar primero el promedio del ensamble multi-miembro para aquellos modelos con más de un miembro y luego, computar el EOF1 y su correspondiente PC1 a ese ensamble. Para este segundo método no se cuantifica dispersión entre miembros de cada modelo, dado que solamente se calculan los eventos para la serie correspondiente al ensamble multi-miembro. Por otro lado, la media multi-modelo se calcula de la misma manera que para el método 1.

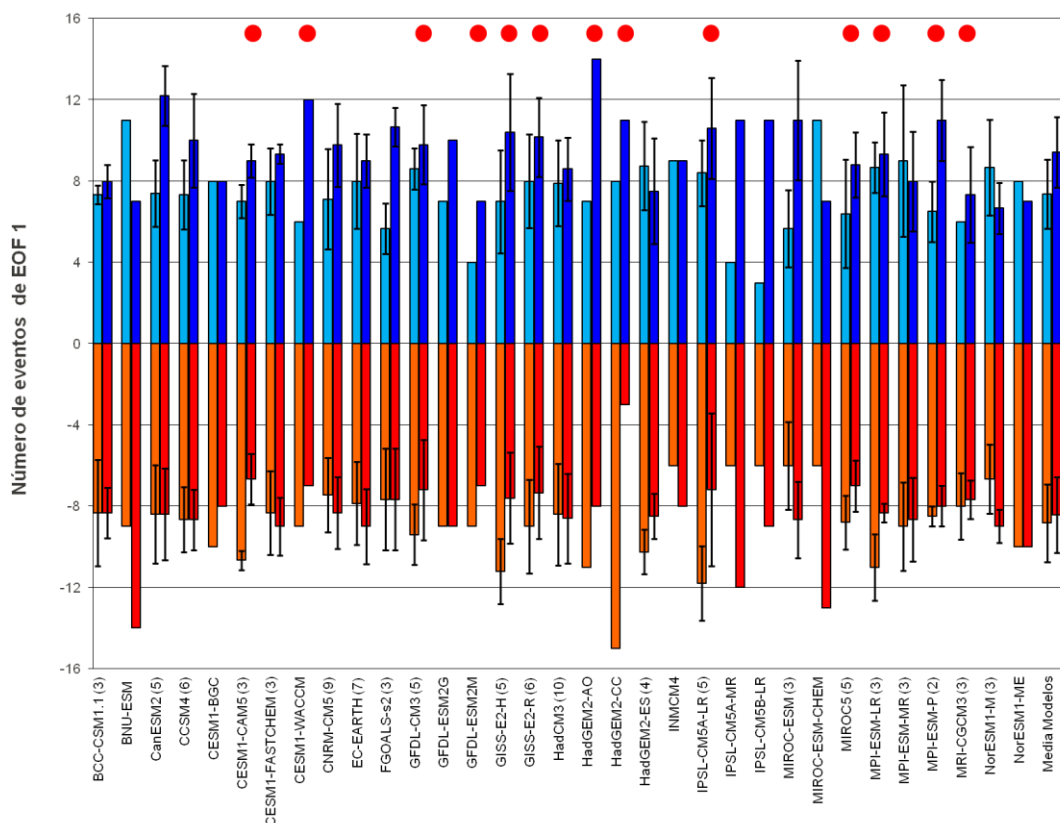


Figura 5.5: Número de eventos positivos del EOF1 en 1902-1953 (azul claro) y 1954-2005 (celeste) para los modelos y para la media de los modelos computados según el método 1. Ídem para los eventos negativos (naranja y rojo respectivamente). Las barras de colores señalan la media de los modelos en caso de existir varios miembros (el número de miembros se indica entre paréntesis), mientras que la barra de error negra indica el desvío estándar entre los miembros de ese modelo. Para la media de los modelos, las barras de colores indican la media de los modelos, y la barra de error negra el desvío estándar entre los modelos. Los puntos rojos señalan los modelos que indican un aumento de los eventos positivos con una disminución de los eventos negativos.

En la Figura 5.5 se muestra el resultado de emplear el método 1. La media de todos los modelos muestra un aumento de eventos positivos de 7,38 a 9,43 y una disminución de eventos negativos de 8,83 a 8,42, aunque tales cambios son menores a la dispersión entre los modelos que va de 1,70 a 1,92, dependiendo el período y el tipo de eventos. La comparación entre los resultados de los distintos modelos, muestra comportamientos similares o bien diferentes al promedio. Asimismo, para aquellos modelos con varios miembros, la magnitud de la dispersión entre miembros es mayor que el cambio del número de eventos de un período a otro. Existe un conjunto de 13 de los 33 modelos (identificados con puntos rojos) que presentan un aumento de eventos positivos con una disminución en el número de eventos negativos.

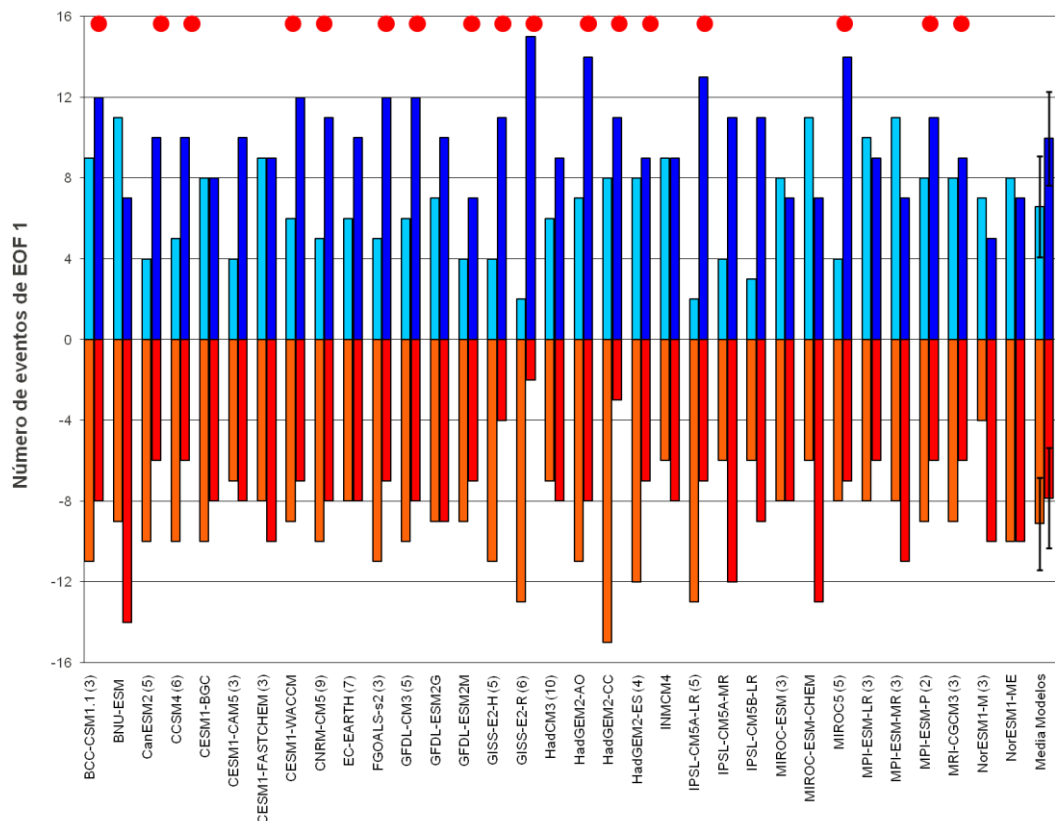


Figura 5.6: Número de eventos positivos del EOF1 en 1902-1953 (azul claro) y 1954-2005 (celeste) para los modelos y para la media de los modelos computados según el método 2. Ídem para los eventos negativos (naranja y rojo respectivamente). Para la media de los modelos, las barras de colores indican la media de los modelos, y la barra de error negra el desvío estándar entre los modelos. Los puntos rojos señalan los modelos que indican un aumento de los eventos positivos con una disminución de los eventos negativos. Para los modelos con más de un miembro, el número de miembros se indica entre paréntesis.

En la Figura 5.6 se presenta el resultado de emplear el método 2 para estimar los PC1. Cabe aclarar que para los modelos con un solo miembro es equivalente cualquiera de los dos métodos. Los resultados son similares a los encontrados para el método 1, aunque hay algunos modelos que presentan una modificación en el signo del cambio de eventos de un período a otro. Eso ocurre especialmente para modelos en los cuales la dispersión entre miembros es grande y la magnitud del cambio es pequeña en comparación con la dispersión. Para el método 2 se obtiene que la condición de presentar un aumento de eventos positivos con una disminución de los negativos se cumple para 17 modelos, es decir que para 4 modelos más que en el método anterior. En total existen 11 modelos que cumplen la condición para ambos métodos.

Los dos métodos considerados para analizar los cambios en el comportamiento del EOF1 permiten afirmar que el comportamiento del EOF1 encontrado por Junquas

et al. (2012) para las proyecciones del siglo XXI, caracterizado por un aumento de eventos positivos y un decrecimiento de los negativos, se encuentra también en un conjunto importante de las simulaciones H del CMIP5 para el periodo 1902-2005, aunque como encontraron esos autores la dispersión entre modelos es grande.

5.3. Análisis de la influencia de los cambios de la actividad del EOF1 en la tendencia

En esta sección se explora la influencia de los cambios de la actividad del EOF1 en la tendencia lineal de la precipitación estival en el SESA. Tal exploración se realiza en un contexto de aplicar formas de disminuir la incertidumbre asociada con los modelos. Es sabido que a pesar de las mejoras recientes en los modelos, todavía es un desafío estimar las incertidumbres y extraer información útil de un número grande de modelos climáticos. Para algunas regiones, la eliminación de los modelos que peor representan el clima presente resulta en una disminución de la dispersión entre los modelos (Knutti 2010). En ese sentido, Junquas et al. (2012) encontraron que 9 de los 18 modelos del CMIP3 que utilizaron para analizar la relación entre los cambios en la actividad del EOF1 y las tendencias de precipitación estival en el SESA proyectadas para fines del siglo XXI, eran aquellos que proporcionaban un resultado más coherente y con menos incertidumbre que aquel que se obtiene de considerar la totalidad de los modelos utilizados. Esos autores seleccionaron a estos 9 modelos como aquellos con mejor representación del EOF1, que simulaban tendencias positivas de precipitación en el SESA y que exhibían comportamientos de la actividad del EOF1 equivalentes al del EM de los 18 modelos (es decir aumentos (decrecimientos) de los eventos positivos (negativos)).

En este trabajo se evaluó la aplicación de las condiciones impuestas por Junquas et al. (2012). Se encontró que: i) la totalidad de los 33 modelos cumplía con la condición de una buena representación del EOF1, ii) 31 de los 33 presentaban una tendencia positiva y iii) 13 o 17, según el método empleado, de los 33 presentaban un aumento (disminución) del número de eventos positivos (negativos) a fines del período de estudio. Con ese fin, siguiendo la metodología propuesta por Junquas et al. (2012), se consideró el ensamble de aquellos modelos que cumplen la condición propuesta en la sección anterior (es decir que aumentan los eventos

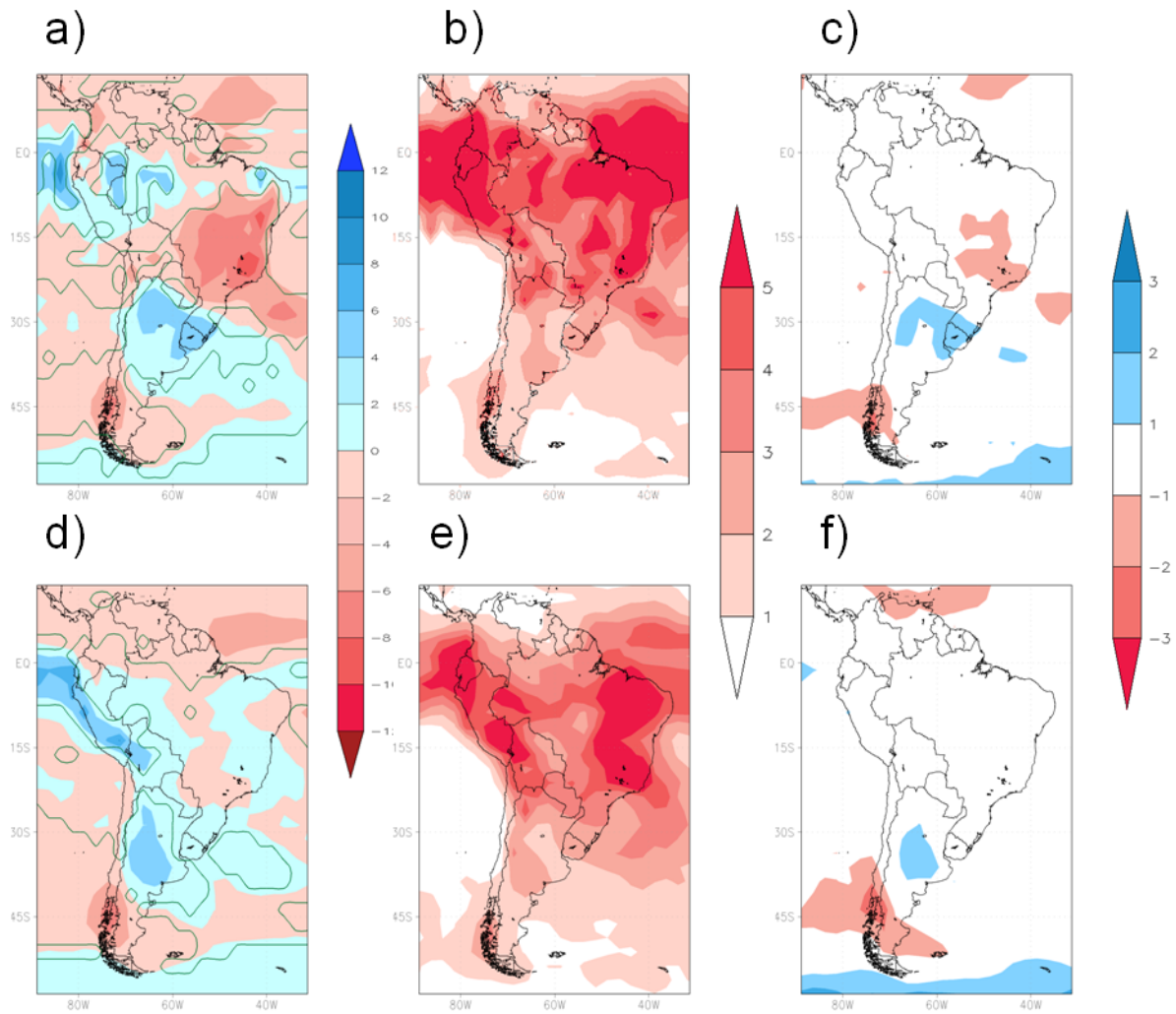


Figura 5.7: a) Tendencia lineal media de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir del ensamble multi-modelo para la simulación H de los modelos que fueron seleccionados para el método 1, b) desvío estándar entre los distintos modelos del ensamble anterior de la precipitación de DEF para 1980-2005, c) cociente entre a) y b). d), e) y f) ídem que a), b) y c) para los modelos que no fueron seleccionados. Para a), b), d) y e) contornos en mm/verano/década. Para c) y f) los contornos son adimensionales. Los contornos verdes indican tendencia significativa al 5% de nivel de confianza aplicando un test t-student.

positivos y disminuyan los negativos) para computar la tendencia lineal y compararla con aquella que se obtienen de los modelos que no la cumplen.

En la Figura 5.7, se muestra la tendencia lineal de verano del ensamble multi-modelo con aquellos modelos que no fueron seleccionados y aquellos que sí según el método 1. Además, se muestra el desvío estándar entre los modelos de cada uno de los ensambles. Por último, se muestra el cociente entre la tendencia media y el desvío para cuantificar si la señal de cambio supera a la dispersión entre los

modelos. Se puede observar que al considerar la selección (Fig. 5.7a) hay un corrimiento hacia el este de la región con la máxima tendencia lineal de precipitación en el SESA con respecto a los modelos no seleccionados (Fig. 5.7d). Eso está de acuerdo con lo que se observaba en la base de datos del GPCC (Fig. 4.1a), aunque la magnitud de la tendencia sigue siendo considerablemente menor. Con respecto a la zona del SAM y la SACZ, se observa que hay una tendencia negativa más clara para los modelos seleccionados, que también se ve en GPCC. Sin embargo, en esa base de datos, su extensión no alcanza la costa de Brasil. Con respecto a la dispersión entre modelos (Fig. 5.7b y 5.7e), en general es inferior para la selección de modelos en la región del SESA y la SACZ, pero es mayor para la región de la ITCZ. Al considerar el cociente entre la tendencia media y la dispersión entre modelos, la región donde la tendencia positiva es mayor que la dispersión en la región del SESA coincide aproximadamente con la región donde la tendencia positiva es máxima, es decir que se ubica hacia el este en el caso de los modelos seleccionados. También se observa que en la región de la SACZ existe una zona con tendencias negativas que superan la dispersión.

En la Figura 5.8 se muestra el equivalente a la Figura 5.7 pero con la selección realizada según el método 2. Como gran parte de los modelos seleccionados son los mismos, los resultados no difieren demasiado. En ese caso, las tendencias negativas en la región de la SACZ son menores, y eso conduce a que no existan prácticamente regiones donde la tendencia negativa supere a la dispersión en ese lugar.

A partir de los dos métodos analizados hasta aquí se pudo reconocer la influencia de seleccionar aquellos modelos para los cuales hay un aumento de eventos positivos y una disminución de eventos negativos. Sin embargo, las metodologías propuestas pueden combinar algunos miembros que pueden presentar características opuestas dentro de un mismo modelo. Por esa razón, se consideró un método 3 para realizar la selección. Ese método consiste en aplicar el criterio de selección individualmente a cada miembro disponible, sin importar a qué modelo pertenece. De ese modo se obtuvo que 38 miembros correspondientes a 24 modelos cumplían con el criterio para los eventos positivos y negativos, mientras que 70 miembros correspondientes a 29 modelos no lo cumplían.

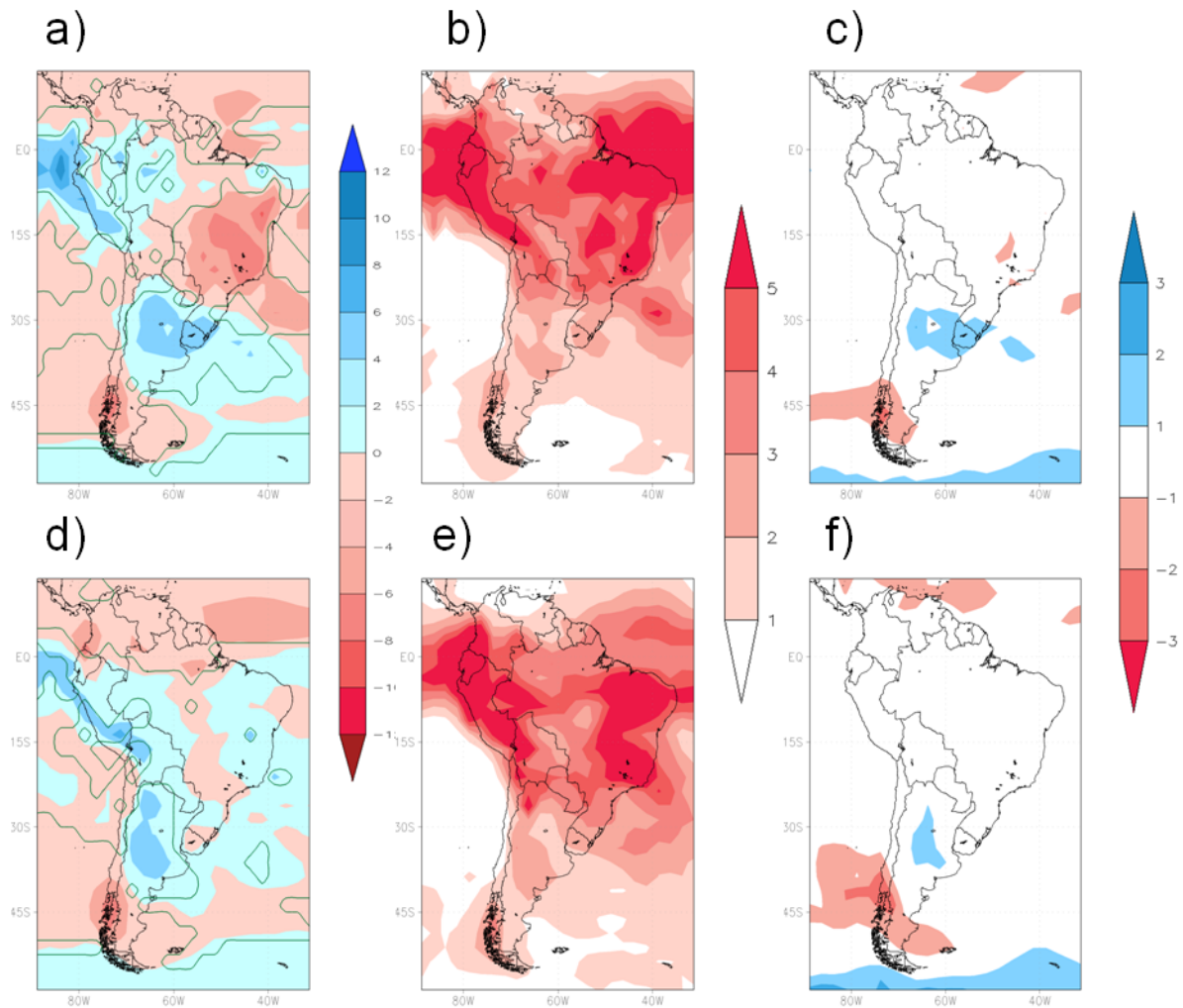


Figura 5.8: a) Tendencia lineal media de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir del ensamble multi-modelo para la simulación H de los modelos que fueron seleccionados para el método 2, b) desvío estándar entre los distintos modelos del ensamble anterior de la precipitación de DEF para 1980-2005, c) cociente entre a) y b). d), e) y f) ídem que a), b) y c) para los modelos que no fueron seleccionados. Para a), b), d) y e) contornos en mm/verano/década. Para c) y f) los contornos son adimensionales. Los contornos verdes indican tendencia significativa al 5% de nivel de confianza aplicando un test t-student.

A continuación se muestra el equivalente de la Figura 5.7 haciendo la selección a partir del método 3 (Fig. 5.9). En ese caso, el resultado entre ambos ensambles presenta diferencias más notables. Se encuentra que para los modelos seleccionados bajo el criterio de eventos (Fig. 5.9a) el área para el cual la tendencia lineal es positiva y mayor a 4 mm/verano/década sobre el SESA está mucho más extendida que para los no seleccionados (Fig. 5.9d). Para ese método, la dispersión de modelos (Fig. 5.9b y 5.9e) es bastante grande, dado que se están considerando absolutamente todos los miembros, los cuales dentro de un mismo modelo pueden

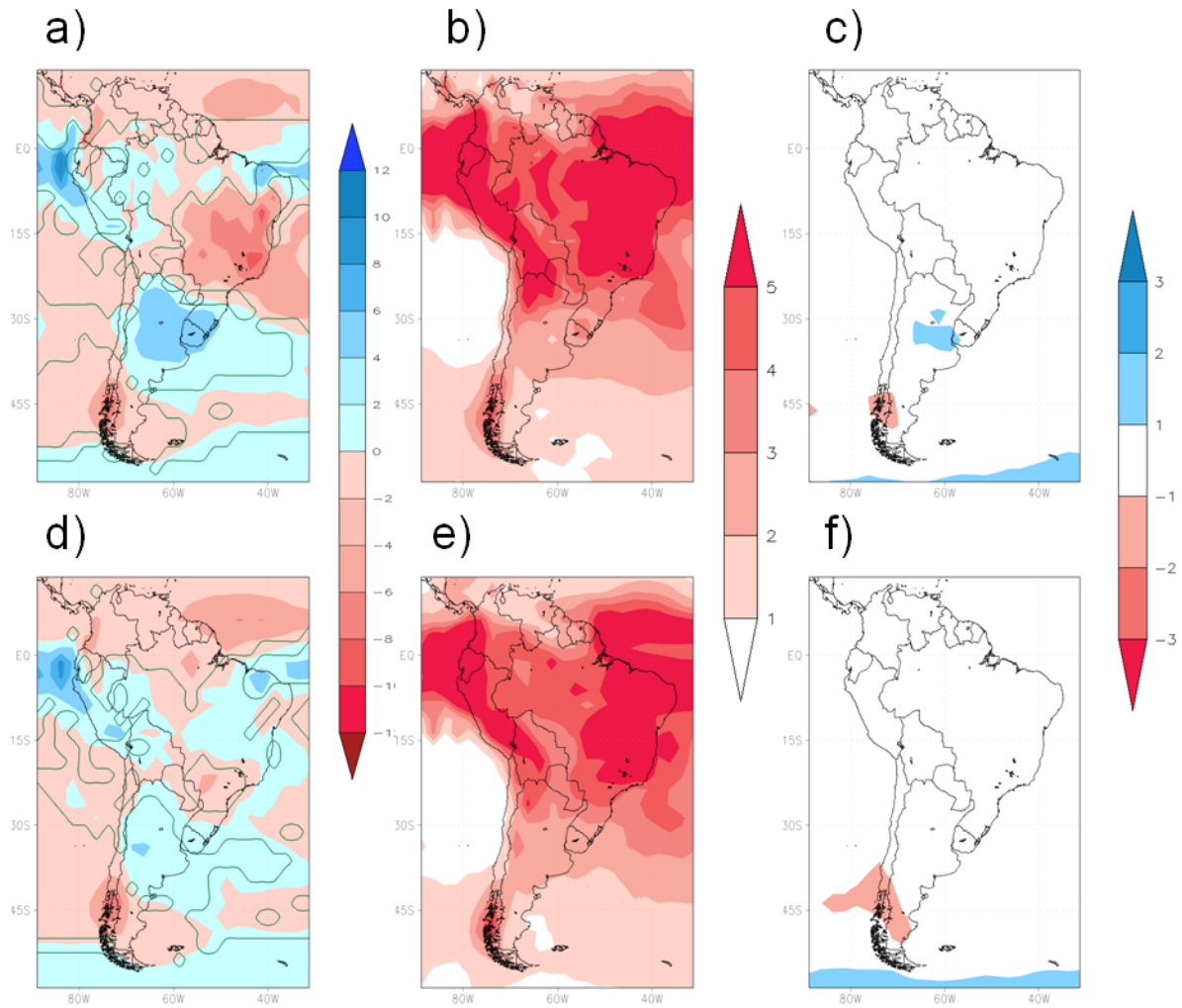


Figura 5.9: a) Tendencia lineal media de la precipitación de DEF para 1902-2005 a partir del ensamble multi-modelo para la simulación H de los modelos que fueron seleccionados para el método 3, b) desvío estándar entre los distintos modelos del ensamble anterior de la precipitación de DEF para 1980-2005, c) cociente entre a) y b). d), e) y f) ídem que a), b) y c) para los modelos que no fueron seleccionados. Para a), b), d) y e) contornos en mm/verano/década. Para c) y f) los contornos son adimensionales. Los contornos verdes indican tendencia significativa al 5% de nivel de confianza aplicando un test t-student.

mostrar un comportamiento bastante dispar como se vio en la Figura 4.4. Si se considera la tendencia dividida por la dispersión, en este caso se observa que sobre la región del SESA, la tendencia de los miembros no seleccionados (Fig. 5.9f) no es mayor que la dispersión. En cambio, para los miembros seleccionados (Fig. 5.9c), la tendencia es mayor que la dispersión para el este de Argentina y Uruguay.

A partir de los resultados obtenidos para los tres métodos se puede concluir que el conjunto de miembros que cumplen con el criterio propuesto con respecto a la variabilidad interanual explican de una manera significativa la tendencia lineal observada durante el siglo XX en la región del SESA.

6. Conclusiones

En este trabajo se presentó un análisis exhaustivo de la precipitación simulada por los modelos del conjunto WCRP/CMIP5 para el clima presente. El análisis se inicia con una evaluación preliminar de la calidad de los modelos en representar las condiciones medias, la variabilidad interanual y la tendencia lineal de la precipitación estival en Sudamérica, haciendo énfasis particularmente en el SESA. Además, se presenta una primera exploración sobre las posibles causas que pueden explicar la tendencia lineal positiva en la precipitación estival observada sobre el sudeste de Sudamérica que ya fue descrita en trabajos anteriores.

Al analizar las simulaciones históricas de los modelos del conjunto WCRP/CMIP5 se encontró que la precipitación media resultante del ensamble de los modelos utilizados del conjunto WCRP/CMIP5 para el período 1980-2005 presenta errores medios de magnitud similar a los encontrados previamente con los modelos del conjunto previo WCRP/CMIP3 (por ejemplo Vera et al. 2009). Los errores medios siguen siendo máximos en la costa norte de Sudamérica, y en menor medida en el SESA. El ensamble muestra una doble ITCZ en el Océano Atlántico Ecuatorial, lo que repercute en una sobrestimación de la precipitación sobre el noreste de Brasil. Por otro lado, el máximo de precipitación en el centro de Brasil, asociado al monzón sudamericano, está desplazado hacia el este en los modelos. La ubicación y extensión NO-SE de la SACZ es bien representada, aunque no la magnitud de la precipitación que es subestimada.

Al considerar la variabilidad interanual de la precipitación de verano para el mismo período, que fue representada por su desvío estándar, el ensamble multi-modelo muestra una distribución espacial razonable. El ensamble subestima la variabilidad sobre la costa norte de Sudamérica y sobre el SESA, mientras que la sobrestima sobre el noreste de Brasil. En la región de la SACZ, la variabilidad representada es buena también. Para aquellos modelos con varios miembros, se observa que la dispersión entre los mismos, representada por el desvío estándar entre los miembros, es comparativamente mayor que para la precipitación media.

Los resultados obtenidos en la validación de la precipitación media y de la variabilidad interanual permiten concluir en forma preliminar que, a pesar de que existen mejoras en la resolución y en los paquetes físicos que los modelos del conjunto WCRP/CMIP5 tienen en comparación con los del conjunto WCRP/CMIP3, no se identifican mejoras significativas en representar la media y la variabilidad media de la precipitación estival en Sudamérica.

El análisis de la tendencia lineal de la precipitación, descrita para el período 1902-2005 por los datos del GPCC, muestra valores positivos en la región del SESA y para el norte de Brasil, mientras que para el centro de Brasil las tendencias son de signo opuesto, aunque para la costa de este país las tendencias son positivas. El ensamble multi-modelo a partir de los modelos del conjunto WCRP/CMIP5 también muestra tendencias lineales positivas para la región del SESA y negativas para el centro de Brasil. Sin embargo, para el norte de Brasil, no muestra un patrón homogéneo. Además, las tendencias negativas en el centro de Brasil las extiende hacia el océano abarcando toda la zona de la SACZ. Si bien el ensamble representa de manera correcta una zona de tendencia lineal positiva para el SESA, no representa bien la magnitud de esa tendencia debido a que la subestima. Además, no logra representar que los máximos valores de la tendencia se ubican hacia el este cercanos al océano. Asimismo, existe una gran dispersión entre los resultados de los distintos modelos en el continente sudamericano, así como también entre los miembros de un mismo modelo, y solamente la tendencia del ensamble es mayor que la dispersión entre modelos para un sector del SESA y para el sur de Chile, donde la tendencia es negativa como se ve también en las observaciones.

Se realizaron evaluaciones preliminares entre las tendencias lineales obtenidas en simulaciones considerando activos tanto el forzante externo natural como el antropogénico (simulación *Historical*), aquellas en las que se considera solamente el forzante externo natural (simulación *HistoricalNat*) y aquellas con solamente el antropogénico (simulación *HistoricalGHG*). Se encuentra que el patrón espacial de la tendencia lineal de la GHG es similar a la de la simulación H en la zona extratropical, donde se ubica el SESA, aunque no coincide en la zona tropical. Por otra parte, cuando se considera solo el forzante natural no existen prácticamente tendencias significativas y el patrón muestra características distintas que para la

simulación *Historical*. La evolución temporal de la precipitación media de verano en la región del SESA a lo largo del siglo XX y parte del XXI, es similar para las simulaciones *Historical* y *HistoricalGHG*, donde se observa un aumento gradual, mientras que para la simulación *HistoricalNat* no se observan prácticamente cambios a lo largo del tiempo. Se concluye en forma preliminar que los aumentos de la precipitación en el SESA pueden ser atribuidos, al menos en parte, al efecto en el clima de los cambios en los forzantes externos antropogénicos, asociados con el aumento de los GHG. Sin embargo, se destaca que los cambios que muestran las simulaciones son de una magnitud considerablemente inferior a los observados, los cuales presentan en especial un crecimiento mayor en la década del 70. Por otra parte, cabe mencionar que a diferencia de lo obtenido aquí, un estudio reciente (González et al. 2012b) atribuye los cambios en la precipitación del SESA principalmente a la disminución del ozono estratosférico y no al aumento de los gases de efecto invernadero.

El trabajo se completó con el análisis de los cambios de la actividad del patrón dominante de la variabilidad interanual de la precipitación estival o EOF1 y su posible influencia en la tendencia. El EOF1 se identifica a partir de un análisis de funciones ortogonales empíricas (EOF) y el mismo exhibe un patrón espacial caracterizado por centros de acción de signos opuestos en el SESA y la SACZ. Se encuentra que el EOF1 está bien representado por todos los modelos del WCRP/CMIP5, lo que constituye una mejora con respecto a la anterior generación de modelos del conjunto WCRP/CMIP3. A partir de ese patrón, se analizaron los cambios en la frecuencia de sus eventos positivos (caracterizados por anomalías positivas de precipitación en el SESA y negativas en la región de la SACZ) y negativos. Se observa que en promedio los modelos muestran un aumento en la cantidad de eventos positivos y una disminución en los eventos negativos entre la primera y la segunda porción del período considerado, entre el siglo XX y los primeros años del siglo XXI. Sin embargo, este cambio es de una magnitud menor que la dispersión entre los modelos. Se realiza una selección de los modelos/miembros que presentan un aumento en los eventos positivos del EOF1 y una disminución en los eventos negativos a partir de tres métodos distintos, y se observa la existencia de una tendencia lineal positiva sobre la región del SESA que se ubica cercana a la costa atlántica, tal como muestran las observaciones. Esto

muestra que es importante realizar una selección de determinados modelos para poder representar de manera más precisa algunas características climatológicas. Además, la dispersión entre los distintos modelos/miembros de esta manera es menor, lo que da como resultado que la señal de cambio sea superior a la dispersión. Este análisis permite concluir en forma preliminar que la tendencia lineal positiva de precipitación en el SESA durante el siglo XX estaría relacionada al menos en parte con un aumento en el número de eventos positivos del EOF1 y la disminución en los negativos. Queda como interrogante para futuras investigaciones explorar los procesos físicos dentro del sistema climático que dan lugar al aumento de esos eventos y su posible relación con forzantes remotos del clima de SESA como pueden ser los cambios en la temperatura de la superficie del mar en las regiones oceánicas tropicales.

7. Referencias

Barros, V. R., Doyle, M. E. y Camilloni, I. A., 2008. Precipitation trends in southeastern South America: relationship with ENSO phases and with low-level circulation. *Theor. Appl. Climatol.* 93,19–33.

Berbery, E. H. y Barros, V. R., 2002. The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America *J. Hydromet.*, 3, 630-645.

Dai, A., 2006. Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *J. Climate*, 19, 4605–4630.

Doyle, M. E. y Barros, V. R., 2002. Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic. *J. Climate*, 15, 3394–3410.

Gonzalez, P. L. M., Goddard, L. y Greene, A. M., 2012. Twentieth-century summer precipitation in South Eastern South America: comparison of gridded and station data. *Int. J. Climatol.* doi:10.1002/joc.3633

Gonzalez, P. L. M., Polvani, L., Seager, R. y Correa, G. J. P., 2012. Stratospheric ozone depletion: a key driver of recent precipitation trends in South Eastern South America. *Climate Dynamics* (enviado para su publicación)

Grimm, A. M., Barros, V. R. y Doyle, M. E., 2000. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. *J. Climate*, 13, 35–58.

Grimm, A. M., y Zilli, M. T., 2009. Interannual Variability and Seasonal Evolution of Summer Monsoon Rainfall in South America. *J. Climate*, 22, 2257–2275.

Grimm, A. M., 2011. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stoch Environ Res Risk Assess* 25(4):537–554.

Hawkins, E. y Sutton, R., 2009. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 1095–1107.

IPCC, 2007. Summary for Policymakers: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Junquas, C., Vera, C. S., Li, L. y Le Treut, H., 2012. Summer Precipitation Variability over Southeastern South America in a Global Warming Scenario. *Climate Dynamics*, 38, 9, 1867-1883.

Kayano, M. T. y Andreoli, R. V., 2007. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 27, 531–540.

Kiladis, G. N. y Diaz, H. F., 1989. Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, 1069–1090.

Kodama, Y.-M., 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 813–835.

Knutti, R., 2010. The end of model democracy? An editorial comment. *Clim Chang* 102:395–404.

Liebmann, B., Vera, C. S., Carvalho, L. M. V., Camilloni, I. A., Hoerling, M., Allured, D., Barros, V. R., Baez, J. y Bidegain, M., 2004. An Observed Trend in Central South American Precipitation. *J. Climate*, 17, 4357-4367.

Marengo, J. A., Liebmann, B., Grimm, A. M., Misra, V., Silva Dias, P. L., Cavalcanti, I. F. A., Carvalho, L. M. V., Berbery, E. H., Ambrizzi, T., Vera, C. S., Saulo, A. C., Nogues-Paegle, J., Zipser, E., Seth, A., y Alves, L. M., 2012. Recent developments on the South American monsoon system. *Int. J. Climatol.*, 32: 1–21.

Meehl, G. A., Covey, C., Taylor, K., Delworth, T., Stouffer, R. J., Latif, M., McAvaney, B. y Mitchell, J. F. B., 2007. THE WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research. *Bull Am Meteorol Soc* 88:1383–1394.

Minetti, J., y Vargas, W., 1998. Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of 15°S. *Atmósfera* 11: 205–221.

Nohara, D., Kitoh, A., Hosaka, M. y Oki, T., 2006. Impact of Climate on River Discharge Projected by Multimodel Ensemble. *J. of Hydrometeorology.*, 7, 1076-1089.

Nogués-Paegle, J., y Mo, K.-C., 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 279–291.

Nogues-Paegle, J., y Mo, K., 2002. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. *J. Climate*, 15, 1389-1407.

Penalba, O. C., y Robledo, F., 2010. Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. *Climatic Change*, 98, 531–550.

Re, M., y Barros, V. R., 2009. Extreme rainfalls in SE South America. *Climatic Change*, 96(1-2), 119-136.

Robertson A. W. y Mechoso, C. R., 2000. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *Monthly Weather Review* 128: 2947–2957.

Rodwell, M. J., y Hoskins, B. J., 2001. Subtropical anticyclones and summer monsoons. *J. Climate*, 14, 3192–3211.

Ropelewski, C. F., y Halpert, M. S., 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/ Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626.

Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B. y Ziese, M., 2011. GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 2.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. DOI: 10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V6_250

Seth, A., Rojas, M. y Rauscher, S., 2010. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. *Climatic Change*, 98: 331–357.

Taylor, K., Stouffer, R. J. y Meehl, G. A., 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93, 485-498.

Vera, C. S., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Silva Dias, P. L. y Zhang, C., 2006a. A Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, Vol. 19, 4977–5000.

Vera, C. S., Silvestri, G., Liebmann, B. y Gonzalez, P., 2006b. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759.

Vera, C. S., Gonzalez, P. y Silvestri, G., 2009. About uncertainties in WCRP/CMIP3 climate simulations over South America. *Proceedings of the 9th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Melbourne, Australia, February 9-13, 2009.

Xie, P. y Arkin, P. A., 1997. Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Am Meteorol Soc* 78:2539–2558.

Zhou, J. y Lau, K-M., 1998. Does a Monsoon Climate Exist over South America?. *J. Climate*, 11, 1020–1040.

VARIABILIDAD Y TENDENCIA DE LA PRECIPITACIÓN ESTIVAL EN EL SUDESTE DE SUDAMÉRICA POR LOS MODELOS WCRP/CMIP5

Leandro Díaz
Tesista

Dra. Carolina Vera
Directora

Buenos Aires, 28 de febrero de 2012