Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Estudio de los distintos factores que afectaron la evolución de los glaciares en los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones ante posibles escenarios de cambio climático

Zazulie, Natalia

2016-10-15

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Zazulie, Natalia. (2016-10-15). Estudio de los distintos factores que afectaron la evolución de los glaciares en los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones ante posibles escenarios de cambio climático. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:
Zazulie, Natalia. "Estudio de los distintos factores que afectaron la evolución de los glaciares en los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones ante posibles escenarios de cambio climático". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2016-10-15.

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Estudio de los distintos factores que afectaron la evolución de los glaciares en los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones ante posibles escenarios de cambio climático.

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área Ciencias de la Atmósfera y los Océanos

Natalia Zazulie

Directores de tesis: Dra. Matilde Rusticucci
Dra. Graciela B. Raga

Consejero de estudios: Dra. Matilde Rusticucci

Buenos Aires, 2015
Fecha de defensa: 21/10/2015

Estudio de los distintos factores que afectaron la evolución de los glaciares en los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones ante posibles escenarios de cambio climático

Resumen

Los glaciares son importantes indicadores de cambio climático pasado dado que varían su tamaño en respuesta a cambios en el clima. Además representan reservas hídricas, tanto a escala estacional como a largo plazo, a escala regional y, a nivel global, contribuyen al aumento del nivel del mar. Las evidencias indican un claro retroceso de los glaciares tanto a nivel mundial como en particular en los Andes durante el siglo XX. La región de los Andes Centrales del Sur alberga un importante porcentaje de la población de Argentina y Chile. El consumo urbano, las industrias y la agricultura dependen del aporte del caudal de los ríos y éstos se encuentran dominados por el derretimiento estacional de la nieve acumulada durante el invierno y el aporte de los glaciares de montaña de la región. En esta Tesis se realizó una evaluación exhaustiva de diferentes metodologías y fuentes de información, algunas de ellas novedosas para le región de estudio, con el objetivo de realizar un análisis climático de los factores que afectaron la evolución observada de los glaciares de montaña. Además se aportó una perspectiva futura para el clima de la región que resulta de vital importancia para las políticas ambientales y de conservación de los glaciares, dado que no sólo son reservas estratégicas de agua fundamentales para población, sino que también constituyen un atractivo turístico de la región andina y, por lo tanto, resultan cruciales para la economía local.

Palabras clave: *Andes Centrales del Sur, Glaciares, Cambio Climático, Modelos Climáticos Globales, Variabilidad Climática, Extremos Climáticos*

Assessment of the different factors that have affected the evolution of glaciers in the Southern Central Andes region and their projections under likely climate change scenarios

Abstract

Glaciers are key indicators of past climate change since they adjust their size in response to changes in climate. Glaciers are also important seasonal to long term hydrological reservoirs on a regional scale and they contribute to sea level rise on a global scale. There is strong evidence of glacier shrinkage worldwide and, in particular in the Andes during the twentieth century. The Southern Central Andes region contains a great number of Argentina and Chile populations. Rivers' runoff of the region depend on seasonal snowpack and mountain glaciers melting, and they are vital for human consumption industries and agriculture. The general objective of this study is to perform a climatic analysis of the different factors that have affected the observed evolution of mountain glacier in the Southern Central Andes region. An exhaustive evaluation of different methodologies and sources of information, some of them novel for the region, was carried out. Furthermore a future perspective for the climate of the region is provided which is crucial to determine future environmental policies for glacier conservation. Glaciers are not only strategic fresh water reservoirs but they also constitute a touristic attraction and therefore are significant for the economy of the region.

Key words: *Southern Central Andes, Glaciers, Climate Change, Global Climate Models, Climate Variability, Climate Extremes*

Agradecimientos

Quiero agradecer a mis directoras, las Dras Matilde Rusticucci y Graciela Raga, por haberme propuesto trabajar en una problemática tan interesante y por haberme guiado y asistido durante todo el trabajo. En especial, a Matilde por haberme abierto las puertas del grupo de investigación y, por su apoyo y cariño a lo largo de todos estos años.

También quiero agradecer a la Dra Elodie Briche, por haberme introducido al sistema de información geográfica, que me permitió desarrollar parte de este trabajo, y por sus valiosos comentarios.

Al Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos por brindarme un lugar y todos sus recursos para desarrollar mi trabajo. Al CONICET por financiar mis estudios de posgrado, y a los proyectos de la UBA, CONICET y la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica que financiaron diversas actividades durante estos años de trabajo.

No quiero dejar de resaltar el papel crucial de las instituciones nacionales e internacionales que pusieron a disposición del usuario de manera libre y gratuita los datos, sin los cuales este trabajo no hubiera sido posible: Subsecretaría de Recursos Hídricos de Argentina, Climate Research Unit, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), Global Precipitation Climatology Center, University of Delaware, Global Precipitation Climatology Project, NASA por Tropical Rainfall Measurement Mission y MODIS, al Coupled Model Intercomparison Project de WCRP, United States Geological Survey (Landsat), GlobCover, Global Historical Climatology Network, University of Wyoming, Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis. También agradezco al Servicio Meteorológico Nacional por proveer los datos los datos meteorológicos de Argentina.

Por último quiero agradecer especialmente a mis amigas y amigos que me bancaron siempre. A mi familia por su amor y apoyo incondicional. A mi gatito Lari por su silenciosa compañía. Finalmente, a la persona que alegra todos los días de mi vida, a mi esposo, Manuel.

A Manuel

Índice

Capítulo 1: Introducción

1.1. Región de estudio....1

1.2. Antecedentes que describen la variabilidad climática de la región....3

1.3. Objetivos del trabajo de tesis....5

1.4. Estructura de la tesis....6

Referencias Capítulo 1....8

Capítulo 2: Análisis diacrónico de los glaciares de los Andes Centrales del Sur en un Sistema de Información Geográfica a partir de imágenes satelitales

2.1. Introducción....13

2.1.1. La teledetección....13

2.1.2. Los glaciares en el sistema climático....21

2.1.3. Antecedentes de estudio de glaciares utilizando imágenes satelitales....24

2.2. Descripción de los datos satelitales utilizados....25

2.3 Discusión sobre metodologías de delimitación de áreas de glaciares....29

2.3.1 Delimitación manual de las superficies cubiertas por glaciares....32

2.3.2. Clasificación no supervisada....32

2.3.3. Clasificación supervisada....35

2.3.4. Cociente de bandas....38

2.4 Resultados....40

2.4.1. Análisis regional....40

2.4.2. Variaciones espacio-temporales de glaciares individuales....46

2.5 Conclusiones....54

Referencias Capítulo 2....57

Capítulo 3: Caracterización de la variabilidad climática de la región de los Andes Centrales del Sur

3.1. Introducción....62

3.2. Datos utilizados y metodología....62

3.3. Caracterización de la climatología de la región....65

3.3.1. Temperatura....65

3.3.2. Precipitación....69

3.3.3. Climatología de la nieve y circulación en eventos extremos....73

3.4. Conclusiones....80

Referencias Capítulo 3....83

Capítulo 4: Comparación de bases de datos en puntos de retícula y evaluación del reanálisis ERA-Interim en la región de los Andes Centrales del Sur

4.1. Introducción....85

4.2. Datos y metodología....86

4.3. Resultados....91

4.3.1. Precipitación....91

4.3.1.1. Sur de Sudamérica....91

4.3.1.2. Región de los Andes Centrales del Sur....96

4.3.2. Temperatura....102

4.3.3. Humedad relativa....107

4.3.4. Estructura vertical: comparación entre ERA-Interim y radiosondeos....111

4.4. Conclusiones....118

Referencias Capítulo 4....122

Capítulo 5: Evaluación de la habilidad de un conjunto de modelos del proyecto CMIP5 en representar el clima de invierno de los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones a mediano y largo plazo

5.1. Introducción....127

5.2. Datos y metodología....128

5.3. Resultados....132

5.3.1. Evaluación de MCGs en el Sur de Sudamérica....132

5.3.2. Evaluación de MCGs en los Andes Centrales del Sur....138

5.3.3. Proyecciones a mediano y largo plazo....147

5.4. Conclusiones....153

Referencias Capítulo 5....156

Anexo 5. Figuras de los modelos individuales....159

Capítulo 6: Evaluación de la habilidad de un conjunto de modelos CMIP5 en representar índices de extremos en la región de los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones a mediano y largo plazo

6.1. Introducción....169

6.2. Datos y metodología....171

6.2.1. Índices de extremos....171

6.2.2. Métrica para evaluar la habilidad relativa de los distintos modelos....173

6.2.3. Evaluación de proyecciones....173

6.3. Resultados....174

6.3.1. Representación de las distribuciones espaciales de los índices....174

6.3.1.1. Índices de temperatura....174

6.3.1.2. Índices de precipitación....178

6.3.2. Evolución temporal de los índices en la región de los Andes Centrales del Sur....181

6.3.3. Análisis de la habilidad relativa de los modelos....187

6.3.4. Proyecciones de los índices a mediano y largo plazo.....190

6.3.4.1. Diferencias espaciales en los índices de temperatura.....190

6.3.4.2. Diferencias espaciales en los índices de precipitación.....198

6.3.4.3. Evolución temporal de los índices en la región de los Andes Centrales del Sur.....206

6.4. Conclusiones.....211

Referencias Capítulo 6.....214

Anexo 6. Figuras de los modelos individuales.....217

Capítulo 7: Variabilidad observada y proyectada de la nieve y estimaciones de albedo y aerosoles

7.1. Introducción.....227

7.2. Datos y metodología.....229

7.3. Resultados.....231

7.3.1. Cambios pasados y proyecciones futuras de la cobertura de nieve.....231

7.3.2. Cambios en el albedo de la nieve.....243

7.4. Conclusiones.....246

Referencias Capítulo 7.....249

Capítulo 8: Conclusiones.....252

Capítulo 1

Introducción

1.1. Región de estudio

Los Andes son la cadena montañosa más importante de Sudamérica. Se extienden desde aproximadamente 10ºN hasta la punta del continente americano en 53ºS. Su altura máxima está por encima de los 6900 metros. Las características de esta cadena montañosa (su extensión, su altura) generan una variedad de fenómenos de mesoescala y escala sinóptica, así como condiciones climáticas muy diferentes de un lado y de otro de la misma [*Garreaud*, 2009]. *Lliboutry* [1998] propone una división de la región andina sur en subregiones de acuerdo a características climáticas y sugiere el nombre de Andes Centrales al sector andino comprendido entre 31º y 36ºS. Sin embargo, estudios posteriores toman como delimitación de los Andes Centrales, a las latitudes 30º y 37ºS [e.g.: *Viale y Nuñez*, 2011; *Masiokas et al.*, 2012]. En la presente Tesis Doctoral se toma como región de estudio a la porción de los Andes comprendida entre 30º-37ºS y será referida de aquí en adelante como Andes Centrales del Sur. La Figura 1.1 muestra la ubicación de la región de estudio relativa a Sudamérica, junto con un mapa topográfico del sector que incluye los ríos. La Figura refleja claramente la intensa pendiente de los Andes en este sector y el gradiente de altura norte-sur, así como la cercanía al océano Pacífico. Existen algunos picos que superan los 6000 m y su elevación media es de aproximadamente 3500 m [*Masiokas et al.*, 2006]. Además se observa como los ríos nacen sobre la cordillera y fluyen por ambas laderas, y proporcionan el agua vital para la población de las principales ciudades de la región.

Los Andes Centrales del Sur separan las dos grandes regiones económicas y agrícolas de Chile Central y el centro-oeste de Argentina. Al oeste, la región metropolitana de Santiago y las regiones V y VI, albergan aproximadamente el 55% de la población chilena, alrededor de 8.4 millones de personas [*INE*, 2003] con una creciente demanda de agua para consumo urbano, agricultura e industrias [*Brown y Saldivia*, 2000; *Cai et al.*, 2003]. Al este de la cordillera, las provincias de Mendoza y San Juan cuentan con una población total de aproximadamente 2.4 millones de personas, que se ubican principalmente en los oasis productivos en las cuencas de los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyan, Diamante y

Atuel. La escasa precipitación en esta zona implica que la actividad agrícola depende principalmente del riego [*Díaz Araujo y Bertranou*, 2004].

Durante el invierno, la alta subtropical del Pacífico se debilita y se desplaza hacia el norte [*Satyamurty et al.*, 1998] lo que aumenta el flujo del oeste a través de Chile central favoreciendo la actividad frontal y determina que la precipitación sea mayor en invierno en Chile central y sobre la cordillera [*Aceituno*, 1988; *Masiokas et al.*, 2006]. Debido a su altura y su orientación, la cordillera funciona como una barrera topográfica que limita la llegada de humedad del Pacífico hacia las laderas a sotavento. En el sector argentino, la precipitación es principalmente de verano de origen convectivo con el aporte de humedad a través del jet de capas bajas proveniente del océano Atlántico y la cuenca del Amazonas [*Vera et al.*, 2006].

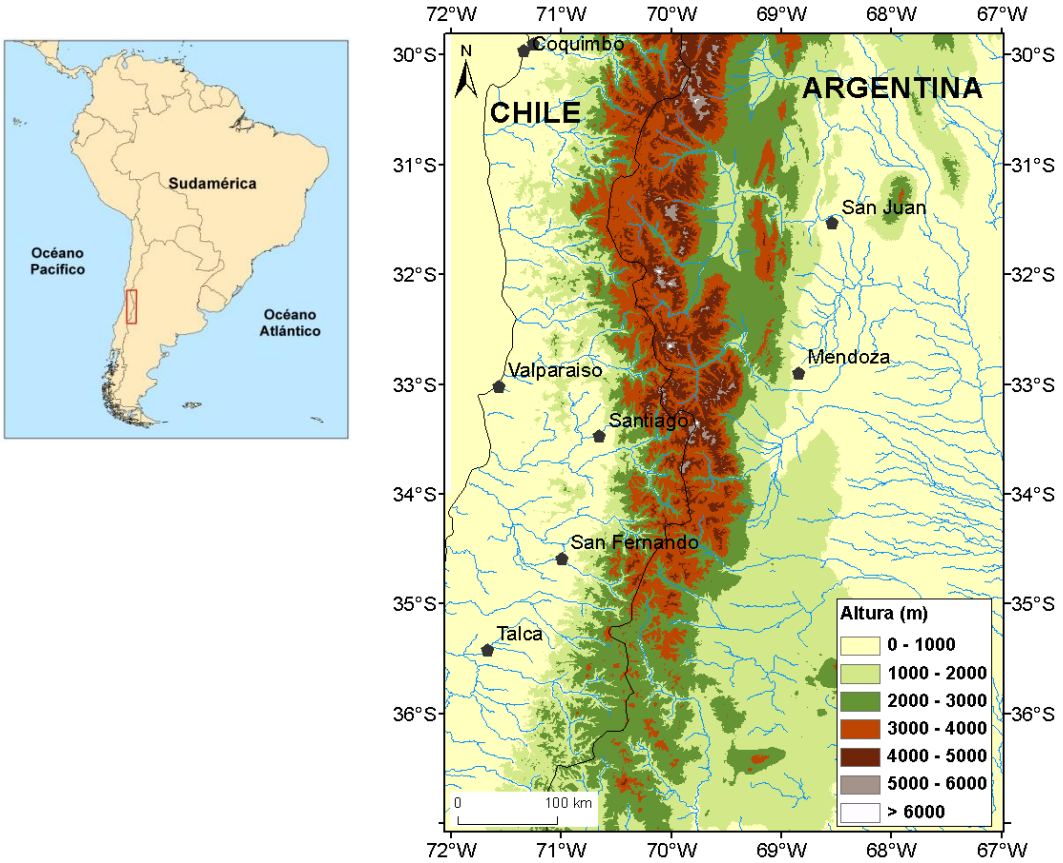


Figura 1.1. Ubicación de la región de estudio relativa a Sudamérica (izquierda). Topografía (altura en metros cada 1000) y ríos (líneas celestes) de la región de estudio (derecha).

1.2. Antecedentes que describen la variabilidad climática de la región

La existencia de glaciares se da en zonas donde las condiciones climáticas y las características topográficas permiten la acumulación de nieve durante un tiempo considerable como para cristalizarse y convertirse finalmente en hielo. El crecimiento de los glaciares en la mayoría de las regiones se debe principalmente a la precipitación en forma de nieve o, en menor medida, por el recongelamiento de agua. La pérdida de masa (ablación) ocurre mayoritariamente por derretimiento y la consecuente escorrentía, aunque también por desprendimiento y sublimación. Los glaciares son importantes indicadores climáticos dado que varían su tamaño en respuesta a cambios en el clima [*IPCC*, 2013]. Además representan reservas hídricas tanto a escala estacional como a largo plazo a escala regional y, a nivel global, su derretimiento contribuye al aumento del nivel del mar. De acuerdo con estimaciones aproximadas, Sudamérica contaría con cerca de 25.500 km^2 de superficie cubierta por glaciares, de los cuales 75% del total se ubican en Chile [*Williams y Ferrigno*, 1999; *WGMS-UNEP*, 2007]. En segundo lugar se ubica Argentina con aproximadamente 15% del área total de glaciares de Sudamérica.

De acuerdo con el *IPCC* [2013], las series de tiempo de longitud, área, volumen y masa de glaciares muestran claros retrocesos en prácticamente todos los glaciares monitoreados a nivel global. Además señalan que las extensiones actuales de los glaciares se encuentran desbalanceadas con las condiciones climáticas actuales, lo que indica que podrían seguir retrocediendo aún si no hubiera aumentos de temperatura en el futuro. Por otro lado, se señala que hubo una disminución en la cobertura de nieve en el hemisferio norte aunque no se encuentra evidencia suficiente en el hemisferio sur para sacar conclusiones generales.

En la región de los Andes Centrales del Sur, los glaciares de montaña y el derretimiento de la nieve estacional son fuentes críticas de agua que contribuyen de manera crucial a la sustentabilidad de las actividades socioeconómicas de las poblaciones de la zona. El derretimiento anual de la nieve es la principal fuente de caudal de los ríos adyacentes por lo que afecta el consumo humano, la irrigación, la energía hidroeléctrica y las industrias. *Masiokas et al.* [2009] presentan una revisión de distintos trabajos que describen las fluctuaciones de los glaciares individuales y reportan un retroceso generalizado durante el siglo XX en los Andes Centrales de Argentina y Chile. Por otro lado, *Masiokas et al.* [2006] desarrollaron un índice regional de nieve para la región de los Andes Centrales del Sur a partir de datos de equivalente en agua de la nieve de Argentina y Chile, a partir de dos

estaciones de Argentina y cuatro de Chile. Encontraron una tendencia positiva aunque no significativa del índice regional de nieve entre 1951-2009.

Araneo y Compagnucci [2008] estudiaron los patrones de circulación hemisféricos asociados con altas y bajas descargas en la cuenca del río Atuel, en la Provincia de Mendoza, que está relacionado con el derretimiento de la nieve en la zona entre las latitudes 28° y 37°S. Encontraron que, en niveles bajos, altas (bajas) descargas del río Atuel están asociadas con un debilitamiento (fortalecimiento) del flujo medio, mientras que en niveles altos identificaron un patrón de ondas con dirección NO-SE que se extiende desde Australia hasta el Atlántico Sur y favorece anomalías positivas (negativas) de presión al oeste del Pasaje de Drake conduciendo los *storm tracks* hacia el norte (sur) y, por lo tanto, aumentando (disminuyendo) la precipitación y consecuentemente las descargas del río Atuel.

Diferentes autores han relacionado la variabilidad climática de esta región con El Niño – Oscilación del Sur (ENOS). Se han documentado anomalías positivas (negativas) de la precipitación de invierno en Chile central durante la fase cálida (fría) del ENOS [*Pittock,* 1980; *Quinn y Neal*, 1983; *Aceituno*, 1988; *Rutlland y Fuenzalida*, 1991; *Montecinos y Aceituno*, 2003]. *Compagnucci y Vargas* [1998] mostraron que una mayor probabilidad de encontrar caudales del río Mendoza por encima de la media durante la fase madura de un evento El Niño durante el verano del hemisferio sur. Los autores señalan que los caudales de los ríos del Cuyo se encuentran altamente correlacionados entre sí y, por lo tanto, esta relación encontrada para el río Mendoza es representativa de toda la región. *Escobar y Aceituno* [1998] analizaron datos de 17 rutas de nieve entre 30º y 38ºS en Chile y su relación con eventos El Niño o La Niña. Encuentran que la precipitación nival tiende a ser anómalamente alta en eventos El Niño y lo opuesto ocurre en eventos La Niña, para la región entre 30º y 35ºS. Al sur de 35ºS, esta influencia es más débil. Además concluyen que la acumulación de nieve es independiente de las condiciones térmicas del Pacífico Ecuatorial en casos neutros. La variabilidad interanual de la precipitación de invierno sobre los Andes entre 37º y 43ºS también fue relacionada con el ENSO, y además se encontró una influencia del Modo Anular del Sur y la temperatura de superficie del mar del océano Índico [*Gonzalez y Vera*, 2010]. *Masiokas et al.* [2010] mostraron la influencia de la Oscilación Decadal del Pacífico en los modos de baja frecuencia de la variabilidad hidroclimática sobre los Andes entre 30º y 37ºS a partir de datos de caudales y de precipitación.

La precipitación estival total en la región de Cuyo presenta una variabilidad interanual caracterizada por períodos alternantes de sequías y excesos que afectan en mayor o menor medida a toda el área [*Compagnucci et al.*, 1982]. Además se observa un aumento de la precipitación estival desde la década del 70 hacia fines de los años 90 [*Agosta et al.*, 1999]. *Compagnucci et al.* [2002] estudian la variabilidad de baja frecuencia de la precipitación de verano en el centro-oeste de Argentina y encuentran que la variabilidad decadal presente en la series de precipitación de verano en esta región se encuentra en fase con la precipitación en Sudáfrica hasta mediados de los años 70. Diversos estudios han reportado una tendencia negativa en la precipitación anual en Chile durante el siglo XX, en contraste con un aumento en gran parte del territorio argentino [*Krepper et al.*, 1989; *Aceituno et al.*, 1993; *Minetti y Vargas*, 1997; *Barros et al.*, 2000; *Montecinos et al.*, 2000; *Minetti et al.*, 2003; *Haylock et al.*, 2006].

Rosenblüth et al. [1997] estudiaron las tendencias de temperatura en Argentina y Chile en el período 1960-1992. Encuentran un aumento de la temperatura anual y estacional del lado chileno, mientras que del lado argentino se observa una disminución. En un estudio más reciente, *Falvey y Garreaud* [2009] analizaron las tendencias de temperatura sobre Chile y encontraron un enfriamiento cercano al océano y un calentamiento en el interior en el período 1979-2006. *Vincent et al.* [2005] estudiaron las tendencias de índices de temperatura extrema y encontraron comportamientos opuestos a un lado y al otro de la cordillera, indicando en algunos casos un calentamiento al oeste, y un enfriamiento al este en el período 1960-2000. *Bradley et al.* [2004] señaló que la temperatura en las regiones montañosas resulta más vulnerable ante escenarios de cambio climático que proyectan aumentos en la concentración de gases de efecto invernadero.

1.3. Objetivos del trabajo de tesis

Considerando la importancia que el comportamiento a gran escala de los glaciares tienen para el almacenamiento de agua a futuro, que se concluye que los glaciares están desbalanceados con el clima actual, que es una zona con pobre cantidad de observaciones in situ y con gran desarrollo productivo, con posibles fuentes de contaminación cercanas, en esta tesis se desea responder las siguientes preguntas: ¿Cuáles son los factores más importantes para la disminución del área cubierta por glaciares en la región de los Andes Centrales del Sur? ¿Y cuáles son las proyecciones de los mismos a futuro, ante un escenario de cambio climático?

Para responder estas preguntas, se proponen los siguientes objetivos específicos que contribuirán al planteo general:

i. Realizar una descripción detallada y completa de la evolución observada del área cubierta por glaciares de la región de estudio.
ii. Evaluar diferentes fuentes de información que podrían ser utilizadas para estudios climáticos en la región.
iii. Describir la variabilidad climática observada de las distintas variables atmosféricas que pueden condicionar la evolución de los glaciares de montaña. Evaluar la habilidad y seleccionar los Modelos Climáticos Globales (MCGs) que mejor representen el clima de la región con topografía compleja.
iv. Analizar las proyecciones futuras del clima a partir de los MCGs seleccionados para la región.

1.4. Estructura de la tesis

La tesis se organiza de la siguiente forma: en el **Capítulo 2** se utiliza un Sistema de Información Geográfica para llevar a cabo un análisis diacrónico de los glaciares de montaña de la región de los Andes Centrales del Sur a partir de imágenes satelitales, y se caracteriza la variación del área total cubierta por glaciares y la evolución de una serie de glaciares individuales. En el **Capítulo 3** se realiza una descripción de la variabilidad climática de la región a partir de datos observacionales disponibles. En el **Capítulo 4** se comparan bases de datos en puntos de retícula sobre la región de estudio y se utilizan para evaluar el reanálisis ERA-Interim del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Asimismo se analizan datos de radiosondeo con el objetivo de estudiar el comportamiento de la isoterma de 0ºC, que puede tener relevancia en modular el comportamiento de los glaciares de montaña. El **Capítulo 5** se focaliza en evaluar y comparar la habilidad de un conjunto de MCGs del proyecto *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* (CMIP5) en representar los campos medios y la variabilidad a largo plazo de la precipitación y temperatura en el sur de Sudamérica con especial foco en la región de estudio. Además se analizan las proyecciones futuras a mediano y largo plazo de precipitación y temperatura a partir de un subconjunto de MCGs que mostraron mejor habilidad en representar el clima presente de los Andes Centrales del Sur. En el **Capítulo 6** se evalúan los cambios pasados de una serie de índices de extremos climáticos, que podrían afectar la evolución de los glaciares de montaña, definidos por el *Expert Team on Climate*

Change Detection and Indices (ETCCDI). Estos índices fueron calculados para el reanálisis de ERA-Interim y los MCGs de CMIP5. A partir de un subconjunto de MCGs que mostraron mejor habilidad en representar los índices de extremos en la región, se analizan las proyecciones futuras para mediados y fines del siglo XXI. El **Capítulo 7** presenta una evaluación del comportamiento de la cobertura de nieve en la región a partir de información de simulaciones offline de un modelo de suelo desarrollado por el ECMWF: ERA-Interim/Land. Además se evalúa la capacidad de los MCGs en capturar la distribución espacial y variabilidad temporal de la nieve en la región y se analizan las proyecciones futuras. Asimismo se exploran cambios en el albedo de la nieve y la posible influencia de los aerosoles a partir del producto de Espesor Óptico de los Aerosoles del satélite *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). Por último, en el **Capítulo 8** se presenta una discusión basada en los resultados de los capítulos anteriores y las conclusiones generales del trabajo de Tesis.

Referencias

Aceituno P., (1988): On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.* **116**, 505-524.

Aceituno P., H. Fuenzalida, B. Rosenbluth, (1993): Climate along the extratropical west coast of South America. En: Earth system responses to global change: contrasts between North and South America. (H. A. Mooney, E. R. Fuentes, B. I. Kronberg, Eds.). *Academic Press*, NY, 61-72.

Agosta, E.A., Compagnucci, R.H., Vargas, W.M., 1999: Cambios en el régimen interanual de la precipitación estival en la región centro-oeste argentina. *Meteorológica*, 24, 63-84.

Araneo, D. C., R. H. Compagnucci (2008): Atmospheric circulation features associated to Argentinean Andean rivers discharge variability, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L01805, doi:10.1029/2007GL032427.

Barros V., M. E. Castañeda, M. Doyle, (2000): Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climate variability. En: *Southern Hemisphere Paleo and Neo-Climates*. (P. P. Smolka y W. Volkheimer, Eds.). Springer-Verlag, Berlin and Heidelberg, Germany, 187-206.

Bradley R. S., F. T. Keimig, H. F. Diaz (2004): Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16210, doi:10.1029/2004GL020229.

Brown, E., J. E. Saldivia, (2000): Water management in Chile. Comité Asesor Técnico de América del Sur (SAMTAC), Asociación Mundial del Agua (GWP).
(Disponible en línea en http://www.eclac.cl/DRNI/proyectos/samtac/InCh01100.pdf.)

Cai, X., M. W. Rosegrant, C. Ringler, (2003): Physical and economic efficiency of water use in the river basin: Implications for efficient water management. *Water Resour. Res.,* **39,** 1013,doi:10.1029/2001WR000748.

Compagnucci, R.H., Boninsegna, J., Heinrich, S., (1982): Series de precipitación de la Región Centro-Oeste y sus variaciones. *Geoacta*, 11, 2, 219-231.

Compagnucci, R. H., W. M. Vargas (1998), Inter-annual variability of the Cuyo rivers' streamflow in the Argentinean Andean mountains and ENSO events, *Int. J. Climatol.*, **18**, 1593–1609.

Compagnucci, R.H., Agosta, E.A., Vargas, W.M., (2002): Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behavior with southern African region. *Clim. Dyn.*, 18, 421-435.

Díaz Araujo, E., A. Bertranou, (2004): Systemic study of water management regimes, Mendoza, Argentina. Comité Asesor Técnico de América del Sur (SAMTAC), Asociación Mundial del Agua (GWP). (Disponible en línea en http://www.eclac.cl/DRNI/proyectos/samtac/InAr00404.pdf.)

Escobar, F. y Aceituno, P., (1998): Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de chile central durante el invierno. *Bull. Inst. Fr. études andines*, **27** (3), 753-759.

Falvey, M., Garreaud, R.D., (2009): Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *J. Geophys. Res.*, 114, 1–5.

Garreaud, R. D., (2009). The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.*, **22**, 3–11.

Gonzalez, M. H., and C. S. Vera (2010), On the interannual wintertime rainfall variability in the Southern Andes, *Int. J. Climatol.*, **30**, 643–657,doi:10.1002/joc.1910.

Haylock M. R. T. C., L. M. Alves, T. Ambrizzi, Y. M. T. Anunciacao, J. Báez, V. R. Barros, M. A. Berlato, M. Bidegain, G. Coronel, V. Corradi, V. J. García, A. M. Grim, D. Karoly, J. A. Marengo, M. B. Marino, D. F. Moncunill, D. Nechet, J. Quintana, E. Rebello, M. Rusticucci, J. L. Santos, I. Trebejo and L. A. Vincent, (2006): Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature. *J. Clim.,* **19**, 1490-1512.

INDEC, 2001: Censo Nacional, (2001). Instituto Nacional de Estadística y Censos, Argentina. (Disponible en línea en: http://www.indec.mecon.gov.ar.)

INE, 2003: Censo Nacional, (2002). Instituto Nacional de Estadísticas, Chile. (Disponible en línea en: http://www.ine.cl.)

Krepper C. M., B. Scian, J. Pierini, (1989): Time and space variability of rainfall in central-east Argentina. *J. Clim.,* **2**, 39-47.

Lliboutry, L., (1998). Glaciers of Chile and Argentina. In: Williams, R.S., Ferrigno, J.G. (Eds.), Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: South America. USGS Professional Paper 1386-I, Online version 1.02.

Masiokas, M. H, R. Villalba, B. Luckman, C. Le Quesne, J. C. Aravena (2006), Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *J. Clim.*, **19**, 6334–6352, doi:10.1175/JCLI3969.1.

Masiokas, M. H., Rivera A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S. and Aravena, J. C., (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **281**, 242–268.

Masiokas, M. H., R. Villalba, B. Luckman, S. Mauget (2010), Intra- to multidecadal variations of snowpack and streamflow records in theAndes of Chile and Argentina between 30° and 37°S, *J. Hydrometeorol.*, **11**, 822–831, doi:10.1175/2010JHM1191.1.

Masiokas, M. H., R. Villalba, D. A. Christie, E. Betman, B. H. Luckman, C. Le Quesne, M. R. Prieto, S. Mauget (2012): Snowpack variations since AD 1150 in the Andes of Chile and Argentina (30°–37°S) inferred from rainfall, tree-ring and documentary records, *J. Geophys. Res.*, **117**, D05112, doi:10.1029/2011JD016748.

Minetti J. L., W. M. Vargas, (1997): Trends and jumps in the annual precipitation in South America south of the 15° S. *Atmósfera* **11**, 205-221.

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

Montecinos A., A. Díaz, P. Aceituno, (2000): Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *J. Clim.,* **13**, 746-758.

Montecinos, A., P. Aceituno (2003), Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulationanomalies, *J. Clim.*, **16**, 281–296.

Pittock A. B., (1980): Patterns of climatic variations in Argentina and Chile: I. Precipitation, 1931-1960. *Mon. Wea. Rev.* **108**, 1347-1361.

Quinn W. y V. Neal, (1983): Long-term variation in the southern oscillation, El Niño and the Chilean subtropical rainfall. *Fish. Bull.* **81**, 363-374.

Rosenblüth, B., H. Fuenzalida, P. Aceituno, (1997): Recent temperature variations in southern South America. *Int. J. Climatol.,* **17,** 67–85.

Rutlland, J., H. Fuenzalida (1991), Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the southern oscillation, *Int. J. Climatol.*, **11**, 63–76.

Satyamurty P., Nobre C. A., Silva Dias P. L., (2008): South America. En: Meteorology of the Southern Hemisphere, *Meteor. Mon.*, 119-139.

Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, (2013): Observations: Cryosphere. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Vera C., Baez J., Douglas M., Emmanuel C.B., Marengo J., Meitin J., Nicolini M., Nogués-Paegle J., Paegle J., Penalba O., Salio P., Saulo C., Silva Dias M.A., Silva Dias P., Zipser E. (2006) The South American low-level jet experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**(1), 63–77.

Viale, M., M. N. Nuñez (2011): Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical central Andes and associated synoptic and regional characteristics, *J. Hydrometeor.*, **12**, 481–507, doi:10.1175/2010JHM1284.1.

Vincent L. A., T.C. Peterson, V.R. Barros, M.B. Marino, M. Rusticucci,G. Carrasco, E. Ramirez, L.M. Alves, T. Ambrizzi, M.A. Berlato, A.M. Grimm,J.A. Marengo, L. Molion, D.F. Moncunill, E. Rebello, Y.M.T. Anunciação,J. Quintana, J.L. Santos, J. Baez, G. Coronel, J. Garcia, I. Trebejo,M. Bidegain, M.R. Haylock, D. Karoly. (2005),

Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960 – 2000, *J. Clim.*, **18**, 5011–5023,doi:10.1175/JCLI3589.1

WGMS, 2007. Global Glacier Changes: Facts and Figures, World Glacier Monitoring Services, United Nations Environmental Programme, Geneva.

Williams, R.S., Jr., Ferrigno, J.G. (eds.) (1999): Satellite Image Atlas of Glaciers of the Word –South America. USGS Professional Paper 1386-I.

Capítulo 2

Análisis diacrónico de los glaciares de los Andes Centrales del Sur en un Sistema de Información Geográfica a partir de imágenes satelitales

2.1. Introducción

Los cuerpos de hielo constituyen componentes cruciales del sistema hidrológico de montaña y son reconocidos como reservas estratégicas de agua para las zonas bajas adyacentes. Si bien la nieve que se acumula cada invierno en la Cordillera de los Andes constituye la principal fuente de agua para los ríos del oeste argentino, en años secos o con baja precipitación nival, los glaciares y partes que se descongelan de las crioformas tienen una contribución muy importante al caudal de los ríos andinos ya que aportan volúmenes significativos de agua de deshielo a la escorrentía ayudando a minimizar los impactos de las sequías en las actividades socio-económicas de los oasis de regadío [*Inventario Nacional de Glaciares*, 2012].

El objetivo del presente capítulo es caracterizar la evolución espacio-temporal de la extensión de los glaciares de valle y de montaña de la región de los Andes Centrales del Sur en el período 1989-2011 a partir de un análisis diacrónico de imágenes satelitales utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG). Un SIG es un sistema de información que se utiliza para ingresar, almacenar, manipular, realizar cálculos, análisis estadísticos y obtener datos georeferenciados. Permite administrar e integrar imágenes satelitales, mapas, fotografías, tablas, información estadística para realizar distintos tipos de representaciones.

2.1.1. La teledetección

En las últimas décadas, los avances tecnológicos han permitido obtener observaciones de la Tierra que posibilitaron la recolección de datos en lugares remotos del planeta donde no se tenía información debido al difícil acceso y las condiciones climáticas desfavorables, entre otros factores. La teledetección satelital tiene sus inicios en 1957, cuando la Unión Soviética puso en órbita el primer satélite terrestre, Sputnik 1. En febrero

de 1959 se lanzó el satélite Vanguard 2, desarrollado por *U.S. Army's Evans Signal Laboratory*, que fue el primero en transportar instrumentos meteorológicos. Unos meses más tarde, el Explorer 6 ofrecía la primera imagen de la tierra desde el espacio [*Kidder y Vonder Haar*, 1995]. En 1960, se pone en órbita el primer satélite de la serie TIROS, dedicado exclusivamente a la observación meteorológica. La Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA por sus siglas en inglés: *National Aeronautics and Space Administration*) lanzó en 1972 el primer satélite de la serie ERTS (*Earth Resources Technollogy Satellite*) que más tarde fue rebautizado como Landsat cuando se puso en órbita el segundo de la serie en 1975. Este programa tiene como misión principal mapear la superficie terrestre de manera continua.

El satélite Landsat tiene una órbita casi polar (no pasa exactamente sobre los polos) a una altura de 705 km de la superficie terrestre. Es un satélite heliosincrónico, tiene un período de revisita de 16 días y una resolución espacial de 30 metros. La Figura 2.1 muestra una línea de tiempo del programa Landsat. Es importante notar que, como se ve en la línea de tiempo, desde 1999 hasta el año 2011 los satélites Landsat 5 y Landsat 7 se encontraban en órbita, por lo que el período de revisita durante estos años se vio reducido en 8 días. Los sensores a bordo de los distintos satélites Landsat fueron mejorando sus capacidades con el tiempo, pero algunas características se mantuvieron a lo largo de los años. A partir del Landsat 4, puesto en órbita en julio de 1982, las bandas visibles e infrarrojas de los sensores TM y ETM+ a bordo de los siguientes satélites conservaron los mismos parámetros de colección (sensibilidad espectral y rangos) [*Davidson*, 2014]. El satélite Landsat 7 presenta una mejora en la resolución de su banda pancromática (15 m), aunque esta no es utilizada en esta Tesis. Además se mantuvieron las mismas áreas de colección en términos de tamaño y ubicación. Estas características resultaron en una galería de imágenes homogéneas de más de tres décadas, lo que lo hace una buena opción para estudios climáticos. En este capítulo, se utilizaron imágenes de los satélites Landsat 4, Landsat 5, Landsat 7 y Landsat 8, ya que éstos conservan homogeneidad en la resolución y anchos de bandas.

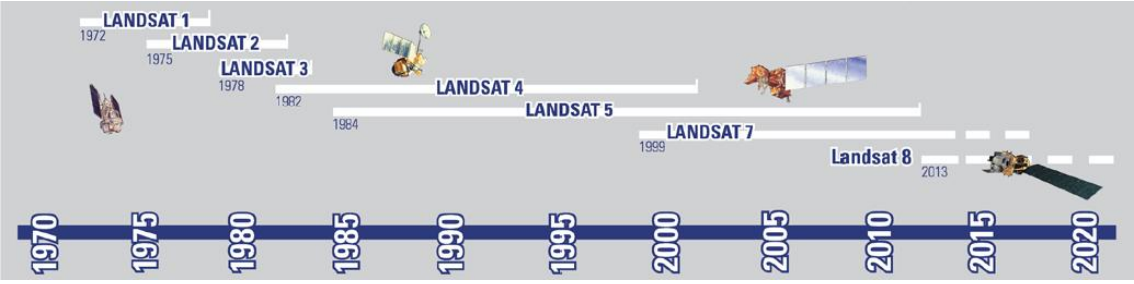


Figura 2.1. Línea de tiempo de los satélites Landsat (Fuente: *U. S. Geological Survey*)

De acuerdo con el Centro Canadiense para el Sensoramiento Remoto (*Canada Centre for Remote Sensing*), la teledetección satelital se define como: "La ciencia de adquirir información acerca de la superficie terrestre sin estar realmente en contacto con ella. Se realiza mediante la detección y registro de la energía emitida o reflejada y el procesamiento, análisis y aplicación de la información". En la Figura 2.2 se ilustra el proceso de teledetección satelital que involucra los siguientes elementos:

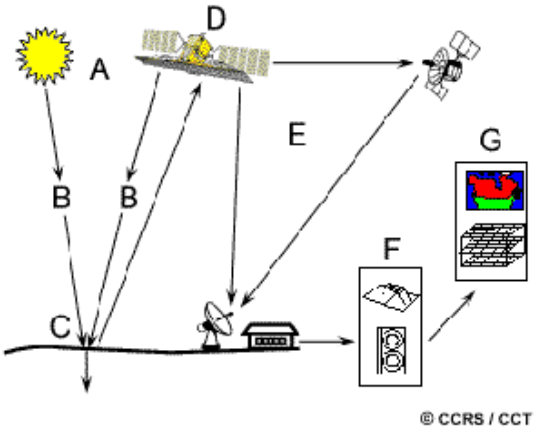


Figura 2.2. Proceso de teledetección satelital. Fuente: Canada Centre for Remote Sensing.

1) Energía fuente o iluminación (A): Se necesita contar con una fuente de energía que ilumine o provea energía electromagnética al objeto de interés.

2) Radiación y la atmósfera (B): La energía que viaja desde la fuente hacia el objetivo entra en contacto e interactúa con la atmósfera en su paso. También interactúa una segunda vez cuando la energía viaja desde el objetivo hacia el sensor.

3) Interacción con el objetivo (C): Una vez que la energía atraviesa la atmósfera, interactúa con el objetivo dependiendo de las propiedades del mismo y de la radiación.

4) Registro de la energía por el sensor (D): Luego de que la energía fue dispersada o emitida por el objetivo, se requiere un sensor remoto que colecte y registre la energía electromagnética.

5) Transmisión, recepción y procesamiento (E): La energía registrada por el sensor tiene que ser transmitida, en general de manera electrónica, a un centro donde se procesan los datos en una imagen.

6) Interpretación y análisis (F): La imagen procesada es interpretada visual y/o digital o electrónicamente, para extraer información acerca del objetivo.

7) Aplicación (G): Se cierra el proceso una vez que se aplica la información que se pudo extraer de la imagen del objeto para tener un mejor entendimiento acerca del mismo, revelar alguna información novedosa o que la imagen permita resolver algún problema particular.

Como se dijo anteriormente, el primer elemento del proceso de teledetección es una fuente de energía, en este caso el Sol. Esta energía se presenta en la forma de Radiación Electromagnética que se propaga en forma de ondas sinusoidales. Las ondas electromagnéticas pueden describirse tanto en función de sus longitudes de onda (λ), como de sus frecuencias (ν). El espectro electromagnético va desde las ondas más cortas, los rayos gamma, hasta las ondas más largas, las microondas y las ondas de radio (Figura 2.3). Muchas regiones del espectro son relevantes para la teledetección: Ultravioleta, visible (la única parte del espectro detectable por el ojo humano), infrarrojo (cercano y medio: IR reflejado, y lejano: IR térmico o emitido) y las microondas. Los sensores poseen un filtro para poder medir la radiación en segmentos angostos de longitudes de onda específicos. Estos intervalos en el espectro se los conoce como canales o bandas.

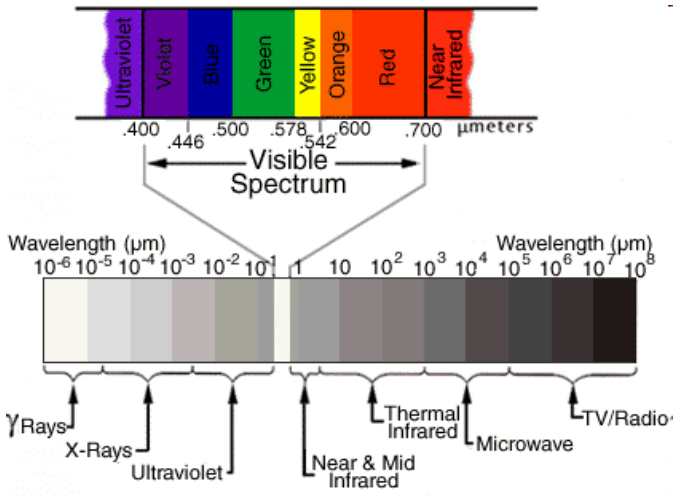


Figura 2.3. Espectro electromagnético. Fuente: NASA.

Los diferentes objetos o superficies presentan diferentes respuestas a los mecanismos de absorción, transmisión y reflexión de la energía, dependiendo de la longitud de onda de la radiación electromagnética y de las características de los mismos. Al medir la energía reflejada (o emitida) por los objetos o superficies terrestres sobre diversas longitudes de onda, se puede construir una respuesta espectral para cada uno. A partir de las respuestas espectrales es posible distinguir entre distintos elementos y determinar ciertas características. Por ejemplo, las hojas poseen un compuesto químico llamado clorofila que absorbe radiación en las bandas del visible correspondientes al verde y al rojo, pero refleja en longitudes de onda correspondientes al verde. Es por eso que en verano, las hojas de los árboles se ven más verdes, gracias a la presencia de la clorofila. En otoño, cuando las hojas poseen menor cantidad de clorofila, hay una menor absorción y mayor reflexión en el rojo, y las hojas se ven de un tono más amarillo o naranja, producto de la mezcla de verde y rojo. Además las hojas interactúan con la radiación IR, por lo que también se utiliza esta banda para estudiar la vegetación. Es importante determinar en qué parte del espectro refleja el objeto que queremos estudiar y entender cuáles son los factores que pueden influenciar la respuesta espectral para poder interpretar correctamente una imagen satelital. La Figura 2.4 muestra la respuesta espectral de distintas superficies en función de la longitud de onda. Se puede ver que la nieve y el hielo tienen su pico de reflectancia en aproximadamente 0.6 µm.

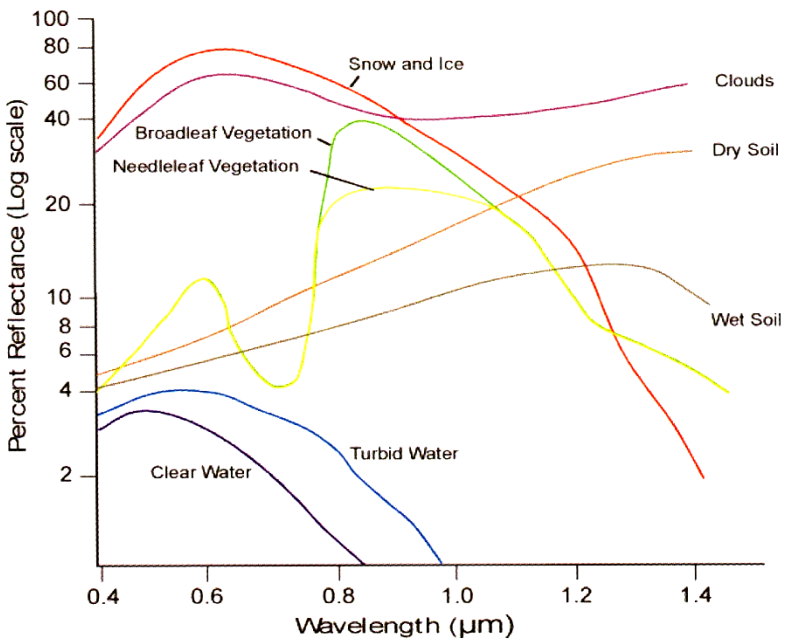


Figura 2.4. Porcentaje de energía reflejada en función de la longitud de onda para distintas superficies. Violeta: Agua clara, Azul: Agua turbia, Marrón: Suelo húmedo, Naranja: Suelo seco, Amarillo: vegetación de hojas finas, Verde: Vegetación de hojas anchas, Magenta: Nubes, Rojo: Nieve y hielo. Fuente: NASA.

Las imágenes obtenidas mediante un satélite son llamadas imágenes digitales. Los sensores miden la radianza en cada punto y almacenan un valor numérico (de 1 a 255 generalmente) para cada pixel, llamado número digital. Estos valores son utilizados para asignar un color a cada pixel en una escala de grises o de color para obtener la imagen satelital final. Por ejemplo, el satélite Landsat registra la cantidad de energía reflejada en cada banda para cada cuadrado de superficie de 30 m x 30 m, como se observa en la Figura 2.5. Se muestra una imagen satelital, con especial atención en una sección de la misma. Cada pixel tiene un color en escala de grises donde el negro, cuyo valor es cero, indica que no se refleja nada de luz en esa banda; mientras que el color blanco, valor 255, indica que la energía reflejada es máxima.

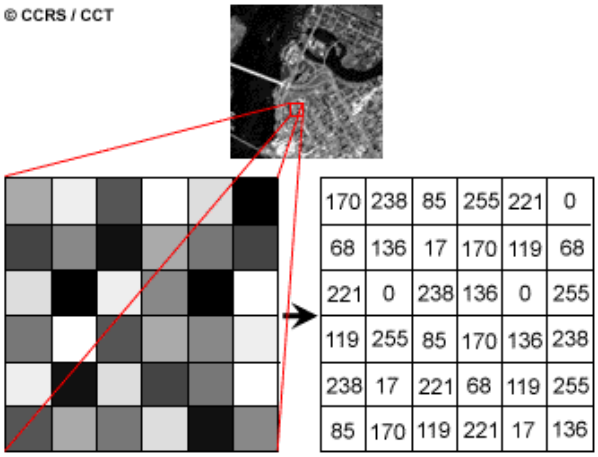


Figura 2.5. Esquema que muestra los números digitales de una imagen satelital. Fuente: *Canada Centre for Remote Sensing.*

Los distintos sensores a bordo de los satélites registran en sectores angostos del espectro y se almacenan en distintas bandas. Estas bandas se pueden mostrar y combinar usando los colores primarios (rojo, verde y azul) para resaltar determinadas características de las imágenes de acuerdo al objetivo del estudio. Por ejemplo, la combinación conocida como "*natural color*" utiliza las bandas visibles y, por lo tanto, tiene un aspecto similar a lo que detecta el ojo humano. En esta combinación la vegetación sana se muestra en verde, mientras que la vegetación enferma se ve en marrón o amarillo. Las rutas se ven grises y el agua se ve azul. Las nubes y la nieve se muestran en blanco, por lo que resultan difíciles de distinguir. Las Tablas 1, 2 y 3 muestran las diferentes bandas de los sensores TM, ETM y OLI-TIRS a bordo de los satélites Landsat 4, 5, 7 y 8.

Tabla 2.1. Bandas de los sensores TM a bordo de los satélites Landsat 4 y 5 de la NASA.

Sensor TM - Landsat 4 y 5

Banda espectral	Longitud de onda (µm)	Resolución (m)
Banda 1 Azul	0.45–0.52	30
Banda 2 Verde	0.52–0.60	30
Banda 3 Rojo	0.63–0.69	30
Banda 4–IR reflejada	0.76–0.90	30
Banda 5–IR reflejada	1.55–1.75	30
Banda 6–térmico	10.40–12.50	120
Band 7–IR reflejada	2.08–2.35	30

Tabla 2.2. Bandas del sensor ETM+ a bordo del satélite Landsat 7 de la NASA.

Sensor ETM+ - Landsat 7

Banda espectral	Longitud de onda (μm)	Resolución (m)
Banda 1 Azul	0.45 – 0.52	30
Banda 2 Verde	0.52 – 0.60	30
Banda 3 Rojo	0.63 – 0.69	30
Band 4 NIR	0.77 – 0.90	30
Band 5 SWIR 1	1.55 – 1.75	30
Band 7 SWIR 2	2.09 – 2.35	30
Band 8 Pan	0.52 – 0.90	15
Band 6 TIR	10.40 – 12.50	30/60

Tabla 2.3. Bandas del sensor OLI-TIRS a bordo del satélite Landsat 8 de la NASA.

Sensor OLI-TIRS - Landsat 8

Banda espectral	Longitud de onda (μm)	Resolución (m)
Band 1 Coastal	0.43 – 0.45	30
Band 2 Azul	0.45 – 0.51	30
Band 3 Verde	0.53 – 0.59	30
Band 4 Rojo	0.64 – 0.67	30
Band 5 NIR	0.85 – 0.88	30
Band 6 SWIR 1	1.57 – 1.65	30
Band 7 SWIR 2	2.11 – 2.29	30
Band 8 Pan	0.50 – 0.68	15
Band 9 Cirrus	1.36 – 1.38	30
Band 10 TIRS 1	10.6 – 11.19	100
Band 11 TIRS 2	11.5 – 12.51	100

A continuación se muestra, a modo de ejemplo, una imagen compuesta "*natural color*" RGB 543 del satélite Landsat (Figura 2.6). La escena se encuentra centrada en aproximadamente 33ºS-71ºO. Esta composición muestra la vegetación verde, el agua azul oscuro y las zonas urbanas grises. Se puede distinguir la zona urbana de la ciudad de Santiago de Chile en el medio de la escena. En cian se aprecian las zonas cubiertas con nieve o hielo. Este color se obtiene de la combinación de azul y verde, que es donde la nieve o hielo tiene su máximo de reflexión.

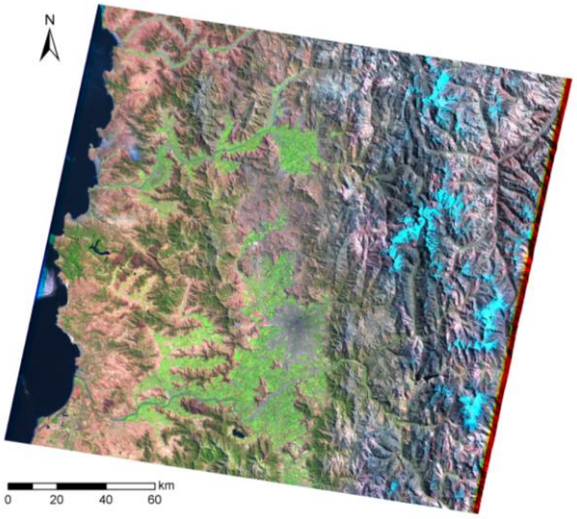


Figura 2.6. Ejemplo de imagen en color natural, composición de bandas TM 5, 4 y 3. (ID: LT52320841989093CUB00, tomada el 03/04/1989)

2.1.2. Los glaciares en el sistema climático

Los glaciares son cuerpos de hielo sobre tierra que muestran evidencias de movimiento pasado o presente [*Meier*, 1964]. La ablación involucra todos los procesos que hacen decrecer la masa del glaciar como el derretimiento y escorrentía, la evaporación, sublimación, el desprendimiento de masa de hielo del glaciar y la erosión de viento [*Paterson*, 1994]. La nieve se transforma lentamente en hielo sólido por compresión y recristalización, mientras es empujada hacia elevaciones menores por la gravedad, donde la ablación excede a la acumulación de masa [*Knight*, 1999; *Meier*, 1964]. Se llama zona de acumulación (ver esquema en Figura 2.7), al área del glaciar donde la acumulación de nieve es mayor que el derretimiento durante el verano. La parte más baja del glaciar, donde la ablación supera a la tasa de acumulación, es la zona de ablación. El límite entre estas dos zonas, donde la acumulación es igual a la ablación, se llama línea de equilibrio. Cuando la acumulación supera a la ablación, el glaciar crece en masa y, usualmente, avanza. Cuando la ablación excede a la acumulación, el glaciar decrece su masa y se afina o retrocede. Si la acumulación es igual a la ablación, la masa del glaciar permanece estable [*Karpilo*, 2009]. La Figura 2.7b) muestra un glaciar de circo en el Parque Nacional y Reserva Denali en Alaska, Estados Unidos tomada de *Karpilo* [2009], donde se pueden observar la zonas de acumulación y ablación, así como la línea de equilibrio.

a)

b)

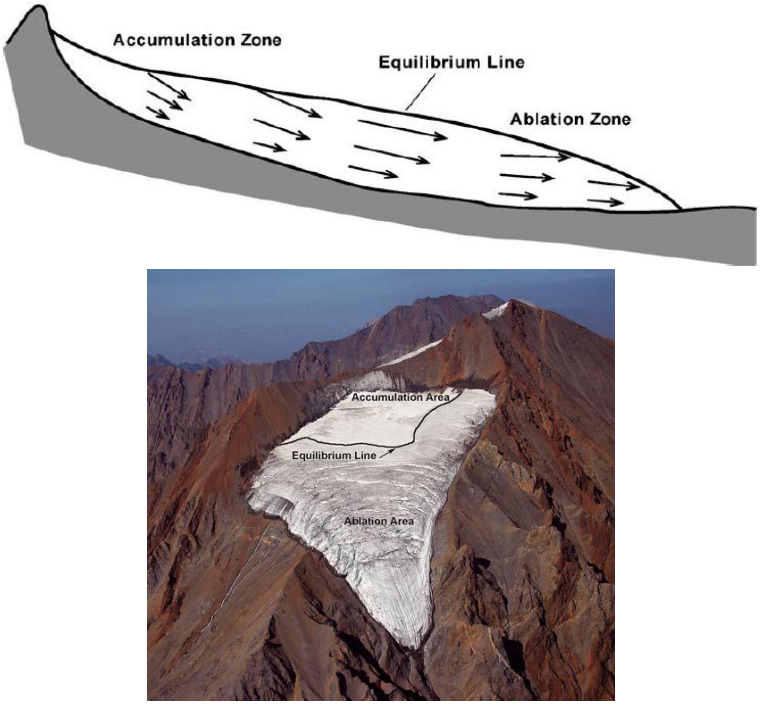


Figura 2.7. a) Esquema de zonas de un glaciar de montaña. Las fechas representan a los vectores velocidad. Fuente: *Cuffey y Paterson* [2010]. b) Imagen de un glaciar de montaña. Fuente: *Karpilo* [2009].

Los glaciares juegan un papel importante en los sistemas hidrológicos tanto locales como globales. En escala local, actúan como reservas naturales que regulan el régimen hídrico local que puedan amortiguar sequías meteorológicas estacionales, almacenando agua durante períodos fríos y húmedos de invierno, y liberándola en los períodos cálidos y secos de verano [*Post et al.*, 1971; *Fountain et al.*, 1997]. A escala global, los glaciares sirven como un reservorio de agua sobre tierra de tamaño variable, y como mecanismo lento de transporte de agua desde la atmósfera hacia la superficie y de vuelta al océano [*Knight*, 1999]. Debido a estas relaciones, los cambios en la extensión de los glaciares influyen directamente en el nivel del mar global, la salinidad y la temperatura del océano.

Dadas las evidencias de retrocesos de glaciares a lo largo de todo el mundo, existen esfuerzos mundiales y nacionales de realizar inventarios de glaciares. En 1970, la UNESCO introdujo un esquema de clasificación para la nieve permanente y las masas de hielo como una contribución a la Década Internacional Hidrológica [*UNESCO*, 1970]. Esta clasificación fue adoptada y revisada por el *World Glacier Monitoring Service* (WGMS;

http://www.geo.unizh.ch/wgms/) y fue utilizada para inventariar 67.000 glaciares alrededor del mundo. El proyecto GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*) se creó con el objetivo de crear una base homogénea de glaciares alrededor del mundo y generó un documento guía para la clasificación de glaciares [*Rau et al.*, 2005]. A nivel nacional, en el marco de la Ley Nacional de Glaciares se creó un documento con las directivas para inventariar glaciares en la Argentina [*Castro et al.*, 2012]. Al momento de escribir esta tesis, el inventario nacional se encontraba en proceso.

Para clasificar los glaciares se tienen en cuenta distintos aspectos. La clasificación primaria de acuerdo con *Rau et al.* [2005], identifica glaciares en unidades morfológicas diferentes. En esta tesis se consideraron las clases: Glaciar de valle y Glaciar de montaña, presentes en la región de los Andes Centrales del Sur, que se describen a continuación:

- Glaciar de montaña: glaciar generalmente de pequeño tamaño que se encuentra confinado por la topografía del terreno montañoso que lo rodea pero que no alcanza a fluir a lo largo de un valle; frecuentemente localizado en un circo o nicho [*Müller et al.*, 1977]. Incluye glaciares de circo, de nicho y de cráter (Figura 2.8a).

- Glaciar de valle: glaciar con un área de acumulación bien definida, cuya lengua esta encauzada y fluye valle abajo (Figura 2.8b).

a) b)

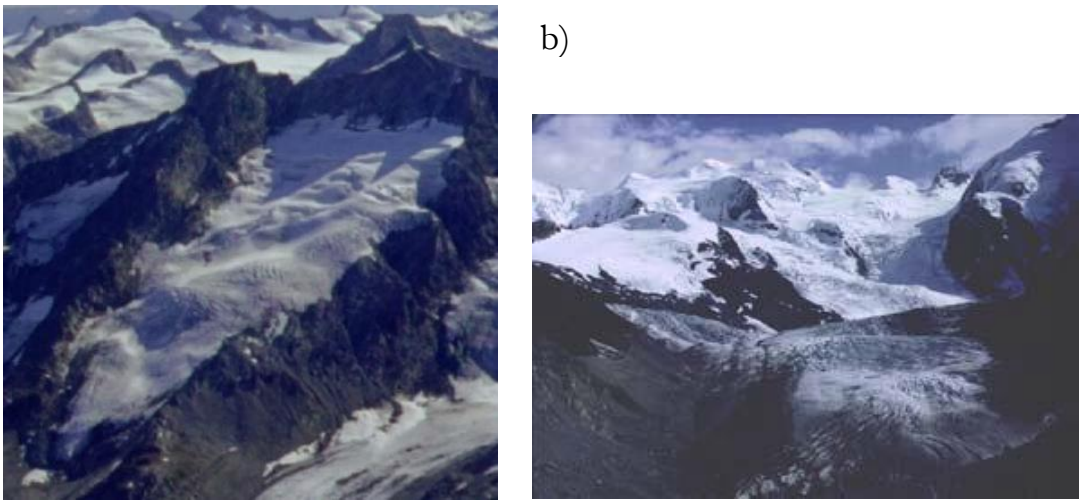


Figura 2.8. Fotografías de: a) glaciar de montaña, b) glaciar de valle. Fuente: *Rau et al.* [2005].

2.1.3. Antecedentes de estudio de glaciares utilizando imágenes satelitales

Existen diversos estudios que utilizan la teledetección para el estudio de los glaciares de montaña en los Alpes [e.g.: *Paul*, 2002; *Bayr et al.*, 1994], el Himalaya [e.g.: *Kumar et al.*, 2013; *Haq et al.*, 2012] y los Andes tropicales [e.g.: *Burns y Nolin*, 2014; *Rabatel et al.*, 2013]. En la región de los Andes Centrales, la primer publicación en describir los glaciares es el trabajo de *Lliboutry* [1956], que realizó un mapa con una escala de 1:150,000 entre 32º30'-34º30'S y 69º40'-70º30'W con información provista por montañistas, su propia exploración y fotografías áreas. En el sector argentino, el primer relevamiento de glaciares fue realizado en la cuenca del río Mendoza en 1981 y se documentaron 674 km^2 de área glaciar, de los cuales de los cuales 304 km^2 correspondían a hielo descubierto y 343 km2 a hielo cubierto por detrito [*Corte y Espizúa*, 1981].

El trabajo de *Ezpizúa* [1986] describe la variación de la extensión de los glaciares de la cuenca del Río Plomo (ubicado desde 32°57' a 33º12' S y de 69°57' a 70º06' W) entre 1909 y 1983, y encuentra que 7 de los 9 glaciares de esta cuenca, habían retrocedido. Los otros dos mostraban un comportamiento de surgimiento. Los glaciares de la cuenca del Río Atuel (34º20'-35º20'S) fueron estudiados por *Cobos y Boninsegna* [1983] a través de fotografías aéreas e in-situ, narraciones de viajeros, informes científicos antiguos y dibujos. Mostraron un receso generalizado de los glaciares entre 1914 y 1982.

La cuenca Aconcagua (33ºS) fue estudiada por *Bown et al.* [2008]. Se realizó un inventario de los glaciares de la zona, y al compararlo con un inventario realizado en 1955 se encontró una reducción del área cubierta por glaciares de 30 km^2. Además estudiaron el glaciar Juncal Norte, que mostró un retroceso total de 1.5 km^2 entre 1955 y 2006.

El impacto del fenómeno El Niño – Oscilación del Sur sobre los glaciares, depende de la región donde se encuentren ubicados. En el caso de los glaciares en los Andes tropicales, la influencia de la fase positiva del ENOS es negativa, debido al aumento de las temperaturas en esta región que podrían aumentar el derretimiento de los glaciares. En el caso de los Andes Centrales del Sur, el principal impacto del ENOS se manifiesta en la precipitación de invierno, que aumenta en la fase positiva y disminuye en la fase negativa [*Escobar y Aceituno*, 1998]. *Rivera et al.* [2000] compararon la respuesta de un glaciar en los Andes tropicales (glaciar Zongo) con uno de Chile Central (glaciar Echaurren) en presencia de eventos ENOS, y señalaron que se observaron comportamientos totalmente opuestos. Sin embargo, en ausencia de eventos ENOS ambos glaciares presentan un balance de masa negativo.

2.2. Descripción de los datos satelitales utilizados

Las mediciones remotas de nieve y hielo requieren una resolución espacial similar a la de las características topográficas. En áreas montañosas, la resolución ideal es del orden de decenas de metros [*Albert*, 2002]. Por lo tanto, se seleccionaron imágenes del satélite Landsat ya que no solamente este satélite posee una resolución adecuada para el objeto de estudio (30 m x 30 m), sino que además presenta un registro continuo de imágenes desde la década del 80 con variada calidad y disponibilidad; y posee acceso de manera libre y gratuita. Existen otros satélites con una mejor resolución que Landsat, como por ejemplo el satélite *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), con una resolución en las bandas del visible e infrarrojo cercano de 15 m. Este satélite también fue ampliamente utilizado en los últimos años para estudios de monitoreo [e.g.: *Kääb et al.*, 2002; *Casey et al.*, 2012] y también para inventarios de glaciares, como el proyecto GLIMS que realizó un inventario mundial de glaciares, o el Inventario Nacional de Glaciares de Argentina que se encuentra en proceso de registrar todos los glaciares y masas de hielo de este país. Sin embargo, dispone de imágenes a partir del año 1999 y no es de acceso libre y gratuito y, por lo tanto, no resulta útil para los objetivos del presente estudio.

Las imágenes Landsat fueron obtenidas a través del sitio web de USGS (*United States Geological Survey*): www.glovis.usgs.gov. Para seleccionar las imágenes satelitales se siguieron las recomendaciones de *Paul et al.* [2009], donde se sugiere elegir aquellas que no poseen nieve estacional. Para ello se consideró el final del año de ablación, que en el caso de glaciares extratropicales se considera como el fin del verano (a diferencia de los glaciares tropicales que se toma el fin de la estación seca) [*Inventario Nacional de Glaciares*, 2012]. Por lo tanto, se seleccionaron imágenes de fines de marzo a principios de abril. Otro factor considerado es la ausencia de nubes, con una tolerancia del 30% de nubosidad siempre y cuando no afecte a la visualización de los glaciares o zonas de nieve presentes en la imagen. Existen técnicas para filtrar la nubosidad en una imagen satelital, pero no fueron consideradas en esta tesis.

En mayo de 2003, el satélite Landsat 7 sufrió una falla permanente en su sistema de adquisición SLC (*Scan Line Corrector*) que compensa el movimiento del satélite. Este corrector tuvo que ser desactivado (las imágenes tomadas en este modo, se las conoce como imágenes SLC-off) y las imágenes presentan rayas sin dato como se muestra en la siguiente figura (Figura 2.9). Según USGS, esta falla produce una pérdida del 22% de cada imagen y la ubicación precisa de las líneas faltantes varía de imagen a imagen. Se puede ver

en la figura que una sólo una franja central de la escena (de ancho medio de 22 km) no se ve afectada por esta falla, y el tamaño de estas rayas aumenta hacia los bordes de la imagen. Al hacer zoom sobre uno de los glaciares presentes en la imagen se puede observar la presencia de estas rayas que podrían ser problemáticas a la hora de marcar el límite del glaciar.

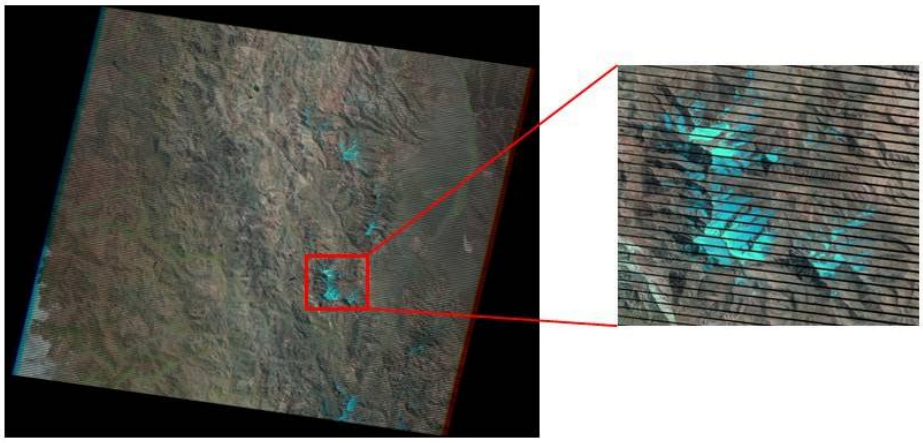


Figura 2.9. Imagen satelital (ID: LE72330822007078EDC00) obtenida por el satélite Landsat 7 el día 19/03/2007 con un zoom sobre el glaciar donde se puede ver el efecto SLC-off. Adaptada de USGS.

El sistema de referencia (*Worldwide Reference System*) de Landsat asigna números de camino (*path*) en forma secuencial de este a oeste, al recorrido orbital del satélite. Comienza con el número 001 para el primer camino que cruza el Ecuador en 65.48ºW. La delimitación del camino puede variar por distintos factores y, por lo tanto, la órbita se ajusta periódicamente para volver al satélite a su órbita inicial. A lo largo del camino que recorre el satélite, sus instrumentos escanean continuamente el terreno. Durante este proceso, se realiza una segmentación en cuadros conocidos como escenas. El número de fila se refiere al centro latitudinal de cada cuadro. Por lo tanto, cada escena se encuentra identificada por un número de camino (*path*) y un número de fila (*row*). La Figura 2.10 muestra la cobertura de la región en escenas del satélite Landsat. Estas escenas cubren toda el área que contiene glaciares entre 30º y 37ºS.

La Tabla 2.4 muestra el listado de imágenes satelitales seleccionadas para este estudio. Las imágenes se encontraban ortorectificadas y georeferenciadas con el sistema de

referencia global WGS84 y proyectadas con el sistema de proyección *Universal Transversal Mercator* [*Tucker et al.*, 2004] en Zona 19 SUR. Es importante aclarar que no fue posible conseguir imágenes equiespaciadas en el tiempo, ni los mismos años para todos los sitios dada la limitación de la fecha (fin de marzo a principios de abril), la frecuencia temporal de imágenes, la presencia de nubosidad y la calidad de la imagen.

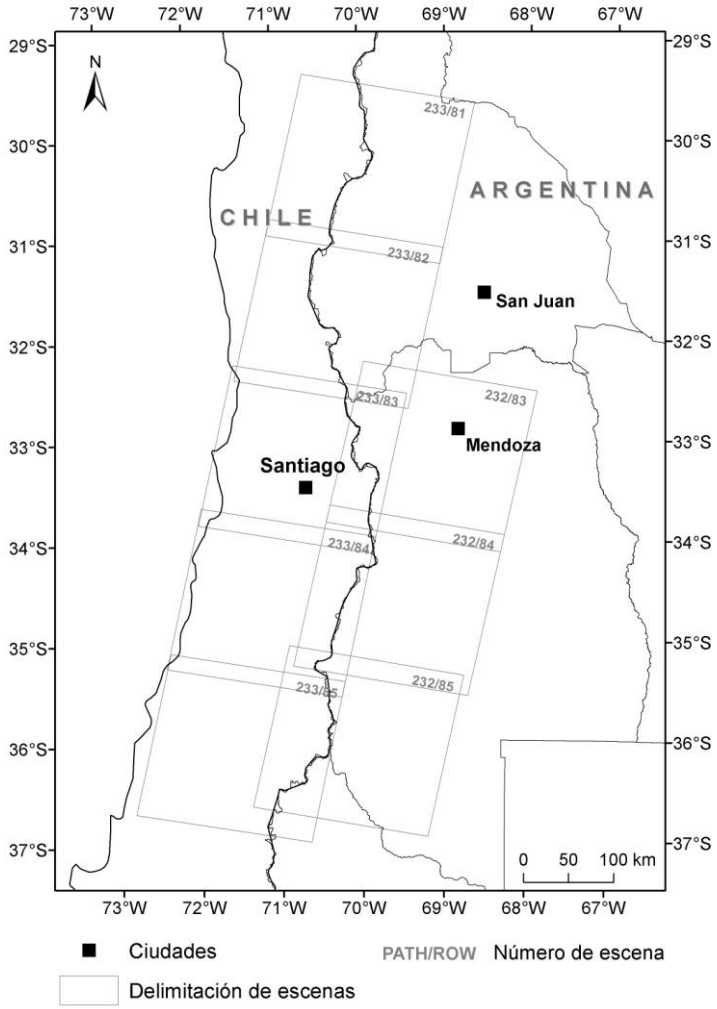


Figura 2.10. Cobertura de la región de estudio por escenas del satélite Landsat.

Tabla 2.4. Listado de imágenes Landsat seleccionadas para el estudio.

Path/Row	Imagen ID	Fecha de adquisición	Satélite	Sensor
233/081	LT52330811989084CUB00	25/03/1989	Landsat-5	TM
	LT52330811990103CUB00	13/04/1990	Landsat-5	TM
	LT52330811993095CUB02	05/04/1993	Landsat-5	TM
	LT52330811996088CUB00	28/03/1996	Landsat-5	TM
	LE72330812000091EDC00	31/03/2000	Landsat-7	ETM
	LE72330812002096COA00	06/04/2002	Landsat-7	ETM
	LT52330812004078CUB00	18/03/2004	Landsat-5	TM
	LT52330812007086COA00	27/03/2007	Landsat-5	TM
	LT52330812008089CUB00	29/03/2008	Landsat-5	TM
	LT52330812009075COA02	16/03/2009	Landsat-5	TM
	LT52330812010078CUB00	19/03/2010	Landsat-5	TM
	LT52330812011081CUB00	22/03/2011	Landsat-5	TM
	LC82330812014105LGN00	15/04/2014	Landsat-8	OLI-TIRS
233/082	LT52330821989084CUB00	25/03/1989	Landsat-5	TM
	LE72330822000091EDC00	31/03/2000	Landsat-7	ETM
	LT52330822010078CUB00	19/03/2010	Landsat-5	TM
232/083	LT52320831989093CUB00	03/04/1989	Landsat-5	TM
	LT52320831993088CUB00	29/03/1993	Landsat-5	TM
	LT52320831995078CUB00	19/03/1995	Landsat-5	TM
	LT52320831996081CUB00	21/03/1996	Landsat-5	TM
	LE72320832000084COA00	24/03/2000	Landsat-7	ETM
	LT52320832001078COA00	19/03/2001	Landsat-5	TM
	LT52320832004087COA00	27/03/2004	Landsat-5	TM
	LT52320832007079CUB00	20/03/2007	Landsat-5	TM
	LT52320832008082COA00	22/03/2008	Landsat-5	TM
	LT52320832009100COA00	10/04/2009	Landsat-5	TM
	LT52320832010087CUB00	28/03/2010	Landsat-5	TM
	LT52320832011090CUB00	31/03/2011	Landsat-5	TM

Tabla 2.4. Continuación.

Path/Row	Imagen ID	Fecha de adquisición	Satélite	Sensor
233/083	LT42330831989076XXX01	17/03/1989	Landsat-4	TM
	LT52330831993079CUB00	20/03/1993	Landsat-5	TM
	LT52330831995085CUB00	26/03/1995	Landsat-5	TM
	LT52330831996088CUB00	28/03/1996	Landsat-5	TM
	LT52330831999064COA00	05/03/1999	Landsat-5	TM
	LE72330832000091EDC00	31/03/2000	Landsat-7	ETM
	LE72330832002080EDC00	21/03/2002	Landsat-7	ETM
	LT52330832004078CUB00	18/03/2004	Landsat-5	TM
	LT52330832006099COA00	09/04/2006	Landsat-5	TM
	LT52330832009091COA02	01/04/2009	Landsat-5	TM
	LT52330832010078CUB00	19/03/2010	Landsat-5	TM
	LT52330832011081COA01	22/03/2011	Landsat-5	TM
232/84	LT52320841989093CUB00	03/04/1989	Landsat-5	TM
	LT52320841990080CUB00	21/03/1990	Landsat-5	TM
	LT52320841993088CUB00	29/03/1993	Landsat-5	TM
	LT52320841995078CUB00	19/03/1995	Landsat-5	TM
	LT52320841996081CUB00	21/03/1996	Landsat-5	TM
	LT52320841999105COA00	15/04/1999	Landsat-5	TM
	LE72320842000084COA00	24/03/2000	Landsat-7	ETM
	LT52320842010087CUB00	28/03/2010	Landsat-5	TM
	LT52320842011090COA01	31/03/2011	Landsat-5	TM
233/84	LT42330841989076XXX01	17/03/1989	Landsat-4	TM
	LE72330842000091COA00	31/03/2000	Landsat-7	ETM
	LT52330842010078COA01	19/03/2010	Landsat-5	TM
232/85	LT52320851990080CUB00	21/03/1990	Landsat-5	TM
	LE72320852000084COA00	24/03/2000	Landsat-7	ETM
	LT52320852010087COA01	28/03/2010	Landsat-5	TM
233/85	LT42330851989076XXX01	17/03/1989	Landsat-4	TM
	LE72330852000091COA00	31/03/2000	Landsat-7	ETM
	LT52330852010078COA01	19/03/2010	Landsat-5	TM

2.3. Discusión sobre metodologías de delimitación de áreas de glaciares

En la literatura pueden encontrarse diferentes métodos para delinear glaciares a partir de imágenes satelitales. Uno de los primeros trabajos que utilizó imágenes satelitales en estudios glaciológicos fue el de *Østrem* [1975], que generó composiciones de falso color

utilizando Landsat (sensor MSS) para distinguir zonas de acumulación y de ablación en glaciares de Noruega. Luego se utilizaron las imágenes satelitales en composición de falso color para realizar una delimitación manual del área de glaciares y compararlas en distintos años. Los primero estudios en Islandia y Austria [*Hall et al.*, 1992] delimitaron los bordes de distintos glaciares con una precisión de ± 1 pixel, que en el caso del sensor MSS es de ± 79 m, mientras que en caso de los datos del sensor TM es de ± 29 m. Otra metodología utilizada consiste en realizar un cociente entre bandas (por ej.: TM4/TM5 o TM3/TM5) y utilizar un umbral de reflectancia para delimitar el glaciar. *Jacobs et al.* [1997] utilizaron un umbral de segmentación de cociente de reflectancia mayor a uno para delimitar el perímetro de la capa de hielo Barnes. *Bayr et al.* [1994] usaron cocientes de los números digitales de las bandas TM4 y TM5 para marcar el límite del glaciar en la zona de ablación en dos glaciares en Austria. *Paul y Molg* [2014] utilizaron el cociente de bandas TM 3 y TM5 para mapear cambios en glaciares de Patagonia Norte. También se utilizan métodos de clasificación para distinguir áreas cubiertas por glaciares. *Aniya et al.* [1996] utilizaron una clasificación no supervisada con el algoritmo Isodata para clasificar superficies de glaciar en el campo de hielo de la Patagonia Sur.

Una forma de facilitar la interpretación de una imagen satelital es realizar una combinación de bandas para destacar el objeto a estudiar. Se puede combinar hasta tres bandas y se asocia cada una a un color primario (rojo, verde o azul). Esta metodología es conocida como composición de color. En esta tesis se realizó, con cada imagen, una composición de SWIR falso color que compone las bandas 4, 5 y 7 (RGB 457) de los sensores TM y ETM+. Para las imágenes pertenecientes al satélite Landsat 8, se realizó una composición entre las bandas 5, 6 y 7 (RGB 567), que es análoga a la composición RGB 457 de los sensores TM y ETM. Visualmente, esta composición permite distinguir a la nieve y hielo en color rojo [*Davidson*, 2014; *Haq et al.* 2012], como se ve en la Figura 2.11. Los anchos de bandas de los sensores TM y ETM son prácticamente los mismos, aunque existe una pequeña diferencia en algunas bandas. Por lo tanto, es posible utilizar la misma composición de bandas y obtener visualmente el mismo resultado. Estos trabajos previos, mostraron que para los sensores TM y ETM es posible destacar el área cubierta por glaciares, sin embargo, no se encontró en la literatura, una composición análoga para el sensor OLI-TIRS. Es por ello, que en este capítulo se prueba la composición de las bandas 5, 6 y 7 pertenecientes al satélite Landsat 8, similares en cuánto a sus rangos de longitudes de ondas a las bandas TM 4, 5 y 7, respectivamente. La Figura 2.11c también muestra el resultado de la composición de bandas RGB 567 del sensor OLI-TIRS, donde se puede

apreciar las zonas de nieve y hielo en rojo, al igual que en las composiciones del los sensores TM y ETM. En las imágenes se puede ver el glaciar Pircas Negras, ubicado en la provincia de San Juan, Argentina.

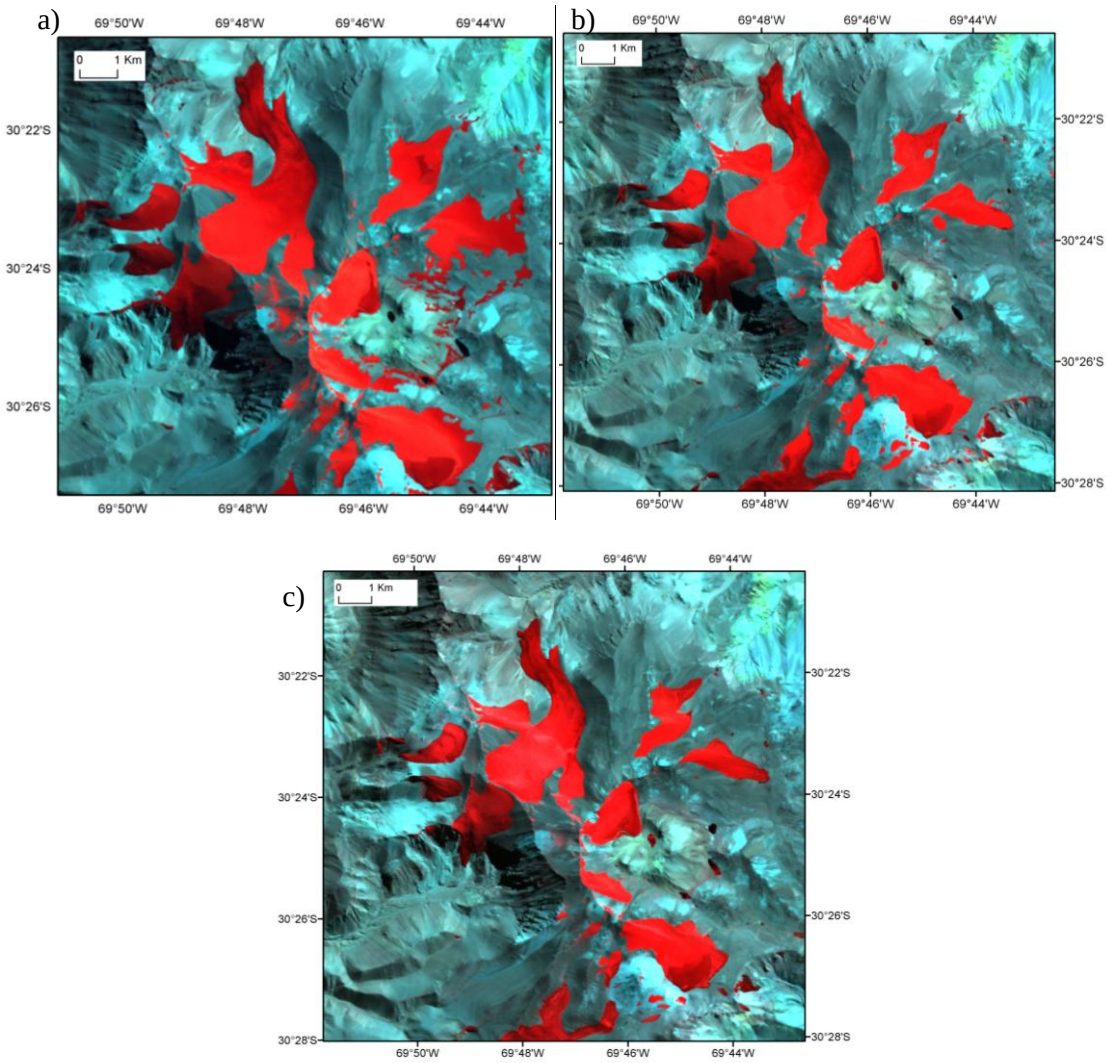


Figura 2.11. Comparación de composiciones de falso color SWIR. RGB: 4, 5, 7 de las imágenes Landsat: a) sensor TM, b) sensor ETM. c) RGB: 5, 6, 7 de sensor OLI-TIRS.

Una vez realizadas las composiciones, se procedió a explorar distintas metodologías para distinguir las superficies de los glaciares, de otras superficies. A continuación, se describen las metodologías consideradas y sus resultados.

2.3.1. Delimitación manual de las superficies cubiertas por glaciares

Los primeros estudios sobre glaciares utilizando la teledetección satelital proponían metodologías de delimitación manual a partir de composiciones de color [*Ostrem,* 1975; *Rott,* 1976]. Para poder comparar el resultado de las distintas metodologías, se desea contar con una delimitación del área de un glaciar lo más cercana a la realidad posible. De acuerdo con *Albert* [2002], el método de digitalización manual posee una precisión superior al 99%, por lo tanto, se seleccionó este método para poder comparar con el resto de las metodologías. A pesar de la alta precisión, esta metodología es poco efectiva ya que consume mucho tiempo de trabajo, por lo tanto no fue aplicada para toda la región de estudio. Sin embargo, fue utilizada para estimar el área del glaciar Pircas Negras y comparar, más adelante, las estimaciones producidas por el resto de las metodologías sobre el mismo glaciar.

2.3.2. Clasificación no supervisada

La clasificación de una imagen, es el proceso de agrupamiento de los pixeles en un número finito de categorías, de acuerdo a los números digitales de los mismos. Se utiliza como entrada una imagen multibanda en formato raster. En una clasificación no supervisada, se agrupan los pixeles de acuerdo a homogeneidad y distancia espectral. En este capítulo, se aplicó un método de agrupamiento conocido como algoritmo iterativo *Isodata* a la combinación de bandas RGB 457. El método consiste en proponer candidatos de clusters y permitir que sus medias migren en el dominio espectral, optimizando la clasificación en cada iteración [*Ball y Hall*, 1965]. En cada iteración del algoritmo, se compara cada pixel con la media de cada categoría y este es asignado a la más cercana. Luego se recalculan las medias y el proceso se repite hasta la que distancias medias de pixel a cluster se minimizan o hasta que se alcanza un número predefinido de iteraciones [*Albert*, 2002].

Para elegir la cantidad de clases, se siguió el criterio de *Paul et al.* [2000] que realizaron una clasificación no supervisada para delimitar áreas de glaciares en los Alpes suizos. En su trabajo, el autor sugiere utilizar 20 clases para realizar la clasificación. Al aplicar el método de clasificación no supervisada, se obtienen 20 categorías espectrales que fueron separadas en hielo/nieve y otro, utilizando la composición RGB 457 de referencia. Una vez separadas las clases, se procedió a realizar una reclasificación para obtener las dos

clases mencionadas. La Figura 2.12 muestra el resultado del método de clasificación no supervisada utilizando 20 clases de entrada, y reclasificando en dos clases, aplicada al glaciar Pircas Negras. Se puede ver en gris oscuro, los pixeles categorizados como nieve o hielo, y el resto de las superficies en gris claro.

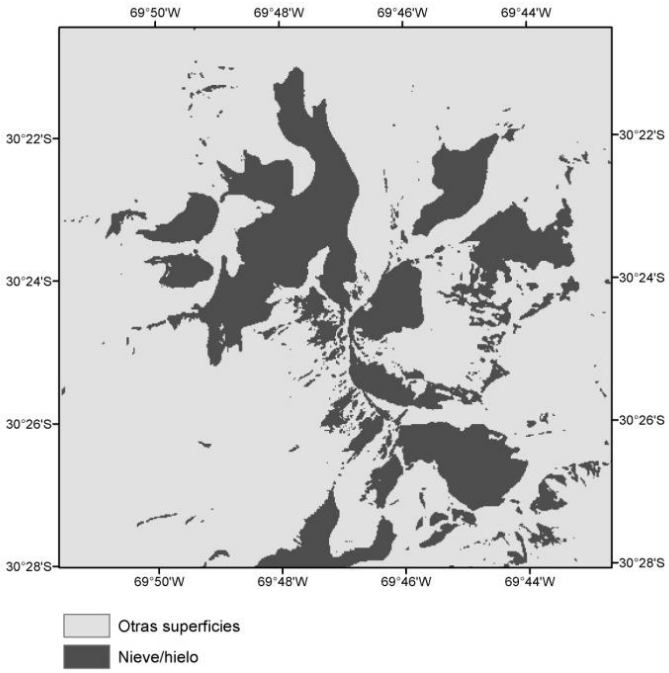


Figura 2.12. Clasificación no supervisada aplicada a la composición de bandas 4, 5 y 7 de la imagen ID: LT52330811989084CUB00 con 20 clases de entrada y posterior reclasificación en dos categorías. La superficies identificadas como hielo o nieve se muestran en gris oscuro.

Luego se computó nuevamente la clasificación no supervisada pero utilizando un número inferior de clases, 15 clases, con el propósito de comparar la dependencia del número de clases de entrada, en el resultado de la clasificación. Del mismo modo, se obtuvieron 15 categorías espectrales, que fueron reagrupadas manualmente y posteriormente fueron reclasificadas. En la Figura 2.13 se muestra la comparación entre la clasificación no supervisada con 20 clases y con 15 clases. Para una mejor visualización de las diferencias, se asignó el color blanco a la categoría "Otras superficies" de ambas clasificaciones. Dado que la cantidad de pixeles clasificados como nieve/hielo en la clasificación de 15 clases era menor que la clasificación de 20 clases y, además, las

diferencias se apreciaban en los bordes de las entidades identificadas como nieve/ hielo, se superpusieron las clasificaciones. Es por eso que en gris se pueden ver los pixeles clasificados como hielo/nieve en ambas categorizaciones, y en rojo los pixeles identificados en esta categoría al utilizar 20 clases. Al inspeccionar la imagen en falso color, se ve que los pixeles en rojo, correspondían a superficies con reflectancia característica de la nieve o hielo. Es por eso, que se puede asumir que la clasificación con 20 clases resulta más adecuada para esta imagen.

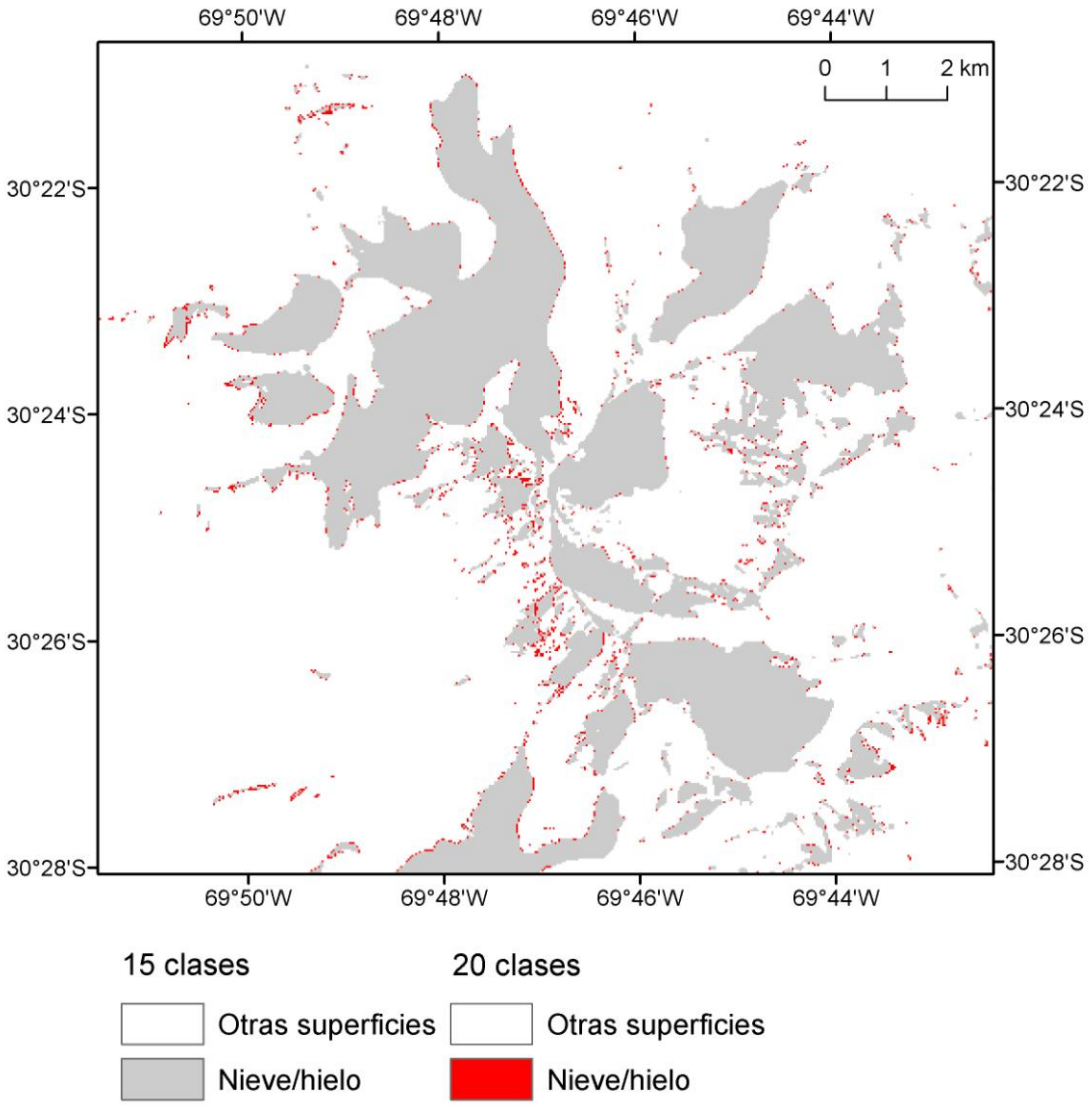


Figura 2.13. Clasificación no supervisada aplicada a la composición de bandas 4, 5 y 7 de la imagen ID: LT52330811989084CUB00 con 20 clases de entrada (blanco y gris) y 15 clases de entrada (blanco y rojo), y posterior reclasificación en dos categorías.

Si bien esta metodología clasifica satisfactoriamente las superficies cubiertas por nieve o hielo, esta no resulta útil para el presente estudio. Dado que el objetivo es identificar el área de las distintas zonas cubiertas por glaciares en la región de los Andes Centrales en distintos años, se desea aplicar una metodología consistente para todas las imágenes. Es decir, se quiere realizar clasificaciones comparables y consistentes entre sí.

2.3.3. Clasificación supervisada

En una clasificación supervisada el usuario determina las clases de cobertura de suelo en la imagen y luego selecciona pixeles que son representativos de cada clase [*Mausel et al.*, 1990]. Este conjunto de pixeles es conocido como "*training sets*" y se utiliza para clasificar todas las imágenes. En este caso, se definieron dos clases: hielo/nieve y otros. Luego el método obtiene la reflectancia espectral media y el desvió estándar de cada categoría y, a partir de esta información, los algoritmos de clasificación pueden seleccionar la clase más apropiada para cada pixel de la imagen [*Richards y Jia*, 1986].

El algoritmo de clasificación supervisada más popular es el de clasificación de máxima verosimilitud [*Albert*, 2002]. Este método está basado en la teoría de probabilidad Bayesiana y, por lo tanto, no asume que cada pixel tiene igual probabilidad de pertenecer a cada clase [*Hord*, 1982]. En cambio, este algoritmo usa el vector de valores medios y la matriz de covarianza para determinar la probabilidad de que cada pixel en la imagen pertenezca a cada clase. Se asume que estas estadísticas tienen una distribución normal [*Blaisdell*, 1993].

En primer lugar, se generó una guía para aplicar la clasificación. Se creó un polígono en Arcgis donde se identificaron zonas cubiertas por glaciar y otras superficies sobre una imagen falso color RGB 457. Se utilizó esa guía para aplicar el método de máxima verosimilitud. Una vez obtenido el raster resultante, se aplicó un filtro "*Majority filter*" para eliminar pixeles aislados que podrían ser producto de una mala clasificación.

Se deseaba contar una guía común para clasificar todas las imágenes seleccionadas. Para ello se seleccionó un sector de la imagen ID LT42330851989076XXX01, perteneciente al año 1989. Sobre esta imagen, se generó una guía para ser utilizada en el resto. Sin embargo, al aplicar la clasificación supervisada a las imágenes del año 2000, surgieron algunos errores. En la Figura 2.14 se puede ver un sector de la región de estudio.

La composición natural, producto de las bandas 5, 4 y 3, muestra las superficies de hielo en cyan y la vegetación en verde. En la composición falso color, producto de las bandas 5, 6 y 7, se ve el hielo en rojo y la vegetación en tono anaranjado. Cuando se aplica la metodología de clasificación supervisada a esta imagen (Figura 2.14) utilizando una guía generada en la imagen de 1989, se ve que el método identifica las zonas cubiertas de hielo, pero también incluye zonas con vegetación, que en la imagen de falso color se ven en anaranjado, mientras que en la composición de color natural se ven en verde. Esto no ocurre cuando se aplica al método a otras imágenes del año 1989, 1996 ó 2010. Por otro lado, si se realiza la clasificación supervisada utilizando una guía generada en el año 2000, como muestra la Figura 2.14, la metodología no incluye las zonas con vegetación, como sí lo hacía al utilizar la guía del 1989. Una posible explicación para este problema tiene que ver con las bandas de los sensores de los distintos satélites. Como puede verse en la Tabla 2.4, todas las imágenes del año 2000 pertenecen al satélite Landsat 7, cuyo sensor es ETM+. Mientras que las imágenes de los años 1989, 1996 y 2010 pertenecen a los satélites Landsat 4 y Landsat 5, ambos con sensor TM. En las Tablas 2.1 y 2.2, se pueden ver las longitudes de onda de las bandas de los sensores TM y ETM+, y se puede notar que las bandas 4 y 7 no tienen exactamente el mismo rango de longitudes de onda. Se sugiere esta diferencia, aunque para determinar el motivo del error en la clasificación observado únicamente en las imágenes del año 2000, del satélite Landsat 7, es necesario realizar un análisis más profundo aplicando conocimiento específicos de sensoramiento remoto que exceden los objetivos de esta tesis.

Para aplicar la clasificación supervisada a las imágenes del año 2014, todas obtenidas por el satélite Landsat 8, cuyo sensor es el OLI-TIRS, tampoco resulta viable utilizar la guía generada en el año 1989. Este sensor, presenta grandes diferencias en las longitudes de onda de sus bandas, con respecto a los sensores anteriores. Por lo tanto, no es posible utilizar la misma guía. Por todo lo expuesto, este método no resultó adecuado para aplicarlo a la región completa y calcular áreas cubiertas por glaciares.

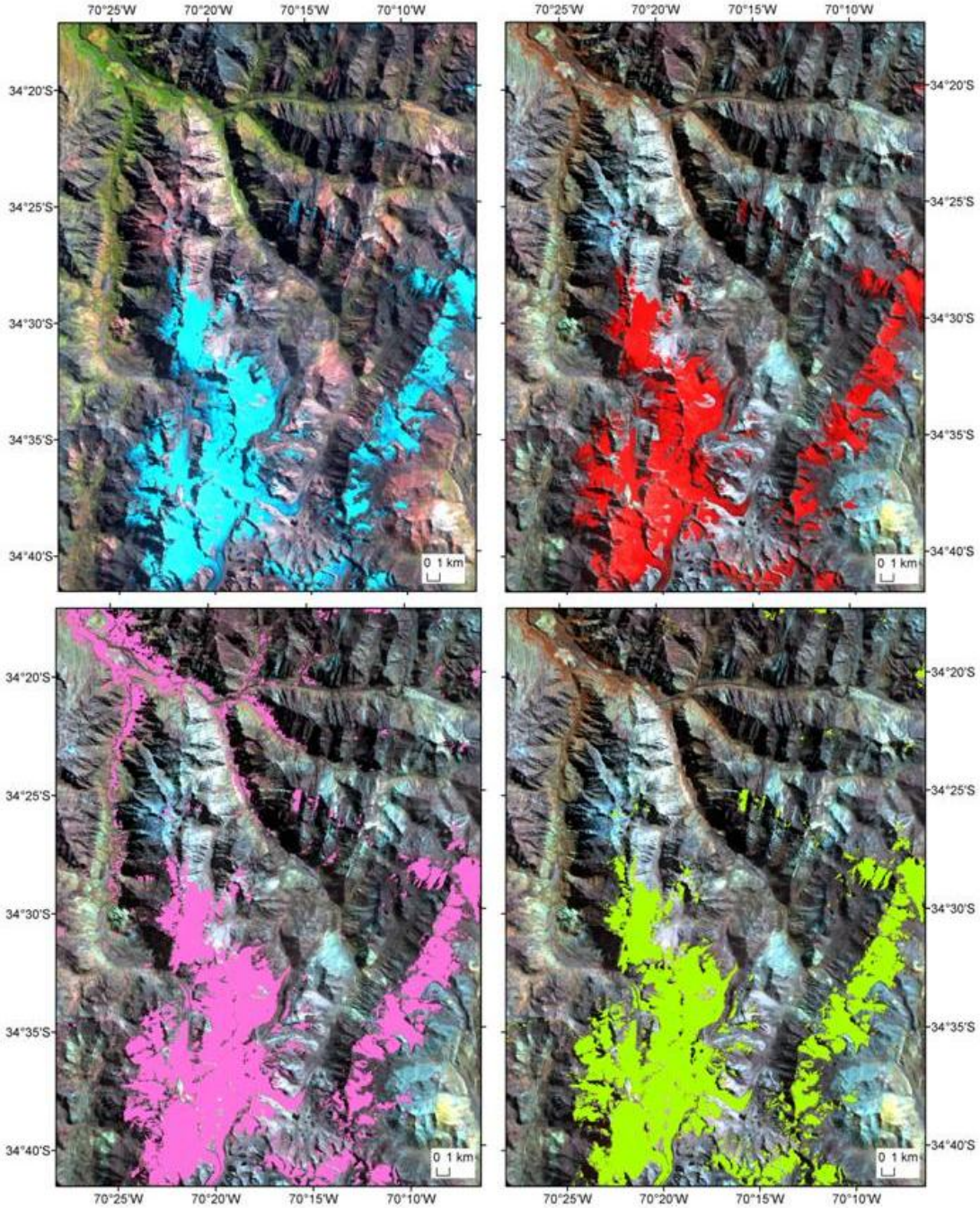


Figura 2.14. Arriba izquierda: Composición de color natural, donde el hielo se ve en color cyan. Arriba derecha: Composición de false color, donde el hielo se ve en rojo. Abajo izquierda: Clasificación supervisada utilizando una guía del año 1989, las superficies clasificadas como hielo se muestran en rosa. Abajo derecha: Clasificación supervisada utilizando una guía del año 1989, las superficies clasificadas como hielo se muestran en verde.

2.3.4. Cociente de bandas

Como se dijo anteriormente, la nieve y el hielo presentan su máximo de reflectancia en la franja del visible correspondiente al rojo y en el infrarrojo cercano, y tienen baja reflectancia en la región del infrarrojo medio. *Hall et al.* [1987] encontraron que el cociente de bandas 4 y 5 del sensor TM resultaba útil para resaltar las diferencias de reflectividad de los glaciares. El cociente de bandas 4/5 da como resultado una imagen que resalta las características del hielo y la nieve dada la gran diferencia en la respuesta espectral de estas superficies, entre la banda 4, donde se encuentra número digitales generalmente altos y la banda 5, caracterizada por números digitales bajos en hielo y nieve. El contraste es más evidente en la zona de acumulación de los glaciares donde las diferencias entra las respuestas espectrales de estas bandas son mayores [*Hall et al.*, 1987]. También se ha propuesto el cociente de bandas 3/5 del satélite Landsat. Valores altos del cociente 3/5 indican mayor reflectancia en la banda visible roja que en el IR medio y, por lo tanto, se caracteriza como nieve o hielo. El cociente de bandas 4/5 es comúnmente utilizado en la literatura [e.g. *Hall y Chang*, 1988; *Paul*, 2000, 2002; *Paul et al.* 2001; *Kääb et al.*, 2002a, 2002b; *Bown et al.*, 2008] y ha arrojado mejores resultados que el cociente 3/5, probablemente debido a la absorción del rojo por parte del hielo glaciar [*Albert,* 2002].

La Figura 2.15 permite una comparación visual del resultado de aplicar las diferentes metodologías al glaciar Pircas Negras en la provincia de San Juan, Argentina. La Figura 2.15a) muestra la composición de color RGB 457 donde se distinguen las áreas de nieve y hielo en rojo, que se muestra como base para comparar con las distintas metodologías. La Figura 2.15b) es el resultado de la delimitación manual realizada sobre el glaciar principal, por eso el resto de las áreas de hielo/nieve aparecen en rojo. Las Figuras 2.15c) y 2.15d) muestran las clasificaciones no supervisada y supervisada. Por último, las Figuras 2.15e) y 2.15f) muestran los resultados del cociente de bandas 4/5 y 3/5. De la comparación visual se puede ver que el glaciar principal es delimitado satisfactoriamente por las cinco metodologías consideradas. Las mayores diferencias entre los métodos se observan en la detección de pixeles de hielo/nieve alrededor del glaciar principal. La Tabla 2.5 muestra el área del glaciar Pircas Negras calculado a través de las diferentes metodologías. Para estimar el área de entidades individuales, se procedió a transformar las capas raster en vector, para individualizar cada glaciar. Las clasificaciones supervisada y no supervisada presentan un valor del área estimada más parecido a la delimitación manual. Este último, como se dijo anteriormente presenta una mayor efectividad. Sin embargo, el

área estimada por los métodos de cocientes de bandas presenta una diferencia menor a 1 km^2 con respecto a la delimitación manual que representa una diferencia de aproximadamente 5%. No se puede arribar a una conclusión robusta del análisis de un solo glaciar, pero también se tuvo en cuenta los resultados de *Albert* [2002] quien evaluó estas cinco metodologías junto con 11 otras metodologías en términos de costo/beneficio en la capa de hielo Quelccaya en Perú. En este trabajo se concluye que las metodologías más recomendadas para la delimitación de áreas de glaciar utilizando imágenes Landsat resultaron ser el cociente de bandas 4/5 y el Índice de Nieve de Diferencias Normalizadas (conocido como NDSI, por sus siglas en inglés) propuesto por *Kääb et al.* [2002]. Por lo tanto, en este capítulo se seleccionó la metodología de cociente de bandas 4/5 para identificar zonas cubiertas por nieve o hielo. Los datos de campo son considerados la fuente más precisa de información sobre el área de estudio. Sin embargo, la falta de mediciones sobre los glaciares hace imposible la comparación y verificación de la metodología seleccionada.

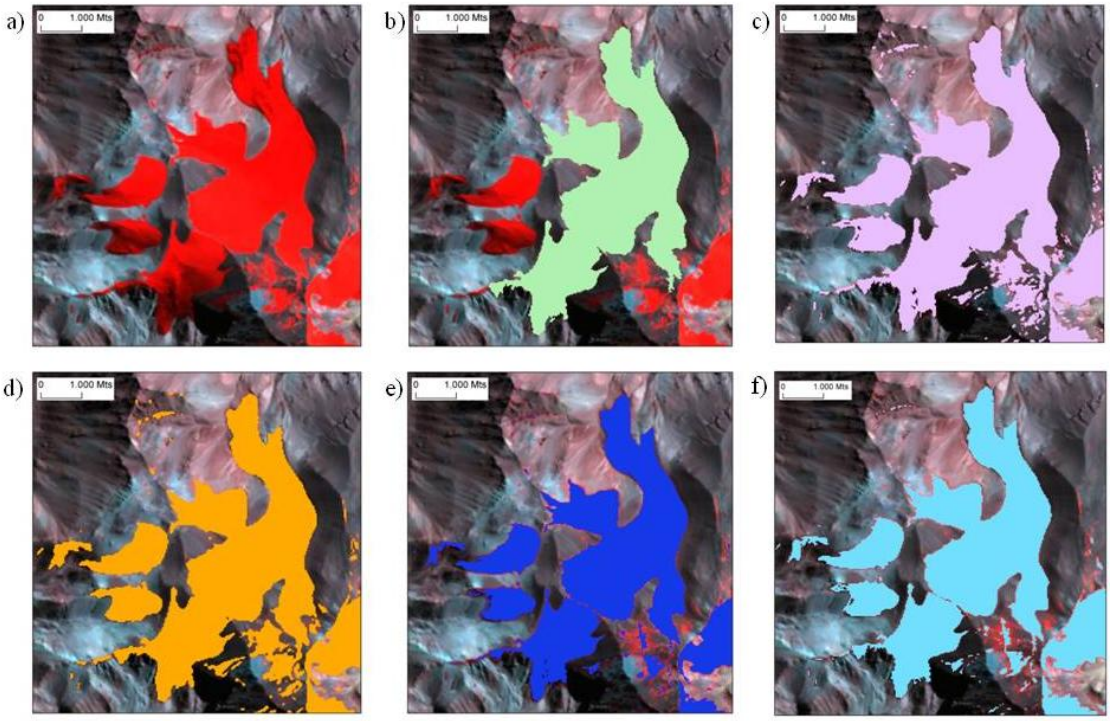


Figura 2.15. Comparación de metodologías aplicadas al glaciar Pircas Negras, San Juan, Argentina. a) Composición falso color RGB 457. b) Delimitación manual (sólo se delimitó el glaciar Pircas Negras). c) Clasificación no supervisada. d) Clasificación supervisada. e) Cociente de bandas TM 4/5. f) Cociente de bandas TM 3/5

Tabla 2.5. Área estimada del glaciar Pircas Negras en el año 1989 por las distintas metodologías.

Metodología	Area (km^2)
Delimitación manual	14,1
Clasificación supervisada	14,2
Clasificación no supervisada	14,1
Cociente de bandas 4/5	13,3
Cociente de bandas 3/5	13,5

2.5. Resultados

2.5.1. Análisis regional

En primer lugar se realizó una estimación del área total cubierta por glaciares o nieve permanente sobre la región de los Andes Centrales del Sur y su evolución en el tiempo. Para realizar este análisis se deseaba tener coincidencia de la totalidad de las escenas mostradas en la Figura 2.10 para un mismo año. Para ello se consideraron tres años: 1989, 2000 y 2010, que resultaron los años que presentaban casi la totalidad de las escenas y se encontraban aproximadamente equiespaciados en el tiempo durante el período analizado. Sin embargo, para la escena 232/85 no fue posible obtener una imagen del año 1989, por lo que se consideró una imagen del año 1990. Las Figuras 2.16, 2.17 y 2.18 muestran la distribución de zonas cubiertas por glaciares o nieve permanente en la región de estudio para los distintos años, 1989, 2000 y 2010, respectivamente. Estas figuras permiten observar que el área con mayor cobertura de glaciares de los Andes Centrales del Sur se ubica entre los 32º y los 35ºS, en el límite entre Argentina y Chile, donde también se ubican las zonas más pobladas, en la ciudad de Santiago (33,38ºS – 70,78ºO), al oeste de la cordillera. El área total cubierta por glaciares, pasó de 1272 km^2 en 1989, a 1177 km^2 en 2000 y finalmente se redujo a 1040 km^2 en 2010. Es decir, el área total cubierta por glaciares se redujo un 18% entre 1989 y 2010.

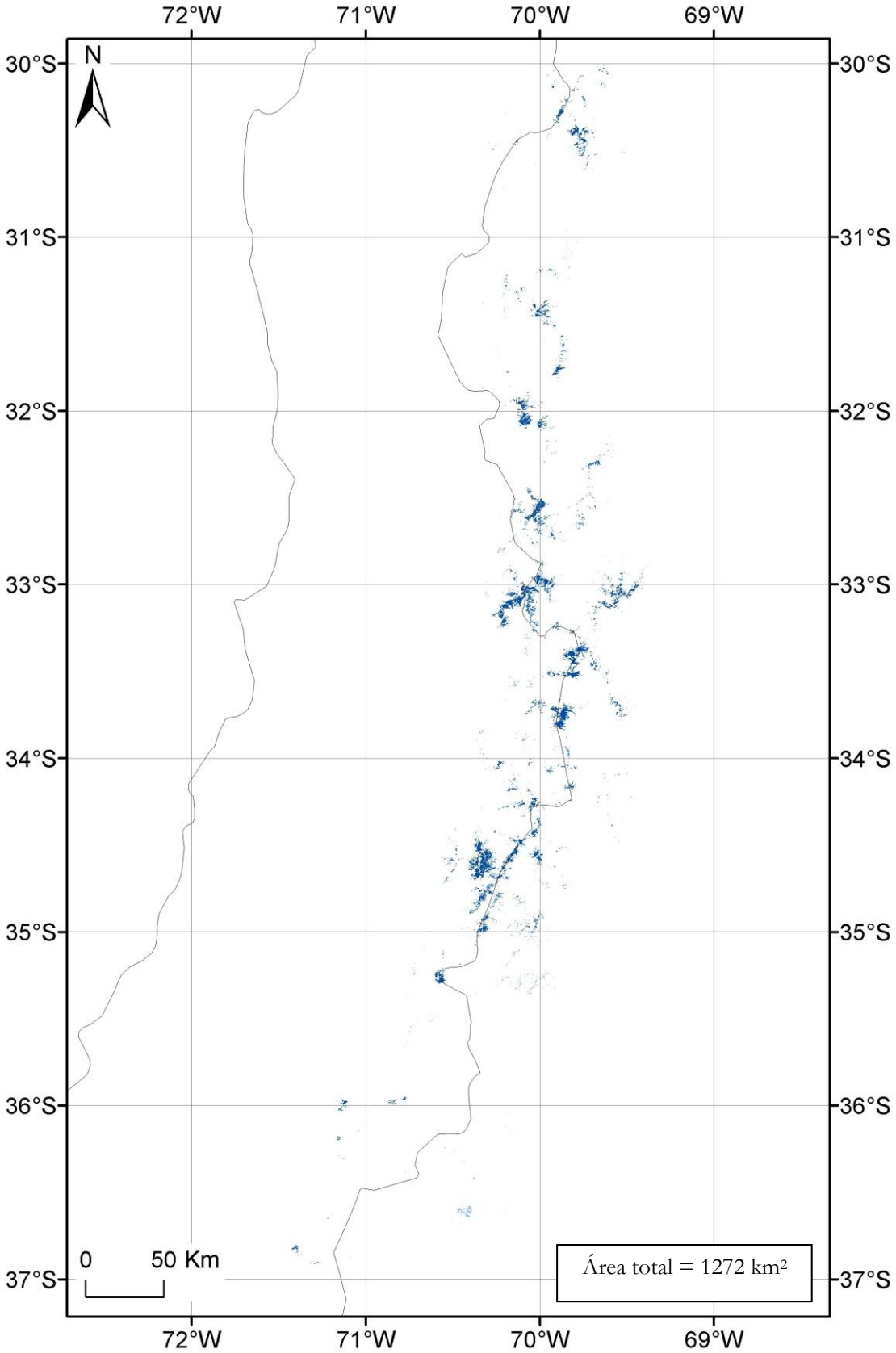


Figura 2.16. Superficie cubierta por nieve y hielo a través de la metodología de cocientes de bandas TM 4/5 para las imágenes del año 1989 (azul) y para una imagen de 1990 (celeste).

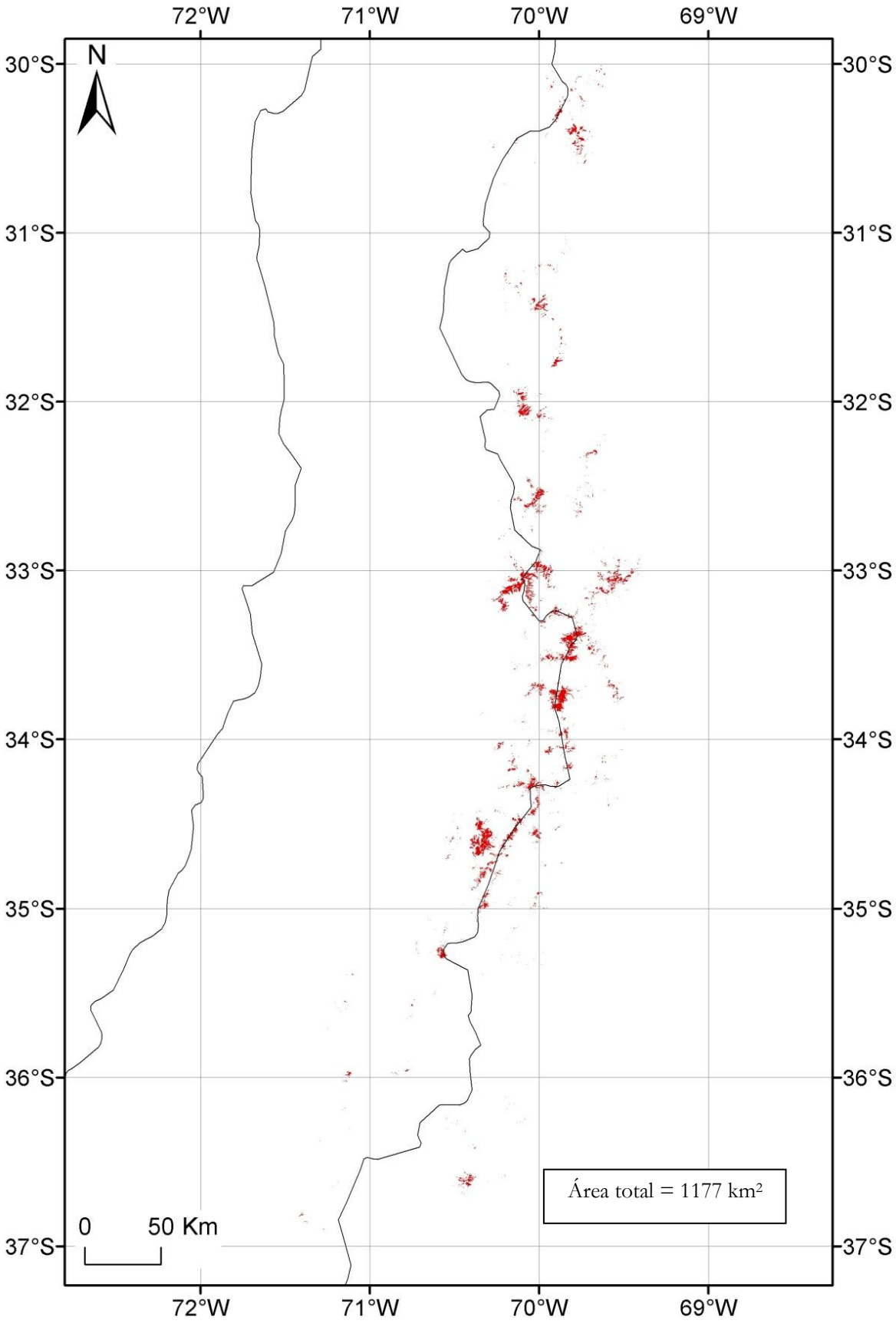


Figura 2.17. Ídem Figura 2.16 para las imágenes del año 2000 (rojo).

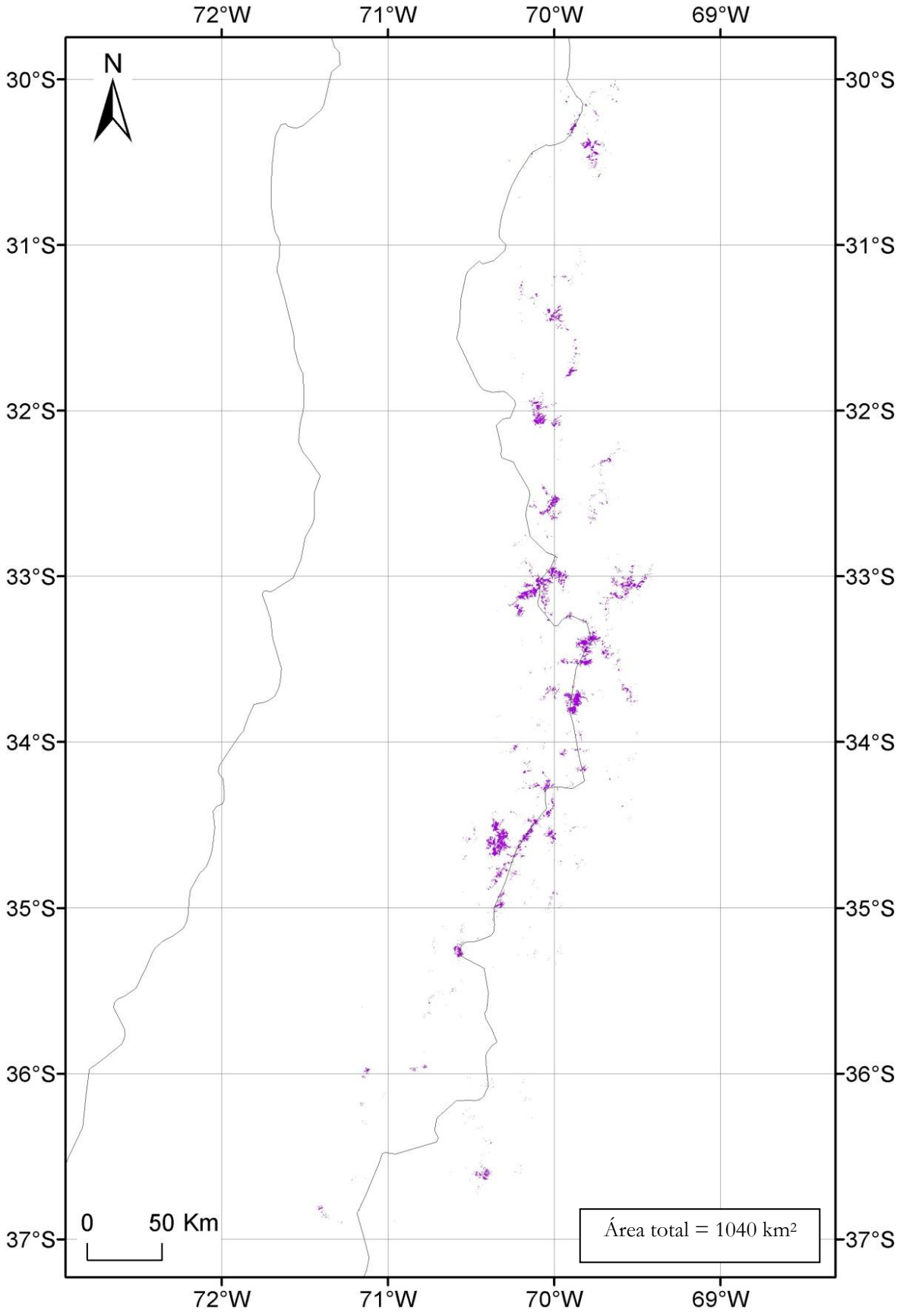


Figura 2.18. Ídem Figura 2.16 para las imágenes del año 2010 (violeta).

La Figura 2.19 muestra la cobertura de suelo de la región de la base de datos del proyecto GlobCover 2009 (http://ionia1.esrin.esa.int/) derivada de una clasificación automática con ajustes regionales, de la serie temporal global MERIS (*MEdium Resolution Imaging Spectrometer*) para el año 2000. La cobertura de suelo global cuenta con 22 clases de uso de suelo definidas por *United Nations (UN) Land Cover Classification System (LCCS)*. Esta base de datos tiene una resolución espacial de 300 metros. Las zonas con hielo o nieve permanente fueron destacadas con el color rosa para un fácil reconocimiento. En rojo se muestran las áreas urbanas, donde se destaca el área metropolitana de la ciudad de Santiago de Chile al Oeste de la cordillera. La zona cubierta por glaciares y nieve permanente se encuentra inmediatamente rodeada por suelo desnudo, matorrales o vegetación baja. Al este, en la provincia de Mendoza se pueden distinguir zonas de cultivo. Dadas las evidencias de retroceso de los glaciares de la región que se presentan en este capítulo, es importante considerar que las actividades humanas también contribuyen a este fenómeno. La producción vitivinícola de Mendoza es una de las principales economías regionales, dado que los vinos producidos allí tienen renombre internacional. Cómo se dijo en el Capítulo 1, las actividades agrícolas de la región dependen del caudal aportado por deshielo de la nieve estacional y el derretimiento de los glaciares. *Cossart y Le Gall* [2008] sugieren que las variaciones observadas de los glaciares del macizo del Aconcágua y el cerro Juncal podrían estar afectadas por la irrigación de agua para la producción agrícola.

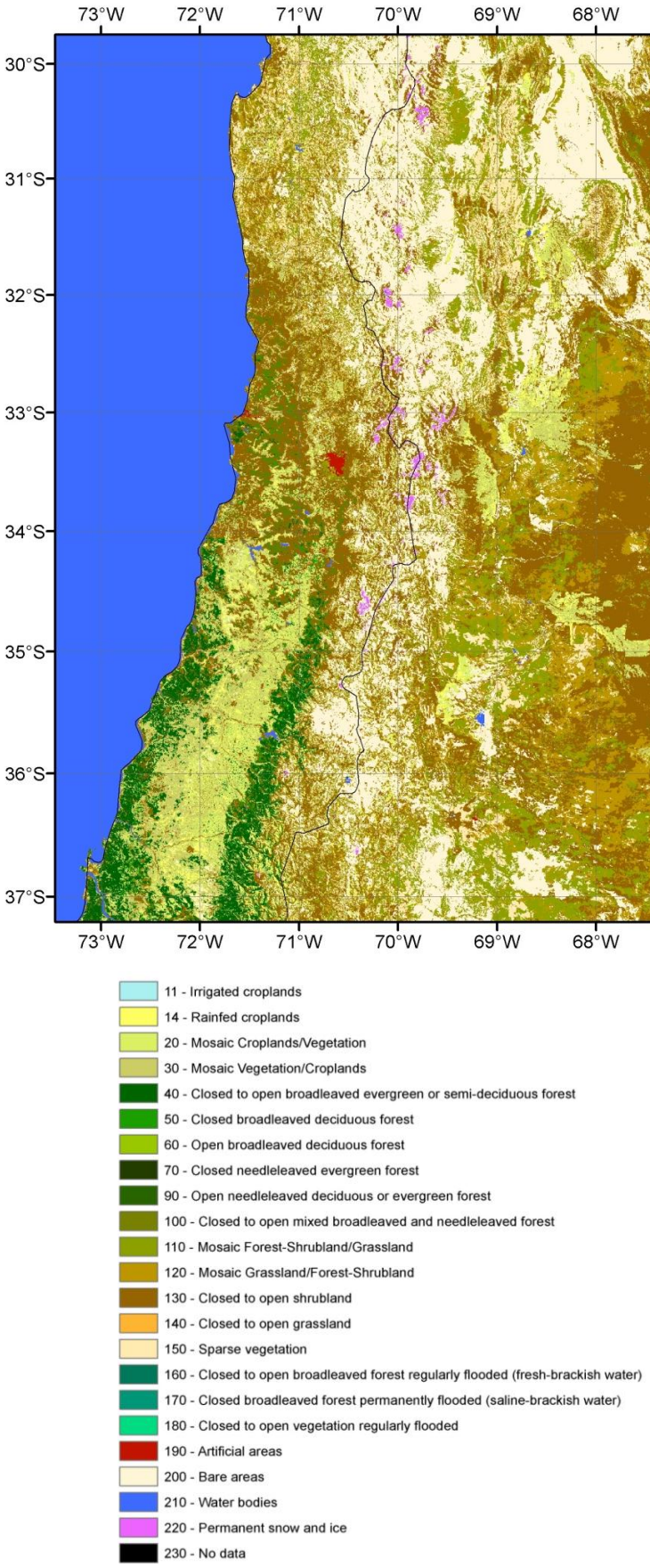


Figura 2.19. Cobertura de suelo de la región de la base de datos del proyecto GlobCover 2009.

Luego se realizó un análisis latitudinal sumando la cantidad de pixeles identificados como nieve/hielo en cada banda latitudinal, como se muestra en la Figura 2.20. Se puede ver en la figura que la zona con menor superficie cubierta por glaciares se ubica al sur de la región entre 35° y 37°S, y luego entre 30° y 32°S. La mayor concentración de área glaciar se ubica entre 33° y 35°. Para esta región, en el año 2000 se observa la mayor extensión en el área cubierta con glaciares, con alrededor de 500 km^2. Para el resto de las bandas latitudinales, la mayor cobertura de hielo o nieve ocurre en el año 1989. El área total en ese año fue de 1272 km^2 en toda la región, en el año 2000, 1177 km^2 y en el año 2010, 1039 km^2. Es decir, la región fue perdiendo área cubierta por glaciares, con una disminución total de más de 200 km^2.

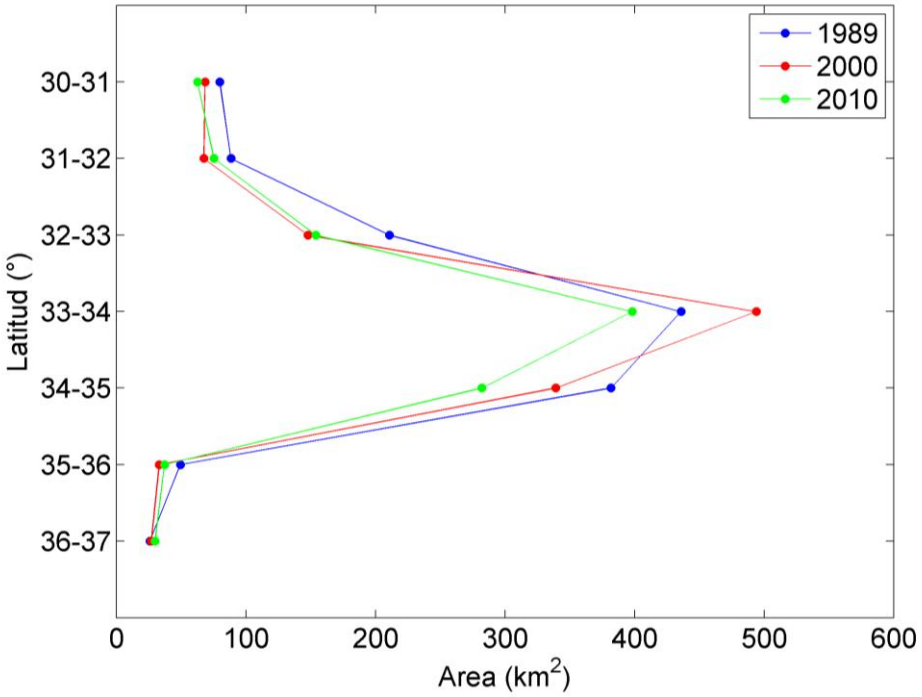
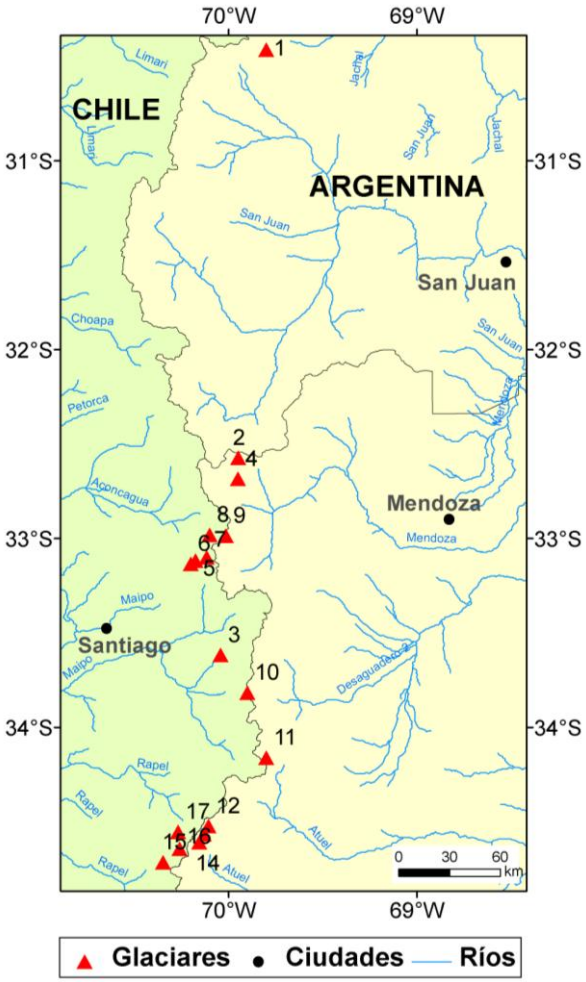


Figura 2.20. Área total por banda latitudinal de 1° de ancho para la región de los Andes Centrales del Sur de acuerdo con el método de cociente de bandas TM 4/5. Azul: año 1989, rojo: año 2000, verde: año 2010

2.5.2. Variaciones espacio-temporales de glaciares individuales

A continuación se muestran los resultados del análisis de glaciares individuales de la región. En la Figura 2.21 se puede ver la ubicación de los glaciares seleccionados y se

encuentran listados en la tabla adjunta. También se pueden observar los principales ríos, a los cuales los glaciares aportarán caudal a raíz del deshielo de primavera/verano. Los glaciares elegidos se ubican mayormente en el área con mayor cobertura de glaciares, donde los cambios de área fueron más importantes. Dado que la región abarcaba 8 escenas de Landsat (Figura 2.10), no todas coincidían en los años en los cuales se podía obtener una imagen de la misma época, de buena calidad, con baja nubosidad y sin errores (como el SLC-Off). La Figura 2.22 muestra el área calculada de estos glaciares para los años en que se disponía de imágenes. En líneas generales, se observa una disminución del área total de los glaciares. Para complementar esta figura, se realizaron tablas para mostrar las variaciones de área a lo largo del período. La Tabla 2.6 muestra el cambio de área total de los glaciares entre subperíodos de entre 4 y 5 años.



ID	Glaciar	Lat (º)	Lon (º)
1	Pircas Negras	-30,41	-69,80
2	de las vacas	-32,57	-69,95
3	Güssfeldt	-33,62	-70,04
4	Horcones Superior	-32,68	-69,95
5	Olivares Gamma	-33,12	-70,18
6	Olivares Beta	-33,13	-70,20
7	Juncal Sur	-33,10	-70,12
8	Juncal Norte	-32,98	-70,10
9	Alto del Plomo	-32,98	-70,01
10	Nieves Negras	-33,82	-69,90
11	volcán Maipo	-34,16	-69,80
12	de la Laguna	-34,52	-70,11
13	del Humo	-34,57	-70,13
14	Fiero	-34,61	-70,16
15	Universidad	-34,71	-70,35
16	Cortaderal	-34,64	-70,26
17	Palomo	-34,55	-70,27

Figura 2.21. Ubicación de los glaciares individuales.

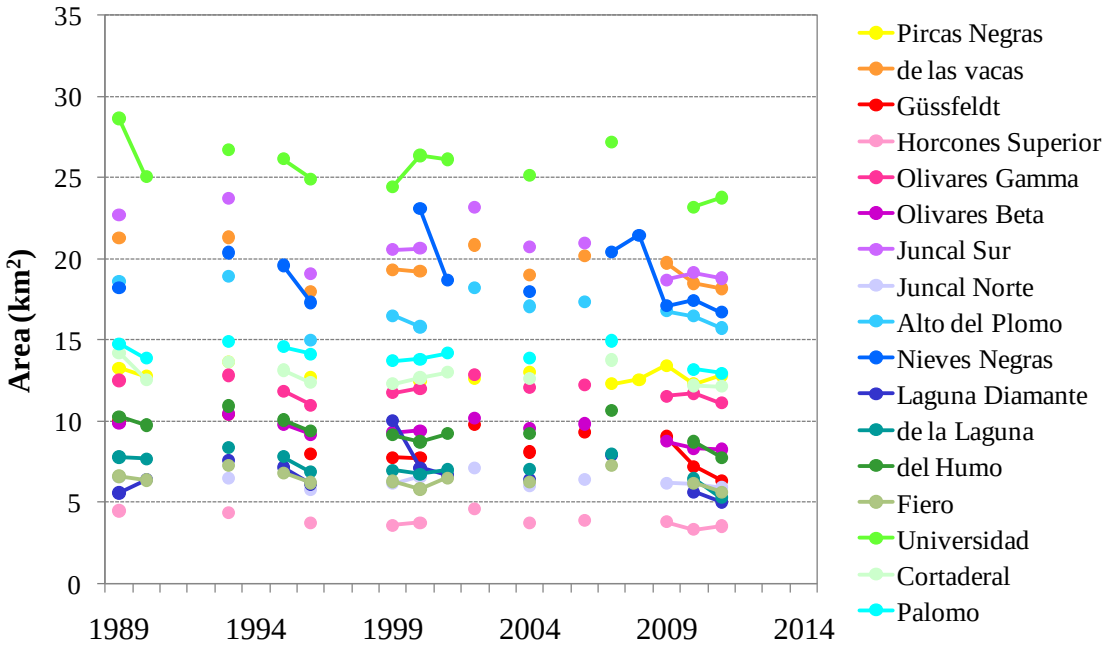


Figura 2.22. Variación del área (km^2) de los glaciares en el período 1989-2011.

En el primer subperíodo se puede ver que la mayoría de los glaciares presentaron un aumento en su área total (Tabla 2.6). Entre 1993-1996 todos los glaciares retrocedieron. En el siguiente subperíodo hubo comportamientos repartidos. En el último subperíodo la mayoría presentó una disminución del área. Si se analizan los comportamientos individuales, se observa que los glaciares presentan mayormente una alternancia entre avances y retrocesos, pero el resultado final es una disminución del área en todo el período, como se muestra en la Tabla 2.7. En dicha tabla se indica el área total al comienzo del período de estudio (1989) y el porcentaje de cambio hacia el final de período (2011). De esta forma, se puede realizar una comparación entre glaciares independientemente de su tamaño. La lista de glaciares fue ordenada en orden decreciente de acuerdo a sus áreas iniciales. Todos los glaciares presentan una tasa de cambio negativa, lo que implica una pérdida de área total en el período 1989-2011. Se puede ver que la mayor pérdida de área la presenta el glaciar Güsfeldt, con una disminución de 36,6%, mientras que el glaciar Pircas Negras exhibe el menor porcentaje de cambio (-3,35%).

Tabla 2.6. Cambios de área total por período de los glaciares individuales.

Período	de las vacas	Güssfeldt	Horcones Superior	Olivares Gamma	Olivares Beta	Juncal Sur	Juncal Norte	Alto del Plomo
1989-1993	0,0	0,4	-0,1	0,3	0,6	1,0	0,0	0,3
1993-1996	-3,3	-2,5	-0,6	-1,8	-1,3	-4,6	-0,7	-3,9
1996-2000	1,2	-0,2	0,0	1,0	0,2	1,5	0,8	0,8
2000-2004	-0,2	0,4	0,0	0,1	0,2	0,1	-0,6	1,2
2004-2009	0,8	0,9	0,1	-0,5	-0,8	-2,0	0,2	-0,3
2009-2011	-1,6	-2,7	-0,3	-0,4	-0,5	0,1	-0,2	-1,1

Período	Pircas Negras	Nieves Negras	volcán Maipo	de la Laguna	del Humo	Fiero	Universidad	Cortaderal	Palomo
1989-1993	0,4	2,2	2,0	0,6	0,7	0,7	-1,9	-0,6	0,1
1993-1996	-0,9	-3,1	-1,4	-1,5	-1,5	-1,1	-1,8	-1,3	-0,8
1996-2000	-0,3	5,8	1,0	-0,1	-0,7	-0,4	1,5	0,3	-0,3
2000-2004	0,6	-5,1	-0,7	0,3	0,5	0,4	-1,2	0,0	0,0
2004-2007	-0,7	2,4	1,5	0,9	1,4	1,0	2,1	1,1	1,1
2007-2011	0,5	-3,7	-2,9	-2,7	-2,9	-1,6	-3,5	-1,6	-2,0

Tabla 2.7. Porcentaje de cambio de área de los glaciares con respecto al año 1989. Los glaciares fueron ordenados de manera decreciente de acuerdo a su área.

Glaciar	Area 1989	% de cambio
Universidad	28,6	-17,0
Juncal Sur	22,7	-17,1
de las vacas	21,3	-14,6
Alto del Plomo	18,6	-15,5
Nieves Negras	18,2	-8,3
Palomo	14,8	-12,2
Cortaderal	14,2	-14,6
Pircas Negras	13,3	-3,3
Olivares Gamma	12,5	-11,2
del Humo	10,3	-24,5
Güssfeldt	10,0	-36,6
Olivares Beta	9,9	-16,2
de la Laguna	7,8	-32,0
Fiero	6,6	-14,7
Juncal Norte	6,5	-9,3
Laguna Diamante	5,6	-10,0
Horcones Superior	4,5	-21,2

El glaciar Pircas Negras se encuentra en la provincia de San Juan, Argentina en el complejo volcánico Olivares (-30,41ºS; -69,80ºW). Esta zona corresponde a la región más árida de la región de los Andes Centrales del Sur. Es un glaciar descubierto, con un espesor de 200 m en su centro [*Milana y Maturano*, 1999], y su lengua glaciar está orientada en dirección noroeste, lo que implica una mayor exposición a la radiación solar y, por lo tanto, produce más agua de deshielo que el resto de los glaciares del área [*Leconte et al.*, 2008]. Este glaciar es el más grande del zona y aporta al caudal del Arroyo Agua Negra. La Figura 2.23 muestra este glaciar en una composición de color natural (RGB: 543) con la delimitación realizada a partir del cociente de bandas TM 4/5 para tres años: 1989, 2000 y 2010. Como se dijo anteriormente, este glaciar presentó la menor variación en el período de estudio, entre los glaciares individuales estudiados en el presente capítulo.

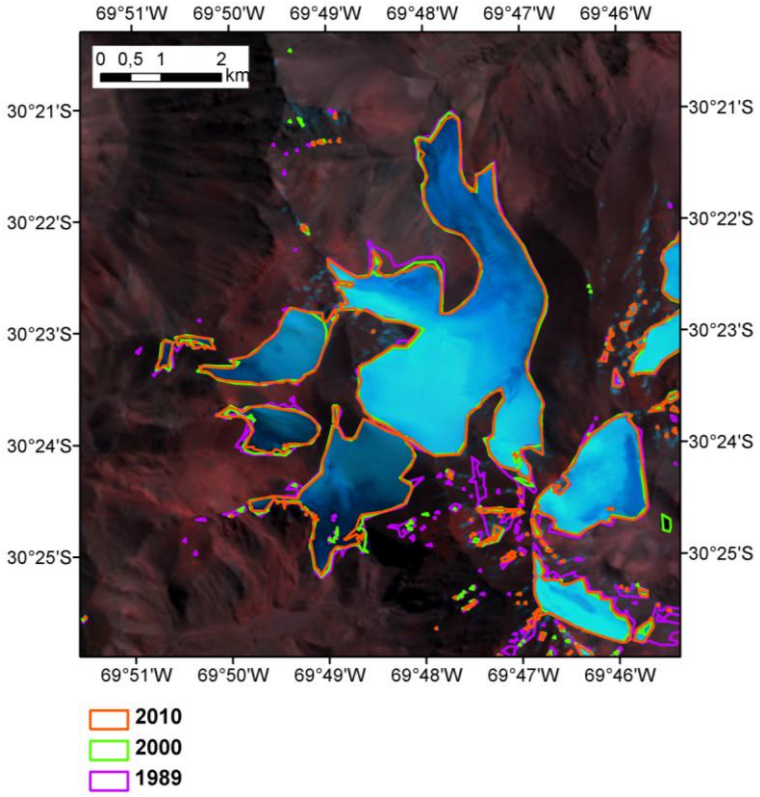


Figura 2.23. Delimitación del área del glaciar Pircas Negras para tres años distintos.

El glaciar de las vacas se encuentra en el norte de la provincia de Mendoza, en la cuenca del río Cuevas, afluente del río Mendoza. Es un glaciar de valle y su lengua se orienta hacia el este. Los trabajos de *Espizúa y Maldonado* [2007] y *Espizúa y Pitte* [2009]

estudiaron las variaciones de este glaciar a través de fotografías aéreas, información histórica, imágenes satelitales y observaciones de campo. Encontraron que entre 1896 y 2005, el glaciar mostró un claro retroceso de frente y pérdida de masa, con un avance entre 1963-1987. En la Figura 2.24, se pueden ver las delimitaciones del área para los años 1989, 2000 y 2011 donde se observa un claro retroceso en su lengua frontal, especialmente evidente entre 2000 y 2011. Entre los subperíodos estudiados en la Tabla 2.6, se observa que este glaciar no presentó variaciones en 1989-1993 y luego mostró alternancias entre avances y retrocesos, aunque las disminuciones siempre fueron superiores, y el resultado final es una pérdida del su área total del 14% entre 1989 y 2011 (Tabla 2.7).

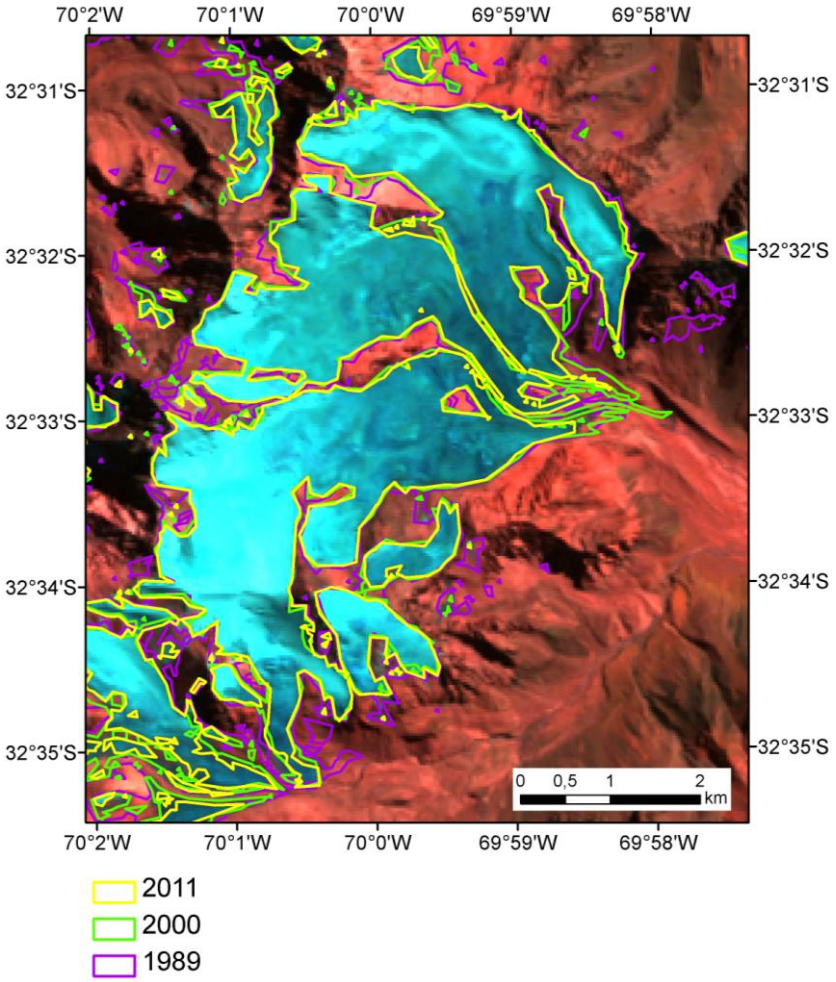


Figura 2.24. Ídem Figura 2.23 para el glaciar de las Vacas.

En la cuenca del río Atuel, se estudiaron tres glaciares: glaciar de la Laguna, glaciar del Humo y Glaciar Fiero, que se ubican en territorio argentino, casi en el límite con Chile.

Los tres glaciares presentan sus zonas de ablación orientadas hacia el sudeste. Actualmente estos glaciares de valle se encuentran separados pero, de acuerdo con *Cobos y Boninsegna* [1983], anteriormente se encontraban unidos y llegaban al valle principal mientras que su nivel de base alcanzaba la cima del glaciar del valle del río Atuel. Estos autores además muestran el retroceso de las lenguas de estos glaciares entre 1914 y 1982 a partir de fotografías. *Lequesne et al.* [2009] estudiaron los glaciares de las cuencas de los ríos Cachapoal y Tinguiririca en Chile, y Atuel en Argentina y encontraron un retroceso generalizado entre 1955 y 2007. La Figura 2.25 muestra la delimitación del área del glaciar de la Laguna para 1989, 2000 y 2010. Este glaciar drena en la Laguna Atuel, como se ve en la figura, y en 1914 el glaciar llegaba hasta dicha laguna [*Cobos y Boninsegna,* 1983]. Se ve claramente como su lengua se retira, continuando con el retroceso mostrado por *Le Quesne et al.* [2009], dejando un valle en donde antes se ubicaba su lengua glaciar. Este glaciar presentó una variación total del 32% de su área entre 1989-2011 (Tabla 2.7).

El glaciar del Humo se encuentra adyacente del glaciar de la Laguna. En 1914, el glaciar Corto era un tributario del glaciar del Humo y se encontraban conectados. Este glaciar solía presentar una gran lengua que fluía hacia el valle principal del río Atuel [*Cobos y Boninsegna,* 1983]. En la Figura 2.26 se puede ver el profundo valle en forma de "U" que dejó la retirada de la lengua glaciar. También se puede ver cómo continuó retirandose la lengua glaciar en el período de estudio y, además, *Cobos y Boninsegna* [1983] indicaron que el retroceso se encontraba acompañado con una marcada reducción del volumen de hielo en la base del circo. En el período de estudio, este glaciar perdió aproximadamente 3 km^2 de área.

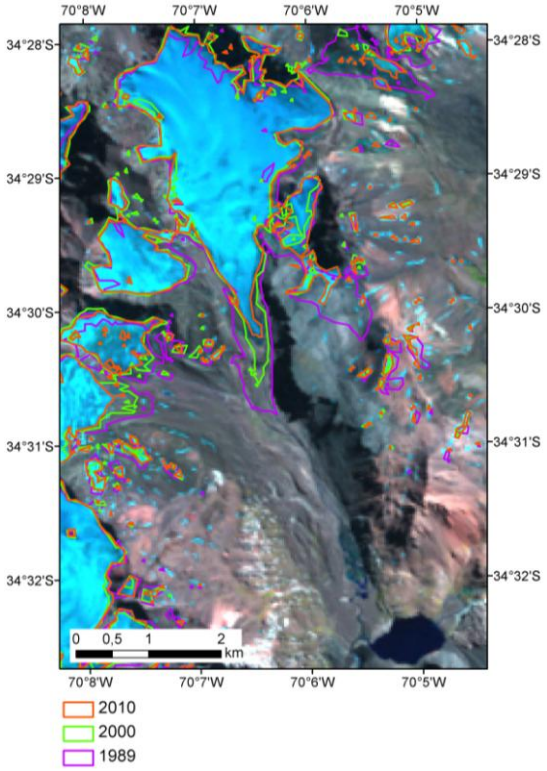


Figura 2.25. Ídem Figura 2.23 para el glaciar de la Laguna.

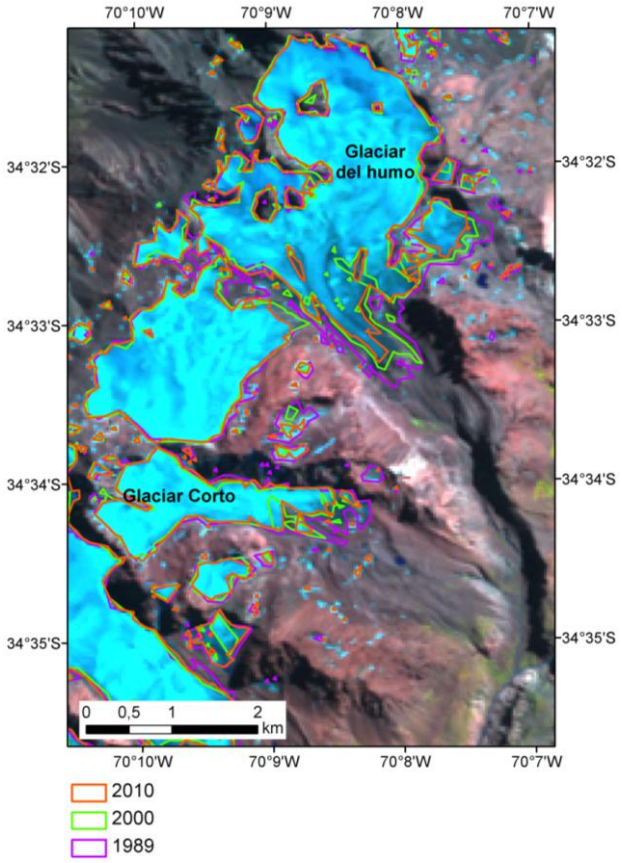


Figura 2.26. Ídem Figura 2.23 para el glaciar de Humo.

Los glaciares Palomo y Universidad se encuentran en territorio chileno en las cuencas de los ríos Cachapoal y Tinguiririca, respectivamente. Ambos glaciares mostraron un retroceso desde mediados del siglo XX [*Le Quesne et al.*, 2009]. El glaciar Palomo se encuentra orientado hacia el noreste, mientras que el glaciar Universidad tiene su lengua apuntado hacia el sur (Figura 2.27). Las variaciones de estos glaciares en sus áreas totales resultaron negativas pero menores que las del los glaciares mencionados hasta ahora.

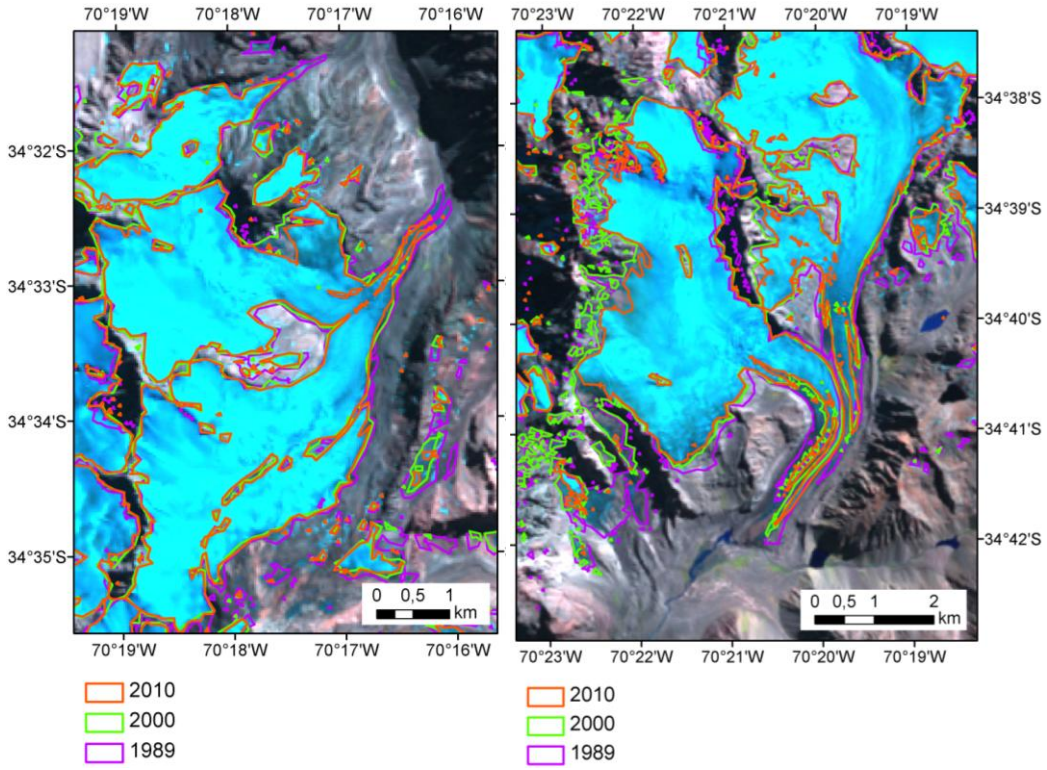


Figura 2.27. Ídem Figura 2.23 para los glaciares Palomo (izquierda) y Universidad (derecha).

2.5. Conclusiones

Dado que existen evidencias del retroceso de los glaciares a nivel mundial y, en particular en los Andes, resulta necesario, para encarar un estudio de los factores climáticos que afectan la evolución de los glaciares, poder realizar una evaluación regional y consistente del comportamiento que tuvieron los mismos en el período de estudio. Por lo tanto, el objetivo del estudio llevado a cabo en el presente capítulo fue el de realizar un análisis de la evolución espacio-temporal del área cubierta por glaciares de montaña con un

enfoque regional y local en los Andes Centrales del Sur. Para ello se utilizó un Sistema de Información Geográfica que permitió analizar imágenes satelitales y realizar un tratamiento vectorial georeferenciado de las áreas de glaciares.

Se seleccionaron imágenes del satélite Landsat, que se encuentran disponibles de manera libre y gratuita, y tienen una resolución espacial de 30 m. El uso de imágenes con una mayor resolución, como por ejemplo imágenes del satélite ASTER (resolución de 15 m), permitiría realizar un análisis más preciso, aunque estas imágenes tienen acceso restringido. Por un lado, se señala que en el presente estudio sólo se consideraron glaciares descubiertos, aunque existen otro tipo de glaciares en la región, como los glaciares de rocas. Por el otro, también es importante destacar que es necesario validar las observaciones por imágenes satelitales a través de mediciones in-situ. Además un estudio más detallado incluyendo la topografía de la región podría aportar información significativa para el análisis del comportamiento regional de los glaciares. A través de un modelo numérico de terreno se podría caracterizar la altura de las zonas de acumulación, las orientaciones de los glaciares, etc. Estos son aspectos que podrían ser considerados para el trabajo futuro.

En primer lugar se realizó un estudio minucioso de distintas metodologías para identificar áreas cubiertas por glaciares a partir de imágenes satelitales, y así poder seleccionar la más apropiada para los objetivos del presente trabajo. Se seleccionó la metodología de cociente de bandas dado que esta resultó en un método objetivo y consistente entre las distintas escenas y años seleccionados.

En primer lugar se analizó el área total cubierta por nieve o hielo en la región de los Andes Centrales del Sur. En 1989, se estimó un área total de 1272 km^2 que para el año 2010, se redujo 232 km^2. El hecho de que este cálculo haya sido realizado al final de la época de ablación y derretimiento de la nieve estacional, implica que superficies cubiertas identificadas corresponden a glaciares, glaciaretes o manchones de nieve permanentes, y aportan una estimación de las reservas hídricas en estado sólido existentes en la región. Para una completa descripción se debería incluir también el volumen o masa de los glaciares, la altura y otros parámetros que se consideren pertinentes. El análisis latitudinal indicó que entre 32º y 35ºS se ubica la región con mayor cobertura de nieve o hielo, y disminuye hacia el sur y hacia el norte.

Se seleccionaron algunos glaciares individuales de la región y se caracterizó la evolución de sus áreas con la menor resolución temporal posible (no menor que anual). Es

importante recordar que las restricciones requeridas para la obtención de las imágenes satelitales, limitaron la posibilidad de tener imágenes de todos los años dentro del período de estudio. Se encontró que, si bien todos los glaciares individuales estudiados presentan una leve alternancia entre avances y retrocesos, todos evidenciaron una disminución entre 1989 y 2011.

Referencias

Aniya, M., M. Sato, R. Naruse, P. Skvarca, G. Casassa (1996): The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, **62**: 12, 1361-1369.

Albert T. H. (2002): Evaluation of Remote Sensing Techniques for Ice-Area Classification Applied to the Tropical Quelccaya Ice Cap, Peru. *Polar Geography*, **26**:3, 210-226, DOI: 10.1080/789610193.

Ball, G. H., D. J. Hall (1965) A Novel Method of Data Analysis and Pattern Classification. Menlo Park, CA: Stanford Research Institute.

Bayr K. J., Hall D.K., Kovalick W. M. (1994): Observations on glaciers in the eastern Austrian Alps using satellite data. *Int. J. Remote Sens.*, **15**:9, 1733-1742

Blaisdell, E. A. (1993) Statistics in Practice. New York, NY: Harcourt Brace Jovanovich.

Bown F., Rivera A., Acuña C. (2008): Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Ann. Glaciol.*, **48**, 43-48.

Burns P., Nolin A. (2014): Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010. *Remote Sensing of Environment,* **140**, 165–178.

Casey K. A., Kääb A., Benn D. I. (2012): Geochemical characterization of supraglacial debris via in situ and optical remote sensing methods: a case study in Khumbu Himalaya, Nepal. *The Cryosphere*, **6**, 85–100.

Castro M., Delgado S., Ferri Hidalgo L., Zalazar L. (2012): Manual para la realización del Inventario Nacional de Glaciares, Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 157 pp.

Cobos D., Boninsegna J. (1983): Fluctuations of some glaciers in the upper Atuel River basin. Mendoza, Argentina. *Quat. S. Am. A.*, **1**: 61-82.

Corte A., Espizúa L.E. (1981): Inventario de glaciares de la cuenca del río Mendoza. IANIGLA-CONICET. Mendoza. 64 p.

Cossart E., Le Gall J. (2008): Les variations récentes (1975-2000) de l'englacement dans le Massif de l'Aconcagua (Mendoza, Argentina), *EchoGéo*, **4**, 2-12.

Cuffey K. M., Paterson W.S.B. (2010): The physics of glaciers, 4ta edición, Elsevier, Oxford, UK.

Davidson, R. H. (2014): Evaluating glacier movement fluctuations using remote sensing: a case study of the Baird, Patterson, Leconte, and Shakes glaciers in central southeastern Alaska, Tesis de Maestria, University of Southern California, California, Estados Unidos.

Escobar F., Aceituno P., (1998): Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de chile central durante el invierno. *Bull. Inst. Fr. études andines*, **27** (3), 753-759.

Espizua, L.E., Maldonado, G.I., (2007): Glacier fluctuations in the Central Andes of Mendoza, Argentina from 1894/1896 to 2005. En: Scarpati, O.E., Jones, J.A.A. (Eds.), Environmental Change and Rational Water Use. Orientación Gráfica Editora, Buenos Aires, pp. 353–366.

Espizua, L.E., Pitte P. (2009): The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **281**, 345–350.

Fountain A.G., Krimmel R.M., Trabant D.C. (1997): A strategy for monitoring glaciers, *U.S. Geological Survey Circular,* **1132**, 19 p.

Hall D. K., Bindschaoler R. A., Ormsby J. P., Siddalingaiah H., (1987): Characterization of snow and ice reflectance zones on glaciers using Landsat thematic mapper data, *Ann. Glaciol.*, **9**, 104-108.

Hall D. K., Chang A. T. C. (1988): Refleetances of Glaciers as Calculated Using Landsat-5 Thematic Mapper Data, *Remote Sens. Environ.*, **25**, 311-321.

Hall D. K., Williams R. S. Jr, Bayr K. J. (1992): Glacier recession in Iceland and Austria, EOS, *Transactions of the American Geophysical Union*, **73**, 129, 135 and 141.

Haq M. A., Jain K., Menon K.P.R. (2012): Change Monitoring of Gangotri Glacier using Remote Sensing, *International Journal of Soft Computing & Engineering*, **1** (6): 259-261.

Hord R. M. (1982): Digital Image Processing of Remotely Sensed Data. Academic Press, New York, NY, 270 pp.

Inventario Nacional de Glaciares (2012), Secretaria de ambiente y desarrollo sustentable de la Nación.

Jacobs J. D., Simms, E. L. and Simms, A. (1997): Recession of the southern part of Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada, between 1961 and 1993, determined from digital mapping of Landsat TM, *J. Glaciol.*, **43**, 98 – 102.

Kääb A., Huggel C., Paul F., Wessels R., Raup B., Kieffer H., Kargel J. (2002): Glacier monitoring from Aster imagery: Accuracy and applications, Proceedings of EARSeL-LISSIG-Workshop Observing our cryosphere from space, Berna, Suiza.

Karpilo R.D., Jr. (2009): Glacier monitoring techniques, en Geological Monitoring, Geological Society of America, editado por Young R., Norby L., p. 141–162, Boulder, Colorado, Estados Unidos, doi: 10.1130/2009.monitoring(06).

Kidder S. Q., Vonder Haar T. H. (1995): Satellite Meteorology: An Introduction, Academic Press, San Diego, 466 pp.

Knight P.G. (1999): Glaciers: Cheltenham, United Kingdom, Stanley Thornes Ltd., 261 p

Kumar P., Bhondekar A. P., Kapur P. (2014): Measurement of changes in glacier extent in the Rimo glacier, a sub-range of the Karakoram Range, determined from Landsat imagery. Journal of King Saud University – Computer and Information Sciences, 26, 121–130.

Lecomte K.L., Milana J.P., FormicaS.M., Depetris P.J. (2008): Hydrochemical appraisal of ice- and rock-glacier meltwater in the hyperarid Agua Negra drainage basin, Andes of Argentina, *Hydrol. Process.,* **22**, 2180–2195. DOI: 10.1002/hyp.6816.

Le Quesne C., Acuña C., Boninsegna J.A., Rivera A., Barichivich J. (2009): Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **281**, 334–344

Lliboutry L. (1956): Nieves y glaciares de Chile, fundamentos de glaciología, Universidad de Chile Ediciones, Santiago, 472 pp.

Mausel P. W., Kamber W. J., Lee J. K. (1990): Optimum band selection for supervised classification of multispectral data, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, **56**: 1, 55-60.

Meier M.F. (1964): Ice and glaciers, in Chow V., ed., Handbook of applied hydrology: New York, McGraw Hill, 32 p.

Milana J.P., Maturano A. (1999): Application of radio echo sounding at the arid Andes of Argentina: the Agua Negra Glacier. *Global Planet. Change,* **22**: 179–191.

Müller F., Caflisch T., Müller G. (1977): Instructions for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory. TTS/WGI, Department of Geography, ETH. Zurich. 19 p.

Østrem G. (1975): ERTS data in glaciology - an effort to monitor glacier mass balance from satellite imagery, *J. Glaciol.*, **15**, 403 - 415.

Paterson W.S.B. (1994): The physics of glaciers, third edition: Oxford, Elsevier, 480 p.

Paul F. (2000): Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM, Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, Dresden, Alemania.

Paul F, Kääb A., Maisch M., Kellenberger T., Haeberli W. (2001): The new remote sensing derived Swiss glacier inventory: I. Methods, En: 4th International Symposium on Remote Sensing in Glaciology, 1-12.

Paul F. (2002): Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969 and 1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data, *Int. J. Remote. Sens.*, **23**: 4, 787-799.

Paul F., Barry R.G., Cogley J.G., Frey H., Haeberli W., Ohmura A., Ommanney C.S.L., Raup B., Rivera A., Zemp M. (2009): Recommendations for the compilation of glacier inventory data from digital sources. *Ann. Glaciol.*, **50**(53), 119-126.

Paul F., Mölg N. (2014): Hasty retreat of glaciers in northern Patagonia from 1985 to 2011. *J. Glaciol.*, **60**: 224, 1033-1043.

Post A., Richardson D., Tangborn W.V., Rosselot F.L. (1971): Inventory of glaciers in the North Cascades, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper, 705-A, 26 p.

Rabatel A. , B. Francou, A. Soruco, J. Gomez, B. Caceres , J. L. Ceballos , R. Basantes, M. Vuille , J.-E. Sicart , C. Huggel , M. Scheel , Y. Lejeune, Y. Arnaud , M. Collet, T. Condom, G. Consoli , V. Favier , V. Jomelli , R. Galarraga , P. Ginot, L. Maisincho , J. Mendoza, M. Ménégoz, E. Ramirez, P. Ribstein, W. Suarez , M. Villacis , P. Wagnon (2013): Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, **7**, 81–102.

Rau F., Mauz F., Vogt S., Khalsa S. J. S., Raup B. (2005): Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual V.1.

http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Glacier-Classification-Manual_V1_2005-02-10.pdf

Richards J. A., Jia X (1986): Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction. Springer, Berlin, Alemania.

Rivera A., Casassa G., Acuña C., Lange H. (2000): Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Rev. Invest. Geogr.*, **34**, 29–60.

Rott H. (1976): Analyse der Schneeflächen auf Gletschern der Tiroler Zentralalpen aus Landsat Bildern, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **12**, 1-28.

UNESCO (1970): Perennial ice and snow masses. A guide for compilation and assemblage of data for a World Glacier Inventory. UNESCO/IAHS Technical Papers in Hydrology Nr.1, Paris.

U. S. Geologycal Survey (2012): Fact Sheet 3072.

Tucker C. J., Grant D. M., Dykstra J. D. (2004): NASA's global orthorectified Landsat data set, *Photogramm. Engi. Rem. S.*, **70**, 313–322.

Capítulo 3

Caracterización de la variabilidad climática de la región de los Andes Centrales del Sur

3.1. Introducción

En Argentina y Chile ha habido un retroceso en el número de estaciones en los últimos 30 años. En Argentina el Servicio Meteorológico Nacional ha desactivado las estaciones cordilleranas de la zona en el año 1976. A partir de la década de 1980, la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación ha puesto disponible mediciones de parámetros meteorológicos (temperatura, precipitación, viento, etc.) y mediciones de nieve a través de los instrumentos que se conocen como *snow pillow* o colchón de nieve. Debido a la baja disponibilidad de estaciones y el corto período de datos, los estudios climáticos a partir de observaciones de superficie en general no incluyen estaciones altura, y utilizan las estaciones Mendoza y Santiago para describir a la región [e.g.: *Aceituno*, 1988; *Rosenblüth et al.*, 1997; *Haylock et al.*, 2006].

El objetivo del presente capítulo es estudiar la climatología de la región de los Andes Centrales del Sur a partir de las estaciones disponibles, explorando el efecto de la compleja orografía que representa la cadena montañosa de los Andes.

3.2. Datos utilizados y metodología

Con el objetivo de caracterizar la climatología de la región se utilizaron datos observados en estaciones de superficie, que son considerados la fuente de información más cercana a la realidad. En primer lugar se utilizaron datos de precipitación y temperatura mensual de Argentina y Chile. Además se analizaron los datos de nieve y caudal disponibles. Estos datos fueron obtenidos de diferentes fuentes:

- *Global Historical Climatology Network* (GHCN): es una base de información climática integrada a partir de datos de estaciones de superficie de todo globo. Todos los datos son sometidos a un control de calidad. La longitud de los registros depende de cada estación.
- Servicio Meteorológico Nacional (SMN) de Argentina: proporcionó datos de precipitación y temperatura mensual de la provincia de Mendoza entre el período 1961-2011, aunque no todas las estaciones comprenden este período.
- Dirección Meteorológica de Chile (DMC): proporcionó datos de precipitación y temperatura en estaciones chilenas que se utilizaron para complementar la información obtenida en GHCN.
- Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRH) de Argentina: posee una densa red de mediciones de caudales en la provincia de Mendoza. También dispone de cinco estaciones con mediciones de equivalente en agua de la nieve (EAN), de las mediciones de los colchones de nieve, y estaciones que miden distintas variables meteorológicas disponibles, en general, a partir de principios de la década del 90. Para este capítulo se utilizaron datos de precipitación y temperatura mensual.

En la Figura 3.1 se muestra la ubicación de las estaciones utilizadas, que se encuentran listadas en la Tabla 3.1, indicando las variables que posee cada una, el país y el período disponible.

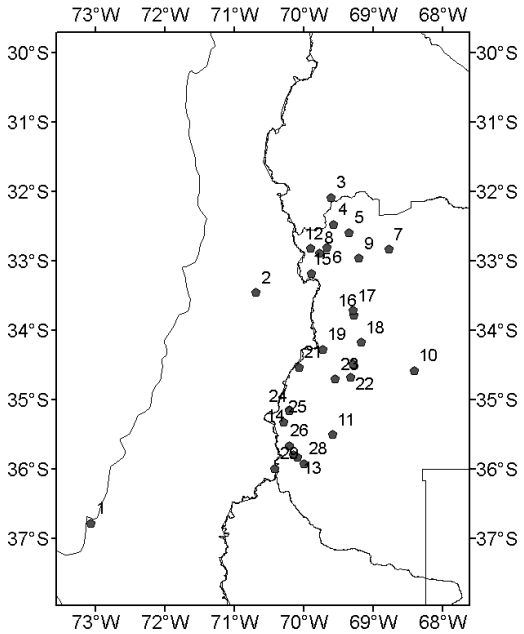


Figura 3.1. Ubicación de las estaciones. La Tabla 3.1 proporciona los detalles de cada una.

Tabla 3.1. Listado de estaciones utilizadas (ver ubicación en Figura 3.1). Las variables consideradas son: Temperatura (T), Precipitación (PP), Equivalente en agua de la nieve (EAN) y Caudal (C).

ID	Nombre	País	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (m)	Variables	Período
1	Concepción	Chile	-36.78	-73.06	12	T, PP	1979-2013
2	Santiago - Quinta normal	Chile	-33.45	-70.68	527	T, PP	1979-2013
3	El Sosneado	Argentina	-32.08	-69.60	1591	C	1989-2013
4	San Alberto	Argentina	-32.47	-69.57	2180	T, PP	1993-2013
5	Uspallata	Argentina	-32.59	-69.34	1890	T, PP	1993-2013
6	Polvaredas	Argentina	-32.80	-69.66	2250	T, PP	1986-2013
7	Mendoza	Argentina	-32.83	-68.77	704	T, PP	1979-2011
8	Punta de Vacas	Argentina	-32.88	-69.77	2462	T, PP, C	1993-2013
9	Potrerillos	Argentina	-32.96	-69.20	1427	T, PP	1993-2013
10	San Rafael	Argentina	-34.58	-68.4	748	T, PP	1979-2012
11	Malargüe	Argentina	-35.5	-69.58	1425	T, PP	1979-2013
12	Puente del Inca	Argentina	-32.82	-69.9	2720	T, PP	1959-1976
13	Cristo Redentor	Argentina	-35.83	-70.08	3832	T, PP	1967-1974
14	Valle Hermoso	Argentina	-35.15	-70.2	2293	T, PP	1961-1974
15	Toscas	Argentina	-33.18	-69.88	3000	EAN	1989-2012
16	Valle de Uco	Argentina	-33.78	-69.27	1199	T, PP	1993-2013
17	La Remonta	Argentina	-33.71	-69.29	1250	T, PP	1987-2013
18	Yaucha	Argentina	-34.17	-69.17	1400	T, PP	1993-2013
19	Laguna Diamante	Argentina	-34.27	-69.72	3250	EAN	1990-2012
20	Arroyo Hondo	Argentina	-34.48	-69.29	1600	T, PP	1993-2013
21	Laguna Atuel	Argentina	-34.53	-70.06	3423	EAN	1989-2012
22	La Jaula	Argentina	-34.67	-69.32	1457	C	1989-2013
23	Las Aucas	Argentina	-34.70	-69.54	1800	T, PP	1993-2013
24	Valle Hermoso	Argentina	-35.16	-70.20	2253	EAN	1990-2012
25	La estrechura	Argentina	-35.32	-70.29	1990	C	1989-2013
26	Los Mayines	Argentina	-35.66	-70.20	1663	T, PP	1987-2013
27	Las Loicas	Argentina	-35.79	-70.14	1592	C	1992-2013
28	Aroyo la Vaina	Argentina	-35.92	-69.99	1550	T, PP	1986-2013
29	Paso Pehuenches	Argentina	-35.99	-70.41	2555	EAN	1999-2012

En primer lugar se analizaron los ciclos anuales y la variabilidad interanual de la precipitación y la temperatura. Se calcularon las tendencias para los máximos períodos disponibles de cada estación. Luego se analizaron los ciclos anuales de EAN y los caudales. Para complementar el análisis, se estudió la circulación en eventos de nevada extrema de la región. Se utilizaron los datos diarios de las estaciones con mediciones de EAN: Valle Hermoso, Laguna Atuel, Laguna Diamante y Toscas. La estación Paso Pehuenches fue excluida de este análisis porque posee un menor período de datos. Se calcularon los percentiles

95 de cada estación y se seleccionaron los días donde se superó el percentil 95 en tres o en todas las estaciones. A partir de los datos de reanálisis del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), conocidos como ERA-Interim, se estudió la circulación en los días que cumplieron con el requisito de superar el percentil 95 en al menos tres de las cuatro estaciones. Se utilizó la versión de reanálisis con resolución de 0.75º x 0.75º. Las variables seleccionadas para realizar este análisis fueron: presión a nivel medio del mar, viento a 10 m, humedad específica y viento en 850 hPa, y altura geopotencial y viento en 500 hPa. Se graficaron tanto los campos promediados en los días extremos, así como las anomalías con respecto a los campos medios en el período 1980-2010.

3.3. Caracterización de la climatología de la región

3.3.1. Temperatura

Las Figuras 3.2, 3.3 y 3.4 muestran los ciclos anuales de temperatura de estaciones en la región de estudio separadas en tres sub-regiones: al oeste, al este y sobre la cordillera. Notar que los ciclones anuales promedios en cada una de las estaciones se elaboraron con distintos períodos de acuerdo a su disponibilidad de datos (Tabla 3.1). Al comparar las estaciones al oeste de la cordillera se ve que, naturalmente, Concepción presenta una menor amplitud dado que es una estación costera y, además, un menor valor medio que Santiago, que está influenciado por la presencia de la corriente marina fría de Humboldt. Las estaciones sobre la cordillera muestran una amplitud anual similar, aunque Cristo Redentor presenta temperaturas inferiores durante todo el año debido a su mayor altitud (3832 m). La estación Valle Hermoso del Servicio Meteorológico Nacional, presenta la menor altitud (2293 m) entre estas tres estaciones, aunque se encuentra más al sur (-35,5°S) y eso explica que presente menores temperaturas que Puente del Inca (2720 m, -32,82°S). La estación Mendoza, al este de la cordillera, presenta las mayores temperaturas dado que se encuentra ubicada más al norte (-32,83°S) y a menor altura (704 m) que las demás. La estación San Rafael se encuentra a una altura similar (748 m) a la de Mendoza pero está ubicada más al sur (-34,35°S). El resto de las estaciones se encuentran a mayor altitud, por encima de los 1400 m, y presentan una onda anual similar.

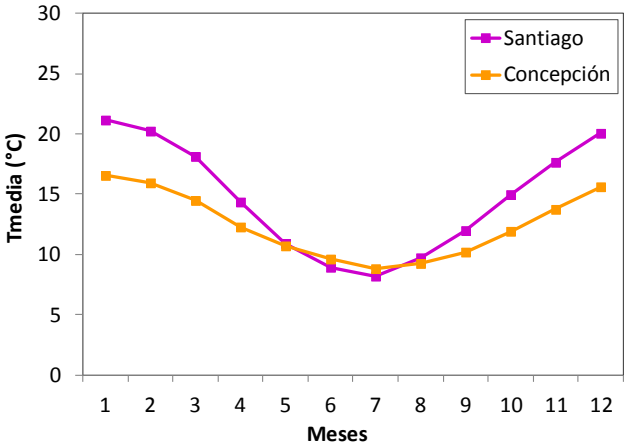


Figura 3.2. Onda anual de temperatura media mensual (1981-2011) en estaciones al oeste de la cordillera.

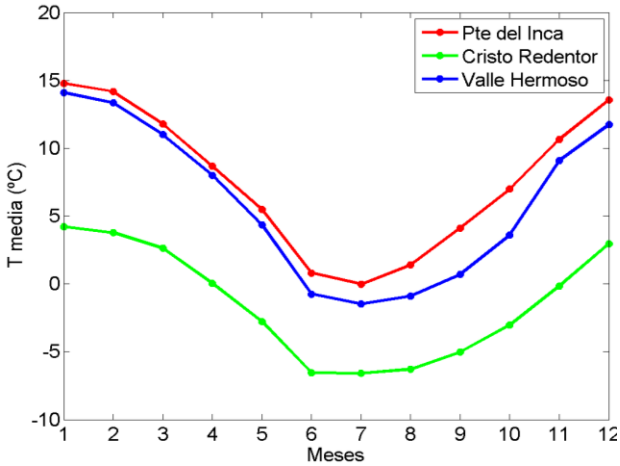


Figura 3.3. Onda anual de temperatura media mensual (1965-1976) en estaciones sobre la cordillera.

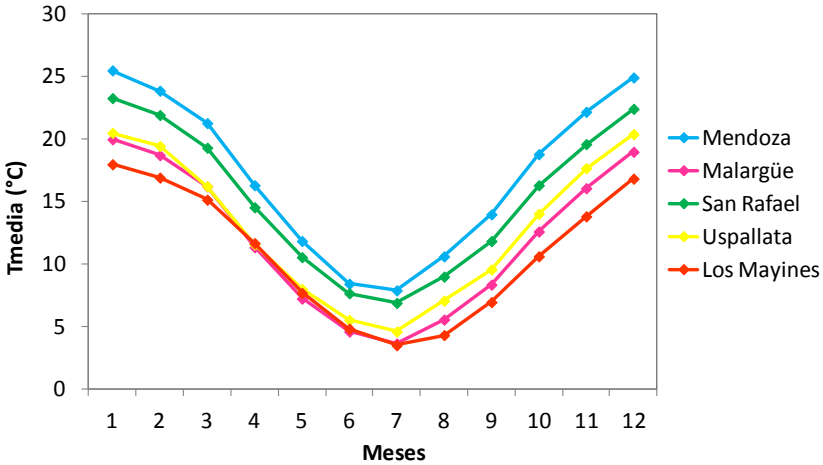


Figura 3.4. Onda anual de temperatura media mensual (1981-2011, excepto Uspallata y los Mayines 1993-2011) en estaciones al este de la cordillera.

Se estudió en detalle la variabilidad interanual para el período frío del año (los meses: Junio, Julio, Agosto y Septiembre) y para la estación de transición (Septiembre, Octubre y Noviembre). Las series temporales de temperatura al este de la cordillera muestran consistencia en las variaciones interanuales (Figura 3.5). Lo mismo ocurre con las estaciones al oeste de la cordillera, y los años extremos muestran coincidencias entre el comportamiento a ambos lados de la cordillera, como es el caso del año 2007 en invierno. En primavera, hasta 1993 se observa una menor variabilidad interanual en todas las estaciones, y en la última parte del período, se ve un aumento de la variabilidad interanual especialmente al este de la cordillera. La Tabla 3.2 muestra las tendencias de invierno y primavera de las estaciones al este y al oeste de la cordillera. En invierno, al este de la cordillera las estaciones muestran una leve tendencia negativa o cercana a cero, aunque ninguna resultó significativa. En primavera, todas las estaciones del lado argentino muestran un aumento de la temperatura, y tres de ellas resultaron significativas (Mendoza, Malargüe y Los Mayines). Al oeste de la cordillera, la estación Concepción muestra disminuciones no significativas en invierno y primavera, mientras que en Santiago se observa un aumento significativo en primavera. Estos resultados son consistentes con el trabajo de *Falvey y Garreaud* [2009], quienes estudiaron las variaciones de temperatura a escala anual, y encontraron una disminución de la temperatura anual sobre una estación en el océano Pacífico y sobre la costa Chilena, y un aumento sobre los Andes y al este de la cordillera en el período 1979-2006.

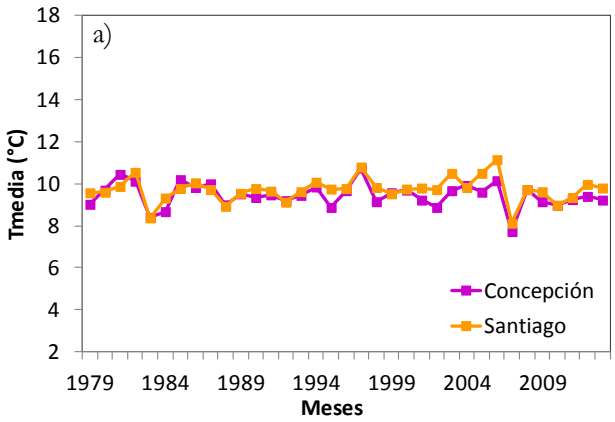


Figura 3.5. Series temporales de temperatura de invierno (JJAS). a) Estaciones de Chile, b) estaciones de Argentina.

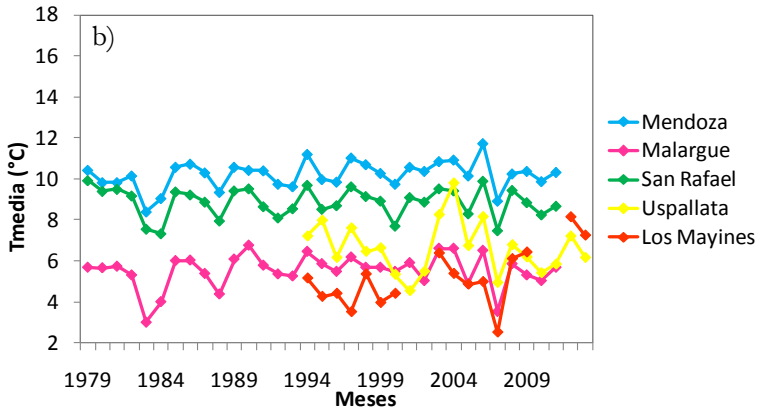


Figura 3.5. Cont.

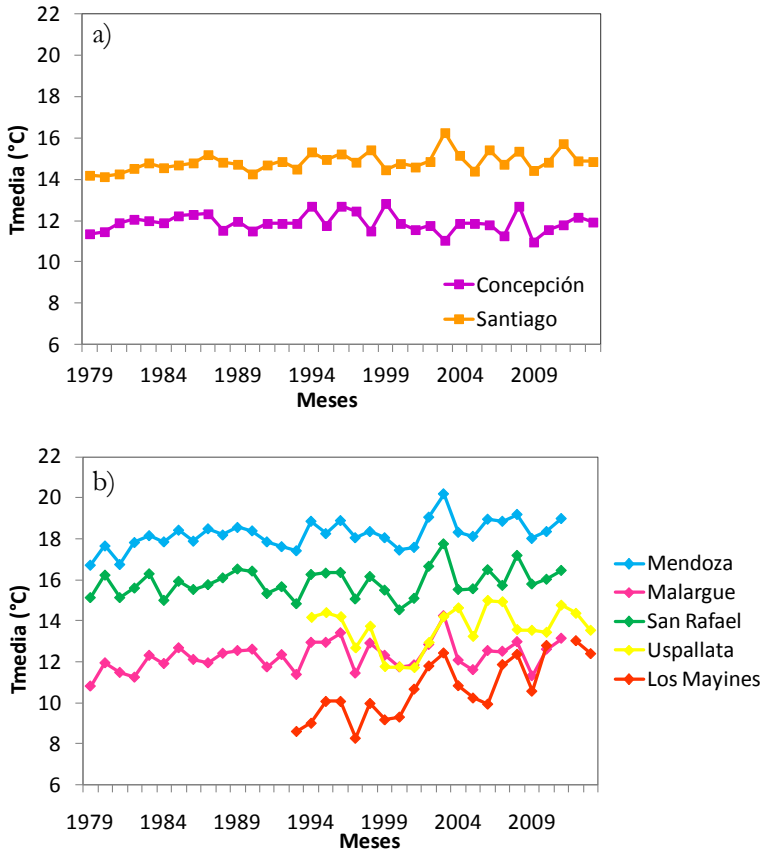


Figura 3.6. Ídem Figura 3.5 para primavera (SON).

Tabla 3.2. Tendencias de temperatura (ºC/década) para invierno (JJAS) y primavera (SON) para el período 1979-2011. Números en negrita indican tendencias significativas al 95%. *En el período 1993-2013.

	JJAS	SON
Mendoza	0,19	**0,38**
Malargüe	0,09	**0,25**
San Rafael	-0,06	0,18
Uspallata*	-0,36	0,45
Los Mayines*	1,40	**1,92**
Concepción	-0,09	-0,06
Santiago	0,07	**0,20**

3.3.2. Precipitación

Dada la naturaleza de la variable precipitación, los ciclos anuales son menos homogéneos espacialmente. Por lo tanto, estaciones separadas unas decenas de kilómetros, pueden tener una onda anual opuesta en regiones con orografía compleja, como lo es la región de estudio. Para ilustrar este hecho, se muestran los ciclos anuales de precipitación de las estaciones disponibles. Aquellas al oeste de la cordillera tienen su máximo en invierno (Figura 3.7) y las precipitaciones son mayores en el sur que en el norte de la región. La estación costera de Concepción recibe el triple de precipitación que Santiago, que se encuentra a unos 100 km tierra adentro y en dirección NE (y como unos 400 km al NE). La Figura 3.8 muestra los ciclos anuales de precipitación de las estaciones cordilleranas que han sido desactivas en 1976, y se observa que también presentan un ciclo anual con máxima precipitación en invierno (Figura 3.8). Las estaciones Puente del Inca y Cristo Redentor se encuentran separadas unos 20 km en la horizontal y unos 1000 m en altura, y sus máximos se encuentran en junio y julio, respectivamente. La estación Valle Hermoso aunque se localiza a una menor altura al estar ubicada unos 200 km más al sur, su precipitación duplica a las anteriores entre mayo y agosto. La Figura 3.9 muestra los ciclos anuales de precipitación del resto de las estaciones mendocinas que fueron agrupadas de acuerdo a su cercanía y régimen de precipitación, y se presentan de norte a sur. Se observa claramente que los totales anuales de estas estaciones son mucho

menores que los de la Figura 3.8. Las estaciones Punta de Vacas y Polvaredas presentan sus máximos en invierno, debido a que se encuentran por encima de los 2000 m de altura. La estación Uspallata, ubicada a 40 km al noreste de Polvaredas y por debajo de los 2000 m de altura, presenta su máximo de precipitación en verano, al igual que Mendoza, Potrerillos y San Alberto. Siguiendo hacia el sur (Figura 3.9c) las estaciones presentan un ciclo anual menos marcado y sus máximos en los meses de transición (marzo y octubre), excepto San Rafael que posee máximos en diciembre y enero. Por último, en el sur de la provincia de Mendoza, las estaciones poseen nuevamente precipitación invernal (Figura 3.9d). Los Mayines se encuentra más cercana a la cordillera y es la estación más lluviosas de las cuatro. Arroyo La Vaina presenta un ciclo anual similar con menores valores a lo largo de todo el año. La estación Malargüe tiene un ciclo anual menos marcado, con el valor máximo en junio. Notar que en esta zona la altura de la cordillera es menor (Figura 1.1).

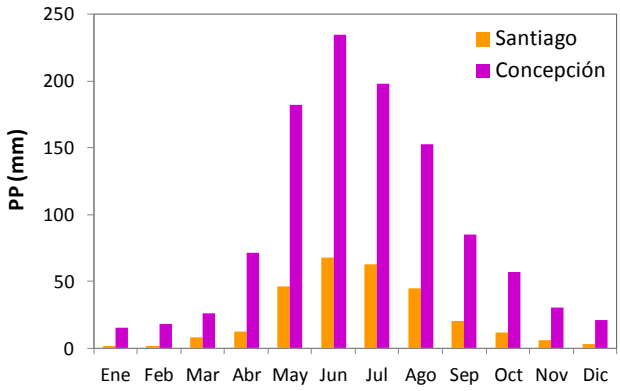


Figura 3.7. Ciclo anual medio de precipitación mensual (1981-2011) de estaciones al oeste de la cordillera

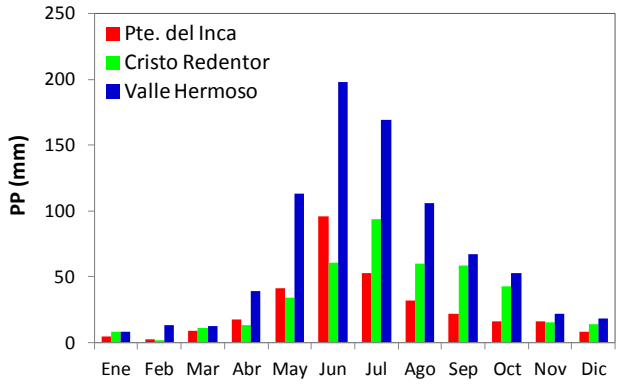


Figura 3.8. Ciclo anual medio de precipitación mensual (1965-1976) de las estaciones sobre la cordillera que se encuentran desactivadas.

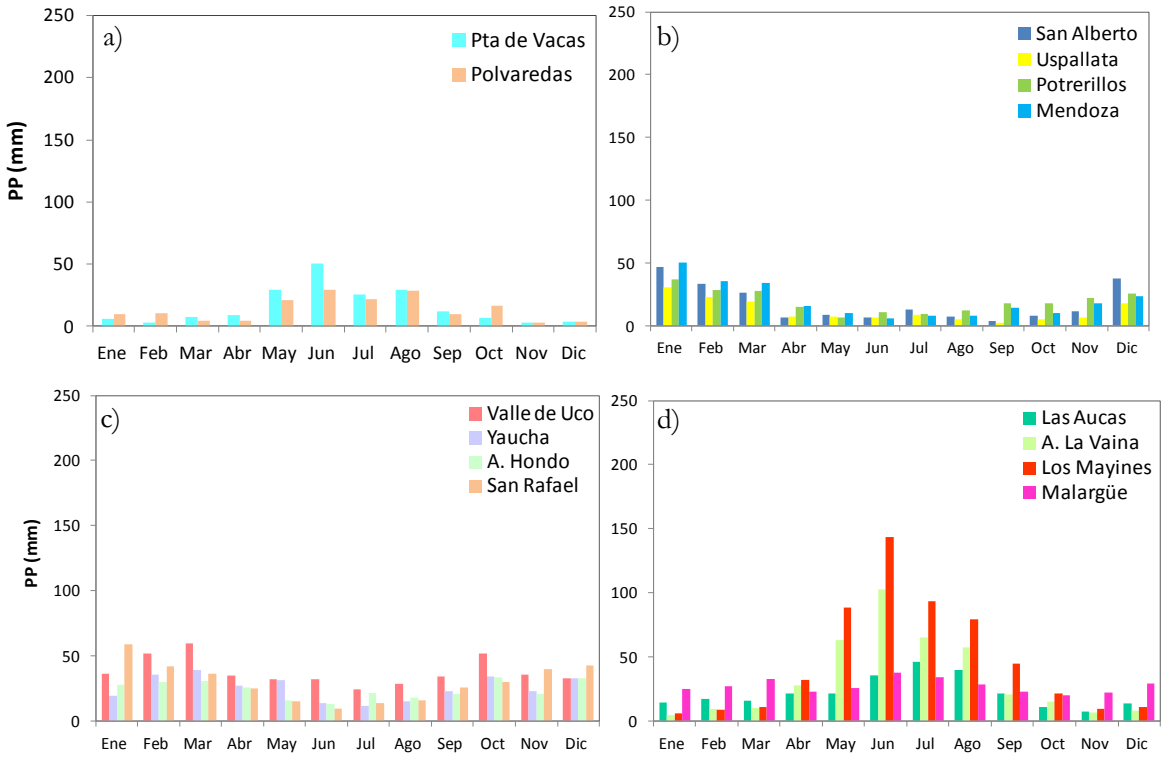


Figura 3.9. Ciclo anual medio de precipitación mensual (1993-2012) de estaciones mendocinas activas.

Las Figuras 3.10 y 3.11 muestran la variabilidad interanual de la precipitación de invierno en la región. Al oeste de la cordillera, las estaciones Santiago y Concepción muestran una marcada variabilidad interanual, y son consistentes en períodos secos y lluviosos (Figura 3.10). Ambas estaciones muestran tendencias negativas aunque no significativas entre 1979-2013 (Tabla 3.3). Del lado argentino las estaciones presentan menor variabilidad interanual (Figura 3.11, notar que cambia el eje de las ordenadas para ajustarse a los valores de estas estaciones). El grupo de estaciones de Mendoza y San Rafael, no presentan sus máximos de precipitación en invierno, por lo tanto la variación es menor. La estación San Rafael presenta una tendencia negativa y significativa en el período 1979-2011 (Tabla 3.3). El resto de las estaciones muestra tendencias negativas aunque no resultaron significativas. Claramente hay una tendencia a la disminución de precipitación en la región que, debido a los distintos períodos de observación, no muestra siempre significancia.

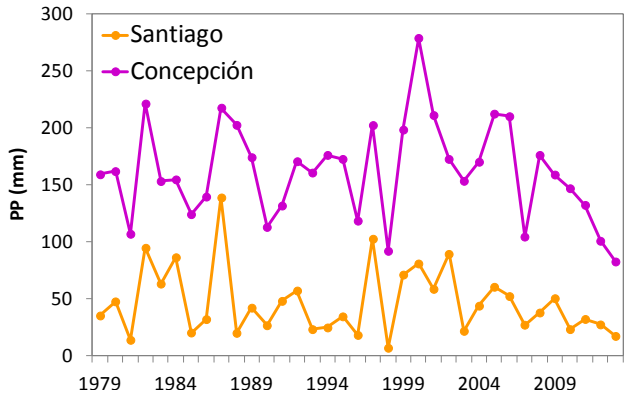


Figura 3.10. Series temporales de precipitación de invierno (JJAS) para las estaciones al oeste de la cordillera.

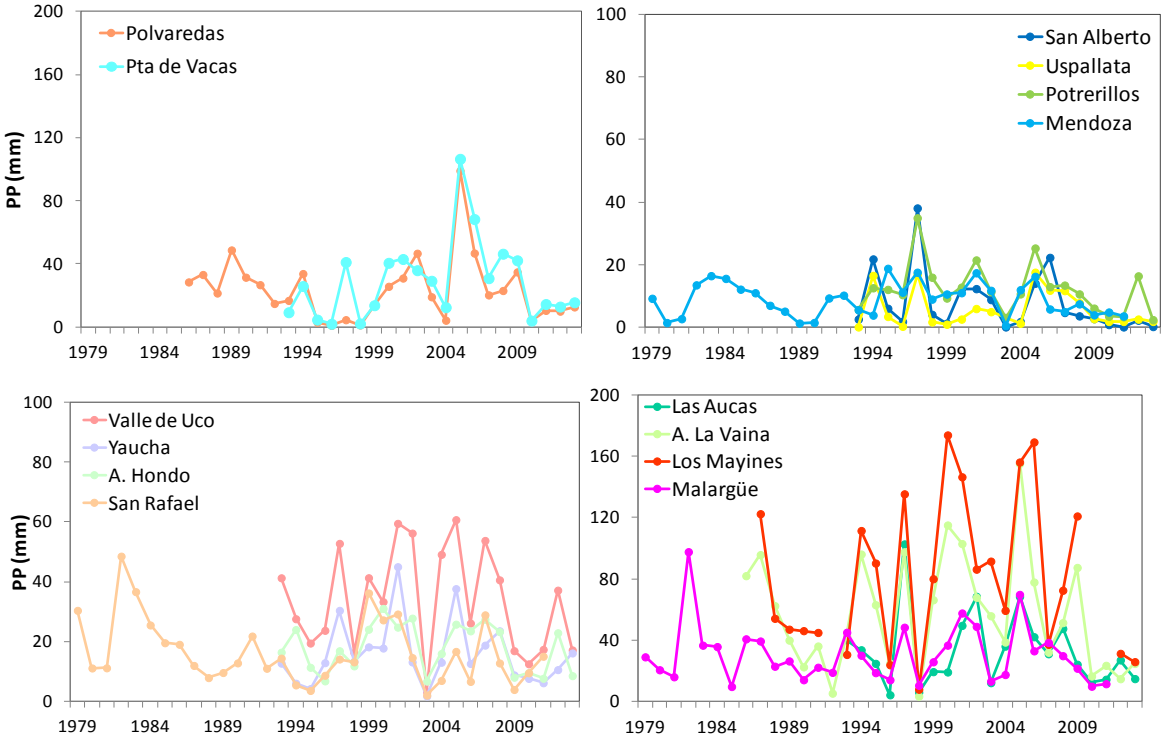


Figura 3.11. Series temporales de precipitación de invierno (JJAS) para las estaciones al este de la cordillera.

Tabla 3.3. Tendencias de precipitación de invierno (JJAS) expresadas en mm/década. Números en negrita indican tendencias significativas al 95%.

	Pendiente (mm/década)	Período
Santiago	-4,99	1979-2013
Concepción	-3,94	1979-2013
Mendoza	-0,42	1979-2011
Malargüe	-2,04	1979-2011
San Rafael	**-3,51**	1979-2013
Polvaredas	-1,53	1986-2013
Uspallata	-0,96	1993-2013
Valle de Uco	-4,17	1993-2013
Arroyo La Vaina	-4,83	1986-2013

3.3.3. Climatología de la nieve y circulación en eventos extremos

La Figura 3.12 muestra las ondas anuales del máximo de equivalente en agua de nieve de las distintas estaciones de la región. Se puede ver que la época de nieve comienza en mayo en casi todas las estaciones y termina en septiembre. En la estación Laguna Atuel, el período de nevadas comienza en abril y se extiende hasta octubre, lo cual es esperable dado que esta estación es la más elevada. Además se muestran los ciclos anuales de caudales medios en las estaciones, siempre que corresponda a la misma cuenca, corriente debajo de la medición de nieve. Se puede notar que las ondas anuales de caudal están dominadas por el derretimiento de nieve en primavera.

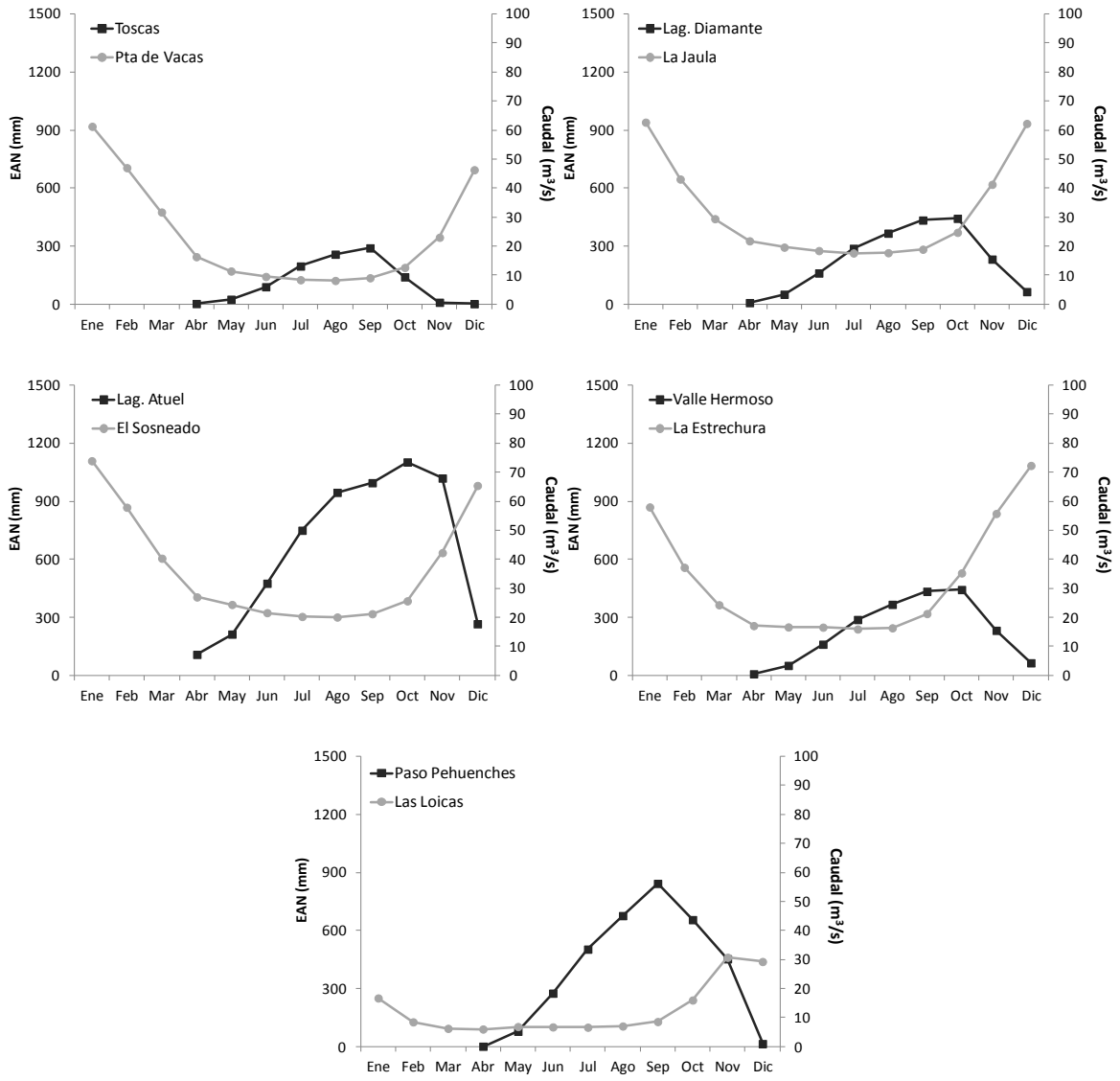


Figura 3.12. Ciclos anuales medios (1990-2012) del máximo anual de equivalente en agua de nieve (líneas negras) y caudal medio mensual (línea gris) para las distintas estaciones de la región de estudio.

Se puede ver en la Figura 3.13 que las estaciones presentan una marcada variabilidad interanual, que también fue observada en la precipitación de inverno de las estaciones chilenas y las estaciones argentinas más australes de la región de estudio. La Tabla 3.4 muestra los valores de tendencia lineal de EAN en el período 1989-2012 en varias estaciones, excepto Paso Pehuenches, que comienza en 1999. Las tendencias resultaron no significativas, excepto en

Toscas, que mostró un aumento de 8,2 mm/año. Valle Hermoso también presentó un aumento de EAN y, el resto de las estaciones mostraron una disminución, aunque no significativa.

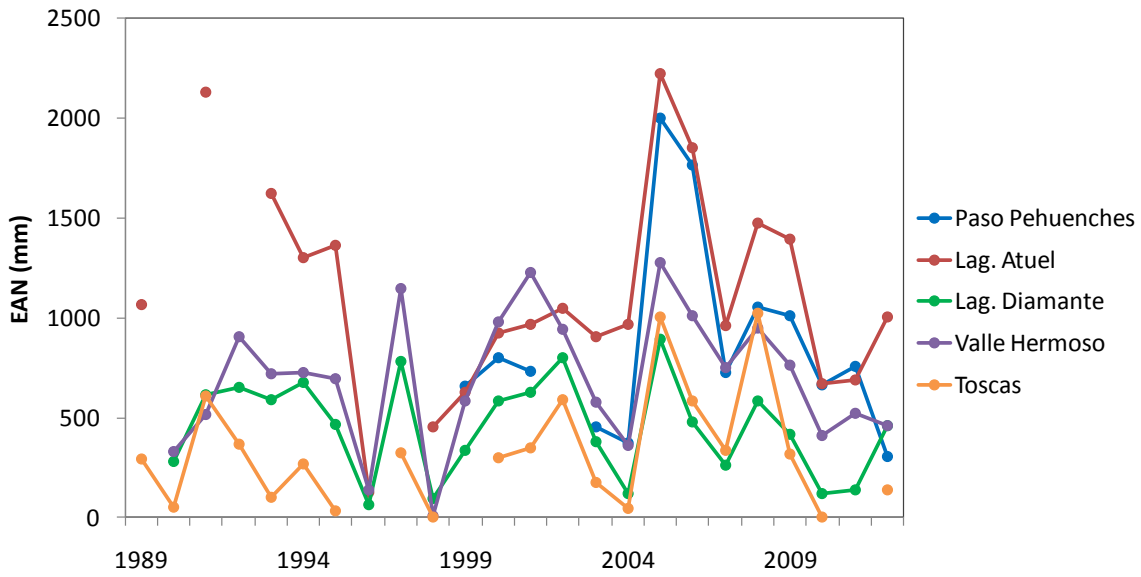


Figura 3.13. Máximo de Equivalente en Agua de la Nieve para las distintas estaciones en el período 1989-2012.

Tabla 3.4. Tendencias de EAN (mm/año) en el período 1989-2012. *Paso Pehuenches en 1999-2012. Tendencias significativas al 95% se muestran en negrita.

Estación	Tendencia (mm/año)
Toscas	**8,2**
Lag. Diamante	-7,8
Lag. Atuel	-7,6
Valle Hermoso	5,1
Paso Pehuenches*	-2,0

Esta gran variabilidad interanual condujo a investigar sobre posibles causas y la potencialidad del principal modo de variabilidad interanual (ENOS) en la ocurrencia de nieve de la región. Para ello se calcularon las correlaciones entre el índice Niño 3.4 en los cuatro trimestres del año y a nivel anual, y el máximo anual de EAN de cada estación en el período 1990-2012 (Tabla 3.5). Se aplicó un test de *Student* con un nivel de significancia del 95%. Recordar que este máximo se observa generalmente en septiembre. Se puede ver que en verano, las correlaciones son prácticamente todas negativas o casi nulas. Notar que estas correlaciones tienen un lag de dos trimestres. En otoño las estaciones tampoco coinciden en signo y además no son significativas. En invierno y primavera, las correlaciones son positivas con todas las estaciones de EAN, y son significativas en Laguna Diamante y Laguna Atuel. A nivel anual, las mismas estaciones son significativas, aunque el resto las correlaciones son menores.

Tabla 3.5. Correlaciones entre la EAN máxima en las distintas estaciones y el índice Niño 3.4 en verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJAS), primavera (SON) y anual en el período (1990-2012). Correlaciones significativas al 95% de significancia se indican en negrita

	Toscas	Lag. Diamante	Lag. Atuel	Valle Hermoso	Paso Pehuences
DEF	-0,36	-0,13	0,02	-0,29	-0,05
MAM	-0,30	0,13	0,19	-0,14	0,12
JJA	0,20	**0,55**	**0,56**	0,35	0,17
SON	0,19	**0,51**	**0,49**	0,32	0,10
ANUAL	-0,05	**0,43**	**0,46**	0,14	0,12

Una vez caracterizados el ciclo anual y la variabilidad interanual de EAN de las estaciones disponibles, se procedió a describir cómo es la circulación en los casos en que ocurrieron nevadas extremas en la región. Para ello se promediaron los campos de circulación en los días en que la EAN superó el percentil 95 de cada estación, en al menos tres de las cuatro estaciones. La Figura 3.14 muestra la composición de presión a nivel medio del mar y viento en días con nevada extrema y las anomalías con respecto al período 1980-2010. El campo de presión muestra el sistema de alta presión del océano Pacífico centrado en

aproximadamente en 27°S y una vaguada inclinada en dirección Noroeste-Sudeste, que permite un intenso flujo que ingresa al continente al sur de 32°S. También se observa un sistema de baja presión sobre el norte de Argentina. El campo de anomalías muestra valores negativos sobre todo el sur del continente. Sobre el Pacífico sudoeste, en la costa de Chile se observa un sistema anómalamente bajo, anomalías de viento ingresando al continente con dirección noroeste, por delante del ciclón. En la Figura 3.15 se puede ver la humedad específica y el viento en 850 hPa. Sobre el Pacífico, en la costa de Chile y al sur de 30°S, el viento tiene dirección oeste e ingresa al continente con dirección noroeste. Luego se puede ver que atraviesa la cordillera y vuelve a tener dirección oeste. La mayor humedad se concentra en Bolivia y Perú, al este de la cordillera, proveniente del Amazonas [*Satyamurty*, 1998]. Las anomalías de humedad muestran valores positivos sobre el Pacífico a los largo de la latitud 30°S y existe una anomalía de flujo de humedad hacia la región de estudio proveniente del océano Pacífico. Este patrón de circulación en nevadas extremas que incluye un ciclón extratropical intensificado y un flujo de humedad por delante del frente, fue descripto por *Viale* [2010] en su tesis doctoral para eventos de precipitación extrema en la región que, en invierno, son esencialmente los mismos que los de nevadas extremas. El flujo de humedad y de agua precipitable se lo conoce como "río atmosférico" y también fue encontrado en la costa oeste de Estados Unidos [*Dettinger et al.*, 2011]. En 500 hPa la presión tiene un comportamiento más zonal y se observa la vaguada sobre la costa del Pacífico en el sudoeste del continente (Figura 3.16). El campo de anomalías muestra un centro de valores negativos centrados en la costa chilena en 42°S, lo que indica un posicionamiento del anticiclón hacia el norte, con una circulación ciclónica que permite que el flujo ingrese al continente con componente oeste-noroeste y cruce la cordillera.

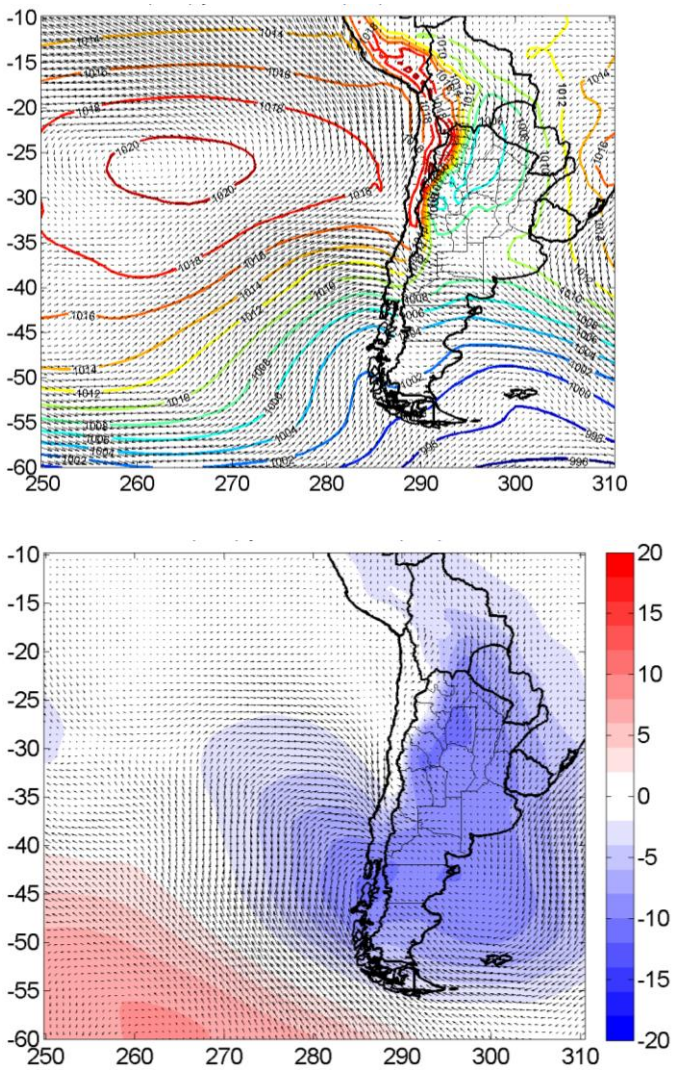


Figura 3.14. Composición (panel superior) de presión a nivel medio del mar (hPa, en contornos cada 2 hPa) y viento a 10 m (m/s, en vectores) para días con nevadas extremas en la región de los Andes Centrales del Sur. Anomalías (panel inferior) de presión a nivel medio del mar con respecto al período (1980-2010) (hPa, en sombreado cada 2.5 hPa) y de viento (m/s, en vectores).

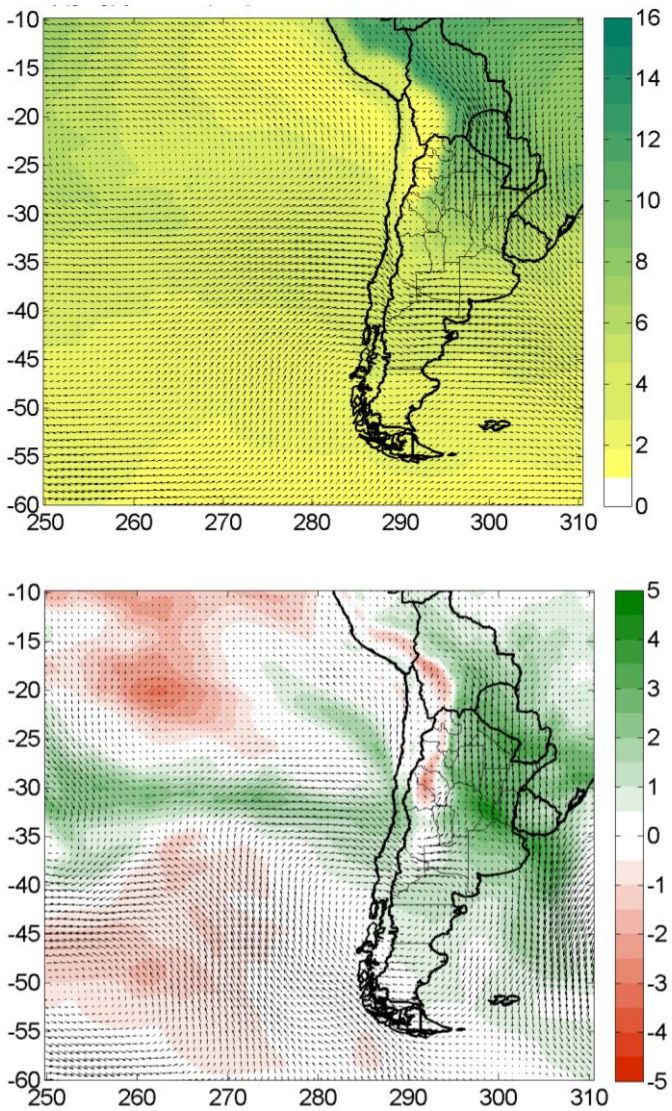


Figura 3.15. Composición (panel superior) de humedad específica (g/kg, en sombreado cada 1g/kg) y viento en 850 hPa (m/s, en vectores) para días con nevadas extremas en la región de los Andes Centrales del Sur. Anomalías (panel inferior) de humedad específica (g/kg, en sombreado cada 0,5 g/kg) y viento (m/s, en vectores).

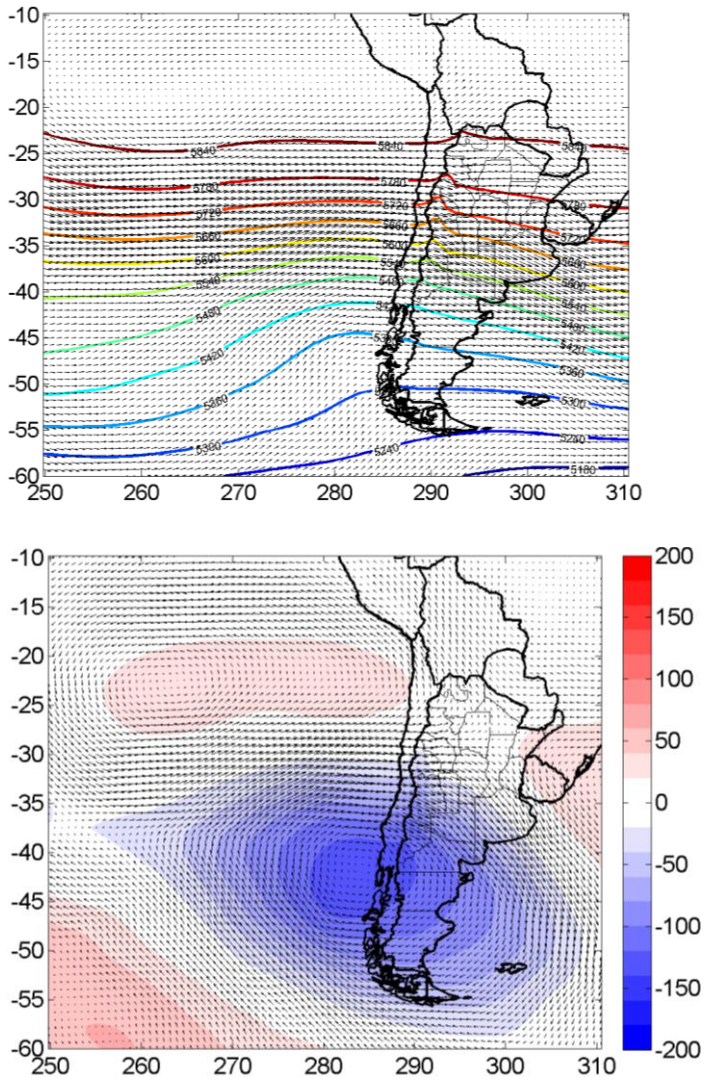


Figura 3.16. Composición (panel superior) de altura geopotencial (mgp, en contornos cada 60 mgp) y viento en 500 hPa (m/s, en vectores) para días con nevadas extremas en la región de los Andes Centrales del Sur. Anomalías (panel inferior) de altura geopotencial (mgp, en sombreado cada 25 mgp) y viento (m/s, en vectores)

3.4. Conclusiones

El objetivo del presente capítulo fue caracterizar la climatología de la región de estudio, a través del análisis de datos de temperatura, precipitación, nieve y caudales en varias estaciones de la región, a sobre la cordillera y sus laderas. Las ondas anuales de temperatura mostraron la influencia esperable de la topografía y la cercanía al océano. En invierno (JJAS) no se

encontraron tendencias significativas de temperatura, Los Mayines presentó una tendencia positiva y en el resto de las estaciones se observó poco cambio. Adicionalmente se calcularon las tendencias de la temperatura en primavera, que podrían influenciar el derretimiento estacional de la cobertura de nieve. Todas las estaciones presentaron una tendencia positiva, excepto por la estación Concepción. Las estaciones Mendoza, Malargüe, Santiago y Los Mayines presentaron tendencias positivas significativas. Estos resultados son consistentes con *Falvey y Garreaud* [2009] que encuentran un enfriamiento en las zonas costeras de norte y centro de Chile, y un calentamiento sobre la cordillera en el período 1979-2006.

La distribución espacial de las ondas anuales de precipitación reflejó la influencia de la compleja orografía. Las mayores precipitaciones se ubican al oeste y sobre la cordillera, y decrecen en las zonas bajas a sotavento. Esta distribución fue descripta por *Viale y Nuñez* [2011] utilizando datos de estaciones en el período de máxima disponibilidad de estaciones sobre la cordillera (1970-76). Los autores señalan que esta disminución de la precipitación a lo largo de la barrera topográfica, es consistente con distribuciones espaciales estudiadas en cadenas montañosas en otras regiones del mundo. Además se observó un gradiente de precipitación norte-sur. Si se observa el mapa topográfico de la Figura 1.1, se ve que la altura decrece hacia el sur lo que permitiría que los sistemas atraviesen la cordillera provocando lluvias a sotavento. En pocos kilómetros se observa un cambio en la estación lluviosa de invierno, a barlovento y sobre la cordillera, y a sotavento, en el sur, con precipitación por pasaje de perturbaciones sinópticas [*Garreaud*, 2009], a máximos en verano, al este de la cordillera y hacia el norte, con precipitación de tipo convectiva. Además se observa una marcada variabilidad en la precipitación de invierno de la región que se debe en parte al hecho de que la mayor parte del total anual acumulado (>75%), se alcanza a través de pocos eventos intensos durante el invierno (entre 4 y 5 en promedio) [*Viale y Nuñez*, 2011]. Esta característica también fue documentada en otra región costera en el sur de California, semejante a la región de estudio [*Dettinger et al.*, 2011]. Finalmente, todas las estaciones presentaron tendencias negativas en la precipitación de inverno. Sin embargo, la única tendencia significativa fue la de San Rafael (-3,51 mm/década).

Los ciclos anuales de equivalente en agua de Nieve (EAN) mostraron que la temporada de nieve en la región de estudio, tiene lugar entre mayo y septiembre. Además se superpusieron los ciclos anuales de caudales de la región, para ilustrar la influencia de derretimiento de la

nieve en el ciclo anual de caudal que, en consecuencia, determina la disponibilidad de agua en las regiones pobladas adyacentes. También se observó una marcada variabilidad interanual en todas las estaciones, moduladas por el ENSO, especialmente en el centro de la región. Estos resultados son consistentes con los estudios de *Masiokas et al.* [2006], que encontraron una relación positiva entre un índice de nieve regional y el Niño, y con *Escobar y Aceituno* [1998] que encuentran la misma correlación con las estaciones de nieve chilenas entre 30° y 35°S. La única tendencia significativa se observó en el norte de la región, en la estación Toscas, que junto con Valle Hermoso (no significativa), resultaron positivas. Las estaciones restantes presentaron una tendencia negativa aunque no significativa. *Masiokas et al.* [2006] encontraron una tendencia positiva no significativa del índice regional de nieve entre 1950-2005, que fue calculado utilizando dos estaciones argentinas usadas en el presente capítulo (Laguna Diamante y Valle Hermoso) y cuatro estaciones chilenas. Si bien los cálculos de este capítulo fueron realizados para un período más reciente, se observó que no existió un comportamiento unificado en la región. Es importante recalcar que estos resultados no pueden considerarse del todo robustos debido al corto período de disponibilidad de información de nieve, que afecta la posibilidad de realizar estudios climáticos con significancia estadística.

Por último, se estudió la circulación asociada a los eventos extremos de nevadas en la región. La circulación asociada con los eventos de nevadas extremas, presenta un ciclón extratropical anómalamente intenso sobre la costa de Chile que favorece la advección de humedad por delante del sistema hacia la región de estudio, conocido como río atmosférico. Un patrón similar fue encontrado por *Viale y Nuñez* [2011] para el caso de precipitación extrema en los Andes Centrales del Sur.

Referencias

Aceituno P., (1988): On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505-524.

Anders, A. M., G. H. Roe, B. Hallet, D. R. Montgomery, N. Finnegan, J. Putkonen, (2006): Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya. Tectonics, Climate, and Landscape Evolution, Geological Society of America Special Paper 398, S. D. Willett et al., Eds., Geological Society of America, 39–53.

Colle, B. A., C. F. Mass, (2000): The 5–9 February 1996 flooding event over the Pacific Northwest: Sensitivity studies and evaluation of the MM5 precipitation forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 593–617.

Dettinger M. D., Ralph F. M., Das T., Neiman P. J., Cayan D. R. (2011): Atmospheric Rivers, Floods and the Water Resources of California. *Water,* **3**, 445-478; doi:10.3390/w3020445

Escobar, F. y Aceituno, P., (1998): Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de chile central durante el invierno. *Bull. Inst. Fr. études andines*, **27** (3), 753-759.

Falvey, M., R. D. Garreaud (2009): Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006), *J. Geophys. Res.*, **114**, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.

Frei, C., C. Schär, (1998): A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873–900.

Garreaud, R. D., (2009): The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.*, **22**, 3–11.

Haylock, M.R., Peterson, T.C., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y.M.T., Baez, J., Barros, V.R., Berlato, M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Karoly, D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I., Vincent, L.A. (2006): Trends in total and extreme South American rainfall 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, **19**, 1490–1512.

Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Le Quesne, C., Aravena, J., (2006): Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *J. Clim.*, **19**, 6334–6352.

Rosenblüth, B., H. Fuenzalida, and P. Aceituno, (1997): Recent temperature variations in southern South America. *Int. J. Climatol.,* **17,** 67–85.

Satyamurty P., Nobre C. A., Silva Dias P. L., (1998): South America. En: Meteorology of the Southern Hemisphere, *Meteor. Mon,*, 119-139.

Sinclair, M. R., D. S. Wratt, R. D. Henderson, W. R. Gray, (1997): Factors affecting the distribution and spillover of precipitation in the Southern Alps of New Zealand—A case study. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 428–442.

Viale, M. (2010): Características de las Precipitaciones Orográficas de Invierno sobre los Andes Subtropicales Centrales, Tesis de Doctorado, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

Viale, M., y M. N. Nuñez (2011): Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical central Andes and associated synoptic and regional characteristics, *J. Hydrometeor.*, **12**, 481–507, doi:10.1175/2010JHM1284.1

Wratt, D. S., M. J. Revell, M. R. Sinclair, W. R. Gray, R. D. Henderson, A. M. Chater, (2000): Relationships between air mass properties and mesoscale rainfall in New Zealand's Southern Alps. *Atmos. Res.*, **52**, 261–282.

Capítulo 4

Comparación de bases de datos en puntos de retícula y evaluación del reanálisis ERA-Interim en la región de los Andes Centrales del Sur

4.1. Introducción

Para poder estudiar adecuadamente la distribución espacial de precipitación en regiones montañosas, es necesario contar con una densa red de observaciones meteorológicas. En los Andes sudamericanos, a diferencia de otras cadenas montañosas del mundo, la falta de estaciones meteorológicas con registros largos en el tiempo, ha sido siempre un problema a la hora de realizar estudios climáticos en la región. En el Capítulo 32 se describe la información meteorológica disponible a partir de datos observados en estaciones de superficie. A pesar de que estas mediciones son útiles para estudiar el clima en la región, la cobertura espacial aún es deficiente en esta región de terreno altamente complejo. Es por ello que resulta necesario explorar otras fuentes de información, como bases de datos interpoladas y productos de modelos numéricos como los reanálisis

Diversos autores han llevado a cabo evaluaciones de la precipitación de distintos reanálisis a escala global [*Bosilovich et al.*, 2008] y a escala regional: sobre la península ibérica [*Belo-Pereira et al.*, 2011], sobre el sur de África [*Zhang et al.*, 2013], sobre Norteamérica [*Balsamo et al.,* 2010], y sobre el norte de Sudamérica estudiando la representación del sistema monsónico de Sudamérica [*Carvalho et al.*, 2012]. En regiones montañosas, *Palazzi et al.* [2013] evaluaron distintos sets de datos, incluyendo reanálisis ERA-Interim y modelos climáticos sobre la región de Hindu-Kush Karakoram Himalaya. En el sudeste de Sudamérica, *Gonzalez et al.* [2013] comparó la precipitación de verano de la base de datos GPCC versión 4 con datos de estación y encontró un buen acuerdo en diferentes escalas temporales. La bases de datos de precipitación TRMM fue evaluada sobre los Andes centrales de Perú para distintas escalas temporales (diaria a mensual) y distintas resoluciones espaciales [*Scheel et al.,* 2011]. Se encontró una buena representación de la precipitación por parte del producto mensual de TRMM, con una leve subestimación generalizada de los totales mensuales.

Los reanálisis del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) fueron ampliamente utilizados en estudios sinópticos y climáticos sobre Sudamérica así como funcionando como datos iniciales y de borde de modelos regionales [e.g., *Solman et al.*, 2013; *Carril et al.*, 2012]. El trabajo de *Solman et al.* [2013] evaluó la performance de un conjunto de modelos regionales alimentados con los reanálisis de ERA-Interim en Sudamérica, con especial foco en el este de la región. *Carril et al.* [2012] analizaron modelos regionales alimentados con la versión anterior de los reanálisis de ECMWF, ERA40, para Sudamérica entre 0º y 50ºS, también haciendo foco en el este del continente Sudamericano. Sin embargo, no se ha llevado a cabo una evaluación de la performance de la última versión de estos reanálisis sobre Sudamérica a escala climática. En otras regiones, *Bromwich et al.* [2011] comparó diferentes reanálisis en altas latitudes del hemisferio sur y concluyó que ERA-Interim presentaba la mejor representación de los cambios de precipitación en las últimas dos décadas.

El objetivo del presente capítulo es evaluar la performance de los reanálisis de ERA-Interim y determinar sus debilidades y fortalezas en una región donde existe un número muy bajo de estaciones meteorológicas. ERA-Interim posee una relativamente alta resolución espacial, comparada con otros reanálisis disponibles como por ejemplo los reanálisis de NCEP/NCAR (*National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*, cuya resolución horizontal es de 2.5 x 2.5 grados). Esto lo convierte uno de los productos actualmente disponibles con mejor potencialidad para ser utilizado en esta región angosta de aproximadamente 400 km en la dirección Este-Oeste sobre los Andes.

4.2. Datos y Metodología

Con el objetivo de establecer si es posible utilizar bases de datos interpoladas y determinar cuál es la más adecuada para la región de estudio, se seleccionaron bases de datos mensuales de alta resolución. La Tabla 4.1 resume las principales características de las bases utilizadas y a continuación se brindan detalles de cada una de ellas:

- Climate Research Unit (CRU), University of East Anglia: CRU TS3.21 [*Harris et al.*, 2014]. Bases de datos mensuales en el período 1901-2012 con resolución de 0.5° x 0.5º. Se analizaron los datos de temperatura, precipitación y presión de vapor.

- Global Precipitation Climatology Center (GPCC), WMO/DWD: versión 6.0. Base de datos mensuales de precipitación en superficie construida a través de datos basados en GTS y datos históricos [*Becker et al.*, 2013; *Schneider et al.*, 2011]. Se utilizó la versión de 0.5º de resolución para el período 1901-2010.

- University of Delaware's dataset (UDEL): versión 3.0. Datos de estaciones mensuales en punto de retícula con resolución de 0.5° x 0.5° en el período 1900-2010. Se utilizaron los datos de temperatura y precipitación.

- Global Precipitation Climatology Project dataset (GPCP): versión 2.2. Base de datos de precipitación mensual que combina observaciones de superficie y precipitación estimada por satélites con una resolución de 2.5° x 2.5° [*Adler et al.*, 2003]. Se extiende en el período 1979-2010.

- Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA), NASA. El producto 3B42 V7 es una estimación diaria que combina microondas, infrarrojo y precipitación de estaciones en una retícula de 0.25° x 0.25° alrededor del globo entre 50ºN y 50ºS desde 1998 al 2014 [*Huffman et al.*, 2007].

Los datos de precipitación de GPCC y GPCP, y de temperatura y precipitación del UDEL fueron provistos por NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, desde su página web: http://www.esrl.noaa.gov/psd/. Los datos de TRMM se obtuvieron del IRI/LDEO Climate Data Library en su sitio web: http://iridl.ldeo.columbia.edu/. Los datos de precipitación, temperatura, presión de vapor y número de estaciones por punto de retícula de CRU fueron obtenidos en el sitio web: http://badc.nerc.ac.uk.

Las bases de datos seleccionadas se compararon con los reanálisis del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts conocidos como ERA-Interim [*Dee et al.*, 2011]. Dada la relativamente alta resolución espacial del ERA-Interim (0.75° x 0.75º de resolución horizontal y 37 niveles verticales), este reanálisis resulta el más adecuada para ser utilizado en la región de interés que se eleva desde el nivel del mar hasta más de 6000 m en menos de 300 km. Además se encuentra disponible de manera gratuita en el sitio web: http://www.ecmwf.int/. Esta nueva versión de reanálisis presenta diversas mejoras con respecto la versión previa conocida como ERA-40 [*Uppala et al.*, 2005], a saber: análisis variacional en 4 dimensiones (4D-var) cada 6 horas, una mejor formulación de errores, nuevos análisis de humedad, mejoras en la física del modelo, control de calidad de datos basado en la experiencia del ERA-40, corrección del bias variacional de los datos de

radianza de satélite y otras mejoras en el manejo de bias, y mayor uso de radianzas [*Simmons et al.*, 2007b; *Uppala et al.*, 2008; *Dee y Uppala*, 2009]. Esta base de datos fue creada originalmente comenzando en el período 1989 pero fue recientemente extendida hacia el pasado desde 1979 y es actualizada continuamente. Se utilizaron los datos de temperatura y temperatura de rocío a 2 metros, temperatura entre 1000 y 200 hPa y precipitación en superficie para el período 1979-2010. Es importante destacar que la temperatura es derivada de las observaciones asimiladas (datos de satélite, reportes de superficie de estaciones en tierra, barcos, boyas marinas, aviones, *dropsondes* y radiosondas) mientras que las estimaciones de precipitaciones son producidas por el modelo de pronóstico.

Tabla 4.1. Bases de datos utilizadas.

Set de datos	Resolución	Período
GPCC v6	0.5ºx0.5º	1901-2010
CRU TS3.21	0.5ºx0.5º	1901-2012
University of Delaware	0.5ºx0.5º	1900-2010
GPCP v2.2	2.5ºx2.5º	1979-2010
TRMM v7 3B42	0.25ºx0.25º	1998-2012
ERA-Interim Reanalyses	0.75ºx0.75º	1979-2012

Se seleccionó el período 1979-2010 dado que corresponde al máximo período común entre el reanálisis y las bases de datos, excepto la base de datos TRMM que comienza en 1998. En algunos análisis, esta última no fue tenida en cuenta debido a su corto período de datos. Lo mismo ocurrió con la base de datos GPCP que en algunos casos fue descartada por su relativamente baja resolución con respecto al resto de las bases de datos.

Además se estimó la humedad relativa para la base de datos CRU y el reanálisis ERA-Interim, los únicos dos que disponían de variables que permitían calcular la humedad relativa. Para ello se obtuvieron de CRU, las variables presión de vapor (e) y temperatura (T), y se calculó la presión de vapor de saturación (e_s) a través de la ecuación (4.1):

$$e_s = 6.108\, e^{\left(\frac{17.27\, T}{273.3+T}\right)}\, hPa \tag{4.1}$$

Para luego calcular la humedad relativa (*HR*) de la siguiente forma:

$$HR = \frac{e}{e_s} \tag{4.2}$$

Para el reanálisis de ERA-Interim, se utilizaron las variables temperatura a 2 metros (*T*) y temperatura de punto de rocío a 2 metros (T_d) y se calculó, para cada punto de retícula, la humedad relativa (*HR*) utilizando la siguiente ecuación [*Bohren y Albrecht*, 1998]:

$$HR = 100\ e^{-\left(\frac{l_v\,(T-T_d)}{R_v\, T\, T_d}\right)} \tag{4.3}$$

Donde $l_v = 2.501\ x\ 10^6\ \frac{J}{kg}$ es la entalpía de vaporización para T = 273.15 K, y $R_v = 461.5\ \frac{J}{kg\ K}$ es la constante del vapor de agua.

Adicionalmente se utilizaron datos de precipitación y temperatura media mensual de cinco estaciones de Argentina y Chile provistas por el Servicio Meteorológico Nacional de Argentina y la Dirección Meteorológica de Chile. En la Tabla 4.2 se detallan las estaciones analizadas.

Tabla 4.2. Estaciones de superficie y de radiosondeo utilizadas. SMN: Servicio Meteorológico Nacional, Argentina; DMC: Dirección Meteorológica de Chile, Chile; UW: University of Wyoming, USA.

Nombre	Latitud	Longitud	Altura (m)	Período	Fuente
Mendoza	-32.83	-68.77	704	1961-2012	SMN
San Rafael	-34.57	-68.40	748	1961-2012	SMN
Malargüe	-35.50	-69.57	1425	1961-2012	SMN
Santiago	-33.38	-70.78	475	1961-2012	DMC
Concepción	-36,77	-73,05	75	1961-2012	DMC
Quintero	-32.78	-71.53	3	1975-1999	UW
Santo Domingo	-33.65	-71.61	75	1999-2013	UW

Finalmente, para evaluar la performance del reanálisis ERA-Interim en la vertical, se compararon datos de temperatura en diferentes niveles con datos de radiosondeo de dos estaciones en Argentina y en Chile. Los datos se obtuvieron de la página web de la Universidad de Wyoming (http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html) y se analizaron los sondeos de las 12Z. En la Tabla 4.2 se detallan las características de las estaciones de radiosondeo utilizadas. La estación chilena Quintero fue reubicada en agosto de 1999 unos 100 km al sur y fue renombrada Santo Domingo. Desafortunadamente estas estaciones no coexistieron por lo tanto no se cuenta con un período común para poder comparar posibles cambios debido al traslado de la estación. Con el objetivo de estudiar la variable altura de la isoterma de cero grados, se realizó un test de *Student* para determinar la homogeneidad de ambas series. Se compararon las varianzas y las medias estacionales de Quintero y Santo Domingo. Las varianzas se testearon a través de un test de Fisher, con 95% de nivel de significancia y se encontró que las varianzas no son significativamente distintas en las diferentes estaciones del año ni tampoco a nivel anual. Sin embargo, las medias anuales y estacionales, excepto otoño resultaron significativamente distintas. A modo de ejemplo, la Figura 4.1 muestra la serie temporal anual de la altura de la isoterma de 0ºC para ambas estaciones. Debido a estas diferencias, no puede construirse una única serie sin realizar una corrección. Se observó que las diferencias de medias anuales y estacionales entre Quintero y Santo Domingo, son siempre positivas, por lo tanto, se realizó una corrección mensual con las diferencias entre las medias.

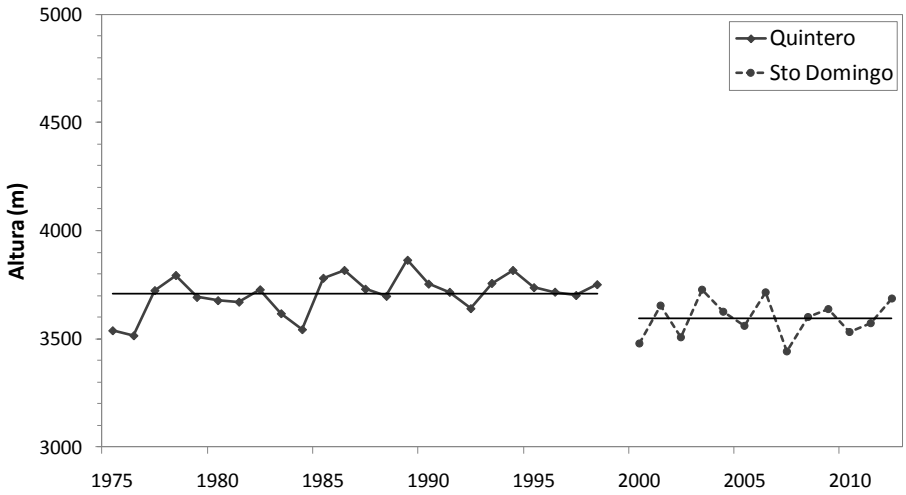


Figura 4.1. Altura de la isoterma de 0ºC media anual para las estaciones Quintero (1975-1998) en línea continua y Santo Domingo (2000-2012) en línea a trazos. Las líneas horizontales corresponden al valor medio de cada período.

Al este de los Andes se encuentra la estación Mendoza (32.83ºS, 68.77ºW, 704 m) en Argentina, que tiene datos desde 1976 hasta el presente aunque cuenta con más de diez años con baja cantidad de sondeos, especialmente para los meses de invierno.

En ambas estaciones se buscó el valor de 0ºC de temperatura en cada sondeo y, en el caso de que hubiera más de un valor de 0ºC debido a una inversión por encima de superficie, se seleccionó la mayor altura. En la mayoría de los casos, el valor de 0ºC no fue reportado, por lo que se realizó una interpolación lineal entre los niveles más cercanos al valor cero en cada sondeo diario. Luego se calcularon las medias mensuales.

4.3. Resultados

4.3.1. Precipitación

4.3.1.1. Sur de Sudamérica

En una primera instancia se comparó la distribución espacial de precipitación en una región amplia que incluye el sur de Sudamérica ya que este tipo de comparación entre bases de datos y reanálisis no ha sido realizado para nuestra región. En la siguiente sección se hace foco en la región de estudio de los Andes Centrales del Sur. La Figura 4.2 muestra la distribución espacial de invierno de todas las bases de datos y de ERA-Interim para el período 1979-2010 (a excepción de la base TRMM que se promedió en el período 1998-2010). Todas las bases de datos muestran el máximo de invierno ubicado entre los Andes Patagónicos y los Andes Centrales del Sur. Un segundo máximo se ubica en el sudeste de Brasil y todas las bases de datos coinciden en las posiciones. Además son consistentes con estudios previos que usan diferentes períodos y diferentes bases de datos [e.g., *Garreaud*, 2009; *Boulanger et al.*, 2005; *Grimm et al.*, 2000]. Para facilitar la comparación entre las distintas bases y el reanálisis, se graficaron las diferencias entre ERA-Interim y las distintas bases de datos (Figura 4.3). Para realizar este cálculo, se interpolaron todos los datos a la retícula de ERA-Interim.

La base de datos GPCP, si bien capta las posiciones de los máximos, no es útil para estudios regionales debido a su baja resolución comparada con el resto de las bases de datos. Sin embargo, la ventaja de esta base es que combina datos in-situ con información satelital sobre el océano. Con una mejor resolución espacial, TRMM también presenta cobertura oceánica que resulta muy útil para evaluar la performance del reanálisis ERA-Interim, aunque tiene la desventaja de tener un período demasiado corto de datos,

necesario para estudios climáticos. De la comparación visual de la distribución de precipitación de invierno entre ERA-Interim y las bases de datos, se puede ver que el reanálisis representa satisfactoriamente la distribución espacial de invierno y las magnitudes de precipitación. Sin embargo, se puede ver que ERA-Interim sobreestima la precipitación de invierno con respecto a todas las bases de datos observados en el centro y noroeste de Argentina (aproximadamente entre 20ºS y 30ºS y alrededor de 67ºW). En verano (Figura 4.4), la sobreestimación sobre el noroeste de Argentina es más evidente y podría estar ocasionada por una deficiente representación por parte del modelo de las características de la topografía en esta región que, combinado con la disponibilidad de humedad durante el verano, genera convección sobre el área. Esta hipótesis debería ser explorada en profundidad, pero escapa los objetivos de la presente tesis. En el resto de la región, la precipitación de ERA-Interim es consistente con las bases de datos. Las mayores diferencias entre las bases (CRU, GPCC y UDEL) se evidencian en el sur de Chile aunque ERA-Interim y GPCC presentan magnitudes similares en esta región. Notar que la precipitación en la región de interés particular de esta tesis, ocurre en invierno. En verano, las mayores diferencias ocurren al este de la cordillera, en el centro y norte de Argentina, donde ERA-Interim sobreestima la precipitación.

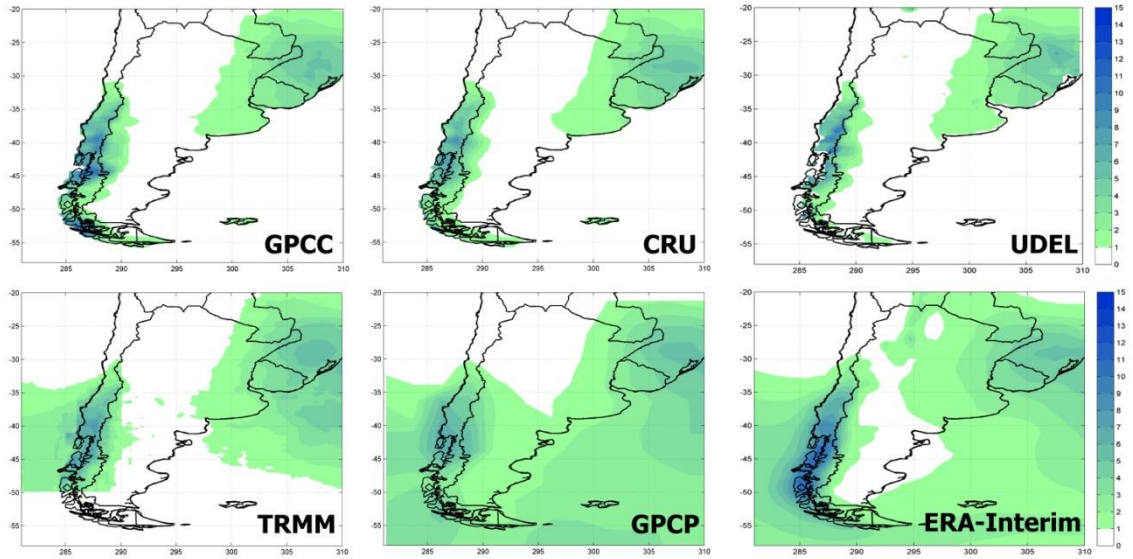


Figura 4.2. Precipitación media (mm/día, sombreado cada 1 mm/día) de invierno (JJAS) para el período 1979-2010 para las diferentes bases de datos. La base TRMM en el período 1998-2010.

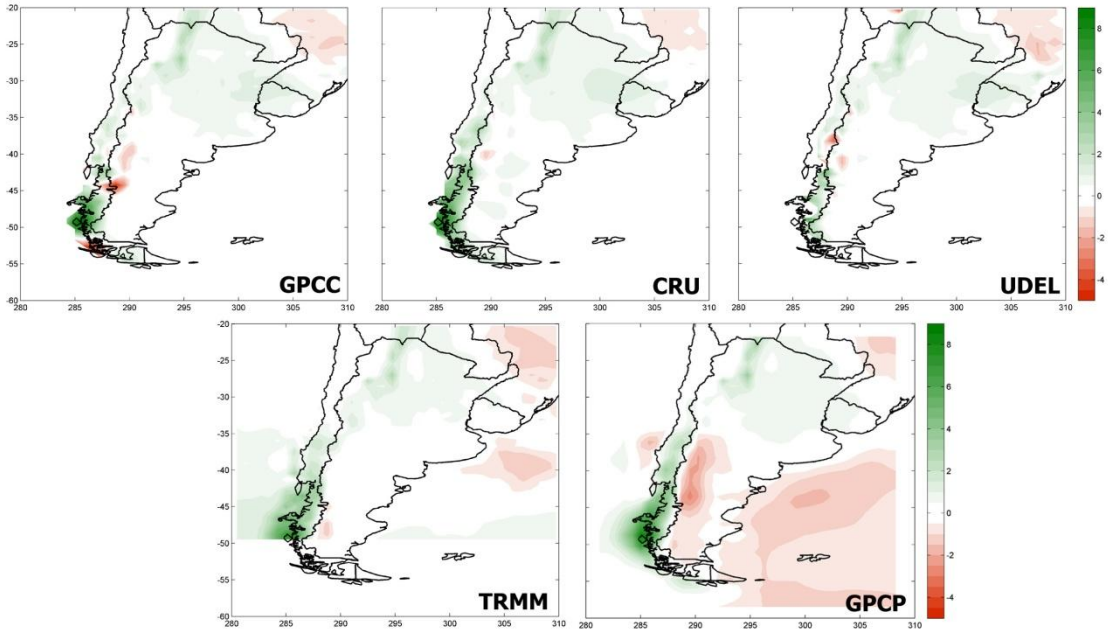


Figura 4.3. Diferencia entre la precipitación media (mm/día) de invierno (JJAS) para el período 1979-2010 de ERA-Interim y las diferentes bases de datos. La base TRMM en el período 1998-2010. Valores positivos sobreestiman ERA-Interim.

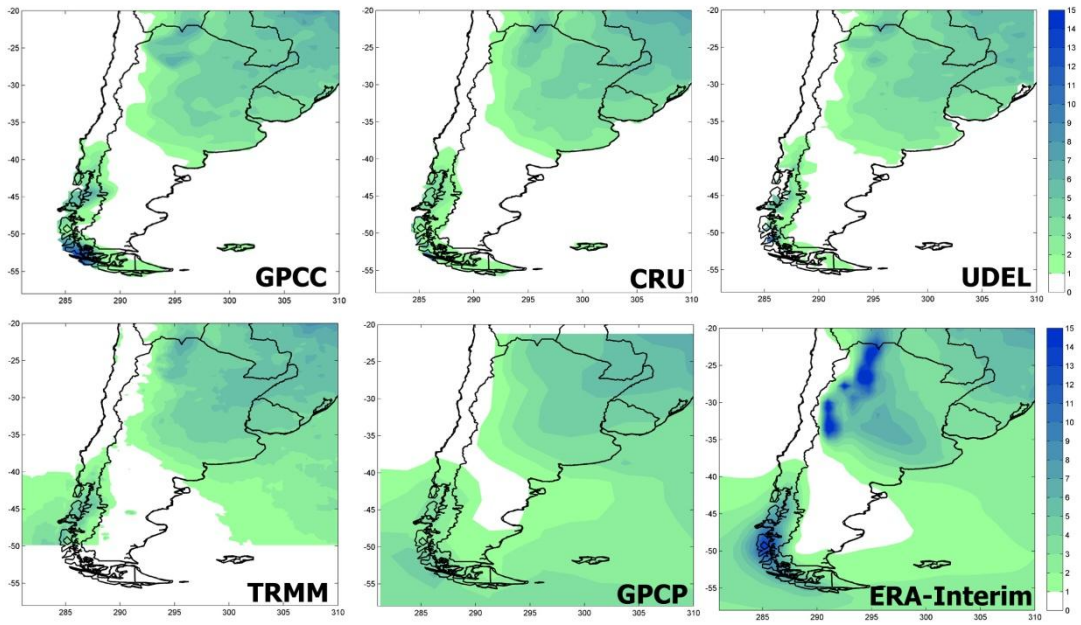


Figura 4.4. Ídem Figura 4.2 para el verano (DEFM).

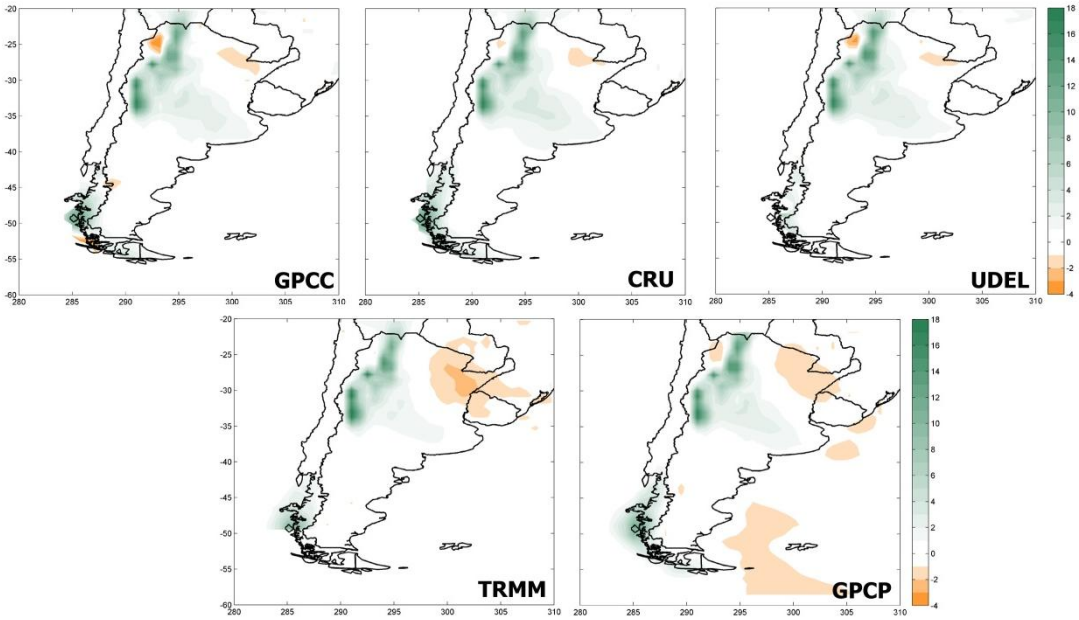


Figura 4.5. Ídem Figura 4.2 para el verano (DEFM).

La Figura 4.6 muestra la correlación temporal entre ERA-Interim y cada una de las bases de datos para el período 1979-2010. Todas las bases de datos fueron llevadas a la resolución de ERA-Interim y se calculó la correlación en cada punto. Las cruces indican los puntos de retícula donde la correlación resultó significativa al 95% de nivel de confianza. Se observa un patrón generalizado de correlaciones positivas significativas, excepto para la base de datos TRMM, que tiene un período de datos más corto. Además se puede ver una menor correlación en el noroeste de Argentina, consistente con la sobreestimación observado en la distribución espacial de la Figura 4.2. Las correlaciones en verano (Figura 4.7) resultaron menores que en invierno, especialmente en la región noroeste y norte de Argentina. En chile, entre 30º y 45ºS las correlaciones son positivas y significativas. Para la bases de datos TRMM, en verano se observan correlaciones negativas y nulas en el oeste de Argentina, en Chile y en sobre el océano Pacífico. En la región de los Andes Centrales del Sur, las correlaciones siguen siendo positivas y significativas con todas las bases de datos.

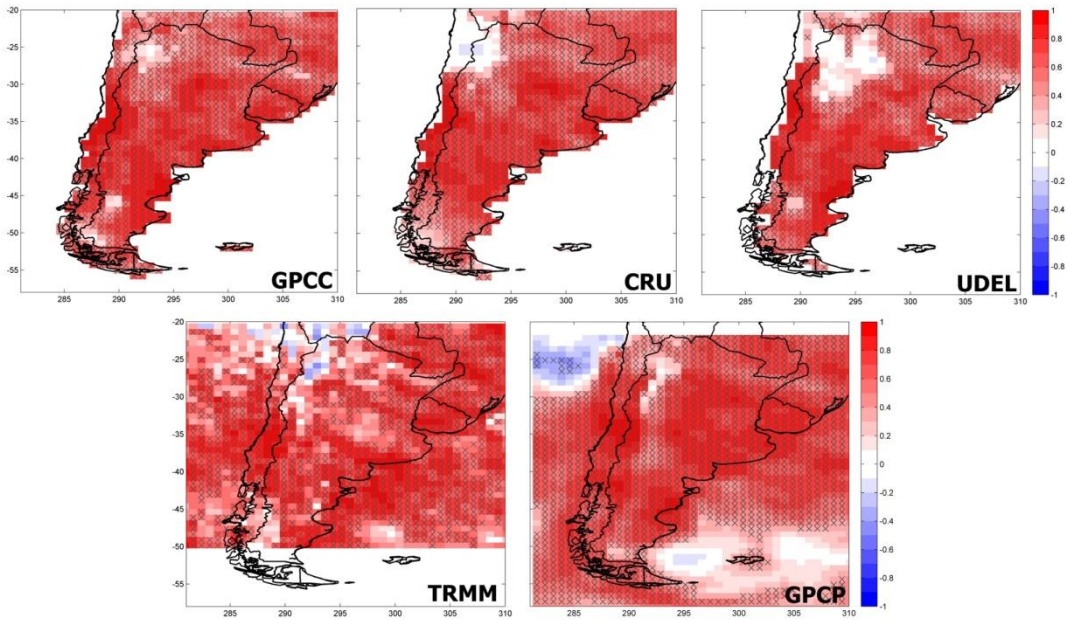


Figura 4.6. Correlaciones entre la precipitación de invierno (JJAS) de ERA-Interim y todas las bases de datos para cada punto de retícula en el período 1979-2010. Correlaciones entre TRMM y ERA-Interim en el período 1998-2010. Las cruces indican correlaciones significativas al 95%.

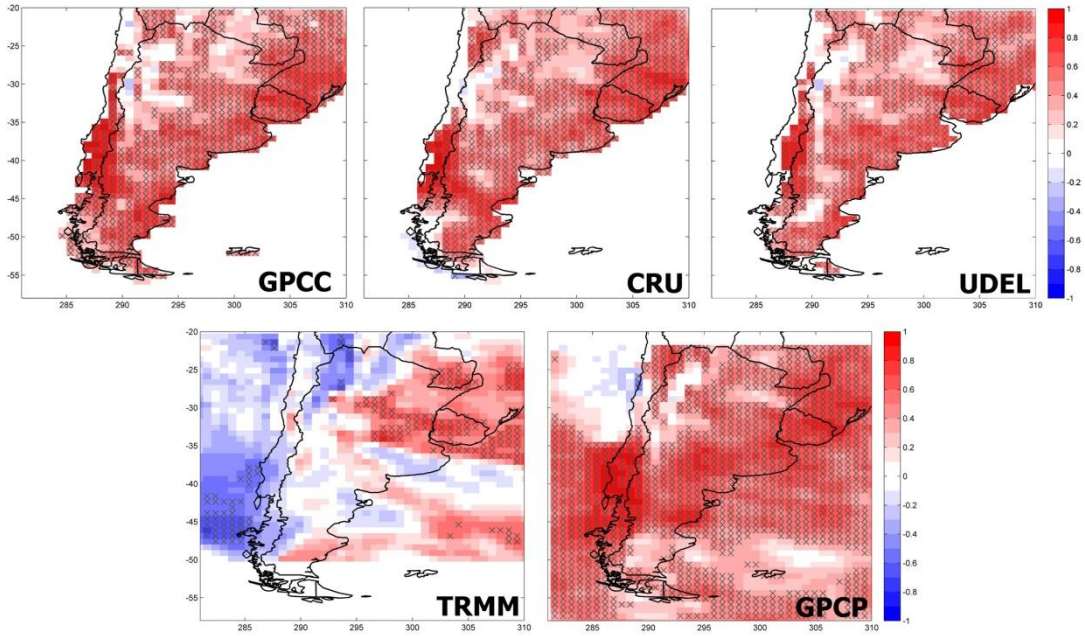


Figura 4.7. Ídem Figura 4.6 para verano (DEFM).

4.3.1.2. Región de los Andes Centrales del Sur

A continuación se hace foco en la región del los Andes Centrales del Sur, que fue estudiada por *Viale y Nuñez* [2011]. Los autores analizaron la precipitación en el período 1970-76, entre abril y septiembre, en el que se disponía de la mayor densidad de datos sobre la cordillera. En su Figura 3a se muestra la distribución espacial de precipitación acumulada entre abril y septiembre en la región andina entre 30º y 37ºS. En la Figura 4.8 se produjo una distribución espacial comparable para las tres bases que contienen datos en el mismo período: CRU, GPCC y UDEL. La figura muestra que GPCC ubica el máximo de precipitación en la misma zona que *Viale y Nuñez* [2011], mientras que CRU y UDEL ubican el máximo un poco más al sur. Notar que GPCC también representa adecuadamente las magnitudes de precipitación acumulada. Por otro lado, CRU no captura el gradiente este-oeste en el límite entre Argentina y Chile. Un aspecto importante a tener en cuenta a la hora de analizar bases de datos en punto de retícula es el número de estaciones utilizadas en la interpolación. El número de estaciones por punto de retícula de GPCC se puede visualizar en línea en el sitio web: http://kunden.dwd.de/GPCC/Visualizer y para la base de datos CRU se encuentra disponible a los usuarios la variable st0, que contiene el número de estaciones. Esta información no estaba disponible para la base de datos UDEL al momento de escribir esta tesis. Se compararon la cantidad de estaciones en la región de los Andes Centrales del Sur. Por ejemplo, en el año 1974, el número de estaciones utilizadas por GPCC era de 102 y CRU sólo contaba con 41, mientras que *Viale y Nuñez* [2011] utilizaron 80 estaciones. Esta diferencia en el número de estaciones entre GPCC y CRU se ve reflejada en la distribución más detallada que presenta el GPCC. En consecuencia, concluimos que GPCC representa de manera más adecuada la distribución espacial en la región, en el período de mayor disponibilidad de estaciones 1970-76.

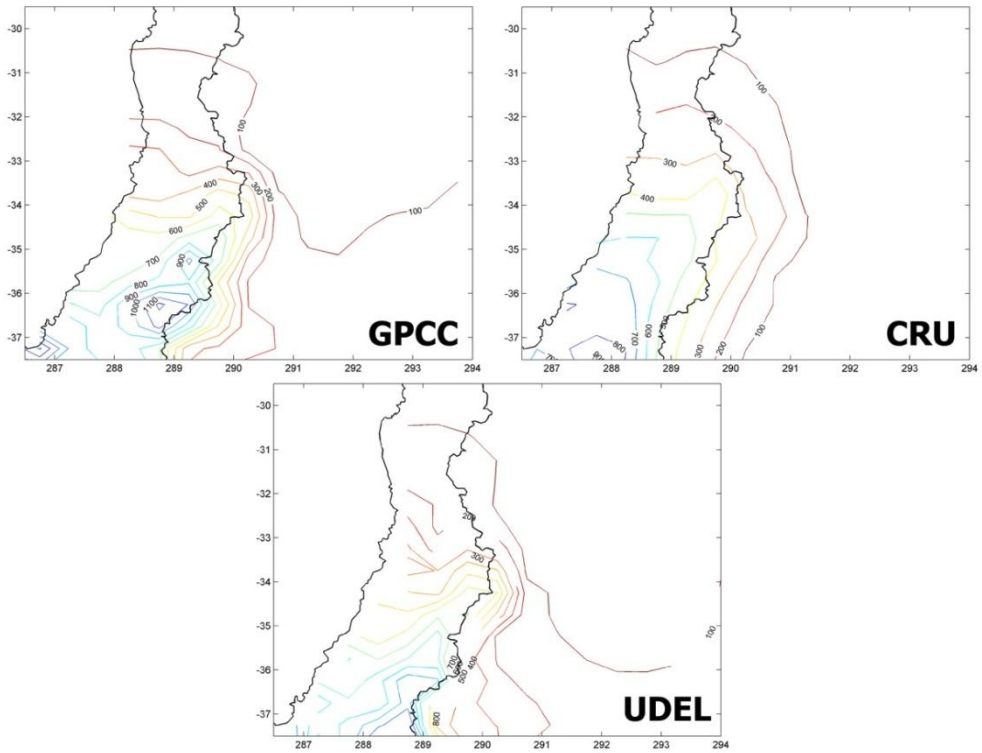


Figura 4.8. Precipitación acumulada (mm) de invierno (Abril-Septiembre) para el período 1970-1976 para las bases de datos GPCC, CRU y UDEL. Contornos cada 100 mm.

Tanto GPCC como CRU han sufrido un importante decrecimiento en el número de estaciones consideradas. En el año 2010, 18 estaciones fueron incluidas por GPCC y sólo 12 por CRU en la región de estudio. Es importante destacar que estas disminuciones en el número de estaciones podrían introducir un sesgo a la hora de estimar tendencias sobre varias décadas. Mencionamos previamente que CRU no localiza correctamente el máximo de precipitación en los Andes, sin embargo la cantidad de precipitación a nivel regional es similar a la mostrada por *Viale y Nuñez* [2011]. Por lo tanto, a pesar de que GPCC presentó mayor concordancia con la distribución detallada mostrada en el estudio de *Viale y Nuñez* [2011], se recomienda la base de datos CRU para estimar tendencias climáticas de precipitación en la región.

A continuación se muestran los resultados para la región de los Andes Centrales del Sur en el período completo (1979-2010). La Figura 4.9 muestra la distribución de frecuencias de la precipitación media de invierno en el período 1979-2010 para todas las bases de datos en la caja de los Andes Centrales del Sur (ACS, 30º-37ºS, 72º-69ºO). No se incluyó la base de datos GPCP en este análisis ya que debido a su baja resolución,

quedaban muy pocos datos para realizar el histograma en la caja. En las bases de datos ERA-Interim y TRMM se utilizó la máscara océano-tierra de cada una para promediar únicamente los datos sobre tierra. Se puede ver que todas las bases muestra una mayor coincidencia en la forma de la cola izquierda de la distribución de frecuencias, mientras que la cola derecha presenta más discrepancias. Los valores menores a 1 mm/día se encuentran en el extremo noreste de la caja en todas las bases de datos, donde ERA-Interim muestra valores superiores a 1 mm/día. La máxima precipitación espacial se encuentra en el borde sudoeste de la caja y allí ERA-Interim muestra mayores valores que el resto de la bases de datos y esto se refleja en la cola derecha del histograma. Las bases UDEL y GPCC presentan prácticamente la misma distribución, mientras que CRU muestra mayor similitud con TRMM. GPCC, CRU y TRMM presentan la moda de la distribución en 1 mm/día, y UDEL en 1.5 mm/día. La distribución de ERA-Interim está desplazada a la derecha con respecto al resto de las bases de datos, su valor más probable se encuentra en 2 mm/día y sobreestima los valores más altos del histograma. Además muestra un mayor desvío estándar comparado con CRU.

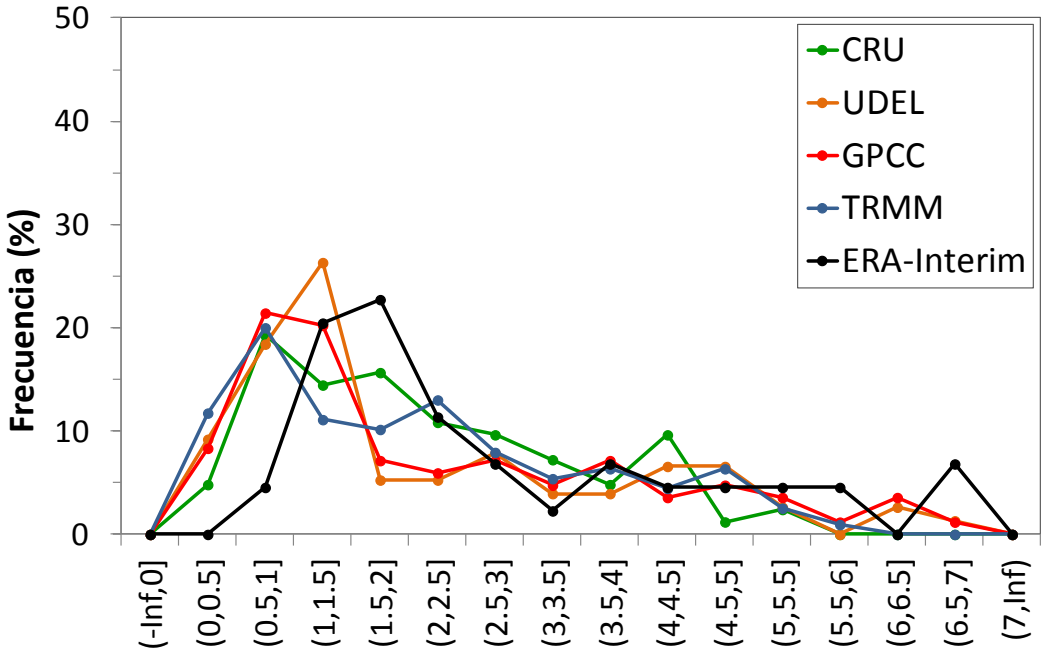


Figura 4.9. Distribución de frecuencias de la precipitación media (mm/día) de invierno (JJAS) para el período 1979-2010 en la caja de los Andes Centrales del Sur.

Para poder estudiar la variabilidad interanual, se calculó el promedio espacial para la caja de los Andes Centrales del Sur para las 6 bases de datos y se obtuvo la serie temporal de invierno en el período 1979-2010 como se observa en la Figura 4.10. Nuevamente se utiliza la máscara para descartar los puntos sobre el océano. ERA-Interim captura la variabilidad interanual pero muestra sistemáticamente mayores valores que las bases de datos observados en casi todo el período. Esta sobreestimación es de casi 1 mm/día en promedio, y corresponde a aproximadamente 20% del total anual de la región de los ACS. En la última década, la serie temporal de TRMM muestra una variabilidad coherente con el resto de las bases de datos aunque indica sistemáticamente menores valores de precipitación. En los Andes de Bolivia y Perú, *Scheel et al.* [2011] mostró que TRMM subestimaba la precipitación anual y mensual. Estos errores en la estimación de precipitación por parte de los sensores satelitales, están probablemente asociados a la complejidad del terreno y a la presencia de hielo o nieve en la superficie.

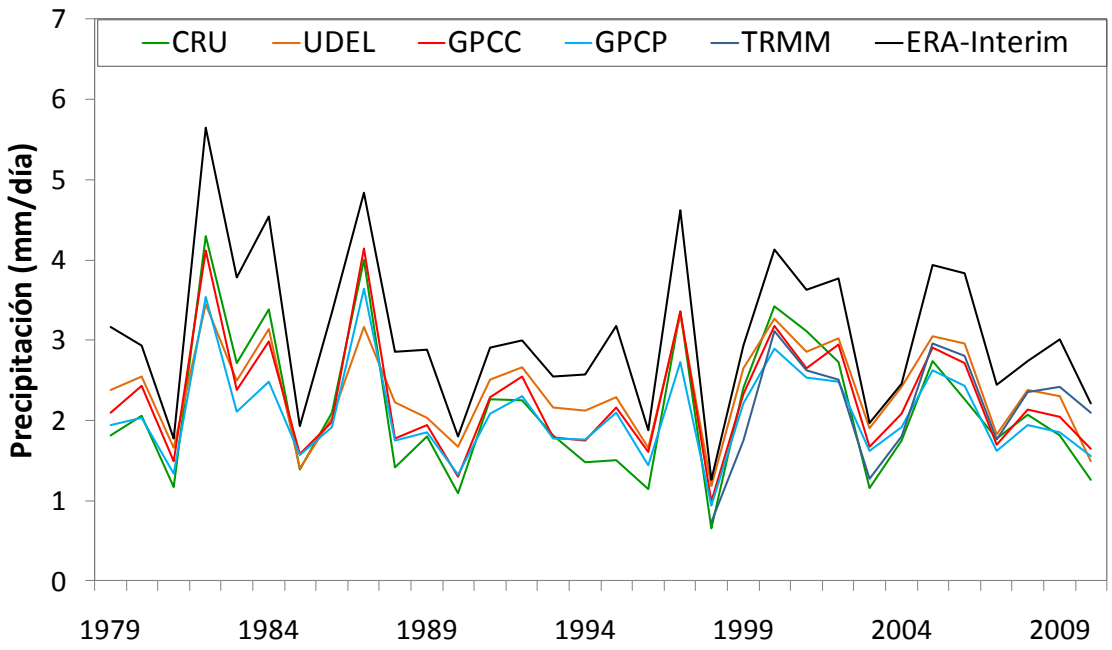


Figura 4.10. Precipitación media areal (mm/día) sobre la caja de los ACS para las distintas bases de datos consideradas y el reanálisis ERA-Interim.

La Tabla 2.3 muestra las correlaciones de la precipitación media de invierno entre todas las bases de datos. Todas las correlaciones fueron calculadas en el período 1979-2010

excepto las correlaciones con TRMM que fueron calculadas en el período 1998-2010. Casi todas la correlaciones resultaron mayores que 0.9 lo que implica que existe una buena concordancia en la representación de la variabilidad interanual como se visualiza claramente en la Figura 4.10. En particular, ERA-Interim presenta un valor alto de correlación con las bases de datos observados, especialmente con GPCC y CRU en esta región.

Tabla 4.3. Coeficientes de correlación de la precipitación de invierno (JJAS) entre las diferentes bases de datos en la región de los Andes Centrales del Sur en el período 1979-2010. Las correlaciones con TRMM fueron calculadas en el período 1998-2010. Se aplicó un test de Student con una significancia de 95%. Todas las correlaciones resultaron significativas.

	ERA-Interim	**CRU**	**GPCC**	**UDEL**	**GPCP**	**TRMM**
ERA-Interim	**1**	**-**	**-**	**-**	**-**	**-**
CRU	**0.95**	**1**	**-**	**-**	**-**	**-**
GPCC	**0.95**	**0.96**	**1**	**-**	**-**	**-**
Udel	**0.92**	**0.91**	**0.93**	**1**	**-**	**-**
GPCP	**0.94**	**0.95**	**0.99**	**0.92**	**1**	**-**
TRMM*	**0.94**	**0.84**	**0.89**	**0.83**	**0.88**	**1**

Para analizar la variabilidad a largo plazo, se calcularon las tendencias en cada punto de retícula de las bases de datos GPCC, CRU, UDEL y ERA-Interim en la región de los Andes Centrales del Sur y para las cinco estaciones meteorológicas de Argentina y Chile en el período 1979-2010 (Figura 4.11). GPCC, CRU y ERA-Interim muestran un patrón generalizado de disminución de precipitación sobre casi toda la región con valores positivos en el sector sudoeste. Notar que del lado Chileno se observa una disminución de la precipitación de acuerdo a todas las bases de datos, excepto UDEL que muestra aumentos al sur y disminuciones al norte de Chile, consistente con estudios previos en la región [*Quintana y Aceituno*, 2012; *Haylock et al.*, 2006; *Minetti et al.*, 2003]. Las tendencias lineales de las estaciones meteorológicas no resultaron significativas al nivel de 95%. Se compararon con el punto de retícula más cercano de ERA-Interim y mostraron coincidencia en el signo

de la tendencia, pero las tendencias de los reanálisis resultaron mayores en magnitud. Al comparar las estaciones con los puntos más cercanos de CRU y GPCC se observa el mismo comportamiento, mientras que al comparar con UDEL se encuentran tendencias opuestas en Mendoza y San Rafael. Al calcular tendencias con estas bases de datos interpolados, se debe tener en cuenta que el número de estaciones meteorológicas ha disminuido en el período de estudio. Por ejemplo, en el año 1979, GPCC utilizó 98 estaciones para interpolar la precipitación en esta caja y, al final del período, utilizó sólo 18 estaciones. La base de datos CRU también disminuyó la cantidad de estaciones consideradas para realizar la interpolación en la caja, de 32 en 1979 a 12 en el 2010. La información de cantidad de estaciones por punto de retícula no estaba disponible para UDEL.

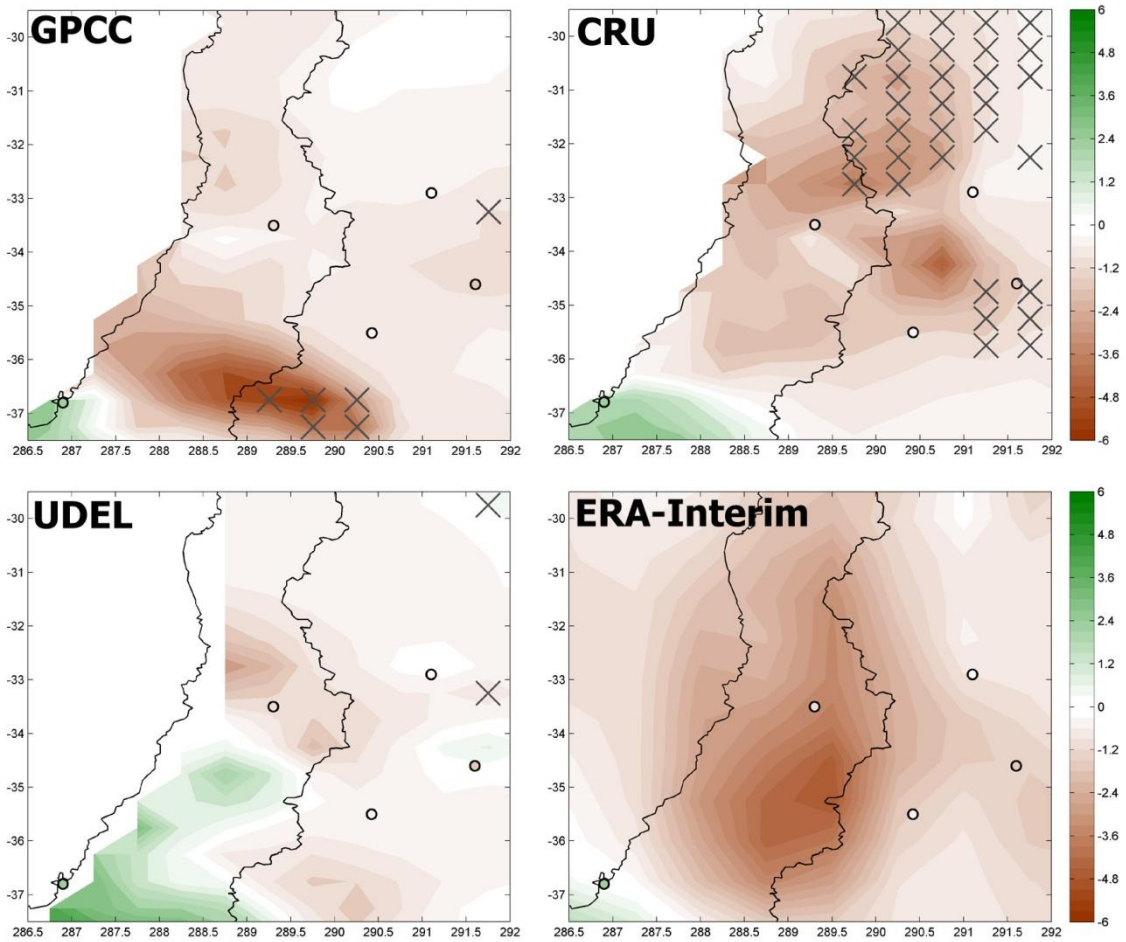


Figure 4.11. Tendencia lineal de precipitación (mm/año) de invierno para el período 1979-2010. Las cruces indican tendencias significativas con el 95% de significancia a través de un test de Student.

La influencia de El Niño en las diferentes variables hidroclimáticas en la región fue ampliamente estudiada por diferentes autores [*Montecinos y Aceituno*, 2003; *Rutlland y Fuenzalida*, 1991; *Compagnucci y Vargas*, 1998]. Por lo tanto, dada la relevancia de esta oscilación sobre la variabilidad del clima en esta zona, se evaluó si ERA-Interim era capaz de representar correctamente la señal del ENSO. Para ello, se calcularon las correlaciones entre la precipitación de invierno en la caja de los Andes Centrales del Sur de las diferentes bases de datos y el índice Niño 3.4 en el período 1979-2010 (Tabla 4.4). Se aplicó un test de Student con 95% de nivel de significancia. Todas las correlaciones resultaron significativas, excepto con la base de datos TRMM, para la cual se calculó la correlación en el período 1998-2010 y, por lo tanto, cuenta con muy pocos puntos para que la correlación sea significativa. Estos resultados indican un exceso de precipitación en la región durante la fase El Niño y coinciden con resultados de los estudios previos. Por lo tanto, ERA-Interim captura el modo de variabilidad interanual más importante de esta región. En estudios previos, se sugirió que existía una relación entre algunas variables hidroclimáticas en los Andes Centrales del Sur y la Oscilación Decadal del Pacífico [*Masiokas et al.*, 2010; *Masiokas et al.*, 2006], sin embargo en este estudio no se evidenciaron conexiones con el índice PDO a partir de los coeficientes de correlación lineal.

Tabla 4.4. Coeficientes de correlación entre la precipitación de invierno (JJAS) de todas las bases de datos en la región de los Andes Centrales del Sur y el índice Niño 3.4 en el período 1979-2010. La correlación con TRMM fue calculada en el período 1998-2010. Se aplicó un test de Student con el 95% de significancia.

Database	**r**
CRU	**0.48**
UDEL	**0.52**
GPCC	**0.56**
GPCP	**0.53**
TRMM*	0.30
ERA-Interim	**0.48**

4.3.2. Temperatura

A continuación se presentan análisis similares realizados para la variable temperatura. La Figura 4.12 muestra la distribución espacial de temperatura de invierno para el período 1979-2010 de ERA-Interim y las bases de datos observacionales CRU y UDEL, y la diferencia entre ellas. Notar que sólo se trabaja con estas bases de datos para temperatura ya que las demás no cuentan con esta variable. ERA-Interim muestra el mínimo de temperatura sobre el sector más elevado de los Andes (norte de Argentina y Chile) al igual que las bases de datos observados. UDEL muestra valores inferiores en comparación con las otras bases de datos en esta zona elevada. En el sector este de la región, tanto los reanálisis como las bases de datos coinciden en mostrar un gradiente sur-norte de temperatura. Las diferencias entre ERA-Interim y CRU muestran que el reanálisis subestima la temperatura sobre los Andes entre 20º y 35ºS, y sobreestima en el norte de Chile y en la franja central de Argentina. Las diferencias con la base de datos UDEL muestran un patrón menos claro sobre los Andes, pero se observa la misma sobreestimación en el centro de Argentina.

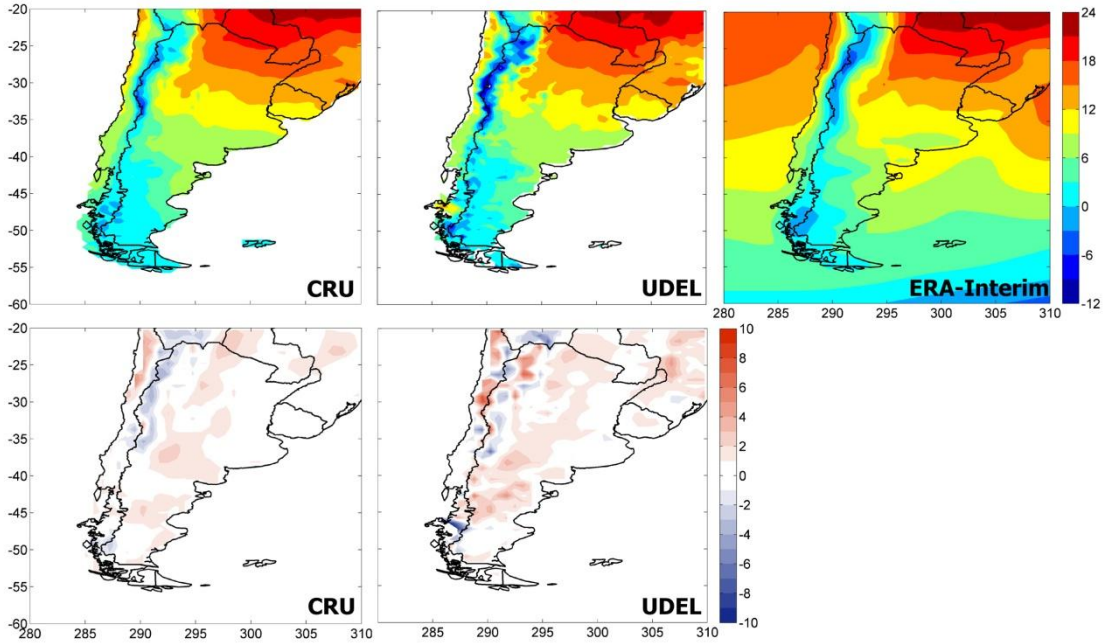


Figura 4.12. (Arriba) Temperatura media (°C) entre Junio y Septiembre en el período 1979-2010 para las bases de datos CRU y UDEL, y los reanálisis ERA-Interim. Sombreado cada 3ºC. (Abajo) Diferencias entre ERA-Interim y las bases de datos cada 1ºC.

La distribución espacial de verano y las diferencias se muestran en la Figura 4.13. ERA-Interim logra capturar no sólo la distribución general, sino también algunos detalles como los mínimos relativos en la costa bonaerense, o en el centro de Argentina, alrededor de los 32ºS. Sobre el sector norte de la cordillera, UDEL nuevamente muestra valores inferiores que CRU y que el reanálisis. Las diferencias muestran una sobreestimación en el norte de Chile y una subestimación sobre la cordillera norte, al igual que en invierno. Además se observan algunas zonas de diferencias positivas en la Patagonia. La magnitud de las diferencias es mayor en UDEL que en la base de datos CRU.

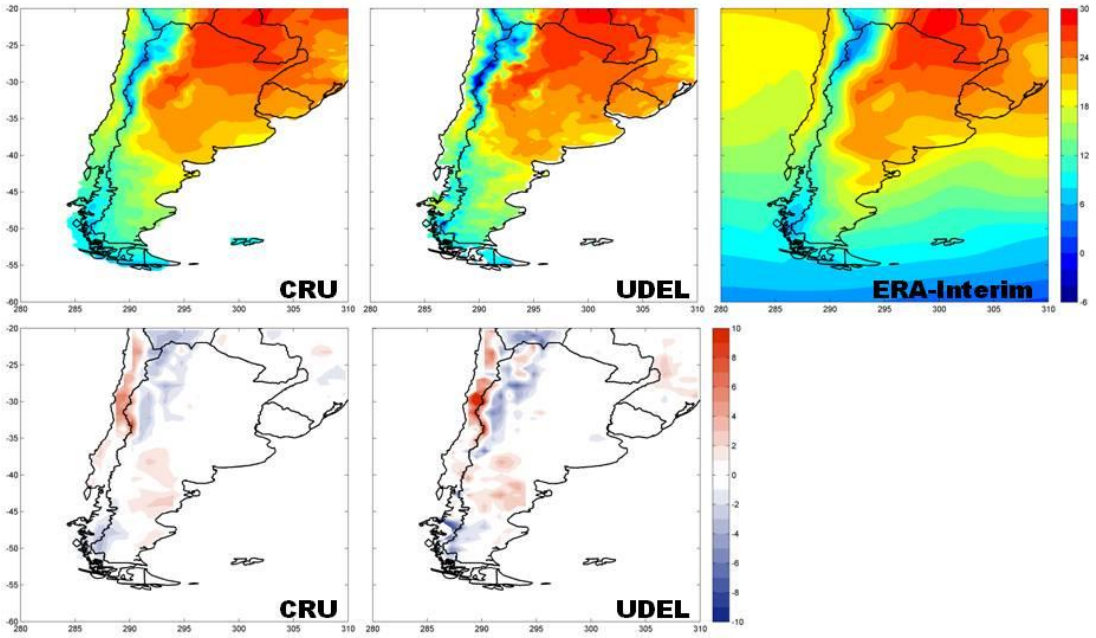


Figura 2.13. Ídem Figura 2.12 para verano **(**Diciembre – Marzo).

Para analizar la habilidad del reanálisis en representar la variabilidad temporal de la temperatura, se calcularon las correlaciones de la temperatura de invierno entre ERA-Interim y las bases de datos CRU y UDEL en el período 1979-2010 (Figura 4.14). Se puede observar un patrón generalizado de correlaciones positivas significativas (95% de significancia) con algunos sectores con valores de correlación más bajos en el noroeste de Argentina, en la misma región donde las correlaciones de precipitación son casi cero.

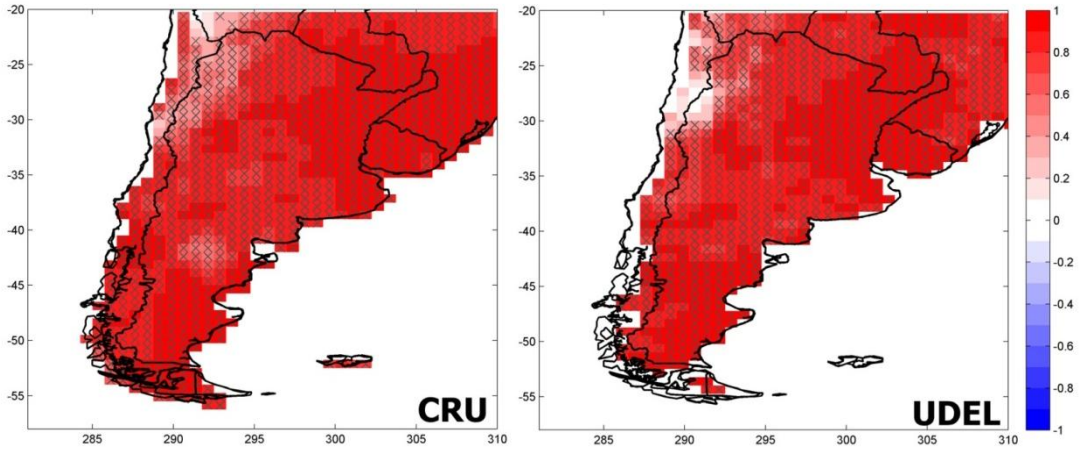


Figura 4.14. Correlaciones entre la temperatura de invierno (JJAS) de ERA-Interim y las bases de datos CRU y UDEL en el período 1979-2010. Las cruces indican correlaciones significativas al 95%.

Con el objetivo de estudiar la variabilidad interanual de la temperatura se promedió arealmente en la caja ACS y las series temporales resultantes se muestran en la Figura 4.15. Durante todo el período, UDEL muestra sistemáticamente valores inferiores a CRU y ERA-Interim. Los datos de reanálisis muestran mayor concordancia con CRU y, en términos generales, se puede observar que ERA-Interim captura satisfactoriamente la variabilidad interanual de temperatura en la caja ACS. Las correlaciones entre la temperatura de invierno de ERA-Interim y las dos bases de datos en el período 1979-2010 (no se muestra) son cercanas a 1 y significativas al 95%, aunque son levemente menores que las correlaciones de precipitación. La correlación entre ERA-Interim y CRU es más alta (0.92) que la correlación entre ERA-Interim y UDEL (0.87).

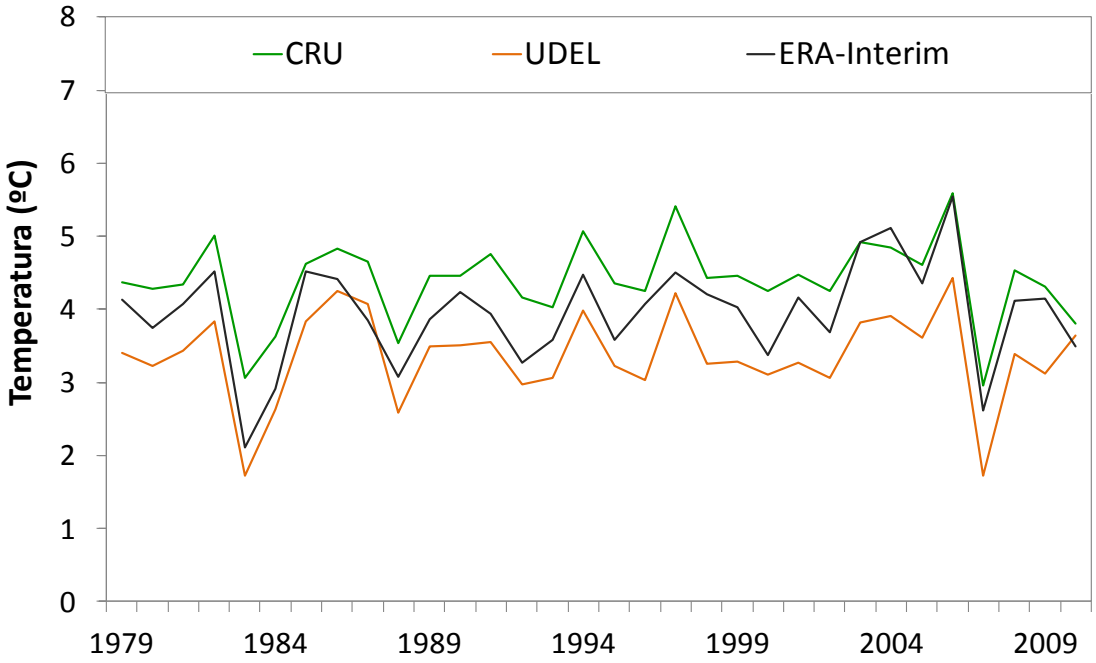


Figura 4.15. Temperatura (ºC) de invierno (JJAS) promediada sobre la caja SCA.

Se calculó la tendencia lineal de la temperatura de invierno para cada punto de retícula de las bases CRU, UDEL y ERA-Interim y las estaciones meteorológicas (Figura 4.16). CRU y UDEL muestran patrones similares, con tendencias significativas casi en la misma región. En la parte norte y la parte sur de la región, UDEL muestra tendencias negativas. ERA-Interim muestra tendencias positivas sobre Chile, opuesto a los que muestran las bases de datos, y un enfriamiento en la parte sur del lado Argentino. La comparación entre las estaciones meteorológicas y el punto de retícula más cercano de las

bases de datos, muestra que CRU representa adecuadamente las tendencias al este de la cordillera (tanto en signo como en magnitud) y UDEL muestra valores opuestos en la estación San Rafael. Todas las estaciones sobreestiman la tendencia en Santiago. Sobre el océano, cerca de la costa de Chile, ERA-Interim muestra un enfriamiento significativo en las últimas tres décadas, consistente con los resultados de *Falvey y Garreaud* [2009] que encontraron un enfriamiento en la temperatura de superficie del mar a lo largo de la costa chilena utilizando dos bases de datos: ERSST, NOAA (2° de espaciamiento) y HadISST, Hadley Center (1° de espaciamiento).

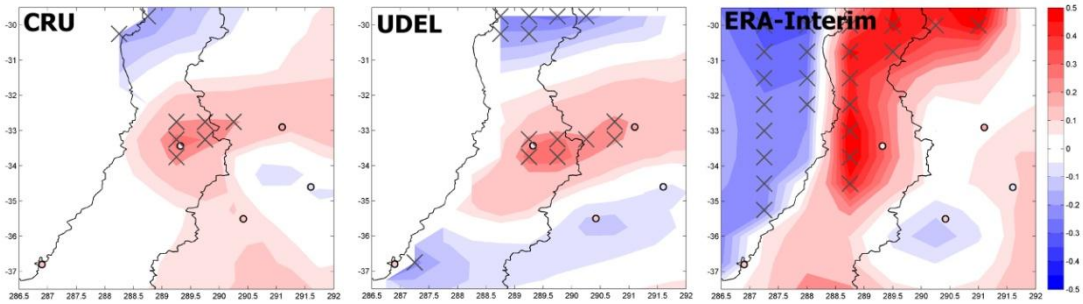


Figura 4.16. Tendencia lineal de temperatura (°C/década) para el período 1979-2010. Las cruces indican tendencias significativas al 95%.

4.3.3. Humedad relativa

Se evaluó también la representación de la humedad relativa por parte de ERA-Interim comparada con la base de datos CRU. En primer lugar se presenta la distribución espacial de la humedad relativa de invierno de la base de datos CRU y reanálisis ERA-Interim promediada en el período 1979-2010 (Figura 4.17). La distribución de CRU muestra que las zonas con menor humedad relativa se ubican sobre el límite norte entre Argentina y Chile. Las regiones más húmedas se encuentran hacia el este, en el sur de Brasil, noreste de Argentina y este de Paraguay y se observa un gradiente oeste-este. La distribución de ERA-Interim muestra a grandes rasgos distribuciones similares. En la región del mínimo, ERA-Interim muestra una zona más extendida. Además, hacia el este de esta zona, ERA-Interim muestra un máximo relativo. En la región más austral de Chile, CRU muestra un mínimo relativo, que no es visible en el reanálisis.

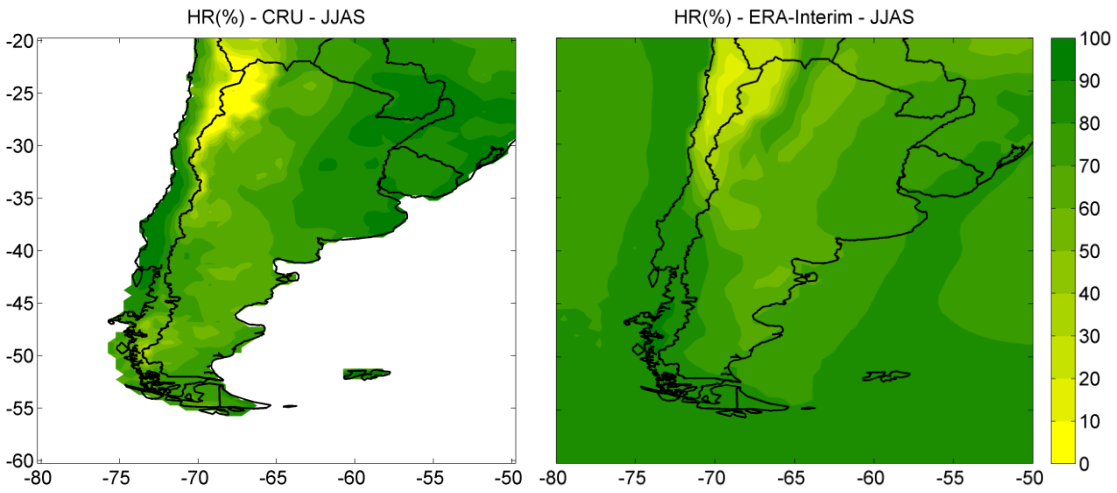


Figura 4.17. Climatología de humedad relativa (1979-2010) de invierno (junio - septiembre) para la base de datos CRU (izquierda) y para el reanálisis ERA-Interim (derecha).

La Figura 4.18 muestra el bias de humedad relativa entre CRU y ERA-Interim en el período 1979-2010, donde se resaltan las zonas de peor performance del reanálisis. En la región del noroeste de Argentina, se observa una sobreestimación por parte del reanálisis. El mínimo de ERA-Interim se encuentra levemente desplazado hacia el oeste, es por eso que sobre la costa chilena se observan áreas de subestimación. En el sur de Chile, como se vio en la distribución espacial, ERA-Interim no captura el mínimo relativo de esa zona, y se muestran áreas de bias positivo. El máximo de ERA-Interim se encuentra desplazado hacia el este, por lo que se presentan áreas de subestimación hacia el este de la región, en el este de Argentina, en Paraguay y sur de Chile.

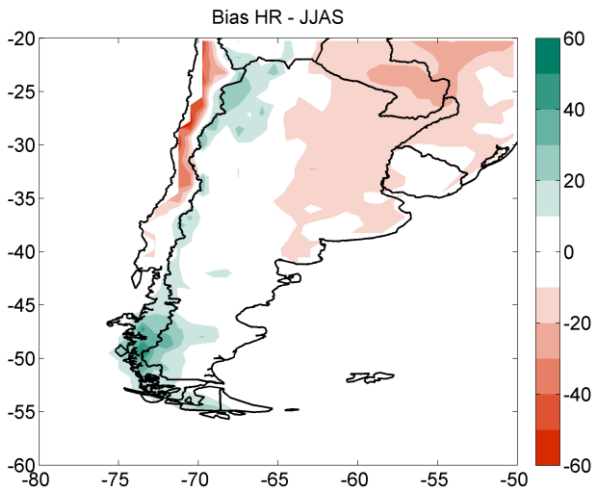


Figura 4.18. Diferencias de humedad relativa (en % cada 10%) de invierno (junio – septiembre) entre CRU y ERA-Interim en el período 1979-2010.

La distribución de verano presenta un patrón similar, donde el mínimo se mantiene en el norte de Chile y noreste de Argentina, aunque se encuentra disminuido en magnitud y en tamaño (Figura 4.19). Hacia el este de la región de Sudamérica subtropical se ubican los valores máximos. La Patagonia Argentina presenta menores valores de humedad en verano que en invierno. El mínimo relativo en el sur de Chile también está presente en la climatología presentada por CRU, aunque no es evidente en el reanálisis. Se observa un máximo relativo en el noroeste de Argentina tanto en CRU con en ERA-Interim. El reanálisis de ERA-Interim refleja los menores valores en la Patagonia, con el gradiente sur – norte. El mínimo absoluto se ve desdibujado en ERA-Interim, aunque coincide en mostrar menores valores sobre la mayor parte de la cordillera, incluyendo la región de los Andes Centrales de Sur.

Las diferencias se hacen evidentes en la Figura 4.20 donde se graficó el bias de humedad relativa de verano entre CRU y el reanálisis. En líneas generales, se ve una sobreestimación de los mínimos de humedad relativa, en el noroeste de Argentina y sur de Chile, y una subestimación en el este de la región donde se ubican los máximos. Reproduce adecuadamente los menores valores sobre la cordillera en general, aunque los muestra más extendidos hacia la costa, lo que se refleja en valores negativos de bias en la costa chilena hasta los 42°S aproximadamente.

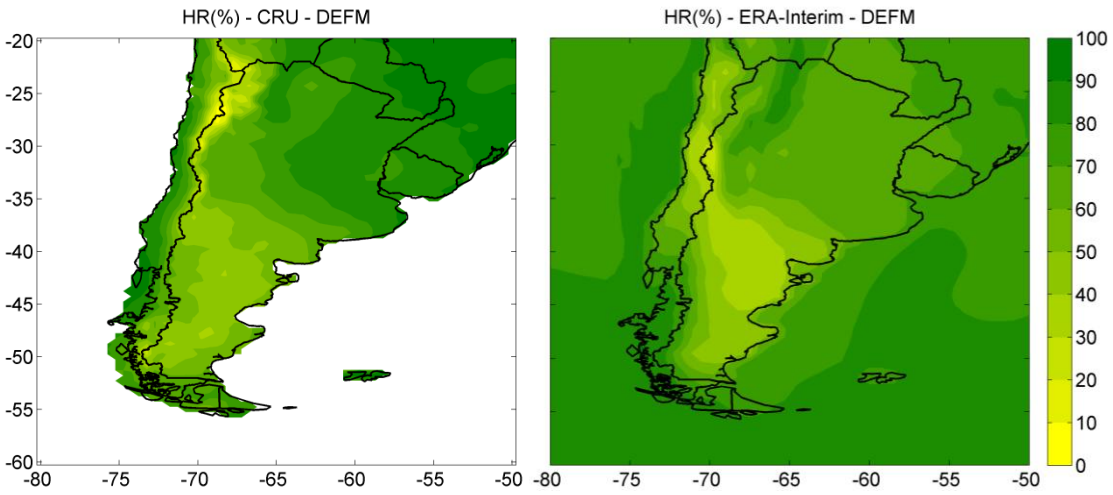


Figura 4.19. Climatología de humedad relativa (1979-2010) de verano (diciembre - marzo) para la base de datos CRU (izquierda) y para el reanálisis ERA-Interim (derecha).

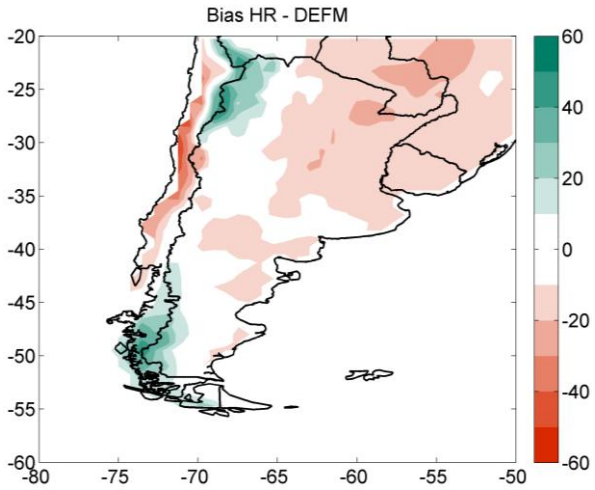


Figura 4.20. Bias de humedad relativa (%) de verano (diciembre – marzo) entre CRU y ERA-Interim en el período 1979-2010.

Luego se estudiaron las tendencias de humedad relativa de verano y de invierno en el período 1979-2010 para ambas bases de datos. La Figura 4.21 muestra los valores de tendencia calculados para cada punto de retícula. La base de datos CRU muestra tendencias positivas significativas de humedad relativa en el sur de Chile, este de Paraguay y noreste de Argentina. También en el norte de Chile. En la región de los Andes Centrales del Sur, muestra disminuciones del lado chileno. El reanálisis de ERA-Interim muestra tendencias negativas significativas en el sector norte de Argentina, en Paraguay y sobre el sector norte

de los Andes. Estas zonas no presentaron tendencias en CRU. Incluso algunas zonas muestran comportamientos opuestos.

Las tendencias de verano se pueden ver en la Figura 4.22. La base de datos CRU muestra aumentos significativos de humedad relativa en Chile entre 25° y 32°S aproximadamente, y en el sur alrededor de 45°S. También en el noreste de Argentina, en Uruguay y Sur de Chile. En el norte de Argentina se observan tendencias negativas significativas. El reanálisis muestra tendencias negativas significativas en los Andes al norte de 37°S, en el centro de Argentina y en el sudoeste de la Patagonia. También presenta disminuciones significativas sobre el océano Atlántico. Por lo tanto, se puede concluir que el reanálisis no representa adecuadamente los valores de tendencia de humedad relativa en Sudamérica subtropical ni en verano ni en invierno.

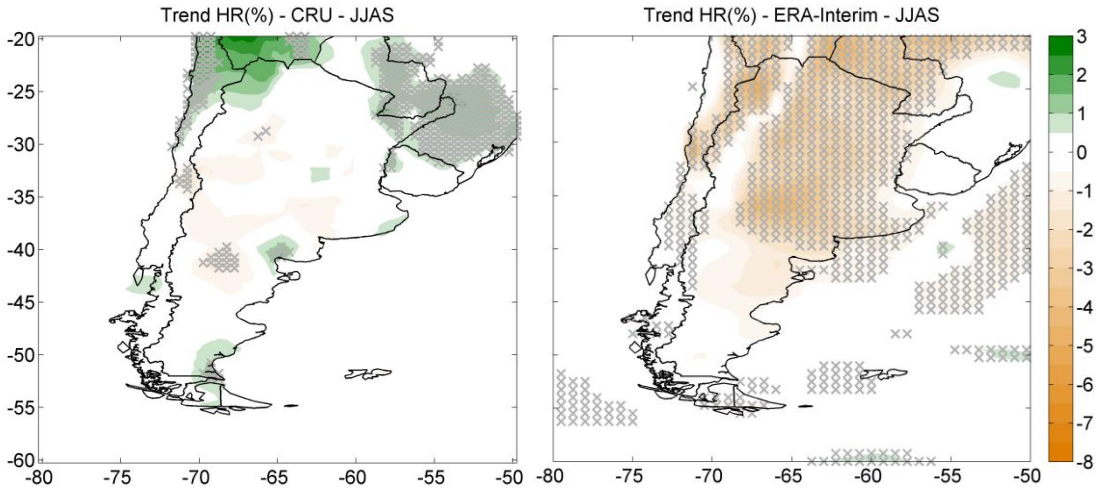


Figura 4.21. Tendencia lineal de humedad relativa (%) de invierno (junio – septiembre) para la base de datos CRU (izquierda) y para el reanálisis ERA-Interim (derecha). Las cruces grises indican puntos de retícula donde la tendencia resultó significativa al 95% de significancia.

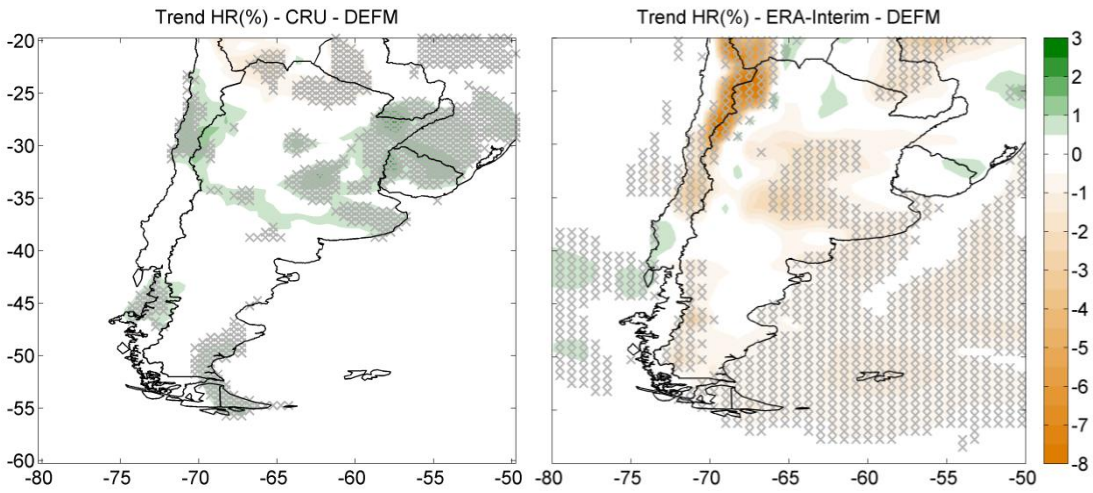


Figura 4.22. Ídem Figura 4.21 para verano (diciembre – marzo).

4.3.4. Estructura vertical: comparación entre ERA-Interim y radiosondeos

Se calculó la altura de la isoterma de cero grados de ERA-Interim para evaluar la performance de los reanálisis contra los datos de radiosondeo a ambos lados de la cordillera. Se seleccionó el punto de retícula del reanálisis más cercano a las estaciones y se obtuvo la altura de la isoterma de cero grados mensual mediante una interpolación lineal entre los valores positivos y negativos más cercanos a cero (en promedio, se interpoló en 600 m).

La Figura 4.23 muestra el ciclo anual de las series de la estación Santo Domingo corregida, la estación Mendoza y los puntos de retícula de ERA-Interim más cercanos a cada estación para el período 1981-2000. Los puntos de la retícula de ERA-Interim seleccionados fueron: -33ºS -69ºW para Mendoza y -33.75ºS-71.25ºW para Santo Domingo. La Figura 4.23a) muestra que la mayor diferencia entre los datos de radiosondeo y los reanálisis se produce en el mes de agosto en Santo Domingo, aproximadamente 200 metros más alta en el reanálisis. En ambas estaciones puede observarse que la variabilidad interanual es más alta en los meses de invierno que en los meses de verano. La estación Mendoza (Figura 4.23b) también presenta un mayor desvío estándar en invierno debido a la mayor variabilidad interanual durante esta época del año. Por otro lado, la estación Mendoza puede estar afectada por la gran cantidad de datos faltantes en esta estación, especialmente durante estos meses. La Figura 4.23b) muestra que las menores diferencias en los radiosondeos y los reanálisis se produce en los meses de abril, mayo, junio y septiembre, y en el resto de los meses las diferencias son similares, alrededor de 200

metros. En resumen, el reanálisis de ERA-Interim representa adecuadamente el ciclo anual de altura de la isoterma de 0ºC a ambos lados de la cordillera.

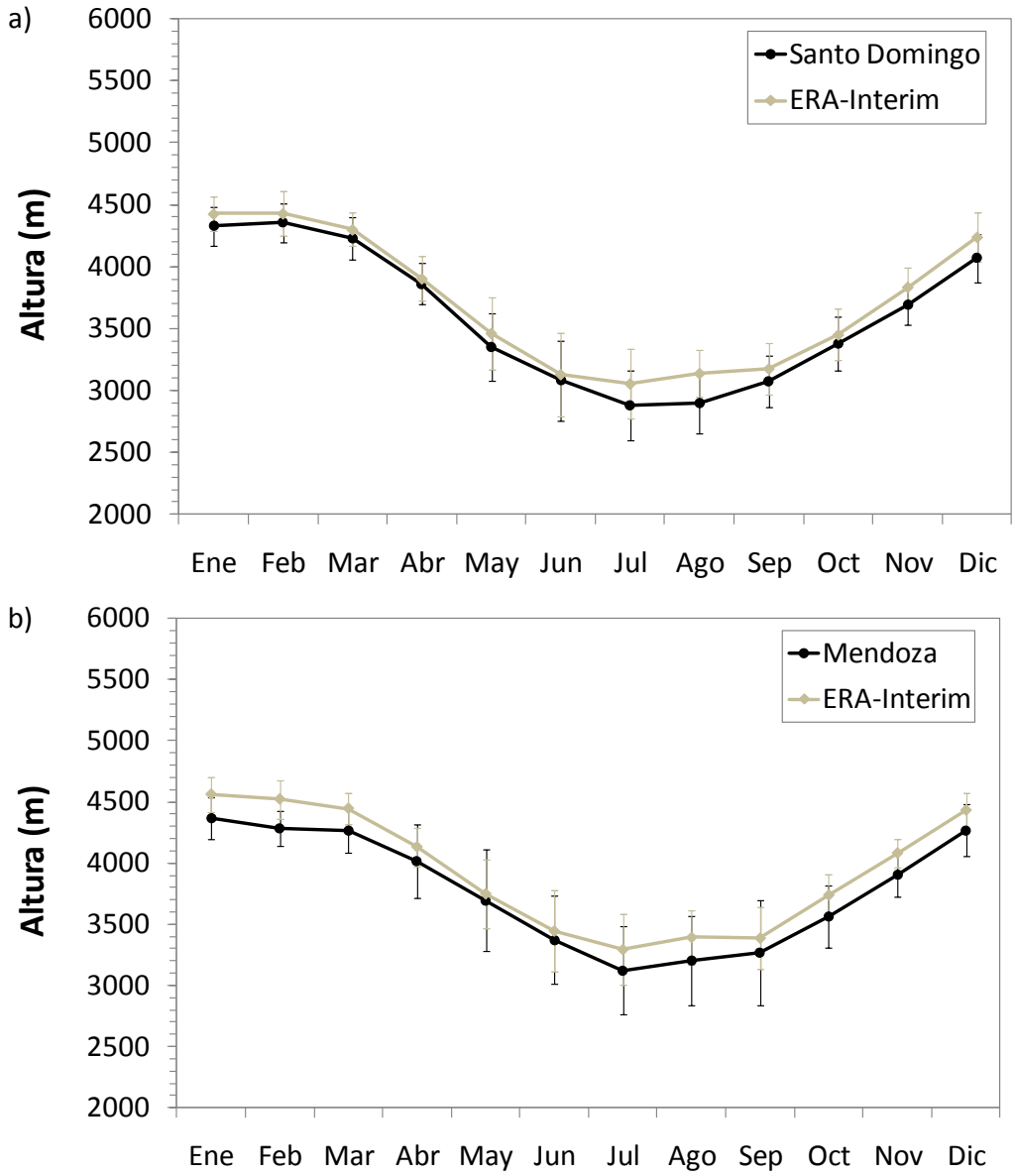


Figura 4.23. Ciclo anual de la altura de la isoterma de 0ºC de: a) la estación Santo Domingo corregida; b) la estación Mendoza, y los puntos de retícula de ERA-Interim más cercanos en el período 1981-2000. Las barras verticales indican el desvío estándar de cada mes.

Las Figuras 4.24, 4.25, 4.26 y 4.27 muestran las series temporales estacionales de la estación Santo Domingo corregida, la estación Mendoza y los puntos de retícula de ERA-Interim más cercanos a cada estación. En Mendoza (Figura 4.24), se puede ver que en verano ERA-Interim sobreestima levemente los valores de los radiosondeos pero representa adecuadamente la variabilidad interanual. En el resto de las estaciones del año, la variabilidad interanual es capturada correctamente por ERA-Interim y no se ve ninguna diferencia sistemática como en verano. Sin embargo, algunos años en particular muestran grandes diferencias (del orden de cientos de metros), que puede ser producto de la gran cantidad de datos faltantes en la estación Mendoza especialmente en la última parte del período.

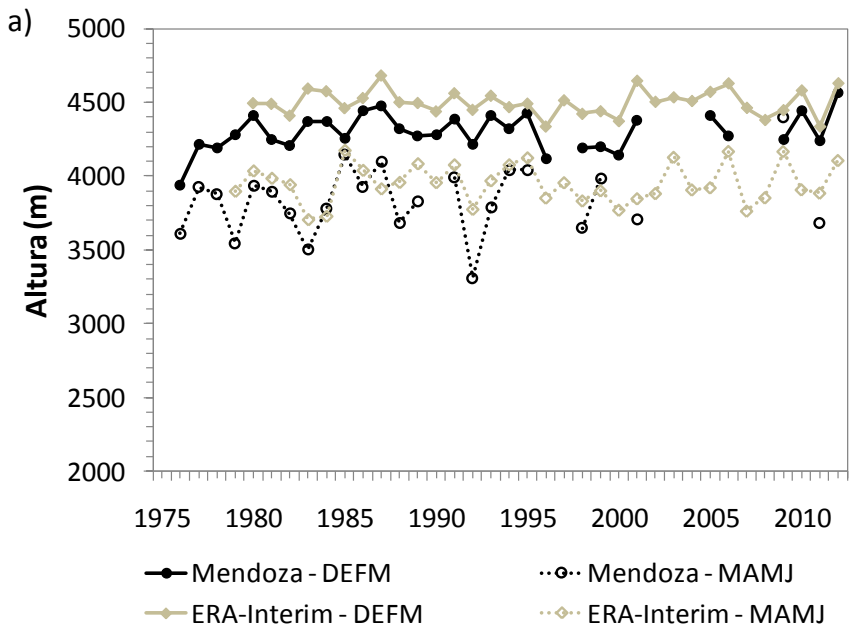


Figura 4.24. Series temporales estacionales de la altura de la isoterma de 0ºC (m) de la estación Mendoza (negro) y el punto de retícula de ERA-Interim más cercano (gris). Líneas continuas: Diciembre-Enero-Febrero-Marzo; líneas punteadas: Marzo-Abril-Mayo-Junio.

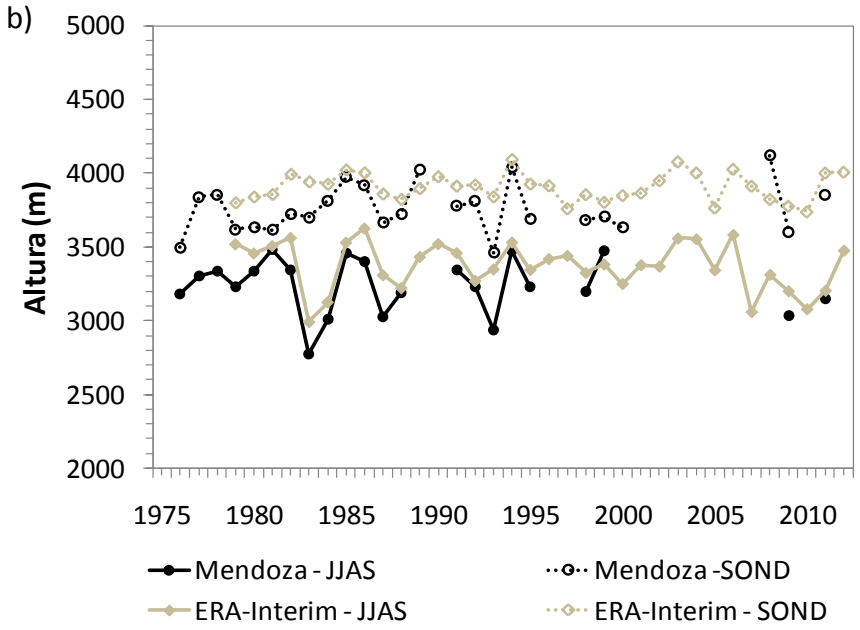


Figura 4.25. Ídem Figura 4.24 para líneas continuas: Junio-Julio-Agosto-Septiembre; líneas punteadas: Septiembre-Octubre-Noviembre-Diciembre.

Al oeste de la cordillera, los radiosondeos de Santo Domingo muestran una mayor concordancia con los reanálisis (Figuras 4.26 y 4.27). En las cuatro estaciones del año se observa, al igual que en Mendoza en verano, que ERA-Interim sobreestima levemente la altura de la isoterma de 0ºC durante todo el período. En verano, desde mediados de la década del 80 hasta el año 2000 las diferencias son menores que para el resto del período. En otoño ocurre lo mismo, aunque en general hay una mayor coincidencia que en verano. Comparando con el resto de las estaciones, en otoño se presentan las menores diferencias entre reanálisis y radiosondeo. En invierno y primavera, las diferencias son consistentes a lo largo del período, es decir, no se presenta ningún subperíodo con mayor acuerdo como se vio en verano y otoño. Es importante destacar que durante todo el año se observa una buena representación de la variabilidad interanual por parte de los reanálisis.

En conclusión, a pesar de que se observan algunas diferencias, especialmente en la estación Mendoza, las series temporales de ERA-Interim resultaron confiables para ser utilizadas como un indicador de la variabilidad interanual de la altura de la isoterma de 0ºC en la región estudio en todas las estaciones del año.

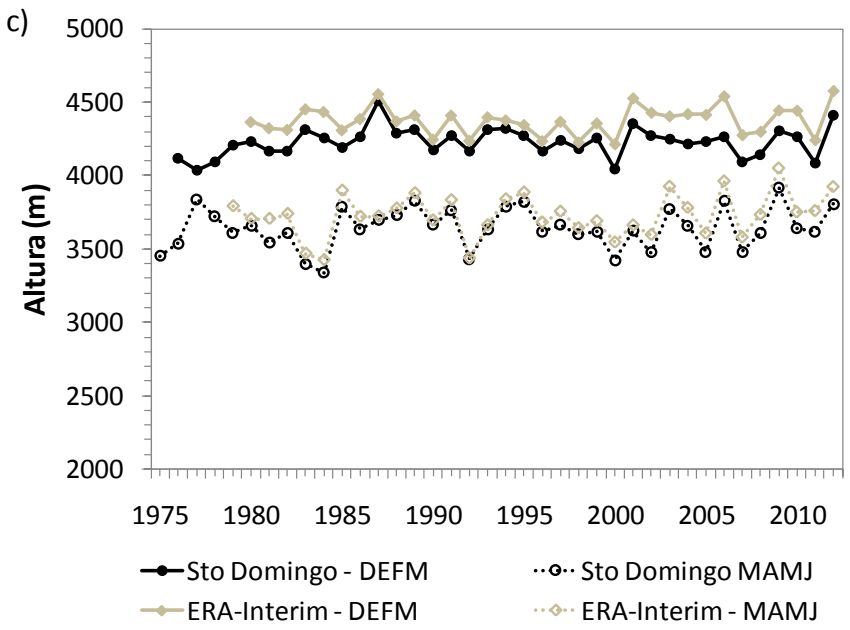


Figura 4.26. Ídem Figura 4.24 para la estación Santo Domingo corregida.

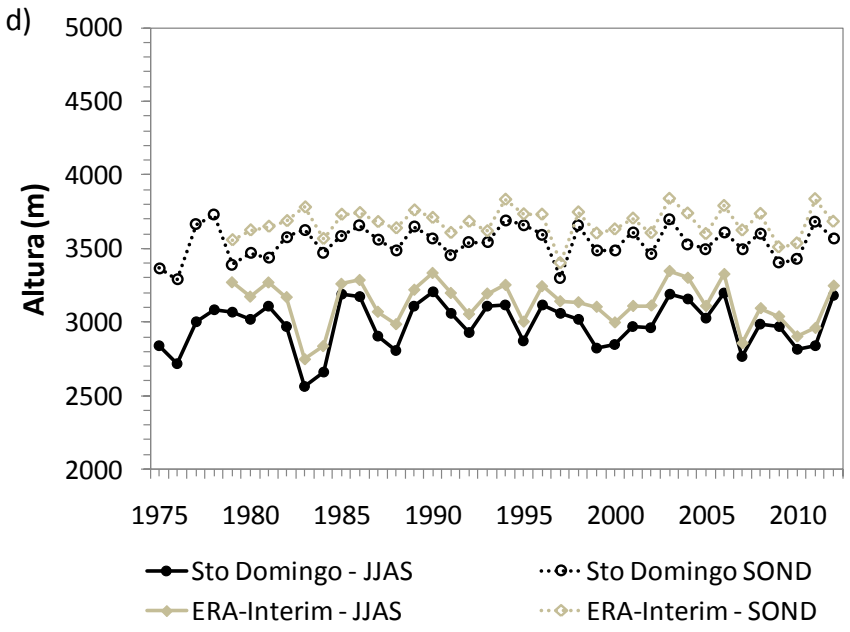


Figura 4.27. Ídem Figura 4.25 para la estación Santo Domingo corregida.

Por último, se calcularon las tendencias lineales de Santo Domingo y los puntos de retícula más cercanos a Santo Domingo y a Mendoza en el período 1979-2012 (máximo período disponible en común). Notar que no se computaron las tendencias lineales de la estación Mendoza debido a la cantidad de datos faltantes. Se aplicó un test de *Student* con el

95% de significancia y todas las tendencias resultaron no significativas. La Tabla 4.5 presenta los valores de tendencias a nivel estacional y anual, expresadas en metros por década. En Santo Domingo, las tendencias de otoño, primavera y anual coinciden en signo y magnitud entre el radiosondeo y el reanálisis. En verano e invierno, se encuentran tendencias opuestas. En el punto de retícula más cercano a Mendoza, se encuentran tendencias negativas a nivel anual y para todas las estaciones, excepto otoño.

Tabla 4.5. Tendencia lineal (m/década) de la altura de la isoterma de 0ºC para Santo Domingo, el punto de ERA-Interim más cercano a Santo Domingo (ERA-Interim 1) y el punto de ERA-Interim más cercano a la estación Mendoza (ERA-Interim 2).

	Santo Domingo	ERA-Interim 1	ERA-Interim 2
DJFM	-6.9	12.5	-5.0
MAMJ	22.7	34.5	5.3
JJAS	4.3	-16.2	-36.8
SOND	7.4	3.5	-2.7
ANNUAL	4.5	6.4	-12.4

Carrasco et al. [2005] analizó las tendencias de la altura de la isoterma de 0ºC de los radiosondeos de las estaciones Quintero y Santo Domingo en el período 1975-2001 y encontró un aumento total en la altura media anual de 152 ± 4 m y, a nivel estacional, un aumento de 200 ± 6 m en verano y 122 ± 8 m en invierno. Los autores sugirieron que este calentamiento en la tropósfera media podría ser la principal causa del retroceso de los glaciares en Chile central. En un estudio más reciente, *Carrasco et al.* [2008] extendió el período a 1958-2006 y encontró una tendencia en la media anual de 2.3 m por año para el período completo y 1.9 m por año en el período 1978-2006. Los resultados de estos estudios no concuerdan con los resultados del presente capítulo que indican que no existen tendencias significativas. Es importante notar que los períodos no son exactamente los mismos y, además, en la presente tesis se aplicó una corrección debido a los cambios observados en la serie luego de la relocalización de la estación. La estación Santo Domingo mostró un aumento sistemático en la altura de la isoterma de 0°C con respecto a los valores

de la antigua ubicación (estación Quintero). *Falvey y Garreaud* [2009] también estudiaron las tendencias de temperatura de los datos de radiosondeo a lo largo de Chile para el período 1979-1998 y encontraron una tendencia negativa cerca de superficie y un calentamiento por encima, aproximadamente entre 1300 a 3500 m. En la tropósfera media (donde se encuentra normalmente la isoterma de 0°C) la tendencia hallada fue más pequeña y negativa.

4.4. Conclusiones

La ausencia de series de información meteorológica extensas ha sido un problema a la hora de estudiar la variabilidad climática sobre la región de los Andes Centrales del Sur. En este capítulo se compararon diferentes bases de datos de temperatura y precipitación en punto de retícula para evaluar la performance del reanálisis ERA-Interim y establecer cuál de las bases resultaba más adecuada en términos de la representación espacial y temporal del clima de invierno, con especial foco en los Andes entre 30° y 37°S. Las bases observacionales analizadas fueron CRU, UDEL, GPCC, TRMM y GPCP. Se intentó determinar cuál de ellas podría ser más representativa de la realidad para poder ser contrastada con los reanálisis.

En la sección anterior se presentaron los resultados del trabajo de *Viale y Nuñez* [2011] para resaltar la complejidad de la precipitación claramente influenciada por la topografía. Ese estudio constituye la evaluación más completa de observaciones de superficie de la región hasta el momento. Sin embargo, sólo cubre un período de 7 años (1970-1976), que es previo a los reanálisis de alta resolución disponibles. La fortaleza del trabajo de *Viale y Nuñez* [2011] radica en haber analizado el período con mayor densidad de estaciones existentes en la historia para la región de los Andes Centrales del Sur. Desafortunadamente, muchas de esas estaciones de las cuales se obtuvieron los datos de precipitación, especialmente aquellos ubicados en los sitios más elevados, fueron discontinuadas luego de 1976. Se comparó la distribución espacial de precipitación de *Viale y Nuñez* [2011] con las bases de datos GPCC, CRU y UDEL, cuyas resoluciones son relativamente altas (0.5º x 0.5º), en el mismo período. Se observó que las características de pequeña escala en la Figura 3 de *Viale y Nuñez* [2011], se mostraban suavizadas en las bases grilladas. GPCC y UDEL mostraron una mayor concordancia que CRU. En principio se podría asumir que las dos primeras podrían ser seleccionadas como la "realidad" con la cual luego comparar los reanálisis, sin embargo, como se mostró en la sección anterior existe

una variación en el número de estaciones consideradas por GPCC en el tiempo. En 1970, se incluyeron 102 estaciones en la región, muchas más que las consideradas por *Viale y Nuñez* [2011], que consideró 78. Pero como muchas estaciones fueron clausuradas, la densidad de estaciones incorporadas decreció dramáticamente, hasta un valor de sólo 18 en 2010. Lamentablemente no se contaba con esta información para la base de datos UDEL, pero dada su distribución espacial más detallada, debe haber incluido un número mayor de estaciones que CRU en ese período. A modo de ejemplo, si GPCC o UDEL fueran utilizadas para un estudio de variabilidad decadal de precipitación, los cambios en la distribución espacial debidos al decrecimiento en la densidad de estaciones, podría afectar la significancia de las tendencias derivadas de estas bases. Por lo tanto, considerar como la más representativa de la "realidad" a una base de datos que posee un menor número de estaciones incorporadas (como CRU), pero mayor consistencia en el número de estaciones a lo largo de las décadas, parece ser el camino más apropiado y, por lo tanto, sugerido en esta tesis.

Se encontró que ERA-Interim representaba de manera satisfactoria la distribución espacial de precipitación de invierno pero sobreestimaba esta variable en el centro y noroeste de Argentina. Esta sobreestimación resultó más evidente en verano. La variabilidad interanual de invierno en la caja de los Andes Centrales de Sur resultó bien representada por ERA-Interim, aunque se observó una sobreestimación sistemática de la precipitación en aproximadamente 1 mm/día. La variabilidad interanual de la precipitación de invierno en los ACS está dominada por El Niño-Oscilación del Sur, tal como fue reportado por diferentes autores. Las correlaciones entre el índice Niño 3.4 y la precipitación de los reanálisis y las bases de datos resultaron positivas y significativas (excepto con TRMM, que se ve posiblemente afectada por la menor cantidad de datos) en los Andes Centrales del Sur. ERA-Interim capturó adecuadamente este modo de variabilidad. Las tendencias lineales calculadas para ERA-Interim en ACS resultaron negativas, aunque no significativas con el 95% de significancia.

Adicionalmente se analizó la temperatura de invierno y verano de aquellas bases que disponían de datos de esta variable (CRU y UDEL). La temperatura es una variable continua y, por lo tanto, es más probable que el reanálisis capture la distribución espacial observada y la variabilidad internanual. Los patrones espaciales mostraron gran acuerdo entre CRU y UDEL con ERA-Interim, así como también la variabilidad interanual de invierno en los Andes Centrales del Sur. Notar que UDEL mostró sistemáticamente

menores temperaturas que CRU en todo el período de estudio. El análisis de la distribución espacial de tendencias de invierno indicó que ERA-Interim muestra un calentamiento significativo en una región más amplia que la indicada por las bases observacionales. En particular, al norte de la caja, las grandes tendencias positivas en ERA-Interim son opuestas al enfriamiento significativo mostrado tanto por CRU como por UDEL.

La estructura vertical de ERA-Interim en la región fue evaluada usando datos de radiosondeos disponibles a ambos lados de la cordillera (sólo una estación de cada lado), y comparados con los puntos de retícula de ERA-Interim más cercanos a cada estación. Al oeste de los Andes, el reanálisis sobreestima la altura de la isoterma de 0°C pero captura la variabilidad interanual. En Mendoza, los datos de radiosondeo indican una mayor variabilidad debido al gran número de datos faltantes, pero son ilustrativos de la variabilidad año a año mostrada por ERA-Interim. No se encontraron tendencias significativas de la altura de la isoterma de 0ºC en el radiosondeo de Santo Domingo, ni en ERA-Interim.

En resumen, se concluye que los reanálisis de ERA-Interim pueden ser utilizados para estudios climáticos en la región de los Andes Centrales del sur, mientras se tengan en cuenta las siguientes consideraciones:

1. *Distribución espacial de gran escala.* ERA-Interim representa satisfactoriamente la distribución espacial de precipitación de verano e invierno pero sobreestima la precipitación en el centro y noreste de Argentina, especialmente en verano. El campo de temperatura presenta mayor concordancia con las bases de datos en punto de retícula, con menores correlaciones en los Andes subtropicales a tropicales, debido probablemente a una subestimación de la altura media de la orografía.

2. *Distribución espacial en los Andes Centrales del Sur.* ERA-Interim muestra una distribución de frecuencias levemente diferente que las bases de datos, dado que sobreestima la moda, subestima la frecuencia de eventos de baja intensidad (1 mm/día) y sobreestima la frecuencia de eventos de mayor intensidad (>5,5 mm/día). Las tendencias de precipitación calculadas con ERA-Interim resultaron no significativas. La variabilidad internanual de la temperatura media de invierno es adecuadamente representada por el reanálisis comparada con CRU y UDEL, y esta última muestra temperaturas sistemáticamente inferiores en la región. Las tendencias de temperatura de superficie estimadas con ERA-Interim resultaron

positivas y significativas en el norte de la región, donde las bases de datos mostraron un enfriamiento significativo.

3. *Altura de la isoterma de 0ºC*. ERA-Interim sobreestima la altura en 200-300 m comparada con los datos de radiosondeos, lo que puede ser importante en la partición de precipitación líquida y sólida y, por lo tanto, en la estimación de la extensión de la cobertura de nieve en los Andes. La variabilidad interanual es representada adecuadamente por ERA-Interim. Ni las observaciones ni el reanálisis mostraron tendencias significativas en la altura de la isoterma de 0ºC en la región.

Referencias

Adler, R. F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P-P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, and E. Nelkin (2003), The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present), *J. Hydrometeor*, **4**, 1147-1167.

Becker, A., P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf, K. Schamm, U. Schneider, and M. Ziese (2013), A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. *Earth Syst. Sci. Data*, **5**, 71–99, doi: 10.5194/essd-5-71-2013.

Belo-Pereira M., E. Dutra, P. Viterbo (2011), Evaluation of global precipitation data sets over the Iberian Peninsula. *J. Geophyis. Res.*, **116**, doi: 10.1029/2010JD015481.

Bohren C. R., B. Albrecht (1998), Atmospheric Thermodynamics. *Oxford University Press*, NY, 402 págs.

Bosilovich M. G., J. Chen, F. R. Robertson, R. F. Adler (2008), Evaluation of global precipitation in reanalyses. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2279–2299, doi: 10.1175/2008JAMC1921.1

Boulanger, J-P., J. Leloup, O. Penalba, M. Rusticucci, F. Lafon, W. Vargas (2005), Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Clim. Dyn.*, **24**, 393-413, doi:10.1007/s00382-004-0514-x

Bromwich, D. H., J. P. Nicolas, A. J. Monaghan (2011), An Assessment of Precipitation Changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in Contemporary Global Reanalyses. *J. Clim.*, **24**, 4189–4209, doi:10.1175/2011JCLI4074.1

Carril, A. F., C. G. Menéndez, A. R. C. Remedio, F. Robledo, A. Sörensson, B. Tencer, J-P. Boulanger, M. de Castro, D. Jacob, H. Le Treut, L. Z. X. Li, O. Penalba, S. Pfeifer, M. Rusticucci, P. Salio, P. Samuelsson, E. Sanchez, P. Zaninelli (2012), Performance of a multi-RCM ensemble for South Eastern South America. *Clim. Dyn.*, **39**, 2747–2768, doi:10.1007/s00382-012-1573-z.

Carrasco, J.F., G. Casassa, J. Quintana (2005), Changes of the 0ºC isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century, *Hydrolog. Sci. J.*, **50**, 933-948, doi:10.1623/hysj.2005.50.6.933.

Carrasco, J. F., R. Osori, G. Casassa (2008), Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations, *J. Glaciol.*, **54**, 538-550, doi:10.3189/002214308785837002.

Carvalho, L. M. V., C. Jones, A. N. Posada, R. Quiroz, B. Bookhagen, B. Liebmann (2012), Precipitation characteristics of the South American Monsoon System Derived from Multiple Datasets, *J. Clim.*, **25**, 4600-4620, doi:10.1175/JCLI-D-11-00335.1

Compagnucci, R. H., W. M. Vargas (1998), Inter-annual variability of the Cuyo rivers' streamflow in the Argentinean Andean mountains and ENSO events, *Int. J. Climatol.*, **18**, 1593–1609.

Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U, Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J-J. Morcrette, B-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J-N. Thépaut, F. Vitart (2011), The ERA-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597, doi:10.1002/qj.828.

Dee, D. P., S. M. Uppala (2009), Variational bias correction of satellite radiance data in the ERA-Interim reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 1830–1841, doi:10.1002/qj.493.

Falvey, M., R. D. Garreaud (2009), Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006), *J. Geophys. Res.*, **114**, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.

Garreaud, R. D. (2009), The Andes climate and weather, Adv. Geosci., 22, 3–11.

Gonzalez, P. L. M., L. Goddard, A. M. Greene (2013), Twentieth-century summer precipitation in South Eastern South America: comparison of gridded and station data, *Int. J. Climatol.*, **33**, doi:10.1002/joc.3633.

Grimm, A., V. Barros, M. Doyle (2000), Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events, *J. Climate*, **13**, 35–58.

Haylock, M. R., T. C. Peterson, L. M. Alves, T. Ambrizzi, Y. M. T. Anunciacao, J. Báez, V. R. Barros, M. A. Berlato, M. Bidegain, G. Coronel, V. Corradi, V. J. García, A. M. Grimm, D. Karoly, J. A. Marengo, M. B. Marino, D. F. Moncunill, D. Nechet, J.

Quintana, E. Rebello, M. Rusticucci, J. L. Santos, I. Trebejo, L. A. Vincent (2006), Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature, *J. Climate*, **19**, 1490-1512, doi:10.1175/JCLI3695.1

Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, K. P. Bowman, Y. Hong, E. F. Stocker, D. B. Wolff (2007), The TRMM multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J. Hydrometeor.*, **8**, 38-55, doi:10.1175/JHM560.1.

Masiokas, M. H, R. Villalba, B. Luckman, C. Le Quesne, J. C. Aravena (2006), Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *J. Climate,* **19**, 6334–6352, doi:10.1175/JCLI3969.1.

Masiokas, M. H, R. Villalba, B. Luckman, S. Mauget (2010), Intra- to Multidecadal Variations of Snowpack and Streamflow Records in the Andes of Chile and Argentina between 30º and 37ºS, *J. Hydrometeor.*, **11**, 822-831, doi:10.1175/2010JHM1191.1.

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

Mitchell, T. D., P. D. Jones (2005), An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25**, 693–712, doi:10.1002/joc.1181.

Montecinos, A., P. Aceituno (2003), Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies, *J. Clim.*, **16**, 281-296.

Palazzi, E., J. von Hardenberg, A. Provenzale (2013), Precipitation in the Hindu-Kush Karakoram Himalaya: Observations and future scenarios, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 85–100, doi: 10.1029/2012JD018697.

Quintana, J. M., P. Aceituno (2012), Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43º S, *Atmósfera*, **25**, 1-22.

Rutlland, J., H. Fuenzalida (1991), Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation, *Int. J. Climatol.*, **11**, 63–76.

Scheel, M. L. M., M. Rohrer, C. Huggel, D. Santos Villar, E. Silvestre, G. J. Huffman (2011), Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**, 2649–2663, doi:10.5194/hess-15-2649-2011.

Schneider, U., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, B. Rudolf, M. Ziese (2011), GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 0.5°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. doi:10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V6_050

Simmons, A. J., S. Uppala, D. P. Dee (2007b), Update on ERA-Interim. *ECMWF Newslett.*, **111**, 5.

Solman, S. A., E. Sanchez, P. Samuelsson, R. P. da Rocha, L. Li, J. Marengo, N. L. Pessacg, A. R. C. Remedio, S. C. Chou, H. Berbery, H. Le Treut, M. de Castro, D. Jacob (2013), Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties, *Clim. Dyn.*, **41**, 1139–1157, doi:10.1007/s00382-013-1667-2.

Uppala, S. M., D. P. Dee, S. Kobayashi, P. Berrisford, A. J. Simmons (2008), Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. *ECMWF Newslett.*, **115**, 12–18.

Uppala, S. M., P. W. Kållberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. .M. Beljaars, L. van De Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Hólm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J. F. Mahfouf, J-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, J. Woollen (2005), The ERA-40 reanalysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961–301, doi:10.1256/qj.04.176.

Viale, M., M. N. Nuñez (2011), Climatology of winter orographic precipitation over the subtropical central Andes and associated synoptic and regional characteristics, *J. Hydrometeor.*, **12**, 481–507, doi:10.1175/2010JHM1284.1

Zhang, Q., H. Körnich, K. Holmgren (2013), How well do reanalyses represent the southern African precipitation?, *Clim. Dyn.*, **40**, 951-962, doi:10.1007/s00382-012-1423-z.

Capítulo 5

Evaluación de la habilidad de un conjunto de modelos del proyecto CMIP5 en representar el clima de invierno de los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones a mediano y largo plazo

5.1. Introducción

Los modelos climáticos globales (MCGs) brindan la posibilidad de evaluar cambio climático pasado y proyecciones para el futuro, tanto a escala global como regional. En las últimas décadas se han mejorado distintos aspectos de los modelos, especialmente aquellos relacionados con los procesos físicos y la resolución horizontal y vertical. La última generación de modelos no sólo representa de manera más adecuada los procesos, sino que también incluyen una mayor cantidad de fenómenos, en particular, aquellos que simulan el ciclo de carbono en la Tierra. La evaluación de la representatividad del clima pasado de los modelos es una condición necesaria para considerar un modelo para analizar proyecciones [*IPCC,* 2013] y es especialmente importante realizarlo en escala regional.

En el capítulo 9 del quinto informe del IPCC [*Flato et al.,* 2013] se puede encontrar una exhaustiva evaluación de diversas variables de los MCGs del CMIP5 a escala global. A escala regional, sobre Sudamérica existen algunas evaluaciones de distintos aspectos del clima de la región [*Gulizia y Camilloni*, 2015; *Yin et al.*, 2013; *Jones y Carvalho*, 2013; *Carvalho y Jones*, 2013; *Joetzjer et al.*, 2013, entre otros]. Existen pocos estudios sobre de la performance de los MCGs de CMIP5 en zonas montañosas. *Seiler et al.* [2013] evaluó distintas variables en los Andes bolivianos, mientras que *Palomino-Lemus et al.* [2015] analizó la precipitación de verano en los Andes colombianos. Existe un mayor número de estudios sobre el macizo Tibetano y los Himalayas. *Palazzi et al.* [2015] estudiaron la habilidad de los MCGs de CMIP5 en representar la precipitación sobre el Himalaya y sus proyecciones, mientras que *Terzago et al.* [2014] exploraron los cambios en la cobertura de nieve simulada por los MCGs de CMIP5 y sus proyecciones en la misma región. *Rangwala et al.* [2013] analizaron las proyecciones de CMIP5 en dos cadenas montañosas: las Rocallosas en Estados Unidos y el Himalaya en Asia. Encontraron que el ensamble multi-modelo arrojó tasas de

calentamiento en zonas montañosas mayores que en zonas con poca elevación a igual latitud, especialmente en los meses de invierno. *Bradley et al.* [2004] analizaron las proyecciones de 7 modelos del programa CMIP2 en regiones montañosas de toda América desde Alaska hasta Chile. Encontraron que ante un aumento del doble de CO_2, las zonas más elevadas resultaron más vulnerables a un calentamiento. Sin embargo, no se han encontrado evaluaciones sobre la representación del clima de los Andes entre Argentina y Chile por parte de los MCGs de CMIP5 y sus proyecciones.

El objetivo del presente capítulo es evaluar la performance de MCGs de relativamente alta resolución para representar la temperatura y precipitación sobre el Sur de Sudamérica con especial atención en la época de invierno y en la región de los Andes Centrales del Sur y evaluar las proyecciones a mediano y largo plazo.

5.2. Datos y Metodología

Dentro del Programa Mundial para la Investigación del Clima (*World Climate Research Programme*, WCRP) se creó un proyecto para realizar una intercomparación de los modelos climáticos globales existentes llamado *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP). El programa CMIP proporciona una estructura que permite el acceso a los datos y la documentación de los distintos modelos, y establece una serie de protocolos para realizar diagnósticos, validación y comparación entre modelos consensuados por la comunidad científica. En esta tesis, se seleccionaron 15 MCGs pertenecientes a la quinta fase del proyecto: CMIP5 [*Taylor et al.*, 2012]. Se obtuvieron datos de precipitación y temperatura de superficie mensual desde la página web de Earth System Grid Federation (http://cmip-pcmdi.llnl.gov/) provenientes de MCGs con relativamente alta resolución. Uno de los aspectos de la formulación de los modelos que dificulta la simulación de la precipitación es la resolución. Una resolución vertical y horizontal baja no permite representar adecuadamente forzantes regionales como, por ejemplo, una topografía pronunciada y el ascenso orográfico asociado [*Palazzi et al.*, 2015]. Por lo tanto, para seleccionar los modelos para este estudio, se consideró aquellos que tuvieran una resolución mayor a 1.5 grados en alguna de sus direcciones (longitud o latitud). Es importante destacar que si bien existen versiones de MCGs con resoluciones muy altas (por ejemplo de 25 km x 25 km) que serían más adecuados para el estudio en la región de los ACS, éstas en general no se encontraban disponibles de manera libre y gratuita al momento de escribir la presente tesis. Por lo tanto, el umbral de resolución para seleccionar los modelos significó un compromiso entre una

alta resolución y el número de modelos disponibles para llevar a cabo el presente estudio. La Tabla 5.1 presenta la lista de modelos seleccionados.

Se utilizó la simulación *historical* que comienza en 1850 y termina, en la mayoría de los MCGs en 2005, y en algunos modelos llega hasta el año 2012. Esta simulación utiliza cambios históricos de la composición de la atmósfera que reflejan los forzantes antropogénicos y naturales. Además tiene información de la evolución temporal de la cobertura de suelo [*Taylor et al.*, 2012], incluyendo cambios en el uso de suelo en algunos casos [*Avila et al.*, 2012]. Para cada modelo, se utiliza una única corrida, identificada como r1i1p1.

Para evaluar la perfomance de los MCGs se utilizaron datos de precipitación y temperatura mensual de la última versión de reanálisis del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts,* ERA-Interim. Este reanálisis fue evaluado en el Capítulo 4 de la presente Tesis y se encontró que, comparado con bases de datos observacionales, representa satisfactoriamente el clima de la región de estudio. Dado que esta base de datos comienza en 1979, se consideró el período común 1980-2005 para comparar los reanálisis y los modelos. Además se consideraron los meses junio, julio, agosto y septiembre. Todos los modelos fueron interpolados a la retícula de ERA-Interim a través de una interpolación bilineal.

Para evaluar la habilidad de los modelos se analizaron los campos climatológicos del cuatrimestre Junio-Julio-Agosto-Septiembre en el período 1980-2005 para las variables temperatura y precipitación en el Sur de Sudamérica (20º-60ºS, 80º-40ºW) con el objetivo de identificar áreas de mejor o peor desempeño. El mismo cálculo fue realizado para el campo promedio de los 15 modelos, de aquí en adelante llamado ensamble. Para una mejor visualización se computaron los *bias* como:

$$\text{Bias} = X_i - E_i \qquad (5.1)$$

Donde X representa a la climatología de cada modelo y el ensamble para la variable (temperatura o precipitación), y E representa a la variable del reanálisis de ERA-Interim para cada punto de retícula i. Considerando que los reanálisis representan adecuadamente a las observaciones, diremos que bias positivos (negativos) implican una sobreestimación (subestimación) de la variable analizada por parte de los MCGs.

Tabla 5.1. Listado de Modelos Climáticos Globales del programa CMIP5 utilizados.

Nombre del modelo	Institución, País	Resolución (lon x lat)
ACCESS 1.0	CSIRO, Bureau of Meteorology, Australia	1.25ºx1.875º
ACCESS 1.3	CSIRO, Bureau of Meteorology, Australia	1.25ºx1.875º
BCC-CSM1.1 (m)	China Meteorological Administration, China	1.1°x 1.1°
CCSM4	NCAR, Estados Unidos	0.9° x 1.25°
CESMI (BGC)	NSF-DOE-NCAR, Estados Unidos	0.9 °x 1.25°
CESMI (CAM5)	NSF-DOE-NCAR, Estados Unidos	0.9 °x 1.25°
CMCC-CM	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	0.75°x 0.75°
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques, Francia	1.41º x 1.41º
EC-EARTH	EC-EARTH Consortium, Europa	~1.1ºx1.125º
HadGEM2-CC	Met Office Hadley Center, Reino Unido	1.25º x 1.875º
HadGEM2-ES	Met Office Hadley Center, Reino Unido	1.25º x 1.875º
MIROC4h	Meteorological University of Tokyo, Japón	0.5625° x 0.5625°
MIROC5	Meteorological University of Tokyo, Japón	1.40625° x 1.40625°
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute, Japón	1.1ºx 1.2º
MRI-ESM1	Meteorological Research Institute, Japón	1.1ºx 1.2º

Luego se calcularon los coeficientes de correlación de Pearson temporales en cada punto de retícula en el período 1980-2005 entre cada uno de los modelos y los reanálisis para ambas variables en la región del sur de Sudamérica. También se calcularon los coeficientes espaciales tanto para la región completa, como para la caja de los Andes Centrales del Sur. Todos fueron testeados para determinar si eran significativamente distintos de cero con un estadístico de corte al 95% de confianza.

Además se calcularon los Errores Cuadráticos Medios (RMSE, por sus siglas en inglés) entre los modelos y el ensamble y el reanálisis:

$$RMSE = \sqrt{< (X - E)^2 >} \tag{5.2}$$

Donde X representa la climatología de los distintos modelos y el ensamble de cada variable y E la climatología del reanálisis. Los paréntesis angulares indican el promedio espacial sobre una región determinada (Sur de Sudamérica o Andes Centrales del Sur). Cuanto mayor resulte este índice, mayores serán las diferencias entre el modelo y el reanálisis. Además se analizaron las series temporales en la región de los Andes Centrales del Sur de los reanálisis y de cada modelo individual.

Por último se realizó un análisis de las proyecciones futuras de los modelos climáticos. Si se quisiera poder predecir el comportamiento de los glaciares en las próximas décadas, es necesario evaluar cómo evolucionarán las variables climáticas que pueden tener influencia sobre ellos. La descripción del comportamiento de las variables climáticas a futuro requiere asumir ciertos escenarios socioeconómicos que suponen una evolución acerca de diversos aspectos como cambios socio-económicos, cambios tecnológicos, de energía y uso de suelo y emisiones de gases de efecto invernadero y contaminantes. Estos escenarios son utilizados como input para las corridas de modelos climáticos [*van Vuuren et al.*, 2011].

En el pasado, se han utilizado diferentes conjuntos de escenarios como los IS92 [*Leggett et al.,* 1992] o, más recientemente, los escenarios del *Special Report on Emission Scenarios* (SRES, por sus siglas en inglés) [*Nakicenovic et al.,* 2000] que se consideraron para el cuarto informe del IPCC (2007). Ambos conjuntos de escenarios asumían que no habría políticas de mitigación de cambio climático. Actualmente, el CMIP5 utiliza una familia de escenarios llamados "Caminos Representativos de Concentración", identificados como RCPs, por su nombre en inglés: *Representative Concentration Pathways* [*Moss et al.*, 2010]. Los RCPs fueron diseñados para cubrir un amplio rango de posibles magnitudes de cambio climático en los modelos. Existen cuatro RCPs: RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 y RCP8.5. Los

distintos números representan el forzamiento radiativo que se alcanzaría en el año 2100 en W/m^2. Se realizaron simulaciones considerando estos RCPs en el período 2006-2100. El forzante radiativo para el RCP4.5 se estabiliza después de la mitad del siglo XXI, mientras que el del RCP8.5 no llega a estabilizarse durante el período analizado [*van Vuuren et al.*, 2011].

En este capítulo se seleccionaron los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, y se tuvieron en cuenta dos horizontes: uno a mediano plazo, 2040-2065, y otro a largo plazo, 2075-2100. Estas proyecciones fueron comparadas con el período 1980-2005 de la corrida *historical*.

5.3. Resultados

5.3.1. Evaluación de MCGs en el Sur de Sudamérica

La Figura 5.1 muestra la distribución espacial de precipitación de ERA-Interim y el promedio multi-modelo. Se puede ver que el promedio multi-modelo muestra los dos máximos regionales: uno sobre el sur de Brasil y Uruguay, y el otro en el sur de Chile. Notar que el máximo relativo a lo largo del meridiano 65°W entre 20° y 30°S presente tanto en el ensamble como en los reanálisis no es real, tal como se mostró en el Capítulo 3. Esta sobreestimación de la precipitación es más evidente en ERA-Interim, ya que en el ensamble multi-modelos se ve atenuado dado que alrededor de la mitad del conjunto de modelos no muestran lluvia en esta región: CESMI-CAM5, CMCC-CM, CNRM-CM5, MIROC4h y MIROC5. Las figuras correspondientes a los modelos individuales se pueden ver en el Anexo 5, al final del presente capítulo. Algunos modelos muestran el máximo del sur de Chile desplazado levemente hacia el océano Pacífico (ACCESS 1.0, ACCESS 1.3, HadGEM-CC, HadGEM-ES y MIROC5). Ambos modelos de MRI muestran este máximo corrido hacia el norte, sobre 35°S.

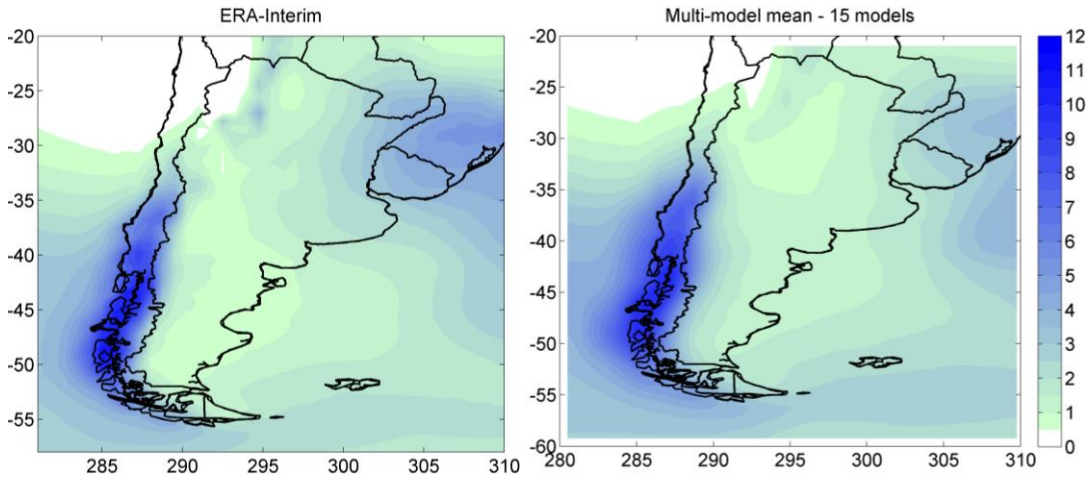


Figura 5.1. Precipitación media (mm/día) de invierno (Junio-Septiembre) en el período 1980-2005 de: Izquierda: ERA-Interim y Derecha: Promedio multi-modelo. Intervalos cada 0.5 mm/día.

Las diferencias entre el reanálisis y el conjunto de modelos se evidencian con mayor claridad en la Figura 5.2 donde se graficó el bias entre los reanálisis y el promedio de modelos (Modelo - ERA-Interim). Resalta la zona del noroeste argentino donde ERA-Interim sobreestima la precipitación, al igual que algunos modelos de CMIP5. En la zona del máximo relativo del sur de Brasil, Uruguay, este de Paraguay y noreste de Argentina el promedio multi-modelo y la mayoría de los modelos individuales (ver Anexo 5, Figura A5.2) subestiman la precipitación con respecto a los reanálisis ya que algunos modelos presentan este máximo relativo desplazado hacia el Océano Atlántico. En el sur de Chile y suroeste de Argentina, los modelos de CMIP5 sobreestiman la precipitación a ambos de la cordillera. De la Figura 5.2 se desprende que este efecto de sobreestimación se debe a que el ensamble muestra el área de máxima precipitación más extendida que ERA-Interim. Los modelos ACCESS 1.0, ACCESS 1.3, HadGEM-CC, HadGEM-ES y MIROC5 muestran la mayor sobreestimación sobre el océano Pacífico, cerca de la costa de Chile, mientras que CMCC-CM y los modelos de MRI presentan mayores valores de precipitación sobre la zona de los Andes Centrales de Sur.

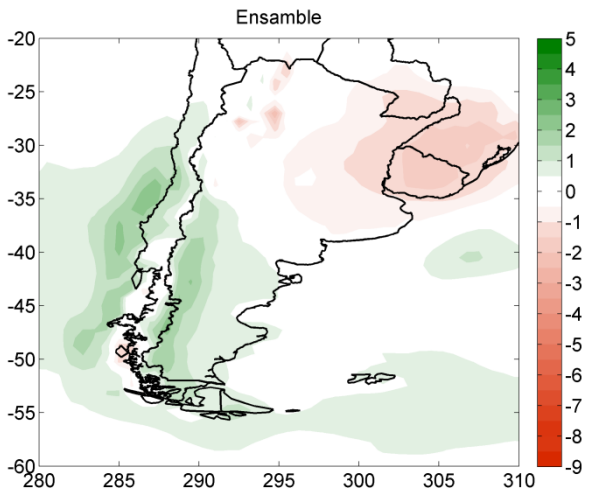


Figura 5.2. Bias de precipitación (mm/día) de invierno (Junio-Septiembre) entre el promedio multi-modelo de CMIP5 y el reanálisis ERA-Interim en el período 1980-2005. Intervalos cada 0.5 mm/día.

La Figura 5.3 muestra la correlación entre la precipitación de invierno de los MCGs y del reanálisis ERA-Interim. Las correlaciones con el ensamble multi-modelo en general no son significativas con el 95% nivel de significancia. Se encuentran áreas de correlación positiva significativa en el noreste de Argentina y en el sur de Brasil, que se corresponde con la zona del segundo máximo relativo de la región. En el norte de Argentina, al este de la cordillera se observa un área de correlación negativa significativa. En esta zona, existe poca concordancia entre el modelo y las observaciones en cuanto a la precipitación, como se señaló anteriormente. En general, los modelos muestran poca correlación temporal, salvo pequeñas zonas, excepto el modelo CCSM4 que muestra correlación positiva significativa en el centro de Argentina y Chile, y en Paraguay, pero negativa en el norte de Argentina (Figura A5.3).

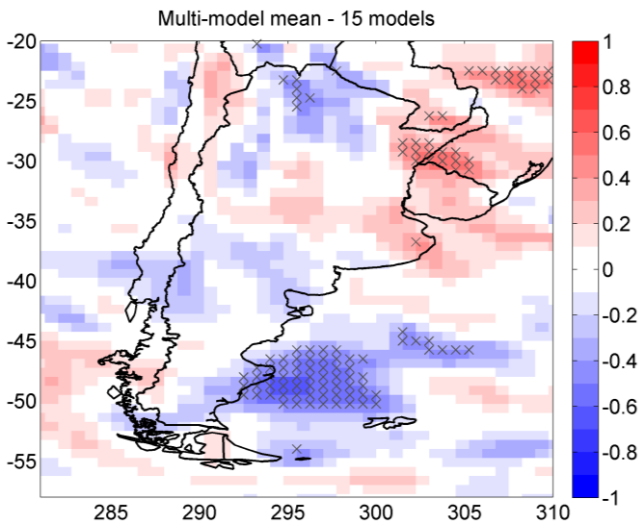


Figura 5.3. Correlación temporal entre la precipitación de invierno (Junio-Septiembre) de ERA-Interim y el promedio multi-modelo en el período 1980-2005. Las cruces indican los puntos de retícula donde la correlación resultó significativa al 95%.

A continuación se presenta un análisis análogo para la variable temperatura de invierno. La Figura 5.4 muestra la distribución espacial de temperaturas de invierno de ERA-Interim y del promedio multimodelo para el período 1980-2005. Se puede ver que tanto la distribución de temperatura del ensamble como la de los modelos individuales (Figura A5.4 del Anexo 5), son consistentes con la distribución espacial del reanálisis, ya que muestran adecuadamente las posiciones de los máximos y mínimos relativos de temperatura sobre la región. Las mayores diferencias se observan sobre el norte de la cordillera entre Argentina y Chile, donde el promedio multi-modelo sobreestima la temperatura. En la zona de los Andes Centrales del Sur el ensamble muestra mayores temperaturas que el reanálisis. Estas diferencias son evidentes en la Figura 5.5, donde se muestra el bias entre el ensamble y el reanálisis. Además se ve que al este de la cordillera, los modelos subestiman la temperatura. Esto último es consistente con la sobreestimación de precipitación que se mostró anteriormente ya que una mayor precipitación, indicaría una mayor nubosidad, lo cual conduciría una menor temperatura en superficie. En la Figura A5.5 se pueden ver las diferencias para cada modelo. Como se refleja en el *bias* del ensamble, las mayores diferencias en la mayoría de modelos se ven sobre el sector norte de la cordillera. Los modelos ACCESS 1.0, ACCESS 1.3, BCC-CSM1, HadGEM-CC y HadGEM-ES muestran el mismo patrón de diferencias con sobreestimación importante sobre la cordillera y subestimación al este de la cordillera, en el noroeste argentino. Los

modelos CMCC-CM, EC-EARTH, MRI-CGCM3 y MRI-ESM1 muestran los menores *bias* en todo el territorio. El modelo CNRM-CM5 muestra una subestimación sobre todo el sector oeste de territorio continental del sur de Sudamérica, mientras que el modelo MIROC5 muestra una sobreestimación generalizada.

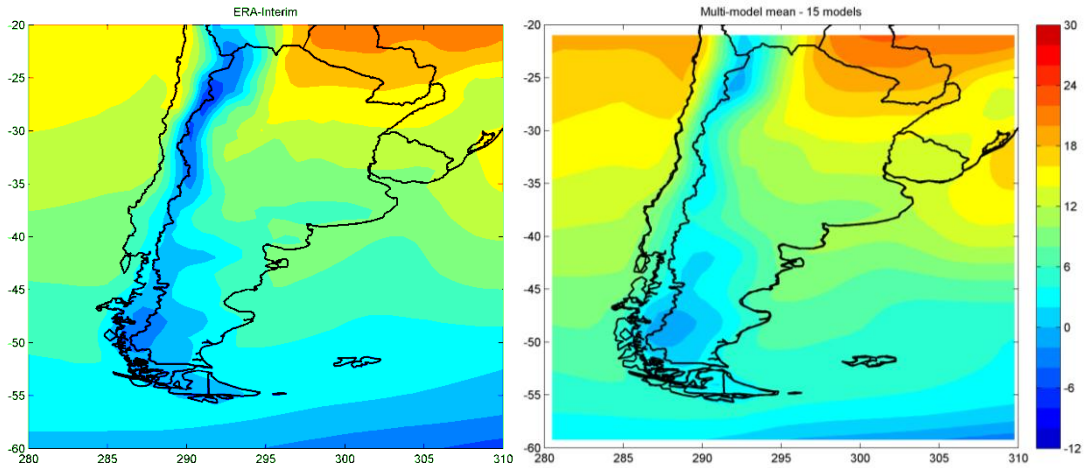


Figura 5.4. Temperatura media (°C) de invierno (Junio-Septiembre) en el período 1980-2005 de: Izquierda: ERA-Interim y Derecha: Promedio multi-modelo.

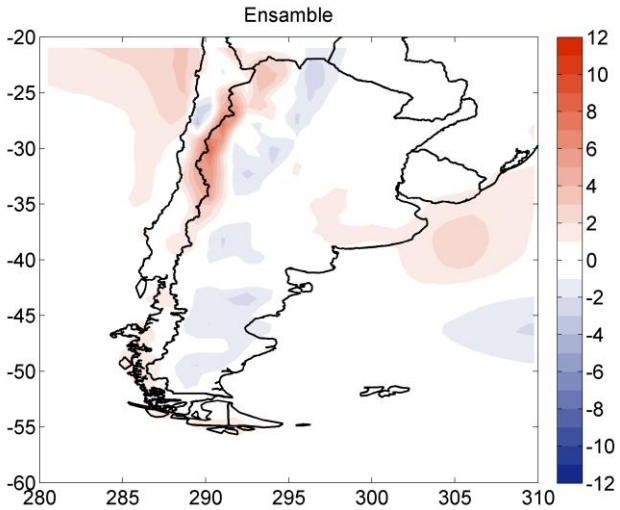


Figura 5.5. Bias de temperatura (°C) de invierno (Junio-Septiembre) entre ERA-Interim y el promedio multi-modelo de CMIP5 en el período 1980-2005.

Las correlaciones temporales entre el ensamble y el reanálisis se muestran en la Figura 5.6. Las cruces indican correlaciones estadísticamente significativas al 95%. Se puede

ver que, en la mayor parte del territorio continental, las correlaciones son positivas y significativas, al igual sobre el océano Atlántico. Esto indica una adecuada representación de la variabilidad interanual de la temperatura por parte de los modelos en esas zonas. En la Patagonia las correlaciones son no significativas o nulas. En el Anexo 5, Figura A5.6 puede verse el mismo análisis para cada modelo individual. Las mayores áreas de correlación positiva significativa se observan en el modelo CCSM4. El resto de los modelos presentan correlaciones débiles, incluso negativa a excepción de sectores pequeños de la región.

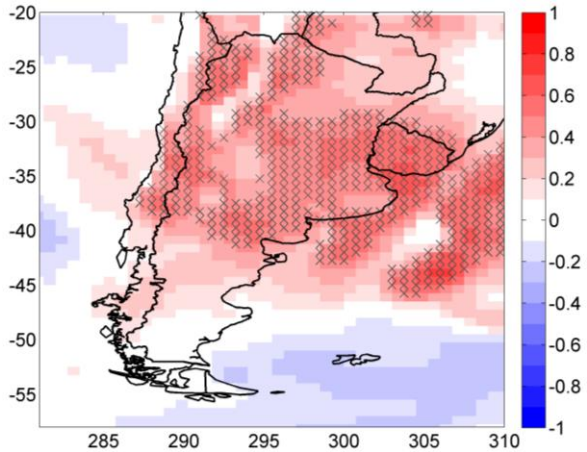


Figura 5.6. Correlación temporal entre la temperatura de invierno (Junio-Septiembre) de ERA-Interim y el promedio multi-modelo en el período 1980-2005. Las cruces indican los puntos de retícula donde la correlación resultó significativa al 95%.

Por último se muestran los resultados del RMSE de todos los modelos y el ensamble para precipitación y temperatura calculado para toda la región del sur de Sudamérica (Figura 5.7). Si bien los RMSEs no se encuentran normalizados y, por lo tanto, los valores de precipitación y temperatura no son comparables, se muestran en la misma figura para poder analizar la habilidad de cada modelo en representar ambas variables. La visualización de los RMSEs en el mismo gráfico, facilita el análisis. El RMSE del ensamble, tanto de precipitación como de temperatura, resultó ser uno de los más bajos comparado con los modelos individuales. El modelo EC-EARTH presenta el valor más bajo para ambas variables. El modelo MIROC5 presenta el peor desempeño para temperatura y para precipitación también presenta valores elevados, comparado con el resto de los modelos. Los modelos ACCESS 1.0, ACCESS 1.3 y los modelos del Hadley Center, que habían

presentado los mayores bias sobre la parte norte de la cordillera y hacia el este sobre Argentina, también muestran valores altos de RMSE.

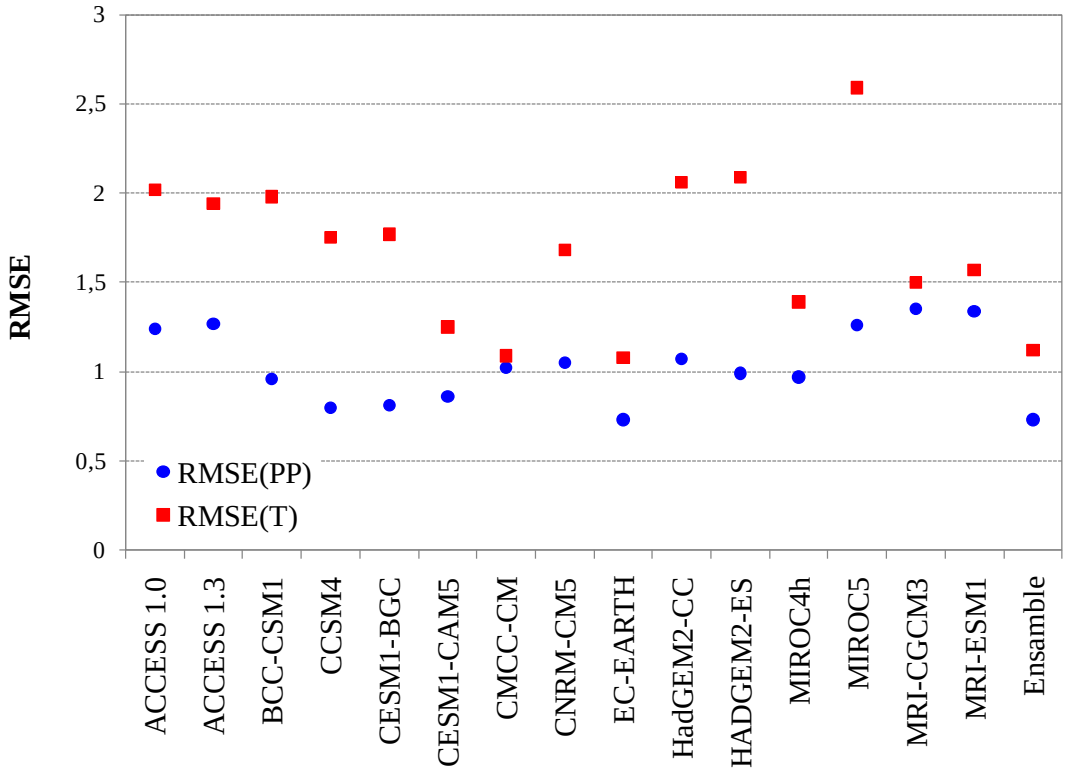


Figura 5.7. Error cuadrático medio (RMSE) entre cada uno de los modelos y el ensamble, y el reanálisis ERA-Interim calculado para región del sur de Sudamérica. En círculos azules se muestra el RMSE de la precipitación, y en cuadrados rojos, de la temperatura.

5.3.2. Evaluación de MCGs en los Andes Centrales del Sur

En esta sección, se presenta la evaluación de los MCGs sobre la región de los Andes Centrales del Sur en términos de la distribución espacial y la variabilidad interanual de la precipitación y temperatura de invierno. En primer lugar, se estudió la evolución temporal de la precipitación y temperatura promediada en la caja de los Andes Centrales del Sur con el objetivo de explorar si los modelos representan la variabilidad interanual de la región. La Figura 5.8 muestra la precipitación promediada en la caja ACS para cada uno de los modelos, el ensamble multi-modelo y el reanálisis de ERA-Interim. Se puede ver que los modelos de MRI y el modelo CMCC-CM muestran una sistemática sobreestimación de la precipitación en todo el período, en algunos años, hasta triplicando el valor de ERA-

Interim. Notar que en el capítulo anterior se señaló una subestimación de la precipitación de invierno por parte de ERA-Interim del orden de 1 mm/día comparado con las bases de datos en puntos de retícula. En general se observa una pobre representación de la variabilidad interanual de la precipitación de invierno en los ACS por parte de los MCGs comparados con ERA-Interim.

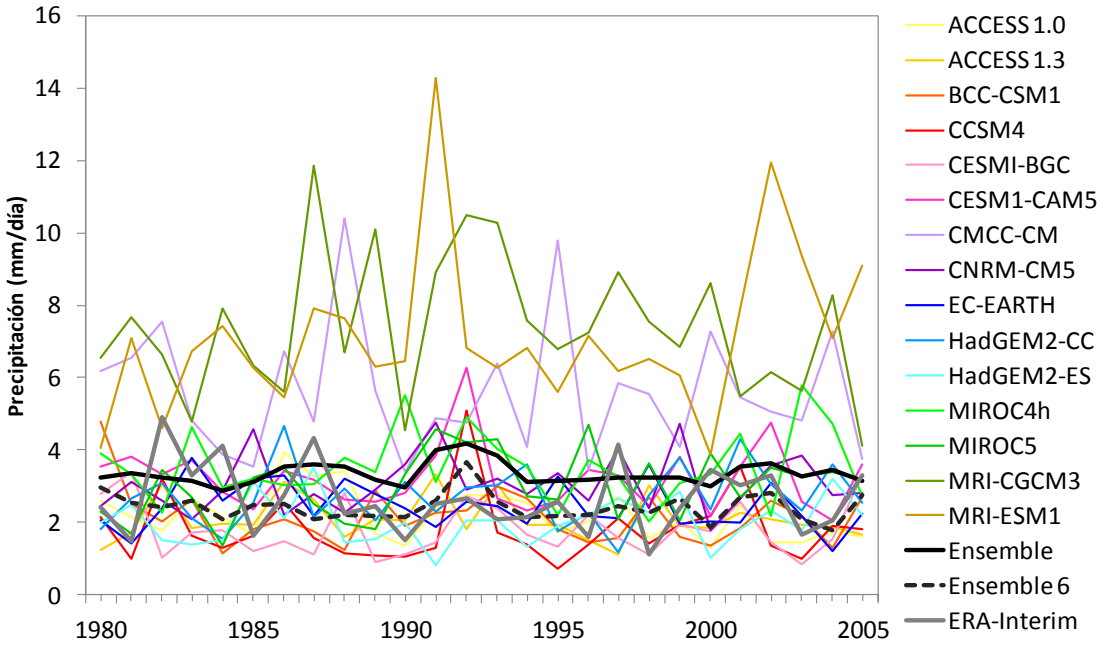


Figura 5.8. Precipitación (mm/día) de invierno (Junio-Septiembre) promediada en la caja de los Andes Centrales del Sur. En colores, los distintos modelos; en negro, el ensamble con 15 modelos; en negro discontinuo, el ensamble con 6 modelos; y en gris, el reanálisis ERA-Interim.

Se calcularon las correlaciones temporales entre cada modelo y el promedio multi-modelo, y el reanálisis ERA-Interim en el período 1980-2005 (Figura 5.9). Ninguna de los coeficientes de correlación resultó significativo al 95% de confianza. Además 8 de los 15 modelos mostraron correlaciones negativas, lo que implica comportamientos opuestos. El modelo CCSM4 presentó la correlación más alta aunque no significativa, mientras que el ensamble presentó una correlación casi nula. Por lo tanto, se concluye que los modelos no representan adecuadamente la variabilidad interanual de precipitación de la región.

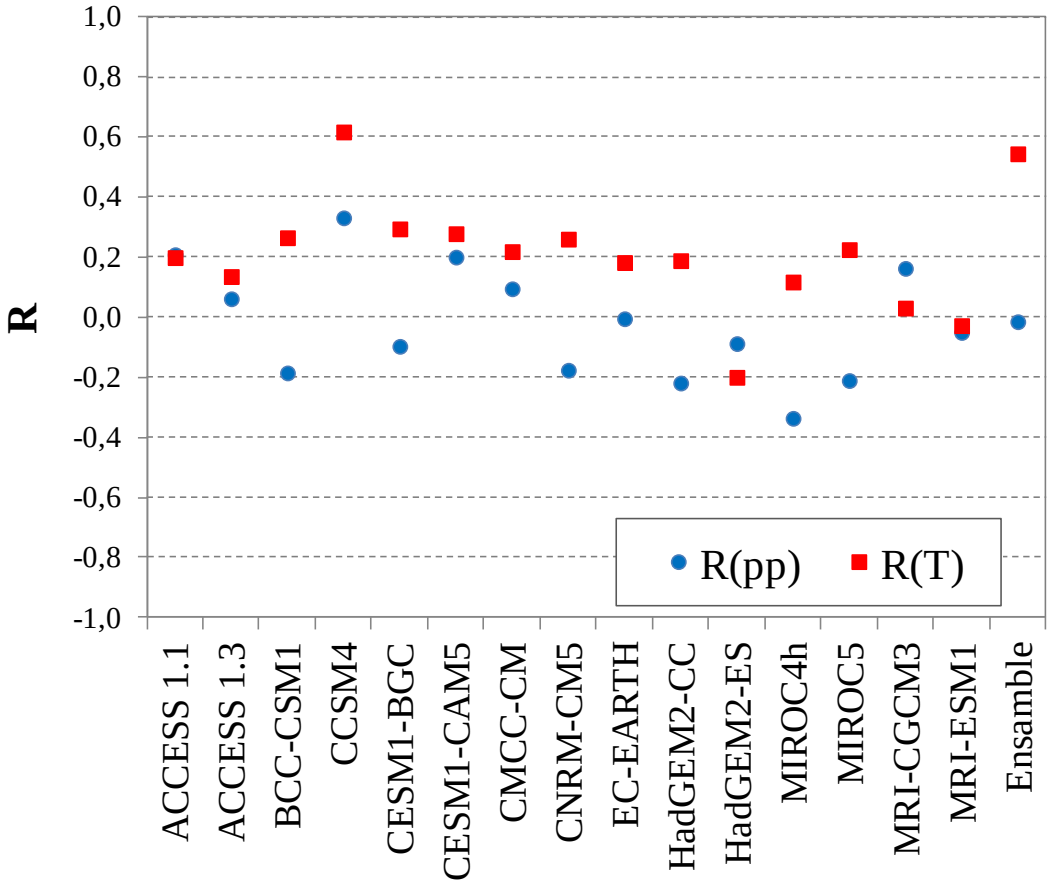


Figura 5.9. Coeficiente de correlación temporal entre cada modelo individual y el ensamble, y el reanálisis ERA-Interim calculada en la caja de los Andes Centrales del Sur para precipitación (círculos azules) y temperatura (cuadrados rojos).

Adicionalmente se calcularon las tendencias de precipitación para el período 1980-2005 para cada uno de los modelos, el ensamble y el reanálisis para evaluar la representación de la variabilidad de largo plazo. La Tabla 5.2 muestra los valores de la tendencia expresados en mm/día cada 10 años. Tanto el reanálisis ERA-Interim como el ensamble multi-modelo no presentan tendencia, al igual que la mayoría de los modelos, ya que presentan valores muy bajos y no significativos. En líneas generales, se puede concluir que los modelos concuerdan adecuadamente en no mostrar tendencia de largo plazo de precipitación en la región.

Tabla 5.2. Tendencia de la precipitación en la región de los Andes Centrales del Sur expresada en mm/día cada 10 años para los modelos individuales, el ensamble y el reanálisis ERA-Interim.

Modelo	Pendiente ((mm/día)/10 años)
ACCESS 1.0	-0,04
ACCESS 1.3	-0,01
BCC-CSM1	-0,03
CCSM4	0,00
CESMI-BGC	0,00
CESMI-CAM5	-0,01
CMCC-CM	-0,02
CNRM-CM5	0,02
EC-EARTH	-0,02
HadGEM2-CC	0,02
HadGEM2-ES	0,01
MIROC4h	0,01
MIROC5	0,04
MRI-CGCM3	-0,03
MRI-ESM1	0,09
Ensamble	0,00
ERA-Interim	-0,02

Se evaluó la performance de los modelos en representar la distribución espacial de la precipitación de invierno. Para ello se computaron las correlaciones espaciales para la precipitación media de invierno en el período 1980-2005 entre los modelos y el ensamble, y los reanálisis (Figura 5.10). Las correlaciones de todos los modelos y del ensamble resultaron positivas y estadísticamente significativas al 95%, lo que proporciona una prueba más de que la distribución espacial de la precipitación en los Andes Centrales del Sur es adecuadamente representada por los modelos, ya que presentan correlaciones significativas con el reanálisis ERA-Interim, y se mostró en el Capítulo 4 que este reanálisis se corresponde satisfactoriamente con las observaciones. La menor correlación (0.71) pertenece al modelo MIROC5, mientras que la correlación más alta de los modelos

individuales pertenece a los modelos CCSM4, CESMI (BCG) y MRI-ESMI (0.94). Es importante destacar que la mayor correlación espacial la presenta el ensamble multi-modelo (0.95).

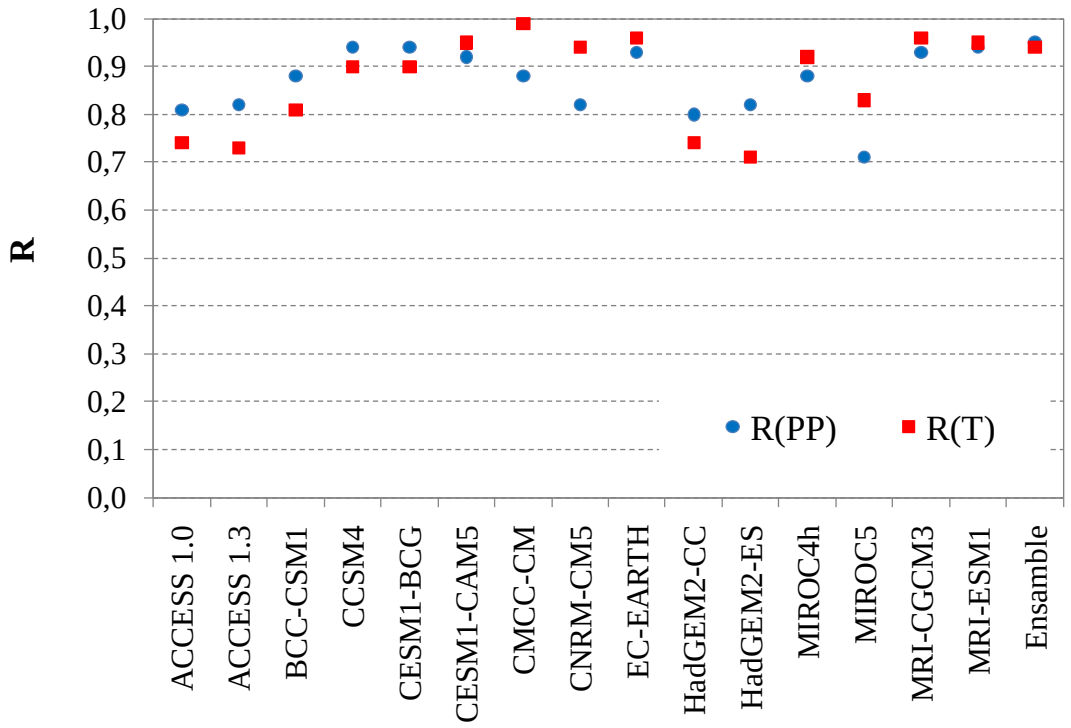


Figura 5.10. Coeficiente de correlación espacial entre cada modelo individual y el ensamble, y el reanálisis ERA-Interim para precipitación (círculos azules) y temperatura (cuadrados rojos).

Otra métrica utilizada para evaluar la distribución espacial de los modelos es el error cuadrático medio. Cuanto menor es este valor, se observan menores diferencias entre los dos campos. En este caso, el menor valor se observa en el modelo EC-EARTH (0.68), mientras que el mayor valor se da en el modelo MRI-CGCM3 (5.16) (Figura 5.11). En general, la mayoría de los modelos presentan valores entre 1 y 2, y se destacan negativamente los modelos CMCC-CM y los modelos del MRI por presentan valores superiores a 4. El ensamble muestra un valor de 0.96, que corresponde al segundo valor de RMSE más bajo.

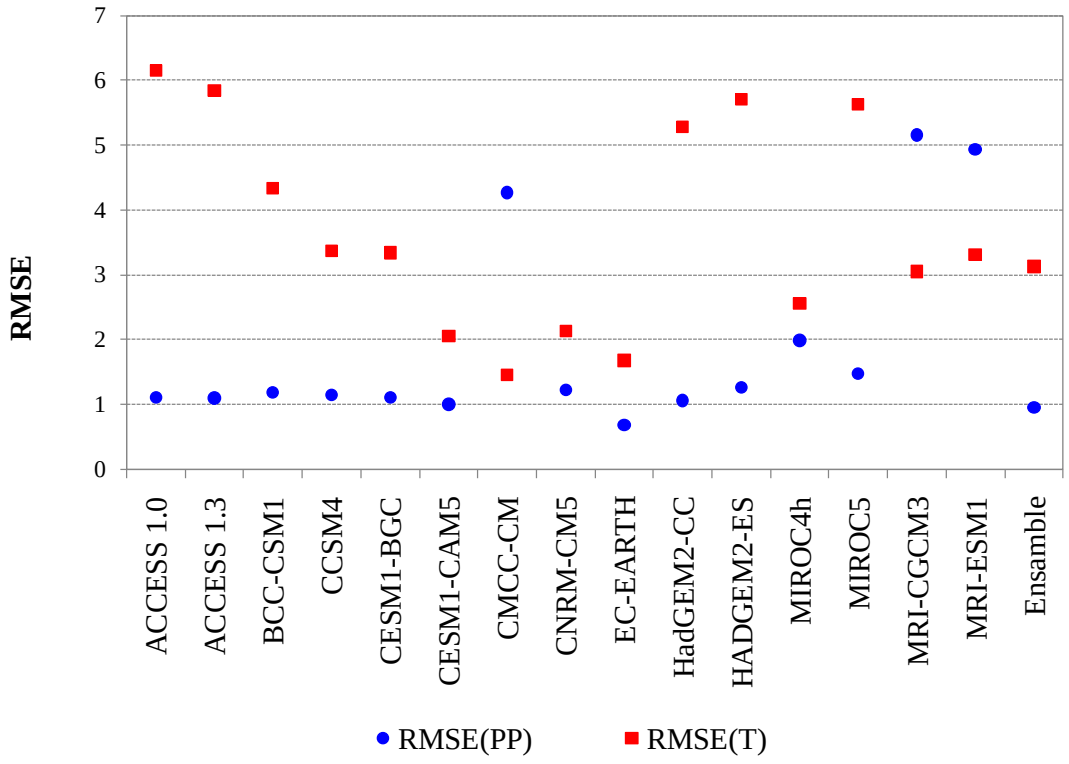


Figura 5.11. Error cuadrático medio (RMSE) entre cada uno de los modelos y el ensamble, y el reanálisis ERA-Interim calculado en la caja de los Andes Centrales del Sur. En círculos azules se muestra el RMSE de la precipitación, y en cuadrados rojos, de la temperatura.

Se realizó el mismo análisis para la temperatura de invierno. En la Figura 5.12 se puede ver la evolución temporal de la temperatura de cada modelo individual, el ensamble multi-modelo y el reanálisis ERA-Interim. Se puede ver que la mayoría de modelos individuales sobreestiman sistemáticamente la temperatura de invierno en la caja de los Andes Centrales de Sur. Al calcular las correlaciones temporales (Figura 5.9), se encontró que el modelo CCSM4 y el ensamble multi-modelo presentaron correlaciones positivas significativas. Además la mayoría de los modelos, excepto HadGEM2-ES y MRI-ESM1, presentaron correlaciones positivas, aunque no significativas, lo que implica una cierta concordancia general en el comportamiento de las series. La correlación entre el ensamble y el reanálisis resultó significativa al 95%, lo que indica una representación satisfactoria de la variabilidad interanual de temperatura por parte del promedio multi-modelo. En cuanto a la variabilidad interanual, se puede ver que la performance de los modelos en la variable temperatura es mejor que en precipitación.

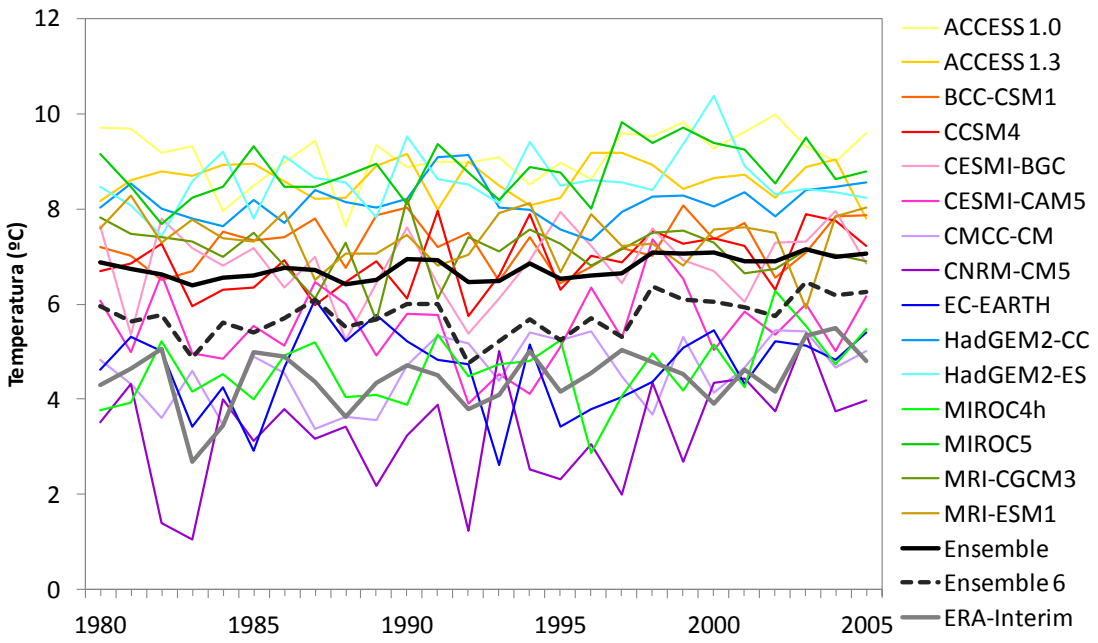


Figura 5.12. Temperatura (°C) de invierno (Junio-Septiembre) promediada en la caja de los Andes Centrales del Sur. En colores, los distintos modelos; en negro, el ensamble con 15 modelos; en negro discontinuo, el ensamble con 6 modelos; y en gris, el reanálisis ERA-Interim.

Las tendencias de temperatura se muestran en la Tabla 5.3, expresadas en °C/10 años. El reanálisis ERA-Interim presenta una tendencia de 0,28 °C/10 años, mientras que el ensamble multi-modelo un valor inferior pero del mismo signo (0,18 °C /10 años). La mayoría de los modelos muestran una tendencia del mismo signo, excepto por los modelos ACCESS 1.3 y los modelos MRI que muestran un descenso de temperatura durante el período de estudio. En líneas generales, se puede concluir que los modelos representan adecuadamente la tendencia de largo plazo de temperatura de la región.

Tabla 5.3. Tendencia de la temperatura en la región de los Andes Centrales del Sur expresada en °C cada 10 años para los modelos individuales, el ensamble y el reanálisis ERA-Interim.

Modelo	Pendiente (°/10 años)
ACCESS 1.0	0,21
ACCESS 1.3	-0,01
BCC-CSM1	0,13
CCSM4	0,38
CESMI-BGC	0,16
CESMI-CAM5	0,10
CMCC-CM	0,38
CNRM-CM5	0,50
EC-EARTH	0,12
HadGEM2-CC	0,08
HadGEM2-ES	0,18
MIROC4h	0,36
MIROC5	0,29
MRI-CGCM3	-0,09
MRI-ESM1	-0,08
Ensamble	0,18
ERA-Interim	0,28

Las mismas métricas fueron utilizadas para evaluar la performance de la distribución espacial de temperatura en la región de los Andes Centrales del Sur. Las correlaciones espaciales resultaron todas positivas y significativas (Figura 5.10). El valor más alto de correlación se presentó con el modelo EC-EARTH, con un valor de 0.96, mientras que el modelo HadGEM-ES presentó la menor correlación, aunque aún significativa, de 0.71. El ensamble multi-modelo arrojó una valor de correlación de 0.94. Los valores de error cuadrático medio para la región de los Andes Centrales del Sur se muestran en la Figura 5.11. El menor error cuadrático medio lo presenta, al igual que para la precipitación, el modelo EC-EARTH, con un valor de 1.68. El modelo ACCESS1-0

presenta el mayor valor (6.15), mientras que el ensamble presenta un valor intermedio de 3.13.

Se realizó un análisis de la performance de los modelos individuales en representar el clima de invierno de la región de los Andes Centrales. Se tuvieron en cuenta las series temporales y las métricas calculadas (coeficiente de correlación espacial y temporal, y error cuadrático medio). Los modelos seleccionados como más representativos del clima de la región resultaron:

- BCC-CSM1
- CCSM4
- CESMI-BCG
- CESMI-CAM5
- CNRM-CM5
- EC-EARTH.

En las Figuras 5.8 y 5.12 se puede ver la serie temporal del promedio de estos 6 modelos para la precipitación y la temperatura de invierno, respectivamente, en la región en líneas discontinuas. Al excluir a los modelos con peor desempeño en representar el clima de la región, se observa que las series se acercan más a las series de ERA-Interim. Al calcular la correlación temporal para la precipitación con el conjunto de 6 modelos, se encuentra un valor de 0,06 que, si bien sigue siendo bajo y no significativo, mejora la relación con el promedio de 15 modelos (confrontar con Figura 5.9). También se repitió el cálculo de la tendencia de precipitación y el promedio de 6 modelos mostró una tendencia cercana a 0 pero negativa (-0.07 (mm/día)/10 años) del mismo signo que el reanálisis ERA-Interim (Tabla 5.2).

Para la serie temporal de temperatura, se obtuvo un coeficiente de correlación positivo significativo de 0,56 entre el ensamble de 6 de modelos y ERA-Interim. Si bien la correlación con 15 modelos también resultó estadísticamente significativa, al reducir el número de modelos, se vio una leve mejora en la correlación (ver Figura 5.9). La tendencia también arrojó un valor más cercano (0,23 ºC/10 años) al de la tendencia de ERA-Interim (Tabla 5.3).

Adicionalmente se calcularon las métricas espaciales para el conjunto de 6 modelos. El coeficiente de correlación espacial en la caja de los Andes Centrales del Sur no presentó

modificaciones para precipitación, mientras que para temperatura presentó un valor levemente inferior (0,93) a la correlación con el promedio de 15 modelos (0,94). Ambas correlaciones siguieron siendo significativas. El error cuadrático medio de precipitación tampoco se modificó con el ensamble de 6, pero el de temperatura presentó una mejora, de 3,13 para el ensamble de 15, pasó a 2,42 para el ensamble de 6.

En este proceso de selección se eliminaron del ensamble aquellos modelos que presentaban mayores diferencias con el reanálisis. Esto representó una mejora, en mayor o menor medida, en la representación del clima de invierno de la región de los Andes Centrales del Sur por parte del promedio multi-modelo. Con esta selección de modelos, se procedió a evaluar las proyecciones futuras a mediano y largo plazo.

5.3.3. Proyecciones a mediano y largo plazo

Se estudiaron las proyecciones a mediano (2040-2065) y largo plazo (2075-2100) considerando los 6 modelos seleccionados en la sección anterior. En primer lugar se exploró el cambio en la distribución espacial. Para ello se calcularon las diferencias entre las proyecciones a mediano y largo plazo, y el promedio de lo corrida histórica (1980-2005). Se tuvieron en cuenta dos escenarios: RCP 4.5 y RCP 8.5.

La Figura 5.13 muestra el campo de diferencias considerando el RCP 4.5 para mediano y largo plazo. A mediano plazo no se observan cambios en la precipitación para el ensamble de 6 modelos. En la Figura A5.7 del Anexo 5.7, se pueden ver las diferencias para los modelos individuales, los cuales presentan patrones diferentes de cambio a mediano plazo. En la región de los Andes Centrales del Sur, los modelos CESMI-BCG y EC-EARTH muestran una disminución en la precipitación, mientras que el modelo CNRM-CM5 muestra un aumento de la precipitación en la región. El resto de los modelos no muestra una señal clara en la región. Además el modelo EC-EARTH muestra aumentos en la precipitación en el sur de Brasil. Para fin de siglo, se observa una disminución de la precipitación en el centro de Chile en el promedio multi-modelo (Figura 5.12b). Se puede ver en la Figura A5.8, que para fin de siglo los modelos coinciden en mostrar una disminución de la precipitación en la región de los Andes Centrales del Sur, al oeste de la cordillera, a excepción del modelo CNRM-CM5. De hecho, la región de estudio, es la zona del sur de Sudamérica en la que los modelos presentan coincidencia en el signo del cambio. El modelo EC-EARTH también muestra aumentos de precipitación en el sur de Brasil.

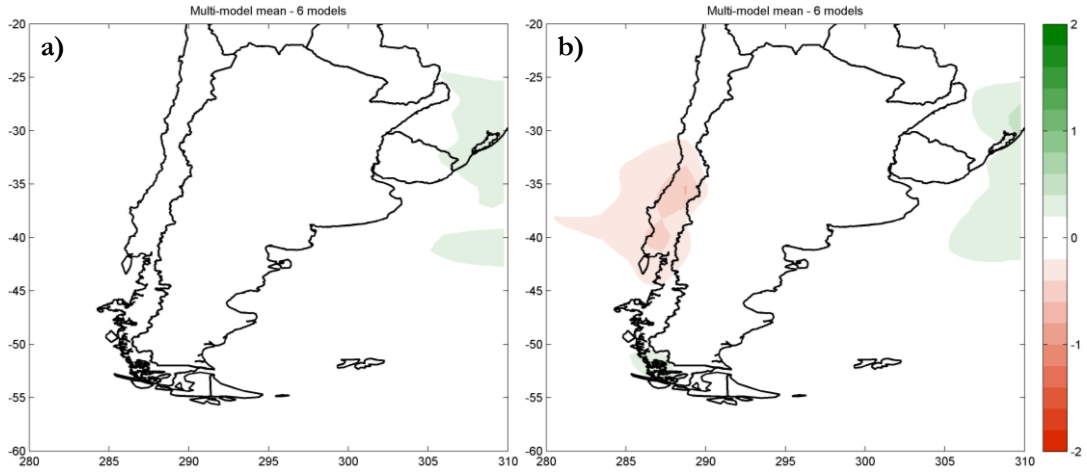


Figura 5.13. Diferencia en la precipitación media de invierno (mm/día) considerando el escenario RCP 4.5 entre: a) 2040-65, b) 2075-2100, y el promedio de la corrida histórica 1980-2005.

El escenario RCP 8.5, muestra una disminución en la misma zona, tanto a mediano como a largo plazo (Figura 5.14) y, también, es la única zona que presenta una señal de cambio. Al analizar las señales de los modelos individuales (Figura A5.9), se ve que a mediano plazo, 5 de los 6 modelos coinciden en una disminución de la precipitación. Al igual que en el RCP4.5, el modelo CNRM-CM5 no muestra coincidencia con los otros modelos. El modelo BCC-CSM1(m) también muestra aumentos en la precipitación en Paraguay y el sur de Brasil, mientras que el modelo EC-EARTH presenta aumentos en el sur de Brasil. Hacia fin de siglo, la disminución se hace más intensa como puede verse en el ensamble de 6 modelos. Los cinco modelos siguen mostrando una disminución, ahora más intensa, mientras que el modelo CNRM-CM5 muestra un patrón de aumento de la precipitación en Argentina, al este de la cordillera, al sur de 30ºS. Recién para fin de siglo y con RCP8.5 los modelos muestran cierta coincidencia en el aumento de precipitación en el sur de Brasil.

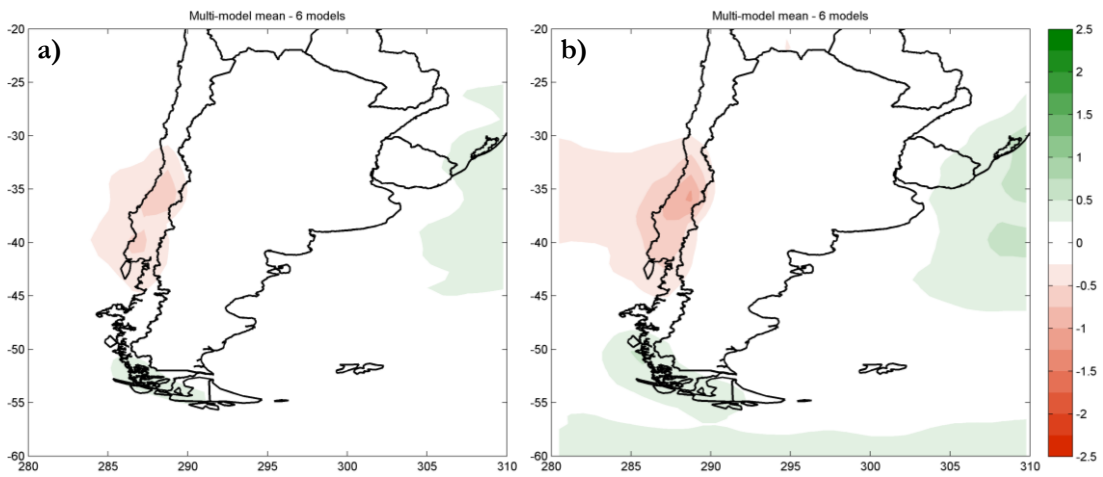


Figura 5.14. Ídem Figura 5.13 considerando el escenario RCP 8.5.

Las diferencias en temperatura presentan un patrón más homogéneo, tal como se muestra en las Figuras 5.15 y 5.16, para los escenarios RCP4.5 y RCP8.5, respectivamente. El patrón general es de aumento de la temperatura tanto a mediano como a largo plazo, con ambos escenarios. Todas las diferencias en el ensamble, es decir, con ambos escenarios y para ambos horizontes, presentan un mayor aumento sobre la cordillera del norte de Argentina y Chile. Esta zona de mayor aumento incluye a la región de los Andes Centrales del Sur. Con el RCP4.5 (Figura 5.15) a mediano plazo el ensamble proyecta un aumento mayor a 1,5ºC mientras que, a fin de siglo, proyecta un aumento de más de 2ºC. Al observar los modelos individuales (Figura A5.11) a mediano plazo, se ve que el modelo CESM1-CAM5 muestra las mayores diferencias sobre la parte norte de la cordillera con un máximo relativo entre 30º y 35ºS de hasta 3ºC de diferencia con el promedio de la corrida *historical*. El modelo CNRM-CM5 muestra dos máximos, uno centrado en 25ºS sobre la cordillera y otro entre 30º y 35ºS al igual que el modelo CESM1-CAM5. A fin de siglo, estos dos modelos mantienen las posiciones de los máximos de la región. El modelo BCC-CSM1(m) muestra un patrón de cambio más moderado que el resto de los modelos.

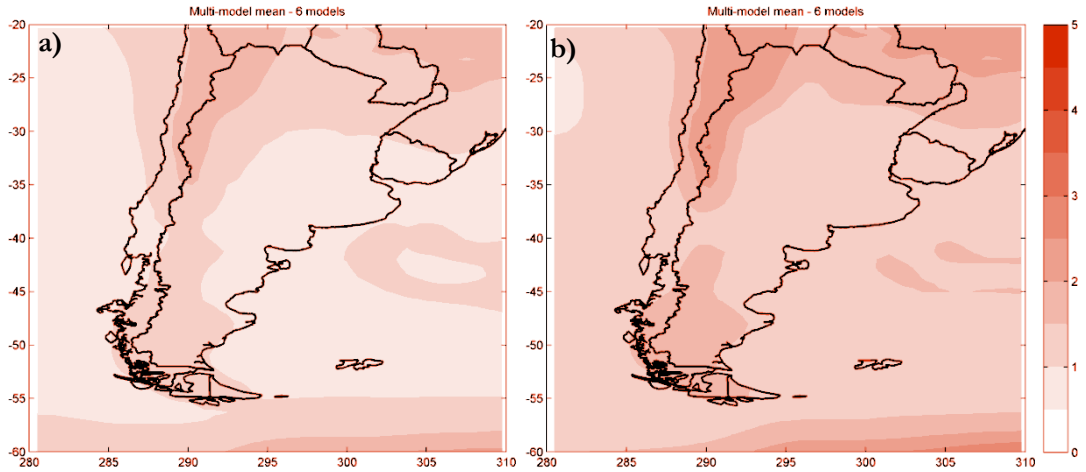


Figura 5.15. Diferencia en la temperatura media de invierno (°C) considerando el escenario RCP 4.5 entre: a) 2040-65, b) 2075-2100, y el promedio de la corrida histórica 1980-2005.

El escenario RCP8.5 (Figura 5.16) muestra un cambio de hasta 2.5ºC en los Andes Centrales del Sur a mediano plazo. Los modelos CNRM-CM5 y CESM1-CAM5 muestran los máximos de diferencias en las mismas regiones que para el RCP4.5 (Figura A5.13). A fin de siglo las diferencias ascienden hasta los 5ºC en la parte norte de la cordillera de los Andes y en los Andes Centrales del Sur. En general, los modelos individuales (Figuras A5.11, A5.12. A5.13 y A5.14) coinciden en mostrar las mayores diferencias sobre la cordillera norte de Argentina y Chile, con mayores aumentos hacia fin de siglo y para el escenario RCP8.5.

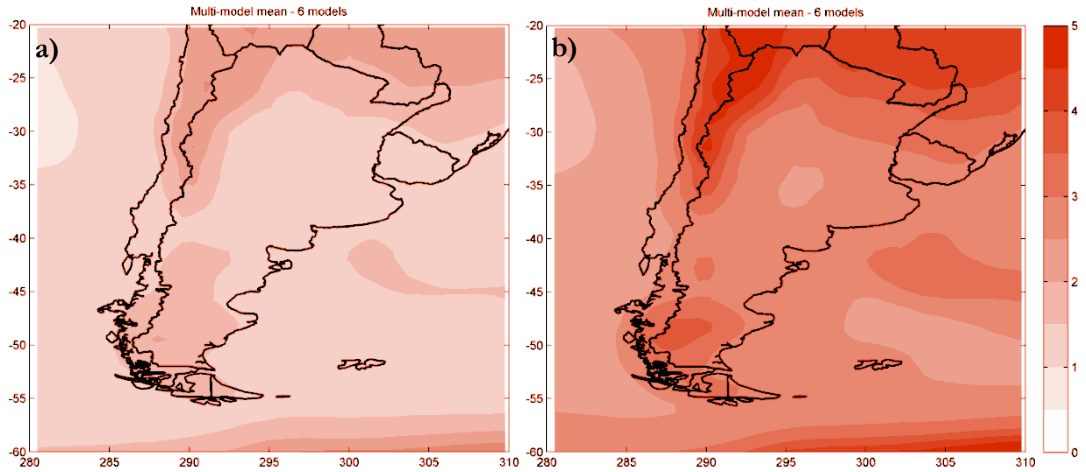


Figura 5.16. Ídem Figura 5.14 considerando el escenario RCP 8.5.

Por último, se realizaron los promedios espaciales en la caja de los Andes Centrales del Sur, para evaluar la evolución temporal del ensamble multi-modelo. En las siguientes figuras se muestran las series temporales de precipitación y temperatura de invierno en el período 2006-2100 para ambos escenarios. La precipitación con el RCP4.5 (Figura 5.17) no muestra tendencia a largo plazo. Si se calcula la tendencia para la primera mitad del siglo XXI (2006-2050), se encuentra un valor cercano a cero. Si se realiza el cálculo para la segunda mitad del siglo (2051-2100) se obtiene una tendencia de -0.09 (mm/día)/década que resulta significativa al 95%. La evolución temporal de la precipitación promedio en la caja con el RCP 8.5 (Figura 5.18) muestra una disminución hacia fin de siglo, consistente con los gráficos anteriores donde se mostraban las diferencias en la distribución espacial. La tendencia para el período completo resultó ser negativa y significativa (-0.5 (mm/día)/década). Si se divide el período en dos, se encuentra que la tendencia del período completo es explicada por una disminución significativa en la segunda mitad del siglo (-0.6 (mm/día)/década), dado que en el período 2006-2050 la tendencia es negativa pero no significativa (-0.1 (mm/día)/década). Además se observa una menor dispersión entre modelos con el RCP8.5.

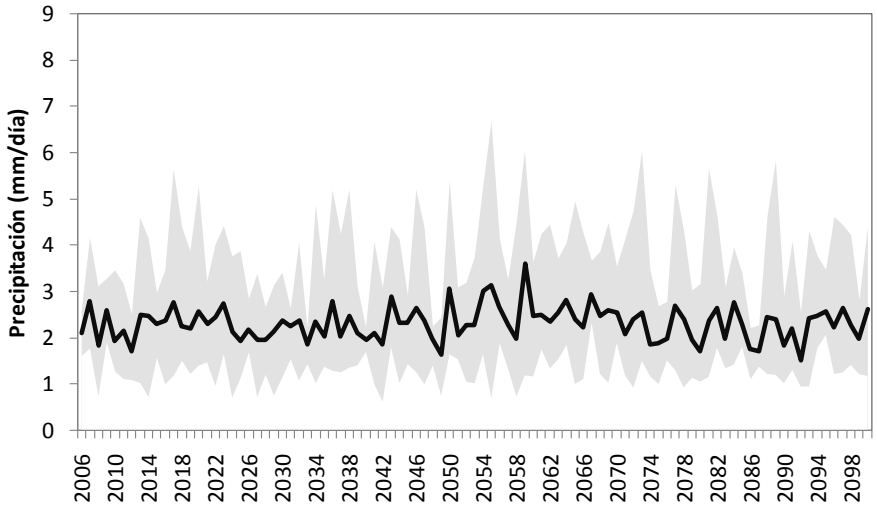


Figura 5.17. Evolución de la precipitación (mm/día) de invierno promediada en la caja de los Andes Centrales del Sur para el RCP 4.5. En sombreado se muestra la dispersión de los modelos.

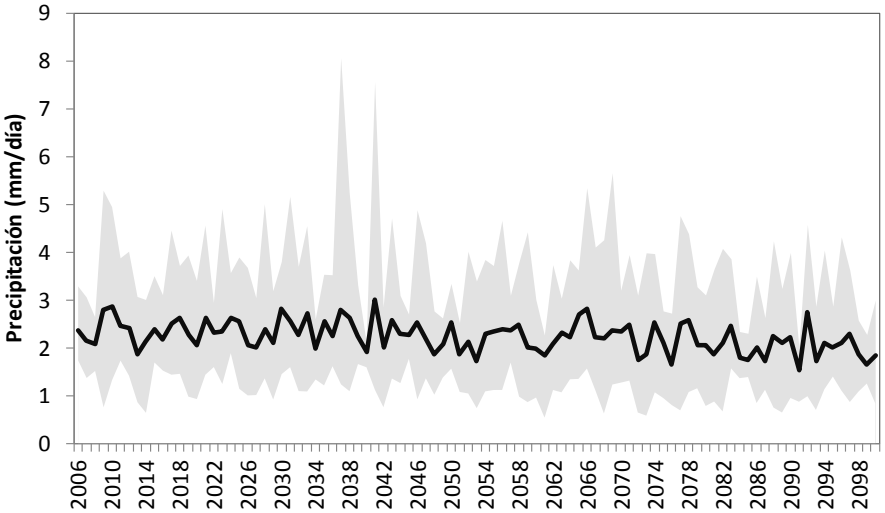


Figura 5.18. Ídem Figura 5.17 para el RCP 8.5.

La temperatura en la región de los Andes Centrales del Sur, presenta un aumento para ambos escenarios. El aumento de alrededor de 1.5ºC para fin de siglo para el RCP4.5 (Figura 5.19). Claramente, el aumento es más marcado para el RCP 8.5 (Figura 5.20) con temperaturas medias de invierno cercanas a los 10ºC para fin de siglo. Se calculó la tendencia lineal de temperatura y se obtuvo un valor de 0,17 ºC/década para el RCP4.5, y de 0,42 ºC/década para el RCP8.5. Ambas series resultaron significativas al 95% nivel de significancia.

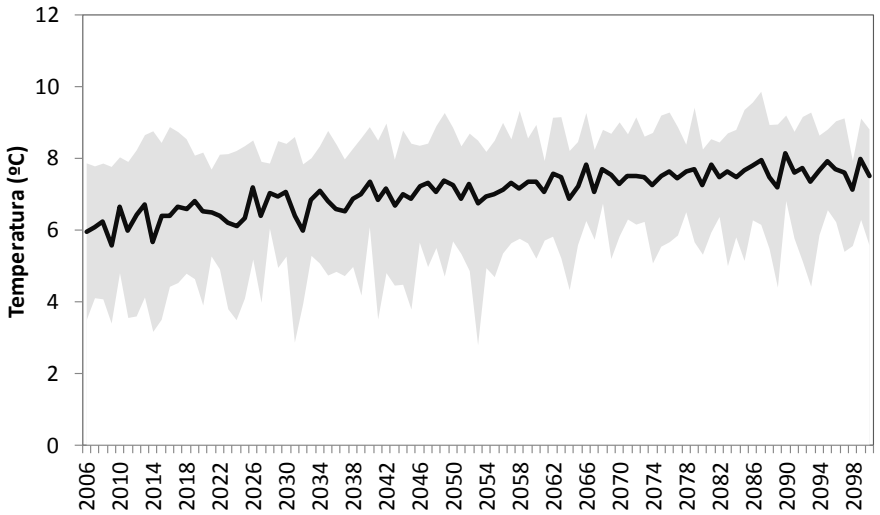


Figura 5.19. Evolución de la temperatura (ºC) de invierno promediada en la caja de los Andes Centrales del Sur para el RCP 4.5. En sombreado se muestra la dispersión de los modelos.

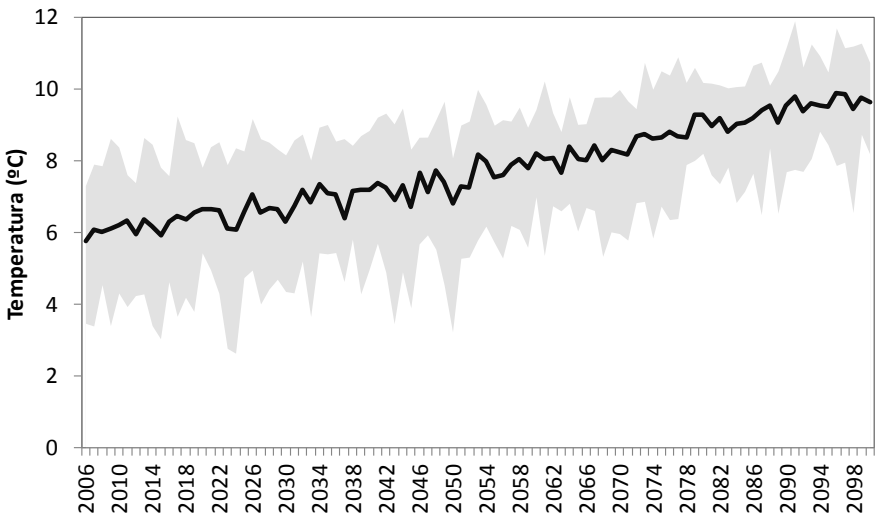


Figura 5.20. Ídem Figura 5.19 para el RCP 8.5.

5.4. Conclusiones

En este capítulo se realizó una evaluación de un conjunto de modelos climáticos globales de relativamente alta resolución del programa CMIP5. Específicamente, se evaluó la habilidad para representar el clima del sur de Sudamérica y, en particular, de los Andes Centrales del Sur. Se partió de un conjunto de 15 MCGs (listados en la Tabla 5.1), de los cuales se obtuvieron las variables precipitación y temperatura mensual de la corrida *historical*. Se consideró el reanálisis ERA-Interim, que fue validado en el Capítulo 4 de esta tesis en la misma región, para comparar con las corridas históricas, en el período 1980-2005. Además se analizaron las proyecciones a mediano (2040-2065) y largo plazo (2075-2100) de un subconjunto de 6 modelos que representaron mejor el clima pasado de invierno en los Andes Centrales del Sur. Pare ello se consideraron dos escenario futuros: RCP4.5 y RCP8.5.

En primer lugar, se realizó una evaluación de la habilidad de los MCGs en representar el clima del sur de Sudamérica comparado con el reanálisis. La distribución de la precipitación de invierno del promedio multi-modelo muestra una subestimación en el sur de Brasil, Uruguay y noreste de Argentina. Esto se relaciona con un desplazamiento del máximo de precipitación hacia el este sobre el océano Atlántico en el ensamble multi-modelo. En el centro y sur de Chile se observan sobreestimaciones de la precipitación por parte del reanálisis (ver Figura 4.3 del Capítulo 4). Al observar las distribuciones espaciales de precipitación del reanálisis y del ensamble, se ve que este último ubica el máximo en una

zona más amplia que ERA-Interim, dado que algunos modelos ubican el máximo de precipitación sobre el océano Pacífico, y no sobre Chile.

Las correlaciones temporales de la precipitación de invierno entre el reanálisis y los MCGs no resultaron significativas en general tanto para el ensamble como para los modelos individuales. Se destaca el modelo CCSM4 que en gran parte del territorio presenta correlaciones positivas y significativas, aunque en el norte de Argentina las correlaciones resultaron negativas y significativas. Esto implica que, en líneas generales, los modelos no representan adecuadamente la variabilidad interanual de la precipitación.

Se estudió la representación de la temperatura de invierno por parte de los MCGs de CMIP5. Las mayores diferencias con el reanálisis ERA-Interim se presentan sobre la cordillera al norte de Chile y noroeste de Argentina, donde el ensamble muestra un bias positivo, al igual que la mayoría de los modelos individuales. La correlación temporal entre el ensamble y el reanálisis es en general positiva y significativa.

La región de los Andes Centrales del Sur fue analizada con más detalle. Al explorar las series temporales de los modelos individuales, se encontró que algunos modelos sobreestimaban la precipitación sistemáticamente durante todo el período. Además las correlaciones temporales en la región resultaron no significativas tanto para los modelos individuales como para el ensamble. Los modelos no logran reproducir la variabilidad interanual de la región. La distribución espacial mostró mejor habilidad. Las correlaciones en la caja de los Andes Centrales del Sur resultaron positivas y significativas tanto para el ensamble como para los modelos. Al explorar el RMSE, se evidencian algunas diferencias entre modelos, donde se destaca el modelo EC-EARTH por tener el menor valor.

Las correlaciones temporales en la caja para la variable temperatura también resultaron no significativas, excepto para el modelo CCSM4 y el ensamble. A diferencia de la precipitación, la mayoría de las correlaciones resultaron positivas, lo que muestra un mejor acuerdo en la variabilidad temporal de esta variable. La tendencia de ERA-Interim resultó positiva, al igual que el ensamble y la mayoría de los modelos. Sólo tres modelos mostraron correlaciones levemente negativas, muy cercanas a cero.

Utilizando las métricas mencionadas y las series temporales, tanto para precipitación como para temperatura, se seleccionaron los siguientes modelos como aquellos con mejor desempeño en la región de los Andes Centrales de Sur:

- BCC-CSM1

- CCSM4
- CESMI-BCG
- CESMI-CAM5
- CNRM-CM5
- EC-EARTH.

Una vez seleccionados los modelos más adecuados para la región, se estudiaron las diferencias en las distribuciones espaciales de temperatura y precipitación de invierno para dos RCPs y a dos horizontes de tiempo futuro. Se encontró que la precipitación de invierno disminuiría en la región de los Andes Centrales del Sur a fin de siglo, con los dos RCPs considerados. Para mitad de siglo, la señal depende del escenario considerado, ya que para el RCP4.5 no muestra cambios, mientras que el RCP8.5 muestra una leve disminución de la precipitación. Es importante destacar para los cuatro casos considerados, la región del centro de Chile es la única que presentó un patrón claro y consistente entre horizontes y escenarios (a excepción del RCP4.5 a mediados de siglo). *Gulizia* [2014] presenta las proyecciones de precipitación de verano de un conjunto de cinco modelos del programa CMIP5 utilizando el RCP4.5. La selección de modelos fue realizada en base a la habilidad de un conjunto de 19 modelos en representar la precipitación de verano en el sudeste de Sudamérica. El ensamble muestra una disminución en la región de los Andes de Argentina y Chile para los horizontes 2040-2049 y 2070-2079. Igual comportamiento muestran cuatro de los cinco modelos individuales. Es decir que se proyecta no sólo una disminución de precipitación en invierno, como muestran los resultados de este capítulo, sino también una disminución en la precipitación de verano, como se muestra en *Gulizia* [2014]. De todas formas, es importante destacar que en la región de estudio de la presente tesis, la precipitación es fundamentalmente invernal.

En cuanto a la temperatura, se observa un aumento para toda la región del sur de Sudamérica para ambos RCPs, tanto a mediano plazo, como a largo plazo. Las mayores diferencias en todos los casos se encuentran sobre la cordillera, al norte de los 40ºS, lo que incluye a la región de estudio. Es decir, que la región de los ACS presenta la señal más clara de cambio, hacia una disminución de la precipitación y un aumento de la temperatura de invierno. En la caja de los Andes Centrales del Sur, el ensamble de modelos indica una disminución de la precipitación en la segunda mitad del siglo XXI con ambos RCPs, y un aumento de la temperatura a lo largo de todo el siglo.

Referencias

Avila, F. B., A. J. Pitman, M. G. Donat, L. V. Alexander, G. Abramowitz (2012), Climate model simulated changes in temperature extremes due to land cover change, *J. Geophys. Res.*, **117**, D04108.

Bradley R. S., F. T. Keimig, H. F. Diaz (2004), Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16210, doi:10.1029/2004GL020229.

Carvalho L.M.V., Jones C. (2013): CMIP5 simulations of low-level tropospheric temperature and moisture over tropical Americas. *J Clim.,* **26,** 6257–6286

Flato G., Marotzke B., Abiodun B., Braconnot P., Chou S. C., Collins W., Cox P., Driouech F., Emori S., Eyring V., Forest C., Glecker P., Guilyardi E., Jakob C., Kattsov V., Reason C., Rummukainen M. (2013), Evaluation of Climate Models. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Gulizia C. N., Camilloni I. (2015): Comparative analysis of the ability of a set of CMIP3 and CMIP5 global climate models to represent precipitation in South America, *Int. J. Climatol.*, **35**, 583-595, DOI: 10.1002/joc.4005

Gulizia C. N. (2014): Estudio de la variabilidad hidrológica de la cuenca del Plata en respuesta a diferentes forzantes locales y regionales. Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral.

IPCC (2013), Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Joetzjer E., Douville H., Delire C., Ciais P. (2013): Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3. *Clim. Dyn.* **41**(11−12), 2921−2936, DOI: 10.1007/s00382-012-1644-1.

Jones C., Carvalho L. (2013): Climate change in the South American monsoon system: present climate and CMIP5 projections. *J. Clim.,* **26**, 6660−6678, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00412.1.

Leggett J, Pepper W, Swart RJ (1992) Emissions Scenarios for the IPCC: an Update. In: Houghton JT, Callander BA, Varney SK (eds) Climate change 1992. The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. Cambridge University Press, Cambridge, pp 71–95.

Moss R. H. , Edmonds J. A., Hibbard K. A., Manning M. R., Rose S. K., van Vuuren D. P., Carter T. R. , Emori S. , Kainuma M , Kram T.,. Meehl G. A., Mitchell J. F. B., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S., Stouffer R. J., Thomson A. M., Weyant1 J. P., Wilbanks T. J. (2010): The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, **463**, 747-756. doi:10.1038/nature08823

Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregoru K., Grübler A., Yong Jung T., Kram T., Lebre La Rovere E., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Riahi K., Roehrl A., Rogner H.H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen S., Victor N., Dadi Z. (2000) Special Report on Emissions Scenarios (SRES). Cambridge University Press, Cambridge.

Palazzi E., von Hardenberg J., Terzago S., Provenzale A., (2015): Precipitation in the Karakoram-Himalaya: a CMIP5 view, *Clim. Dyn.*, **45**, 21-45, DOI 10.1007/s00382-014-2341-z.

Palomino-Lemus R., Córdoba-Machado S., Gámiz-Fortis S.R., Castro-Díez Y., Esteban-Parra M.J. (2015): Summer precipitation projections over northwestern South America from CMIP5 models, *Global Planet. Change*, **131**, 11–23.

Rangwala I., Sinsky E., Miller J.R., (2013): Amplified warming projections for high altitude regions of the northern hemisphere mid-latitudes from CMIP5 models, *Environ. Res. Lett.*, **8**, 024040 (9pp).

Seiler, C., Hutjes R. W. A., Kabat R. (2013): Likely ranges of climate change in Bolivia, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 1303–1317, doi: 10.1175/JAMC-D-12-0224.1.

Taylor, K. E., R. J. Stouffer, G. A. Meehl, (2012): An Over-view of CMIP5 and the Experiment Design, *B. Am. Meteorol. Soc.*, **93**: 4, 485-498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1

Terzago S., von Hardenberg J., Palazzi E., Provenzale A. (2014): Snowpack Changes in the Hindu Kush–Karakoram–Himalaya from CMIP5 Global Climate Models, *J. Hyometeor.*, **15**, 2293-2313. DOI: 10.1175/JHM-D-13-0196.1

van Vuuren D. P., Edmonds J., Kainuma, M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J-F., Masui T., Meinshausen M., Nakicenovic N., Smith S. J., Rose S. K. (2011): The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, **109**, 5–31.

Yin L., Fu R., Shevliakova E., Dickinson R. E. (2013): How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America?, *Clim. Dyn.*, **41**, 3127–3143

Anexo del Capítulo 5:

Figuras de los modelos individuales

A5.1. Precipitación media de modelos individuales

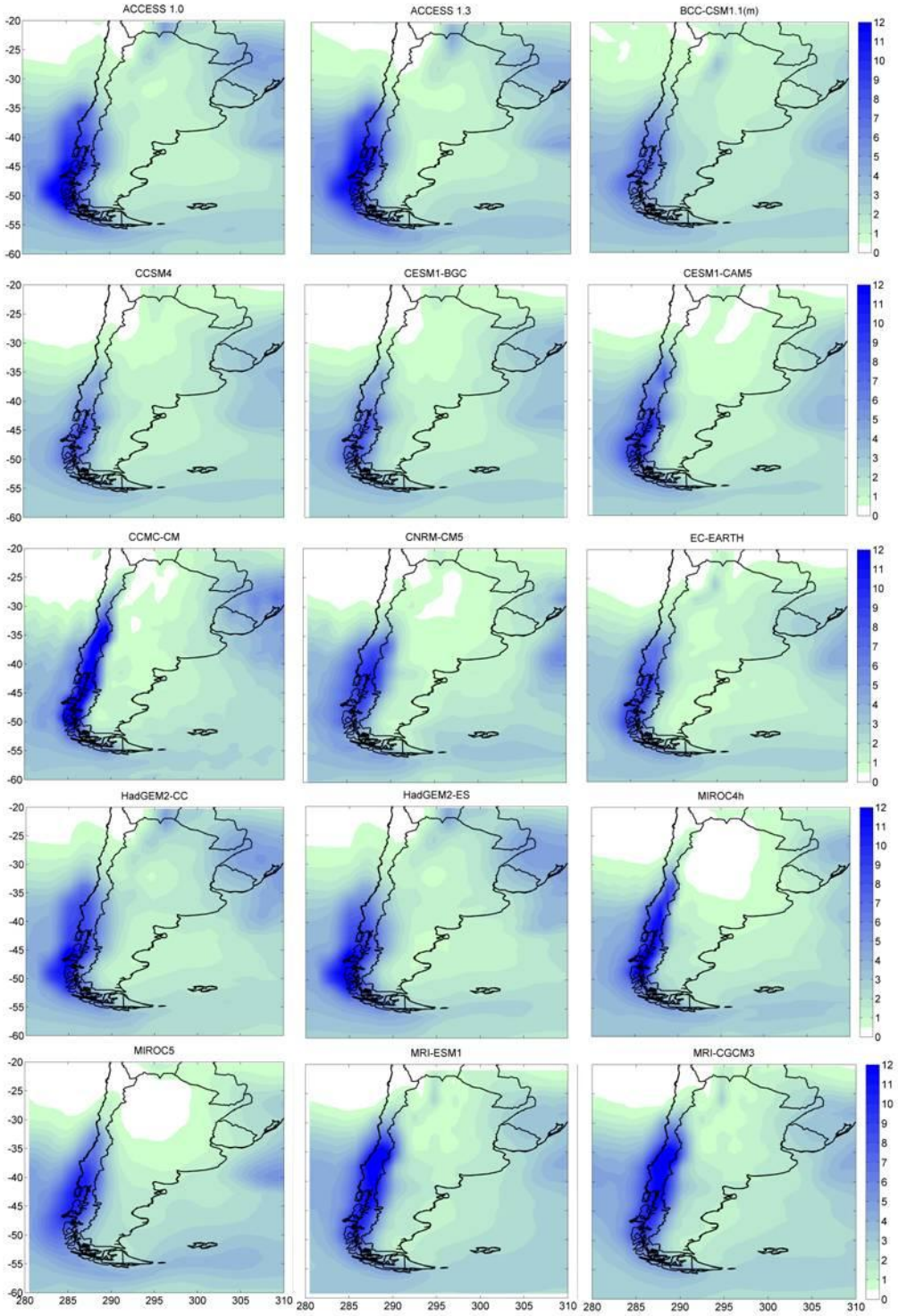


Figura A5.1. Precipitación media (mm/día) de invierno (Junio-Septiembre) en el período 1980-2005 de los distintos modelos utilizados

A5.2. Biases de precipitación de modelos individuales

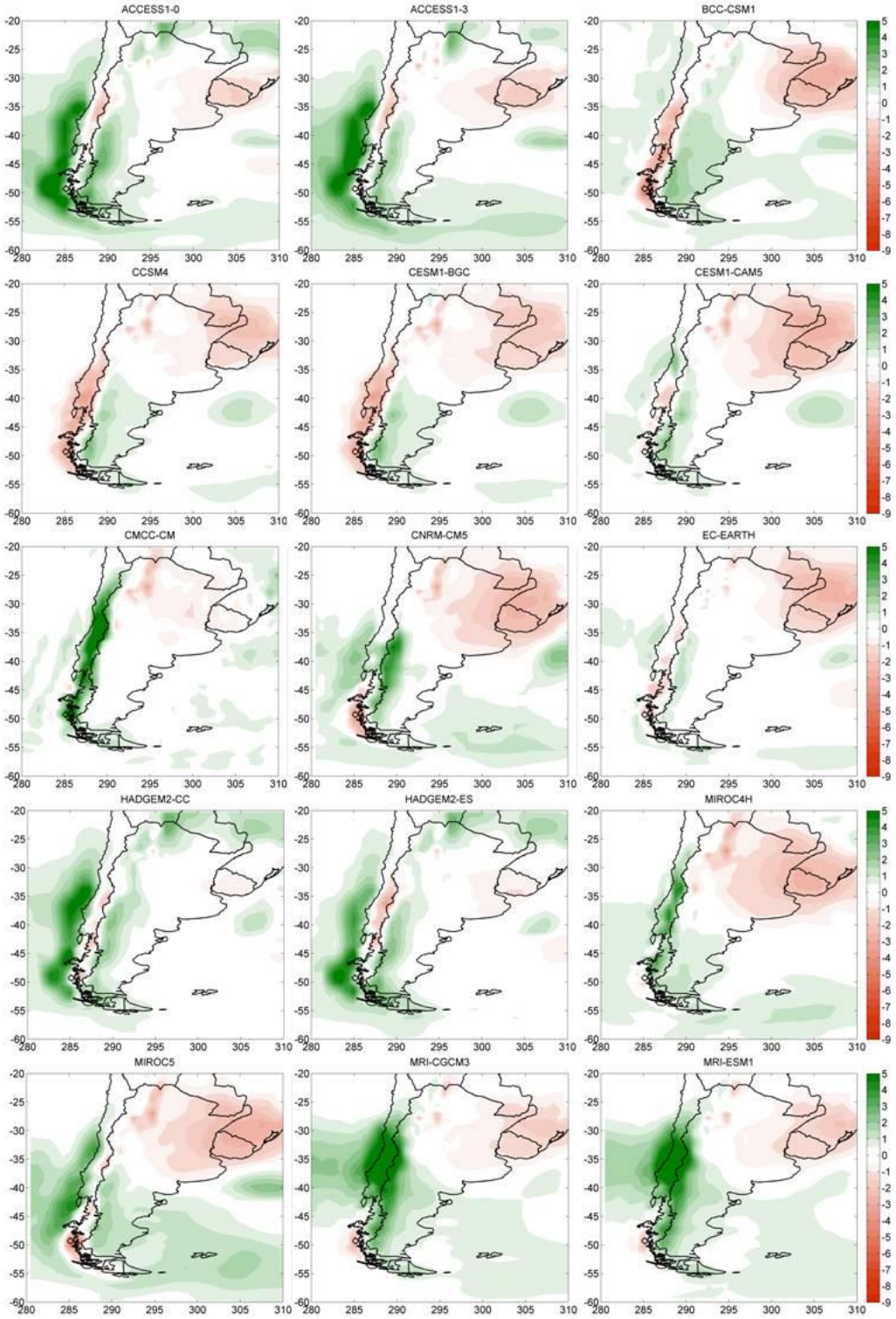


Figura A5.2. Bias de precipitación (mm/día) de invierno (Junio-Septiembre) entre ERA-Interim y cada uno de los modelos de CMIP5 en el período 1980-2005.

A5.3. Correlaciones de precipitación de modelos individuales

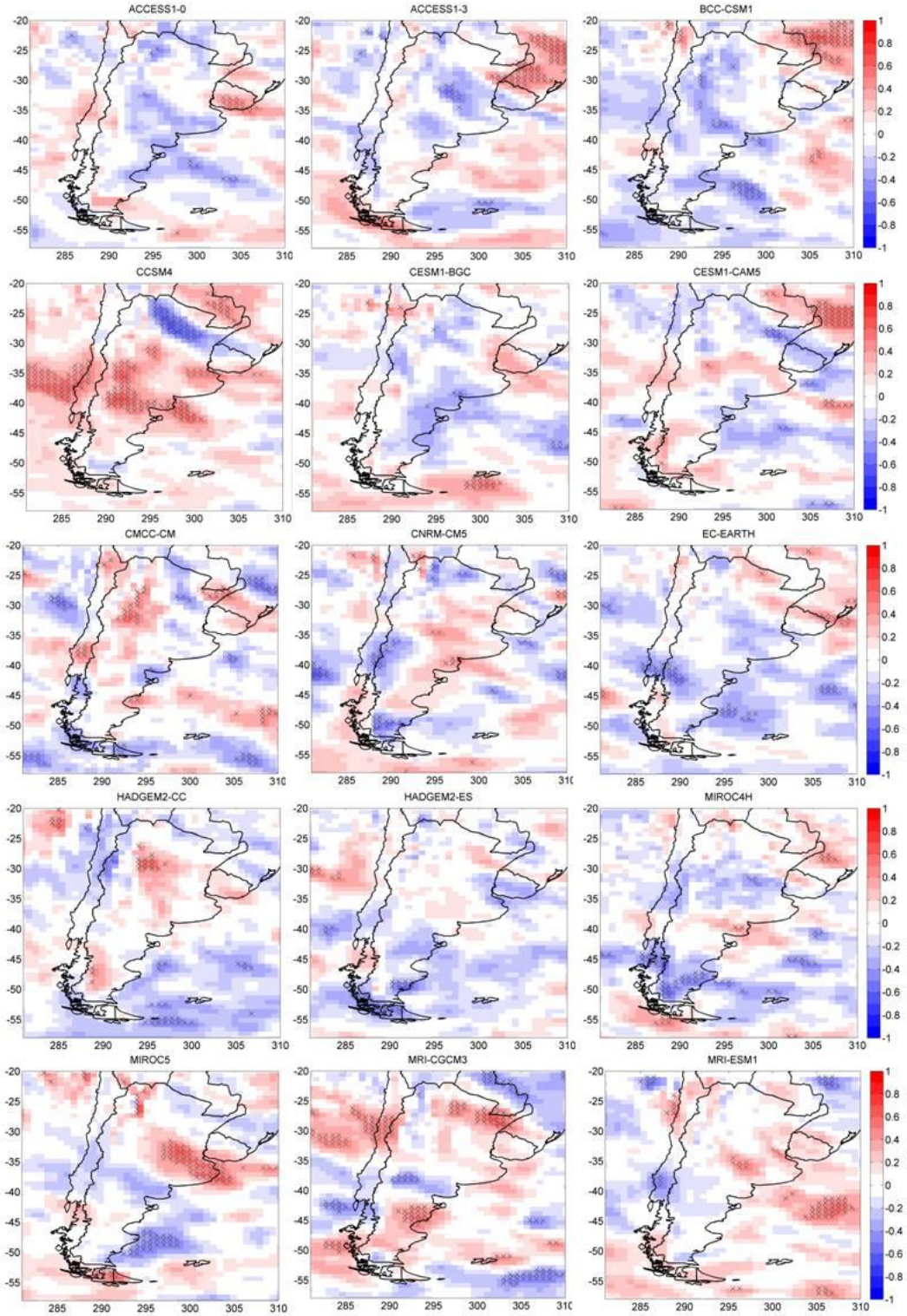


Figura A5.3. Correlación de la precipitación de invierno (Junio-Septiembre) entre ERA-Interim y cada uno de los modelos de CMIP5 en el período 1980-2005. Las cruces indican los puntos de retícula donde la correlación resultó significativa al 95%.

A5.4. Temperatura media de modelos individuales

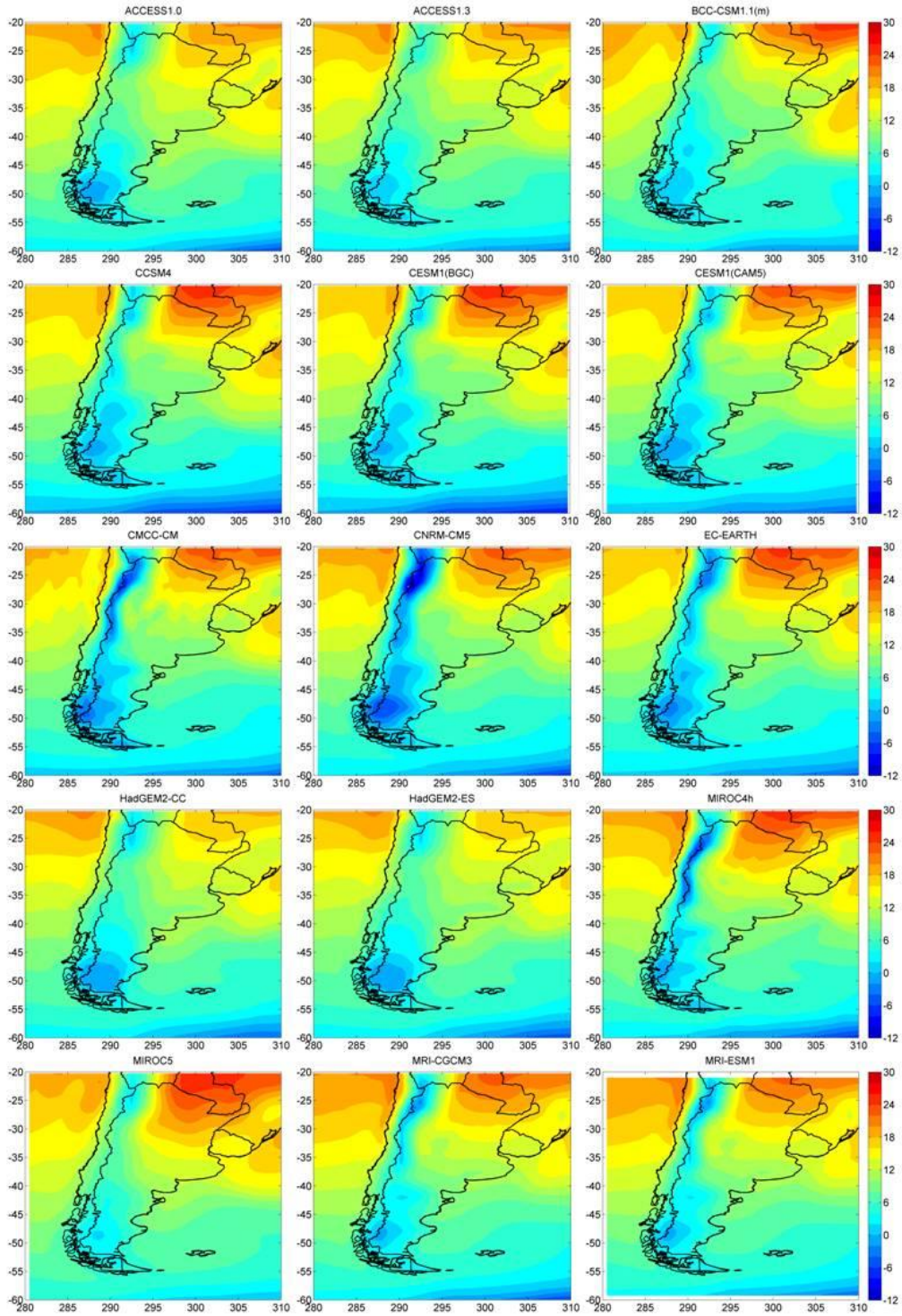


Figura A5.4. Temperatura media (ºC) de invierno (Junio-Septiembre) en el período 1980-2005 de los distintos modelos utilizados

A5.5. Biases de temperatura de modelos individuales

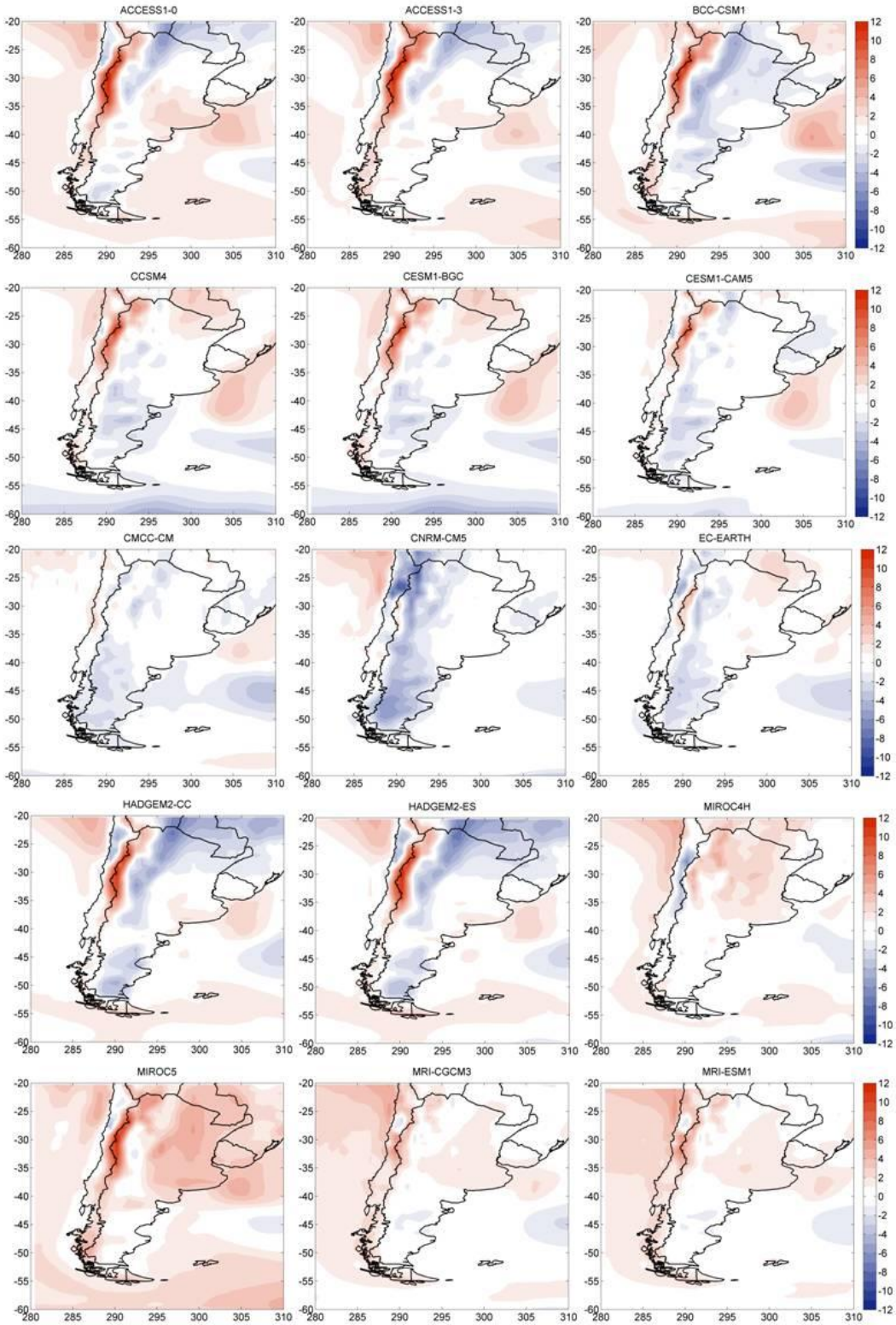


Figura A5.5. Bias de temperatura de invierno (Junio-Septiembre) entre ERA-Interim y cada uno de los modelos de CMIP5 en el período 1980-2005.

A5.6. Correlaciones de temperatura de modelos individuales

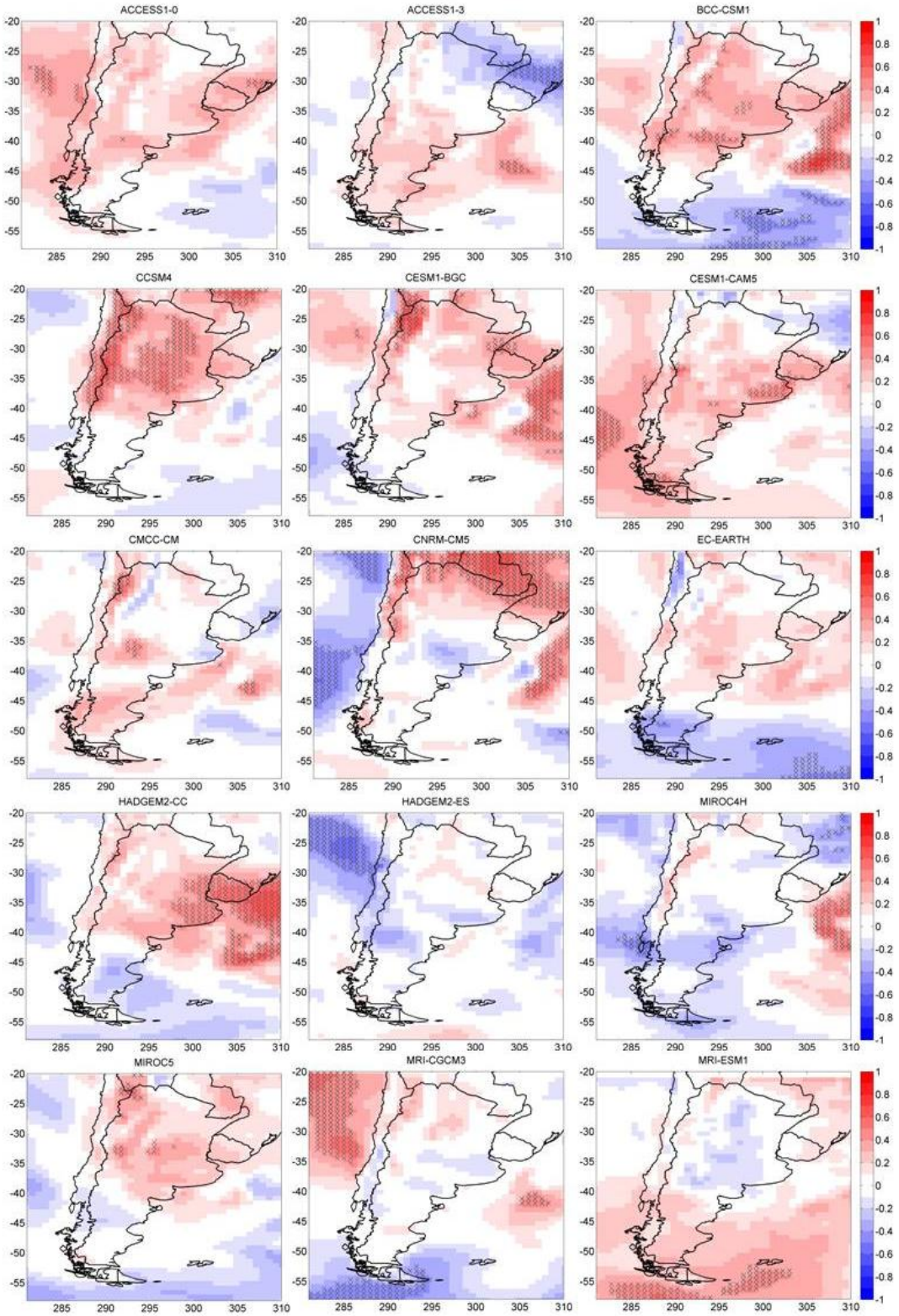


Figura A5.6. Correlación de la temperatura de invierno (Junio-Septiembre) entre ERA-Interim y cada uno de los modelos de CMIP5 en el período 1980-2005. Las cruces indican los puntos de retícula donde la correlación resultó significativa al 95%.

A5.7. Diferencias de precipitación a mediano y largo plazo con el RCP 4.5

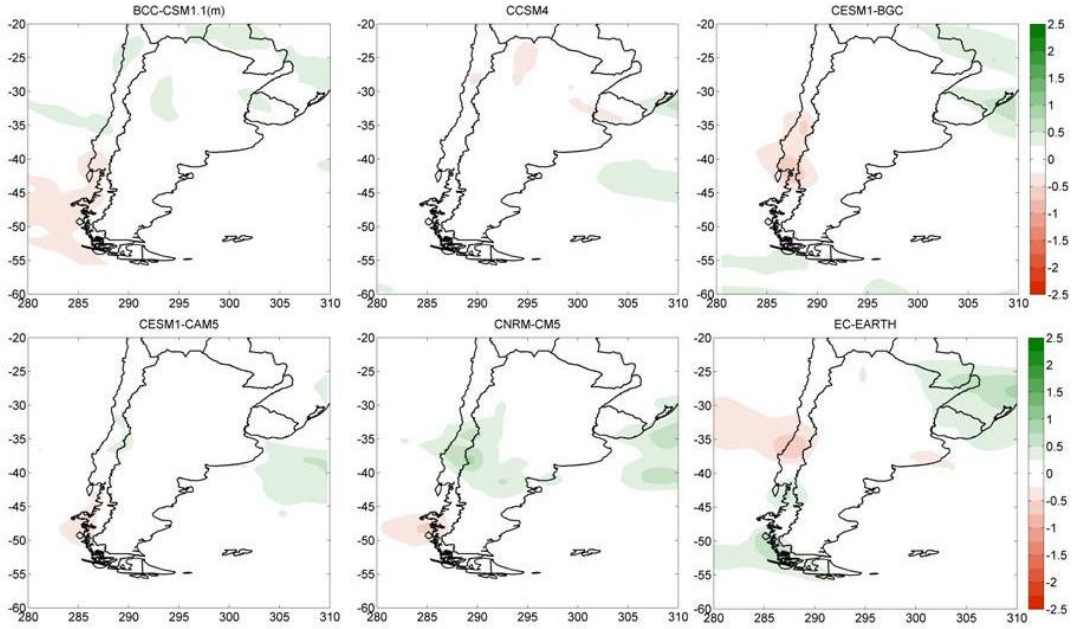


Figura A5.7. Diferencia en la precipitación media de invierno (mm/día) considerando el escenario RCP 4.5 en el período 2040-2065 y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos seleccionados.

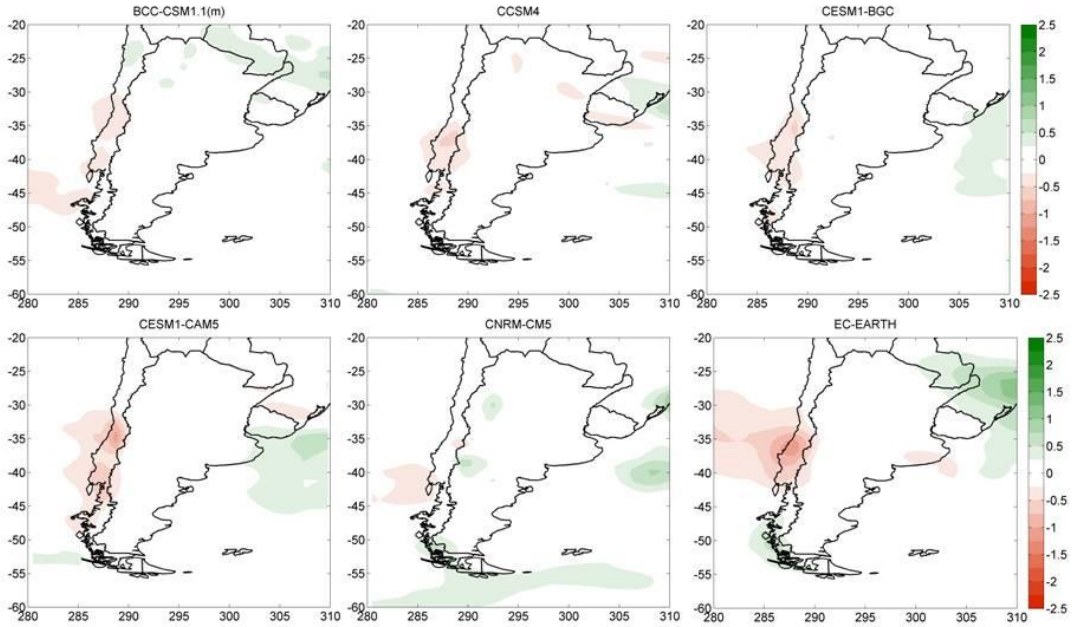


Figura A5.8. Diferencia en la precipitación media de invierno (mm/día) considerando el escenario RCP 4.5 en el período 2075-2100 y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos seleccionados.

A5.8. Diferencias de precipitación a mediano y largo plazo con el RCP 8.5

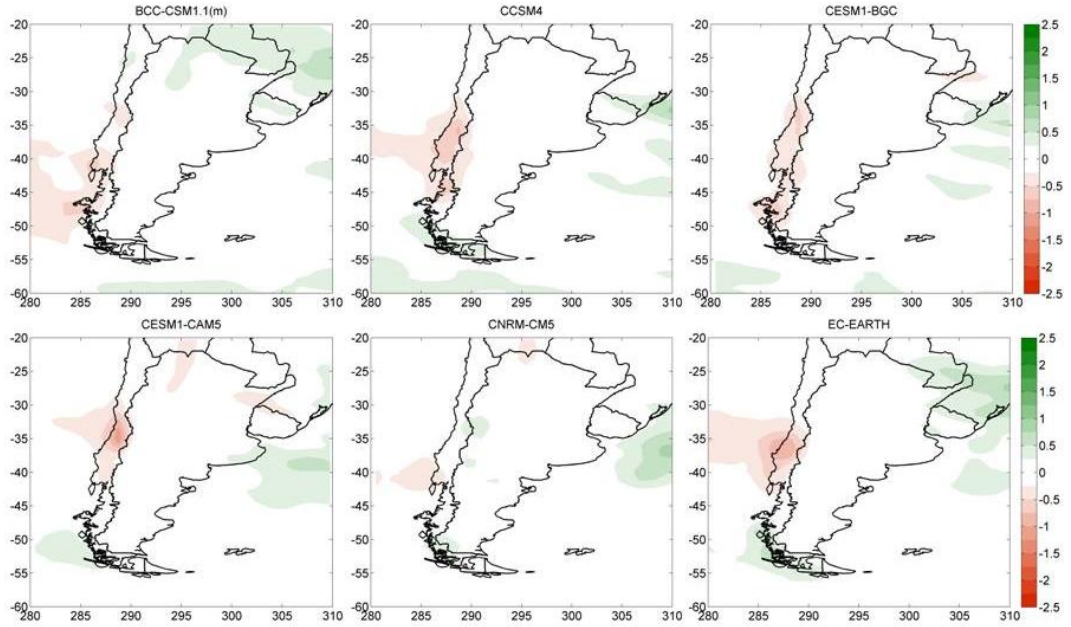


Figura A5.9. Diferencia en la precipitación media de invierno (mm/día) considerando el escenario RCP 8.5 en el período 2040-2065 y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos seleccionados.

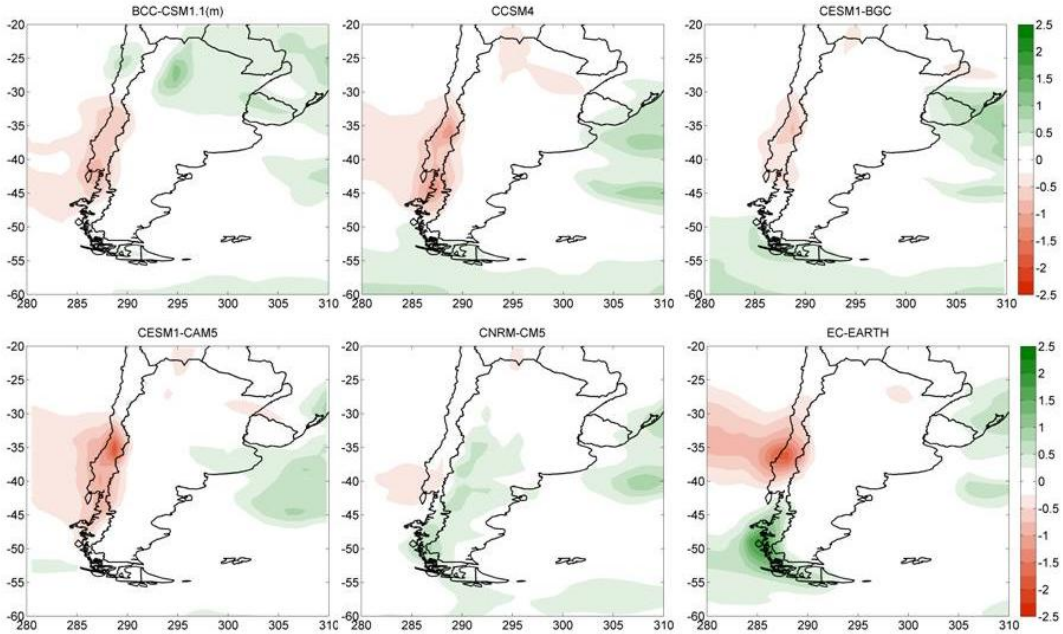


Figura A5.10. Diferencia en la precipitación media de invierno (mm/día) considerando el escenario RCP 4.5 en el período 2075-2100 y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos seleccionados.

A5.9. Diferencias de temperatura a mediano y largo plazo con el RCP 4.5

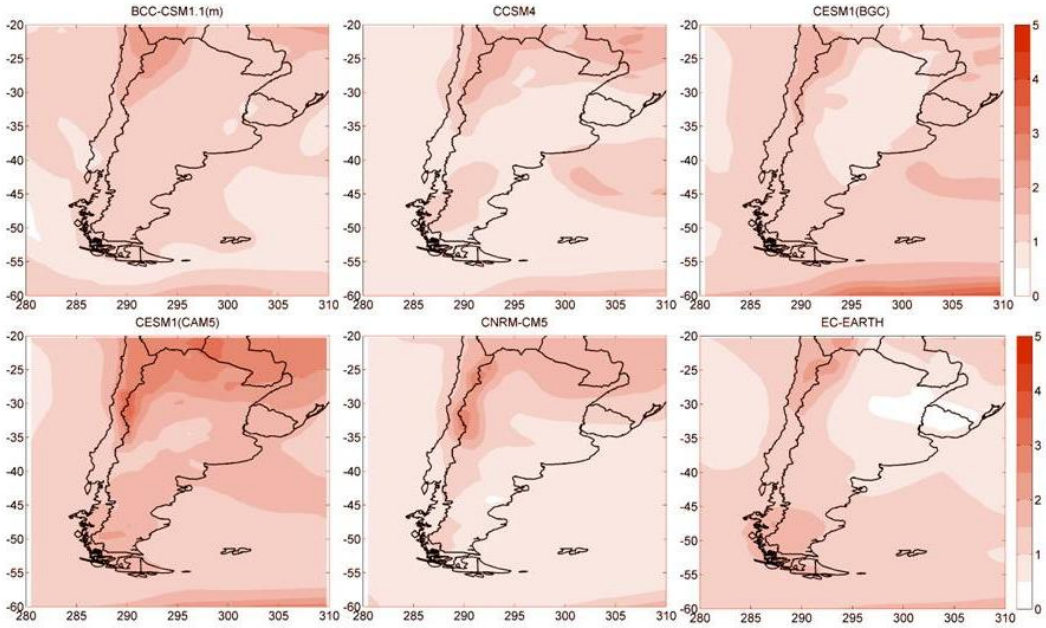


Figura A5.11. Diferencia en la temperatura media de invierno (°C) considerando el escenario RCP 4.5 en el período 2040-2065 y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos seleccionados.

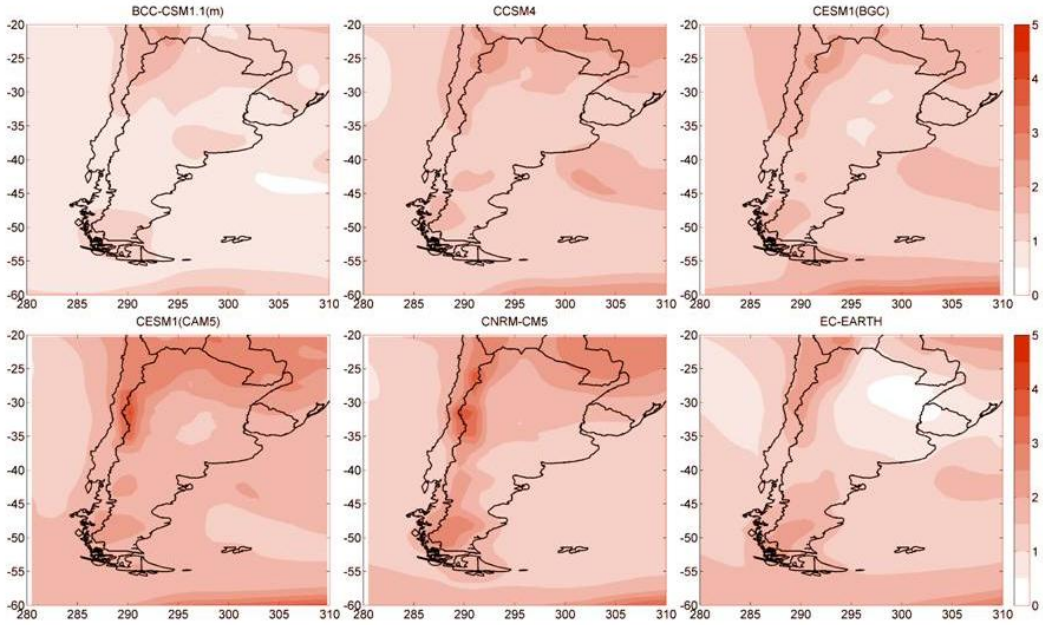


Figura A5.12. Diferencia en la temperatura media de invierno (°C) considerando el escenario RCP 4.5 en el período 2075-2100 y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos seleccionados.

A5.10. Diferencias de temperatura a mediano y largo plazo con el RCP 8.5

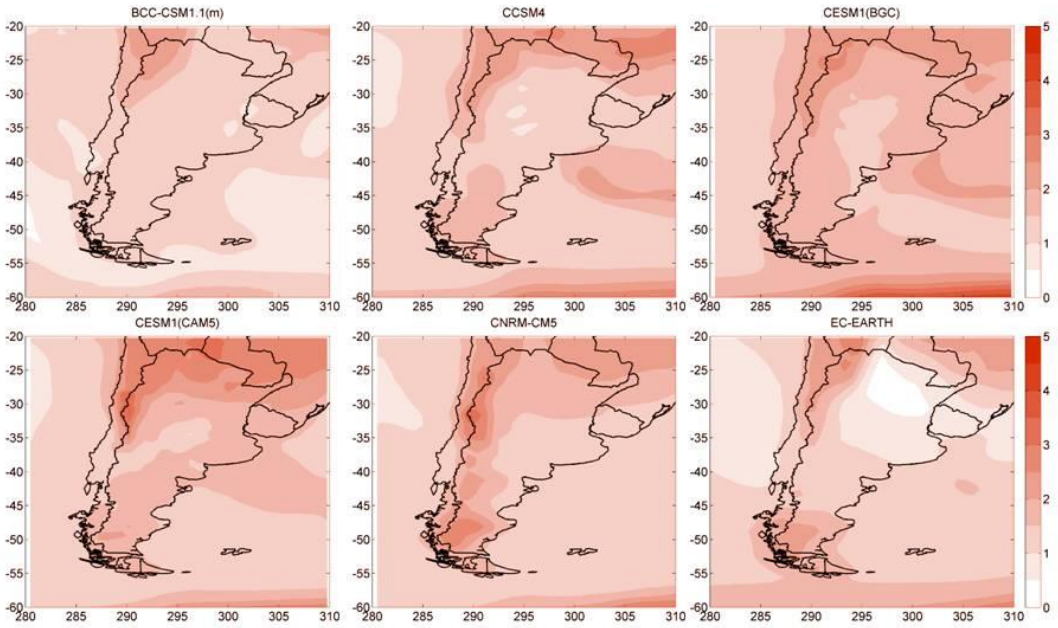


Figura A5.13. Diferencia en la temperatura media de invierno (°C) considerando el escenario RCP 8.5 en el período 2040-2065 y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos seleccionados.

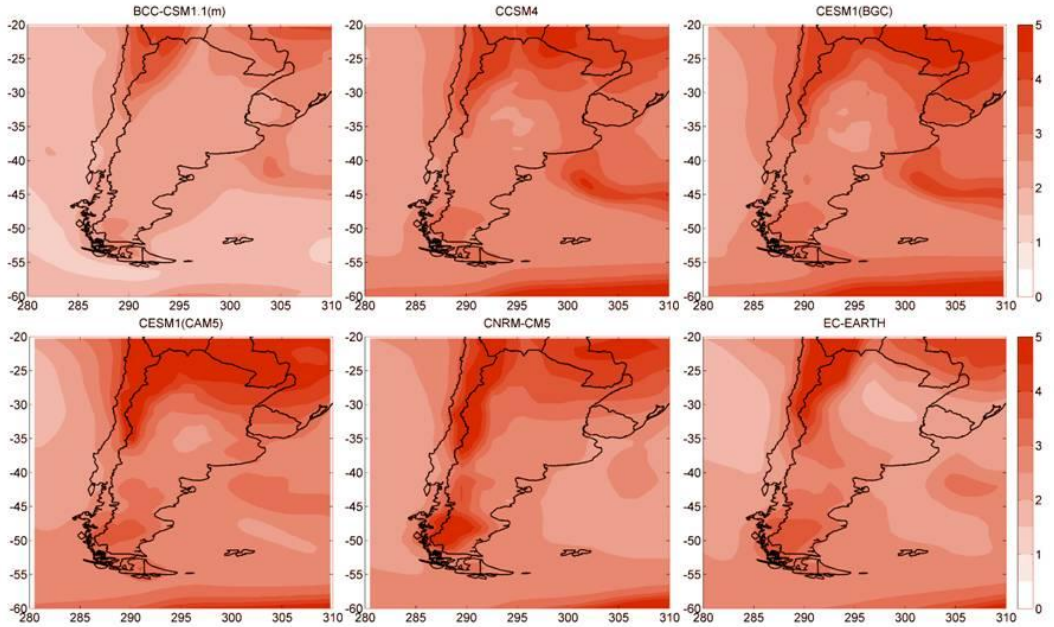


Figura A5.14. Diferencia en la temperatura media de invierno (°C) considerando el escenario RCP 8.5 en el período 2075-2100 y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos seleccionados.

Capítulo 6

Evaluación de la habilidad de un conjunto de modelos CMIP5 en representar índices de extremos en la región de los Andes Centrales del Sur y sus proyecciones a mediano y largo plazo

6.1. Introducción

Los eventos climáticos extremos y sus posibles cambios tienen particular relevancia tanto para la sociedad como para los ecosistemas debido a sus potenciales impactos severos como lo señaló el IPCC en el *Special Report on Extremes* (SREX) [*IPCC*, 2012]. Las variaciones de la extensión de los glaciares de montaña pueden estar moduladas no sólo por los valores medios de precipitación y temperatura mensual, sino también por los fenómenos extremos. El *Expert Team on Climate Change Detection and Indices* (ETCCDI) definió 27 índices de extremos con el objetivo de facilitar el estudio y comparación de eventos extremos de temperatura y precipitación [*Karl y Easterling*, 1999; *Klein Tank et al.*, 2009].

Los índices del ETCCDI fueron ampliamente utilizados para analizar los cambios globales en los extremos a partir de registros observacionales [e.g., *Frich et al.*, 2002; *Kiktev et al.*, 2003; *Alexander et al.*, 2006] y para explorar cambios futuros proyectados [e.g.,*Tebaldi et al.*, 2006; *Sillmann y Roeckner*, 2008; *Orlowsky y Seneviratne*, 2012; *Silmann et al.*, 2013b]. En Sudamérica, *Vincent et al.* [2005] estudiaron las tendencias de los índices de los extremos de temperatura a partir de datos observacionales. Encontraron que los índices de temperatura mínima mostraron la mayor variación en el período 1960-2000, con un aumento en el porcentaje de noches cálidas y una disminución en el porcentaje de noches frías en muchas de las estaciones utilizadas. *Haylock et al.* [2006] realizaron un análisis de los índices de extremos de precipitación en la misma región y durante el mismo período. Ambos trabajos analizaron dos estaciones en la región de los Andes Centrales del Sur: la estación Mendoza en Argentina y la estación Santiago en Chile. Se encontró un aumento en los índices: Precipitación total en días lluviosos (PRCPTOT), días con precipitación intensa (R10mm), días muy lluviosos (R95p), máxima precipitación en un día (RX1day) y en cinco días (RX5day) en ambas estaciones en

1960-2000. Para temperatura, *Vincent et al.* [2005] encontraron comportamientos opuestos entre Santiago y Mendoza en los índices TXx (día más cálido) y TNn (noche más fría). Para TXx se encontró un aumento en Santiago y una disminución en Mendoza, mientras que en TNn se halló el comportamiento opuesto.

Un estudio más reciente evaluó los índices del ETCCDI de precipitación y temperatura para todo Sudamérica y regionalmente, dividida en cuatro regiones [*Skanski et al.*, 2013]. Sobre el área completa de Sudamérica encontraron un calentamiento y un aumento de la precipitación en la segunda mitad del siglo XX. Definieron la región del oeste de Sudamérica (WSA, por sus siglas en inglés), que incluye a la región de los Andes Centrales del Sur, a la franja continental que va desde la costa del océano Pacífico hasta la cordillera de los Andes, desde los 0º de latitud hasta la punta más austral del continente (ver Figura 1 de *Skanski et al.* [2013]). En WSA encontraron un aumento significativo (al nivel 0.01 de significancia) en los índices de temperatura mínima (TNx y TNn) en el período 1950-2010. En la provincia de Mendoza encontraron un aumento del índice PRCPTOT en el mismo período.

Utilizando salidas de modelos climáticos globales, el trabajo de *Silmann et al.* [2013] analizó la habilidad de algunos modelos del CMIP3 y CMIP5 en representar todos los índices de extremos a nivel global comparados con distintos reanálisis y con observaciones en punto de retícula. Encontraron que los modelos son capaces de simular adecuadamente los índices de extremos y sus patrones de tendencias. Además señalaron una mejora en la representación de los índices de los MCGs de CMIP5 con respecto a CMIP3. En Sudamérica, *Rusticucci et al.* [2010] y *Marengo et al.* [2010] estudiaron algunos extremos de precipitación y temperatura utilizando los MCGs del CMIP3. Sin embargo, al momento de escribir la presente tesis no se han encontrado estudios sobre la representación de extremos simulados por los MCGs de CMIP5 a escala regional sobre los Andes o, incluso, sobre Sudamérica.

El objetivo del presente capítulo es estudiar la evolución de los índices de extremos de precipitación y temperatura, que podrían afectar la evolución de los glaciares de montaña de los Andes Centrales de Sur. Además se desea determinar la habilidad de un conjunto de modelos climáticos globales del programa CMIP5 en capturar la distribución espacial y la evolución temporal en la región de los índices comparados con los renálisis de ERA-Interim

para un período reciente. Por último se propone explorar las proyecciones a mediano y largo plazo de los índices.

6.2. Datos y Metodología

Para llevar a cabo el presente estudio, se obtuvieron los índices de extremos calculados por el ETCCDI sobre los MCGs de CMIP5 [*Silmann et al.*, 2013]. Para el cálculo de los índices, se utilizaron las variables temperatura cercana a superficie máxima y mínima diaria (abreviadas como TX y TN por CMIP5) y la precipitación diaria acumulada (PR). Se consideró la corrida *historical* en el período 1850-2005. De cada modelo, se utilizó una única simulación, en general, la primera (r1i1p1). Los índices calculados fueron obtenidos de manera libre y gratuita a través del sitio web del Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (http://www.cccma.ec.gc.ca/data/climdex/climdex.shtml).

Para contrastar los índices calculados de los modelos, se obtuvieron, desde el mismo sitio web, los índices calculados para el reanálisis ERA-Iterim. Lamentablemente no se encontraban calculados sobre la versión de alta resolución de ERA-Interim (0.75°x0.75°) sino sobre una versión cuya resolución es de 1.5°x1.5°. Por lo tanto, se utilizó esta resolución para todos los modelos. Por otro lado, dado que los eventos extremos tienen mayor impacto sobre tierra que sobre los océanos, se utilizó una máscara para presentar sólo los índices sobre tierra. Se seleccionaron los modelos utilizados en el capítulo 3 pero cuatro de ellos no se encontraban disponibles: ACCESS 1.3, CESMI-BCG, CESMI-CAM5 y MRI-ESM1.

6.2.1. Índices de extremos

Para la temperatura, se seleccionaron los extremos cálidos y fríos de la temperatura máxima y mínima (TXx, TXn, TNx, TNn), y la cantidad de días con temperatura mínima por debajo de los 0°C (FD). En cuanto a la precipitación, se consideraron la máxima precipitación en un día y en cinco días (RX1day y RX5day), la cantidad de días con precipitación intensa (R10mm), los días muy húmedos (R95p) y la precipitación total en días húmedos (PRCPTOT). La Tabla 6.1 muestra la definición de los índices seleccionados.

Tabla 6.1. Lista de índices de extremos recomendados por ETCCDI utilizados para este estudio

Etiqueta	Nombre	Unidades	Definición	Frecuencia
TXx	Max TX	ºC	Sea TXx la temperatura máxima diaria en el mes k, período j. El máximo de temperatura máxima diaria de cada mes es: $TXx_{kj} = \max(TXx_{kj})$	mensual
TXn	Min TX	ºC	Sea TXn la temperatura máxima diaria en el mes k, período j. El mínimo de temperatura máxima diaria de cada mes es: $TXx_{kj} = \min(TXx_{kj})$	mensual
TNx	Max TN	ºC	Sea TNx la temperatura mínima diaria en el mes k, período j. El máximo de temperatura mínima diaria de cada mes es: $TXx_{kj} = \max(TXx_{kj})$	mensual
TNn	Min TN	ºC	Sea TNn la temperatura mínima diaria en el mes k, período j. El mínimo de temperatura mínima diaria de cada mes es: $TXx_{kj} = \min(TXx_{kj})$	mensual
FD	Días con helada	días	Sea TN la temperatura mínima diaria en el día i en el período j. Contar el número de días donde $TN_{ij} < 0$ºC	anual
RX1day	Precipitación máxima en 1 día	mm	Sea PR_{ij} cantidad de precipitación diaria en el día i en el período j. El valor máximo en un día para el período j es: $RX1day_j = \max(PR_{ij})$	mensual
RX5day	Precipitación máxima en 5 días	mm	Sea PR_{kj} cantidad de precipitación diaria en el intervalo de 5 días terminado en k, período j. Entonces el valor máximo en 5 días para el período j es: $RX5day_j = \max(PR_{kj})$	mensual
R10mm	Días con precipitación intensa	días	Sea PR_{ij} la cantidad de precipitación en el día i en el período j. Contar el número de días donde $PR_{ij} > 10$ mm	anual
R95p	Días muy lluviosos	mm	Sea PR_{wj} la cantidad de precipitación en un día un día lluvioso w (PR >= 1 mm) en el período j y sea $PR_{wn}95$ el percentil 95 en el período 1961–1990. Si W representa el número de días lluviosos en el período, entonces: $R95p_j = \sum_{w=1}^{W} PR_{wj}$, donde $PR_{wj} > PR_{wn}95$	anual
PRCPTOT	Precipitación total en días lluviosos	mm	Sea PR_{ij} la cantidad de precipitación en el día i en el período j. Si I representa el número de días en j, entonces: $PRCPTOT_j = \sum_{n=1}^{I} Pr_{ij}$	anual

6.2.2. Métrica para evaluar la habilidad relativa de los distintos modelos

En primer lugar se analizaron las distribuciones espaciales de los distintos índices comparándolas con las distribuciones de ERA-Interim. Para los índices con frecuencia mensual (ver Tabla 6.1) se calcularon las medias de invierno (junio – septiembre) de cada índice. Para el resto de los índices, se utilizaron los valores anuales. Todos fueron promediados en el período 1980-2005. Se muestran las distribuciones espaciales del ensamble de 11 modelos y en el Anexo del Capítulo 6 se pueden ver las distribuciones de cada modelo individual. Luego se analizaron las series temporales de los distintos índices (de invierno o anuales). Para ello se realizaron promedios espaciales en la región de los Andes Centrales del Sur (30º-37ºS, 72º-69ºW).

Por último, se computó el error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés) de acuerdo con la Ecuación 5.2 (Capítulo 5). Se utilizaron los RMSEs de todos los modelos para calcular el error relativo de cada modelo, RMSE' [*Silmann et al.*, 2013a], definido como:

$$RMSE' = \frac{RMSE - RMSE_{mediana}}{RMSE_{mediana}} \tag{6.1}$$

donde $RMSE_{mediana}$, es la mediana de los RMSE de todos los modelos [*Glecker et al.*, 2008]. El RMSE' muestra la performance de cada modelo relativa al resto de los modelos. Se realizó este cálculo para la región de Sudamérica subtropical (al sur de 20ºS) y para la región de los Andes Centrales del Sur. Valores negativos (positivos) de RMSE' indican que ese modelo tiene mejor (peor) habilidad que la mayoría de los modelos [*Silmann* et al., 2013]. Los RMSE' de todos los modelos y para todos los índices se resumen en una tabla similar a los diagramas "*portrait*" de *Glecker et al.* [2008].

6.2.3. Evaluación de proyecciones

Por último, se estudiaron las proyecciones de los distintos índices utilizando los mismos RCPs y los mismos horizontes que en el Capítulo 5 (RCP4.5 y RCP 8.5 para 2040-2065 y 2075-2100). Para ello se consideraron aquellos modelos que demostraron una mejor habilidad que el resto en representar tanto la distribuciones espaciales como las series temporales en la caja de los Andes Centrales del Sur de los distintos índices.

Una vez seleccionados los modelos más adecuados para la región de estudio, se calcularon las diferencias entre las distribuciones espaciales proyectadas con los distintos escenarios a distintos plazos (2040-65 y 2075-2100) y aquellas producidas con la corrida histórica (1980-2005). Finalmente se graficaron las series temporales de los índices en la caja de los Andes Centrales del Sur, para cada modelo en el período 2006-20100.

6.3. Resultados

6.3.1. Representación de las distribuciones espaciales de los índices

6.3.1.1. Índices de temperatura

En primer lugar se evaluó la representación espacial de los extremos de temperatura en la región del sur de Sudamérica en el período 1980-2005. La Figura 6.1 muestra la distribución espacial de los máximos y mínimos de la temperatura máxima (TXx y TXn) de invierno (junio-septiembre) del ensamble y de ERA-Interim. Para TXx se ve una lengua de valores máximos sobre la provincia de Formosa y Paraguay. Hacia el oeste, el índice disminuye y alcanza un mínimo relativo sobre el límite norte entre Argentina y Chile. Este mínimo es sobreestimado por el ensamble. Hacia el este de Paraguay, el índice también disminuye. El mínimo absoluto se ubica en el sur de Chile, y el ensamble concuerda con ERA-Interim en posición y magnitud del mismo. En líneas generales, se puede ver que hay una gran concordancia entre el ensamble y el reanálisis. En el Anexo 6.1 se puede ver las distribuciones espaciales de los distintos índices de extremos de cada uno de los modelos considerados. Los modelos ACCESS 1.0, HadGEM2-CC y HadGEM2-ES subestiman el máximo absoluto y, en los modelos, MIROC4h y MIROC5 el máximo se extiende hasta los 30ºS. Los modelos BCC-CSM1.1(m), CCSM4 y MIROC5 sobreestiman el valor del mínimo absoluto del sur de Chile. Algunos modelos (ACCESS 1.0, HadGEM2-CC y HadGEM2-ES) no identifican los valores más bajos sobre la cordillera. Los modelos CCSM4, CMCC-CM, CNRM-CM5 y EC-EARTH muestran mayor acuerdo con el reanálisis que el resto de los modelos.

El mínimo de temperatura máxima presenta una distribución espacial similar con valores mínimos en el sur de Chile y sobre la cordillera. Se ve que ERA-Interim muestra valores más bajos que el ensamble sobre la cordillera entre los 25º y 30ºS. En líneas generales,

se ve que el ensamble de CMIP5 representa adecuadamente la distribución espacial del mínimo de temperatura máxima. Los modelos ACCESS 1.0, BCC-CSM1.1(m), HadGEM2-CC y HadGEM2-ES muestran las distribuciones más disímiles con el reanálisis (Figura A6.2). Los modelos MIROC4h y MIROC5 muestran el máximo más extendido sobre el norte de Argentina.

La Figura 6.2 muestra los extremos de temperatura mínima. Se puede ver que el máximo de TNx se ubica sobre Paraguay, mientras que el mínimo se encuentra sobre la cordillera en el norte de Chile y noroeste de Argentina. Un mínimo secundario se presenta sobre el sur de Chile y sudoeste de Argentina. Se observa que el ensamble de los modelos representa adecuadamente la distribución espacial de TNx aunque subestima el máximo sobre Paraguay y sobreestima el mínimo sobre la cordillera. En la Figura A6.3 se puede ver que el modelo CNRM-CM5 presenta valores más bajos del mínimo de la región. En general, los modelos subestiman el máximo sobre Paraguay.

El mínimo de temperatura mínima muestra un buen acuerdo entre ensamble y reanálisis. Sobre la cordillera se ve que el mínimo es posicionado más al norte por parte del promedio multi-modelo y en la región de los Andes Centrales del Sur, el ensamble sobreestima el índice TNn. El modelo CNRM-CM5 muestra nuevamente valores demasiado fríos sobre la cordillera. El modelo EC-EARTH muestra la distribución más coincidente con el reanálisis.

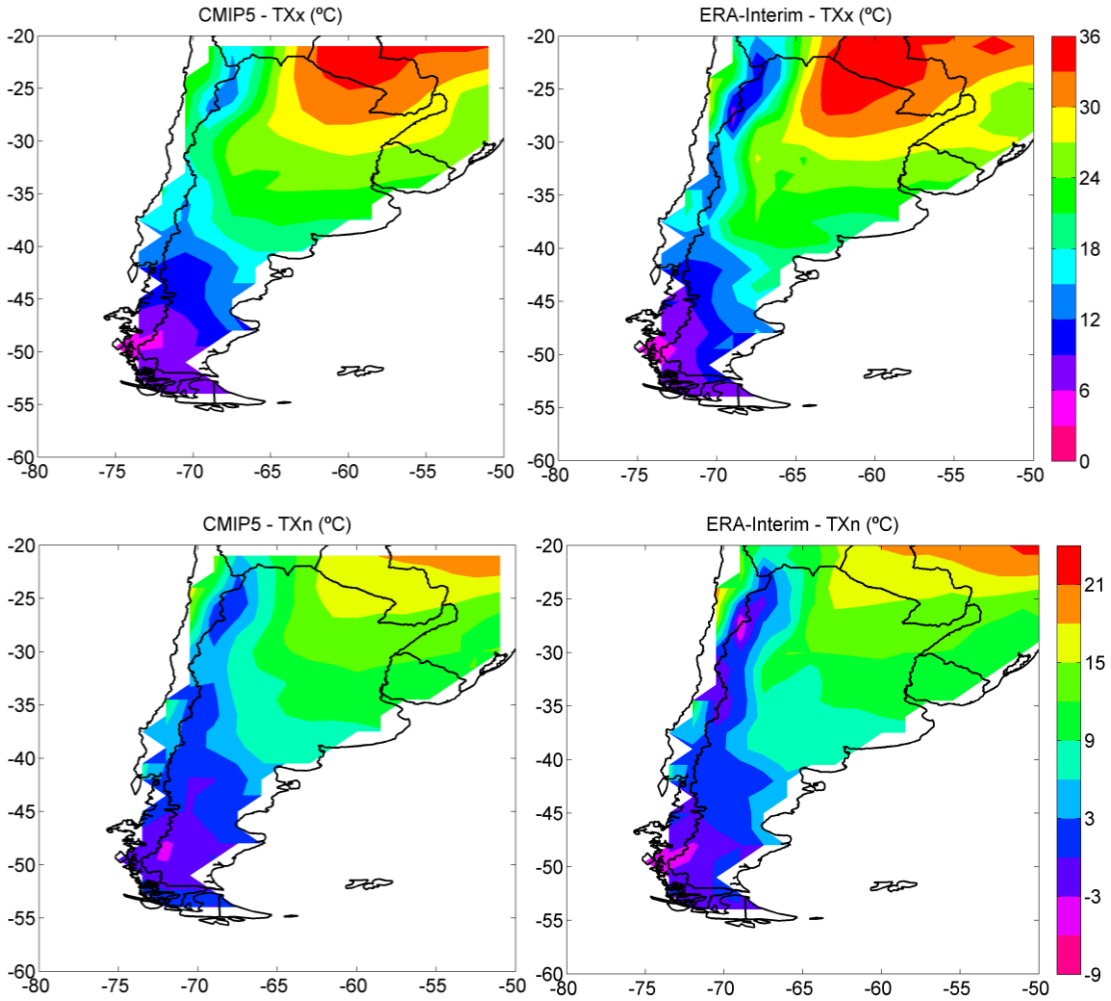


Figura 6.1. Distribución espacial de invierno (JJAS) del máximo de temperatura máxima (TXx) (panel superior) y del mínimo de temperatura máxima (TXn) (panel inferior) para el ensamble de CMIP5 (izquierda) y el reanálisis ERA-Interim (derecha). Intervalos cada 3ºC.

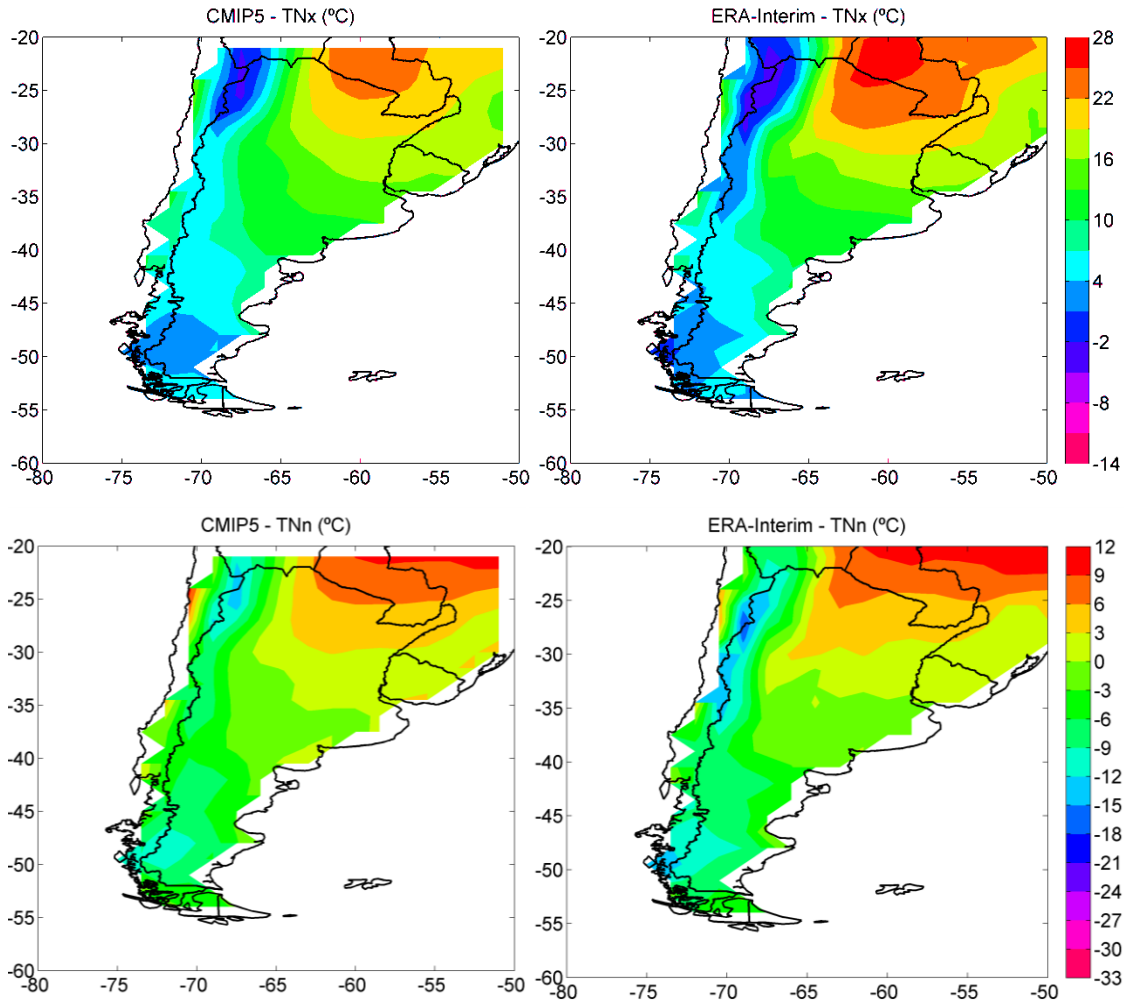


Figura 6.2. Ídem Figura 6.1 para los extremos de temperatura mínima (TNx y TNn).

Por último, se estudió el índice de cantidad de días con helada, que refleja la cantidad de días en el año con temperatura mínima por debajo de los 0ºC (Figura 6.3). Tanto el ensamble como el reanálisis coinciden en mostrar una gran área con FD casi nulo en el centro y norte de Argentina, Uruguay, Paraguay y sur de Brasil. Sobre la cordillera, al norte de Argentina y Chile, se presenta la mayor cantidad de días con heladas, aunque el reanálisis muestra más de 300 días mientras que el ensamble muestra un valor inferior. El segundo máximo en el sur de Chile también es subestimado por el ensamble. Las diferencias en los modelos individuales (Figura A6.5) se observan sobre la cordillera.

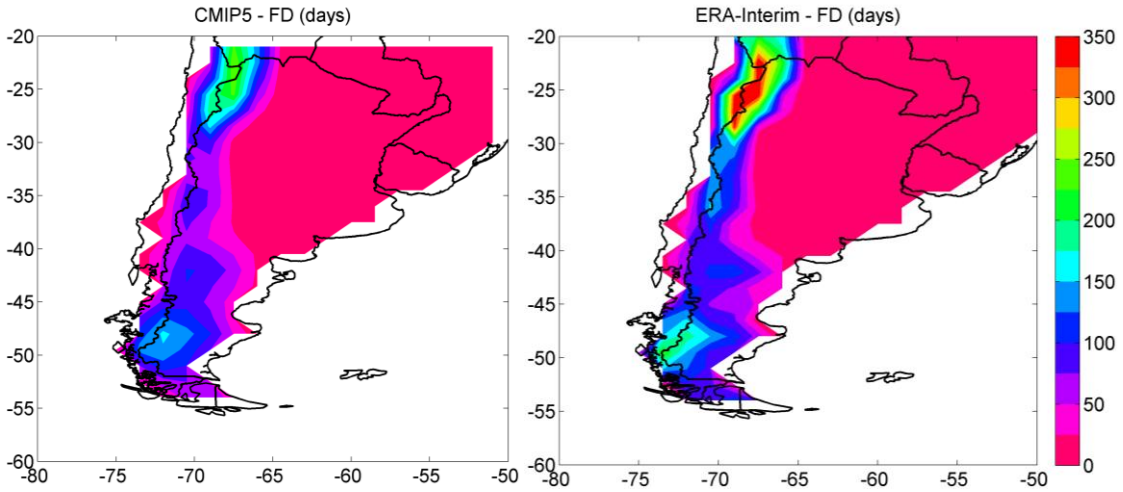


Figura 6.3. Distribución espacial del índice días con helada (FD) para el ensamble de CMIP5 (izquierda) y el reanálisis ERA-Interim (derecha). Intervalos cada 25 días.

6.3.1.2. Índices de precipitación

A continuación se muestran los resultados de los extremos de precipitación. En primer lugar se presentan los índices de invierno RX1day y RX5day, que corresponden a la precipitación máxima en uno y en cinco días, respectivamente. Estos índices son calculados en base mensual y aquí se presentan los promedios estacionales de invierno (junio-septiembre). Se puede ver que el ensamble subestima el índice en el sur de Brasil, donde se ubica el máximo (Figura 6.4). Además el gradiente este-oeste en el norte de la región se muestra más débil en el ensamble. En la Patagonia el promedio multi-modelo sobreestima a RX1day. En Chile y en la cordillera en general, el ensamble muestra una distribución similar. La distribución espacial del máximo de cinco días es similar a la de RX1day aunque en este caso el máximo se ubica en el sur de Chile. Notar que, naturalmente, la escala alcanza el doble de la escala de RX1day. Las diferencias en este índice entre el reanálisis y el ensamble son esencialmente las mismas que en el de RX1day. Al inspeccionar los modelos individuales se ve que la mayoría de los modelos captura la distribución espacial pero no la magnitud de los máximos y mínimos (Figuras A6.6 y A6.7).

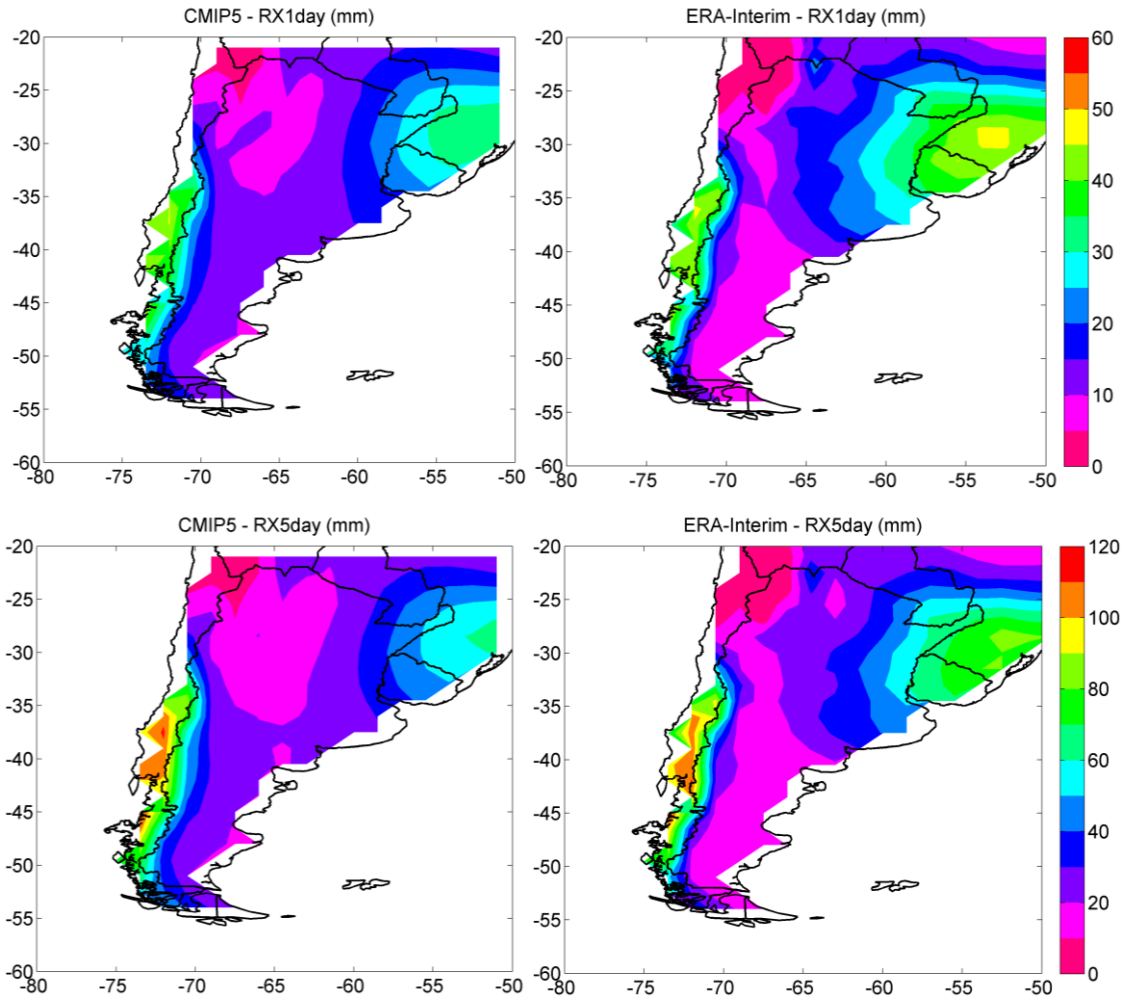


Figura 6.4. Distribución espacial de la precipitación máxima de invierno en un día (RX1day) (panel superior, con intervalos cada 5 mm) y de la precipitación máxima en cinco días (RX5day) (panel inferior, con intervalos cada 10 mm) para el ensamble de CMIP5 (izquierda) y el reanálisis ERA-Interim (derecha).

Los índices que se presentan a continuación son calculados en base anual. El índice días con precipitación intensa (R10mm) se calcula computando la cantidad de días en los cuales la precipitación superó los 10 mm. Se puede ver que casi no ocurren días con precipitación intensa en la Patagonia ni en el norte de Chile (Figura 6.5). La región con mayor cantidad de días con precipitación intensa se ubica en el sur de Chile. Luego, de acuerdo con el reanálisis, en el oeste (Cuyo) y noroeste de Argentina se dan tres máximos relativos. Por último, en el sur de Brasil también se observa un máximo relativo. En los modelos individuales se ve que la

mayoría identifica correctamente el máximo absoluto del sur de Chile, donde se da el máximo de precipitación anual de la región. Ninguno de los modelos muestra un máximo relativo en la región de Cuyo, como lo muestra ERA-Interim (Figura A6.8).

El índice de días muy lluviosos (R95p) se muestra en la Figura 6.6. Este índice también es calculado en base anual y da cuenta del total de precipitación de días con lluvia (mayor a 1 mm) que superaron el percentil 95, calculado en el período base 1961-1990. Se puede ver que la distribución espacial que muestra ERA-Interim de este índice, es similar a la del índice anterior. Se observan los mismos tres máximos sobre el sector oeste y noroeste de Argentina que no se presentan en el ensamble ni en los modelos individuales (Figura A6.9).

Por último se muestra la distribución espacial de la precipitación total en días húmedos (PRCPTOT) del ensamble y el reanálisis (Figura 6.7). La distribución de ERA-Interim mantiene el mismo patrón de máximos sobre el noroeste de Argentina. En el sur de Chile se observan similares distribuciones y misma magnitud. En la región de estudio, se observan diferencias debidas al máximo que muestra ERA-Interim. En los tres casos (R10mm, R95p y PRCPTOT) parecería que el reanálisis sobre estima la precipitación en esta zona, teniendo en cuenta la climatología estudiada en capítulos anteriores.

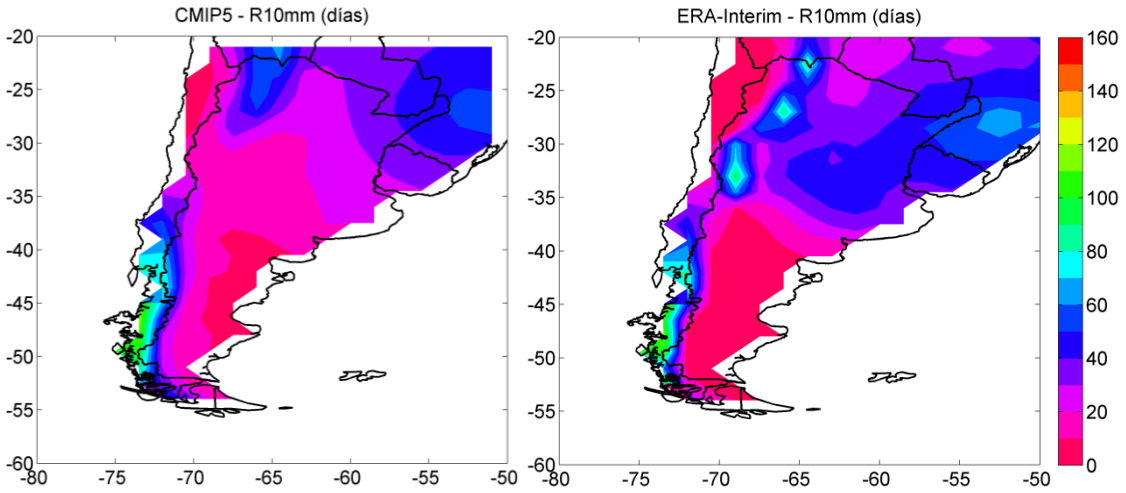


Figura 6.5. Distribución espacial de la cantidad de días con precipitación intensa (R10mm) para el ensamble de CMIP5 (izquierda) y el reanálisis ERA-Interim (derecha). Intervalos cada 10 días.

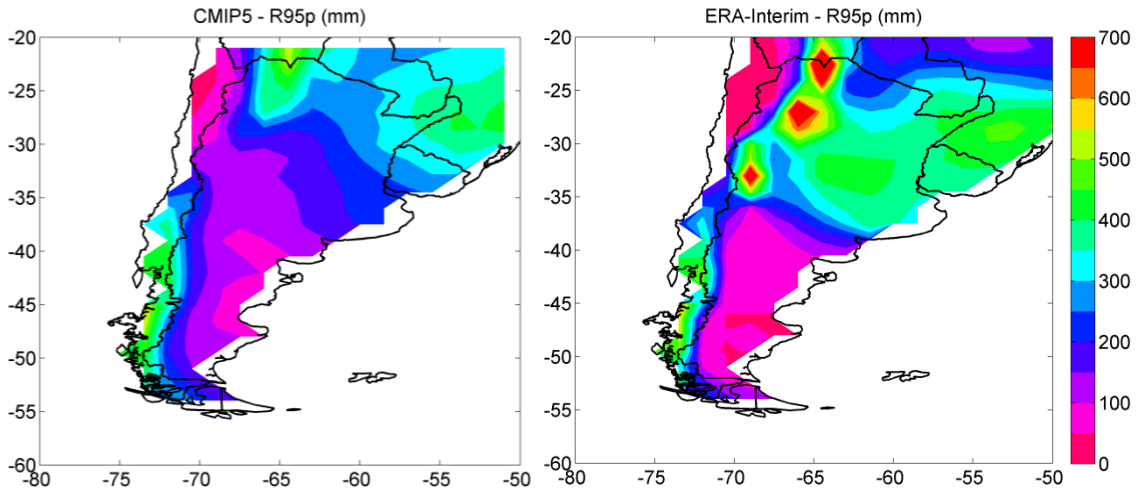


Figura 6.6. Ídem Figura 6.5 para el índice días muy lluviosos (R95p). Intervalos cada 50 mm.

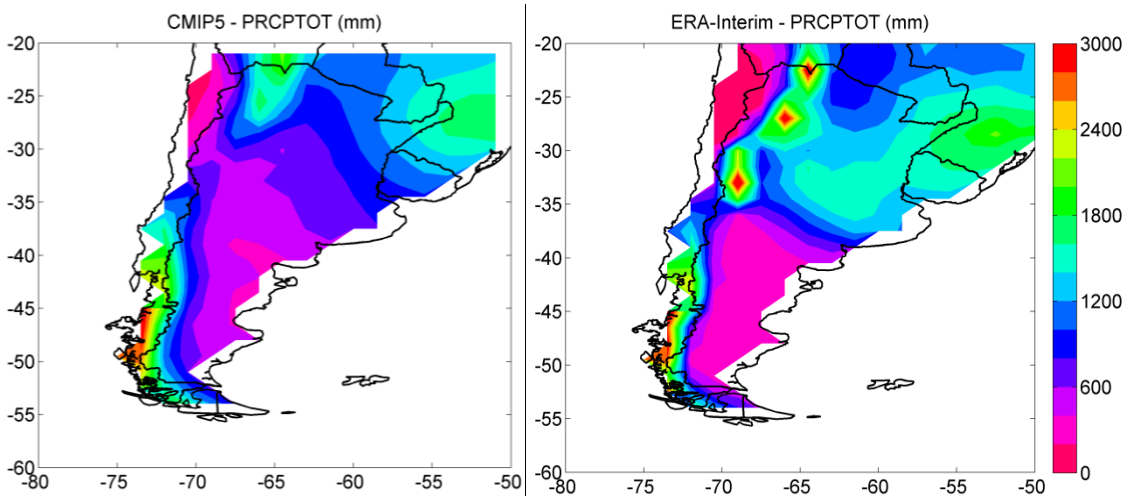


Figura 6.7. Ídem Figura 6.5 para el índice precipitación total en días lluviosos (PRCPTOT). Intervalos cada 200 mm.

6.3.2. Evolución temporal de los índices en la región de los Andes Centrales del Sur

A continuación se muestran las series temporales de los distintos índices promediados en la caja de los Andes Centrales del Sur (30º-37ºS, 72º-69ºW). La Figura 6.8 muestra las series temporales de los extremos de temperatura máxima en la caja de todos los modelos, el promedio de los 11 modelos y de ERA-Interim. Como se vio en el capítulo anterior, la

variabilidad interanual no es capturada por los modelos. Se puede ver que la dispersión de TXx es de alrededor de 2ºC y en general, los modelos sobreestiman este índice. Algunos de ellos presentan una subestimación sistemática durante todo el período (ACCESS 1.0, HadGEM2-ES, MIROC5). Para el mínimo de temperatura máxima, la dispersión es similar, sin embargo, un mayor número de modelos sobreestiman los valores de ERA-Interim (ACCESS 1.0, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, MIROC5, MRI-CGCM3).

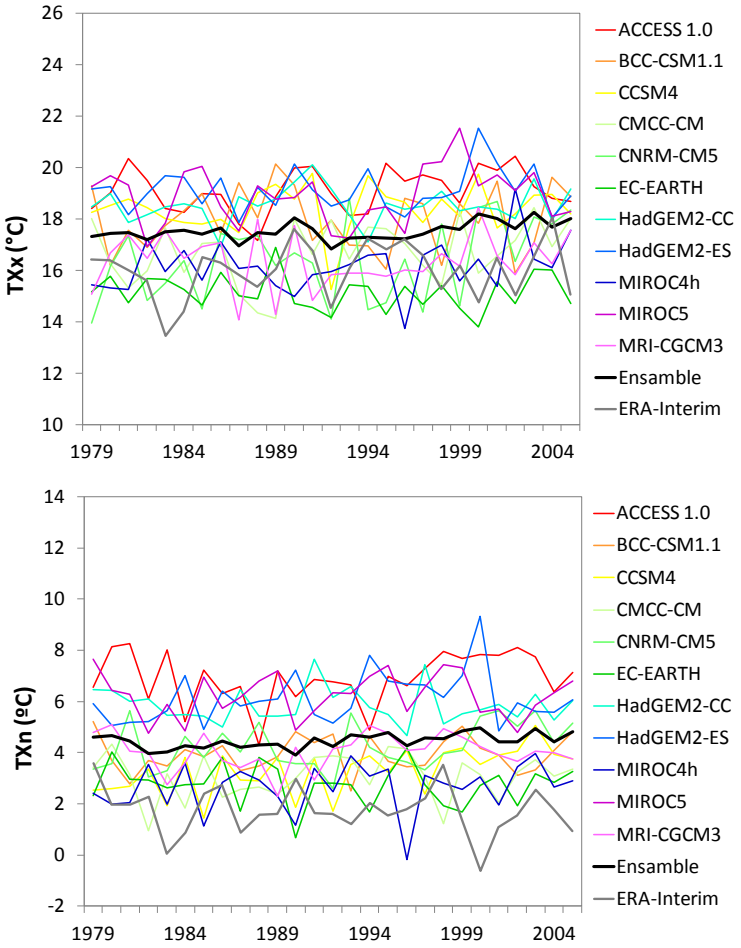


Figura 6.8. Serie temporal de los extremos de temperatura máxima de invierno (TXx panel superior y TXn panel inferior) de los 11 modelos, el ensamble y el reanálisis.

La Figura 6.9 muestra las series temporales de los extremos de temperatura mínima (TNx y TNn) en la caja de los Andes Centrales del Sur. Si se compara esta figura con la Figura 6.8 se observa que los extremos de temperatura mínima muestran una mayor dispersión, especialmente el índice TNn, que presenta la mayor dispersión entre modelos de los índices de temperatura. Para esta variable (TNn) también se observa que el error de los modelos es nuevamente hacia valores más altos. Para el caso de TNx, los modelos con valores más cercanos al reanálisis durante todo el período resultaron ser: CMCC-CM, CNRM-CM5, EC-EARTH y MIROC4h. Si se descartara al resto de los modelos para construir un ensamble alternativo, el mismo presentaría una curva más cercana al reanálisis, ya que el resto de los modelos sobreestiman el índice sistemáticamente. Se destacan los mismos modelos con mejor perfomance que para TNx, excepto el modelo MIROC4h.

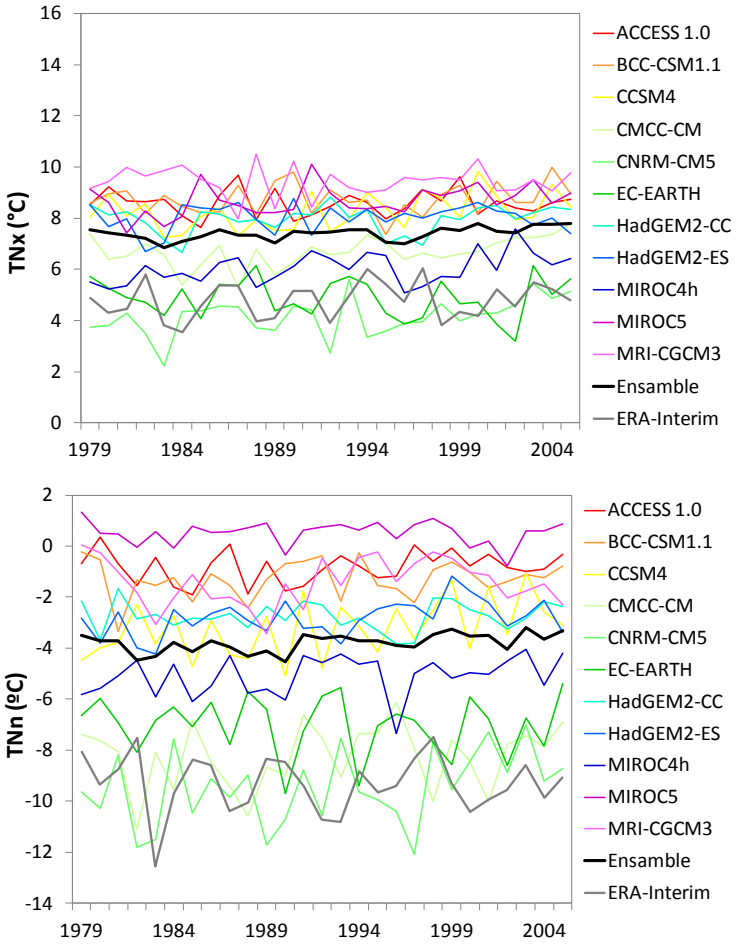


Figura 6.9. Ídem Figura 6.8 para extremos de temperatura mínima de invierno.

La Figura 6.10 muestra las series temporales de la cantidad de días con helada (FD) en la caja de los Andes Centrales del Sur. En este caso, se observa una tendencia hacia la subestimación de cantidad de días con helada, que es consistente con la sobreestimación de los índices de TN, ya que FD se construye a partir de contabilizar la cantidad de días con TN por debajo de 0ºC. Por lo tanto, se ve que las series de modelos más cercanas al reanálisis, son las de aquellos modelos señalados para los extremos de temperatura mínima mencionados más arriba.

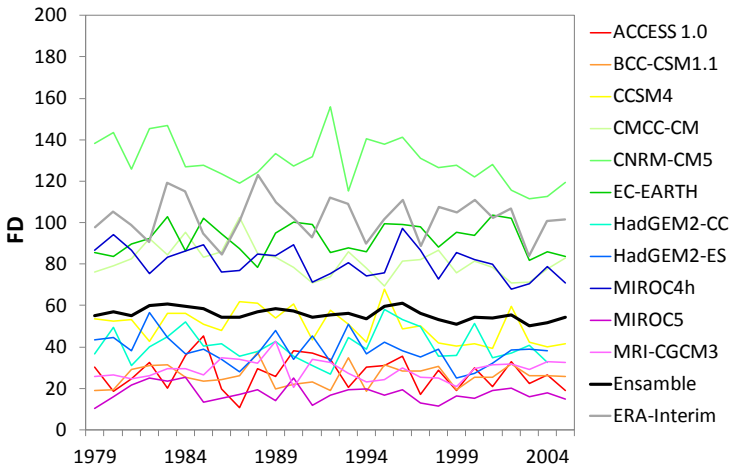


Figura 6.10. Serie temporal de la cantidad de días con heladas (FD) de los 11 modelos, el ensamble y el reanálisis.

Las series de la máxima precipitación en uno y cinco días de los distintos modelos, el promedio multi-modelo y el reanálisis se muestran en la Figura 6.11. Para ambos índices se ve que los modelos CMCC-CM y MRI-CGCM3 muestran sistemáticamente valores muy superiores a los de ERA-Interim, en algunos casos, hasta el doble. El resto de los modelos presentan una dispersión similar a ERA-Interim.

Para los extremos anuales de precipitación se habían observado grandes diferencias en la región de estudio entre los modelos y el reanálisis. Este último mostraba valores muy altos de estos índices en el sector noroeste de Argentina. La Figura 6.12 muestra las series temporales de estos índices. Para el índice R10mm se ve que MRI-CGCM3 muestra valores

más altos que el reanálisis y el resto de los modelos. El reanálisis se ubica por encima de la mayoría de los modelos, consistente con lo observado en la distribución espacial del índice (Figura 6.5). Para el índice de días muy lluviosos (R95p) se ve que nuevamente el modelo MRI-CGCM3 muestra valores superiores al resto de los modelos aunque en algunos casos, similares al reanálisis. El índice PRCPTOT muestra un comportamiento similar al R10mm con el modelo MRI-CGCM3 con valores más altos, que en algunos años duplica el valor de ERA-Interim.

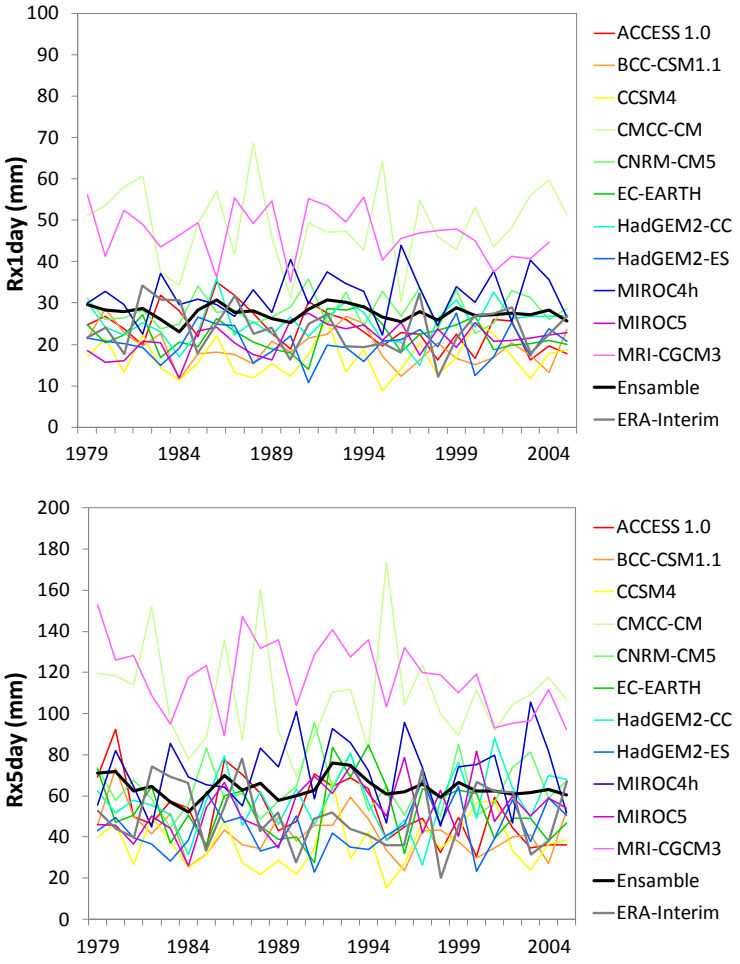


Figura 6.11. Serie temporal de la precipitación máxima en un día (panel superior) y cinco días (panel inferior) de los 11 modelos, el ensamble y el reanálisis.

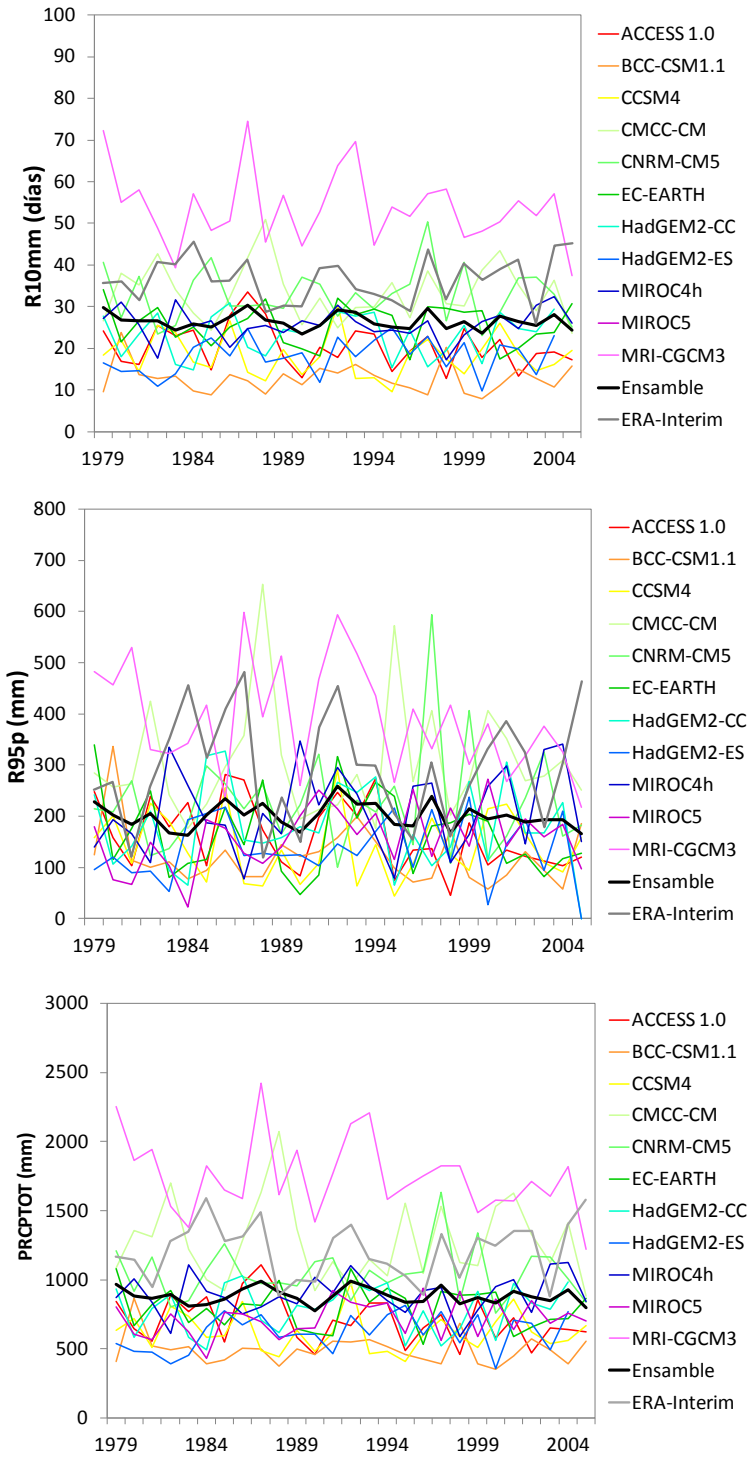


Figura 6.12. Serie temporal de los índices R10mm (panel superior), R95p (panel medio) y PRPCPTOT (panel inferior) de los 11 modelos, el ensamble y el reanálisis.

6.3.3. Análisis de la habilidad relativa de los modelos

La habilidad de los modelos en representar la distribución espacial de los distintos índices es evaluada a través del RMSE'. La Tablas 6.2 y 6.3 muestran los valores de RMSE' de cada índice (filas) para cada modelo (columnas). La última columna muestra el error relativo del ensamble de los 11 modelos considerados. La última fila muestra el error relativo medio de todos los índices para cada modelo en particular, para tener una idea de la performance general de cada modelo. Los colores caracterizan la magnitud de los errores: los más cálidos (tonos rojos) indican que el modelo tiene peor habilidad que el resto, mientras que colores más fríos (tonos azules) señalan una mejor habilidad, en promedio.

Para la región completa del sur de Sudamérica se puede ver que para todos los índices, el ensamble presenta una mejor performance que la mayoría de los modelos. Si se considera el error medio de todos los índices del ensamble, éste presenta el valor más bajo. En los extremos de temperatura (TXx, TXn, TNx, TNx y FD) se destacan los modelos CMCC-CM, EC-EARTH y MIROC4h. Para los extremos de precipitación, el modelo MIROC4h presenta valores positivos, mientras que los otros dos presentan algunos positivos y algunos negativos. El modelo CCSM4 presenta una mejor habilidad en esta variable. Si se tiene en cuenta la performance general de cada modelo, a través del promedio de error sobre todos los índices, los mejores modelos serían: CMCC-CM y EC-EARTH, y en un tercer lugar el modelo CCSM4.

En la región de los Andes Centrales del Sur (Tabla 6.3), el ensamble no muestra una mejora en la habilidad de representar la distribución espacial de los extremos con respecto al resto de los modelos. Sólo ocurre en los índices RX1day y RX5day y ambos índices presentaban distribuciones similares, aunque con diferente magnitud (Figura 6.4). De todas formas, todos los RMSE' del ensamble son negativos. Para los extremos de temperatura, se observa una mejor habilidad de los modelos CMCC-CM y EC-EARTH, al igual que para la región completa. Además los modelos CCSM4 y CNRM-CM5 también muestran errores relativos negativos para todos los índices de temperatura. Para los índices precipitación, el modelo CMCC-CM presenta los valores más altos en los índices RX1day y RX5day, y en el resto de los índices también muestra valores altos. El CNRM-CM5 y EC-EARTH muestran los errores más negativos en general. El promedio de todos los índices, indica que los mejores

modelos en capturar la distribución espacial de los extremos en la región de los Andes Centrales del Sur son EC-EARTH, CNRM-CM5 y CCSM4.

Tabla 6.2. Errores cuadráticos medios relativos (RMSE') de los índices de precipitación y temperatura simulados por los modelos de CMIP5 con respecto a los reanálisis de ERA-Interim, promediados sobre el sur de Sudamérica en el período 1980-2005.

	ACCESS 1.0	BCC-CSM1.1(m)	CCSM4	CMCC-CM	CNRM-CM5	EC-EARTH	HadGEM2-CC	HadGEM2-ES	MIROC4h	MIROC5	MRI-CGCM3	ENSAMBLE
TXx	0,37	0,15	-0,22	-0,50	-0,08	-0,31	0,59	0,63	0,00	0,08	-0,34	-0,36
TXn	0,00	0,04	0,00	-0,60	-0,15	-0,39	0,05	0,09	-0,14	0,43	-0,50	-0,48
TNx	0,05	0,26	0,00	-0,53	0,23	-0,37	0,25	0,30	-0,21	-0,12	-0,11	-0,27
TNn	0,04	0,11	-0,10	-0,47	0,27	-0,40	-0,01	0,00	-0,21	0,50	0,06	-0,36
FD	-0,05	0,35	0,11	-0,58	-0,10	-0,29	0,00	0,02	-0,29	0,29	0,14	-0,24
RX1day	-0,21	0,07	-0,13	0,10	0,00	0,04	-0,34	-0,27	0,05	0,13	-0,13	-0,30
RX5day	-0,15	0,05	-0,14	0,26	0,00	-0,13	-0,26	-0,23	0,06	0,07	0,13	-0,35
R10mm	0,00	0,18	-0,14	-0,12	0,12	-0,27	-0,02	-0,03	0,05	0,14	0,11	-0,18
R95p	0,08	-0,03	-0,23	-0,09	-0,01	-0,06	0,05	0,00	0,02	0,11	0,08	-0,12
PRCPTOT	0,00	0,09	-0,20	-0,04	0,01	-0,21	-0,06	-0,04	0,06	0,11	0,10	-0,15
TODOS	0,01	0,13	-0,10	-0,25	0,03	-0,24	0,03	0,05	-0,06	0,06	-0,04	-0,28

Tabla 6.3. Ídem Tabla 6.2 para la región de los Andes Centrales del Sur.

	ACCESS 1.0	BCC-CSM1.1(m)	CCSM4	CMCC-CM	CNRM-CM5	EC-EARTH	HadGEM2-CC	HadGEM2-ES	MIROC4h	MIROC5	MRI-CGCM3	ENSAMBLE
TXx	0,30	0,14	-0,10	-0,59	-0,06	-0,38	0,14	0,25	0,00	0,19	-0,37	-0,25
TXn	1,07	0,16	-0,15	-0,63	-0,08	-0,33	0,82	0,87	0,00	0,77	-0,14	-0,02
TNx	0,09	0,23	-0,06	-0,49	-0,26	-0,62	-0,03	0,00	0,21	0,08	0,16	-0,35
TNn	0,18	0,09	-0,20	-0,65	-0,48	-0,52	0,00	0,01	-0,51	0,32	0,04	-0,32
FD	0,14	0,17	-0,21	-0,71	-0,20	-0,54	0,00	0,04	-0,43	0,24	0,03	-0,39
RX1day	-0,20	0,03	0,16	1,51	-0,31	-0,28	-0,26	0,00	0,05	-0,12	0,61	-0,67
RX5day	-0,17	0,03	0,14	1,69	-0,23	-0,40	-0,24	0,00	0,18	-0,24	1,32	-0,65
R10mm	0,00	0,15	-0,16	0,14	-0,22	-0,09	-0,04	0,00	0,15	-1,00	0,17	-0,05
R95p	0,00	0,04	-0,14	0,19	-0,17	-0,09	-0,04	-0,02	0,07	0,07	0,16	-0,07
PRCPTOT	0,00	0,09	-0,14	0,27	-0,19	-0,11	-0,04	-0,01	0,15	0,10	0,20	-0,05
TODOS	0,14	0,11	-0,09	0,07	-0,22	-0,34	0,03	0,11	-0,01	0,04	0,22	-0,28

En el capítulo anterior se analizó la habilidad de un conjunto de 15 modelos de CMIP5 en representar la precipitación y temperatura de la región de los Andes Centrales del Sur, comparados con el reanálisis ERA-Interim. Se obtuvo un subconjunto de 6 modelos que representaban de manera más adecuada estas variables. De esa selección de modelos, dos de ellos no se encontraban disponibles para el análisis de extremos (CESMI-BCG y CESMI-CAM5). De acuerdo a los resultados del análisis del RMSE' en la región de los Andes Centrales del Sur, el modelo BCC-CSM1.1, perteneciente a la selección realizada en el Capítulo 5, no representa adecuadamente los extremos de precipitación y temperatura. Del análisis de los errores se obtuvieron tres modelos que mejor representaron la mayoría de los índices de precipitación y temperatura y que, además, fueron seleccionados en el capítulo anterior como mejores representantes de la temperatura y precipitación media de la región. Estos modelos son:

- CCSM4

- CNRM-CM5

- EC-EARTH.

Por lo tanto, se utilizaron estos tres modelos para analizar las proyecciones de los extremos de precipitación y temperatura de la región.

6.3.4. Proyecciones de los índices a mediano y largo plazo

6.3.4.1. Diferencias espaciales en los índices de temperatura

Para estudiar las proyecciones de los índices se consideraron los mismos horizontes que en el Capítulo 5, es decir, a mediados del siglo (2040-2065) y a fin de siglo (2075-2100). Además se utilizaron los mismos RCPs 4.5 y 8.5. En primer lugar se presentan las diferencias entre las distribuciones espaciales futuras y la distribución espacial del pasado, perteneciente a la corrida *historical* (1980-2005). Luego se muestran las series temporales (2006-2100) en la región de los Andes Centrales del Sur. En la sección anterior se seleccionó un subconjunto de modelos que mejor representaron los extremos, con especial atención a la región de estudio, comparados con el reanálisis de ERA-Interim. Se obtuvieron tres modelos (CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH) para analizar las proyecciones y, al tener un número tan chico de modelos, no se realizaron promedios multi-modelo. Por consiguiente, tanto las distribuciones espaciales como las series temporales se muestran para los modelos individuales. El modelo EC-EARTH no se encontraba disponible con la corrida del RCP8.5, al momento de escribir la presente tesis.

La Figura 6.13 muestra las diferencias entre las distribuciones espaciales de TXx proyectadas para mediano y largo plazo con el escenario RCP4.5 y la corrida histórica. Se puede ver que las mayores diferencias se dan en el norte de la región y sobre la cordillera. El modelo CCSM4 no presenta prácticamente diferencias entre el plazo de la proyección, mientras que los otros dos modelos prevén un aumento mayor para fin de siglo que para mediados de siglo. En la región de los Andes Centrales del Sur, los modelos CNRM-CM5 y EC-EARTH muestran un máximo relativo de diferencias, por lo que se prevé un mayor aumento en esta zona considerando el RCP4.5 tanto a mediano, como a largo plazo.

Las proyecciones con el escenario RCP8.5 muestran mayores aumentos del máximo de temperatura máxima de invierno, aunque con distribuciones espaciales similares entre mismos modelos (Figura 6.14). Se observa un aumento de este índice en toda la región. Notar que el modelo CNRM-CM5 muestra nuevamente el mayor aumento en la zona de cordillerana entre 30° y 40°S aproximadamente para ambos horizontes futuros, más pronunciado que con el RCP4.5.

Las diferencias en TXn para el RCP4.5 son generalmente menores que para TXx (Figura 6.15). Las regiones de mayor aumento se ubican en el norte de Chile y noroeste de Argentina, donde la altura de la cordillera en mayor. Un segundo máximo relativo se ubica en el sur de Chile y el extremo sudoeste de Argentina, aunque no es evidente en CCSM4. Los tres MCGs muestran acuerdo en la distribución espacial a grandes rasgos, aunque se observan diferencias en magnitud, especialmente en el máximo más austral.

Para el RCP8.5 a mediano plazo se ven distribuciones similares aunque el máximo en el extremo sur se ve más pronunciado en el modelo CNRM-CM5 (Figura 6.16). A fin de siglo las diferencias son mayores en toda la región, alcanzando una diferencia de 7ºC con el período histórico en el sur de la región. Al igual que para TXx, se observan aumentos en todo el sur de Sudamérica.

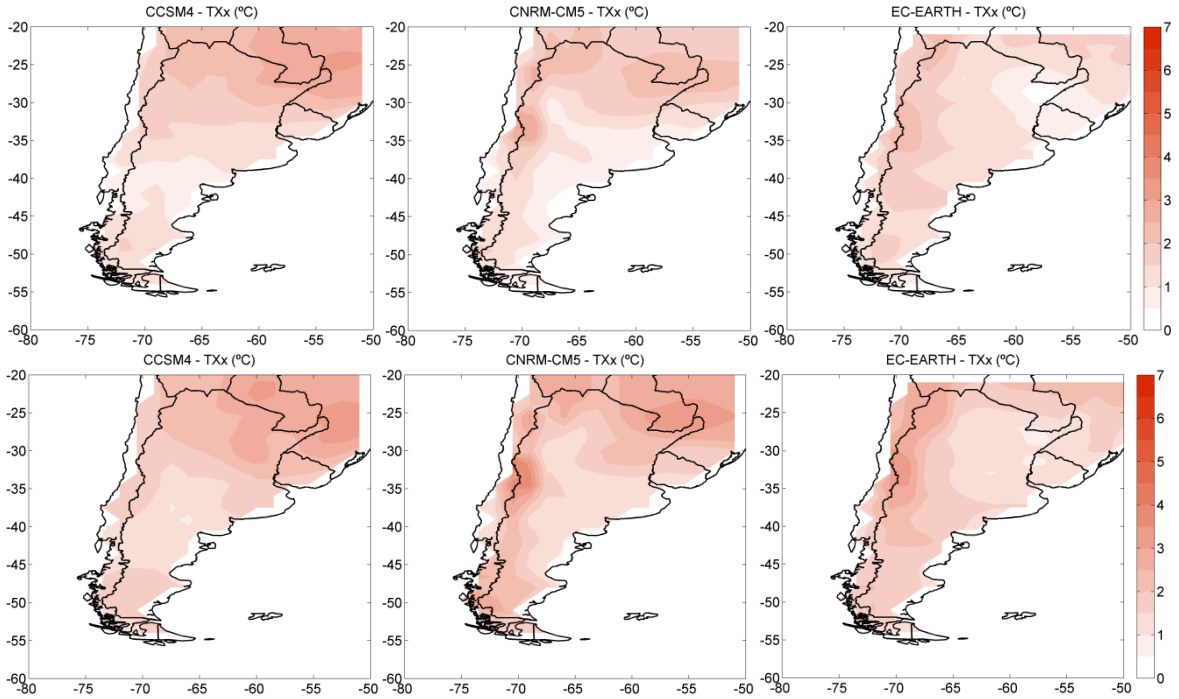


Figura 6.13. Diferencia del máximo de temperatura máxima (TXx) de invierno (°C) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH.

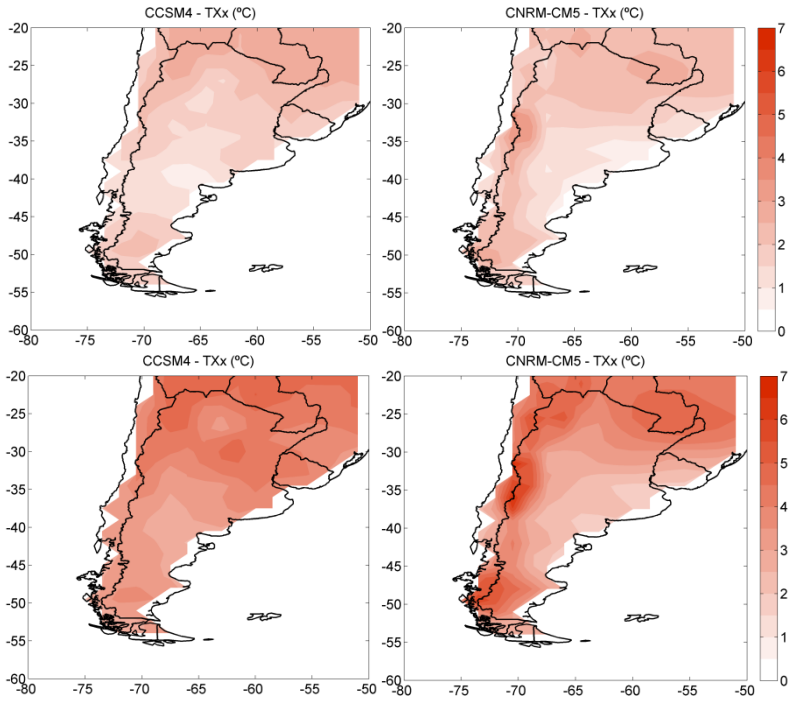


Figura 6.14. Ídem Figura 6.13 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

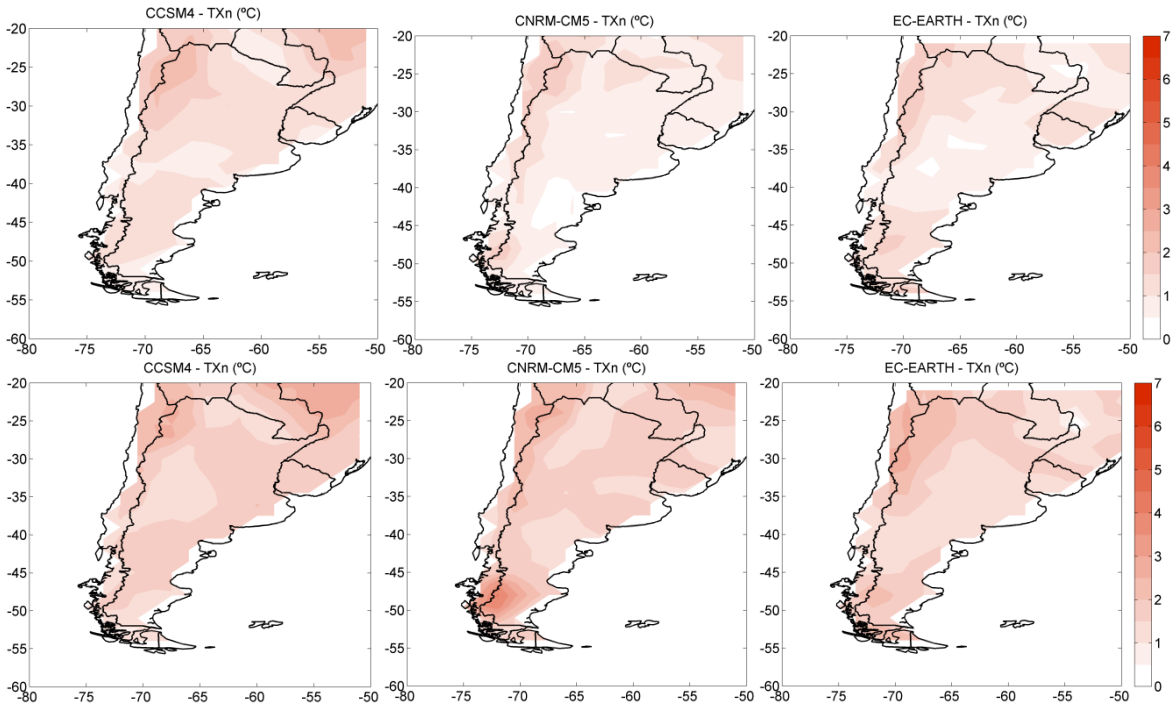


Figura 6.15. Diferencia del mínimo de temperatura máxima (TXn) de invierno (°C) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH.

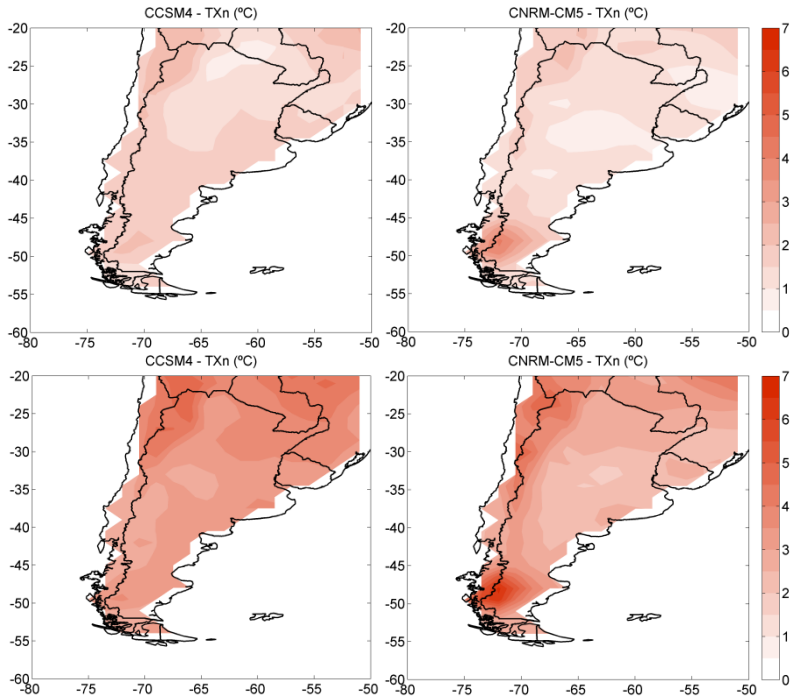


Figura 6.16. Ídem Figura 6.14 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

A continuación se muestran las proyecciones de los extremos de temperatura mínima. La Figura 6.17 muestra las diferencias para el máximo de temperatura mínima (TNx). Los tres modelos ubican un máximo relativo de diferencias en el sector norte de la cordillera entre Argentina y Chile tanto a mitad de siglo como a fin. Sin embargo el modelo EC-EARTH no coincide con el resto en mostrar un segundo máximo en el sector noreste de la región. A fin de siglo los modelos CNRM-CM5 y EC-EARTH muestran mayores diferencias, aunque el modelo restante no presenta demasiada variación con respecto a las diferencias a mediano plazo.

Con el escenario RCP8.5 a mediano plazo (Figura 6.18), no se observan grandes diferencias en la magnitud de las diferencias con respecto al RCP4.5. A fin de siglo las diferencias entre escenarios son evidentes, ya que el cambio con el RCP8.5 es más pronunciado en todo el sur de Sudamérica. Las mayores diferencias se observan sobre el norte de Argentina y Paraguay, y norte de Chile. El modelo CNRM-CM5 muestra el máximo de diferencias en el límite norte entre Argentina y Chile.

Las diferencias de TNn se muestran en la Figura 6.19 para el RCP4.5. Los tres modelos muestran las mayores diferencias sobre la cordillera. En la región de estudio, los modelos CNRM-CM5 y EC-EARTH, muestran un máximo relativo de diferencias tanto a mediano como a largo plazo, al igual que con el índice TXx. El modelo CCSM4 muestra las mayores diferencias en el sur de Sudamérica. A fin de siglo, las distribuciones espaciales son análogas a las de 2040-2065 pero con mayor magnitud de diferencias. Las diferencias entre las distribuciones proyectadas y pasadas con el RCP8.5 son mayores a las diferencias con el escenario RCP4.5, tanto a mitad como a fin de siglo (Figura 6.20). Las mayores diferencias, al igual que el escenario anterior, se observan sobre la cordillera. El modelo CNRM-CM5 muestra para esta variable, a fin de siglo las mayores diferencias que el resto de los índices de temperatura analizados. Este índice tiene particular importancia ya que el aumento de la temperatura mínima de invierno podría afectar el crecimiento de los glaciares de montaña.

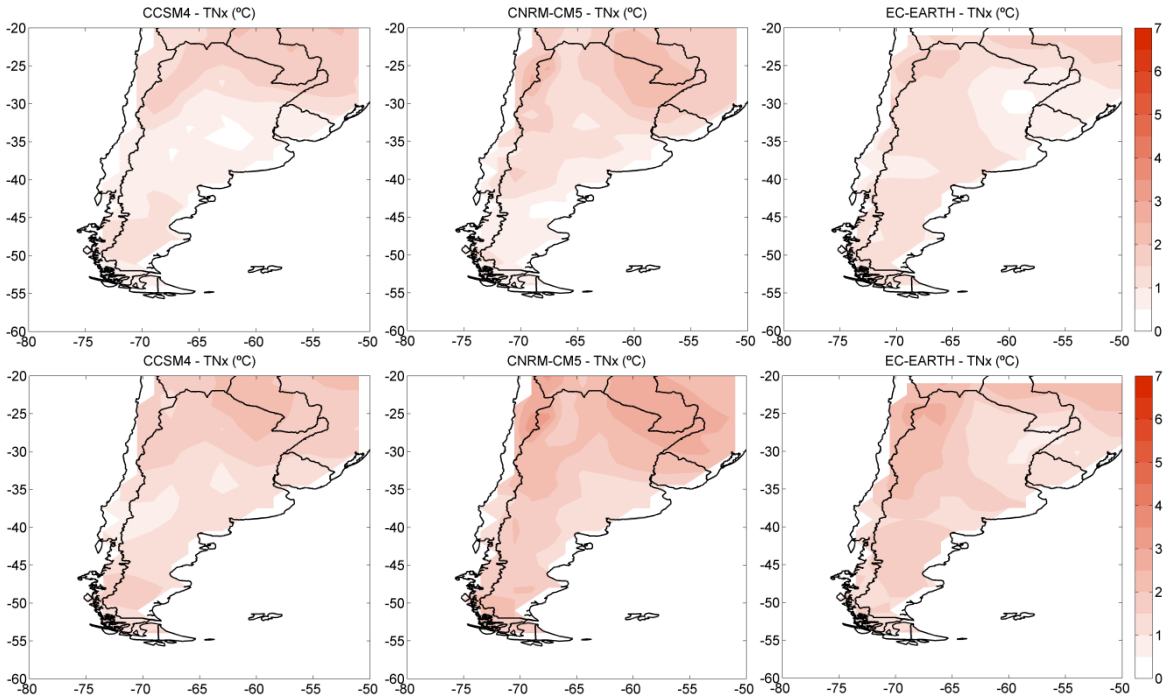


Figura 6.17. Diferencia del máximo de temperatura mínima (TNx) de invierno (°C) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH.

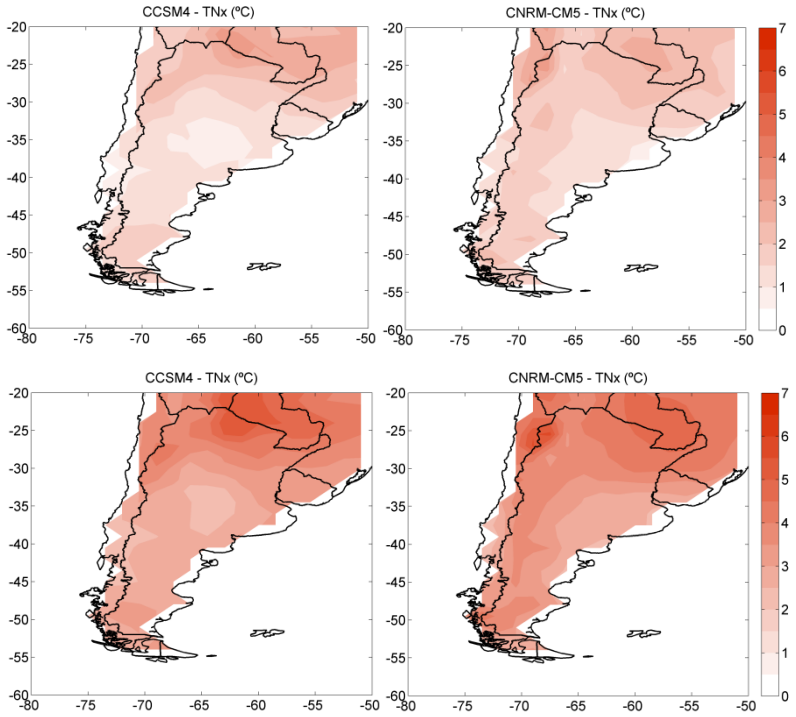


Figura 6.18. Ídem Figura 6.17 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

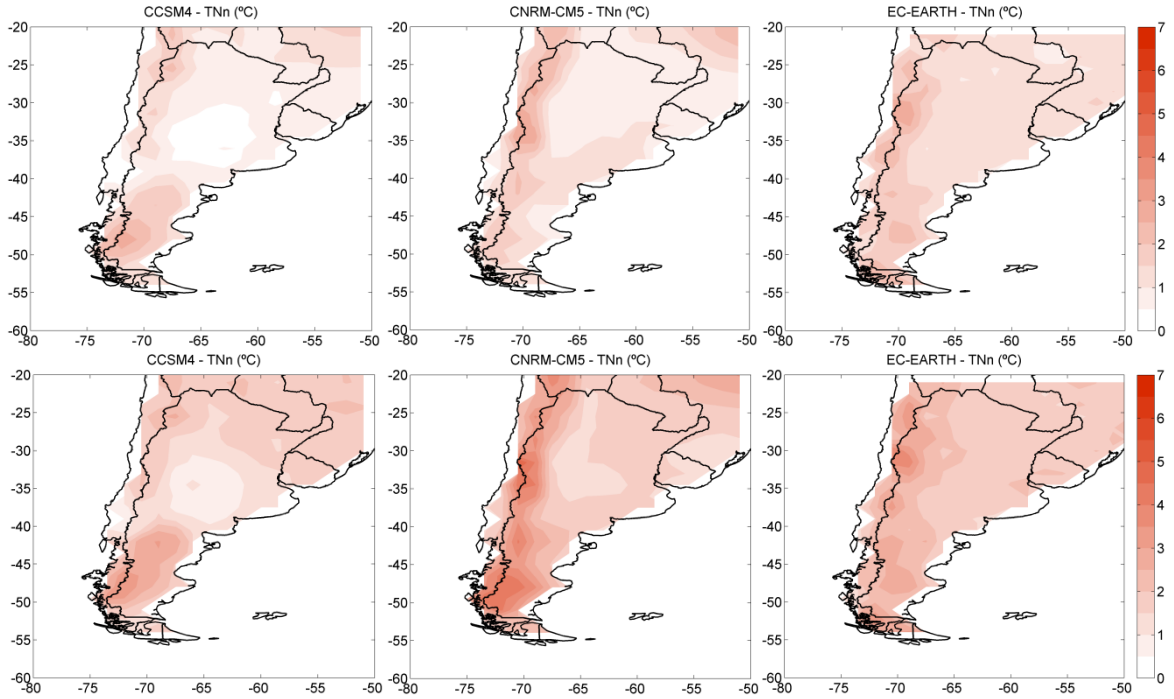


Figura 6.19. Diferencia del mínimo de temperatura mínima (TNn) de invierno (°C) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH.

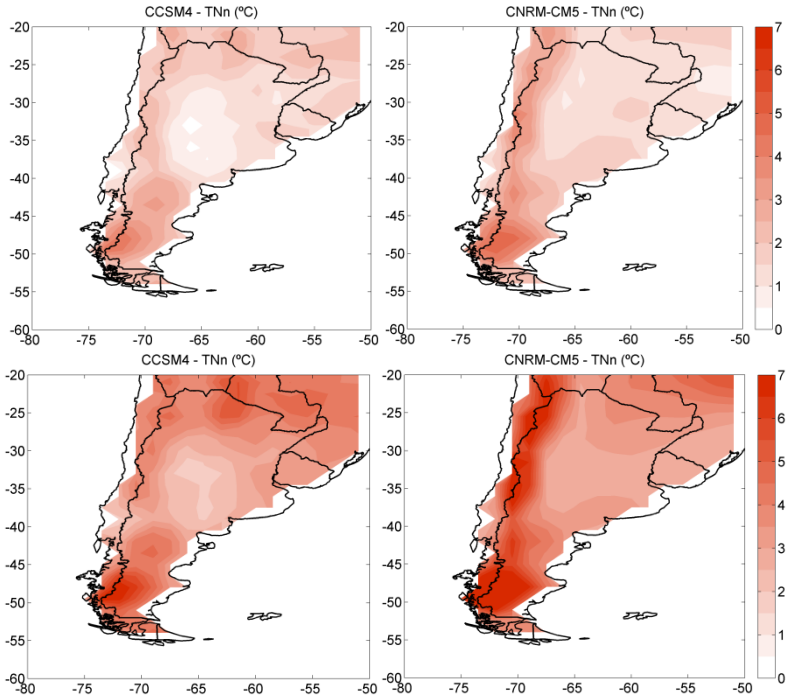


Figura 6.20. Ídem Figura 6.19 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

La Figura 6.21 muestra la distribución de diferencias entre las proyecciones y la corrida histórica del índice días con helada (FD). Naturalmente, el sector noreste de la región no presenta cambios ya que el índice es cero, dado que éste indica la cantidad de días con temperatura mínima inferior a cero (Figura 6.3). En todos los modelos se observa una disminución en el número de días con helada para ambos horizontes futuros, en el oeste de la región del sur y oeste del sur de Sudamérica, donde el índice es distinto de cero. De esta franja de diferencias negativas, se observa el mínimo en el sector norte, donde se encuentran las zonas más elevadas, con magnitudes mayores presentadas por el modelo EC-EARTH. Hacia fin de siglo, se observan diferencias más negativas que a mitad de siglo. Con el escenario RCP8.5, las distribuciones espaciales son similares a las presentadas con el RCP4.5, aunque la magnitud de cambio es mayor para el RCP8.5 (Figura 6.22).

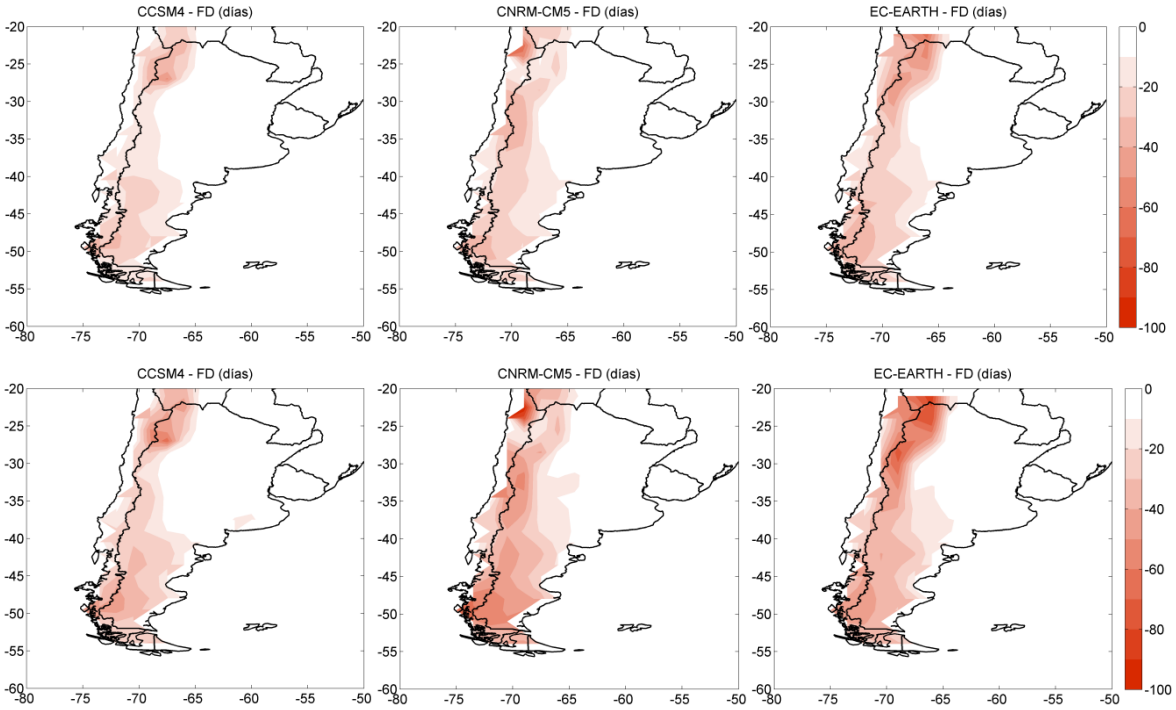


Figura 6.21. Diferencia del índice días con heladas (FD) (en días) considerando el escenario RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH. Intervalos cada 10 días.

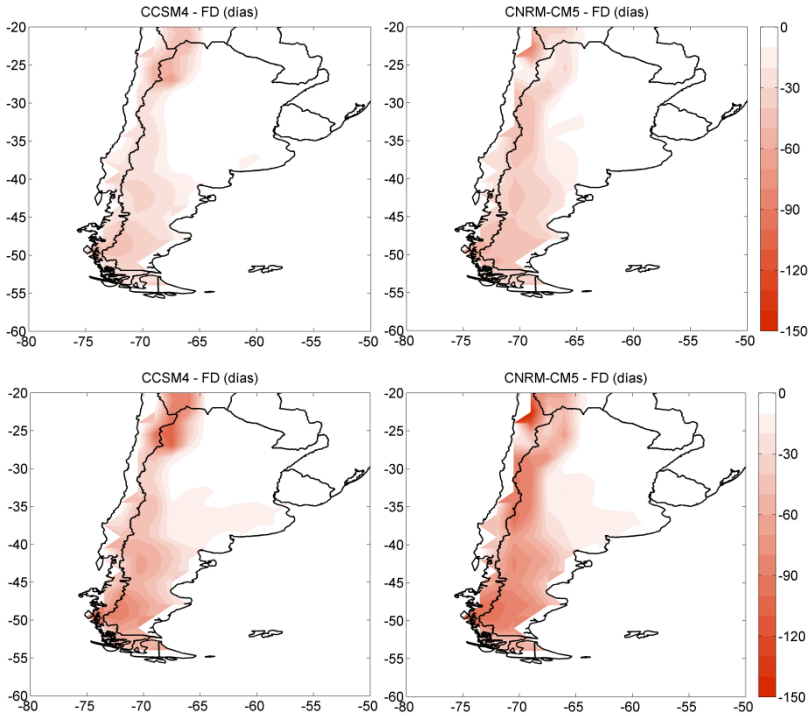


Figura 6.22. Ídem Figura 6.21 considerando el escenario RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

6.3.4.2. Diferencias espaciales en los índices de precipitación

En esta sección se muestran las diferencias entre los campos proyectados y los de la corrida histórica para los índices de precipitación. En primer lugar se muestran las distribuciones de invierno de las diferencias para los índices máxima precipitación en un día (Rx1day) para los tres modelos considerados con el RCP4.5 (Figura 6.23). No se observan coincidencias en las diferencias entre los modelos. Sobre la región de los Andes Centrales de Sur, el modelo CNRM-CM5 muestra un aumento de la precipitación máxima en un día a mitad de siglo, pero la señal a final de siglo no es evidente. El modelo EC-EARTH muestra el comportamiento opuesto al oeste de la cordillera, en el centro de Chile, mientras que el modelo CCSM4 no muestra una señal clara en la región de los Andes Centrales del Sur. Para este modelo, en el este y noreste de Argentina y sur de Brasil se proyecta un aumento a mediano plazo, mientras que a fin de siglo los aumentos se restringen al sur de Brasil. En norte

de Argentina los modelos CCSM4 y CNRM-CM5 muestran una disminución de RX1day tanto a mediano como a largo plazo.

Considerando el escenario RCP8.5, tampoco se muestra acuerdo entre los dos modelos a mitad de siglo (Figura 6.24). A final de siglo los modelos acuerdan en mostrar un aumento de RX1day sobre Uruguay, sur de Brasil y centro de Argentina, y una disminución en el norte de Argentina. Sobre la región de los Andes Centrales el modelo CCSM4 muestra una disminución de RX1day más evidente hacia el final del siglo XXI. Esto es coincidente con el modelo EC-EARTH para ambos horizontes y el modelo CNRM-CM5 a fin de siglo con el RCP4.5. El modelo CNRM-CM5 muestra un patrón similar al de la Figura 6.23 con disminuciones en el norte de Argentina y aumentos en el centro y sur.

El índice RX5day muestra distribuciones similares al índice RX1day entre modelos pero las diferencias son mayores en modulo. En la región de los Andes Centrales del Sur, más predominantemente sobre el sector chileno, el modelo EC-EARTH muestra una disminución de ambos índices a mediano y largo plazo considerando el RCP4.5 (Figura 6.25). En la misma región, el modelo CNRM-CM5 muestra un aumento en ambos índices a mediano plazo con el RCP4.5, y para ambos horizontes en RX5day con el RCP8.5 (Figure 6.26). En estas dos variables no se observa una señal consistente entre modelos.

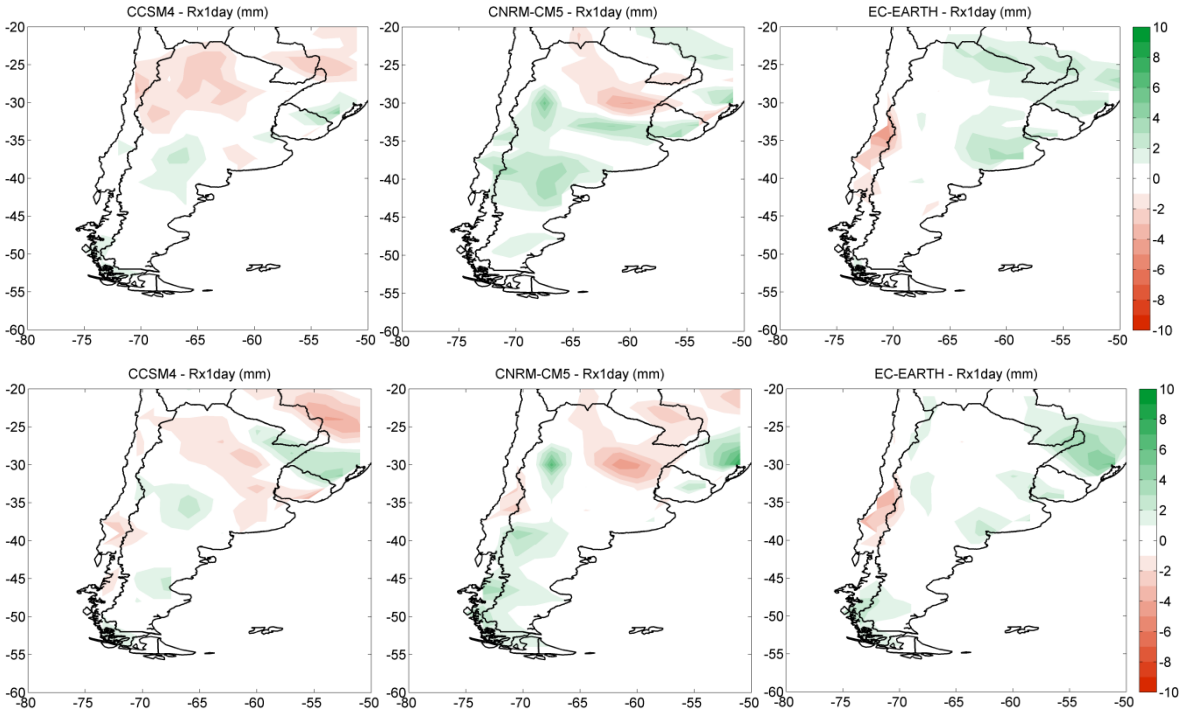


Figura 6.23. Diferencia del índice Rx1day (mm) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH. Intervalos cada 1 mm.

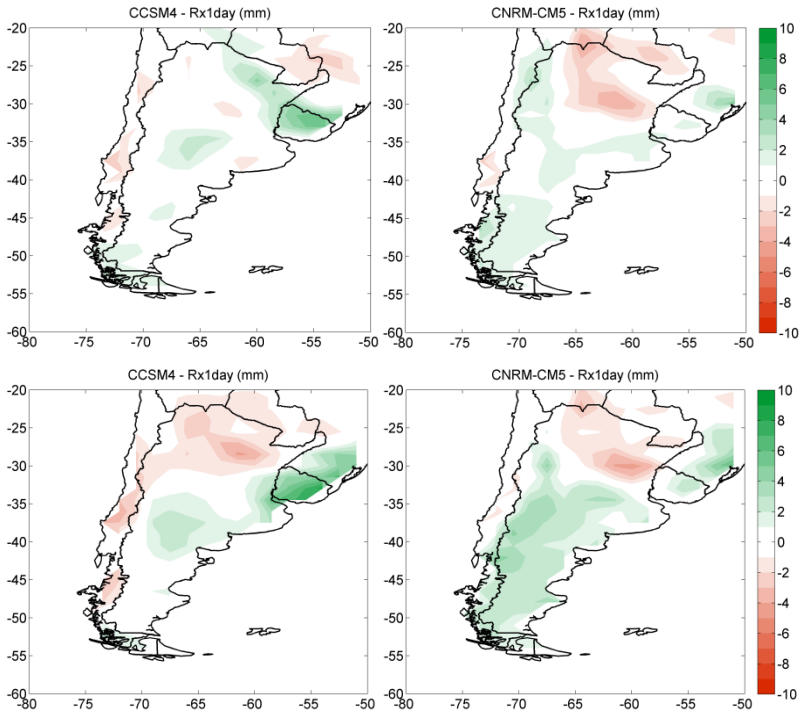


Figura 6.24. Ídem Figura 6.23 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

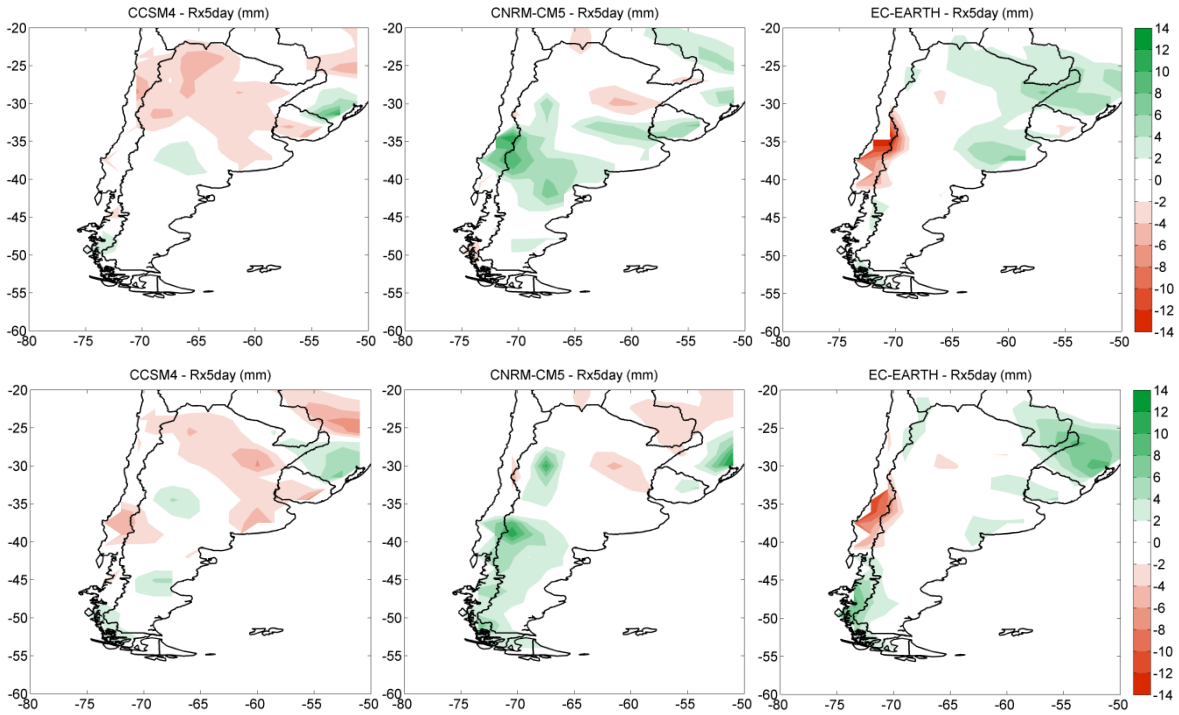


Figura 6.25. Diferencia del índice Rx5day (mm) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH. Intervalos cada 2 mm.

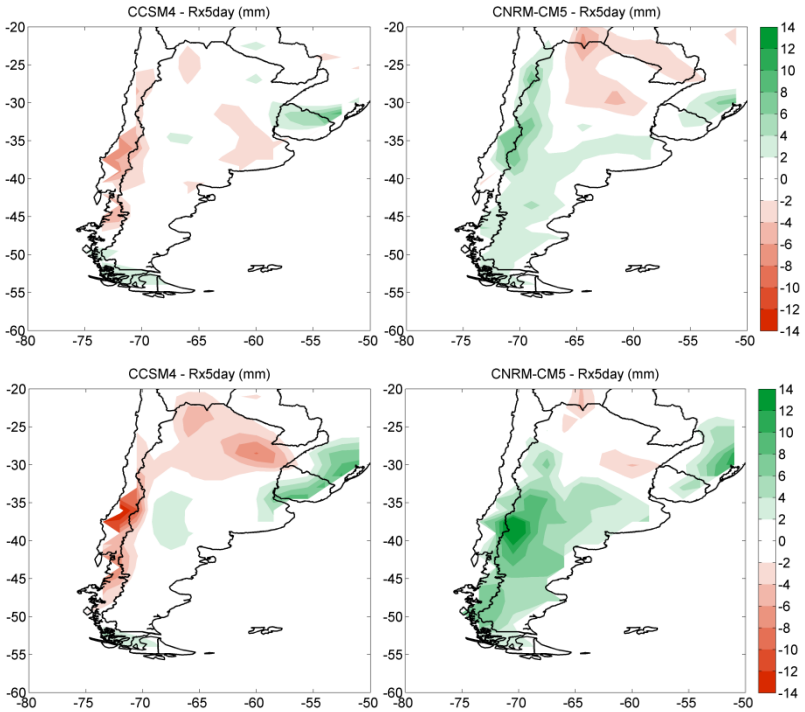


Figura 6.26. Ídem Figura 6.25 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

Las proyecciones del índice días con precipitación intensa (R10mm) muestran una mayor coincidencia entre modelos (Figura 6.27). Considerando el RCP 4.5, los tres modelos muestran una disminución de R10mm en el centro de Chile y un aumento en el extremo sur, tanto a mediano como a largo plazo. Las diferencias aumentan en magnitud hacia fin de siglo. También se observan coincidencias en sector andino norte, donde los tres modelos proyectan un aumento del índice. Considerando el RCP8.5 se muestran patrones más homogéneos espacialmente (Figura 6.28). Del centro al sur de Chile se mantiene la disminución de R10mm tanto a mediano como largo plazo. El modelo CCSM4 muestra una gran zona de aumentos del índice que abarca prácticamente todo el territorio argentino Uruguay y sur de Brasil. Al oeste de Paraguay, este modelo muestra una disminución. El modelo CNRM-CM5 presenta disminuciones en la misma región de Chile y aumentos en el extremo sur. En el noroeste argentino también se observan disminuciones hacia fin de siglo. El resto de la región muestra aumentos para ambos horizontes futuros.

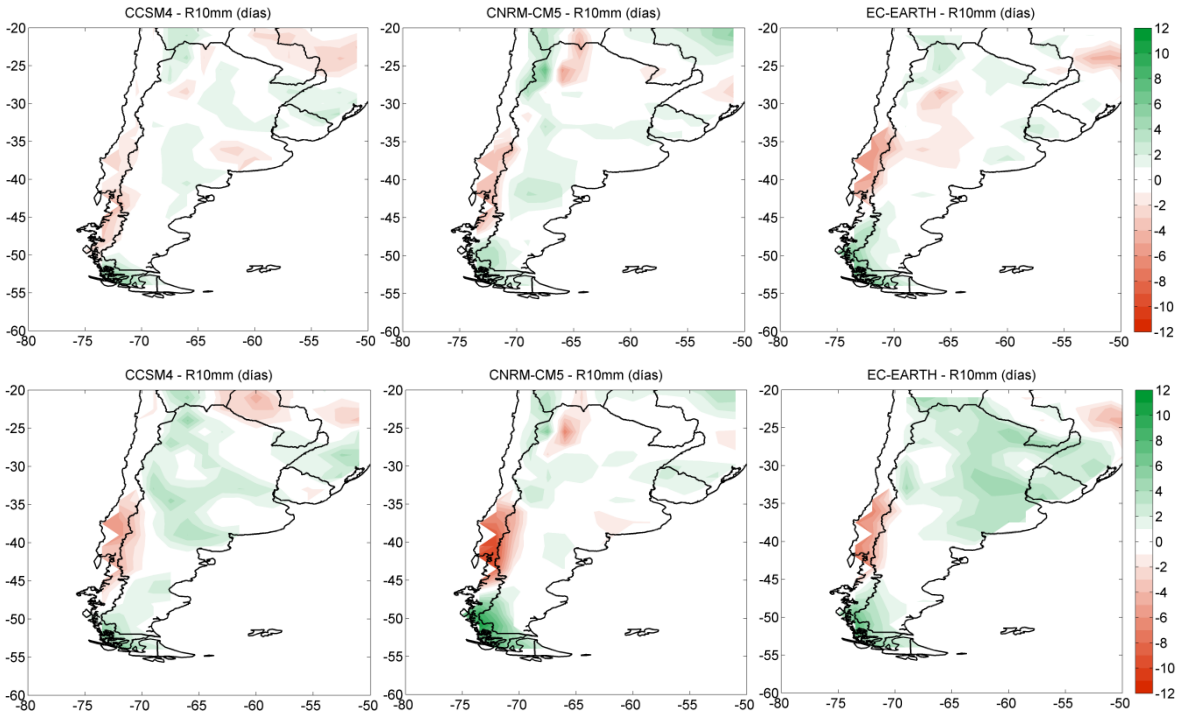


Figura 6.27. Diferencia del índice R10mm (días) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH. Intervalos cada 1 día.

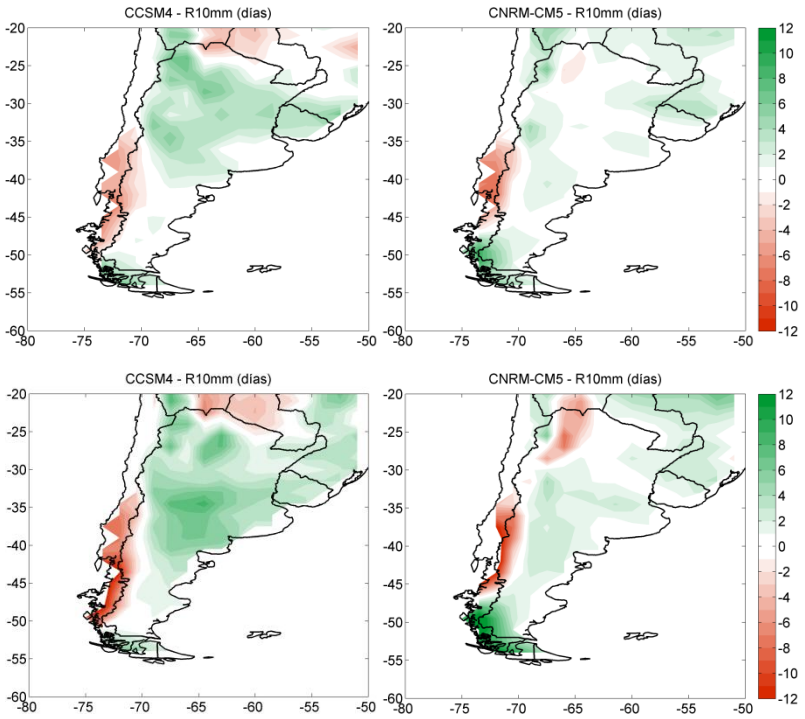


Figura 6.28. Ídem Figura 6.27 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

El cambio proyectado en el índice días muy lluviosos (R95p) con el RCP4.5 se muestra en la Figura 6.29. El modelo EC-EARTH muestra un aumento en el sector noreste de la región completa a mediano y largo plazo. En Chile, entre ~32º y 40ºS se observa una leve disminución sólo a mitad de siglo. El sur de Brasil y Uruguay y el extremo sur de Sudamérica son las zonas con mayor concordancia entre modelos hacia un aumento de R95p.

Considerando el RCP8.5, el modelo CNRM-CM5 muestra una disminución en el centro de Chile tanto a mediados como a fin de siglo, mientras que el CCSM4 sólo para fin de siglo (Figura 6.30). Nuevamente Uruguay y sur de Brasil presentan acuerdo entre los dos modelos en mostrar un aumento de R95p.

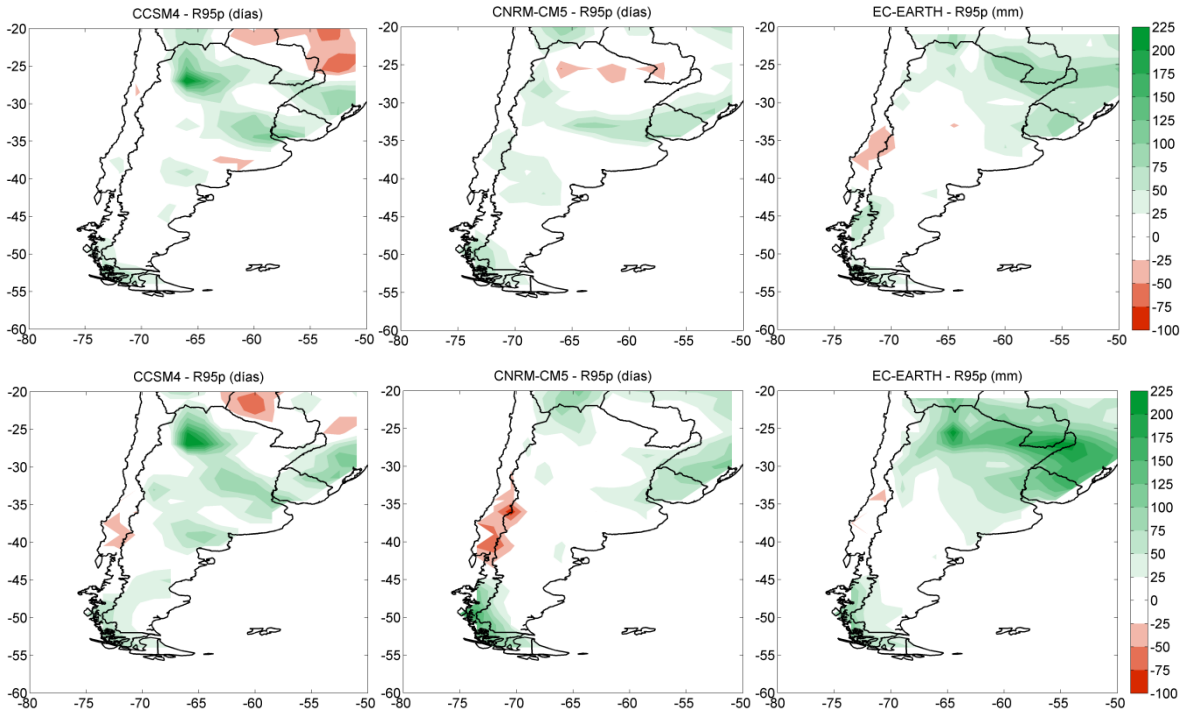


Figura 6.29. Diferencia del índice R95p (días) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH. Intervalos cada 25 mm.

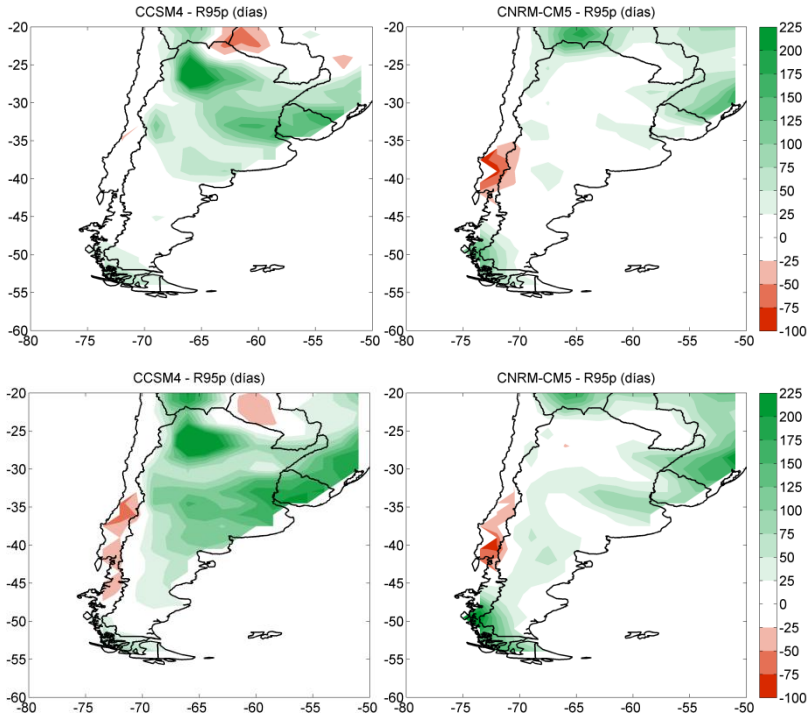


Figura 6.30. Ídem Figura 6.29 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

Por último se muestra la distribución de diferencias del índice PRCPTOT. Considerando el RCP4.5 (Figura 6.31) se observa acuerdo entre modelos en una disminución en el sector oeste entre ~32º y 45ºS especialmente a fin de siglo. Dos de tres modelos muestran un aumento en el sector más austral del continente. El modelo EC-EARTH proyecta aumentos en el norte y este de Argentina, sur de Brasil y Uruguay para fin de siglo.

Con el RCP8.5 ambos modelos muestran una disminución en el mismo sector de Chile a mitad y fin de siglo (Figura 6.32). En el sur de Brasil coinciden en mostrar aumentos.

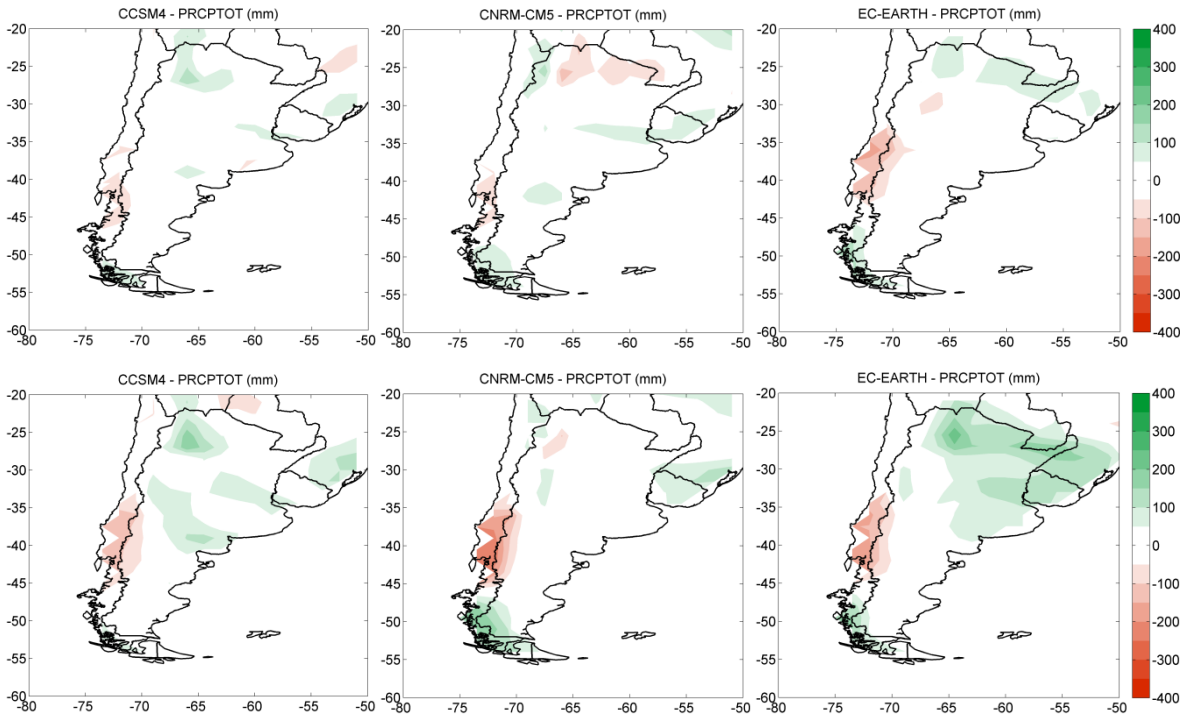


Figura 6.31. Diferencia del índice PRCPTOT (mm) con el RCP 4.5 entre 2040-65 (panel superior) y 2075-2100 (panel inferior), y el promedio de la corrida histórica 1980-2005 para los modelos CCSM4, CNRM-CM5 y EC-EARTH. Intervalos cada 50 mm.

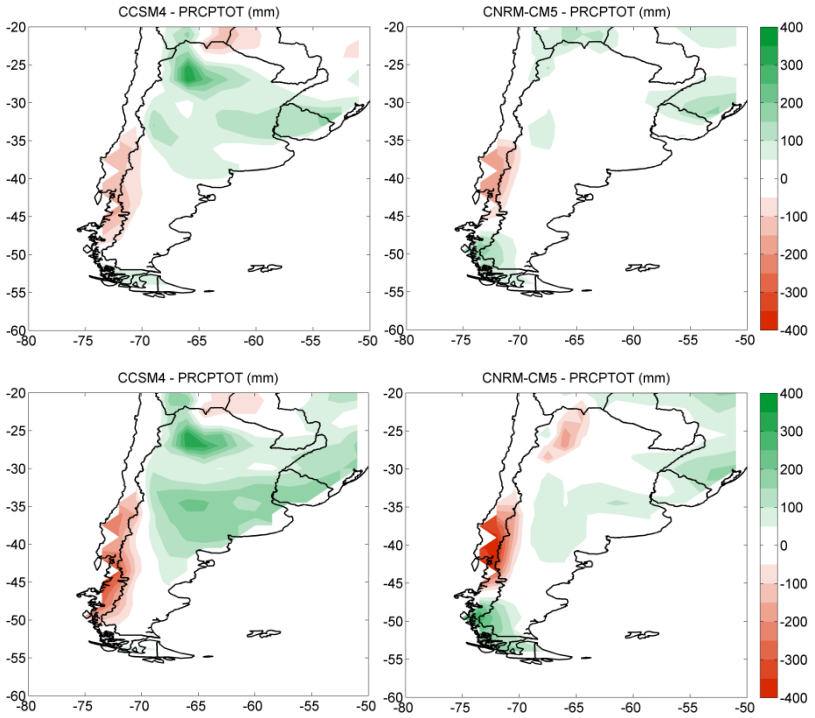


Figura 6.32. Ídem Figura 6.31 con el RCP 8.5 para los modelos CCSM4 y CNRM-CM5.

6.3.4.3. Evolución temporal de los índices en la región de los Andes Centrales del Sur

Por último se muestran las series temporales de los índices del promedio espacial en la caja de los Andes Centrales del Sur proyectadas para el siglo XXI. Para el RCP4.5 se muestran las series de los tres modelos y el ensamble multimodelo, para el RCP8.5, sólo se muestran los dos modelos disponibles, ya que EC-EARTH no disponía de la corrida de este RCP al momento de escribir la presente tesis. La Figura 6.33 muestra las series de los índices de temperatura máxima (TXx y TXn) con ambos escenarios. Para ambos índices se observa un aumento, con los dos escenarios, pero más pronunciado con el RCP8.5. El modelo EC-EARTH muestra valores inferiores al resto de los modelos durante todo el período para el índice TXx con el RCP4.5. Además se observa una mayor dispersión entre modelos. Para el índice TXn, si bien EC-EARTH muestra en muchos años valores más bajos que el resto, existe una menor dispersión.

Los índices de temperatura mínima muestran una mayor dispersión entre modelos que los de temperatura máxima (Figura 6.34). El modelo CCSM4 muestra mayores valores que el

resto durante todo el período para ambos índices y para ambos escenarios. Ambos índices muestran poca variación con el RCP4.5, mientras que con el RCP8.5 se observa una tendencia positiva. La mayor tendencia se observa en el índice TNn (0.6 °C/10 años).

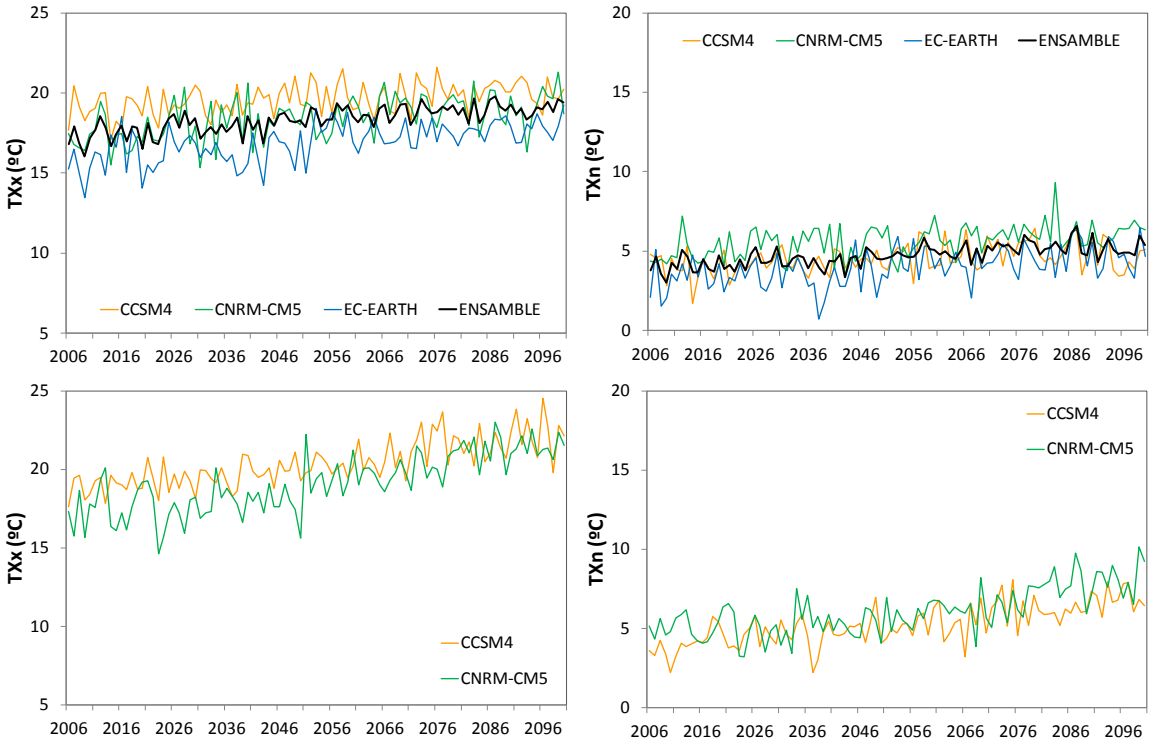


Figura 6.33. Series proyectadas de los índices de temperatura máxima de invierno: TXx (izquierda) y TXn (derecha) utilizando el RCP4.5 (panel superior) y el RCP8.5 (panel inferior).

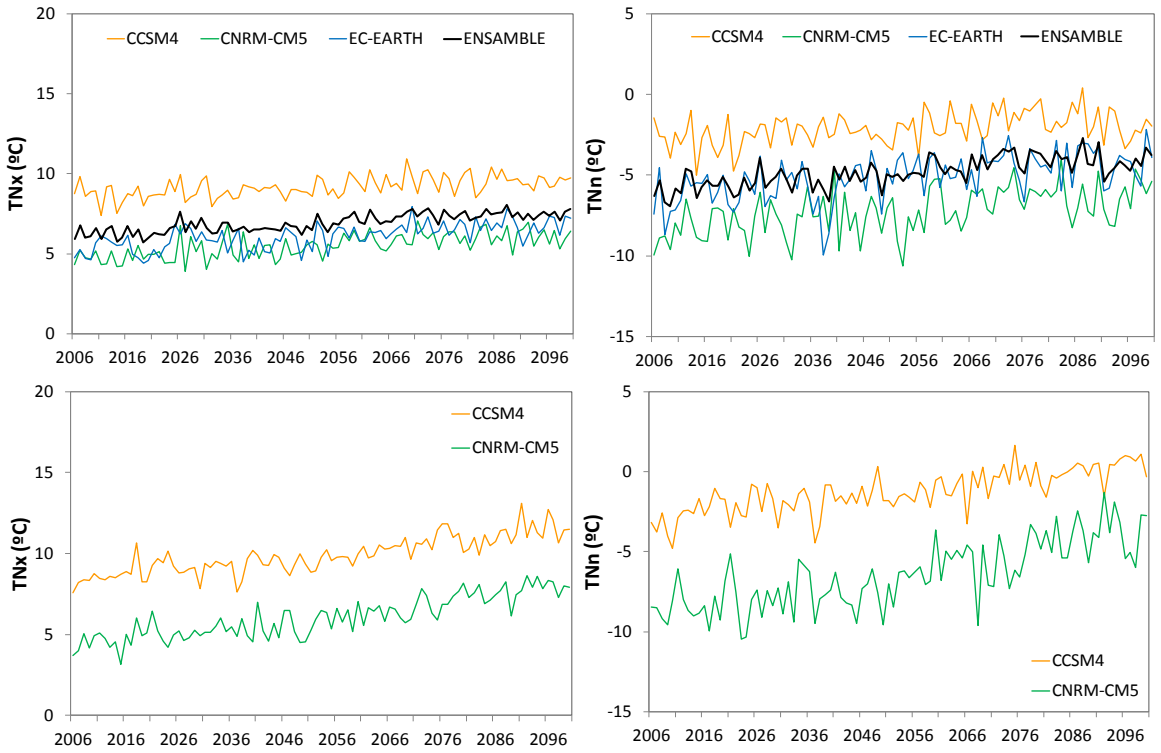


Figura 6.34. Ídem Figura 6.33 para los índices de temperatura mínima (TNx y TNn).

El índice de número de días con heladas (FD) muestra una clara disminución en todo el siglo considerando ambos escenarios (Figura 6.35). El modelo CCSM4 muestra la menor variación comparados con el resto de los modelos, especialmente para el RCP4.5, y además presenta valores de FD mucho menores durante todo el período. En resumen, todos los índices de temperatura indican un calentamiento en la región de los Andes Centrales del Sur de acuerdo con todos los modelos considerados.

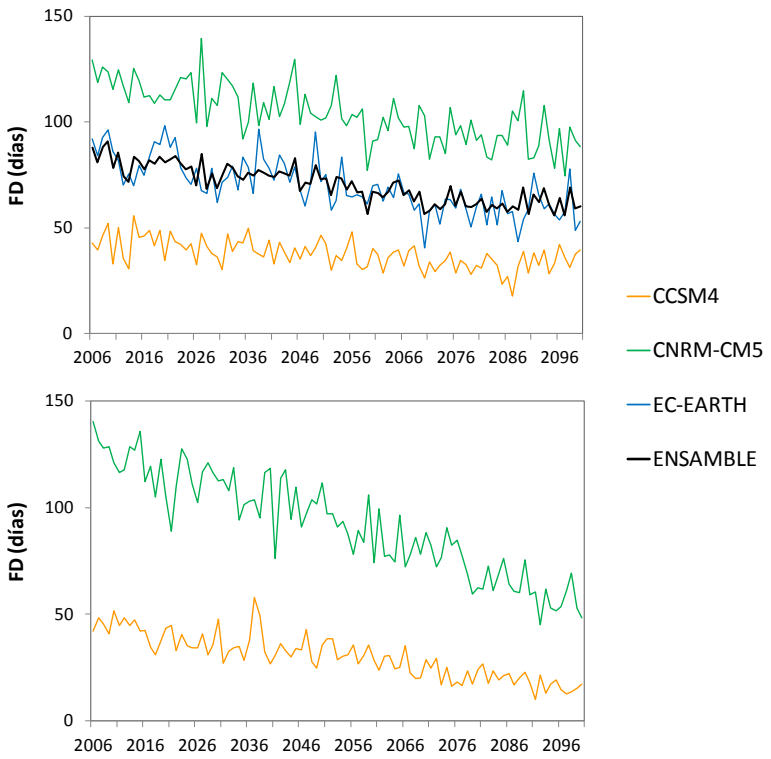


Figura 6.35. Series proyectadas del índice días con helada (FD) utilizando el RCP4.5 (arriba) y el RCP8.5 (abajo).

Los índices de precipitación no muestran un patrón claro de aumentos o disminuciones para el siglo XXI (Figuras 6.36 a 6.39). Se observa una gran dispersión entre modelos por lo que no puede concluirse cómo será el comportamiento de la precipitación extrema en la región.

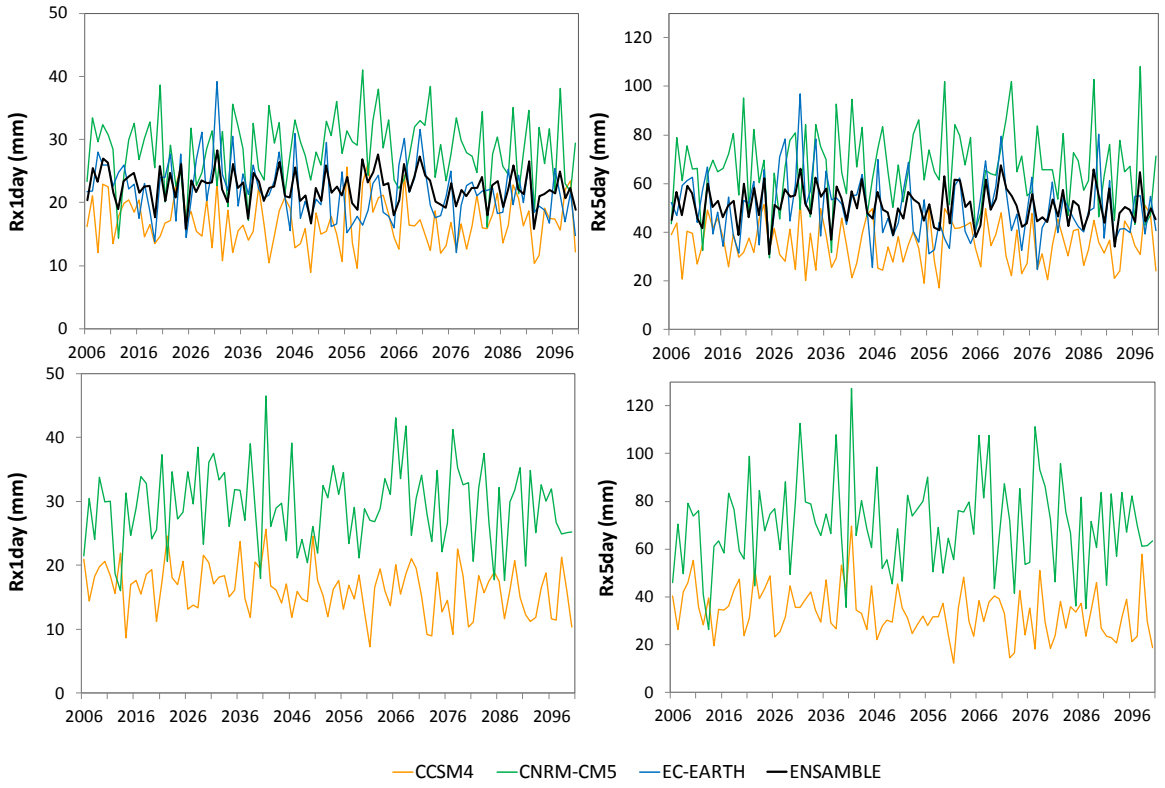


Figura 6.36. Ídem Figura 6.33 para los índices RX1day (izquierda) y RX5day (derecha).

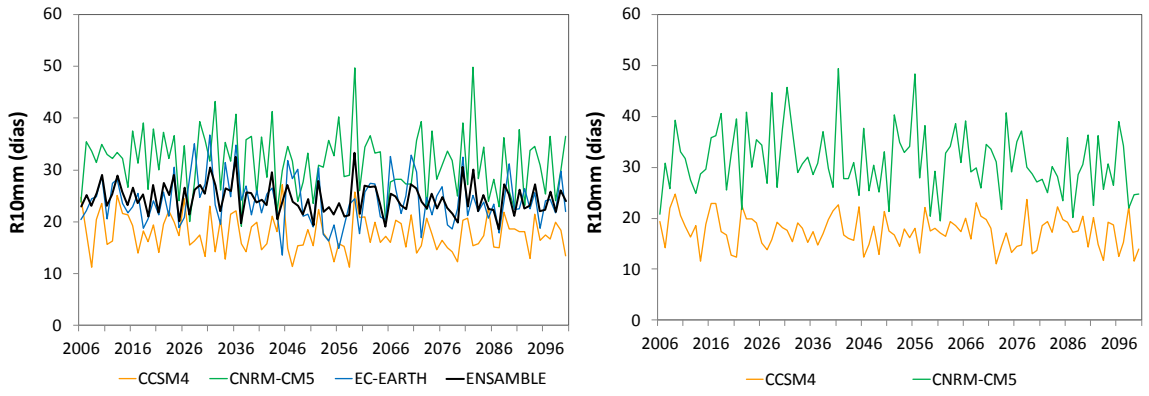


Figura 6.37. Ídem Figura 6.33 para el índice días con precipitación intensa (R10mm).

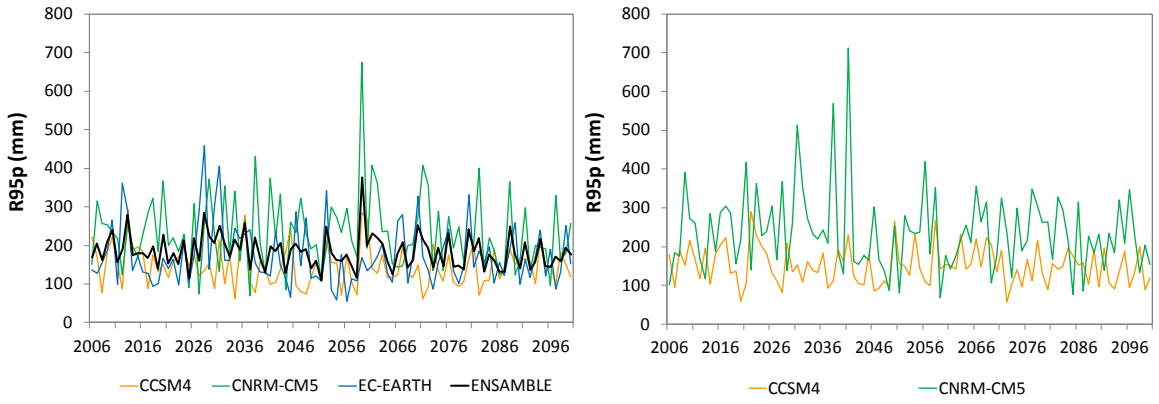


Figura 6.38. Ídem Figura 6.33 para el índice días muy húmedos (R95p).

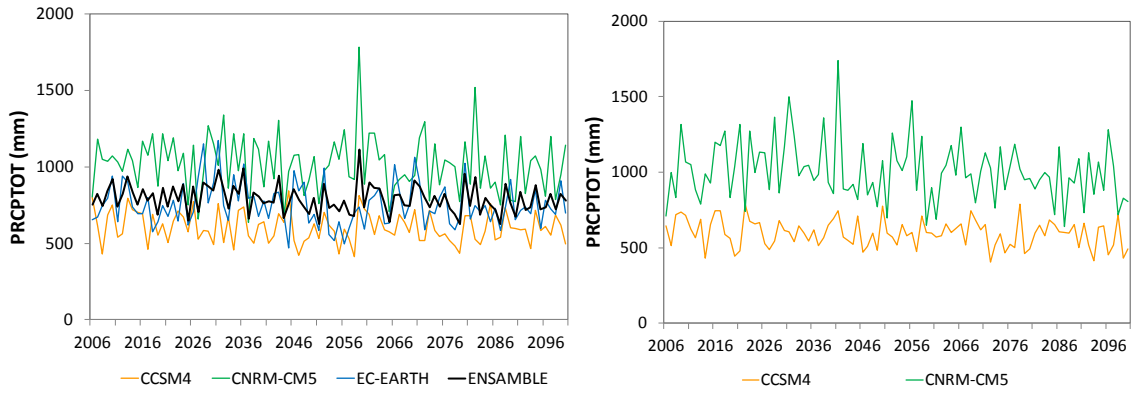


Figura 6.39. Ídem Figura 6.33 para el índice precipitación total en días húmedos (PRCPTOT).

6.4. Conclusiones

En el presente capítulo se realizó una evaluación de la habilidad de un conjunto de modelos del programa CMIP5 en representar la distribución espacial y la variabilidad interanual de los índices de extremos de ETCCDI comparados con los reanálisis de ERA-Interim en el período 1980-2005. Además se analizaron las proyecciones a mediano y largo plazo utilizando dos escenarios, RCP4.5 y RCP8.5.

Las distribuciones espaciales de los extremos de temperatura del ensamble multi-modelo mostraron acuerdo con el reanálisis de ERA-Interim. Las mayores diferencias se presentaron

sobre el sector norte de los Andes de la región del sur de Sudamérica. Los extremos de precipitación mostraron mayores diferencias en las distribuciones espaciales entre CMIP5 y ERA-Interim. Para los índices de máxima precipitación en uno y cinco días el ensamble posicionó adecuadamente los máximos y mínimos, aunque subestimó el máximo en el sur de Brasil, y sobreestimó los valores de los índices sobre la Patagonia. El resto de los índices de precipitación (R10mm, R95p y PRCPTOT) mostraron las mayores diferencias en Cuyo y en el noroeste argentino. En esta zona, el reanálisis de ERA-Interim presentó tres máximos que no son evidentes ni en el ensamble multi-modelo ni en ninguno de los modelos individuales.

Las series temporales de los índices de extremos en la caja de los Andes Centrales del Sur mostraron la pobre habilidad de los modelos en representar la variabilidad inter anual, como se había señalado en el Capítulo 5. Para los índices de temperatura máxima y mínima, TNn mostró la mayor dispersión entre modelos. Además se observó que varios modelos sobreestiman sistemáticamente estos índices en la caja de ACS, especialmente en los índices de temperatura mínima. Consecuentemente, para el índice de días con heladas varios modelos mostraron una subestimación sistemática. Para los índices de precipitación, se observó una sobreestimación sistemática por parte de algunos modelos.

Para realizar un análisis objetivo de la habilidad de los modelos en representar los índices de extremos sobre el sur de Sudamérica y, en especial, sobre la caja ACS, se calculó el RMSE', definido por *Silmann et al.* [2013a]. Para la región completa, se encontró que el ensamble presentaba una mejor habilidad que los modelos individuales en promedio. En la región de ACS, el ensamble no se destaca por sobre el resto de los modelos, aunque para algunos índices presenta mejor habilidad. De acuerdo con el análisis realizado en el capítulo anterior, en el cual se seleccionó un sub-conjunto de modelos con mejor habilidad en representar la temperatura y precipitación, y con el análisis realizado en este capítulo centrado en la representación de los extremos, se seleccionaron los siguientes modelos:

- CCSM4
- CNRM-CM5
- EC-EARTH

A partir de este subconjunto de modelos se estudiaron las proyecciones a mediano y largo plazo considerando los escenarios RCP4.5 y RCP8.5. Las diferencias entre las proyecciones y el período histórico en las distribuciones espaciales de los índices de temperatura máxima y mínima resultaron positivas en prácticamente todo el sur de Sudamérica, tanto a mediano como a largo plazo, considerando ambos escenarios. Se observó un acuerdo entre todos los modelos. En general, las diferencias entre escenarios fueron más evidentes hacia el final del siglo. Esto tiene que ver con el hecho de que el RCP4.5 alcanza su estabilización, es decir, un nuevo equilibrio a partir de la mitad del siglo XXI [*van Vurren et al.*, 2011]. Por su parte, el RCP8.5 no se estabiliza durante el período estudiado y esto podría explicar que las tendencias sean más pronunciadas. El patrón de cambio más intenso se presentó en el índice TNn sobre la cordillera y en el extremo sudoeste del continente, considerando el RCP8.5.

Las diferencias en las distribuciones espaciales de los extremos de precipitación no mostraron acuerdo entre modelos, por lo que no se puede concluir un comportamiento de los índices para el futuro. La región que mostró mayor acuerdo es el centro y sur de Chile, donde los modelos coincidieron en proyectar una disminución de los índices R10mm, R95p y PRCPTOT.

Del mismo modo, las series temporales proyectadas en la caja de ACS mostraron un gran acuerdo entre modelos en un calentamiento que fue más evidente con el RCP8.5. La variable TNn mostró la tendencia positiva más pronunciada con este escenario, mientras que el índice FD presentó tendencias negativas. Para los índices de precipitación no se encontró un comportamiento uniforme entre modelos.

Referencias

Alexander, L., X. Zhang, T. C. Peterson, J. Caesar, B. Gleason, A. M. G. Klein Tank, M. Haylock, D. Collins, B. Trewin, F. Rahimzadeh, A. Tagipour, K. Rupa Kumar, J. Revadekar, G. Griffiths, L. Vincent, D. B. Stephenson, J. Burn, E. Aguilar, M. Brunet, M. Taylor, M. New, P. Zhai, M. Rusticucci, J. L. Vazquez-Aguirre (2006), Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res.*, **111**, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.

Frich, P., L. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A. Klein Tank, T. Peterson (2002), Observed coherent changes in climate extremes during the second half of the twentieth century, *Clim. Res.*, **19**, 193–212, doi:10.3354/cr019193.

Gleckler, P. J., K. E. Taylor, C. Doutriaux (2008), Performance metrics for climate models, *J. Geophys. Res.*, **113**, D06104.

Haylock, M.R., Peterson, T.C., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciação, Y.M.T., Baez, J., Barros, V.R., Berlato, M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Karoly, D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I., Vincent, L.A. (2006), Trends in total and extreme South American rainfall 1960–2000 and links with sea surface temperature. *J. Climate*, **19**, 1490–1512.

IPCC (2012), Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, pp. 582.

Karl T., D. Easterling (1999), Climate extremes: Selected review and future research directions, *Clim. Chang.*, **42**, 309–325.

Kiktev D., D. M. H. Sexton, L. Alexander, C. K. Folland (2003), Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes, *J. Climate*, **16**, 3560–3571.

Klein Tank A. M. G., F. W. Zwiers, X. Zhang (2009), Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation, *Climate data and monitoring WCDMP*-No. **72**, WMO-TD No. 1500, 56 pp.

Marengo J.A., Rusticucci M., Penalba O., Renom M. (2010): An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends, *Clim. Chang.*, **98**, 509-529.

Orlowsky, B., S. I. Seneviratne (2012), Global changes in extreme events: Regional and seasonal dimension, *Clim. Chang.*, **110**, 669–696, doi:10.1007/s10584-011-0122-9.

Rusticucci M., Marengo J., Penalba O., Renom M. (2010), An intercomparison of model-simulated in extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century. Part 1: mean values and variability, *Clim. Chang.*, **98**, 493–508, DOI 10.1007/s10584-009-9742-8

Sillmann, J., V. V. Kharin, X. Zhang, F. W. Zwiers, D. Bronaugh (2013a), Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 1716–1733, doi:10.1002/jgrd.50203.

Sillmann, J.,V.V.Kharin, F. W. Zwiers,X. Zhang, D. Bronaugh (2013b), Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **118**, 2473–2493, doi:10.1002/jgrd.50188.

Sillmann, J., E. Roeckner (2008), Indices for extreme climate events in projections of anthropogenic climate change, *Clim. Chang.*, 83–104, doi:10.1007/s10584-007-9308-6.

Skansi M, Brunet M, Sigró J, Aguilar E, Arevalo Groening J, Bentancur O, Castellon Geier Y, Correa Amaya R, Jacome H, Malheiros Ramos A, Oria Rojas C, Pasten AM, Sallons Mitro S, Villaroel Jiménez C, Martínez R, Alexander L, Jones PD. (2013), Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global Planet. Change*, **100**, 295–307, DOI:10.1016/j.gloplacha.2012.11.004.

Tebaldi C., J. M. Arblaster, R. Knutti (2011), Mapping model agreement on future climate projections, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L23701, doi:10.1029/2011GL049863.

van Vuuren D. P., Edmonds J., Kainuma, M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J-F., Masui T., Meinshausen M., Nakicenovic N., Smith S. J., Rose S. K. (2011): The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, **109**, 5–31.

Vincent L. A., T.C. Peterson, V.R. Barros, M.B. Marino, M. Rusticucci, G. Carrasco, E. Ramirez, L.M. Alves, T. Ambrizzi, M.A. Berlato, A.M. Grimm, J.A. Marengo, L. Molion, D.F. Moncunill, E. Rebello, Y.M.T. Anunciação, J. Quintana, J.L. Santos, J. Baez, G. Coronel, J. Garcia, I. Trebejo, M. Bidegain, M.R. Haylock, D. Karoly. (2005), Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960 – 2000, *J. Clim.*, **18**, 5011–5023, doi:10.1175/JCLI3589.1

Anexo del Capítulo 6:

Figuras de los modelos individuales

A6.1. Extremos de temperatura

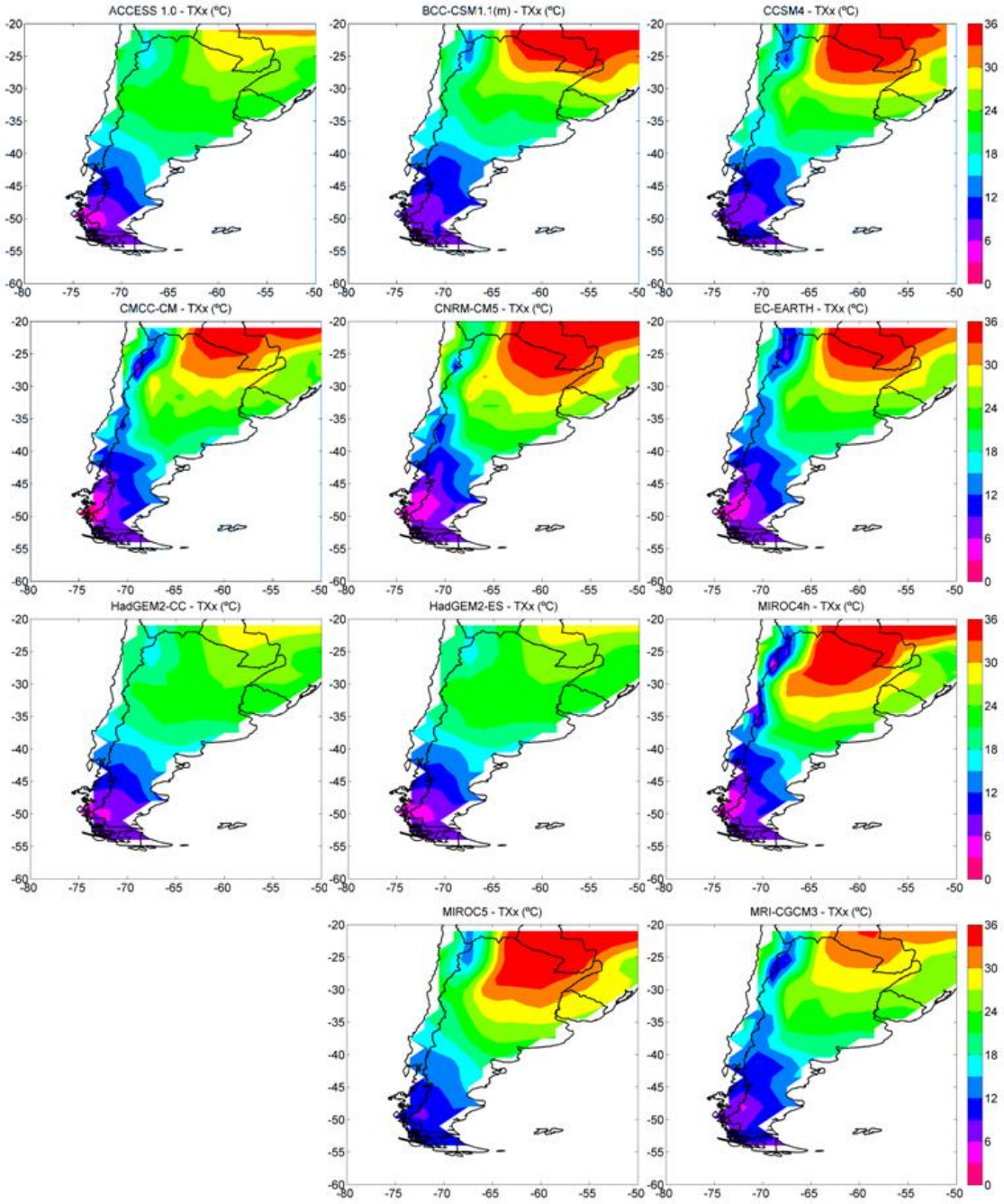


Figura A6.1. Distribución espacial de invierno (JJAS) en el período 1980-2005 del máximo de temperatura máxima (TXx) de los distintos modelos.

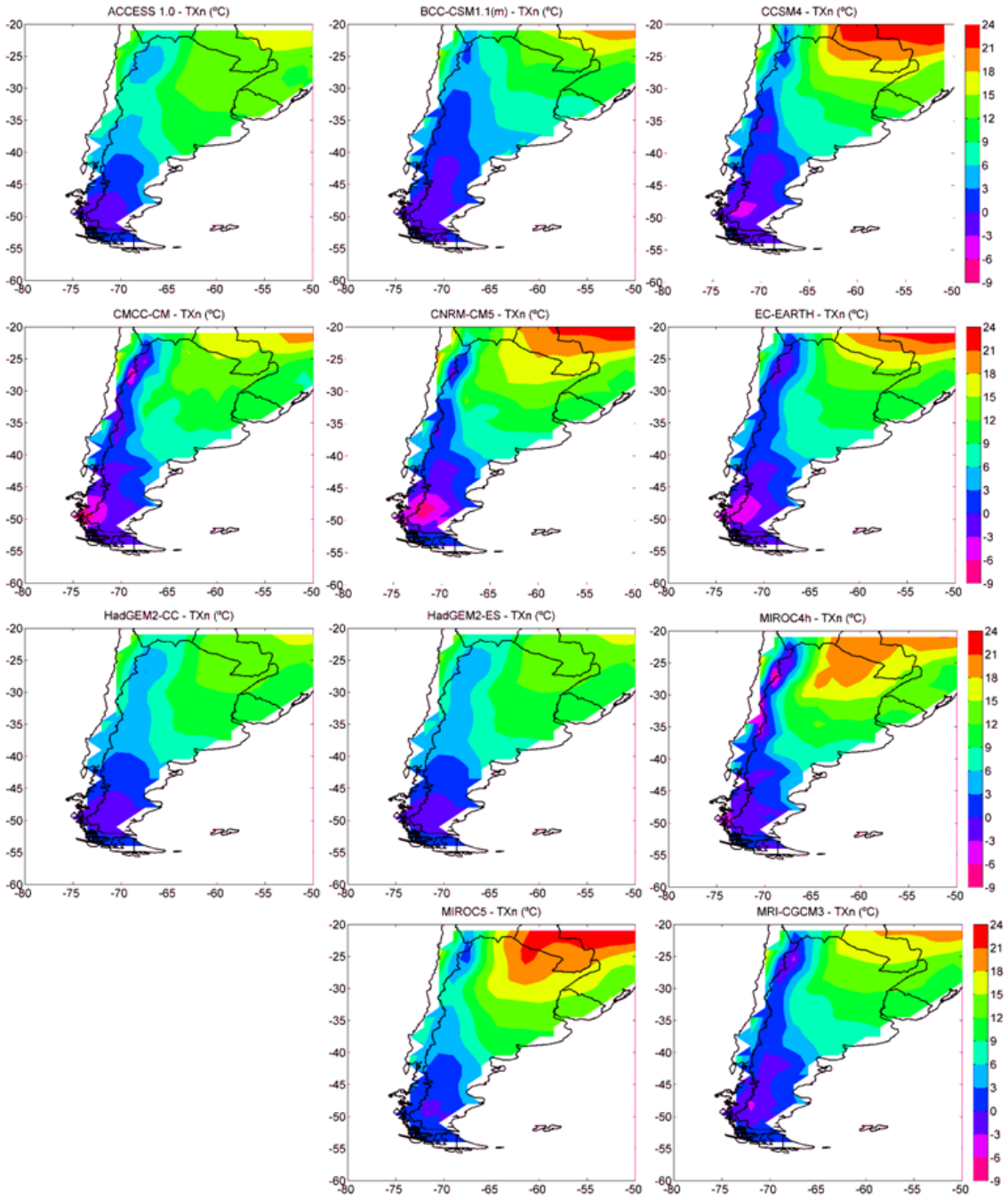


Figura A6.2. Distribución espacial de invierno (JJAS) en el período 1980-2005 del mínimo de temperatura máxima (TXn) de los distintos modelos.

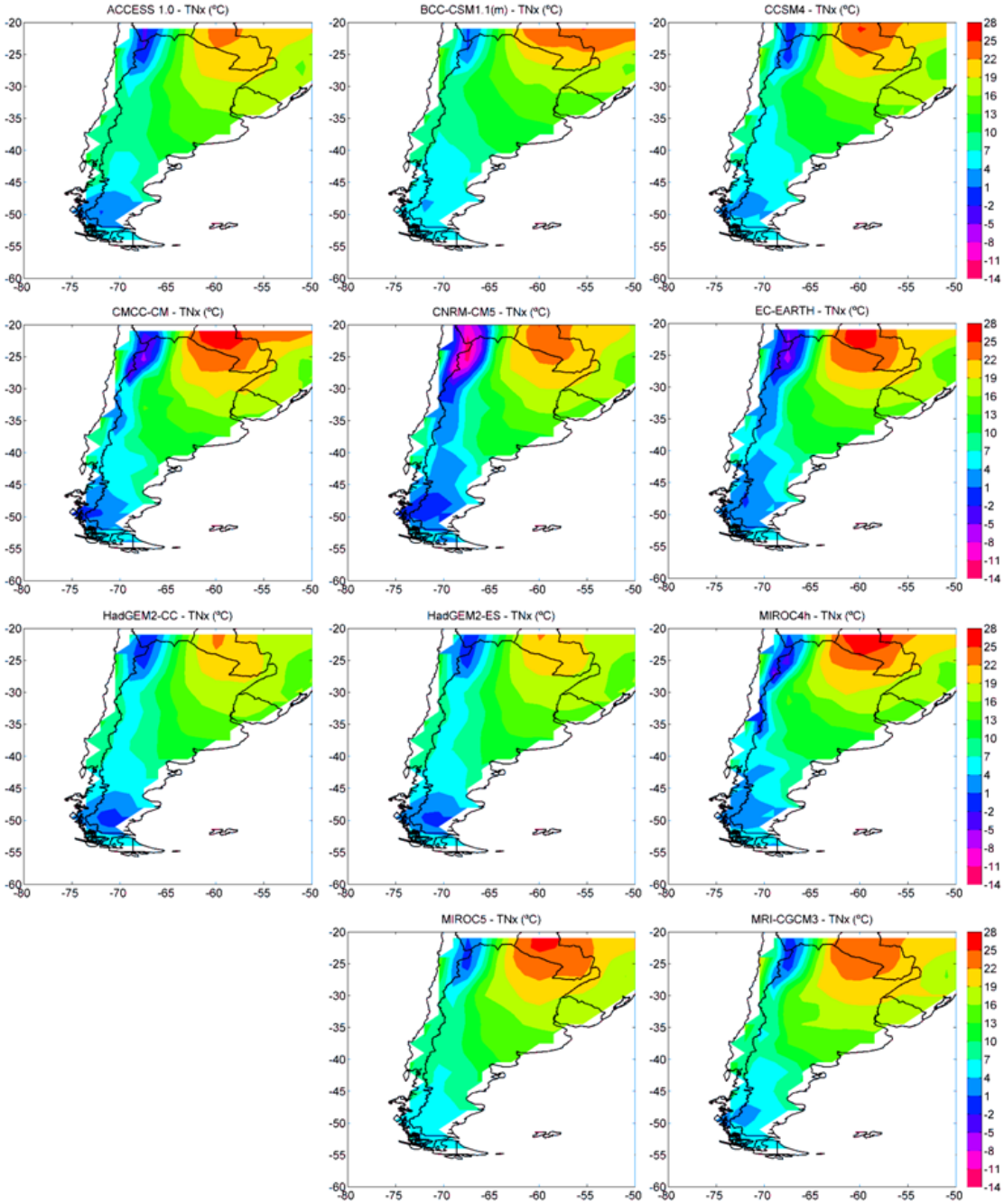


Figura A6.3. Distribución espacial de invierno (JJAS) en el período 1980-2005 del máximo de temperatura mínima (TNx) de los distintos modelos.

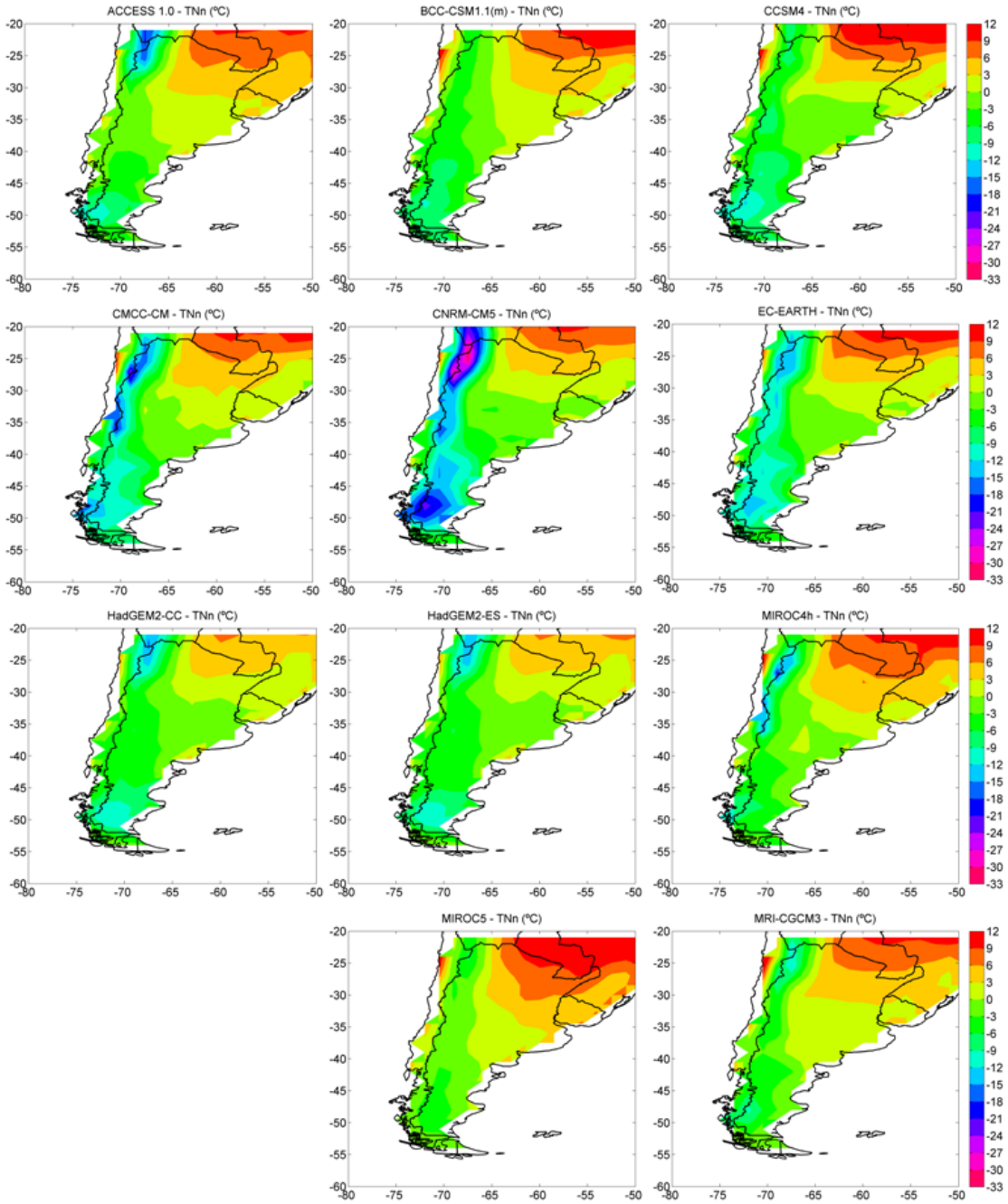


Figura A6.4. Distribución espacial de invierno (JJAS) en el período 1980-2005 del mínimo de temperatura mínima (TNn) de los distintos modelos.

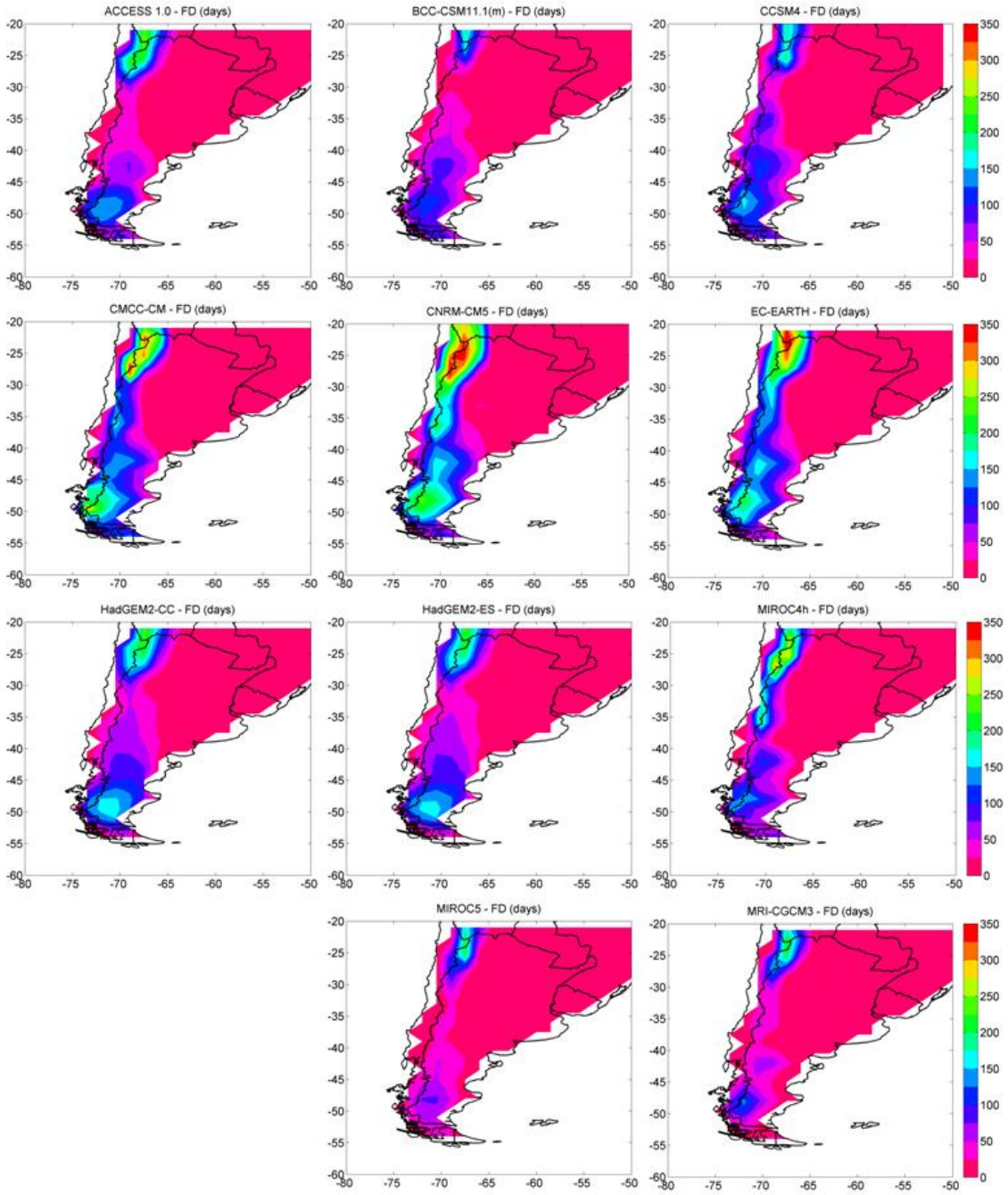


Figura A6.5. Distribución espacial en el período 1980-2005 de la cantidad de días con heladas (FD) de los distintos modelos.

A6.2. Extremos de precipitación

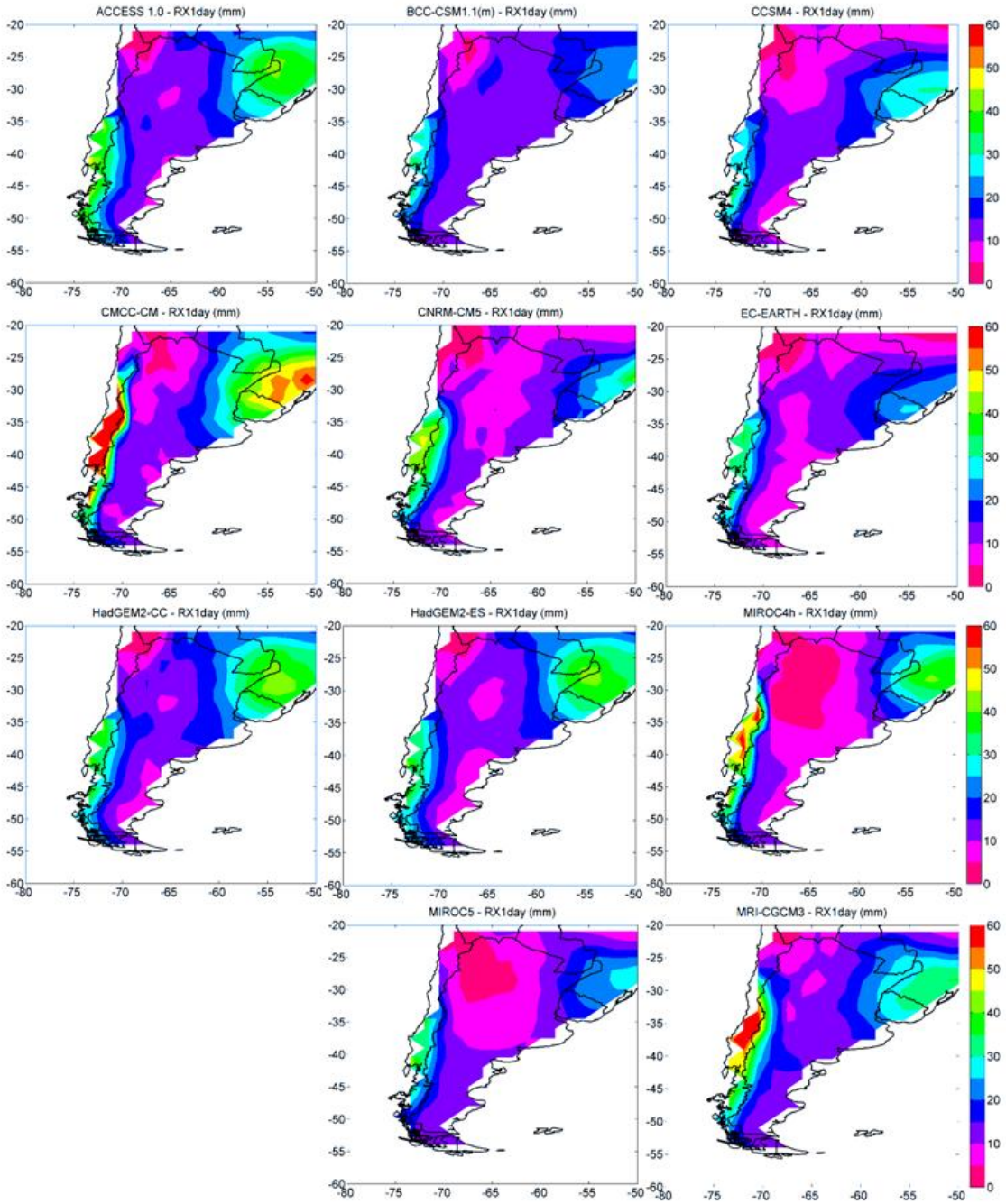


Figura A6.6. Distribución espacial de la precipitación máxima de invierno en un día (RX1day) en el período 1980-2005 de los distintos modelos.

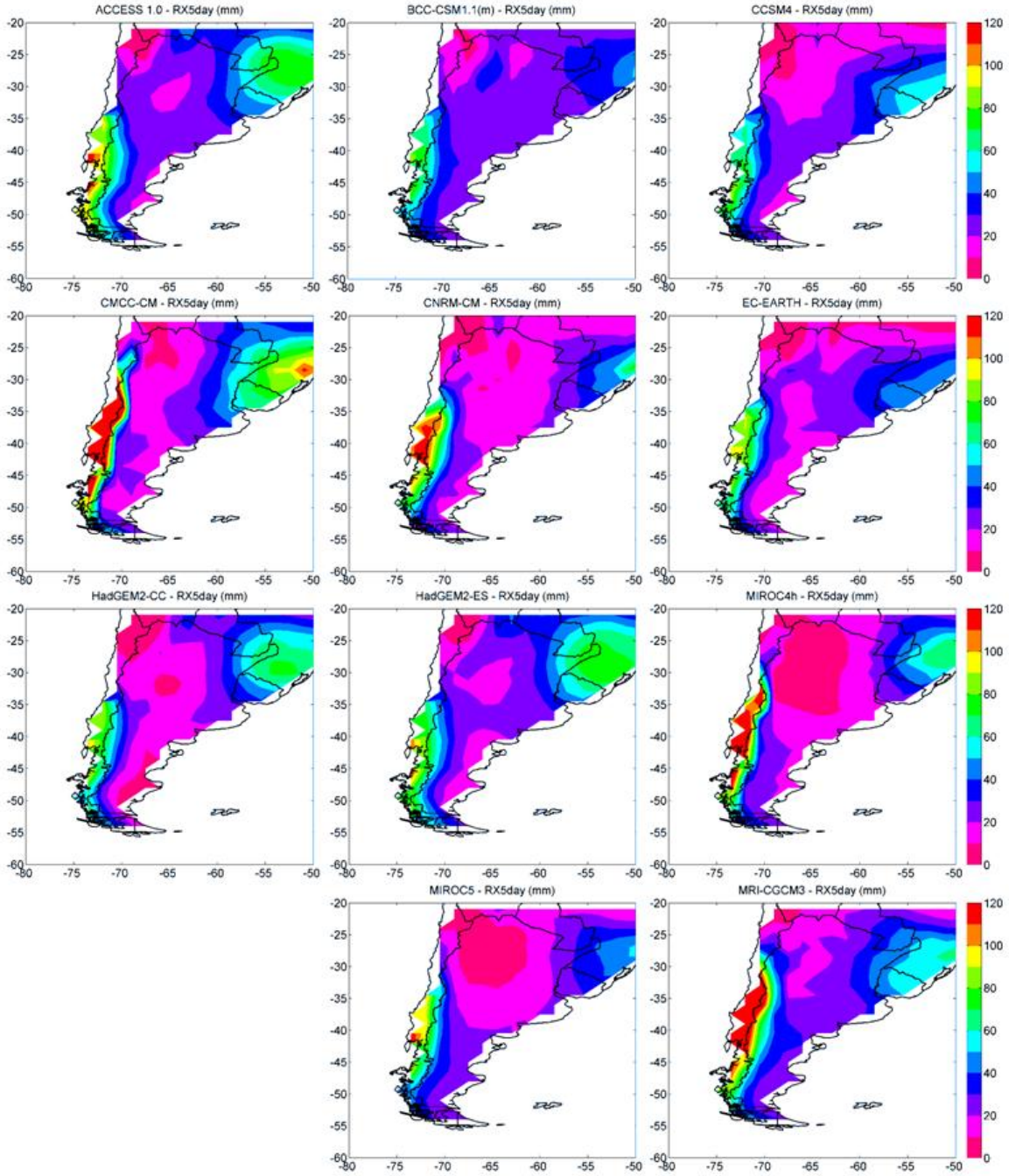


Figura A6.7. Distribución espacial de la precipitación máxima de invierno en cinco días (RX5day) en el período 1980-2005 de los distintos modelos.

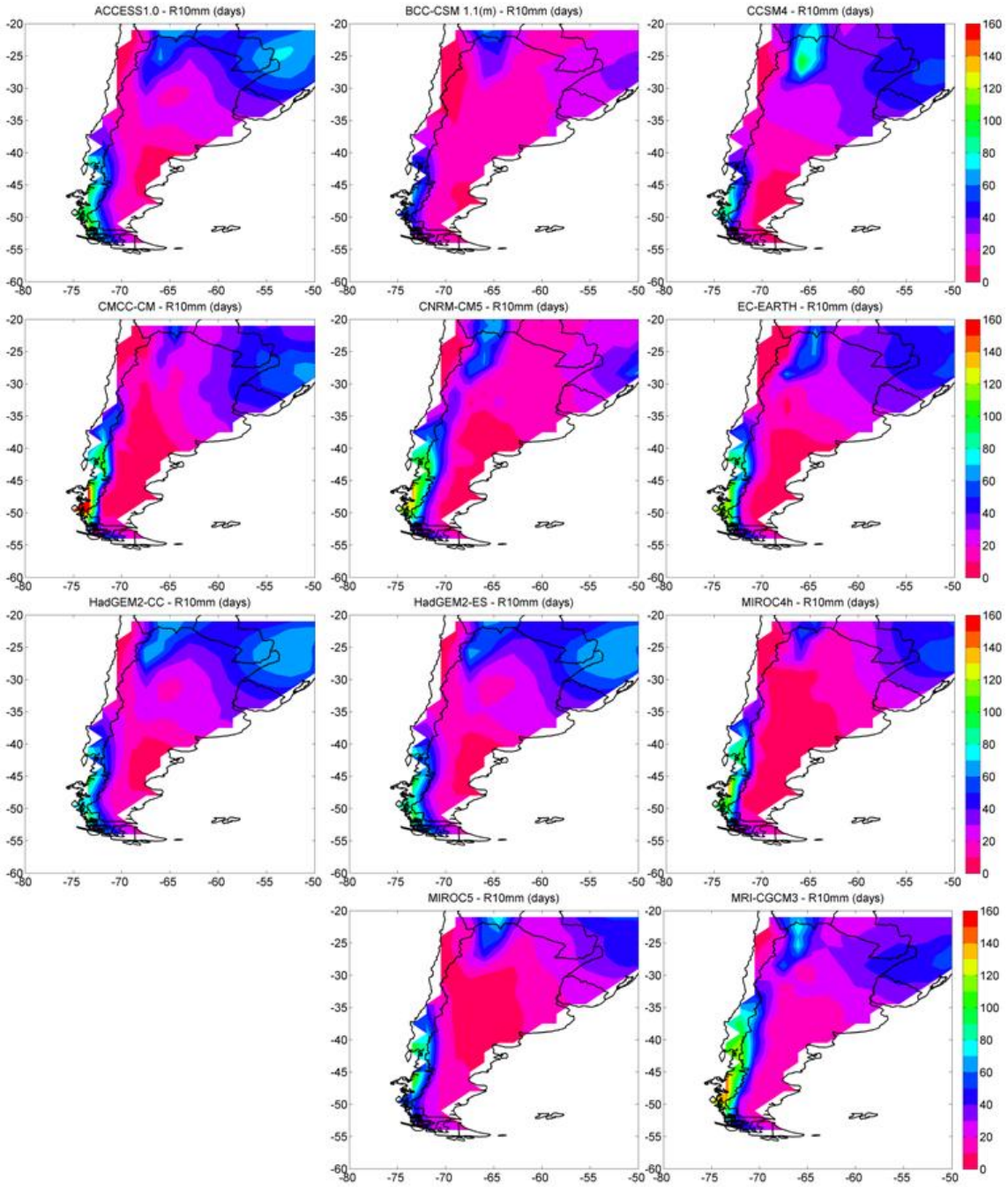


Figura A6.8. Distribución espacial de la cantidad de días con precipitación intensa (R10mm) en el período 1980-2005 de los distintos modelos.

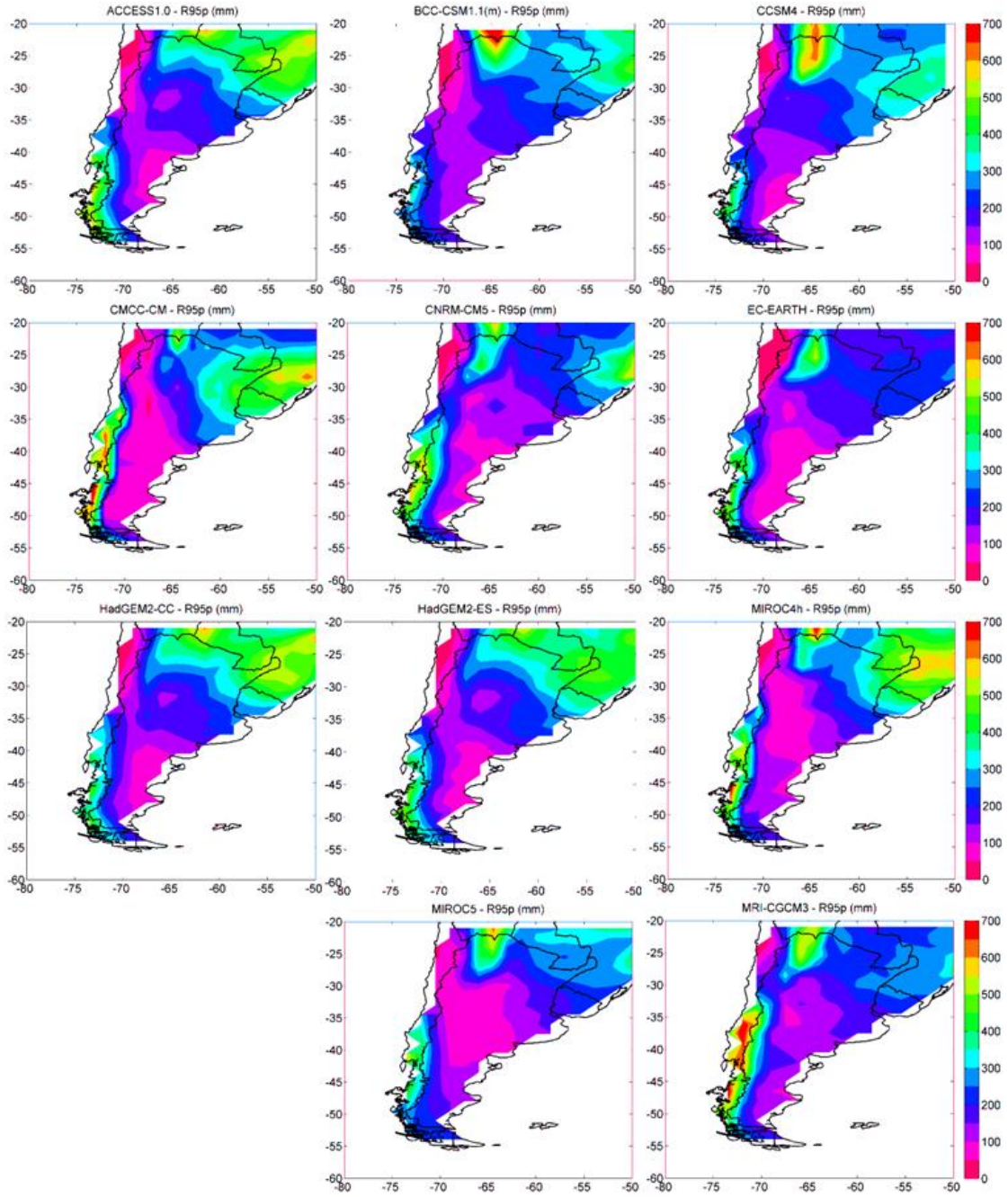


Figura A6.9. Distribución espacial de días muy lluviosos (R95p) en el período 1980-2005 de los distintos modelos.

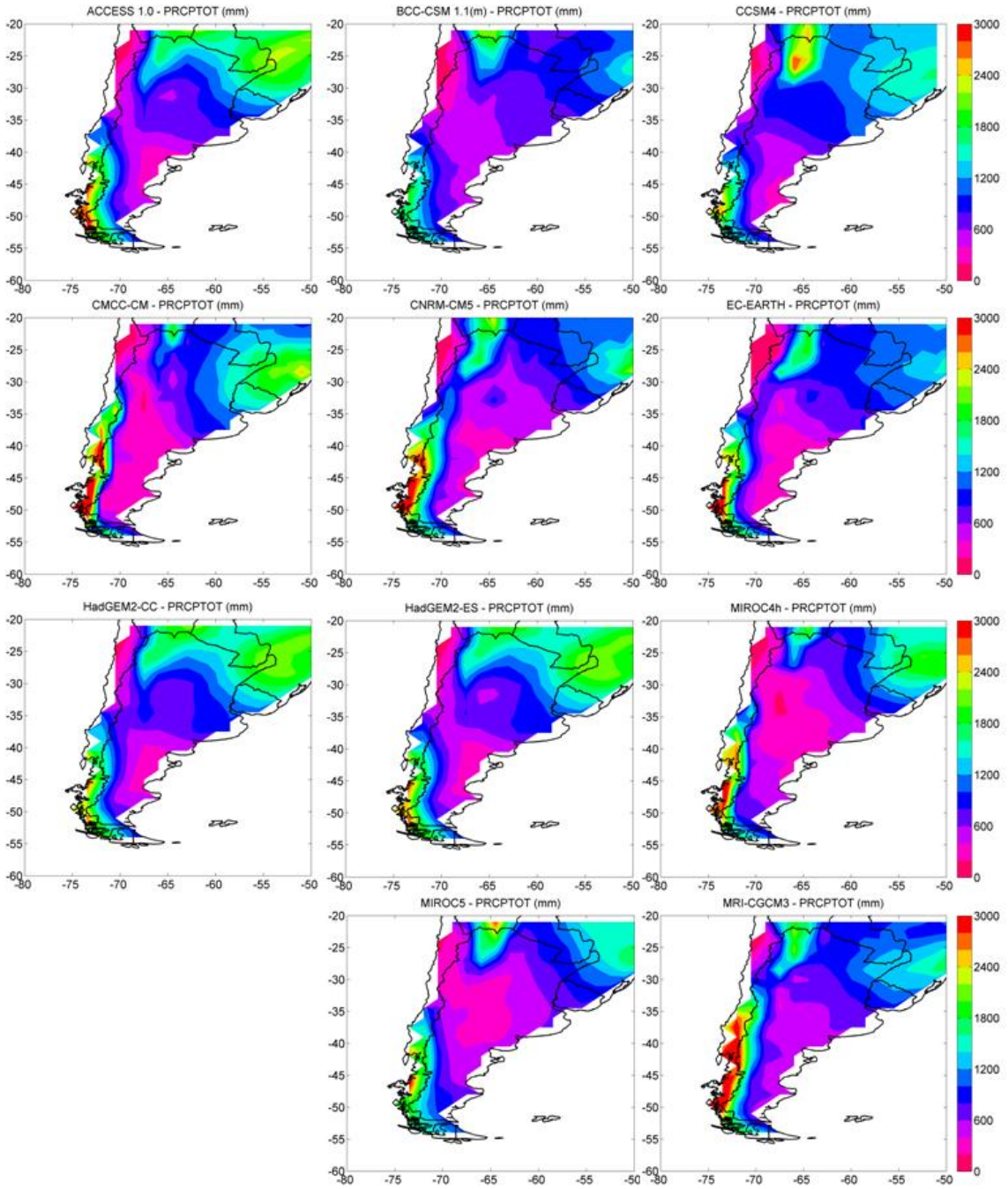


Figura A6.10. Distribución espacial de días muy lluviosos (R95p) en el período 1980-2005 de los distintos modelos.

Capítulo 7

Variabilidad observada y proyectada de la nieve y estimaciones de albedo y aerosoles

7.1 Introducción

El derretimiento de la nieve estacional acumulada en la región de los Andes Centrales del Sur no sólo representa la mayor fuente de caudal en los principales ríos del Cuyo y el centro de Chile, sino que tiene impactos sobre el transporte terrestre, el comercio y el turismo, debido a que la principal ruta que conecta Mendoza con Santiago de Chile cruza la cordillera en estas latitudes [*Masiokas et al.*, 2006]. En Chile, se estudió la influencia entre el ENSO y la nieve a partir de datos de 17 estaciones entre 30º y 37ºS [*Escobar y Aceituno*, 1998]. Se encontró que la nieve era superior a lo normal, entre 30º y 35ºS, en años con anomalías positivas de temperatura de superficie del mar en la región Niño 3, y lo opuesto ocurría con anomalías negativas del índice. Al sur de 35ºS, la correlación con el ENSO no resultó significativa. *Masiokas et al.* [2006] elaboraron una serie temporal de cobertura de nieve regional a partir de datos de estaciones a ambos lados de la cordillera. Esta serie mostró una marcada variabilidad interanual y una tendencia positiva, aunque no significativa.

Dado que las regiones montañosas resultan de difícil acceso y, por lo tanto, hay una menor disponibilidad de datos, se ha incrementado la atención hacia productos derivados de satélites y salidas de modelos climáticos. *Pu et al.* [2007] analizaron la distribución espacial de la cobertura de nieve en los Himalayas utilizando información del satélite *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). *Tahir et al.* [2011] también usaron productos del MODIS para explorar los cambios en la cobertura de nieve en Pakistán. En Sudamérica, *Foster et al.* [2009] estudiaron las características de la cobertura de nieve a partir de información de dos sensores de microondas pasivas SMMR y SSM/I a bordo de los satélites Nimbus-7 y *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP). A escala hemisférica, *Brutel-Vuilmet et al.* [2013] investigaron la cobertura de nieve simulada por los MCGs de CMIP5 en el hemisferio norte y encontraron una representación satisfactoria en comparación con las observaciones. *Terzago et*

al. [2014] compararon las salidas de CMIP5 con reanálisis y observaciones en los Himalayas, y estudiaron las proyecciones. Encontraron que se espera una reducción de entre 25% y 50% de la cobertura de nieve hacia fines del siglo XXI.

Los cambios en la extensión de los glaciares y en la cobertura de nieve en una región pueden deberse a factores puramente climáticos como la variación de la temperatura, o a cambios en los patrones de circulación que afectan la caída de precipitación en forma de nieve en una región. Aunque también pueden estar afectados por el efecto de oscurecimiento debido al depósito de aerosoles y polvo sobre las superficies de nieve o hielo, que afectan el balance de energía sobre la superficie a través de la reducción del albedo [*Painter et al.*, 2007; *Warren y Wiscombe,* 1980]. El albedo de la nieve depende de: i) el tamaño de las partículas de nieve; ii) el ángulo cenital solar; ii) el contenido de impurezas que absorben radiación como el polvo, las cenizas, el carbono negro; iv) el espesor de la nieve y el albedo del suelo subyacente. La mayor parte de la variabilidad interanual del albedo en latitudes medias y altas es provocada por cambios en la cobertura de nieve y de hielo en mar [*Qu y Hall*, 2005]. Además *Hansen y Nazarenko* [2004] demostraron que el clima de la Tierra puede ser bastante sensible a pequeños cambios en la reflectancia de la nieve.

Todas las especies de aerosoles generan un efecto de atenuación de la radiación incidente que llega a superficie, resultando en un enfriamiento. A su vez los aerosoles pueden calentar la atmósfera por absorción de radiación solar y de onda larga. Luego de la respuesta climática, este calentamiento puede ser superior al forzante negativo por atenuación y, por lo tanto, generar un efecto neto de calentamiento en la superficie. *Flanner et al.* [2009] demostraron a través de observaciones y simulaciones en el hemisferio norte que prácticamente todas las partículas atmosféricas aumentan el calentamiento solar neto en la columna nieve-atmósfera. Además encontraron que el oscurecimiento generado por pequeñas concentraciones de partículas en la nieve, excede la pérdida de energía absorbida por la atenuación de los aerosoles y, en consecuencia, aumenta el calentamiento por radiación solar sobre la cobertura de nieve.

En los Himalayas, se encontró una disminución del albedo sobre los glaciares desde el año 2000 utilizando información del satélite MODIS [*Ming et al.*, 2012]. Además se encontró una disminución en el albedo de la nieve a través del depósito de carbono negro utilizando

observaciones in-situ [*Yasunari et al.,* 2010] y a través de salidas de Modelos Climáticos Globales [*Lee et al.*, 2013; *Yasunari et al.,* 2013]. En el sudoeste de Estados Unidos, en Sierra Nevada se estudiaron los cambios en el albedo de la nieve y encontraron que las variaciones en el espesor óptico de los aerosoles (EOA), que generalmente incluyen carbono negro y polvo tanto de fuentes locales, como transportado a través del Pacífico desde el este de Asia, afectan significativamente el albedo de la nieve [*Lee y Liou*, 2012].

En el presente capítulo se estudiaron los cambios pasados y proyectados de la cobertura de nieve y del equivalente en agua de nieve en los Andes Centrales del Sur. Además se realizó un análisis exploratorio de los cambios en el albedo de la nieve, y la presencia de aerosoles en la zona de estudio, indicadores de contaminación, como otros posibles factores relevantes en las causas de los cambios observados y proyectados.

7.2. Datos y metodología

Como se dijo en capítulos anteriores, las mediciones de nieve en la región son muy escasas, debido a la compleja orografía y a las condiciones desfavorables del clima de invierno sobre los Andes Centrales del Sur. Es por ello que se utilizaron datos de reanálisis para estudiar los cambios pasados y las salidas de los modelos climáticos globales de CMIP5 para analizar las proyecciones futuras de la cobertura de nieve en la región. Para llevar a cabo este estudio, se consideró el reanálisis de ERA-Interim/Land [*Balsamo et al.*, 2013]. Esta base de datos describe la evolución de la humedad y la temperatura de suelo, y la cobertura de nieve. Es el producto de las simulaciones *offline* del modelo de suelo mejorado *Hydrology-Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchange over Land* (HTESSEL) forzado con los campos meteorológicos de ERA-Interim y con ajustes de precipitación basados en GPCP v2.1. Además incluye un esquema de nieve completamente revisado e incorpora información del satélite MODIS [*Dutra et al.*, 2010]. Cubre el período 1979-2010 y dispone de salidas con distintas resoluciones; en este capítulo se seleccionó la más alta (0.125°) debido a la complejidad del terreno de la zona de estudio. La calidad del producto ERA-Interim/Land se basa en tres aspectos: (i) la precisión del forzante de las simulaciones de ERA-Interim, (ii) las correcciones de precipitación utilizando datos de GPCP, y (iii) el realismo del modelo de superficie. El esquema de nieve de las simulaciones offline de ERA-Interim/Land fue validado por *Dutra et al.* [2011] en el hemisferio norte. Se

encontró que la resolución horizontal tiene un rol crucial en la caracterización de la cobertura de nieve sobre terrenos complejos, como áreas con orografía o costas. Además las mejoras en las parametrizaciones físicas de la nieve y en el forzante meteorológico, resultaron ser elementos clave para simular adecuadamente la cobertura de nieve y las interacciones nieve-atmósfera [*Dutra et al.,* 2011]. Es por ello que el producto ERA-Interim/Land resulta potencialmente el más apropiado para obtener mediciones de nieve en un período extenso y con una cobertura espacial completa de la región de estudio.

Para el presente capítulo, se obtuvieron las variables Equivalente en Agua de la Nieve (EAN) y albedo de la nieve de ERA-Interim/Land con resolución temporal diaria, y se calcularon los promedios mensuales. Se estudió la distribución espacial de EAN en la región para los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre, así como el ciclo anual medio y la variabilidad interanual. Se realizó un análisis similar para el albedo de la nieve. Para estudiar las variaciones temporales, se realizaron promedios areales en la caja comprendida entre 30º-37ºS y 71º-69.5ºW.

Las corridas de CMIP5 poseen salidas de variables para caracterizar la nieve. En este capítulo se utilizó la variable Equivalente en Agua de la Nieve, de la corrida histórica y de las proyecciones futuras con los escenarios RCP4.5 y RCP8.5. Los modelos considerados son los mismos que aquellos listados en la Tabla 5.1 del Capítulo 5, aunque no se disponía de esta variable en el modelo EC-EARTH. En todos los casos se consideró la corrida r1i1p1. La corrida histórica fue comparada con ERA-Interim en el período en común: 1980-2005. Las proyecciones futuras fueron analizadas para mediano (2040-2065) y largo plazo (2075-2100).

Por último se obtuvieron datos de Espesor Óptico de Aerosoles (EOA). Esta variable es una medida de la extinción de la radiación solar incidente por parte de las partículas presentes en la atmósfera (polvo, humo, contaminantes, etc.) a través de la absorción o dispersión. El EOA es un parámetro óptico integral y su magnitud se relaciona con la concentración de aerosoles en toda la columna atmosférica. A mayor valor de EOA, menor es la radiación solar directa que puede llegar a la superficie debido a la extinción por los aerosoles en la columna. Esta variable fue obtenida de MODIS, que es un espectro radiómetro de 36 bandas que ha sido ampliamente utilizado en la comunidad científica [e.g.: *Zhang y Reid*, 2010; *Mehta*, 2015; *Pozzer et al.*, 2015]. El producto de EOA de MODIS fue validado

satisfactoriamente con mediciones de EOA desde superficie determinadas por *Aerosol Robotic NETwork* (AERONET, *Holben et al.*, 1998) para diferentes condiciones atmosféricas y diferentes ubicaciones [e.g., *Levy et al.*, 2010; *Bréon et al.*, 2011; *Hyer et al.*, 2011; *Mei et al.*, 2012]. La resolución espacial del producto de EOA de MODIS es de 1ºx1º y comprende el período 2000-2014, aunque en este capítulo se utilizó la información hasta 2010, cuando finaliza el período de datos de ERA-Interim/Land.

7.3. Resultados

7.3.1. Cambios pasados y proyecciones futuras de la cobertura de nieve

La Figura 7.1 muestra la climatología de EAN en el período 1980-2010, para los meses junio, julio, agosto y septiembre. El reanálisis muestra que la zona donde se concentra la nieve corresponde a la zona de los Andes entre 30º y 39ºS aproximadamente. El máximo de la región se ubica en los 35ºS, y es mayor en septiembre. Esta figura, es consistente con las observaciones de EAN mostradas en el Capítulo 3 (ver Figura 3.12). Allí se observó menores valores de EAN durante todo el año en la estación Toscas, ubicada más al norte, y un aumento de la variable hacia el sur, con el máximo en la estación Laguna Atuel (34,5ºS). Para caracterizar la variabilidad temporal de EAN, se realizó un promedio areal en la caja comprendida entre 30-37ºS y 71º-69.5ºO. La Figura 7.2 muestra el ciclo anual de EAN en el período 1980-2010 promediado en dicha caja. Naturalmente la variable es cero en los meses de verano, y comienza a nevar en mayo, en promedio. Se observa que para el promedio de la región, el máximo se alcanza en agosto. De todas formas se ve que el máximo de la región, se maximiza en septiembre, al igual que las estaciones individuales estudiadas en la Figura 3.12.

La Figura 7.3 muestra la variabilidad interanual de EAN en cada mes. Se observa una marcada variabilidad interanual, especialmente en agosto y septiembre. Además los meses julio, agosto y septiembre presentan tendencia negativa, aunque no significativa. En la Figura 7.4 se muestra la distribución espacial de tendencias lineales en la región. Se observa una disminución de EAN en gran parte de la región para todos los meses. Las mayores disminuciones ocurren el julio, en la zona del máximo de EAN. Cabe notar que entre 32ºS y 35ºS del lado argentino,

se observa un leve aumento, consistentes con las observaciones presentadas en el Capítulo 3 (Tabla 3.4).

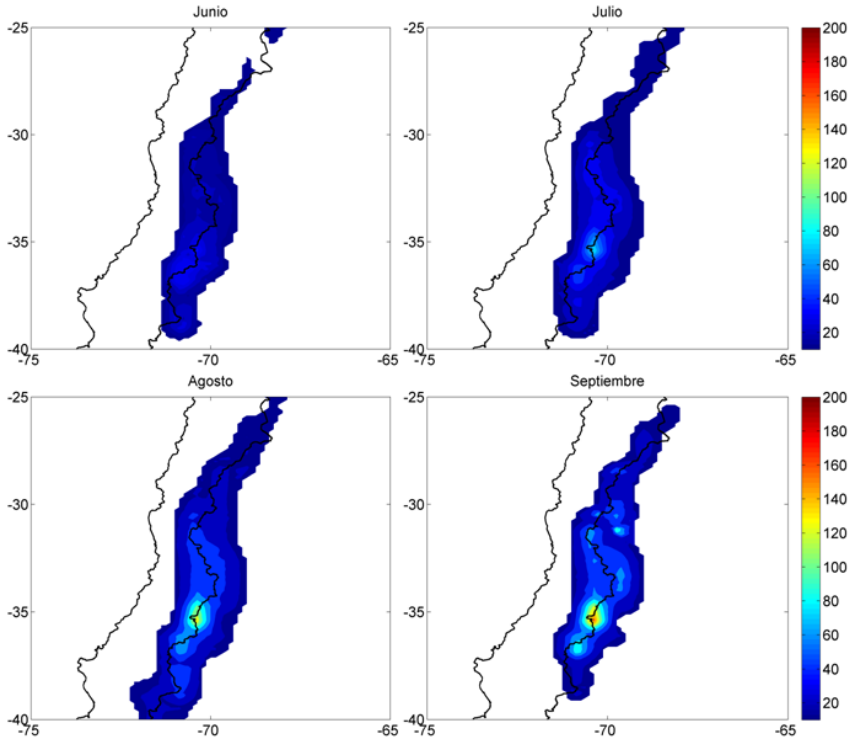


Figura 7.1. Equivalente en agua de la nieve media (kg/m^2) en el período 1980-2010 para junio, julio, agosto y septiembre de ERA-Interim/Land.

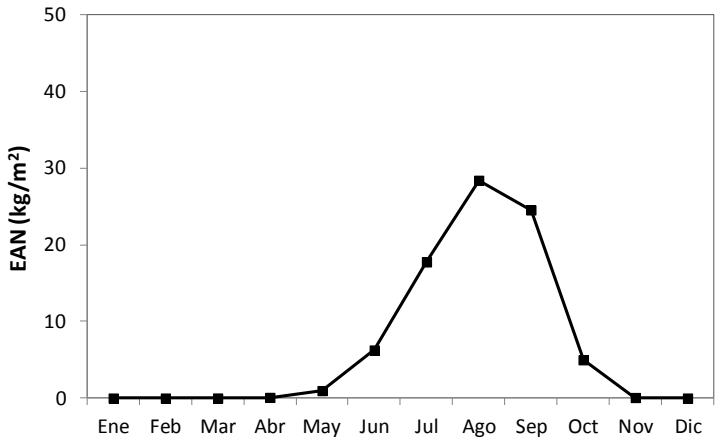


Figura 7.2. Ciclo anual medio (1980-2010) del equivalente en agua de la nieve (kg/m^2) en la región de los Andes Centrales del Sur

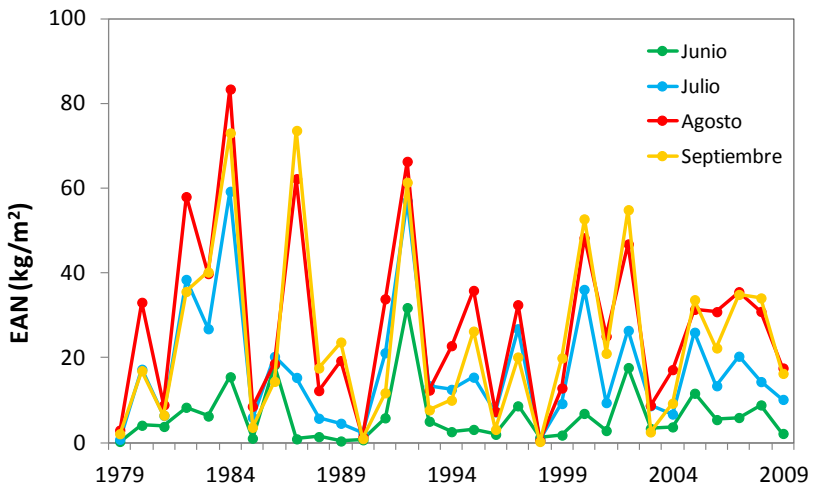


Figura 7.3. Series temporales de EAN (kg/m^2) para los meses junio, julio, agosto y septiembre entre 1979-2010.

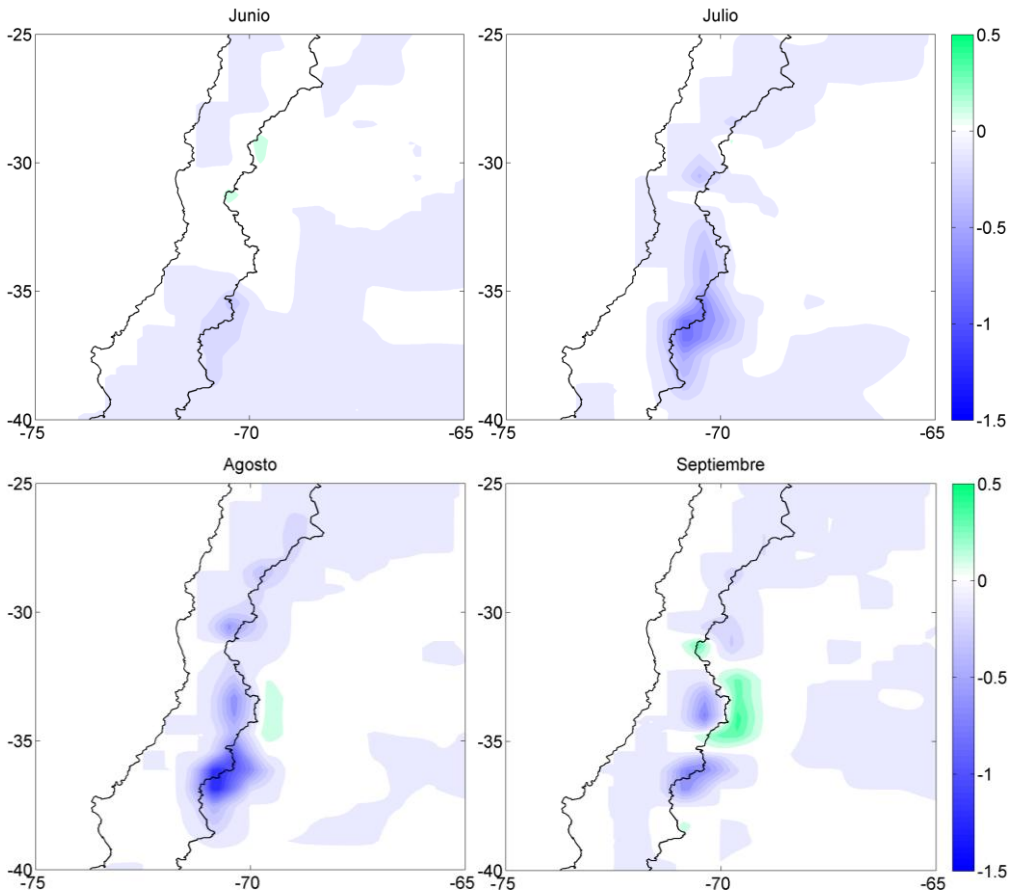


Figura 7.4. Tendencias lineales de EAN ((kg/m^2)/año) para los meses junio, julio, agosto y septiembre en el período 1979-2010.

Al analizar las distribuciones espaciales de EAN de los 14 MCGs de CMIP5 considerados en esta tesis, se observó que mucho de ellos no presentaban nieve sobre la región de estudio. Tal es el caso de los modelos: ACCESS 1.0, ACCES 1.3, BCC-CSM1.1(m), CCSM4, CESM1 (BCG), CMCC-CM, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES y MIROC5. Se observó que la mayoría de ellos sólo mostraba EAN distinta de cero sobre el sur de Chile y sudoeste de Argentina, en la región del máximo climatológico de Sudamérica. Por consiguiente, la Figura 7.5 muestra la distribución espacial de EAN en Junio por parte de los modelos de CMIP5 restantes: CESM1(CAM5), CNRM-CM5, MIROC4h, MRI-CGCM3, MRI-ESM1. El primero muestra una distribución consistente con ERA-Interim/Land en magnitud y ubica adecuadamente el máximo, aunque muestra el área más extendida hacia el norte. El modelo CNRM-CM5 también muestra EAN al norte de la región, que no es reproducida por ERA-Interim/Land, aunque también muestra un máximo en 35ºS. El modelo MIROC4h es coherente en mostrar el máximo en 35ºS aunque muestra valores muy superiores a ERA-Interim/Land. Además muestra una zona con cobertura de nieve extendida sobre casi todo el dominio cordillerano de la figura. Los últimos dos modelos tienen una representación menos realista ya que muestran EAN en el norte de la región y prácticamente cero en la zona del máximo, aunque con magnitudes más coherentes que MIROC4h. En el resto de los meses (Figuras 7.6, 7.7 y 7.8), la distribución espacial se mantiene y aumenta la magnitud de EAN. Se observa una sobreestimación de la magnitud de EAN de los modelos CNRM-CM5 y MIROC4h en toda la región. Los modelos del MRI no ubican correctamente el máximo, ya que ambos lo ubican en el norte de la región. El modelo CESM1(CAM5) muestra una distribución más similar al reanálisis.

La Figura 7.9 muestra las series temporales de EAN para los distintos meses en el período 1979-2005. Se ve que MIROC4h muestra mayores valores durante todo el período para todos los meses analizados y una variabilidad muy marcada, no consistente con ERA-Interim/Land. En los cuatro meses, el modelo CNRM-CM5 también muestra valores superiores a ERA-Interim/Land aunque menores que MIROC4h, tal como se observó en las distribuciones espaciales (Figuras 7.5 a 7.8). En general, los MCGs no muestran una adecuada representación de la variabilidad interanual de la nieve en la región.

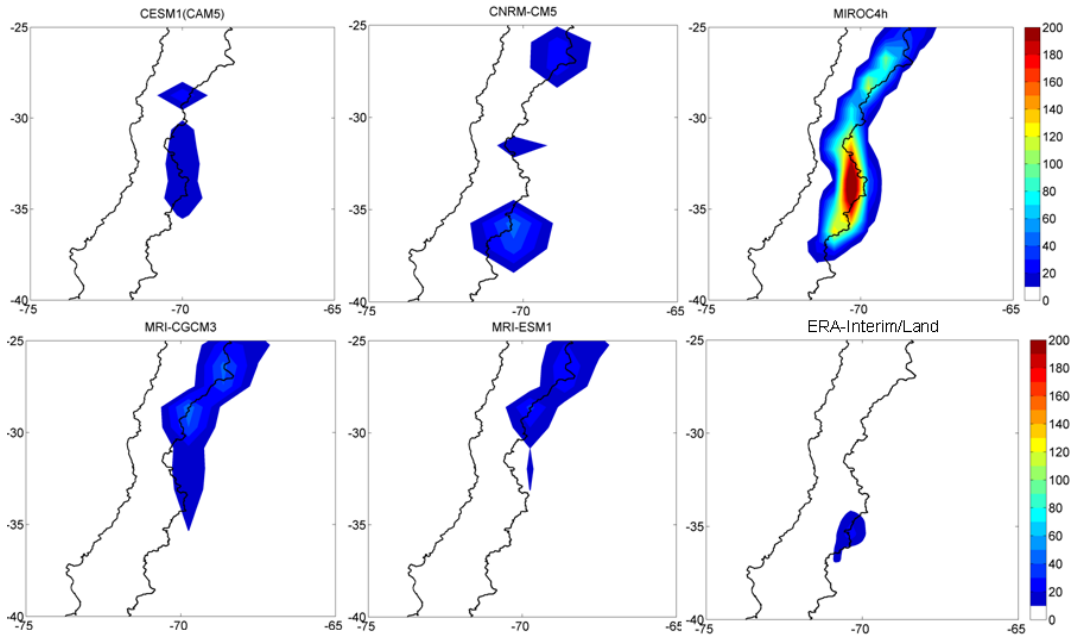


Figura 7.5. EAN media (1980-2005) para Junio de los distintos MCGs de CMIP5 y el reanálisis ERA-Interim/Land.

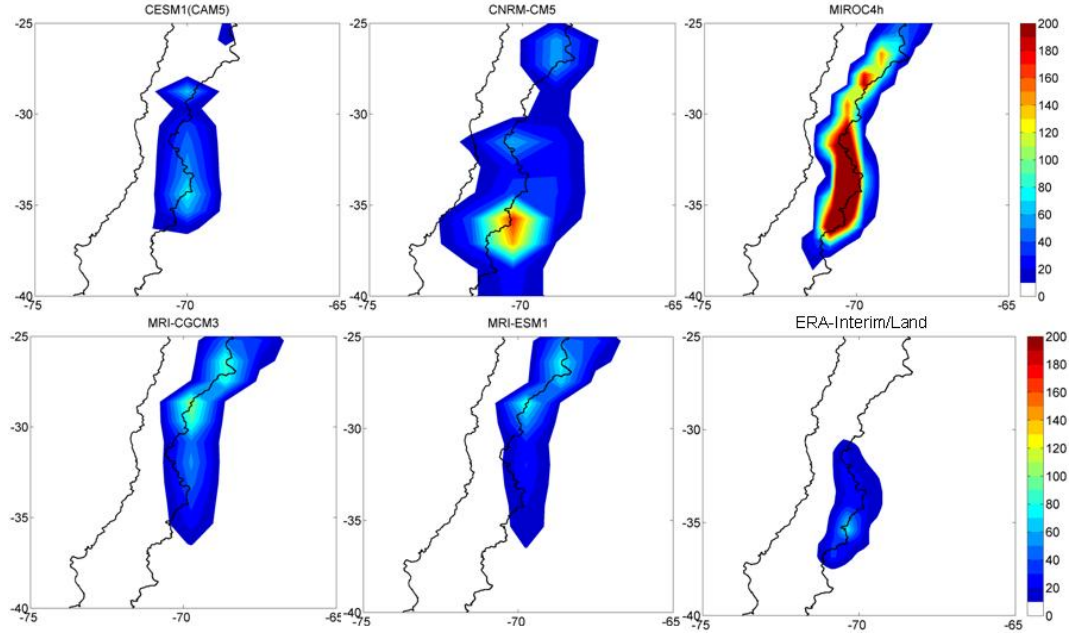


Figura 7.6. Ídem Figura 7.5 para Julio.

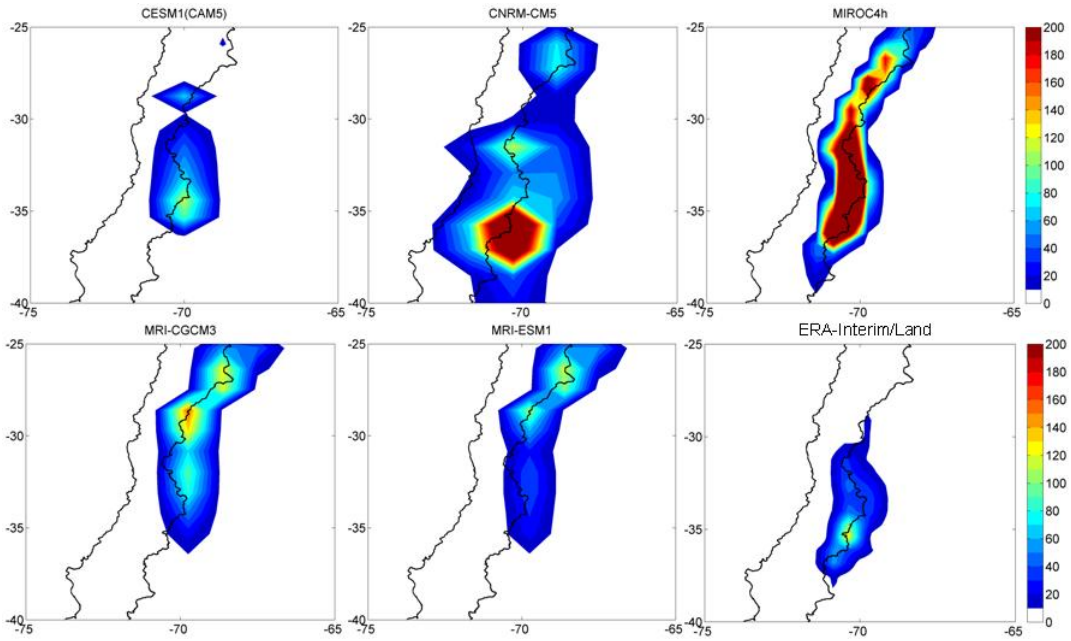


Figura 7.7. Ídem Figura 7.5 para Agosto.

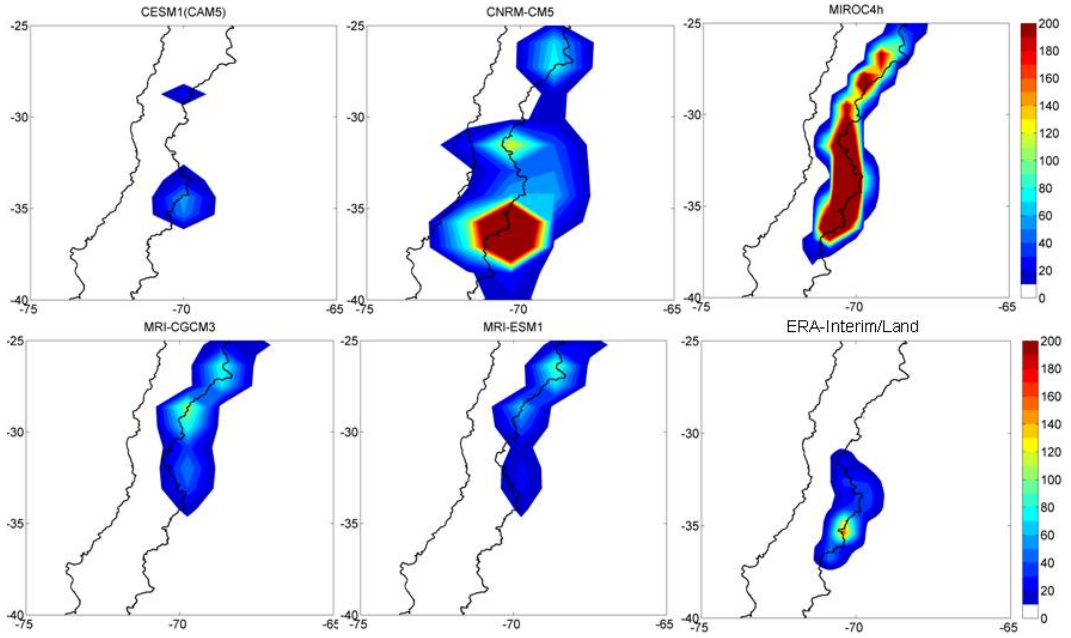


Figura 7.8. Ídem Figura 7.5 para Septiembre.

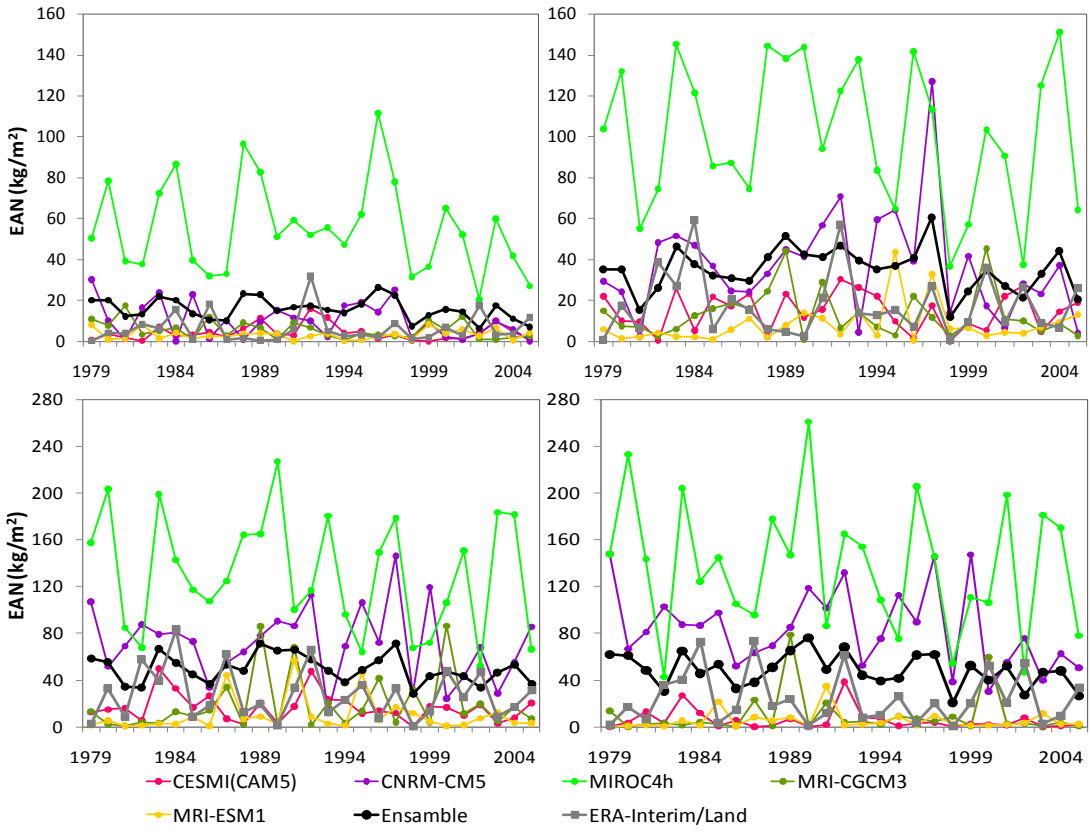


Figura 7.9. Series temporales de EAN (kg/m^2) para los meses junio y julio (panel superior), agosto y septiembre (panel inferior) entre 1979-2015 para los distintos modelos y para ERA-Interim/Land. Notar que se modifica el eje y entre el panel superior e inferior.

Por último, se evaluaron las proyecciones a mediano y largo plazo. De los cinco modelos que mostraron EAN distinta de cero en la región, dos de ellos no disponían de proyecciones con los RCP4.5 y 8.5 al momento de escribir la presente tesis. Por lo tanto, se muestran las proyecciones de los modelos CESM1 (CAM5), CNRM-CM5 y MRI-CGCM3. En primer lugar se muestran las diferencias entre la distribución espacial de EAN proyectada para mediados de siglo (2040-65) y la distribución espacial pasada (1980-2005) a nivel mensual considerando ambos RCPs (Figuras 7.10, 7.11, 7.12 y 7.13). A mediano plazo se observa una disminución generalizada de EAN, con diferencias más importantes en las zonas donde cada modelo ubicaba su máximo. Además se observa una mayor disminución en los meses de agosto y septiembre, cuando ocurren los máximos de EAN. Las diferencias en la distribución espacial proyectadas para fines de siglo (2075-2100) comparadas con la distribución pasada

(1980-2005) para ambos RCPs se presentan para cada mes en las Figuras 7.14, 7.15, 7.16 y 7.17. Se observa un comportamiento similar que lo encontrado para mitad de siglo.

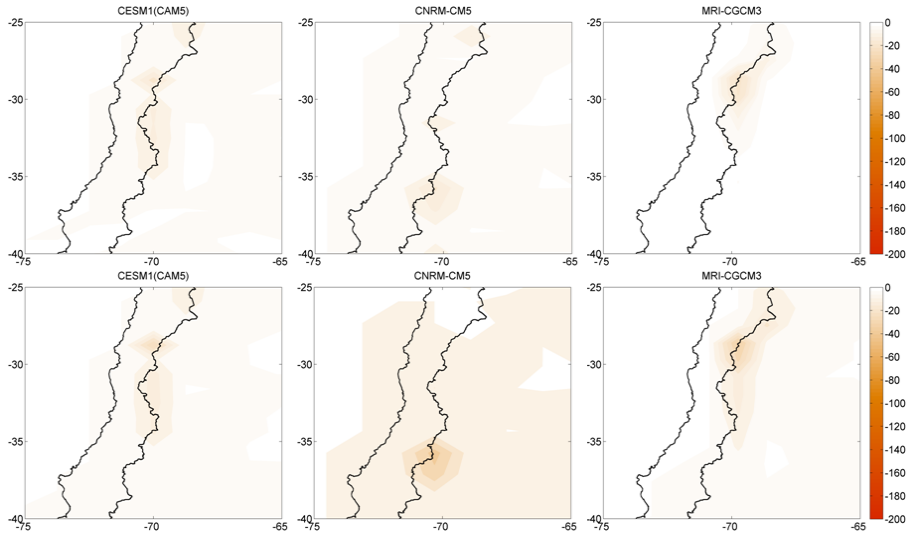


Figura 7.10. Diferencias proyectadas de EAN (kg/m^2) entre 2040-2065 y 1980-2005 para Junio de los distintos MCGs de CMIP5. Panel superior: RCP4.5, panel inferior: RCP8.5.

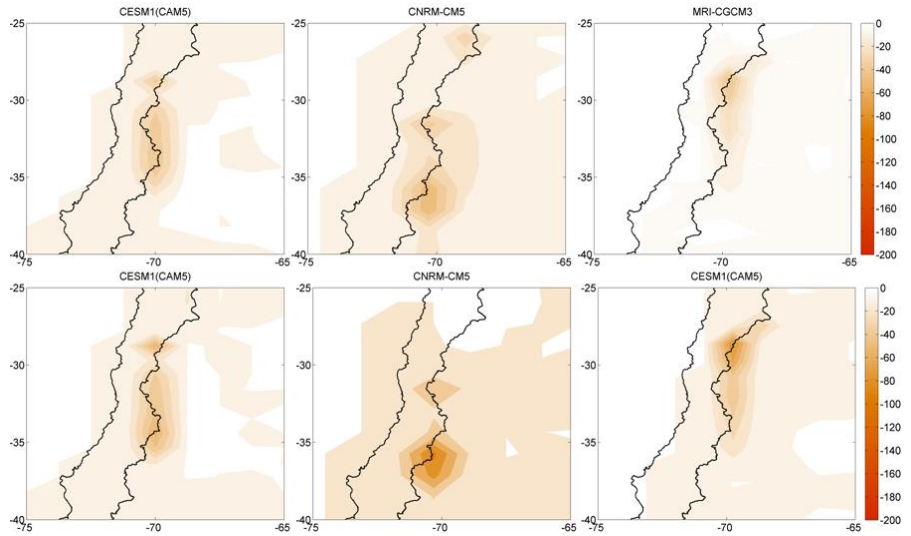


Figura 7.11. Ídem Figura 7.10 para Julio.

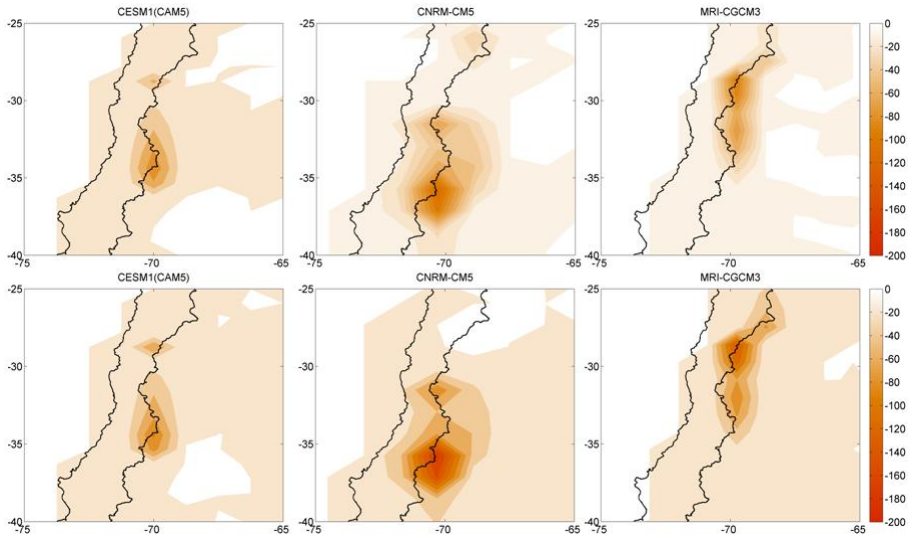


Figura 7.12. Ídem Figura 7.10 para Agosto.

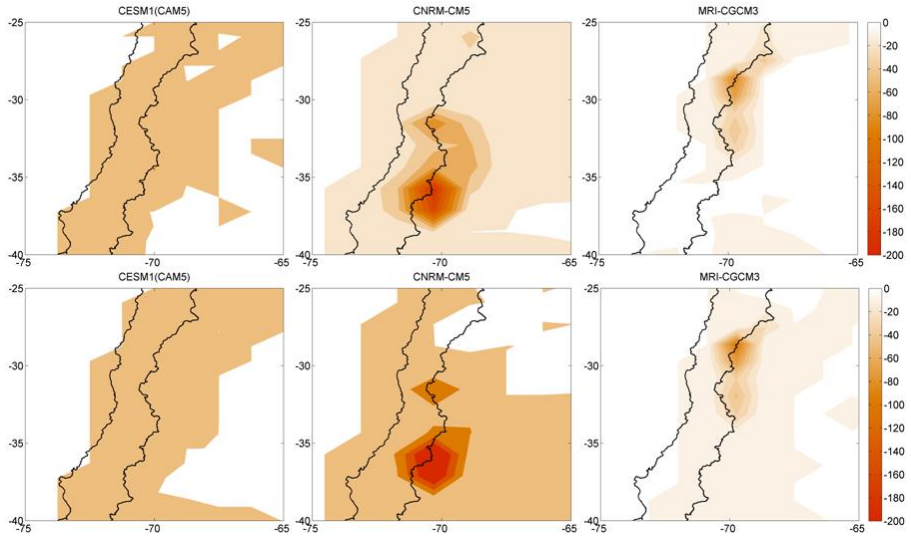


Figura 7.13. Ídem Figura 7.10 para Septiembre.

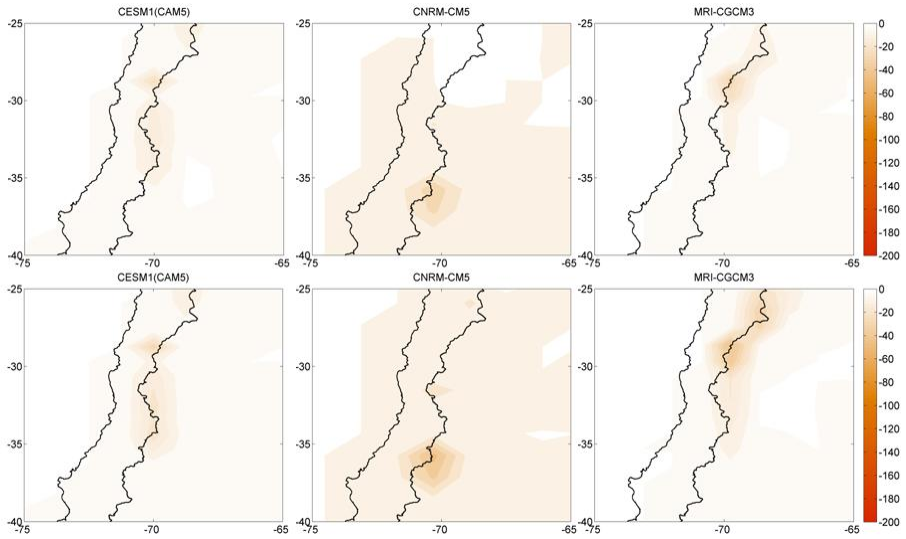


Figura 7.14. Diferencias proyectadas de EAN entre 2075-2100 y 1980-2005 para Junio de los distintos MCGs de CMIP5. Panel superior: RCP4.5, panel inferior: RCP8.5.

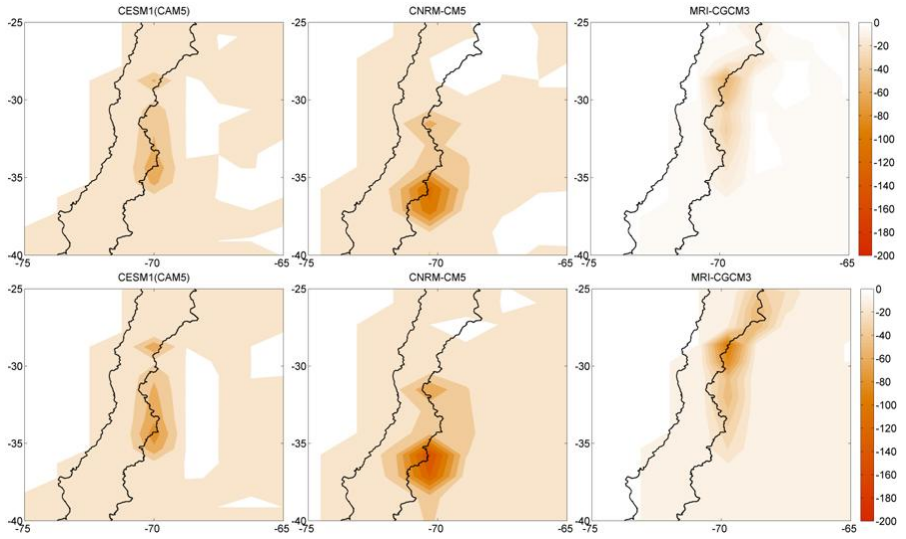


Figura 7.15. Ídem Figura 7.14 para Julio.

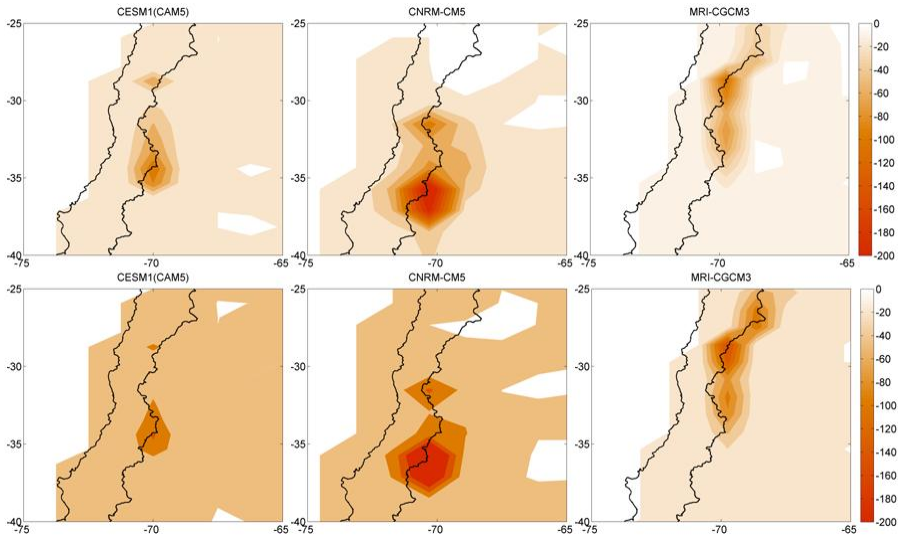


Figura 7.16. Ídem Figura 7.14 para Agosto.

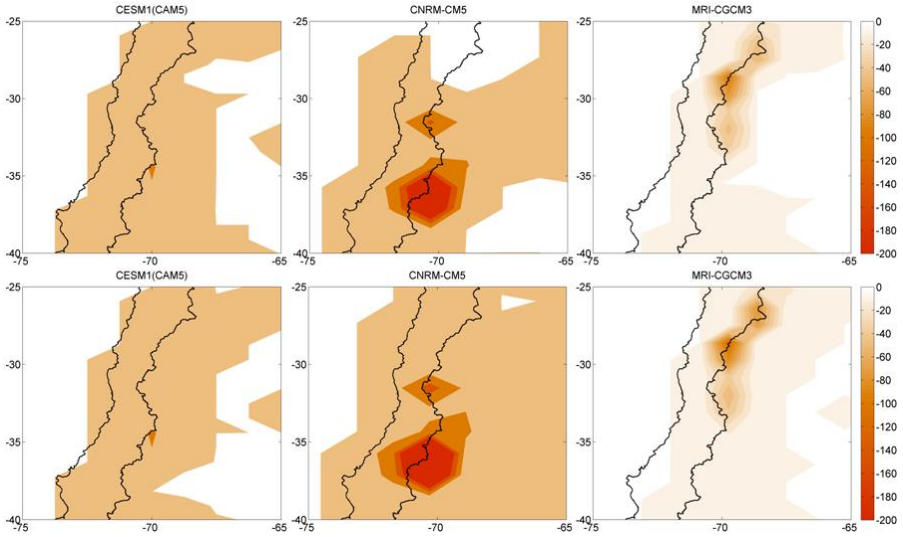


Figura 7.17. Ídem Figura 7.14 para Septiembre.

Las series temporales de EAN proyectadas para los dos RCPs para el siglo XXI se presentan en la Figura 7.18, que indican gran variabilidad interanual, especialmente pronunciada en la primera mitad del siglo para el modelo CNRM(CM5). Todos coinciden en una disminución en la cobertura de nieve hacia fin de siglo, proyectado valores cercanos a cero

en septiembre por largos períodos de tiempo, que podría indicar un temprano derretimiento de la nieve, acortando el ciclo anual de esta variable.

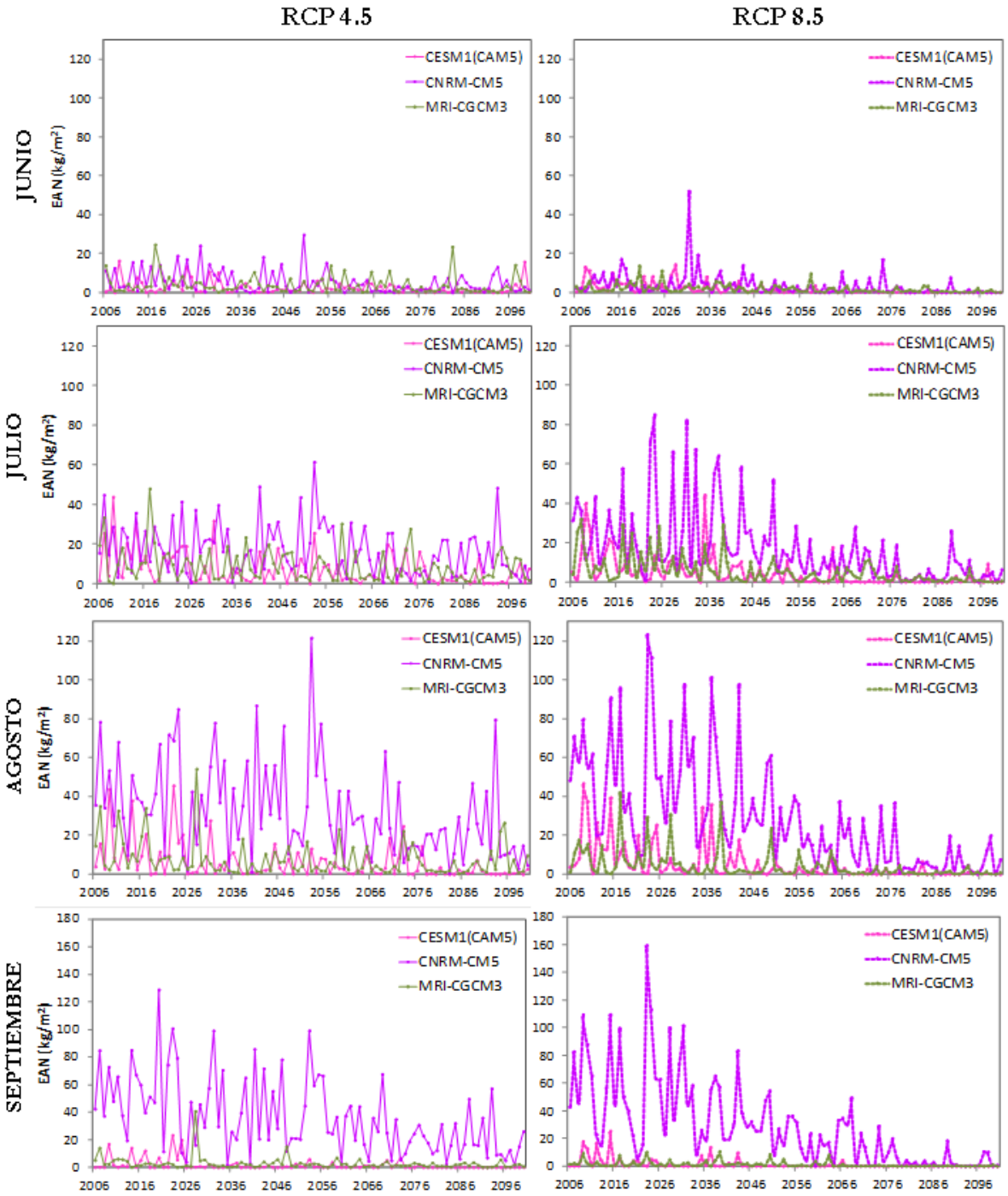


Figura 7.18. Series temporales proyectadas de EAN (kg/m^2) para el siglo XXI para los meses de junio, julio, agosto y septiembre.

7.3.2. Cambios en el albedo de la nieve

La distribución espacial del albedo para los meses de invierno se muestra en la Figura 7.19. Se observa que esta variable tiene valores distintos de cero sobre la cordillera, lógicamente en las zonas donde existe cobertura de nieve. Se puede ver que en la región de estudio, entre 30º-37ºS el albedo presenta un mínimo relativo en alrededor de 34ºS en junio, que con el avance del invierno se desdibuja.

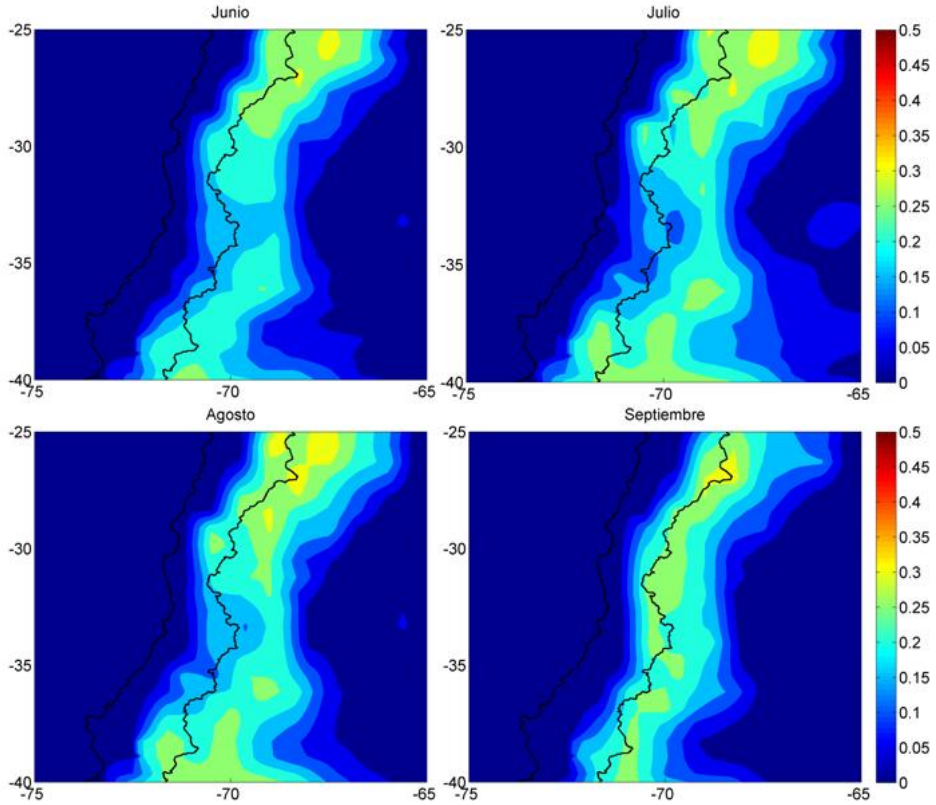


Figura 7.19. Distribución espacial del albedo para los meses de junio, julio, agosto y septiembre en el período 1980-2010.

La Figura 7.20 muestra el ciclo anual del albedo de la nieve promediado en la región de los Andes Centrales del Sur. Naturalmente esta variable es prácticamente nula en verano. Los valores más altos se observan entre mayo y octubre, que corresponde con la temporada en la cual nieva en la región, y luego decrece en primavera cuando comienza el derretimiento

estacional. El máximo se observa en Septiembre, donde la cobertura de nieve es máxima. La Figura 7.21 muestra la serie temporal del albedo de la nieve promediado en los meses de invierno, en la caja de los Andes Centrales del Sur. Se observa una tendencia lineal negativa significativa. Con el objetivo de explorar si la presencia de aerosoles podría estar relacionada con la tendencia en el albedo de la nieve encontrado, a continuación se presenta un análisis preliminar del EOA de MODIS.

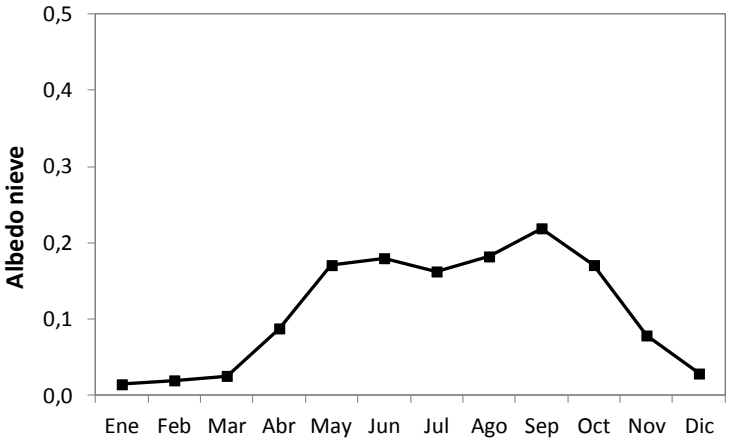


Figura 7.20. Ciclo anual de albedo de la nieve promediado en el período 1980-2010.

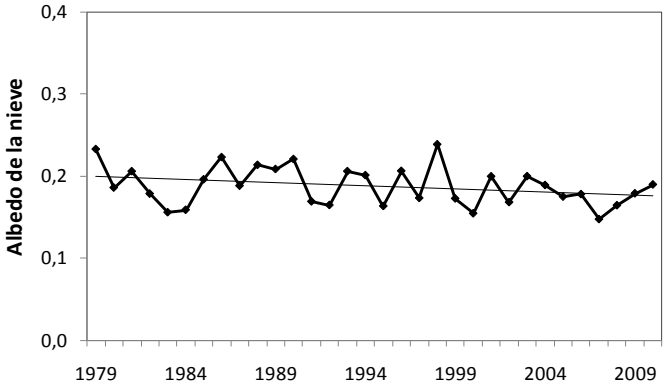


Figura 7.21. Albedo de la nieve de invierno (JJAS) promediado en la región de los Andes Centrales del Sur. Se superpone la tendencia lineal.

El EOA es un número adimensional relacionado con la cantidad de aerosoles presentes en la columna de atmósfera por encima de la superficie. Valores cercanos a cero, corresponden con una atmósfera extremadamente limpia, mientras que valores del orden de 0.4 indicarían condiciones de concentraciones moderadas de aerosol en la columna. La Figura 7.22 muestra la distribución espacial de invierno (JJAS) del EOA en el período 2000-2010. Existen dos máximos relativos del lado argentino, que posiblemente estén relacionados con emisiones urbanas. Uno de los máximos coincide en ubicación con la ciudad de Mendoza (~32ºS), pero se extiende mucho más que la zona urbana, ya que llega hasta la frontera con Chile. El otro máximo relativo se ubica en la zona de la ciudad de San Rafael y la localidad de Malargüe (~35ºS), y también la extensión espacial es mucho mayor que las zonas urbanas. Del lado chileno se observan valores cercanos a cero, y no se observan los esperados valores elevados sobre Santiago de Chile. *Escribano et al.* [2014] encontraron que sobre Santiago el producto de MODIS presentó problemas para representar el ciclo anual de EOA comparado con las observaciones desde superficie de AERONET, y lo atribuyen a una deficiente estimación de la reflectancia superficial. Además postulan que puede haber el mismo problema con la reflectancia en otras regiones áridas y semiáridas del sur de Sudamérica. Lamentablemente no se cuenta con una estación de AERONET en la región de estudio para poder realizar una comparación del producto MODIS.

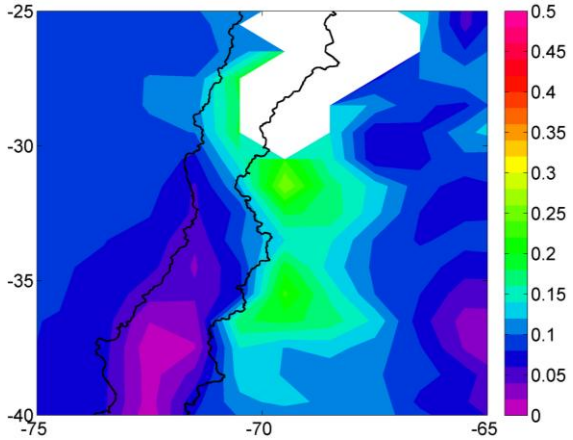


Figura 7.22. Espesor óptico de los aerosoles de invierno (JJAS) en el período 2000-2010. En blanco se indican las zonas sin datos disponibles

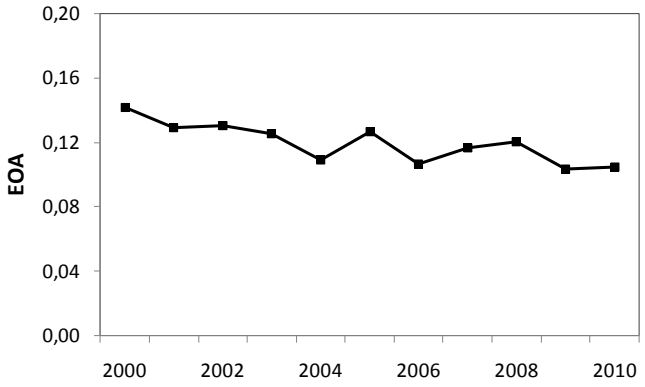


Figura 7.23. Serie temporal de Espesor óptico de los aerosoles de invierno (JJAS) promediado en la caja de los Andes Centrales del Sur.

La Figura 7.23 muestra la serie temporal de invierno del EOA promediado en la caja de los Andes Centrales del Sur. Considerando que solo se cuenta con 11 años de datos, que son pocos para realizar conclusiones estadísticamente significativas, se observa una disminución sostenida a lo largo del período de estudio. Estos resultados preliminares, se contraponen con la reducción del albedo de la nieve observado en la región. Por lo que el efecto de oscurecimiento de la superficie por el depósito de material particulado, en principio no sería la razón de la disminución observada en el albedo (Figura 7.21).

7.4. Conclusiones

En el presente capítulo se realizó una evaluación de la distribución espacial y temporal de la nieve utilizando datos de reanálisis producto de simulaciones de un modelo de superficie de alta resolución: ERA-Interim/Land. La distribución espacial de EAN mostró sus máximos sobre la cordillera centrados en aproximadamente 35°S. En la región de los Andes Centrales del Sur, se contaba con solamente cinco estaciones con mediciones de nieve con 20 años de datos, con lo cual no es posible realizar una validación de la distribución espacial del reanálisis. Sin embargo, si se compara la Figura 3.12 con la distribución espacial, se puede ver que el reanálisis posiciona adecuadamente el máximo de la región. De acuerdo con la distribución espacial, el máximo se da en el mes de septiembre, consistente con el ciclo anual de las estaciones. Sin embargo, al promediar espacialmente en la caja de los Andes Centrales de Sur y

calcular el ciclo anual medio, se observa que el máximo ocurre en julio (Figura 7.2). Esto se debe a que, como se ve en la Figura 7.1, si bien el máximo se observa en septiembre, la extensión espacial de EAN es mayor en julio. La variabilidad interanual muestra acuerdo con las observaciones de las cinco estaciones, que a su vez mostraban coherencia entre ellas. Las tendencias lineales en cada punto de retícula en el período 1979-2010, indican una disminución generalizada en la región, más marcada sobre la cordillera al sur de 35°S en el mes de agosto. En septiembre, la mayor disminución se ubica en el mismo sector. Cabe notar que del lado argentino al norte de 35°S se observa un leve aumento, consistente con las observaciones en las estaciones.

Luego se analizaron las salidas de los modelos de CMIP5 para la corrida histórica. De los 14 modelos considerados inicialmente, sólo cinco mostraron EAN distinto de cero en la región de estudio. De estos cinco, dos de ellos (CNRM-CM5 y MIROC4h) presentaron una sistemática sobreestimación de EAN sobre la región. Los modelos MRI-CGCM3 y MRI-ESM1 mostraron una distribución razonable en magnitud, pero desplazada hacia el norte, con máximos al norte de 30°S. Al analizar las proyecciones a mediano y largo plazo, se encontró que todos los modelos coinciden en una disminución de EAN considerando ambos escenarios. Las diferencias resultaron máximas en la región donde se ubicaba el máximo de EAN.

Como análisis de otros factores que colaboraron en estos cambios observados, se estudiaron los cambios en el albedo de la nieve, otro de los productos del modelo de suelo ERA-Interim/Land. Se encontró una tendencia negativa significativa en el período 1979-2010. Estos cambios podrían deberse al aumento de temperatura en la región y la consecuente disminución en la cobertura de nieve. Sin embargo existen otros factores, como el oscurecimiento de la nieve por depósito de partículas. En este capítulo se presentó un análisis exploratorio de la presencia de aerosoles. Si bien se encontraron máximos de EOA en las ciudades de Mendoza al este de la cordillera, no se encontraron valores razonables para la ciudad de Santiago. Además se encontró una tendencia negativa de EOA en la región, por lo que no se pudo encontrar una relación entre la disminución de albedo de la nieve y la presencia de aerosoles. Dado que el estudio de *Escribano et al.* [2014] ha reportado problemas en la estimación de EOA de MODIS en la ciudad de Santiago de Chile, es necesario explorar más en detalle este aspecto.

Referencias

Balsamo G., C. Albergel, A. Beljaars, S. Boussetta, H. Cloke, D. Dee, E. Dutra, J. Muñoz-Sabater, F. Pappenberger, P. de Rosnay, T. Stockdale, F. Vitart (2013): ERA-Interim/Land: A global land water resources dataset. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **10**, 14 705–14 745, doi:10.5194/hessd-10-14705-2013.

Bréon, F.M., Vermeulen, A. and Descloitres, J. (2011). An Evaluation of Satellite Aerosol Products Against Sunphotometer Measurements. *Remote Sens. Environ.,* **115**, 3102–3111.

Brutel-Vuilmet C., M. Menegoz, G. Krinner, (2013): An analysis of present and future seasonal Northern Hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models. *Cryosphere*, **7**, 67–80, doi:10.5194/tc-7-67-2013.

Dutra E., G. Balsamo, P. Viterbo, P. Miranda, A. Beljaars, C. Schär, K. Elder, 2010: An improved snow scheme for the ECMWF land surface model: description and offline validation, *J. Hydrometeor.*, **11**, 899–916, also as ECMWF Tech. Memo. No. 607.

Dutra, E., S. Kotlarski, P. Viterbo, G. Balsamo, P. M. A. Miranda, C. Schär, P. Bissolli, T. Jonas (2011), Snow cover sensitivity to horizontal resolution, parameterizations, and atmospheric forcing in a land surface model, *J. Geophys. Res.*, **116**, D21109, doi:10.1029/2011JD016061.

Escobar, F. y Aceituno, P., (1998). Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de chile central durante el invierno. *Bull. Inst. Fr. études andines*, **27** (3), 753-759.

Flanner M. G., C. S. Zender, P. G. Hess, N. M. Mahowald, T. H. Painter, V. Ramanathan, and P. J. Rasch, (2009): Springtime warming and reduced snow cover from carbonaceous particles, *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 2481–2497.

Foster J.L., D.K. Hall, R.E.J. Kelly, L. Chiu (2009): Seasonal snow extent and snow mass in South America using SMMR and SSM/I passive microwave data (1979–2006). *Rem. Sen. Environ.*, **113**, 291–305

Hansen, J., Nazarenko, L.: Soot Climate Forcing via Snow and Ice Albedos, *PNAS*, 101, 423–428, 2004.

Holben B.N., Eck, T., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J., Setzer A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., Smirnov, A. (1998). AERONET - A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sens. Environ.* **66,** 1–16.

Hyer, E., Reid, J. and Zhang, J. (2011). An over-land Aerosol Optical Depth Data Set for Data Assimilation by Filtering, Correction and Aggregation of MODIS Collection 5 Optical Depth Retrievals. *Atmos. Meas. Tech.,* **4,** 379–408.

Lee W.-L., K.N. Liou (2012): Effect of absorbing aerosols on snow albedo reduction in the Sierra Nevada. *Atmos. Environ.,* **55**, 425-430.

Lee W.-S., R.L. Bhawar, M.-K. Kim, J. Sang (2013): Study of aerosol effect on accelerated snow melting over the Tibetan Plateau during boreal spring. *Atmos. Environ.*, **75**, 113-122.

Levy, R., Remer, L., Kleidman, R., Mattoo, S., Ichoku, C., Kahn, R., Eck, T. (2010): Global Evaluation of the Collection 5 MODIS Dark-target Aerosol Products over Land. *Atmos. Chem. Phys.* 10: 10399–10420.

Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Le Quesne, C., Aravena, J., (2006): Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *J. Clim.*, **19**, 6334–6352.

Mehta M. (2015): A study of aerosol optical depth variations over the Indian region using thirteen years (2001e2013) of MODIS and MISR Level 3 data, *Atmos. Environ.,* 109, 161-170.

Mei, L., Xue, Y., Xu, H., Guang, J., Li, Y., Wang, Y., Ai, J., Jiang, S. and He, X. (2012).Validation and Analysis of Aerosol Optical Thickness Retrieval over Land. *Int. J. Remote Sens.* **33**, 781–803.

Ming J., Du Z., Xiao C., Xu X., Zhang D., (2012): Darkening of the mid-Himalaya glaciers since 2000 and the potential causes, *Environ. Res. Lett.*, **7**, 014021.

Painter T. H., Barrett A. P., Landry C. C., Neff J. C., Cassidy M. P., Lawrence C. R., McBride K. E., Farmer G. L. (2007): Impact of disturbed desert soils on duration of mountain snow cover. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L12502.

Pozzer A., A. de Meij, J. Yoon, H. Tost, A. K. Georgoulias, M. Astitha, (2015): AOD trends during 2001–2010 from observations and model simulations, *Atmos. Chem. Phys.*, **15**, 5521–5535.

Pu, Z., L. Xu, V. V. Salomonson, (2007): MODIS/Terra observed seasonal variations of snow cover over the Tibetan Plateau. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L06706, doi:10.1029/2007gl029262.

Qu, X., Hall, A.: Surface Contribution to Planetary Albedo Variability in Cryosphere Regions, *J. Clim.*, **18**, 5239–5252, 2005.

Tahir, A., P. Chevallier, Y. Arnaud, B. Ahmad, (2011): Snow cover dynamics and hydrological regime of the Hunza River basin, Karakoram Range, northern Pakistan. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **15**, 2275–2290, doi:10.5194/hess-15-2275-2011.

Terzago S., von Hardenberg J., Palazzi E., Provenzale A. (2014): Snowpack changes in the Hindu Kush-Karakoram-Himalaya from CMIP5 Global Climate Models. *J. Hydrometeor.*, **15**, 2293-2313.

Warren S., Wiscombe, W. (1980): A model for the spectral albedo of snow. II: Snow containing atmospheric aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2734–45.

Yasunari T. J., Bonasoni P., Laj P., Fujita K., Vuillermoz E., Marinoni A., Cristofanelli P., Duchi R., Tartari G., Lau K.-M., (2010): Estimated impact of black carbon deposition during pre-monsoon season from Nepal Climate Observatory—pyramid data and snow albedo changes over Himalayan glaciers. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 6603–15.

Yasunari T. J., Q. Tan, K.-M. Lau, P. Bonasoni, A. Marinoni, P. Laj, M. Ménégoz, T. Takemura, M. Chin (2013): Estimated range of black carbon dry deposition and the related snow albedo reduction over Himalayan glaciers during dry pre-monsoon periods. *Atmos. Environ.,* **78**, 259-267.

Zhang,J., Reid,J.S.(2010): A decadal regional and global trend analysis of the aerosol optical depth using a data-assimilation grade over-water MODIS and Level 2 MISR aerosol products, *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 10949-10963, doi:10.5194/acp-10-10949-2010.

Capítulo 8

Conclusiones

La región de los Andes Centrales del Sur alberga un importante porcentaje de la población chilena y argentina. La mayoría de las ciudades se ubican a la rivera de los ríos que descienden de la cordillera hacia las zonas bajas de Chile y Cuyo. Los caudales de estos ríos se encuentran dominados por el derretimiento estacional de la nieve acumulada durante el invierno y el aporte de los glaciares de montaña de la región. El consumo urbano, las industrias y la agricultura dependen del aporte del caudal de estos ríos. A partir de las evidencias de retroceso de los glaciares tanto a nivel mundial como en particular en los Andes, en esta Tesis se realizó una evaluación exhaustiva de diferentes metodologías y fuentes de información, algunas de ellas novedosas para la región de estudio, con el objetivo de realizar un análisis climático de los factores que afectaron la evolución observada de los glaciares de montaña. Además se aportó una perspectiva futura para el clima de la región que resulta de vital importancia para las políticas ambientales y de conservación de los glaciares. Éstos no sólo son reservas estratégicas de agua fundamentales para población, sino que representan elementos emblemáticos del paisaje andino y constituyen un atractivo turístico que, por lo tanto, resultan cruciales para la economía de la región.

Existen evidencias tanto a nivel global como en la región de estudio, de un retroceso de los glaciares de montaña durante el siglo XX. La originalidad de este aporte radica en el enfoque regional comparado con los antecedentes en la zona de los Andes Centrales del Sur que realizan estudios localizados. Esto permitió obtener una visión general de la distribución de cuerpos de hielo descubierto en la región y su evolución en los últimos 20 años. A través del uso de un sistema de información geográfica se analizaron imágenes satelitales para estimar el área total cubierta por glaciares. Esta tesis aporta la localización de todos los glaciares descubiertos de la región, lo que permitió identificar a la franja delimitada entre 33º y 35ºS, como la zona de mayor concentración de glaciares. Luego de una minuciosa evaluación de diferentes técnicas para delimitar el área cubierta por hielo, se pudo determinar que, en el año 1989, los glaciares descubiertos ocupaban 1272 km^2. Para el año 2010 se encontró una pérdida total de casi el 20%. Todos los

glaciares individuales analizados mostraron una pequeña variación interanual entre avances y retrocesos con una tendencia general hacia la reducción de su área total. La descripción del área total cubierta por glaciares tiene la virtud de brindar una estimación de la ubicación de las reservas hídricas en estado sólido existentes en la región, aunque para un análisis completo de este aspecto, otros parámetros deberían ser considerados, como por ejemplo el volumen.

La región de estudio posee topografía compleja, que dificulta el acceso a los sitios más elevados y en conjunto con el clima desfavorable durante el invierno, la disponibilidad de datos de estaciones meteorológicas con registros lo suficientemente largos como para realizar estudios climáticos es limitada. En primer lugar se realizó una caracterización de la variabilidad climática de la región a partir de datos de las estaciones disponibles. Del lado argentino se obtuvo una buena cobertura espacial pero disponibilidad de períodos variada. Se evidenció un gradiente de precipitación de sur a norte y de oeste a este. Del lado chileno y sobre la cordillera, la precipitación es principalmente invernal, gracias al corrimiento hacia el norte del anticiclón semipermanente del Pacífico sur que permite la llegada de sistemas frontales a la región. Al este de la cordillera los máximos de precipitación ocurren en verano y son de tipo convectivas gracias a las altas temperaturas y el aporte de humedad desde el norte, proveniente del océano Atlántico y el Amazonas, aunque los totales anuales son mucho menores que al oeste y sobre la cordillera. Como ejemplo de la influencia de la topografía en la modulación del ciclo anual de precipitación, se menciona el caso de las estaciones Polvaredas y Uspallata. La primera posee máxima precipitación en invierno, mientras que la segunda presenta máximos en verano. Estas estaciones se encuentran separadas unos 40 km en la horizontal y un poco más de 300 m en la vertical.

En general, las estaciones mostraron una tendencia negativa de la precipitación de invierno. No se encontraron tendencias significativas ni un patrón de cambio homogéneo en la temperatura de invierno, aunque se encontró un aumento de la temperatura en primavera. Esta época es crucial para el derretimiento estacional de la nieve acumulada que tiene lugar en esta época del año. Además podría tener implicancias en la estacionalidad de los caudales de los ríos de la región. Se presentan evidencias de que el ciclo anual de equivalente en agua de la nieve, modula los caudales río abajo de las estaciones de nieve. Un aumento de la temperatura en primavera podría ser el causante del temprano derretimiento de la nieve que, en consecuencia, produciría un adelantamiento del pico de caudal de la región. Asimismo se mostró que la variable equivalente en agua de la nieve

presenta una marcada variabilidad interanual con una correlación significativa simultánea con El Niño, consistente con resultados de diferentes autores. La circulación en eventos de nevadas extremas en la región mostró un ciclón subtropical anómalamente intenso, que favorece la advección de humedad por delante en dirección aproximadamente noroeste-sudeste, fenómeno conocido como río atmosférico, identificado por otros autores tanto en la región de estudio como en regiones con las mismas características topográficas.

Para obtener una distribución espacial continua de la temperatura y precipitación de la región de estudio, se compararon cinco distintas bases de datos en punto de retícula de diferentes instituciones con diferentes resoluciones y fuentes de información (datos de estaciones, datos satelitales). Luego de considerar distintos aspectos se recomendó el uso de la base de datos del *Climate Research Unit* (CRU) que presenta una consistencia en el tiempo en el número de estaciones utilizadas en la región para producir la interpolación, aspecto fundamental para estudios climáticos. CRU fue utilizada para validar el reanálisis ERA-Interim del ECMWF, que no había sido validado previamente en la región de estudio. ERA-Interim mostró una representación adecuada de la variabilidad espacial y temporal de la precipitación y temperatura del sur de Sudamérica y, en particular, la región de los Andes Centrales del Sur. La potencialidad de este reanálisis radica en que cuenta con más de 35 años de información de distintos parámetros meteorológicos que pueden ser de utilidad para estudios de distintas escalas espaciales y temporales. Al momento de escribir el presente capítulo, el reanálisis de ERA-Interim contaba con una cobertura global con una resolución espacial de 0.75°, que se considera una alta resolución comparada con el resto de los productos de reanálisis disponibles de manera libre y gratuita. La validación de este reanálisis permitió obtener una base para comparar las salidas de los modelos climáticos globales en análisis posteriores.

La altura de la isoterma de cero grados es un parámetro relevante para la presencia de nieve y glaciares en altura. Estudios previos han reportado una elevación de la altura de la isoterma de cero grados a escala anual y estacional, en la estación Santo Domingo durante el período 1978-2006. En este trabajo de Tesis se advierte que la estación fue relocalizada en el período mencionado, y que las series no coexistieron. Se realizó un test estadístico y se encontró que las series no pertenecían a la misma población y, por lo tanto, se realizó una corrección para poder estudiar la serie completa, ya que esta serie constituye la única serie continua de radiosondeos de la región. Al analizar la serie corregida, no se encontraron tendencias significativas de esta variable tanto a nivel anual como estacional.

Posteriormente la Tesis se focalizó en evaluar la capacidad de un conjunto de Modelos Climáticos Globales (MCGs) del programa CMIP5, de reproducir el clima pasado de la región. Considerando la compleja orografía de la región, se seleccionaron aquellos modelos disponibles con mayor resolución espacial. Es importante destacar que no se han encontrado en la literatura evaluaciones de las salidas de CMIP5 en los Andes de Argentina y Chile, y existen muy pocas sobre regiones montañosas alrededor del mundo en relación a la cantidad de evaluaciones existentes de salidas de MCGs de CMIP5. En general los modelos mostraron una adecuada representación de la temperatura de invierno en el sur de Sudamérica, con algunas diferencias en las zonas más elevadas al norte de Chile y noroeste de Argentina, donde el ensamble muestró un bias positivo, al igual que la mayoría de los modelos individuales. La distribución de la precipitación de invierno del promedio multi-modelo muestró una subestimación en el sur de Brasil, Uruguay y noreste de Argentina, que se relaciona con un desplazamiento del máximo de precipitación hacia el este sobre el océano Atlántico en el ensamble multi-modelo. Las distribuciones espaciales de precipitación del reanálisis y del ensamble, muestraron que este último ubica el máximo en una zona más amplia que ERA-Interim, dado que algunos modelos ubican el máximo de precipitación sobre el océano Pacífico, y no sobre Chile.

La representación del clima en la región de los Andes Centrales del Sur fue analizada por parte de los MCGs con más detalle. Se encontró una adecuada representación de la distribución espacial, aunque no así de la variabilidad interanual. A través de métricas objetivas aplicadas para la región de estudio, se seleccionó aquellos modelos que tuvieron mejor performance. Esto permitió analizar un ensamble más adecuado para la región, que podría ser considerado en futuros estudios en los Andes Centrales del Sur. Este subconjunto de MCGs fue utilizado para evaluar las proyecciones a mediano y largo plazo, considerando dos escenarios de concentraciones futuras. Se encontró, a partir de las diferencias espaciales entre los campos proyectados y pasados para el sur de Sudamérica, que la precipitación de invierno disminuiría en la región de los Andes Centrales del Sur a fin de siglo. Para mitad de siglo, la señal depende del escenario considerado, ya que para el RCP4.5 no muestra cambios, mientras que el RCP8.5 muestra una leve disminución de la precipitación. Es importante destacar que, para los cuatro casos considerados, la región del centro de Chile es la única que presentó un patrón claro y consistente entre horizontes y escenarios en todo el sur de Sudamérica (a excepción del RCP4.5 a mediados de siglo). Además se encontró un aumento de la temperatura de invierno para toda la región del sur de Sudamérica para ambos RCPs, tanto a mediano, como a largo plazo. Las mayores

diferencias proyectadas en todos los casos se encuentran sobre la cordillera, al norte de los 40ºS, lo que incluye a la región de estudio. Es decir, que la región de los Andes centrales presenta la señal más clara de cambio del sur de Sudamérica, hacia una disminución de la precipitación y un aumento de la temperatura de invierno, que también se evidencia en las series temporales futuras promediadas en la región.

La evolución de los glaciares podría estar afectada no sólo por los cambios en los valores medios de precipitación y temperatura, sino también por el comportamiento de los eventos extremos, por lo que se realizó un análisis de este aspecto. Para definir estos eventos, se consideraron los índices de precipitación y temperatura propuestos por el ETCCDI. En primer lugar se evaluó la representación de la distribución espacial de los índices calculados para los MCGs comparados con aquellos de ERA-Interim en el sur de Sudamérica. Se encontró que los extremos de temperatura del ensamble multi-modelo mostraron acuerdo con el reanálisis. Las mayores diferencias se presentaron sobre el sector norte de los Andes de la región del sur de Sudamérica. Los extremos de precipitación mostraron mayores diferencias en las distribuciones espaciales entre CMIP5 y ERA-Interim. Las series temporales de los índices de extremos en la caja de los Andes Centrales del Sur mostraron la pobre habilidad de los modelos en representar la variabilidad interanual, como se había señalado para los valores medios de precipitación y temperatura. Para los índices de temperatura máxima y mínima, la temperatura mínima más baja mostró la mayor dispersión entre modelos. Además se observó que varios modelos sobreestiman sistemáticamente estos índices en la región, especialmente en los índices de temperatura mínima. Consecuentemente, para el índice de días con heladas varios modelos mostraron una subestimación sistemática. Para los índices de precipitación, se observó una sobreestimación sistemática por parte de algunos modelos.

Para evaluar las proyecciones futuras de los índices de extremos, se consideró el análisis realizado para obtener el subconjunto que mejor representaba el clima medio de la región, y se aplicaron métricas adicionales. Se seleccionaron tres MCGs que demostraron una mejor habilidad para representar la distribución espacial de los índices en la región de estudio. Las diferencias entre las proyecciones y el período histórico en las distribuciones espaciales de los índices de temperatura máxima y mínima resultaron positivas en prácticamente todo el sur de Sudamérica, tanto a mediano como a largo plazo, considerando ambos escenarios. Se observó un acuerdo entre todos los modelos. En general, las diferencias entre escenarios fueron más evidentes hacia el final del siglo. Esto

tiene que ver con el hecho de que el RCP4.5 alcanza su estabilización, es decir, un nuevo equilibrio a partir de la mitad del siglo XXI. Por su parte, el RCP8.5 no se estabiliza durante el período estudiado y esto podría explicar que las tendencias sean más pronunciadas. El patrón de cambio más intenso se presentó en el índice del mínimo de temperatura mínima de invierno sobre la cordillera y en el extremo sudoeste del continente, considerando el RCP8.5.

Las diferencias en las distribuciones espaciales de los extremos de precipitación no mostraron acuerdo entre modelos, por lo que no se puede concluir un comportamiento de los índices para el futuro. En contraposición, las series temporales proyectadas en la región de los Andes Centrales del Sur mostraron un gran acuerdo entre modelos en un calentamiento que resultó más evidente con el RCP8.5. La variable mínimo de temperatura mínima mostró la tendencia positiva más pronunciada con este escenario, mientras que el índice de días con helada presentó tendencias negativas. Para los índices de precipitación no se encontró un comportamiento uniforme entre modelos, por lo que no se puede concluir un comportamiento de la precipitación extrema para el futuro.

Finalmente se estudiaron cambios pasados y proyectados para el futuro de la nieve en la región de los Andes Centrales del Sur. Para obtener una distribución espacial completa se consideraron las salidas del reanálisis del modelo de suelo ERA-Interim/Land. Este modelo presenta una resolución muy alta, factor de suma importancia para poder ser utilizado en una zona de orografía compleja como la región de estudio. Este es un producto novedoso que no ha sido utilizado para la región de estudio. La distribución espacial media y la variabilidad interanual de la nieve mostró coherencia con las estaciones de nieve disponibles analizadas en esta Tesis. En líneas generales, se observó un patrón de disminución de la nieve en la región en el período 1979-2010. Además se evaluó la capacidad de los MCGs de reproducir el comportamiento de la nieve en la región. Muy pocos modelos exhibieron una distribución de nieve adecuada en la región, lo que indica una pobre capacidad de los MCGs en esta variable. Las proyecciones a futuro fueron evaluadas para aquellos modelos que mostraron una mejor habilidad en la región de estudio, y todos coincidieron en mostrar una disminución de la nieve tanto a mediano como a largo plazo, especialmente en la zona donde ocurre el máximo de la región.

Para explorar otros factores que podrían haber influenciado en estos cambios observados, se estudió el comportamiento del albedo de la nieve. Se encontró una tendencia negativa significativa en el período 1979-2010. Estos cambios podrían deberse al

aumento de temperatura en la región y la consecuente disminución en la cobertura de nieve. Sin embargo existen otros factores, como el oscurecimiento de la nieve por depósito de partículas. En esta Tesis se realizó un análisis exploratorio de la presencia de aerosoles en la región de estudio, a través de un producto del satélite MODIS. Si bien se observaron máximos del espesor óptico de los aerosoles (EOA) en las ciudades de la provincia de Mendoza al este de la cordillera, no se encontraron valores razonables para la ciudad de Santiago. Además se encontró una tendencia negativa de EOA en la región, por lo que no se pudo encontrar una relación entre la disminución de albedo de la nieve y la presencia de aerosoles. Dado que se han reportado dificultades en la estimación de EOA de MODIS en la ciudad de Santiago de Chile, es necesario explorar más en detalle este aspecto, lo que abre líneas de trabajo a futuro.

Reuniendo todos los resultados, la variable que presentó mayor variabilidad compatible con la disminución observada del área cubierta por glaciares es la temperatura, que también está asociada con la disminución de nieve, y se manifiesta en la disminución del albedo. También es importante tener en cuenta que las actividades humanas cercanas a la ubicación de los glaciares, podrían jugar un papel importante. Estas tendencias de temperatura se mantendrán en el futuro ante distintos escenarios de cambio climático, con lo que se estima una consecuente retracción de los glaciares, y su consecuente disponibilidad de agua en las regiones aguas abajo de los mismos.