



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**CARACTERIZACIÓN DEL SALTO CLIMÁTICO
DE MEDIADOS DE LOS 1970s EN SUDAMÉRICA**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER
EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA**

MARTÍN SEBASTIÁN JACQUES COPER

**PROFESOR GUÍA:
RENÉ GARREAUD SALAZAR**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
PATRICIO ACEITUNO GUTIÉRREZ
ALDO MONTECINOS GULA
JOSÉ RUTLLANT COSTA**

**SANTIAGO DE CHILE
DICIEMBRE 2009**

RESUMEN

La variabilidad temporal de las distintas componentes del sistema climático comprende ciclos de un amplio rango de frecuencias (con periodos desde escalas sinópticas a multidecadales y mayores) y también cambios de carácter más abrupto, como escalones (eventualmente una sucesión de ellos) en las series temporales, denominados *saltos climáticos*. El cambio de la temperatura superficial del mar (TSM) del Océano Pacífico tropical, de anomalías negativas a positivas, ocurrido en 1976/77 en el periodo de un año ha sido descrito como uno de estos eventos y se ha asociado con el cambio de fase (negativa a positiva) del índice de la oscilación (inter-)decadal del Pacífico (PDO). La similitud entre los patrones espaciales de este modo climático de baja frecuencia con la variabilidad de carácter interanual del Pacífico ha motivado la denominación de los regímenes previo y posterior a este salto climático como “tipo La Niña” y “tipo El Niño”, respectivamente. Sin embargo, no existe consenso respecto a la naturaleza de este fenómeno y alternativamente, se propone que podría ser de carácter único en el siglo XX y, por lo tanto, no responder a un carácter periódico.

En relación al salto climático de mediados de los 1970s, no se dispone a nivel de Sudamérica de una caracterización sistemática de evidencias de este cambio de régimen en variables meteorológicas de interés a partir de registros instrumentales. El problema anterior es abordado en el presente trabajo, empleando series de tiempo anuales y estivales (DEF) de temperatura, precipitación y presión a nivel del mar (PNM), provenientes de las bases de datos GHCN y DMC–proyecto anillo ACT19, y productos derivados, tales como reanálisis (NCEP-NCAR y ECMWF-ERA40) y variables en grilla (U. de Delaware, ERSSTv2).

Se ha estudiado el cambio de las variables entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990 y, mediante el uso de un test t de Student secuencial para diferencias de medias, se ha detectado saltos climáticos significativos a mediados de los '70s en las series de tiempo y se ha caracterizado el patrón geográfico de este fenómeno a través de compuestos de anomalías normalizadas respecto a 1961-1990.

El salto climático se observa en todas las variables instrumentales estudiadas. A nivel anual, se identifica el carácter espacial tipo El Niño en TSM y el aumento abrupto de temperatura superficial del aire en compuestos de zonas cercanas al Océano Pacífico: Venezuela, Colombia, Norte y Sur del Perú y Chile (más marcado en temperatura mínima que en máxima) y en la Cuenca del Plata (Uruguay/Argentina). Los registros instrumentales de PNM no presentan una señal espacial evidente; sin embargo, a partir de datos de reanálisis se observa el debilitamiento en forma de salto de la intensidad del Anticiclón del Pacífico Suroriental -que en su flanco oriental genera disminución de la advección fría desde el Sur y de la surgencia costera, calentando la costa oeste del continente- y el establecimiento de una anomalía de circulación anticiclónica en el extremo austral de Sudamérica. En el caso de la precipitación, se reconoce el carácter de salto en el aumento de esta variable en el centro-oeste y la costa central de Argentina y el este de Brasil, al norte de la cual también se aprecia una disminución abrupta. En las series de verano austral (DEF), resulta especialmente conspicuo el salto asociado al aumento de temperatura en la Patagonia Argentina.

Se reconoce la incidencia de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) en la identificación de los saltos de temperatura superficial del aire, debido a la mayor frecuencia relativa de eventos cálidos después de mediados de los '70s. Lo anterior también es interpretado como una modulación en el escenario climático de fondo, asociada a la fase cálida de la variabilidad interdecadal (PDO). La Oscilación Antártica (AAO) también tendría una implicancia en el aumento de PNM en latitudes medias y la disminución en latitudes altas, fenómenos observados en el presente trabajo. De acuerdo a lo anterior, se concluye que el salto de mediados de los '70s correspondería a una respuesta acoplada del sistema climático.

AGRADECIMIENTOS

Dedico este trabajo a mis padres, Susana y Víctor, y a mi hermano Andrés. Su amor ha sido un apoyo incondicional y una constante motivación en un camino interminable de mucha curiosidad, dudas e inquietudes.

Gracias a mis compañeros de vida: a los rojos, los verdes, los de acá y los del Sur, lluvioso y musical, que son también mi familia.

Agradezco a cada uno de los profesores, funcionarios y compañeros estudiantes del Departamento de Geofísica. En especial a mi Profesor Guía, René Garreaud, por la posibilidad de desarrollar esta tesis bajo su supervisión (en el marco del Proyecto Anillo ACT-19) y por su constante disposición a enseñarme y discutir ideas, y al Prof. José Rutllant, quien, con gran confianza y afecto, me motivó a introducirme en las Ciencias Atmosféricas.

Índice

1) Introducción.....	6
1.1) Antecedentes	6
1.2) Estudios regionales.....	9
1.3) Orden de la Tesis.....	10
2) Hipótesis y objetivos	11
3) Área de estudio y datos	12
3.1) Área de estudio	12
3.2) Datos observacionales y en grilla.....	12
4) Metodología	15
4.1) Periodo de análisis y series de tiempo empleadas	15
4.2) Cálculo de diferencia de medias y tendencias.....	16
4.3) Detección de saltos en las series de tiempo.....	17
4.4) Compuestos de anomalías normalizadas	19
5) Resultados	21
5.1) Sudamérica	21
5.1.a) Temperatura superficial del mar (TSM).....	21
5.1.b) Temperatura media continental.....	26
5.1.b.1) Temperatura anual	26
5.1.b.2) Temperatura estival	36
5.1.c) Precipitación continental	42
5.1.c.1) Precipitación anual.....	42
5.1.c.2) Precipitación estival	47
5.1.d) Presión a nivel del mar (PNM).....	52
5.1.d.1) PNM anual	52
5.1.d.2) PNM estival.....	60
5.2) Chile	66
5.2.a) Temperatura mínima	67
5.2.b) Temperatura máxima.....	73
6) Factores de gran escala	80
6.1) Circulación atmosférica y temperatura superficial del aire	80
6.2) El ciclo ENOS y el salto climático.....	84
6.2.1) Temperatura superficial del aire	84

6.2.2) Precipitación	91
6.3) El Modo Anular del Sur u Oscilación Antártica (SAM/AAO)	92
7) Diagnósticos regionales.....	95
7.1) Zonas de análisis	95
7.2) Temperatura superficial del aire (1000 hPa).....	96
7.2.a) Patagonia	96
7.2.a.1) Advección de temperatura: el efecto de los oestes	96
7.2.a.2) Nubosidad	104
7.2.a.3) Flujos radiativos en superficie y calor latente en la columna	106
7.2.b) Norte de Chile-Sur del Perú	112
7.2.b.1) Interacción océano-atmósfera	112
7.2.b.2) Nubosidad	113
7.2.b.3) Flujos radiativos en superficie	114
7.2.b.4) Calentamiento costero.....	115
7.3) Precipitación.....	119
7.3.a) Precipitación anual	119
7.3.a.1) Patagonia	119
7.3.a.2) Brasil	120
7.3.b) Precipitación estival	120
7.3.b.1) Centro-oeste de Argentina	120
7.3.b.2) Precipitación estival y temperatura superficial.....	122
7.4) Presión	123
7.4.a) PNM anual	123
7.4.b) PNM estival	123
7.4.b.1) Cuenca del Plata (Argentina)	123
8) Discusión y Conclusiones.....	125
8.1) Sudamérica	125
8.2) Chile	130
8.3) Observaciones prácticas	131
Anexo I – Eventos El Niño/La Niña desde 1950	132
Anexo II – Saltos de PNM y calentamiento de la columna troposférica	133
II.1) PNM anual: La Serena (Chile) y Paso de Los Toros (Uruguay).....	133
II.2) Estructura vertical en Quintero	139
8) Bibliografía	144

1) Introducción

1.1) Antecedentes

La variabilidad temporal de las distintas componentes del sistema climático comprende ciclos de un amplio rango de frecuencias (con periodos desde escalas sinópticas a multidecadales y mayores) y también cambios de carácter más abrupto entre estados, como escalones (eventualmente una sucesión de ellos) en las series temporales, denominados “saltos climáticos” (*climate shifts*) [Miller *et al.*, 1994]. Para ser considerada como salto climático, una transición entre estados climáticos distintos debe ocurrir en un periodo considerablemente más corto que la longitud temporal característica de tales estados [Minobe, 1997].

Una de las transiciones observadas en series de tiempo del sistema climático océano-atmósfera que correspondería a un salto climático y que motiva la presente investigación se observa a mediados de los '70s en la serie de tiempo del índice de la oscilación (inter-)decadal del Pacífico (PDO), que corresponde a la componente principal de anomalías de temperaturas superficiales del mar (TSM) en el Pacífico, al norte de 20°N [Mantua *et al.*, 1997; Minobe, 1997]. La PDO ha sido definida como la fuente principal de variabilidad climática a escala decadal en el Pacífico Norte durante el siglo XX [Mantua & Hare, 2002; Chávez *et al.*, 2003; Litzow, 2006]. Así, los años 1925, 1947 y 1976/1977 corresponderían a cambios de polaridad entre periodos relativamente estables del clima del índice PDO, cuya serie de tiempo puede ser modelada como una secuencia de saltos abruptos entre distintos niveles (Fig. 1.1), que dan cuenta de la mayor parte de la varianza total de la serie y en torno a los que se aprecia variabilidad residual, aleatoria o autocorrelacionada [Mantua *et al.*, 1997].

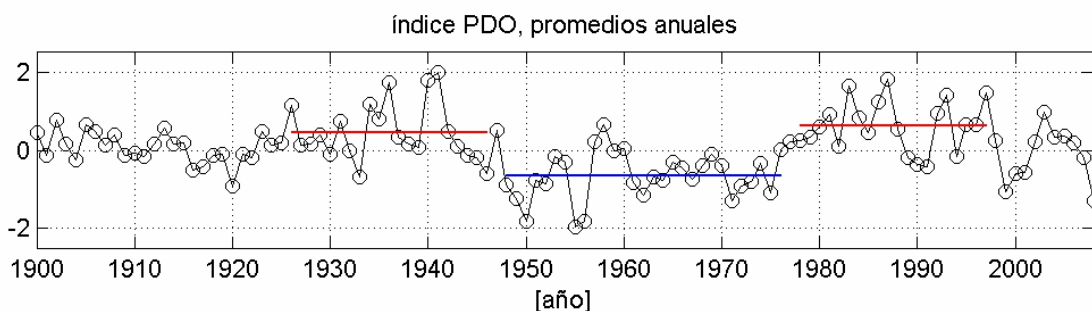


Figura 1.1: Serie de tiempo de promedios anuales del índice de la PDO. Se grafica los valores promedio en los siguientes periodos: 1926-46 (0,45), 1948-76 (-0,66) y 1978-98 (0,62). Fuente: <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>

Por otro lado, hay incertidumbre respecto a si el evento de 1976/77 es único y de carácter impredecible o si corresponde más bien a una transición de fase rápida de un modo oscilatorio de carácter regular y, por lo tanto, más predecible. Lo anterior ha motivado investigaciones como la de Chao *et al.* [2000] que, empleando análisis espectral simple a un índice de persistencia de las variaciones de TSM del Pacífico Norte, llega a la conclusión de que el evento en cuestión representa un cambio de fase asociado a una oscilación interdecadal de periodo 14-17 años, tal como los reconocidos en años previos: 1924/25, 1941/42 y 1957/58.

En particular, el cambio asociado al periodo 1976/1977 corresponde a la transición de TSM en el Pacífico tropical de anomalías negativas a positivas en el periodo de un año [Giese *et al.*, 2002]. En el caso de la PDO, este cambio se asocia al paso de la fase fría (negativa) a la cálida (positiva), la cual corresponde a anomalías positivas de TSM en la costa occidental del continente americano y frías en el sector central del Pacífico Norte, acompañadas de disminución de la presión a nivel del mar (PNM) en el invierno boreal, que generan circulación ciclónica [Mantua & Hare, 2002], lo que ha sido descrito como intensificación de la Baja Aleutiana en el Pacífico Noroccidental [Trenberth, 1990].

Zhang *et al.* [1997] han sugerido que la variabilidad interdecadal de TSM, PNM y campos de esfuerzo del viento en el Pacífico presenta patrones espaciales similares a aquéllos de la variabilidad interanual. Debido a esto, se ha establecido que la transición detectada en 1976/77, dio paso a un régimen “tipo El Niño” desde un régimen “tipo La Niña”, de carácter interdecadal. Para diferenciar estos dos modos de variabilidad climática, además de esta denominación, se ha utilizado la de “La Vieja”/“El Viejo” y “régimen de anchovetas”/“régimen de sardinas”, para los periodos frío/cálido, respectivamente [Chávez, 2003]. Sin embargo, no se ha esclarecido si es la oscilación de baja frecuencia (e.g. PDO) la que modula los eventos del ciclo ENOS (entre 1977 y 1988 se reportaron 3 eventos cálidos -El Niño- y ningún evento frío -La Niña-), o si más bien son estos últimos los que gatillan los cambios de régimen descritos, como ha sido propuesto por Yasunaka & Hanawa [2005]¹.

Por otro lado, se plantea que la distinción entre la variabilidad asociada a la PDO y la correspondiente al ciclo ENOS se aprecia en tres características principales [Mantua & Hare, 2002]:

¹ Los eventos cálidos y fríos del ciclo ENOS desde 1950 se presentan en el Anexo I.

- 1) durante el siglo XX, los “eventos” PDO manifestaron una persistencia de 20 a 30 años, mientras los eventos ENOS típicos tuvieron una duración de 6 a 18 meses;
- 2) mientras el patrón climático de la PDO se manifestó de forma más marcada en sectores extratropicales y más suavemente en los trópicos, lo opuesto se observó para ENOS y
- 3) se desconoce el mecanismo que genera la PDO y, por el contrario, las causas de la variabilidad ENOS son relativamente bien conocidas.

Al respecto, puede mencionarse también que, “mientras las anomalías de circulación interanuales en latitudes medias parecen tener origen en teleconexiones desde el Pacífico tropical a través de ondas planetarias, las de carácter decadal se relacionarían más con interacciones entre ondas y el flujo medio en las regiones polar y subpolar” [Garreaud & Battisti, 1999].

Entre otros efectos del salto climático de 1976/77, destacan los cambios notables en la circulación oceánica [e.g. Deser *et al.*, 1996; Zhang *et al.*, 1998; Chao *et al.*, 2000] que inciden en la atmósfera suprayacente [Gershunov & Barnett, 1998; Chao *et al.*, 2000] y en los ecosistemas, a nivel de toda la cuenca del Pacífico [e.g. Chávez *et al.*, 2003].

Varios estudios proponen explicaciones dinámicas de este salto climático, entre los cuales se encuentran los que sugieren teleconexiones atmosféricas en la forma de ondas de Rossby hacia latitudes medias, asociadas a un forzamiento remoto de TSM en el Pacífico tropical [Trenberth, 1990; Graham *et al.*, 1994; Miller *et al.*, 1994], que son avaladas mediante modelaciones [e.g. Huang *et al.*, 2005]. Debido al patrón geográfico similar del forzamiento, las características de los efectos de esta variabilidad interdecadal serían comparables con los rasgos típicos de las fases de ENOS [Tanimoto *et al.*, 1993; Mantua *et al.*, 1997]. Otros trabajos sugieren, por otro lado, que la causa original de las anomalías de TSM en el Pacífico tropical, y por lo tanto del salto climático de 1976/77, radicaría en anomalías de temperatura subsuperficial del Pacífico Sur tropical, es decir, tendría su origen en el Hemisferio Sur [Giese *et al.*, 2002]. También existen ciertos trabajos que apuntan a desmentir la significancia de tal evento, criticando el análisis compuesto realizado sobre series de tiempo de limitada extensión temporal [e.g. Rudnick & Davis, 2003].

En el contexto de estudio y discusión sobre el cambio climático, la identificación de componentes de carácter (cuasi-)periódico en el sistema climático, incluidos los de manifestación repentina, según algunos autores, permitiría aumentar la confianza en la

detección de eventuales efectos antropogénicos [Chao *et al.*, 2000]. Sin embargo, otros investigadores plantean la dificultad de establecer siquiera si esta forma de variabilidad climática puede tener alguna vinculación con el calentamiento asociado al efecto invernadero [Trenberth, 1990; Kerr, 1992], para lo cual se necesitaría registros extensos y detallados del clima y del océano [Kerr, 1992] y modelaciones exitosas [Chao, 2000]. En un estudio realizado respecto a las evidencias del salto climático de 1976/77 en Alaska [Hartmann & Wendler, 2005], se puntualiza que gran parte del calentamiento observado en las series puede ser atribuido, más que a un incremento gradual en las temperaturas (como se esperaría, por ejemplo, del aumento de gases de efecto invernadero, GEI, en la atmósfera) a un ‘cambio repentino de régimen’ ocurrido a mediados de la década de los ‘70s, de causas no esclarecidas a cabalidad. Lo anterior no pretende negar la importancia de los GEI en el fenómeno del calentamiento global y del cambio climático en general, sino tan sólo mencionar el impacto que puede tener un eventual salto climático en las descripciones climatológicas.

1.2) Estudios regionales

El salto climático de 1976/1977 ha sido estudiado, por ejemplo, en registros meteorológicos instrumentales, en reconstrucciones climáticas que extienden la longitud disponible de las series de tiempo de las variables de interés [Minobe, 1997] y en series biológicas, como la disponibilidad para la pesca de distintos tipos de salmón [Mantua *et al.*, 1997], que revelan la sucesión de fases opuestas de una “oscilación” interdecadal caracterizada principalmente por saltos climáticos. En la literatura se dispone de artículos que describen extensamente dicha transición en la climatología de carácter regional o de zonas particulares de Norteamérica, como es el caso de Alaska [Hartmann & Wendler, 2005]. De forma contrastante, existen pocos estudios similares dedicados a Sudamérica. A modo de ejemplo, puede mencionarse que los análisis de series de tiempo de precipitación [Liebmann *et al.*, 2004; Marengo, 2004] y temperatura del aire [Haylock *et al.*, 2005], eventualmente identifican cambios en las tendencias temporales de dichas variables en los periodos anterior y posterior a 1976/77, sin que tal aspecto haya sido previsto como objetivo del análisis. Recientemente, Agosta & Compagnucci [2008] han publicado un estudio sobre los efectos en la circulación atmosférica estival de la transición climática de 1976/77 sobre Sudamérica austral, a partir análisis de componentes principales de datos de reanálisis NCEP/NCAR.

En el caso particular de Chile, destacan los estudios de intensificación y variabilidad interdecadal tipo El Niño de la surgencia en la costa árida del Norte desde fines del siglo XIX

[Vargas *et al*, 2007] y de tendencias de temperatura superficial y en distintos niveles de la tropósfera: en el periodo 1961-2004 [Boisier & Aceituno, 2006], que documenta un aumento abrupto a mediados de la década de los '70s en los promedios anuales de temperaturas extremas diarias (mínima y máxima) en estaciones costeras del Norte del país, y en el periodo 1979-2006 [Falvey & Garreaud, 2009], que identifica un salto abrupto ocurrido en 1976/77 en las series temporales de temperatura media (especialmente en sitios costeros) y descarta la existencia de cambios de régimen posteriores en el lapso de estudio.

Por lo tanto, de acuerdo a nuestra revisión bibliográfica, no se dispone a escala regional de Sudamérica de una caracterización sistemática de evidencias de este supuesto cambio de régimen en variables meteorológicas de interés, como temperatura, precipitación y PNM. La relevancia de contar con un análisis de este tipo reside, entre otros motivos, en que “la consistencia física y dinámica de varias variables climáticas puede aportar confianza a resultados obtenidos de una de ellas en particular, que podrían estar determinados por [problemas asociados a] mediciones, cobertura de los datos o incertezas de los análisis” [Trenberth, 1990]. El objetivo de este trabajo de tesis es contribuir a cubrir esta carencia, empleando información desde el año 1950 a la fecha.

1.3) Orden de la Tesis

La presente tesis está estructurada en 8 secciones, incluida la introducción, y dos anexos. Los contenidos de cada uno de ellos son los siguientes: en la sección 2 se expone la hipótesis de trabajo y los objetivos -general y particulares- que motivan esta investigación. En las secciones 3 y 4 se describe el área de estudio, las fuentes de datos utilizadas en este trabajo y la metodología empleada en el análisis de la información. Los resultados, ordenados según las variables estudiadas, son expuestos en la sección 5, que está dividida en el análisis de datos de Sudamérica en general y de Chile en particular. En la sección 6 se presenta una contextualización climatológica del continente y aspectos relevantes de algunos modos de variabilidad climática, seguidos en la sección 7 por el diagnóstico regional de las áreas de interés identificadas en los resultados. Finalmente, la discusión y las conclusiones de la tesis son expuestas en la sección 8. Los anexos complementan la información presentada en el trabajo.

2) Hipótesis y objetivos

La hipótesis motivadora de la presente investigación establece que *a mediados de la década de los '70s hubo un cambio en el régimen climático global, cuya manifestación en variables meteorológicas de Sudamérica es identificable.*

Como objetivo general se plantea caracterizar, de manera sistemática, la transición climática de mediados de los '70s en Sudamérica a partir de registros instrumentales de temperatura, precipitación, presión y de productos derivados (e.g. reanálisis) y proponer mecanismos dinámicos que puedan ayudar a comprender dicho evento.

Dentro de este contexto, se ha planteado los siguientes objetivos específicos:

1. Buscar eventuales cambios de régimen climático a mediados de los '70s en registros de temperatura, precipitación y presión de Sudamérica, a nivel anual y estival (verano austral)².
2. Identificar las series de tiempo en que dicho cambio se presente como un salto abrupto.
3. Definir zonas geográficas que presenten coherencia en la manifestación de tal transición y proponer un patrón espacial que la describa (por ejemplo, mediante índices regionales de compuestos).
4. Investigar y sugerir las causas dinámicas que permitan comprender la caracterización efectuada, a partir de datos observacionales y de reanálisis; en particular, se propone analizar la relación entre este fenómeno y modos conocidos de variabilidad climática (e.g. el ciclo ENOS, la oscilación antártica (AAO), etc.)

² Como se indica en la Metodología, luego de una exploración inicial de los datos, se ha establecido analizar únicamente las series de tiempo a nivel anual y estival (DEF), puesto que, en comparación con las demás estaciones del año, se observa en el verano austral los rasgos más conspicuos para los efectos del presente estudio.

3) Área de estudio y datos

3.1) Área de estudio

La presente tesis enfoca su atención en el continente sudamericano; por lo tanto, la información superficial a recopilar y analizar (proveniente, entre otras fuentes, de estaciones meteorológicas y radiosondeos) se restringe al área comprendida entre los paralelos 20°N y 60°S y los meridianos 30° y 85° W, abarcando una gran diversidad de regiones climáticas. Sin embargo, esta zona es extendida de acuerdo a los análisis requeridos para cada variable estudiada. Tal es el caso de la temperatura superficial del mar, en que el área considerada se amplía a las cuencas de los océanos Pacífico y Atlántico. Especial énfasis es dedicado al análisis de los datos en Chile, por lo que la información correspondiente es tratada de manera separada.

3.2) Datos observacionales y en grilla

A pesar de la vastedad de la región considerada, Sudamérica cuenta con escasa disponibilidad relativa de registros instrumentales de estaciones meteorológicas adecuados para estudios climatológicos [Garreaud & Battisti, 1999; Garreaud *et al.*, 2008]. Esto se debe al bajo número de estaciones con registros temporales extensos (a causa de la implementación relativamente tardía de sistemas de medición) y a la baja representatividad espacial de ellas, por encontrarse generalmente dispersas en grandes extensiones geográficas o concentradas en torno a ciertos lugares, como sectores urbanos. Sin embargo, se ha realizado esfuerzos para recopilar y ordenar la información disponible en muy diversas fuentes, lo que ha dado origen a bases de datos como la *Global Historical Climatology Network* (GHCN) [Peterson & Vose, 1997], de temperatura del aire, precipitación y presión a nivel del mar (PNM), y las desarrolladas por el *Center for Climatic Research* de la Universidad de Delaware [Legates & Willmott, 1990a,b], que mediante técnicas de interpolación han logrado cubrir el continente con una resolución espacial de 0,5°x0,5° en el periodo 1959-99.

Una descripción detallada de los datos empleados para el estudio de las principales variables consideradas (temperatura (del aire y superficial del mar), precipitación y PNM) se presenta en la tabla 3.1.

En el caso de los registros de temperatura superficial del aire, se consideró en un principio la posibilidad de emplear la base de datos producida por la Universidad de Delaware para las zonas continentales, lo que fue desestimado por considerar que las interpolaciones espaciales en las que se fundamenta su información resultan ser de poca validez para los efectos requeridos en el presente estudio. Esto es principalmente consecuencia de la ya mencionada pobre y desigual cobertura instrumental espacial del continente y de los extensos periodos que carecen de datos en los registros individuales, factores que reducen la robustez de las técnicas de interpolación. Por lo tanto, se ha seleccionado la base de datos de GHCN como principal fuente de información de temperatura superficial del aire, precipitación y presión atmosférica.

Respecto a la temperatura superficial del mar, la información utilizada corresponde a la base de datos en grilla de ERSST, versión 2 [Smith & Reynolds, 2004].

Para el análisis de datos de Chile, los registros de temperatura provienen de los registros de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y corresponden a promedios mensuales de temperaturas máximas y mínimas en 25 estaciones distribuidas a lo largo del país. En términos relativos, este conjunto de datos logra cubrir la extensión meridional de la costa suroccidental del continente, pero no así la angosta –aunque de accidentada topografía- dimensión zonal de Chile [Falvey & Garreaud, 2009].

Los datos de reanálisis utilizados en este trabajo proceden de las bases de *NCEP/NCAR Reanalysis*³ (en adelante *NNR*) y *ECMWF/ERA-40*⁴. Éstos son utilizados para enmarcar en un contexto geográfico más amplio y de mayor cobertura espacial los datos obtenidos de los registros instrumentales. Sin embargo, se tiene en cuenta la limitación de los reanálisis respecto a su representación de la realidad sobre esta región del mundo en el periodo considerado, por cuanto han sido elaborados a partir de los relativamente escasos registros instrumentales. Es por esto que se ha accedido a dos fuentes distintas: así, se puede estudiar los rasgos compartidos extraídos de ellos, que presentan por lo tanto consistencia.

³ NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, EEUU, sitio web: <http://www.cdc.noaa.gov/>

⁴ Los datos ECMWF ERA-40 empleados en este estudio han sido obtenidos del servidor de datos de ECMWF.

Tabla 3.1: Conjuntos de datos empleados en el presente estudio. Se especifica las variables disponibles, las fuentes de datos, tipo de la información (datos instrumentales o en grilla), resolución espacial y temporal, cantidad de estaciones con 80% de datos mensuales en el periodo 1961-90 y cantidad de meses considerada en el cálculo de los promedios anuales/estivales (DEF).

nombre ⁵	variable analizada ⁶	fuelle	tipo	resolución espacial	periodo disponible	intervalo original	número sitios/puntos 80% 61-90	meses considerados promedio anual/estival	referencia
Chile Sinóptico	Tmin, Tmax, precip	DMC	instr	Chile	aprox. 1950-presente	diario	19	8/2	Villarroel <i>et al.</i> [2006]
GHCN	Tmedia	NOAA	instr	continental	1850-presente	mensual	172	8/2	Peterson & Vose [1997]
GHCN	precip	NOAA	instr	continental	1850-presente	mensual	1741	10/2	Peterson & Vose [1997]
GHCN	PNM	NOAA	instr	continental	1850-presente	mensual	99	6/2	Peterson & Vose [1997]
Radiosondas	Tinst	IGRA	instr		1957-presente	diario 12Z	2	6/2	Durre <i>et al.</i> [2007]
ERSSTv2	TSMm	NOAA	grilla	oceánica, 2°x2°	1854-presente	mensual		12/3	Smith & Reynolds [2004]
U.Delaware	Tmedia		grilla	continental, 0,5°x0,5°	1950-1999	mensual		12/3	Legates & Willmont [1990a,b]
U.Delaware	precip		grilla	continental, 0,5°x0,5°	1950-1999	mensual		12/3	Legates & Willmont [1990a,b]
Reanálisis NNR	Tmedia, precip, PNM, rad, viento	NCEP/NCAR	grilla	2,5°x2,5°, 17 niveles verticales	1948-presente	mensual		12/3	Kistler <i>et al.</i> [2001]
Reanálisis ERA-40	Tmedia, precip, PNM	ECMWF	grilla	2,5°x2,5°, 17 niveles verticales	1957-2002	mensual		12/3	Uppala <i>et al.</i> [2005]

⁵ **fuentes de información:**

DMC: Dirección Meteorológica de Chile

GHCN: *Global Historical Climatology Network*

NOAA: *National Oceanic and Atmospheric Administration*

IGRA: *Integrated Global Radiosonde Archive*

ERSSTv2: *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 2*

NNR: *National Centers for Environmental Prediction / National Centers for Environmental Prediction (NCEP/NCAR) Reanalysis*

ECMWF: *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

⁶ **variables:**

Tmin: temperatura mínima

Tmax: temperatura máxima

Tmedia: temperatura media

precip: precipitación

instr: registro instrumental directo

rad: flujos radiativos superficiales

4) Metodología

4.1) *Periodo de análisis y series de tiempo empleadas*

El periodo de análisis de este trabajo cubre desde 1950 hasta la actualidad (el año de finalización varía según la extensión temporal de cada base de datos). Como criterio de selección de registros, se ha establecido la disponibilidad de al menos un 80% de información válida en el periodo 1961-1990. Lo anterior responde a la necesidad de contar con buena definición de las variables en periodos simétricos en torno a la década de los '70s, considerando que la limitación principal de las series es su fecha de inicio y que es preciso rescatar el carácter temporal interdecadal de los registros. De esta forma, se considera que 30 años es una extensión mínima para tal efecto.

El tratamiento de la información se ha sistematizado mediante *scripts* de Matlab, utilizados para procesar la información de los datos previamente normalizados. De las estaciones seleccionadas de acuerdo al criterio descrito, se ha calculado a partir de los valores mensuales los promedios anuales y estacionales (en el hemisferio sur: verano [diciembre-enero-febrero, DEF], otoño [marzo-abril-mayo, MAM], invierno [junio-julio-agosto, JJA] y primavera [septiembre-octubre-noviembre, SON]) desde 1950.

Luego de una exploración inicial de los datos, se ha establecido analizar únicamente las series de tiempo a nivel anual y estival (DEF), puesto que, comparativamente, se observa en el verano austral los rasgos más conspicuos para los efectos del presente estudio.

Los valores estacionales trimestrales han sido calculados con al menos 2 de 3 datos válidos; los valores anuales consideran un número mínimo de valores mensuales, que varía según cada variable de acuerdo a la disponibilidad relativa de datos (especificados en la tabla 3.1). Se ha prevenido que este procedimiento no sesgue las series resultantes, como podría resultar en el caso de que los datos faltantes correspondieran a meses consecutivos.

Cabe destacar que no se ha sustraído de las series su tendencia lineal. Por otro lado, dado que en este trabajo se realizará compuestos de series normalizadas, el problema de la falta de datos en alguna serie particular puede ser aminorado por la información presente en las demás series del correspondiente compuesto. De esta manera, los datos faltantes no son considerados en el análisis y son tratados como tales.

4.2) Cálculo de diferencia de medias y tendencias

Como primera aproximación al estudio del salto climático y con la suposición *a priori* de la existencia de una transición climática a mediados de los '70s (específicamente en el verano de 1976/77⁷), se calcula para cada punto la diferencia de medias de los periodos previo y posterior a este evento, a partir de los valores mensuales:

- a) *periodo previo*: entre enero de 1961 y diciembre de 1973 y
- b) *periodo posterior*: entre enero de 1978 y diciembre de 1990.

En los cálculos de promedios a nivel anual de cada serie, se elimina de este procedimiento los 6 valores mensuales extremos de cada periodo de 13 años (4% de cada periodo: 3 máximos y 3 mínimos), con el objetivo de aislar posibles datos erróneos que pudieran afectar los resultados. La significancia estadística de dicha diferencia es determinada mediante un test t de Student a un nivel de confianza de 95% (bajo el supuesto de muestras provenientes de distribuciones normales de igual varianza).

En el caso de datos de reanálisis, empleados de manera complementaria para obtener una caracterización espacial más amplia del cambio de las variables analizadas, se calcula además una diferencia de medias más local en torno al salto, con el objeto de determinar eventuales rasgos particulares del evento que no necesariamente persisten durante varios años, considerando los siguientes periodos:

- nivel anual: 01.1971-12.1975 y 01.1978-12.1982
- verano austral: trimestres DEF de los periodos 1971/72-1974/75 y 1978/79-1981/82

La representación temporal de los datos se efectúa mediante gráficos de las series de tiempo de las variables estudiadas que cubren (según la disponibilidad de información) un periodo más amplio que el considerado en el criterio de selección de registros: desde el año 1950 hasta el más reciente posible.

⁷ En relación al a fecha de detección del salto de temperatura en los registros de Chile mediante el test de Rodionov (ver sección *Metodología*), vale aclarar que, en la mayoría de los casos, se ubica en el año 1977 cuando se emplean promedios anuales. Al analizar promedios mensuales con iguales parámetros para el test, el salto se sitúa mayoritariamente en el mes de noviembre de 1976. Puesto que hay varios factores que inciden en esta determinación, se ha adoptado preferentemente la notación ya usada en la literatura de "salto de 1976/77".

Teniendo en cuenta la hipótesis de trabajo, i.e. la manifestación en Sudamérica del salto en variables climáticas, se calcula las tendencias lineales de mínimos cuadrados en los siguientes periodos:

a) *pre-salto*: 1950-75

b) *post-salto*: 1978-2000

c) *total*: 1950-2000

Los resultados de los procedimientos anteriores son de utilidad para definir la forma en que eventualmente cambia el comportamiento de una serie en torno a mediados de los '70s.

4.3) Detección de saltos en las series de tiempo

Se ha aplicado un test t de Student secuencial, conocido como “test de Rodionov” [Rodionov, 2005b]) para identificar cambios en la media de una serie de tiempo, vinculados eventualmente a cambios de régimen climático. El test de Rodionov, motivado justamente por el cambio de régimen climático de mediados de los '70s, permite identificar de manera objetiva eventuales cambios abruptos en la media de una serie temporal y tiene ciertas ventajas comparativas, como no disminuir su rendimiento si el punto de cambio se encuentra en los extremos de la serie [Rodionov, 2004].

La metodología de este test consiste en lo siguiente: si se considera una serie de tiempo de alguna variable climática, que va aumentando regularmente en extensión temporal con cada nueva observación:

$$x_1, x_2, \dots, x_i, \dots,$$

es posible realizar un test exploratorio para determinar si el último elemento incorporado a la serie representa una desviación estadísticamente significativa de la media del “régimen anterior” (\bar{x}_{ant} , aquella que no considera dicha nueva observación). Para que esto suceda, considerando igualdad de las varianzas de ambos regímenes⁸, la diferencia entre éste y el valor representativo del “nuevo régimen” (\bar{x}_{nvo} , que sí considera la nueva observación), debe satisfacer la siguiente condición a un nivel p :

$$dif = \bar{x}_{nvo} - \bar{x}_{ant} = t \sqrt{2s_l^2 / l},$$

⁸ El valor de la varianza de cada periodo corresponde también a la varianza promedio de intervalos móviles de l años en la serie de tiempo $\{x_i\}$.

donde t es el valor de la distribución de Student con $2l-2$ grados de libertad a un nivel dado p .

En el instante t_{act} de cada realización del test (al momento de incorporar cada nueva observación), el valor representativo del nuevo régimen, \bar{x}_{nvo} , es desconocido. Sin embargo, para considerar la posibilidad de la existencia de un cambio de régimen, este valor medio debe ser mayor (menor) que el siguiente nivel crítico si el salto en cuestión es hacia arriba –aumento- (hacia abajo –disminución-):

$$\begin{aligned} \bar{x}_{crit}^{\uparrow} &= \bar{x}_{ant} + dif \\ \bar{x}_{crit}^{\downarrow} &= \bar{x}_{ant} - dif \end{aligned} ,$$

En el caso de que la nueva observación cumpla el requisito anterior, el tiempo correspondiente es marcado como un eventual punto de cambio (salto) c . Para aceptar o rechazar la hipótesis de cambio de régimen, se debe probar la persistencia temporal de dicho cambio de media. Con este objeto, se calcula un índice de cambio de régimen (denominado RSI), que representa la suma acumulada de anomalías normalizadas en torno al nivel crítico definido anteriormente durante l instantes:

$$RSI = \frac{1}{lSI} \sum_{t_{nvo}}^m (x_i - \bar{x}_{crit}), \quad m = t_{nvo}, t_{nvo} + 1, \dots, t_{nvo} + l - 1,$$

Si en alguno de los instantes considerados hasta $l=m$ el índice se vuelve negativo (positivo), se rechaza la hipótesis nula de la existencia de un nuevo régimen y la nueva observación se incluye en el “régimen anterior”. En caso contrario, se confirma c como punto de cambio de la serie (en este caso, en forma de salto climático).

En el contexto del presente trabajo, se han fijado los valores $p=0,1$ (90% de confianza) y $l=10$ años. Este último valor corresponde al empleado en estudios anteriores relacionados con saltos climáticos [e.g. Rodionov, 2005b; Vargas *et al.*, 2007] y ha sido establecido en atención al compromiso existente entre la necesidad de estudiar el carácter interdecadal del fenómeno en estudio y la limitada extensión de las series disponibles. Cabe destacar que en el presente trabajo la identificación de saltos se ha restringido al periodo 1975-1979.

Para representar la magnitud de los eventuales saltos detectados, se ha determinado calcular la diferencia de medias entre los 10 años previos y posteriores al año de ocurrencia de éstos. Este valor da cuenta de un comportamiento más local en torno al salto que la diferencia de medias entre los periodos 1961-73 y 1978-90, y por lo tanto constituye una mejor forma de cuantificar dicho fenómeno.

4.4) Compuestos de anomalías normalizadas

Con el objeto de lograr una caracterización geográfica sintética del salto climático en las variables meteorológicas de Sudamérica, se propone formar compuestos de estaciones en las que se aprecia este fenómeno, considerando su cercanía geográfica, el año de detección del salto y la forma de las series temporales de las anomalías. El procedimiento empleado para tal efecto corresponde al propuesto por Jones & Hulme [1996], a partir de las series de anomalías normalizadas (también llamadas “estandarizadas”) respecto a parámetros estadísticos del periodo 1961-90. Es decir, se sustrae la media de cada serie y se divide esta diferencia por la desviación estándar. Este procedimiento facilita la comparación de series de tiempo con distintos valores de media y varianza (como sucede, por ejemplo, en el caso de diferencias considerables de altitud entre estaciones). En términos concretos, las anomalías normalizadas quedan descritas por:

$$\Delta \hat{P}_{ik} = \frac{P_{ik} - \bar{P}_i}{\sigma_i},$$

donde i corresponde a la serie considerada, k a cada observación temporal (en este caso, a nivel mensual) y la barra denota promedio aritmético. Para construir el compuesto, se realiza una suma ponderada de las series escogidas, i.e.

$$\langle \Delta \hat{P}_k \rangle = \sum_{i=1}^n w_i \Delta \hat{P}_{ik}.$$

En el presente trabajo, el factor de ponderación se ha definido constante para todas las series: $w_i = 1/n$, donde n es el número de estaciones consideradas en cada compuesto. En lo sucesivo, las series de tiempo de los compuestos se expresarán mediante el promedio aritmético de las series de anomalías estandarizadas individuales y, para cada año, se graficará la desviación estándar calculada entre los registros con datos disponibles.

El procedimiento anterior entrega una caracterización realista de la variabilidad temporal del compuesto [Jones & Hulme, 1996]; sin embargo, los compuestos de anomalías normalizadas quedan expresadas en unidades de desviación estándar. Para “desnormalizar” la serie y volver a las unidades originales, una alternativa consiste en calcular la siguiente nueva serie:

$$\overline{P}_k = \langle \Delta \hat{P}_k \rangle \overline{\sigma} + \overline{P},$$

en la que los términos de la derecha corresponden a los valores medios de los promedios y desviaciones estándares de las series comprendidas en cada compuesto:

$$\overline{P} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \overline{P}_i}{\sum_{i=1}^n w_i}, \quad \overline{\sigma} = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \overline{\sigma}_i}{\sum_{i=1}^n w_i}$$

Mediante el procedimiento anterior, se obtiene información útil para describir la manera en que eventualmente se manifiesta un cambio de régimen en las series temporales y una caracterización geográfica a nivel continental en Sudamérica del fenómeno particular del salto climático de mediados de los '70s.

5) Resultados

5.1) Sudamérica

5.1.a) Temperatura superficial del mar (TSM)

Como se ha mencionado, el cambio de régimen de mediados de los '70s se ha vinculado al patrón espacial de la transición de TSM asociada a la PDO. Éste es comparable al de la variabilidad interanual del ciclo ENOS, de manera tal que la fase cálida (fría) de éste último corresponde a polaridad positiva (negativa) de la PDO [Mantua *et al.*, 1997]. La correlación calculada para el periodo 1950-2000 entre las series anuales de TSM y la PDO en cada punto de grilla (Fig. 5.1.1) deja en manifiesto la robustez de este índice en la caracterización de la variabilidad climática de gran parte del Océano Pacífico⁹.

La diferencia de medias de los valores anuales de TSM (fuente: ERSSTv2) obtenida entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990 se muestra en la figura 5.1.2, arriba. En la cuenca del Pacífico ecuatorial se aprecia la estructura de calentamiento con forma de herradura característica de la fase positiva de la PDO (similar al cambio de TSM propio del ciclo ENOS) que ha sido descrita por trabajos previos [Mantua *et al.*, 1997; Garreaud & Battisti, 1999, Huang *et al.*, 2005, Chen *et al.*, 2008]. En el Pacífico, destaca la simetría de la anomalía positiva en torno al Ecuador y el cambio de polaridad entre las regiones tropicales (cálidas) y los subtrópicos y latitudes medias (frías), tal como se observa en la estructura espacial asociada a la variabilidad interanual en esta región [Garreaud & Battisti, 1999]. Además, resalta la significancia estadística de las diferencias de medias en toda la costa de Ecuador, Perú y Chile, y su extensión al oeste entre 45° y 60°S. Lo observado sobre el Océano Atlántico contrasta con lo anterior, exhibiendo calentamiento entre 30° y 45°S y sólo una leve variación de temperatura en torno al Ecuador.

Respecto a los saltos en las series de TSM identificados mediante el método de Rodionov entre los años 1975 y 1979 (Fig. 5.1.2, abajo), se aprecia que los aumentos de temperatura (colores cálidos) en el Pacífico coinciden en gran parte con las zonas de significancia estadística para la diferencia de medias (Fig. 5.1.2, arriba), reforzando la importancia de este patrón espacial en el fenómeno en estudio. En particular, cabe notar que los saltos son especialmente marcados en la costa occidental del continente sudamericano, lo que sugiere la existencia de posibles efectos

⁹ En este punto es preciso señalar que no se ha filtrado la variabilidad interanual del índice PDO, por lo que ésta condiciona en parte los coeficientes de correlación con las series de anomalías de TSM (respecto a 1961-90).

directos en los registros continentales costeros. Por otro lado, en la región ecuatorial no se detectan saltos en los registros mediante este método, a pesar de la diferencia significativa de medias (Fig. 5.1.2, b).

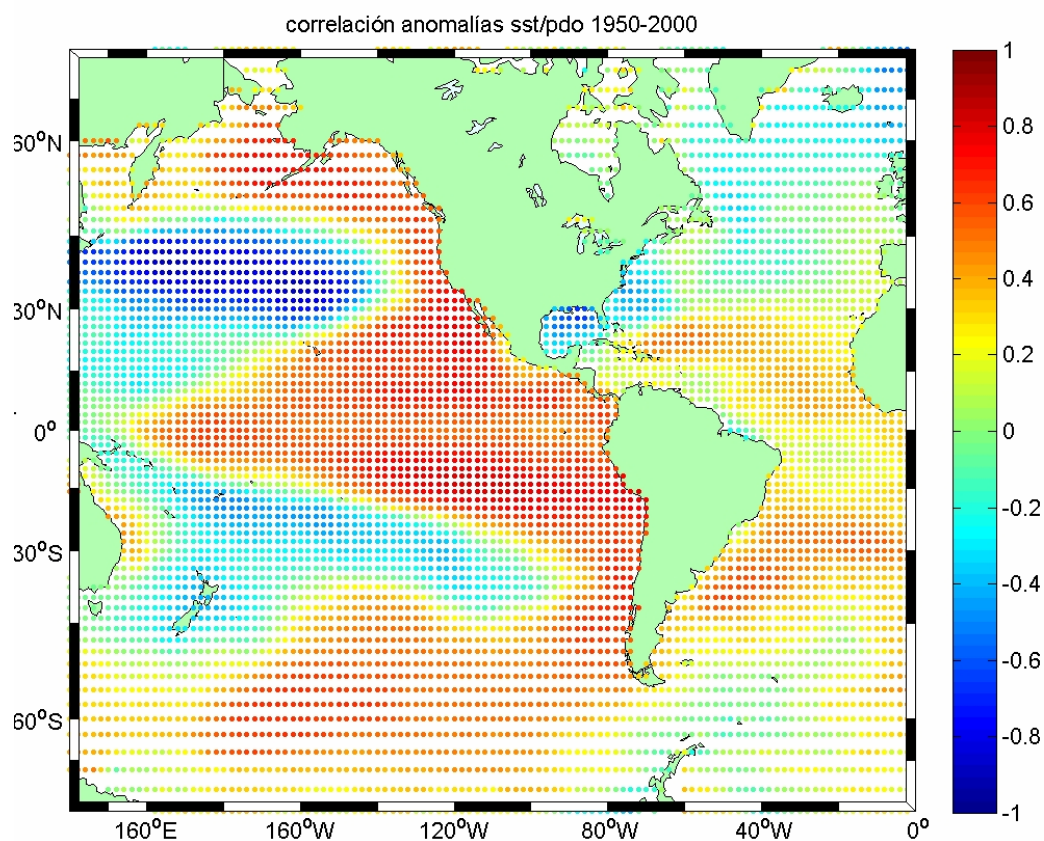


Figura 5.1.1: Coeficientes de correlación lineal entre la serie anual del índice PDO y las anomalías normalizadas de TSM (respecto a 1961-90) en el periodo 1950-2000. Fuente: ERSSTv2.

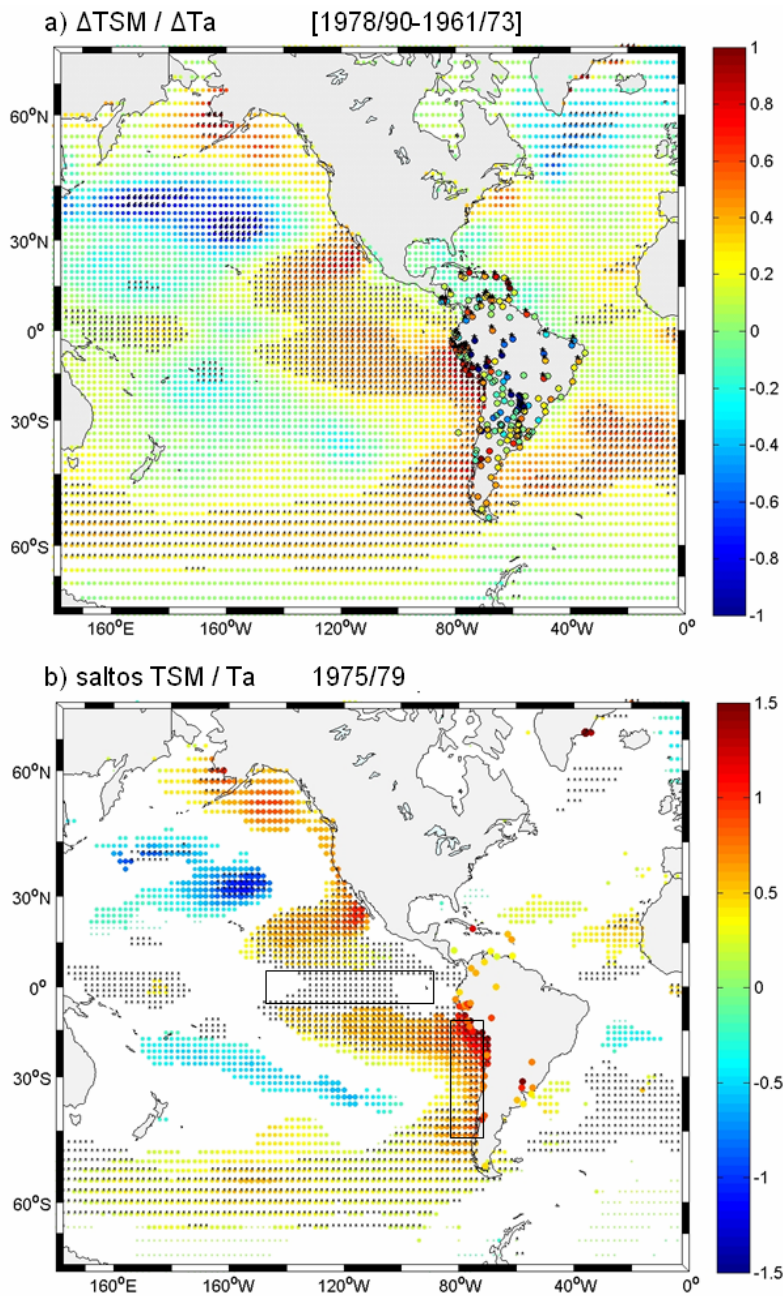


Figura 5.1.2: (a) Diferencia de promedios de TSM (ΔTSM) y de temperatura del aire (ΔTa) [°C] entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990. (b) Saltos de temperatura identificados mediante el test de Rodionov entre 1975 y 1979, expresados como diferencias de TSM y Ta entre los periodos comprendidos 10 años antes y 10 años después de su detección; en las zonas en blanco no se detecta saltos en las series. En ambas figuras, los valores estadísticamente significativos a un nivel de 95% de las diferencias de medias aparecen marcados con un punto negro. En (b), las regiones correspondientes a las series de tiempo de la figura 5.1.3 aparecen encerradas por rectángulos. Los datos continentales (GHCN) se muestran detalladamente en la figura 5.1.7. Fuentes: ERSSTv2 (TSM) y GHCN (Ta).

Con el propósito de mostrar la forma en que los saltos detectados en TSM se manifiestan en el tiempo, se ha seleccionado una parte del Pacífico Ecuatorial y Suroriental [(5°N-5°S, 90°-150°W) y (10°-50°S, 75°-85°W), respectivamente; ver figura 5.1.2, abajo]. Las series temporales de anomalías normalizadas respecto a 1961-90 para los 104 y 155 puntos de grilla comprendidos respectivamente en estas áreas han sido promediadas a modo de compuesto (figura 5.1.3). En la serie del Pacífico Suroriental (figura 5.1.3, b) se observa tendencias al descenso (-0,06°C/década en 1950-1975 y -0,09°C/década en 1978-2000)¹⁰ interrumpidas por un salto detectado en 1976/77. Al calcular la tendencia total en el periodo 1950-2000, se obtiene un valor de 0,15°C/década, que evidentemente no es representativo del comportamiento de la serie. En cambio, la serie del Pacífico ecuatorial (figura 5.1.3,a), aunque definida principalmente por una tendencia positiva, no muestra un cambio de régimen caracterizado por un salto evidente. La diferencia en los ciclos anuales de ambas series, considerando los periodos 1961-73 y 1978-90 (Fig. 5.1.4) muestra un calentamiento promedio superior a 0,5°C en el Pacífico suroriental y cercano a 0,3°C en el Pacífico ecuatorial.

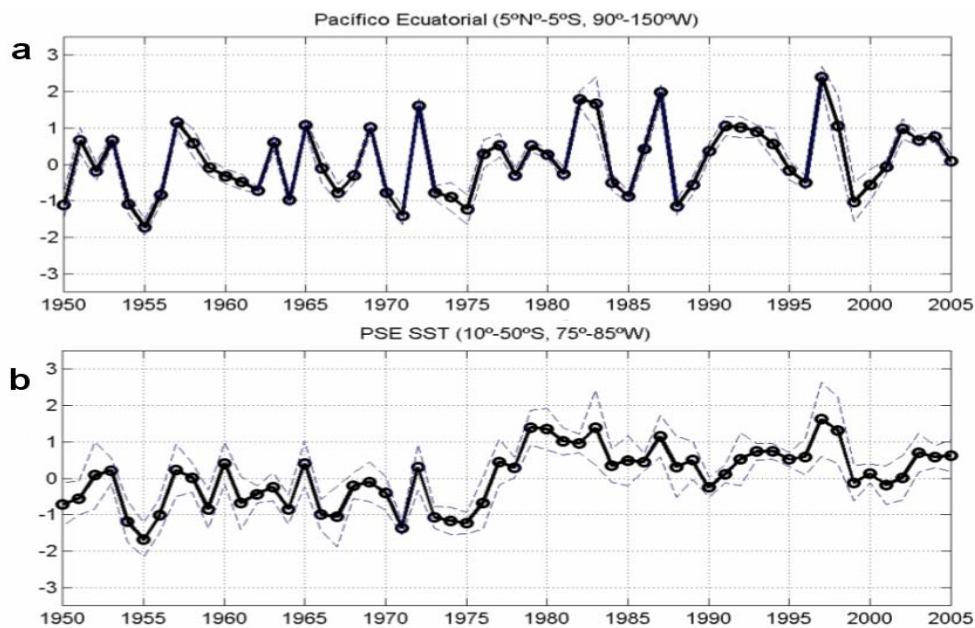


Figura 5.1.3: Compuestos de las series anuales de anomalías normalizadas de TSM (respecto a 1961-90) de a) Pacífico Ecuatorial (5°N-5°S, 90°-150°W) y b) Pacífico Suroriental (10°-50°S, 75°-85°W), correspondientes a las áreas indicadas en la figura 5.1.2, b. Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. Fuente: ERSSTv2.

¹⁰ Las tendencias de los compuestos son expresadas en las unidades originales, lo que se logra siguiendo el procedimiento expuesto en la sección 4.4.

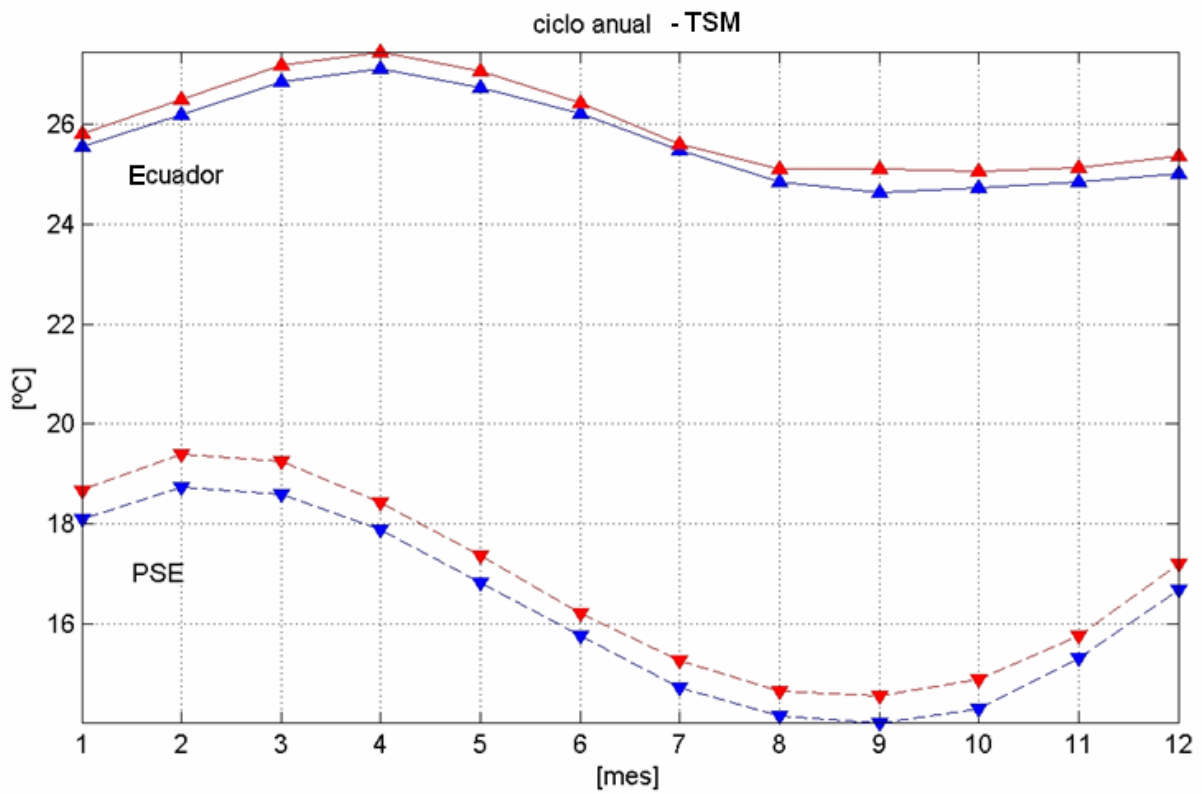


Figura 5.1.4: Ciclos anuales de TSM media en los periodos previo (1961-73, azul) y posterior (1978-90, rojo) al salto climático en: (arriba) Pacífico Ecuatorial y (abajo) Pacífico Suroriental. Fuente: GHCN.

5.1.b) Temperatura media continental

5.1.b.1) Temperatura anual

Con el fin de enmarcar los datos instrumentales de temperatura media del aire (a 2 metros, provenientes de GHCN) en Sudamérica en un contexto global, se presentan los campos de diferencia de esta variable obtenidos de los reanálisis NCEP/NCAR y ECMWF-ERA-40 (figura 5.1.5, a y b, respectivamente) entre los periodos 1961-73 y 1978-90. Aunque la magnitud de la variación de temperatura es comparable en ambas fuentes, se distingue, no obstante, diferencias principalmente en su estructura geográfica. Sobre la cuenca del Océano Pacífico, las características compartidas más relevantes son:

- anomalías positivas: en el Ecuador y en sectores tropicales, hasta los 30° de latitud, desde la costa americana hasta 160°W (hemisferio norte) y 140°W (hemisferio sur); sobre el Pacífico ecuatorial occidental; sobre el Golfo de Alaska y el Estrecho de Bering y sobre gran parte del continente antártico (esto último observado también por Garreaud & Battisti [1999]);
- anomalías negativas: al oeste de 150°W, aproximadamente a 40°N y 20°S, y sobre Australia.

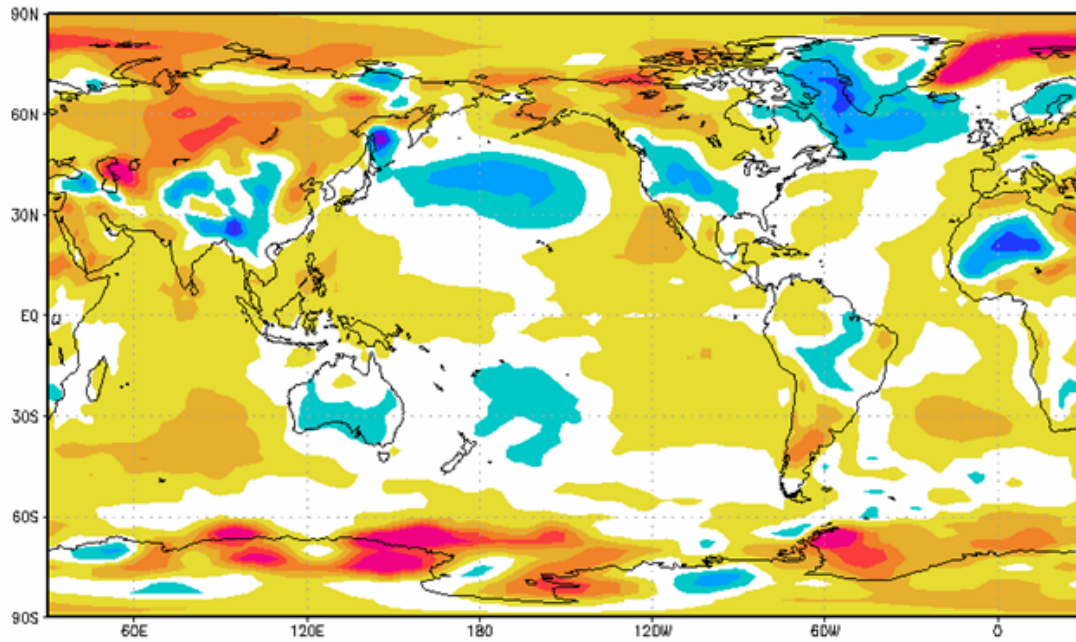
En el caso de Sudamérica, las similitudes entre ambos reanálisis son mucho menos evidentes (Fig. 5.1.6, izquierda):

- calentamiento en la mitad austral del continente, en el borde occidental desde el extremo sur hasta los 10°N, en el Noreste de Brasil;
- enfriamiento en el interior de Sudamérica, principalmente entre el Ecuador y 20°S, y entre 50°W y 70°W (Suroeste de la Amazonía).

Considerando diferencias más locales en torno al salto, a partir de periodos más acotados, i.e. [01.1978/12.1982] - [01.1971/12.1975] (figura 5.1.6, derecha), los rasgos compartidos más marcados entre ambos reanálisis son:

- calentamiento (sobre 1°C) en casi todo el continente; destaca el sur de Argentina, Chile, el norte del Perú, Ecuador, Colombia, Venezuela, el norte de Brasil y Paraguay
- enfriamiento al Este del continente, en torno a 20°S.

a) NNR 1978/90 – 1961/73



b) ERA-40 1978/90 – 1961/73

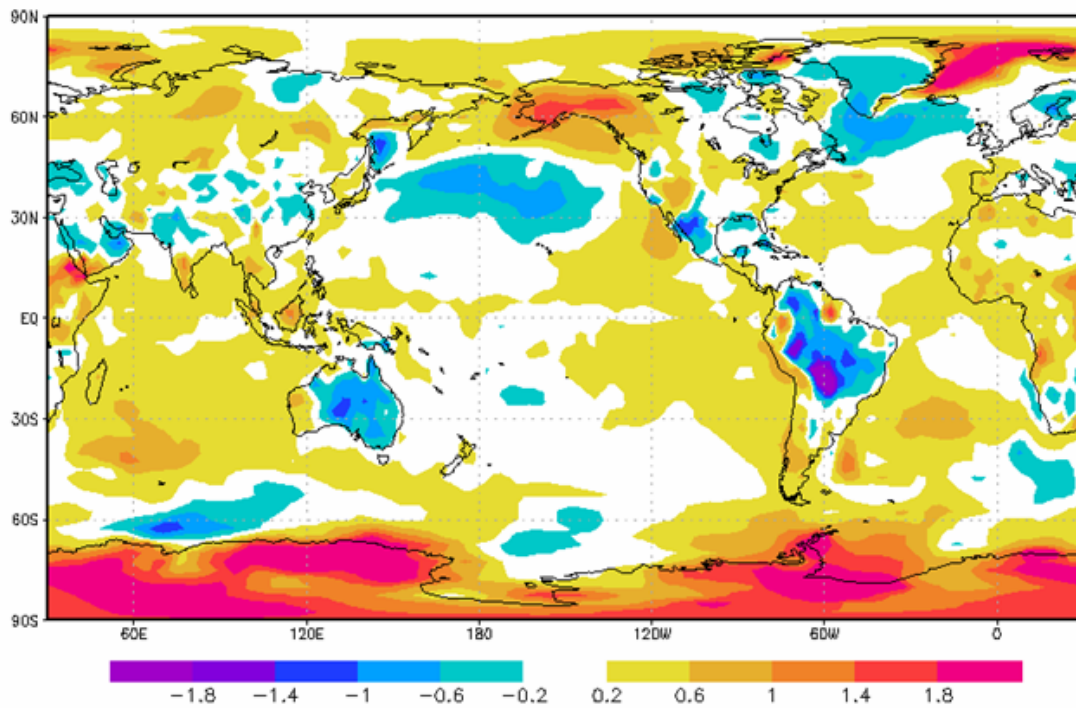


Figura 5.1.5: Diferencia de promedios anuales de temperatura superficial del aire [°C] entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990: (a) reanálisis NCEP/NCAR, (b) reanálisis ERA-40.

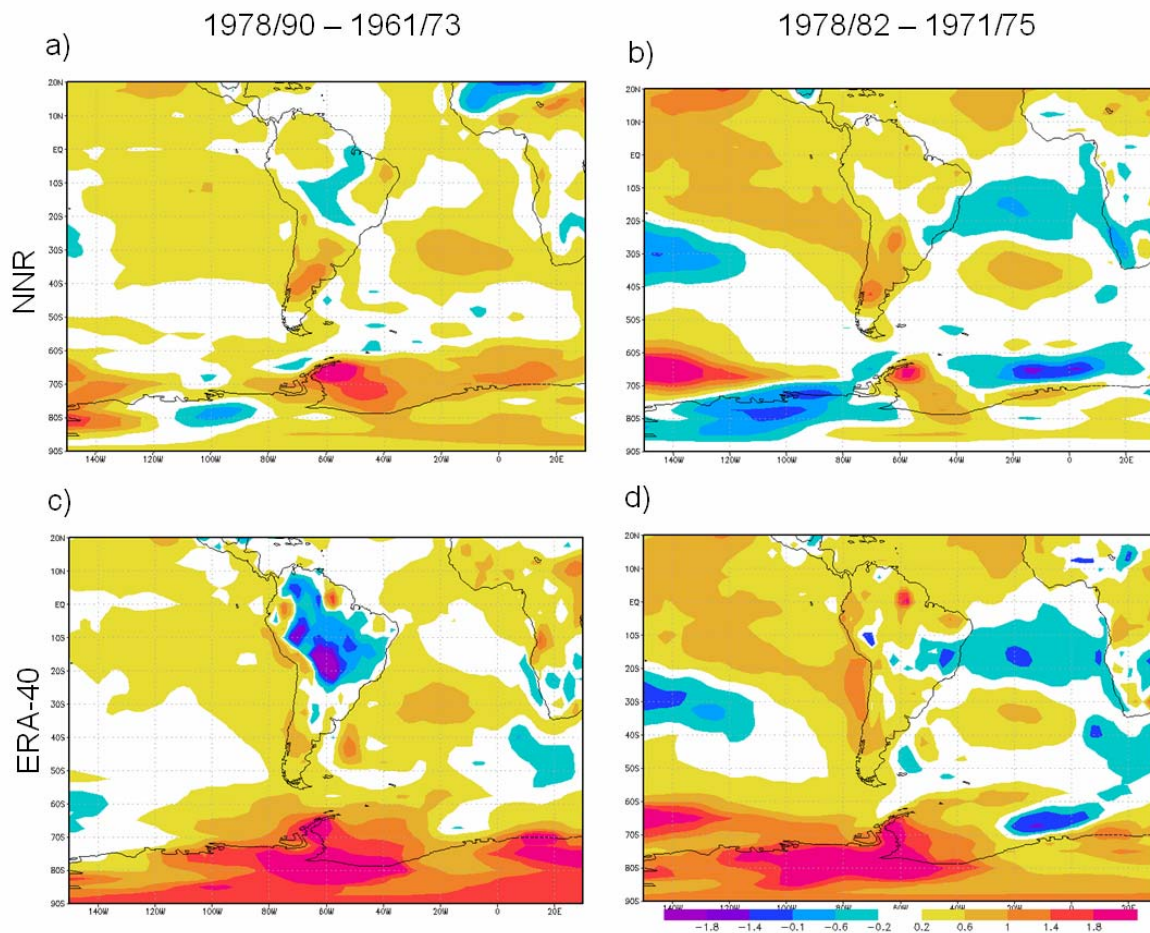


Figura 5.1.6: Diferencia de promedios anuales de temperatura superficial del aire [°C]: (arriba) reanálisis NCEP/NCAR, (abajo) reanálisis ERA-40. (izquierda): [01.1978/12.1990]-[01.1961/12.1973]; (derecha): [01.1978/12.1982]-[01.1971/12.1975].

De manera análoga a lo anteriormente expuesto, se ha calculado la diferencia de medias entre 1961-73 y 1978-90 para las series de temperatura media del aire, a partir de los datos instrumentales GHCN. En el caso de esta variable, el criterio utilizado para el cálculo de promedios anuales es la disponibilidad de al menos 8 meses por año (en caso contrario, dicho año figura en la serie sin valor válido). La figura 5.1.7 (izquierda) muestra las diferencias de temperatura media obtenidas para las 172 estaciones consideradas de acuerdo a los criterios establecidos. Destaca el aumento de temperatura en la costa occidental del continente, principalmente en Perú, en la región de la Cuenca del Plata y al sur de 35°; rasgo que contrasta con el enfriamiento detectado en zonas del interior del continente (e.g. sector occidental de la Cuenca del Amazonas y Chaco Paraguayo, principalmente). De acuerdo a esto y los datos de

reanálisis, preliminarmente podría establecerse la influencia de las TSM sobre las zonas más cercanas a la costa.

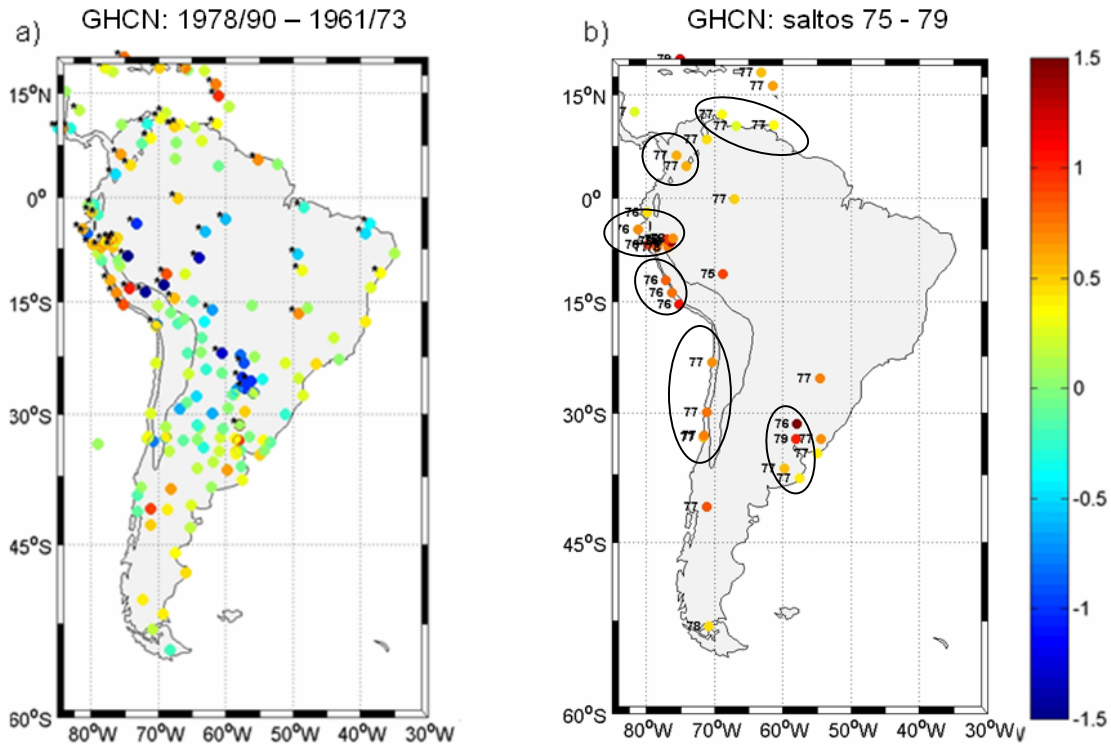


Figura 5.1.7: (a) Diferencia de promedios de temperatura media del aire (T_a) [°C] entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990. Los valores estadísticamente significativos a un nivel de 95% aparecen marcados con un asterisco. (b) Saltos de temperatura identificados mediante el test de Rodionov entre 1975 y 1979, expresados como diferencias de T_a entre los periodos comprendidos 10 años antes y 10 años después de su detección; el año del salto se indica a la izquierda de las estaciones. Fuente: GHCN.

Respecto a los cambios de media encontrados con el test de Rodionov en el periodo 1975-79 (Fig. 5.1.7, derecha), resulta de interés destacar que la mayoría de estos eventos se sitúa cerca de las costas continentales, reforzando la eventual relación ya indicada con la TSM. Resalta también el hecho de que gran parte de ellos se registra en 1977, con excepción principalmente del Perú (1976), la desembocadura del Río de la Plata (1976/77/78) y Punta Arenas (1978), en el extremo austral.

Por otro lado, es de interés destacar que en ciertas regiones que exhiben una diferencia marcada de temperatura, no se detectan saltos en las series. Para ejemplificar este aspecto, se ha realizado un compuesto de anomalías normalizadas a partir de 7 estaciones en la región del Gran Chaco (tabla 5.1 y Fig. 5.1.8). Se aprecia en dicho compuesto un aumento relativo de la temperatura en 1976/77, pero la tendencia descendente (con una pendiente de aproximadamente $-0,41^{\circ}\text{C}/\text{década}$), evidente y dominante en el periodo 1960-2000, domina el enfriamiento en dicha región y resta relevancia al efecto de este eventual salto, que no es significativo para el test.

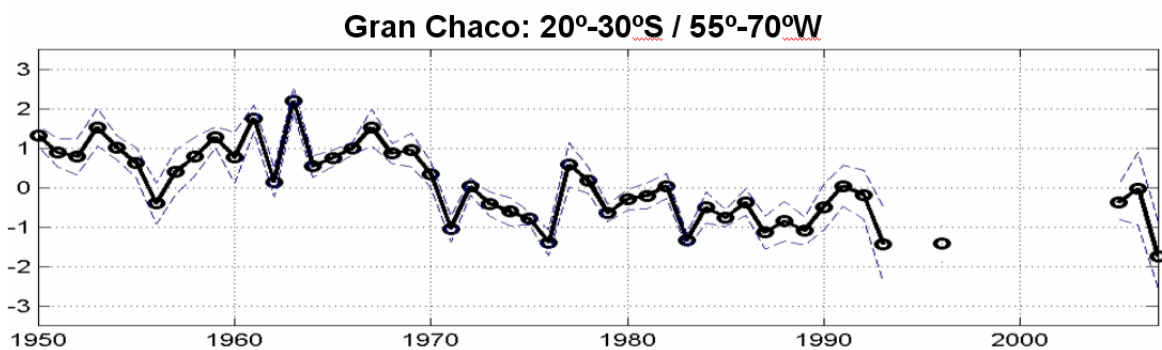


Figura 5.1.8: Compuesto de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios anuales de temperatura media de la región del Gran Chaco (7 estaciones), definida en la tabla 5.1. Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. Fuente: GHCN.

Los saltos detectados en estaciones (Fig. 5.1.7, derecha) son consistentes en su distribución geográfica con las zonas donde se aprecia aumento de temperatura en ambas fuentes de reanálisis (Fig. 5.1.6). Para la conformación de compuestos regionales que den cuenta de la forma en que se detecta el salto en distintas zonas del continente, previamente se ha revisado las series individuales, lo que constituye un filtro subjetivo de calidad de los datos. De esta forma, se propone cinco conjuntos (tabla 5.2), cuyas series de tiempo se muestran en la figura 5.1.9. Los valores de las tendencias ajustadas en los periodos definidos en el presente trabajo se presentan en la tabla 5.4, expresados en las unidades correspondientes a los compuestos de anomalías normalizadas, [% de desviación estándar/década], y en unidades originales, [$^{\circ}\text{C}/\text{década}$], según el procedimiento propuesto por Jones & Hulme [1996] (ver sección *Metodología*).

Tabla 5.1: estaciones que conforman el compuesto del Gran Chaco (Fig. 5.1.8).

Compuesto	Estación	latitud [°]	longitud [°]	altura [msnm]
Gran Chaco	Mariscal	-22,02	-60,60	181
	Puerto Casado	-22,28	-57,87	87
	Concepción	-23,42	-57,30	74
	Asunción Aero	-25,27	-57,63	101
	Pilar	-26,85	-58,32	56
	San Juan Bautista	-26,67	-57,15	126
	Encarnación	-27,32	-55,83	91

Tabla 5.2: Estaciones que conforman los compuestos definidos en Sudamérica a partir de la figura 5.1.7, b.

Compuesto	Estación	latitud [°]	longitud [°]	altura [msnm]
Perú Norte <i>Amazonía y Sierra</i>	Yurimaguas	-5,9	-76,08	184
	Moyobamba	-6,03	-76,97	832
	Chachapoyas	-6,22	-77,83	2435
	Tarapoto	-6,45	-76,38	282
	Cajamarca	-7,13	-78,47	2622
	Juanjui	-7,22	-76,72	363
Perú Sur <i>Costa</i>	Lima-Callao/A	-12	-77,12	13
	Pisco	-13,75	-76,28	7
	San Juan	-15,38	-75,17	60
Colombia <i>Costa</i>	Medellín/Olay	6,22	-75,6	1499
	Bogotá/Eldora	4,72	-74,15	2548
Argentina <i>Cuenca del Plata</i>	Mar del Plata	-37,93	-57,58	21
	Mercedes	-33,25	-58,07	17
	Salto	-31,38	-57,95	33
Chile <i>Costa SE del Pacífico</i>	Antofagasta	-23,43	-70,43	135
	La Serena	-29,9	-71,2	142
	Quintero	-32,78	-71,52	8
	Punta Ángeles	-33	-71,7	41
Venezuela <i>Costa</i>	Piarco Int. A	10,62	-61,35	15
	Caracas/La Carlota	10,5	-66,9	865
	Hato Airport	12,2	-68,97	67

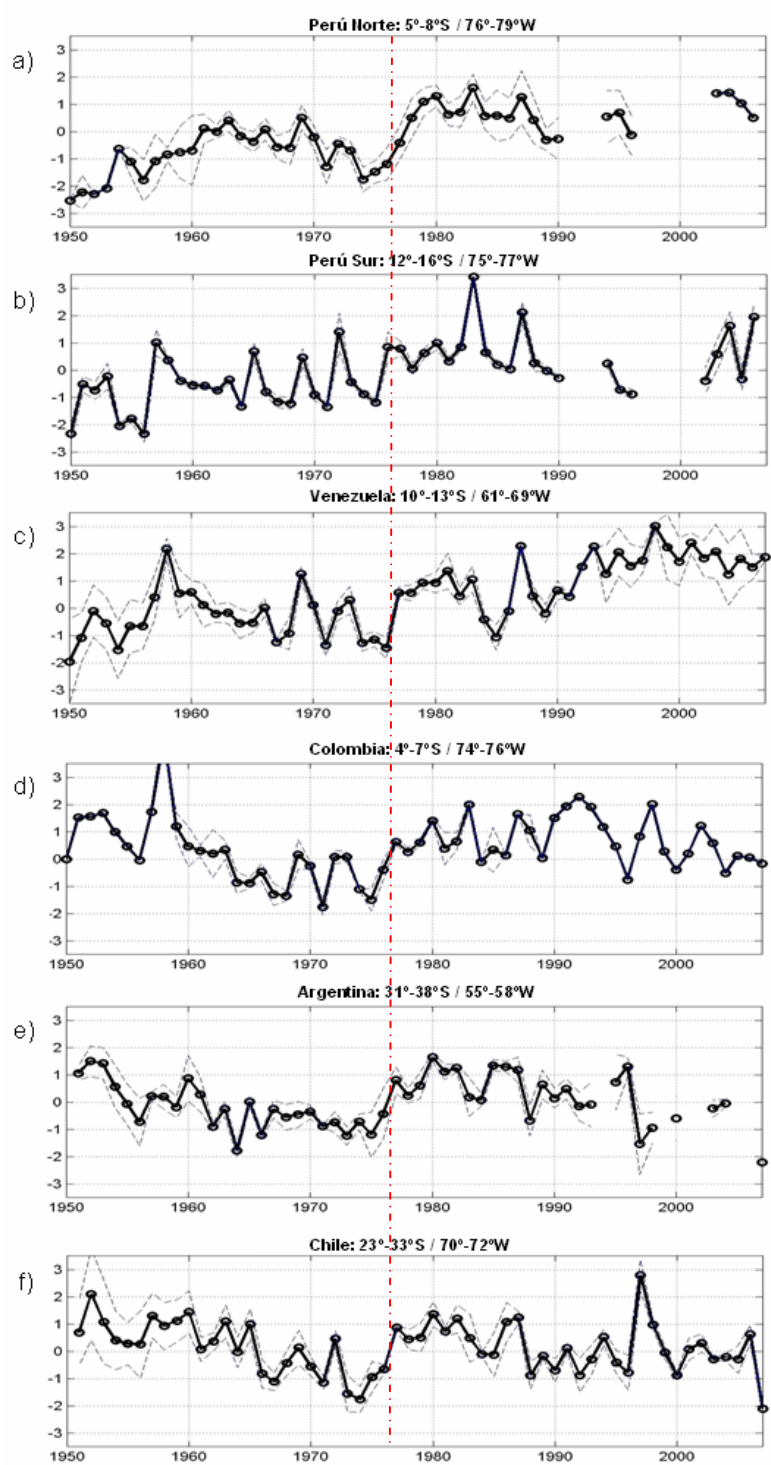


Figura 5.1.9: Compuestos de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios anuales de temperatura media, formados a partir de los resultados del test de Rodionov en Sudamérica: a) Norte de Perú, b) Sur de Perú, c) Venezuela, d) Colombia, e) Argentina y f) Chile. Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. La línea roja punteada señala la transición 1976/77. Fuente: GHCN.

El sector amazónico del norte del Perú (figura 5.1.9,a) evidencia un aumento en la forma de un salto a fines de los '70s en la serie de tiempo de anomalías de temperatura media. Puede sugerirse la presencia de dos regímenes distintos en los periodos previo y posterior a este evento: aquél comprendido entre 1950-75 (anomalías negativas respecto al promedio 1961-90, de tendencia $0,28^{\circ}\text{C}/\text{década}$, no representativa de la serie) y el correspondiente al periodo de 1978-2000 (anomalías positivas respecto al promedio 1961-90, de tendencia $-0,27^{\circ}\text{C}/\text{década}$), 'régimen' que persiste después del salto detectado. La tendencia del periodo 1950-2000, $0,29^{\circ}\text{C}/\text{década}$, no representa el comportamiento del compuesto.

El compuesto de la costa del sur del Perú (Fig. 5.1.9,d) exhibe un salto en 1975/76, que define dos periodos: el previo, de tendencia de $0,19^{\circ}\text{C}/\text{década}$ y el posterior, de $-0,58^{\circ}\text{C}/\text{década}$ (aunque poco representativa, debido a la falta de datos). La variabilidad interanual es acentuada (notar, por ejemplo los eventos de El Niño de 1982/83 y 1987/88 durante el segundo periodo) y esto constituye un problema para poder diferenciar ambos regímenes.

En la costa venezolana (Fig. 5.1.9,c) se observa el paso de una tendencia descendente de $0,02^{\circ}\text{C}/\text{década}$ durante 1950-75 (anomalías predominantemente negativas) a una ascendente de mayor magnitud, $0,30^{\circ}\text{C}/\text{década}$, en 1978-2000 (anomalías predominantemente positivas), en comparación con la tendencia del periodo 1950-2000, de $0,18^{\circ}\text{C}/\text{década}$. Después del salto detectado, puede reconocerse un nuevo régimen, aunque de carácter menos estacionario que en el caso del norte peruano. Destacan la variabilidad interanual observada en la segunda mitad de la década de los '80s, eventualmente relacionadas con el ciclo ENOS (fijarse, por ejemplo, en los eventos de La Niña 1984/85 y El Niño 1987/88), que ciertamente inciden en la tendencia calculada. El carácter del salto varía en las series estacionales (no mostradas): gráficamente es más marcado en MAM y SON y muy poco perceptible en las series de JJA y DEF. En estas últimas predomina más bien una tendencia ascendente de las anomalías de temperatura media en el periodo 1950-2000.

El compuesto de Colombia (figura 5.1.9,d) presenta características similares a las del grupo anterior: en el periodo 1950-2000 se aprecia una tendencia de $-0,46^{\circ}\text{C}/\text{década}$, mientras que durante 1950-75 (anomalías negativas), el valor es prácticamente nulo y en el periodo 1978-2000 (anomalías positivas), la tendencia es positiva y muy pequeña, de $0,02^{\circ}\text{C}/\text{década}$. A partir de comienzos de los '90s, sólo hay un registro disponible para el compuesto; sin embargo,

puede sugerirse que hay una diferencia de regímenes en torno al salto detectado. El carácter de éste en las series estacionales es relativamente menos marcado en DEF (no mostrado).

Las anomalías anuales de Argentina, en la Cuenca del Río de la Plata (figura 5.1.9,e) evidencian un fuerte contraste entre los periodos anterior y posterior al salto: pasan de una tendencia negativa de $-0,67^{\circ}\text{C}/\text{década}$ a una un poco menos pronunciada, de $-0,55^{\circ}\text{C}/\text{década}$, que se mantiene en los años siguientes, con una marcada variabilidad interanual. La tendencia del periodo completo, es decir 1950-2000, es prácticamente nula, lo que resulta ser una pésima descripción de la evolución de este compuesto en el tiempo.

La anomalía de las estaciones que se encuentran en Chile, en la costa suroriental del Pacífico (Fig. 5.1.9,f) presenta tendencias descendentes antes y después de mediados de los '70s, interrumpidas por un salto notorio en 1976/77 ($-0,49^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en 1950-75 y $-0,15^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en 1978-2000). La tendencia del segundo periodo incluye el marcado evento de El Niño de 1997/98, que reduce su magnitud. Las tendencias negativas son particularmente marcadas en el compuesto anual y contrastan con la tendencia del periodo 1950-2000, apenas perceptible, de $-0,06\%/ \text{década}$. Como se aprecia, la forma de este compuesto es similar a la del anterior, de la Cuenca del Plata.

Otra forma de graficar el efecto del salto climático en la temperatura superficial del aire consiste en comparar los ciclos anuales de los compuestos descritos, promediados en los periodos 1961-73 y 1978-90 (Fig. 5.1.10). Ellos dan cuenta del calentamiento evidente detectado en las estaciones que los componen, durante todos los meses del año, que fluctúa entre $0,5^{\circ}$ y $1,5^{\circ}\text{C}$.

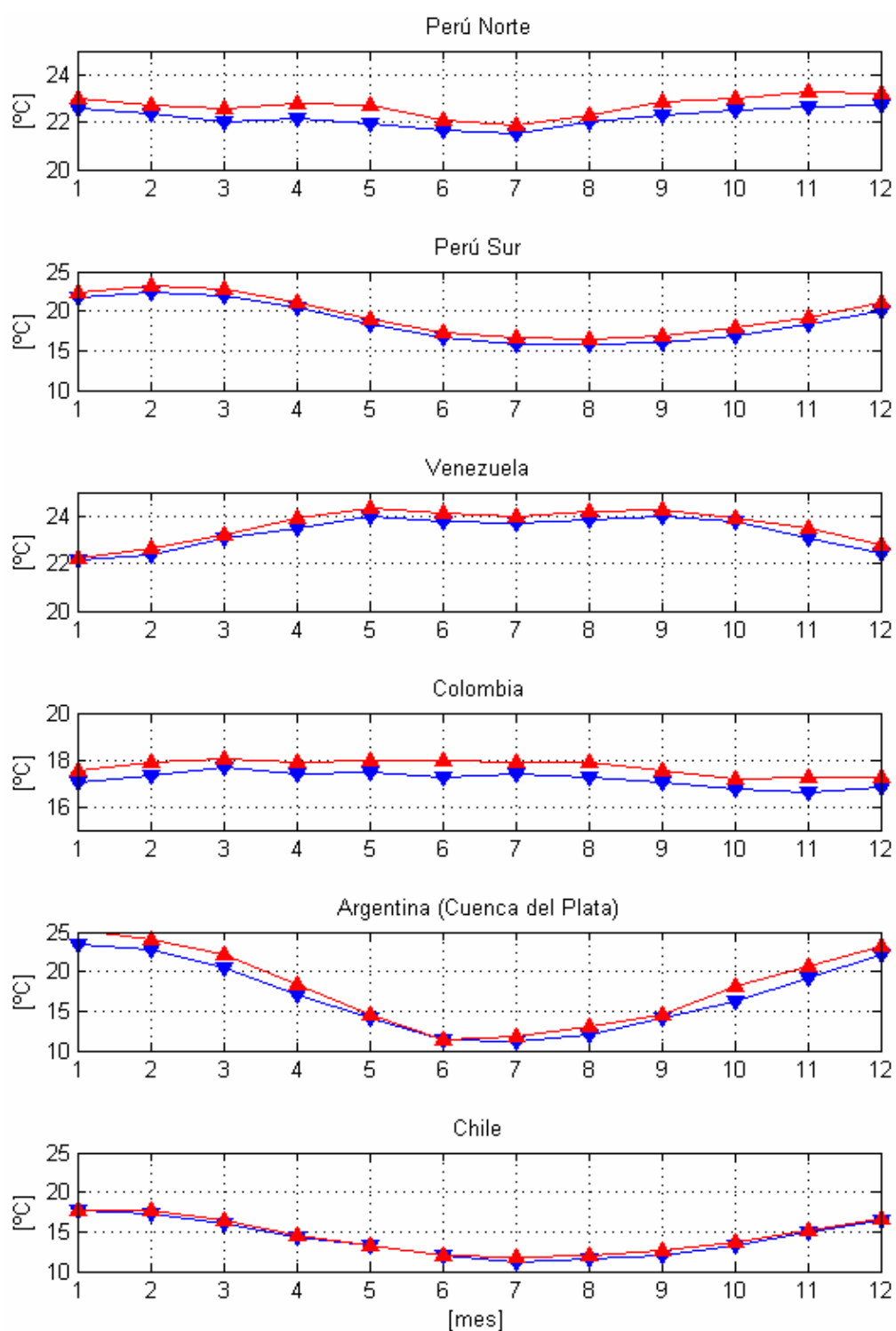


Figura 5.1.10: Ciclos promedio de la temperatura media correspondientes a los compuestos formados en relación al salto climático en los periodos previo (1961-73, azul) y posterior (1978-90, rojo) a dicho evento. Notar que las escalas verticales de Perú Norte, Venezuela y Colombia tienen un rango de sólo 5°C. Fuente: GHCN.

5.1.b.2) Temperatura estival

La estructura del cambio de temperatura superficial del aire, considerando la diferencia entre los veranos de 1961-73 y 1978-90, es representada a partir de las dos fuentes de reanálisis citadas (Fig. 5.1.11). Las características compartidas entre ambos conjuntos de datos son, a grandes rasgos:

- calentamiento: sobre Norteamérica, al norte de 60°N; Pacífico ecuatorial y subtropical (hasta aproximadamente 140°W), Atlántico sur, al oeste de Greenwich y Antártica
- enfriamiento: Norteamérica, entre 30°N y 45°N; Pacífico Norte (al norte de 30°N y al oeste de 150°W), Atlántico Norte, en torno a 60°N; Pacífico Austral, al sur de 45°S.

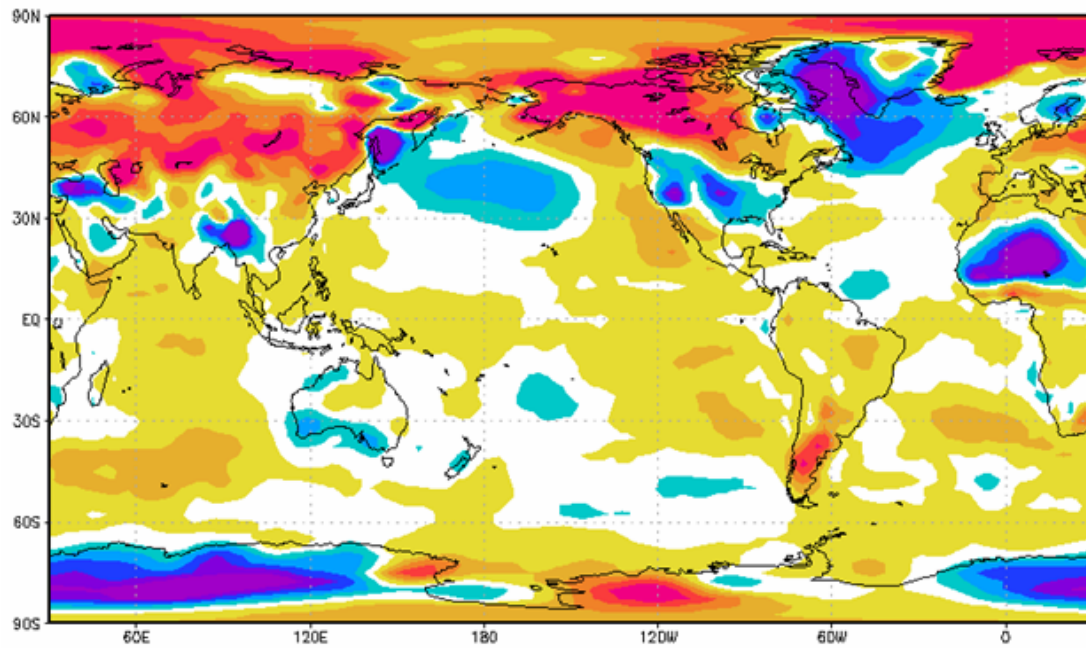
Sin embargo, sobre el continente sudamericano (Fig. 5.1.12, izquierda), se aprecia más diferencias, como el destacado enfriamiento (en algunos lugares, incluso más intenso que -1,4°C) detectado sobre la mitad norte del continente en el reanálisis ECMWF-ERA-40. Los rasgos en común más notorios son:

- calentamiento en el extremo austral del continente, al sur de 35°S
- calentamiento en la costa del Perú, Ecuador, Colombia y Venezuela (regiones que coinciden con algunos compuestos sugeridos en el caso de temperatura media a nivel anual)

Los saltos de temperatura media estival pueden ser descritos en primera aproximación por la diferencia de esta variable entre los veranos (australes, DEF) de: 1971/72-1974/75 y 1978/79-1981/82 (Fig. 5.1.12, derecha). Estos mapas son similares a los de diferencia de temperatura a nivel anual, respecto al calentamiento detectado en la costa occidental del continente. Entre las diferencias apreciables más destacadas, resaltan:

- dipolo de anomalías de temperatura más marcado sobre el Atlántico sur en ERA-40
- extensión de las anomalías negativas del Atlántico, en torno a 20°S, hacia el interior de Sudamérica, de mayor magnitud en ERA-40;
- calentamiento más pronunciado sobre el continente, en torno al Ecuador, en ERA-40;

a) NNR 1978/90 – 1961/73 (DEF)



b) ERA-40 1978/90 – 1961/73 (DEF)

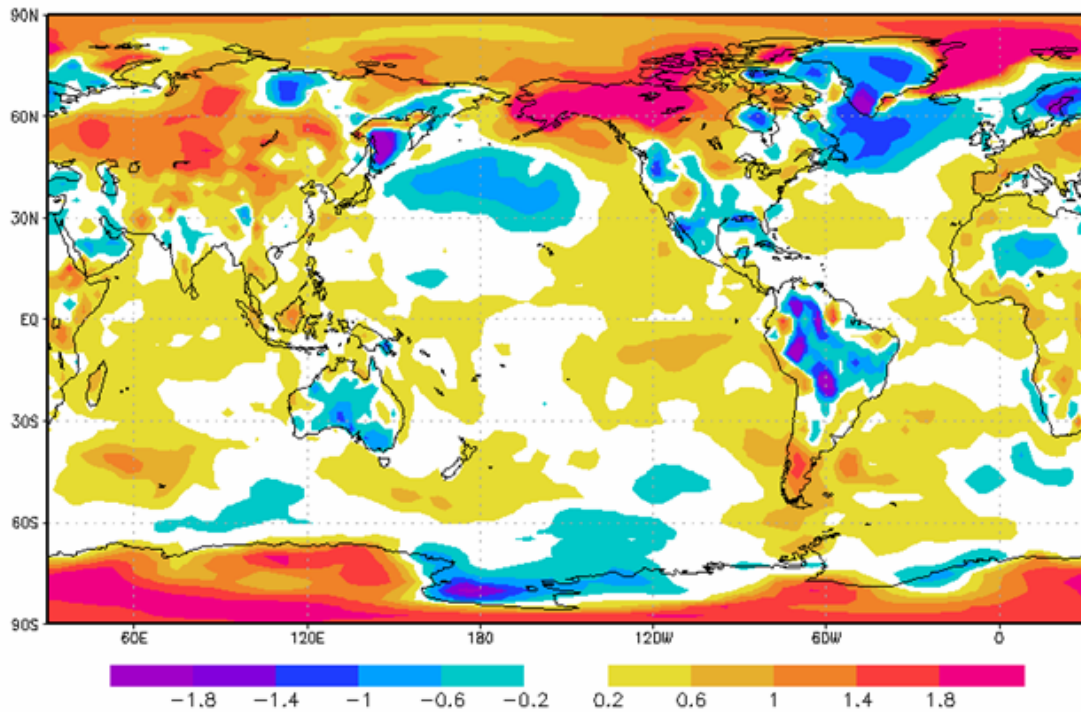


Figura 5.1.11: Diferencia de promedios estivales (DEF) de temperatura superficial del aire [°C] entre los periodos [01.1978/12.1990-01.1961-12.1973]: (a) reanálisis NCEP/NCAR, (b) reanálisis ERA-40.

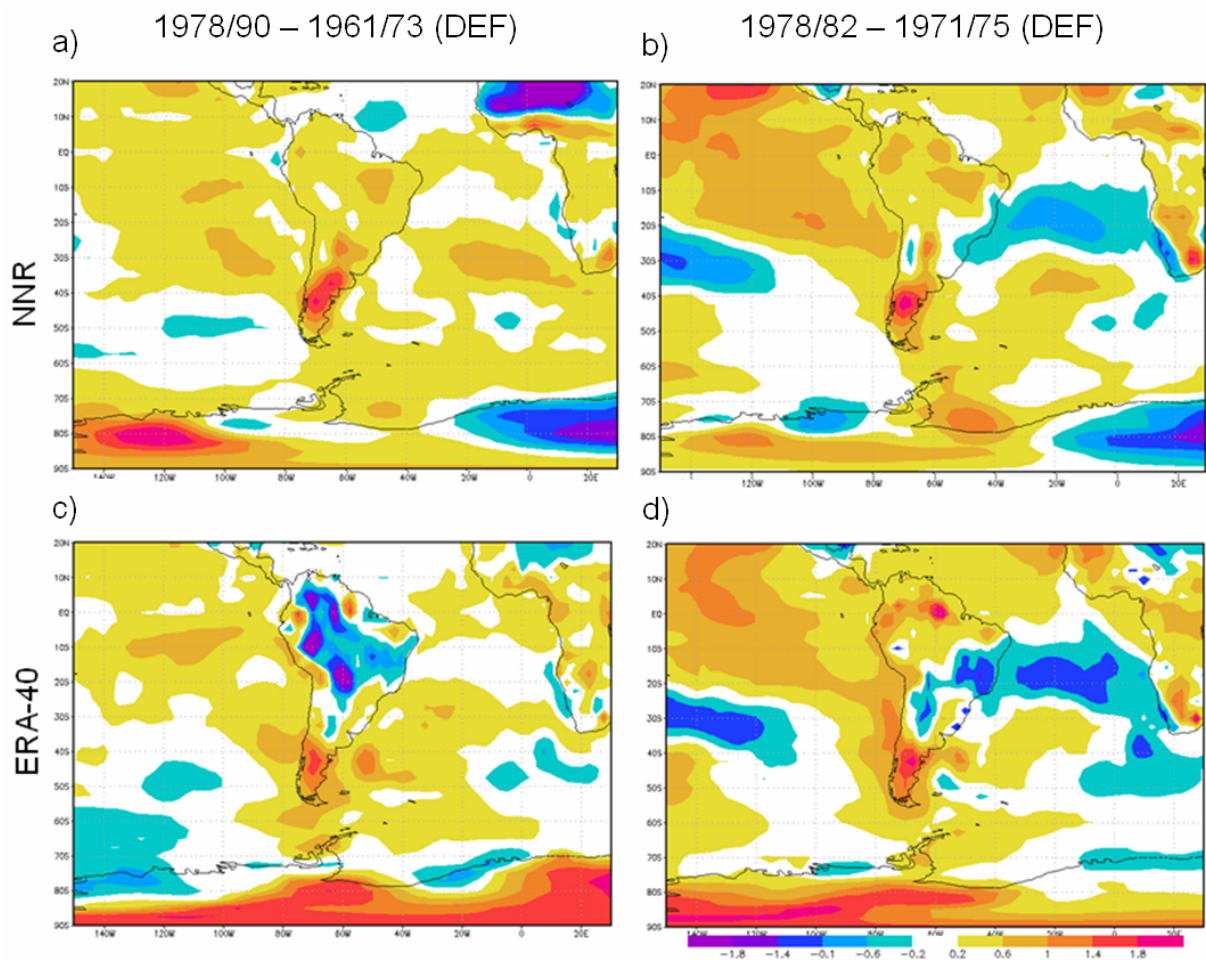


Figura 5.1.12: Diferencia de promedios estivales (DEF) de temperatura superficial media del aire [°C] entre los periodos: (izquierda) 1978/90-1961/73 y (derecha) [DEF 1978/79-1981/82] – [DEF 1971/72-1974/75]; (arriba, a y b) reanálisis NCEP/NCAR, (abajo, c y d) reanálisis ERA-40.

A nivel estacional, los saltos detectados en Sudamérica mediante el test de Rodionov presentan un patrón geográfico similar al del nivel anual (Fig. 5.1.7, derecha). La principal excepción de lo anterior se encuentra en el mapa del verano austral, en el que se detectan saltos en las series de varias estaciones ubicadas en el sureste del continente. Este fenómeno es apreciable al sur de 35°S en los reanálisis (figura 5.1.12, derecha) y su manifestación en los registros instrumentales directos se presenta en las figuras 5.1.13, derecha y 5.1.14, mediante la serie del compuesto de anomalías de 14 estaciones, descritas en la tabla 5.3.

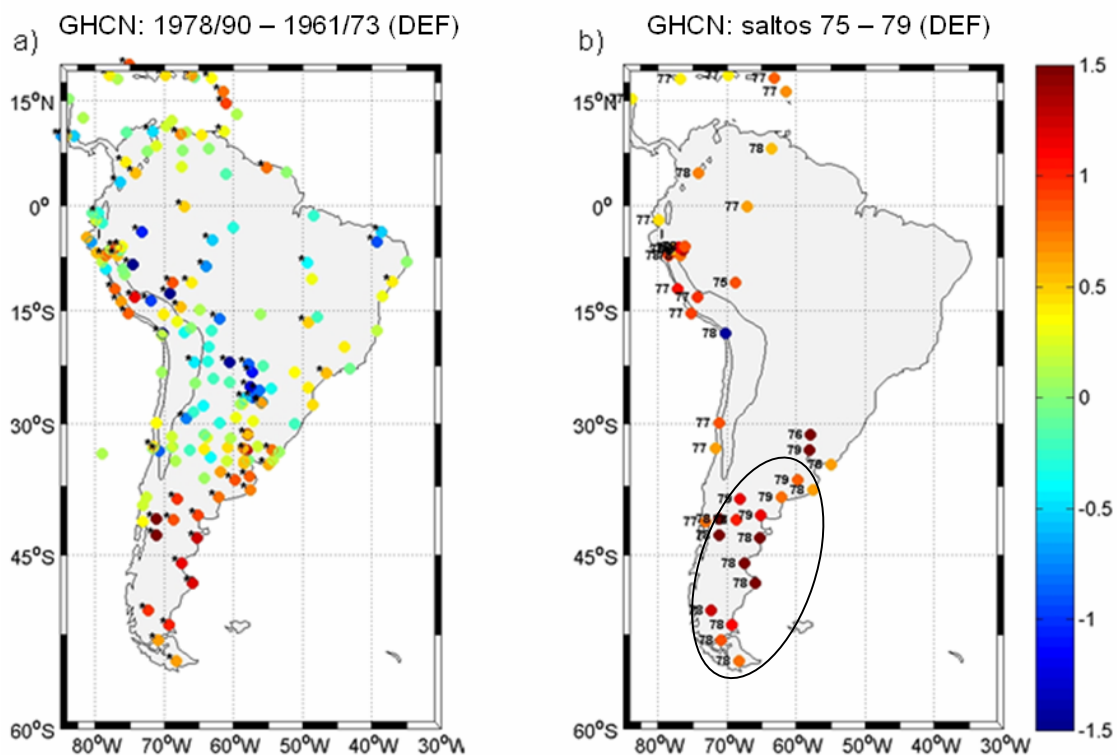


Figura 5.1.13: similar a la figura 5.1.7, pero correspondiente al verano austral (DEF).

Tabla 5.3: Estaciones que conforman el compuesto definido a partir de la figura 5.1.13, b.

Compuesto	Estación	latitud [°]	longitud [°]	altura [msnm]
Sureste de Sudamérica	Azul Aero	-36,75	-59,83	132
	Mar del Plata	-37,93	-57,58	21
	Bahía Blanca Aero	-38,70	-62,20	72
	Neuquén Aero	-38,95	-68,13	271
	Bariloche Aero	-41,15	-71,17	840
	Maquinchao	-41,25	-68,73	888
	San Antonio O	-40,78	-65,10	20
	Esquel Aero	-42,93	-71,15	785
	Trelew Aero	-43,20	-65,27	43
	Comodoro Rivadavia	-45,78	-67,50	46
	Puerto Deseado	-47,73	-65,92	80
	Lago Argentino	-50,33	-72,30	220
	Río Gallegos	-51,62	-69,28	19
	Ushuaia Aero	-54,80	-68,32	14

SE Sudamérica: 30°-60°S / 55°-70°W

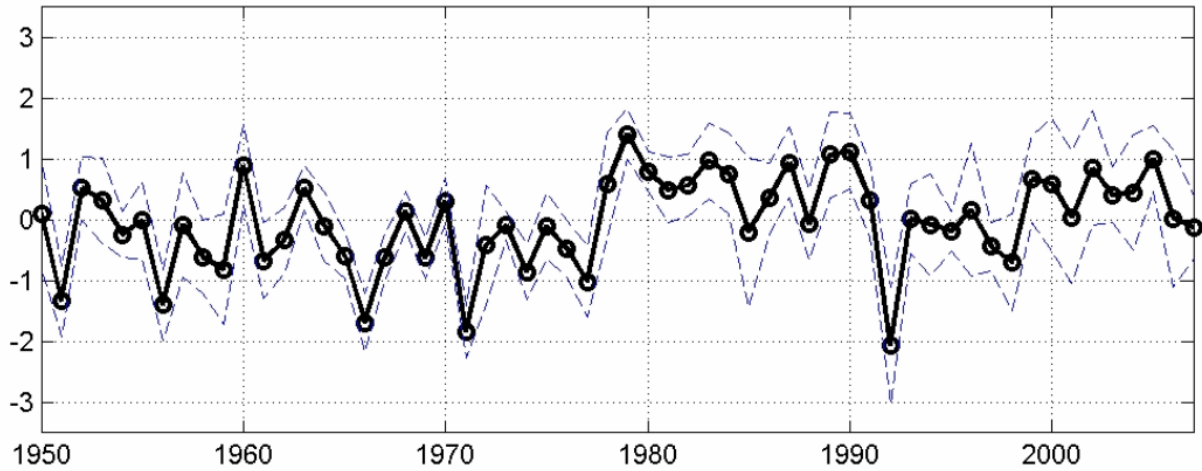


Figura 5.1.14: Compuesto de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) promedios estivales (DEF) de temperatura media, formado a partir de los resultados del test de Rodionov en Sudamérica: la zona corresponde a estaciones del sureste del continente, especificadas en la tabla 5.3. Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. Fuente: GHCN

ciclo anual Tm - SE Sudamérica

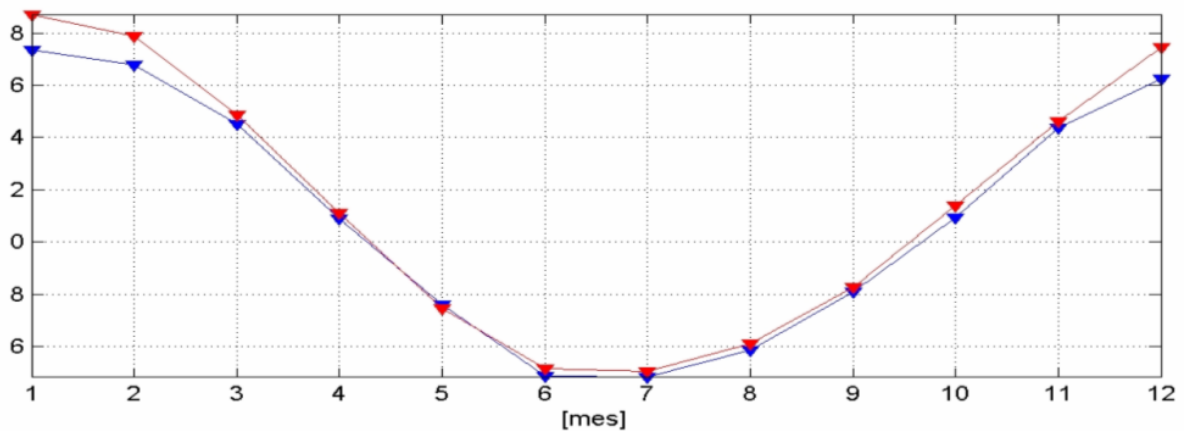


Figura 5.1.15: Ciclos promedio de la temperatura media (DEF) del compuesto del Sureste de Sudamérica: periodos previo (1961-73, azul) y posterior (1978-90, rojo) al salto climático. Fuente: GHCN.

La serie del compuesto del sureste sudamericano (Fig. 5.1.14) presenta dos regímenes bien definidos (pendientes de $-0,14^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en 1950-75 (anomalías negativas) y $-0,46^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en 1978-2000 (anomalías positivas)), separados por un salto climático en 1977/78. El carácter estival del salto es claramente observable en el ciclo anual del compuesto (Fig. 5.1.15, que muestra una divergencia entre las curvas correspondientes a 1961-73 y 1978-90 justamente en los meses del verano austral (DEF).

Tabla 5.4: Tendencias lineales de mínimos cuadrados ajustadas a las series de los compuestos de anomalías normalizadas anuales (salvo el Sureste de Sudamérica, a nivel estival) descritos en esta sección. Valores expresados en unidades de: a) [% de desviación estándar/década], b) [°C/década]. Los asteriscos denotan significancia estadística del modelo lineal al nivel de confianza de 95%.

a)

Tendencias [% d.e./década]	1950-75	1978-2000	1950-2000	\bar{T} [°C] 1961-90	$\bar{\sigma}$ [°C] 1961-90
Pacífico ecuatorial	-7,39	-3,09	16,43	25,81	0,72
Pacífico suroriental	-12,82	-19,53	32,24*	16,49	0,46
Gran Chaco	-52,69*	-46,21	-52,36*	22,89	0,74
Sierra peruana	51,03*	-48,54*	52,21*	22,30	0,55
Costa peruana (sur)	28,09	-83,46	38,39*	19,06	0,69
Costa venezolana	5,48	83,37*	49,28*	23,39	0,36
Colombia	-110,15*	-0,43	3,67	17,34	0,42
Cuenca del Plata	-84,32*	-70,21*	0,51	17,50	0,79
Chile	-102,34*	-31,40	-12,95	14,25	0,48
Sureste de Sudamérica (DEF)	-14,17	-48,19	13,31	17,21	0,96

b)

Tendencias [°C/década]	1950-75	1978-2000	1950-2000
Pacífico ecuatorial	-0,05	-0,02	0,12
Pacífico suroriental	-0,06	-0,09	0,15*
Gran Chaco	-0,39*	-0,34	-0,39*
Sierra peruana	0,28*	-0,27*	0,29*
Costa peruana (sur)	0,19	-0,58	0,26*
Costa venezolana	0,02	0,30*	0,18*
Colombia	-0,46*	0,00	0,02
Cuenca del Plata	-0,67*	-0,55*	0,00
Chile	-0,49*	-0,15	-0,06
*Sureste de Sudamérica (DEF)	-0,14	-0,46	0,13

5.1.c) Precipitación continental

Los datos empleados para el análisis de la precipitación a nivel continental proceden de la Universidad de Delaware y de la GHCN. El total de estaciones disponibles con 80% de datos mensuales válidos en el periodo 1961-1990 es de 1741; es decir, de las variables consideradas en este estudio, la precipitación es la que dispone de más estaciones en la región de interés. Éstas se distribuyen de forma muy desigual en Sudamérica: por ejemplo, el extremo este de Brasil concentra gran cantidad de estaciones, mientras en la Amazonía pocos registros son de utilidad para este estudio, de acuerdo al criterio establecido. El Noreste argentino está bien representado en términos relativos en la base de datos empleada, al igual que Colombia y Venezuela, principalmente en sectores costeros. Sin embargo, del total de estaciones ubicadas en la costa del Pacífico (Ecuador, Perú y Chile), pocas aportan datos útiles para los fines de este trabajo. Los problemas descritos pueden originar un sesgo en los resultados obtenidos y evidentemente limitan los alcances de éstos.

La metodología de análisis de los datos mensuales ha consistido en calcular los valores totales acumulados de precipitación a nivel anual y estacional y sobre éstos valores realizar el test secuencial de Rodionov respecto a cambios en la media.

5.1.c.1) Precipitación anual

Los resultados obtenidos a nivel anual para la diferencia de precipitación entre los periodos 1961-73 y 1978-2000 a partir de la información de la Universidad de Delaware (Fig. 5.1.16, a y b) reproducen *grosso modo* algunos rasgos presentados por estudios relacionados, como la disminución de la precipitación en el norte y noreste del continente, la costa ecuatorial occidental y el extremo suroeste del continente y el aumento en la región subamazónica [Huang *et al.*, 2005 (respecto a la precipitación de enero a mayo)]. Los mismos autores han destacado que el patrón interanual de variabilidad de la precipitación relacionado con ENOS (correspondiente a disminución en la parte norte del continente y aumento en el sur para la fase cálida) [Ropelewski & Halpert, 1987], exceptuando la anomalía seca en el extremo austral, es comparable con el de carácter interdecadal, lo que se atribuye a la similitud entre los patrones espaciales de anomalías de TSM de ambos modos. Los saltos detectados en las series de precipitación provenientes de la base de datos de la Universidad de Delaware enfatizan los rasgos geográficos descritos respecto al cambio de esta variable en torno al salto.

El cambio en precipitación observado del conjunto de datos de la GHCN refleja las características anteriores (Fig. 5.1.16, c). Las variaciones detectadas más marcadas, de una magnitud en torno a 0,2 mm/día, corresponden al aumento en el noreste argentino y Paraguay y disminución de la precipitación en el extremo suroeste del continente, el este de Brasil y la costa ecuatorial en el Atlántico y Pacífico. Por lo tanto, se puede apreciar que los compuestos de temperatura conformados a partir de la identificación del salto climático que corresponden a aumentos de temperatura (Colombia, Venezuela, Norte de Perú, Costa de Chile y Perú, Cuenca del Río de la Plata), corresponden a sectores en que la precipitación ha disminuido, pero no necesariamente de manera abrupta, como la asociada a un salto.

En cuanto a los resultados obtenidos mediante el test de Rodionov para detectar saltos en las series entre los años 1975-79 (Fig. 5.1.16, c), vale destacar que, en el caso de esta variable, se han considerado los promedios anuales que corresponden a años con al menos 10 meses de datos válidos. Además, se ha incluido la restricción de que los años faltantes en la serie anual de precipitación no excedan 5 años, con lo que se asegura que al menos el 87,5% de los datos a nivel anual entre 1961 y 1990 estén disponibles. Estos criterios de selección adicionales disminuyen la cantidad de series a analizar, pero aumentan la robustez de los resultados.

Aunque se nota un sesgo causado por la mayor disponibilidad y mejor distribución de las estaciones en las regiones mencionadas, los compuestos de anomalías entregan resultados de interés para los objetivos del presente estudio. En el caso de esta variable, tanto a nivel anual como estival, se ha seleccionado aquellas series de tiempo que, luego de aplicarse el test de Rodionov, muestran de manera evidente un salto en una inspección visual. Con éstas, es posible conformar cinco grupos geográficos (tabla 5.5 y Fig. 5.1.17): dos compuestos en Argentina, correspondientes a aumento de precipitación anual: uno en el interior del país, al Noroeste (en torno a 30°S y 70°W), y otro en la costa (entre 38°-44°S y 62-66°W) y tres compuestos en Brasil: un grupo representativo de disminución de la precipitación anual (aproximadamente entre 7°-10°S y 37°-41°W) y dos conjuntos de aumento de ésta (9°S; 36°W y 15°S; 44°W).

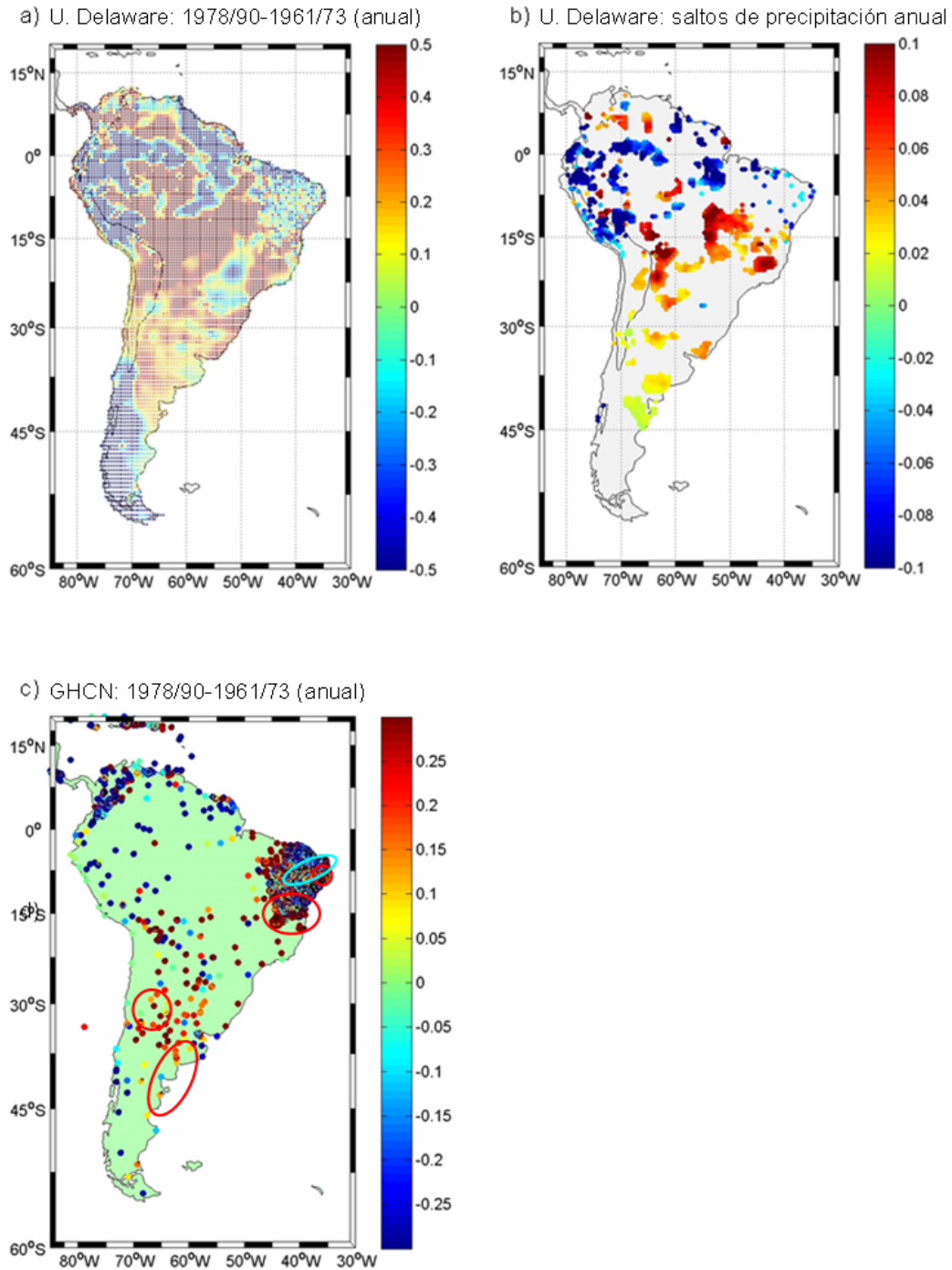


Figura 5.1.16: a y c) Diferencia a nivel anual de promedios de precipitación entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990 (fuentes: U. de Delaware y GHCN, respectivamente). En c), se encierra las regiones que contienen a las estaciones consideradas en los compuestos. b) Saltos de precipitación identificados mediante el test de Rodionov entre 1975 y 1979, expresados como diferencias entre los periodos comprendidos 10 años antes y 10 años después de su detección (fuente: U. de Delaware). Las escalas están en [mm/día].

Tabla 5.5: Compuestos formados a partir de la figura 5.1.16, c.

Compuesto	Estación	latitud [°]	longitud [°]	altura [msnm]
Brasil NE1 ↓	Catingueira	-7,13	-37,62	290
	Sta. Teresinha	-7,08	-37,45	380
	Patos	-7,02	-37,28	250
	Sta. Rita	-7,13	-34,98	16
	S. Paulo	-10,08	-39,48	550
	Lagoa Branca	-10,27	-40,77	550
Brasil NE2 ↑	Jurema	-8,72	-36,13	640
	Quipapa	-8,82	-36,05	480
	Satuba	-9,58	-35,82	10
Brasil SE ↑	Vereda do Paraiso	-15,48	-41,47	700
	Campo Redondo	-15,63	-44,00	590
	Ubai	-16,28	-44,82	470
Argentina interior ↑	Chamical Aero	-30,40	-66,30	461
	Mendoza Aero	-32,80	-68,80	704
Argentina costa ↑	Bahía Blanca	-38,73	-62,25	83
	Trelew Aero	-43,20	-65,30	43

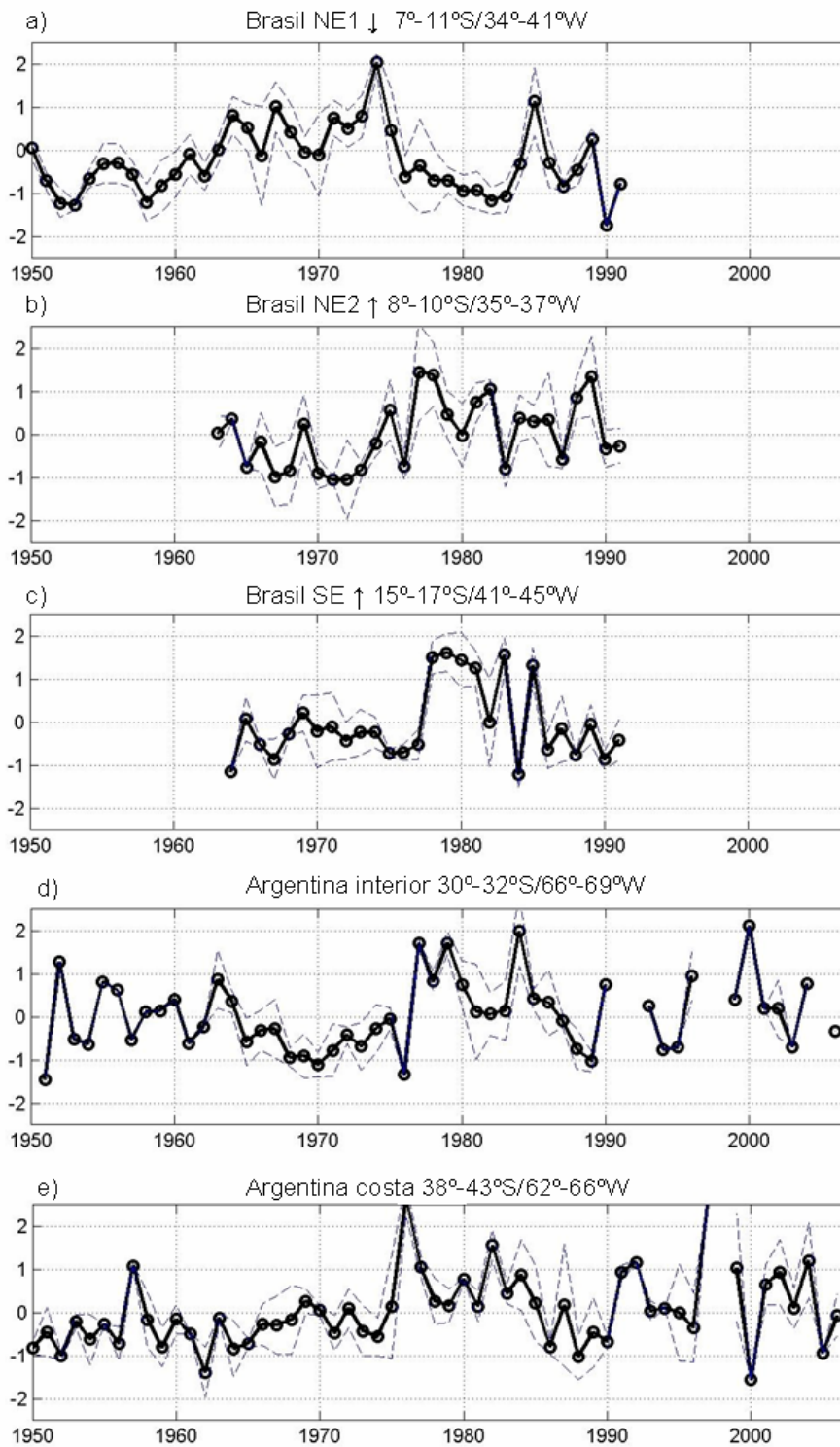


Figura 5.1.17: Compuestos de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios anuales de precipitación, formados a partir de los resultados del test de Rodionov en Sudamérica: a) Brasil NE1, b) Brasil NE2, c) Brasil SE, d) Argentina interior y e) Argentina costa. Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. Fuente: GHCN.

La serie anual del compuesto de anomalías asociada a la disminución de precipitación en el este de Brasil (Fig. 5.1.17, a) sintetiza la información de 6 estaciones de una zona geográfica de $3^{\circ}\text{lat}\times 3^{\circ}\text{lon}$, que muestran cómo este fenómeno se manifiesta en la forma de un salto en la serie entre los años 1975/76, exhibiendo valores relativamente bajos y de tendencia negativa en el periodo 1976-91, en contraste con el periodo previo al salto, de tendencia positiva.

Aunque de limitada extensión temporal (1963-1991), las series de compuestos de anomalías correspondientes a aumento de precipitación anual en el este de Brasil (Fig. 5.1.17, b y c) presentan un rasgo compartido de aumento abrupto de valores a fines de la década de los '70s: en 1976-77 la ubicada al noreste (b) y en 1977-78 la situada más al sur (c). En el primer caso, se observa que la transición a mayores valores se mantiene (es decir, se reconocen dos fases opuestas de anomalías en torno al salto), mientras que en el segundo caso, los valores disminuyen gradualmente después del salto, para volver al rango correspondiente al periodo anterior al evento.

Los compuestos de anomalías de Argentina (Fig. 5.1.17, d y e) corresponden a aumentos de precipitación anual y exhiben un salto que diferencia los periodos previos y posteriores a éste, entre anomalías predominantemente negativas y positivas, respectivamente. Este evento se registra en 1976/77 (d) y en 1975/76 (e).

5.1.c.2) Precipitación estival

A nivel estacional, no se aprecia rasgos de interés en los mapas correspondientes a eventuales saltos en las series de otoño, invierno y primavera australes (figuras no mostradas), a diferencia del verano: la diferencia de totales acumulados entre 1961-73 y 1978-90 en el caso de los registros estivales (Fig. 5.1.18, a y c) presenta algunos rasgos similares a los identificados a nivel anual, aunque de menor magnitud: disminución en la zona ecuatorial del continente, el extremo occidental (especialmente en Colombia, Ecuador y Perú y el extremo suroeste de Sudamérica) y aumento al este de Brasil y una franja longitudinal entre 15° y 38°S , centrada aproximadamente en 65°W (en comparación con el nivel anual, destaca principalmente la mayor extensión latitudinal esta zona -desde el Altiplano boliviano al centro de Argentina-).

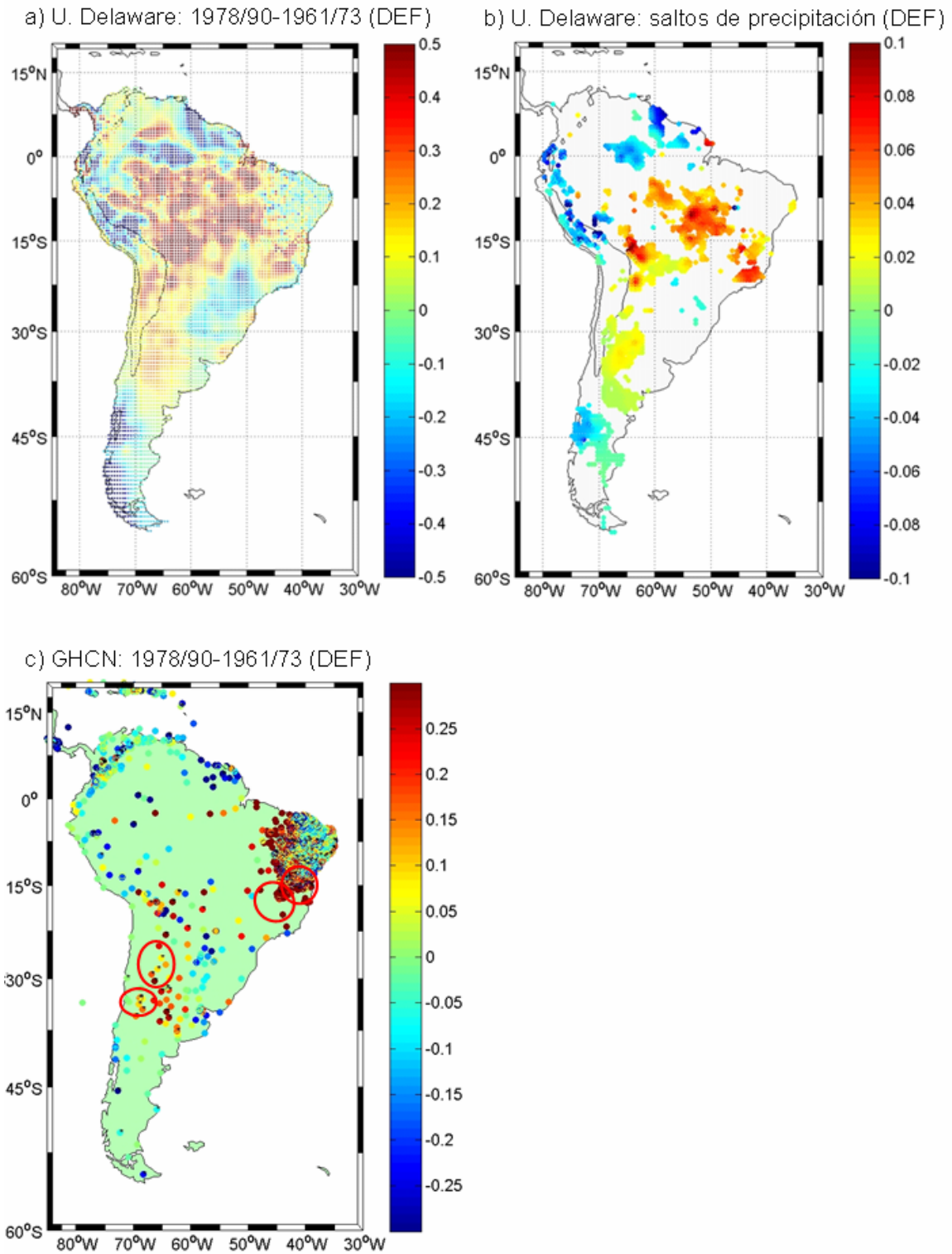


Figura 5.1.18: similar a la figura 5.1.16, pero para el verano austral (DEF).

De la aplicación del test de Rodionov a las series de tiempo que cumplen con los criterios anteriormente descritos, resultan cuatro conjuntos geográficos (especificados en la tabla 5.6), donde se registra un aumento de precipitación con forma de salto climático. Estos cuatro grupos corresponden a dos zonas geográficas mayores: el centro-este de Brasil y el noroeste de Argentina. Las subdivisiones se han realizado de acuerdo a la forma de las series de anomalías normalizadas de las estaciones consideradas.

Tabla 5.6: Compuestos formados a partir de la figura 5.1.18, c.

Compuesto	Estación	latitud [°]	longitud [°]	altura [msnm]
Brasil NE ↑	Morrinhos	-14,60	-40,30	780
	Anage	-14,60	-41,12	500
	Piripa	-14,93	-41,73	654
	Gameleira	-15,08	-43,12	450
Brasil SE ↑	Itacarambi	-15,08	-15,08	460
	Pedra Maria da Cruz	-15,60	-15,60	477
	Campo Redondo	-15,63	-15,63	590
	Miralta	-16,58	-16,58	850
	S. Joaquim	-16,62	-16,62	480
	Ibiai	-16,87	-16,87	480
	Belo Horizonte	-19,83	-19,83	917
Argentina N ↑	Tucumán Obs	-26,80	-65,20	481
	Catamarca Aero	-28,50	-65,80	531
	La Rioja Aero	-29,40	-66,80	430
Argentina S ↑	Mendoza Aero	-32,80	-68,80	704
	Mendoza Obs	-32,90	-68,90	827

En Brasil, el compuesto situado al Noreste (Fig. 5.1.19, a) exhibe un salto en 1976/77, pasando de anomalías mayoritariamente negativas a la fase contraria. Sin embargo, la limitada extensión temporal de la serie impide caracterizar su evolución de manera más completa luego de este evento. El compuesto del Sureste (Fig. 5.1.19, b), muestra de manera más definida el eventual cambio de estado luego del salto detectado en 1977/78; vale notar la importancia que reviste en esta descripción la existencia de varios años especialmente lluviosos (e.g. 1979, 83, 85, 89).

En Argentina, se aprecia que el compuesto de anomalías del sur (Fig. 5.1.19, c) muestra un valor relativamente muy alto en 1974, seguido en los dos años posteriores por valores menores,

de magnitud similar a aquéllos de la década de los '60. Posteriormente, en 1976/77, se observa un aumento en la forma de salto que define el desarrollo de la serie, pues desde ese año los valores son relativamente más altos que antes. Esta descripción es válida también para el compuesto ubicado algo más al sur (Fig. 5.1.19, d); la diferencia más notoria, sin embargo, es una tendencia negativa más acusada en la serie después del salto.

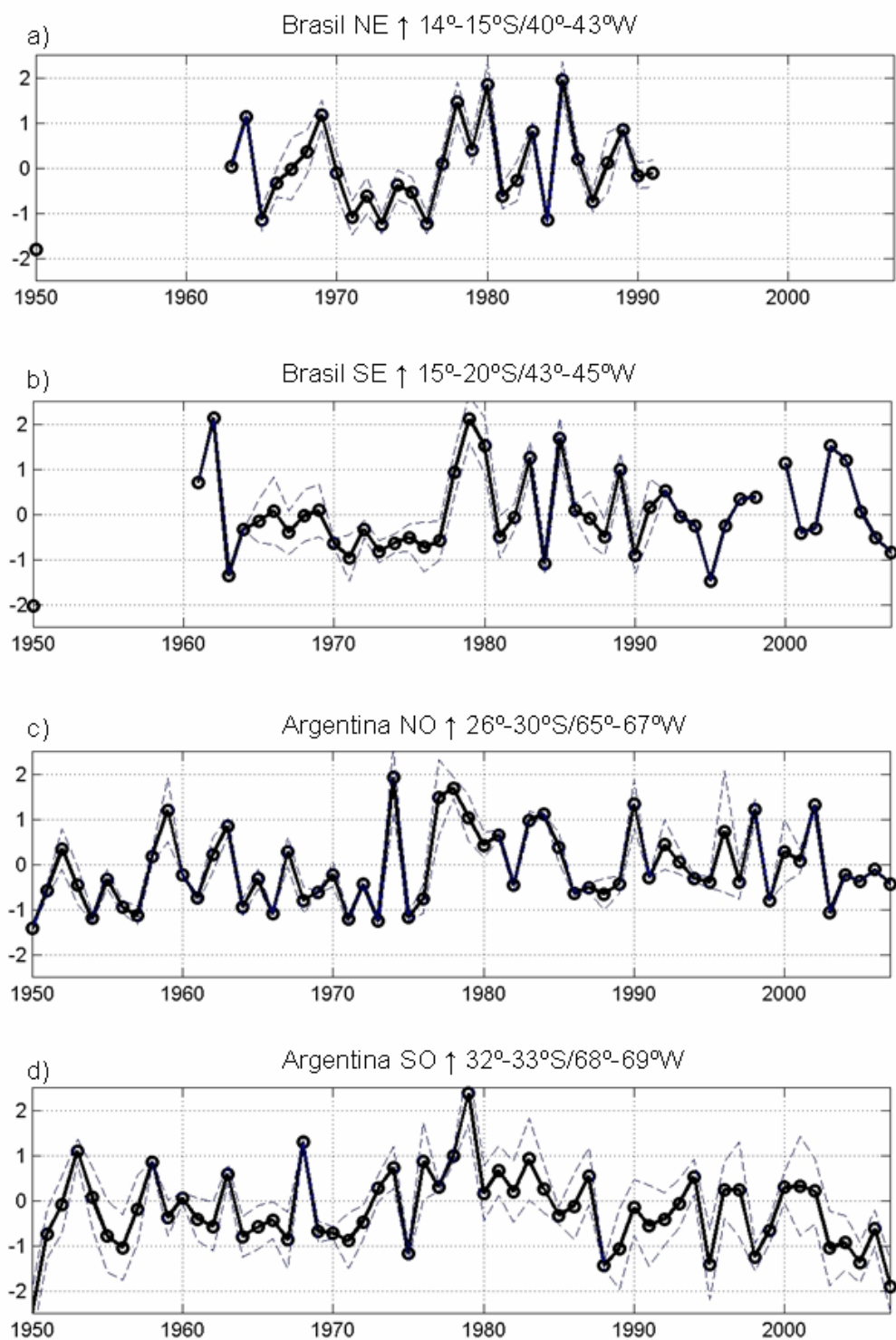


Figura 5.1.19: Compuestos de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios estivales (DEF) de precipitación, formados a partir de los resultados del test de Rodionov en Sudamérica: a) Brasil NE, b) Brasil SE, c) Argentina NO y d) Argentina SO. Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. Fuente: GHCN.

5.1.d) Presión a nivel del mar (PNM)

5.1.d.1) PNM anual

Con el objetivo de apreciar el contexto de gran escala del cambio de PNM anual, se presenta los campos de la diferencia de medias anuales de presión a nivel del mar entre 1961-73 y 1978-90, obtenidos de los reanálisis NCEP/NCAR (NNR) y ERA-40 (Fig. 5.1.20). Éstos exhiben algunos rasgos en común, entre ellos:

- intensificación de la Baja Aleutiana, centrada aproximadamente en 55°N; 170°W;
- disminución de la presión sobre Groenlandia (70°N; 40°W) y el extremo noreste de Norteamérica;
- aumento leve (<1 hPa) en la costa oeste de Canadá (aproximadamente a 55°N), en el Atlántico Norte (en torno a 30°N) y el sur de México;
- intensificación de las bajas presiones al sur de 60°S y en el Pacífico Suroriental (al sur de 30°S, entre 100° y 120°W).

Específicamente en Sudamérica, las características comunes observadas entre ambas fuentes de datos para el cambio de la PNM en los periodos considerados son (Fig. 5.1.21, izquierda):

- disminución (entre -0,4 y -0,8 hPa) en el Noreste de Brasil (entre el Ecuador y 20°S, a 40°W)
- aumento en la costa tropical oeste del continente (al menos entre 20° y 30°S; 60° y 70°W)

Sin embargo, destacan en Sudamérica algunas diferencias en el cambio de PNM anual (Fig. 5.1.21, izquierda):

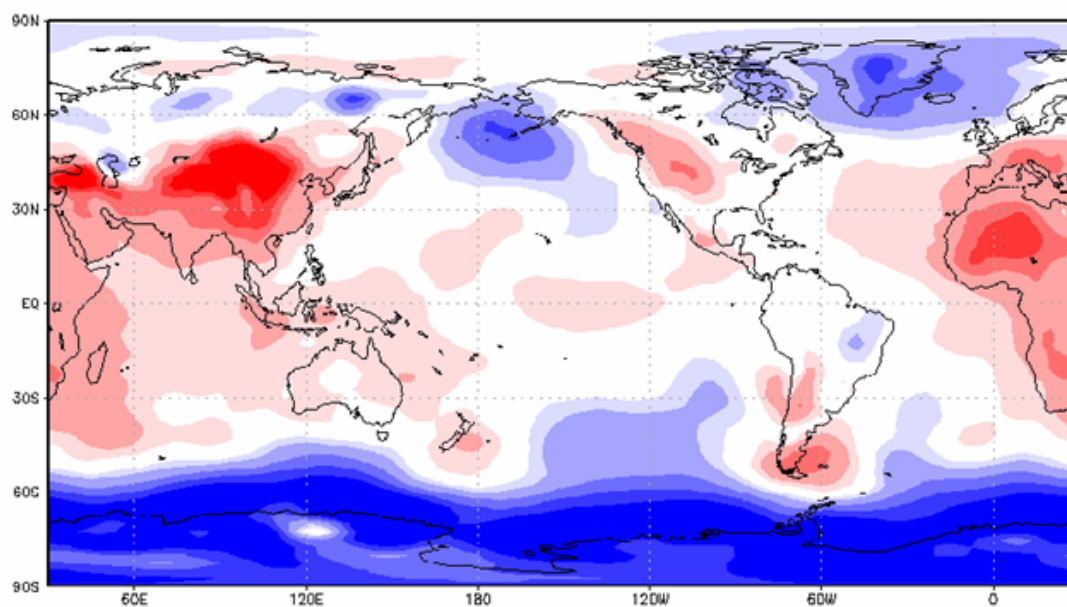
- el descenso de presión observado en ERA-40 sobre Venezuela (en torno a 8°N; 70°W) no se aprecia en NNR;
- el desplazamiento hacia el norte en ERA-40 respecto a NNR de la zona de aumento de PNM en la costa oeste del continente sudamericano;
- la discrepancia en el extremo austral de Sudamérica: donde NNR reporta un centro de aumento de presión (60°S, 70°W), ERA-40 muestra una región de disminución que es parte de un patrón de mayor extensión hacia el Oeste.

Para representar el salto climático estudiado en los campos de reanálisis, se ha calculado la diferencia de carácter más local en torno al salto, entre dos periodos más cortos:

01.1971/12.1975 y 01.1978/12.1982 (Fig. 5.1.21, derecha). A partir de esta diferencia, destacan los siguientes rasgos comunes en ambos reanálisis:

- aumento de la PNM (entre 0,4 y 0,8 hPa) en el borde suroeste del continente sudamericano, específicamente entre 20° y 30°S;
- aumento de esta variable en el Atlántico Sur (40°S; 0) y en el extremo austral de Sudamérica (al sur de 50°S; 70°W);
- disminución de la PNM en el Pacífico Suroriental, lo que da cuenta de un debilitamiento de la intensidad del Anticiclón en el periodo posterior al salto.

a) NNR 1978/90 – 1961/73



b) ERA-40 1978/90 – 1961/73

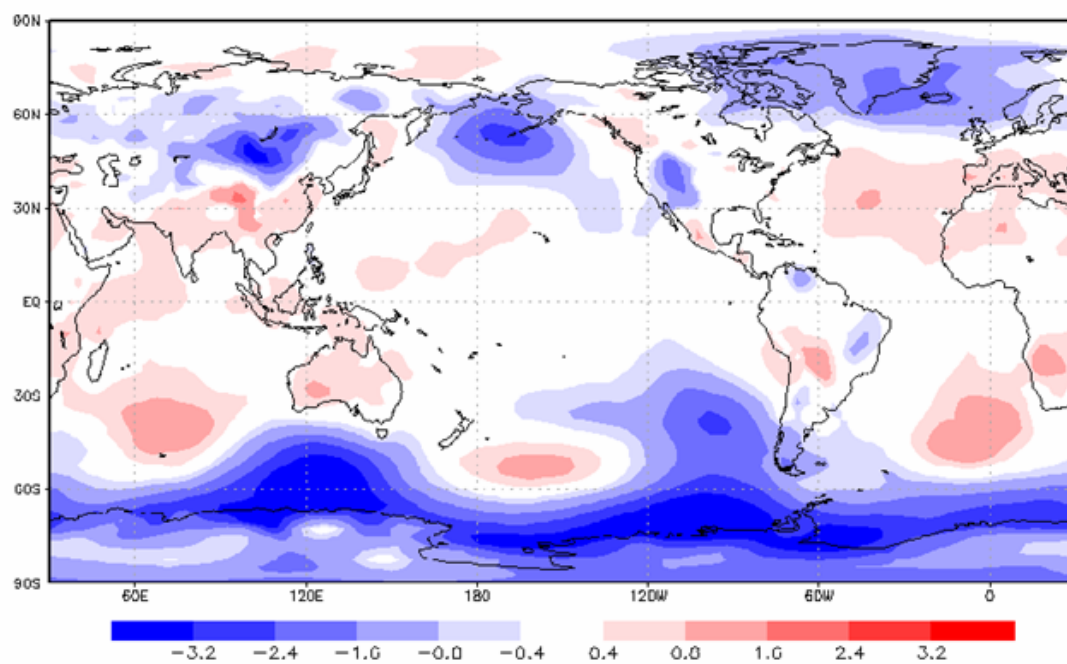


Figura 5.1.20: Diferencia de promedios anuales de presión a nivel del mar [hPa], entre los periodos [01.1978/12.1990-01.1961-12.1973]: (a) reanálisis NNR, (b) reanálisis ERA-40.

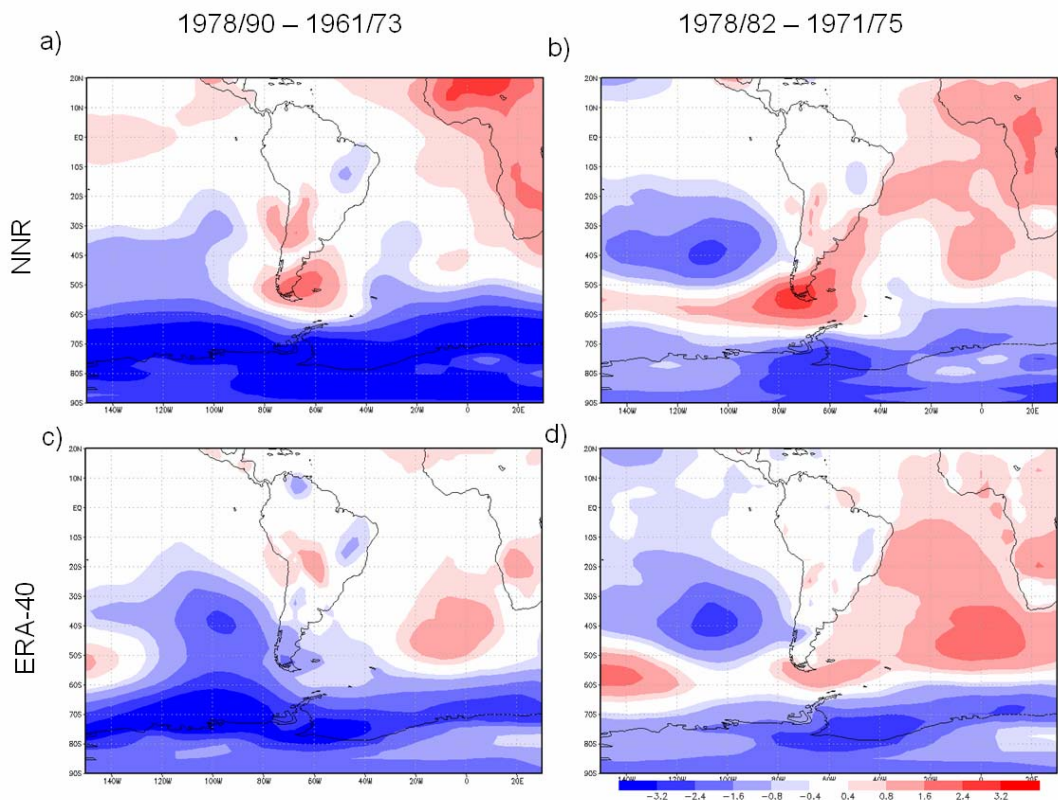


Figura 5.1.21: Diferencia de promedios anuales de presión a nivel del mar [hPa], (izquierda): [01.1978/12.1990]-[01.1961/12.1973], (derecha): [01.1978/12.1982]-[01.1971/12.1975]; (arriba, a y b) reanálisis NNR, (abajo, c y d) reanálisis ERA-40.

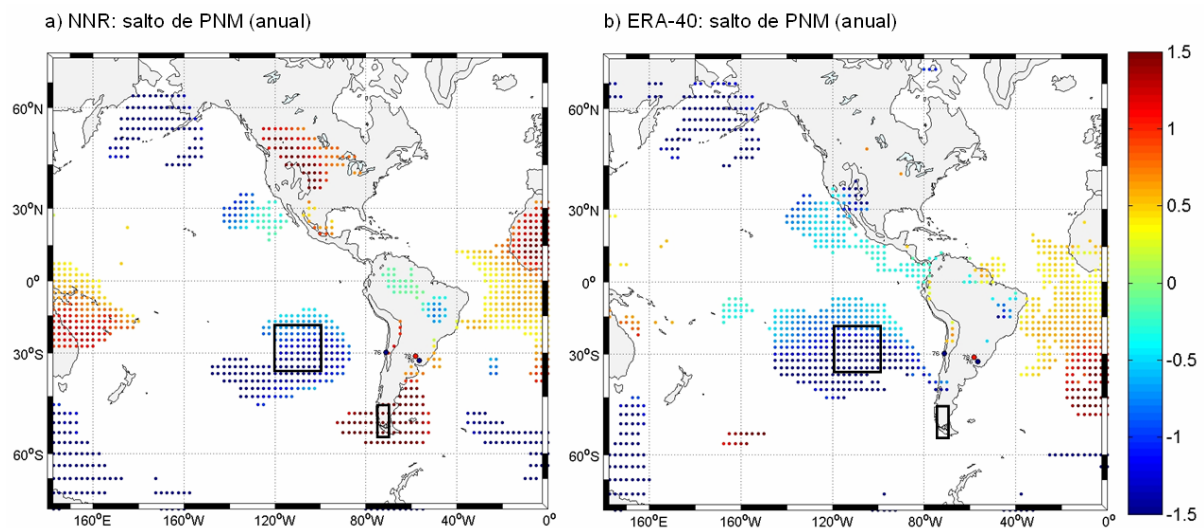


Figura 5.1.22: Diferencia de PNM [hPa] entre los periodos comprendidos 10 años antes y 10 años después de los saltos detectados en datos de reanálisis mediante el método de Rodionov entre 1975 y 1979: a) NNR y b) ERA-40. Sobre Sudamérica se muestra además los saltos detectados en las estaciones GHCN. Las áreas encerradas corresponden a los compuestos presentados en la Fig. 5.1.23.

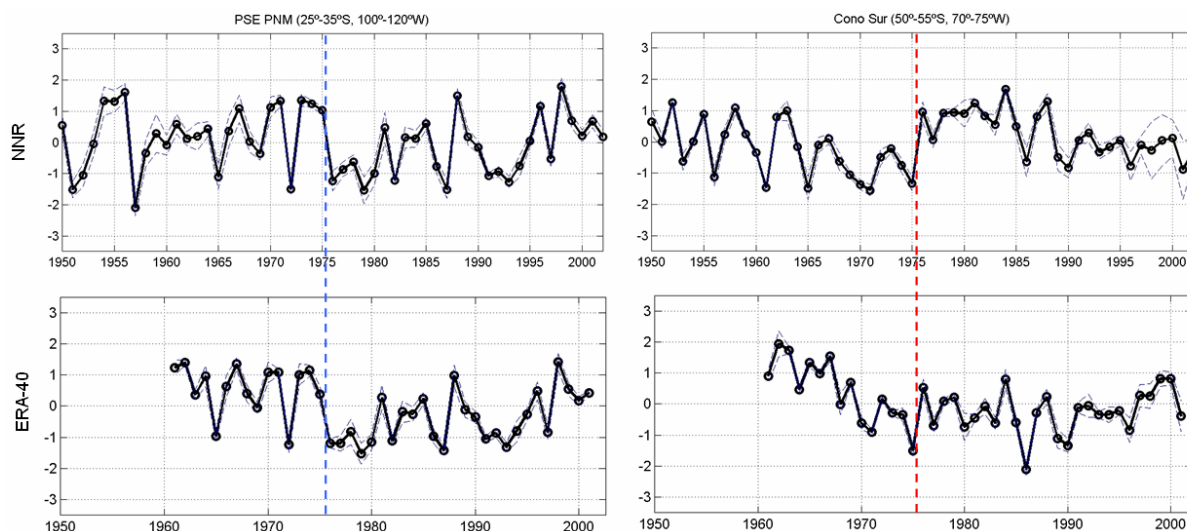


Figura 5.1.23: Compuestos de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios anuales de PNM, formados a partir de los resultados del test de Rodionov (arriba: NNR y abajo: ERA-40): (izquierda) Pacífico Suroriental, (derecha) Sudamérica Austral. La línea punteada indica la transición 1975/76.

El estudio de saltos entre 1975 y 1979 en las series de reanálisis mediante el método de Rodionov permite reconocer aquellas zonas en que la PNM cambió en forma abrupta durante esos años. La comparación de los resultados de la aplicación de este test a los datos de NNR y ERA-40 destaca en el Pacífico tres regiones de disminución de la PNM en forma de salto en 1975/76 (Fig. 5.1.22):

- Pacífico Norte, en torno a 60°N; 170°W;
- Pacífico Nororiental, centrada en 30°N; 120°W;
- Pacífico Suroriental, en torno a 30°S; 120°W (zona del Anticiclón).

Además, sobre Sudamérica destaca en el mapa de NNR particularmente la anomalía positiva en forma de salto en 1975/76 sobre el extremo austral del continente, que no se aprecia en los datos de ERA-40, de menor extensión temporal.

Los rasgos descritos son evidentes en las series de tiempo de los compuestos correspondientes a las zonas seleccionadas: Pacífico Suroriental [25°-35°S; 100°-120°W] y Sudamérica Austral [50°-55°S; 70°-75°W] (Fig. 5.1.23).

En la primera región se observa similitud entre ambos reanálisis; en particular, la disminución de la PNM en 1975/76 es un fenómeno reproducido en ambos conjuntos de datos, lo que otorga

robustez a este resultado. En la serie de tiempo del Pacífico Suroriental se logra distinguir dos periodos de leve aumento de la PNM separados por el salto (de la tabla 5.8, para NNR: tendencias de 0,40 hPa/década y 0,60 hPa/década durante 1950-75 y 1978-2000, respectivamente), mientras que el periodo 1950-2000 prácticamente no exhibe tendencia alguna. Vale destacar que el aumento de PNM durante 1978-2000 es consistente con la intensificación del Anticiclón del Pacífico Suroriental documentada por estudios anteriores [e.g. Falvey & Garreaud, 2009].

Sin embargo, se aprecia una diferencia entre ambos reanálisis en Sudamérica Austral, donde no se observa el salto correspondiente a aumento de PNM en 1975/76 en ERA-40. Esto puede ser consecuencia principalmente de la tendencia marcadamente negativa durante la década de los '60s y la primera mitad de los '70s en este conjunto de datos (tabla 5.8, para ERA-40: -2,73 hPa/década en 1961-75), que resta relevancia al aumento de PNM que de todas formas se observa en la serie en 1975/76.

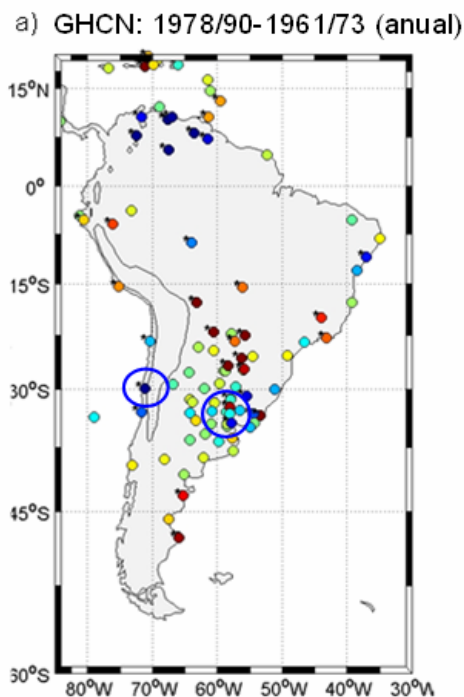


Figura 5.1.24: a) Diferencia de promedios de presión a nivel del mar [hPa] entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990 (GHCN), nivel anual. Los valores estadísticamente significativos a un nivel de 95% aparecen marcados con un asterisco. Se encierra las regiones que contienen a las estaciones donde se detecta saltos en las series.

Tabla 5.7: Compuestos formados a partir de la figura 5.1.24.

Compuesto	Estación	latitud [°]	longitud [°]	altura [msnm]
La Serena (Chile)	La Serena – La Florida	-29,90	-71,20	142
Paso de Los Toros (Uruguay)	Paso de Los Toros	-32,80	-56,52	75
Venezuela	Maracay – B.A.	10,25	-67,65	437
	Ciudad Bolívar	8,15	-63,55	48
Cuenca del Plata (NE Argentina)	Concordia Aero	-31,30	-58,02	38
	Pilar Observa	-31,67	-63,88	338
	Paraná Aero	-31,78	-60,48	78
	Laboulaye A	-34,13	-63,37	137
	Buenos Aires Obs Central	-34,58	-58,48	25
	Dolores Aero	-36,35	-57,73	9
	Santa Rosa Ae	-36,57	-64,27	191

En el caso de la PNM, se han analizado los datos de GHCN (99 estaciones cumplen con el criterio de disponibilidad de 80% de los datos mensuales en el periodo 1961-90), considerando como criterio para el cálculo de promedios anuales la disponibilidad de al menos 6 meses por año. Los resultados obtenidos del análisis de la diferencia de medias de presión a nivel del mar a nivel anual entre 1961-73 y 1978-90 (Fig. 5.1.24) indican principalmente tres regiones de interés: aumento de esta variable en el sudeste de Sudamérica (Paraguay, al norte de 30°S y Argentina, en torno a 45°S) y descenso pronunciado en torno a 30°S en la costa suroeste (Chile) y sureste (Uruguay) del continente y al norte de 5°N, en Venezuela. Sin embargo, respecto a los saltos detectados por el test de Rodionov, sólo destacan los descensos en forma de salto en La Serena (Chile) y Paso de Los Toros (Uruguay), que son representados por series de anomalías normalizadas (tabla 5.7 y Fig. 5.1.25). Para ellos, se ha calculado las tendencias lineales ajustadas por mínimos cuadrados en los periodos de interés definidos en la sección *Metodología* (tabla 5.8), de forma análoga a lo realizado para la temperatura superficial del aire.

El carácter en torno al salto de estos dos últimos registros no es evidente en los campos de diferencias obtenidos de los reanálisis: mientras en el caso de La Serena (estación ubicada en la costa), la disminución de la PNM puede ser un rasgo más bien representativo del comportamiento de esta variable en el Pacífico suroriental –zona donde sí se aprecia la disminución de PNM-, en el caso de Paso de Los Toros no se advierte este fenómeno a escala regional.

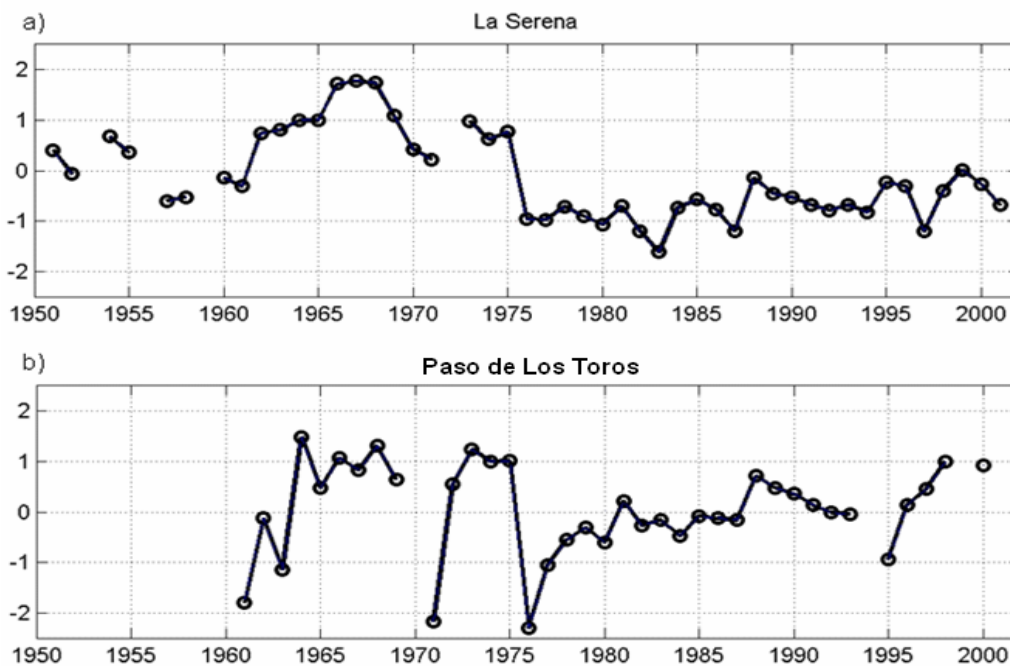


Figura 5.1.25: Series de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios anuales de presión a nivel del mar, presentados a partir de los resultados del test de Rodionov: a) La Serena (Chile), b) Paso de Los Toros (Uruguay).

La serie anual de La Serena (Chile, Fig. 5.1.25, a) sugiere la existencia de dos regímenes en torno a 1975/76: el previo muestra variabilidad de mayor amplitud y una tendencia lineal (0,55 hPa/década) más pronunciada que el posterior, a cuyo desarrollo temporal se ajusta una tendencia positiva (0,37 hPa/década). La tendencia del periodo 1950-2000 es de signo contrario a la de los subperiodos, pero de magnitud comparable: -0,38 hPa/década. El evento que separa ambos periodos descritos corresponde a un descenso en forma de salto de presión producido en 1975/76. Este momento concuerda con el salto observado en el compuesto de Uruguay (Fig. 5.1.25,b), lo que puede indicar la existencia de un forzante común.

La serie de tiempo de Paso de Los Toros (Uruguay, Fig. 5.1.25, b), aunque de extensión más limitada que La Serena (el registro comienza recién en 1961) presenta rasgos similares a ésta: exhibe un salto descendente en 1975/76 que permite distinguir entre el periodo previo -que no puede ser descrito de manera adecuada por una tendencia lineal- y el periodo posterior a dicho evento, caracterizado por una tendencia levemente positiva (0,60 hPa/década, considerando el periodo 1978-2000). Se observa, por otro lado, un mínimo local antes del salto, en este caso en 1971.

5.1.d.2) PNM estival

Los campos de diferencias de PNM estival entre 1961-73 y 1978-90 obtenidos de los reanálisis NNR y ERA-40 son similares (figura 5.1.26, a y b, respectivamente) y exhiben variaciones más intensas que a nivel anual en algunas zonas (>3 hPa):

- disminución en el Pacífico sur- y nororiental, sobre el extremo noreste de Asia y sobre el estrecho de Bering;
- aumento en el Pacífico noroeste (entre el Ecuador y 30°N) y el noreste de Norteamérica.

Las diferencias más notables se registran en cuanto a la intensidad del cambio de PNM, mayor en el conjunto de datos ERA-40 (notar, por ejemplo, la disminución al sur de 60°S) y los signos opuestos de las anomalías en el Atlántico Norte, en relación a lo observado en el mapa de NNR.

Sudamérica muestra, en particular, diferencias entre ambos reanálisis en el cambio de esta variable en torno al salto, considerando los periodos 1961-73 y 1978-90 (figura 5.1.27, izquierda): mientras NNR presenta una disminución en el Noreste de Brasil, ésta no se encuentra en ERA-40, pero se aprecia un centro de descenso de la presión marcado en Venezuela (sobre $0,8$ hPa), inexistente en la primera fuente. Por otro lado, NNR exhibe aumento de PNM sobre la parte austral del continente, en particular al sur de 40°S mediante una anomalía de circulación anticiclónica más definida. Esto no es tan claro en ERA-40, donde el aumento de PNM se observa también en latitudes menores (sobre todo el continente, al sur del Ecuador).

Los mapas de carácter más local en torno a este evento exhiben la diferencia de PNM entre los veranos (DEF) de 1971/72-1974/75 y 1978/79-1981/82 (Fig. 5.1.27, derecha). Se aprecia que NNR ilustra un claro aumento de la PNM sobre la mitad austral del continente, mientras en ERA-40 este rasgo se localiza sólo en algunas regiones (en el borde occidental del continente, entre el Ecuador y 30°S y en el borde oriental, desde 30°S al Sur).

Respecto al salto climático, la aplicación del test de Rodionov a los campos de reanálisis muestra algunas características compartidas en ambos conjuntos de datos empleados (Fig. 5.1.28). Entre ellas, destaca la disminución de PNM en el Pacífico Suroriental, centrada en 40°S ; 100°W . Es decir, la posición de esta anomalía de circulación ciclónica aparece desplazada hacia el sur respecto a lo encontrado para las series anuales. El salto es detectado

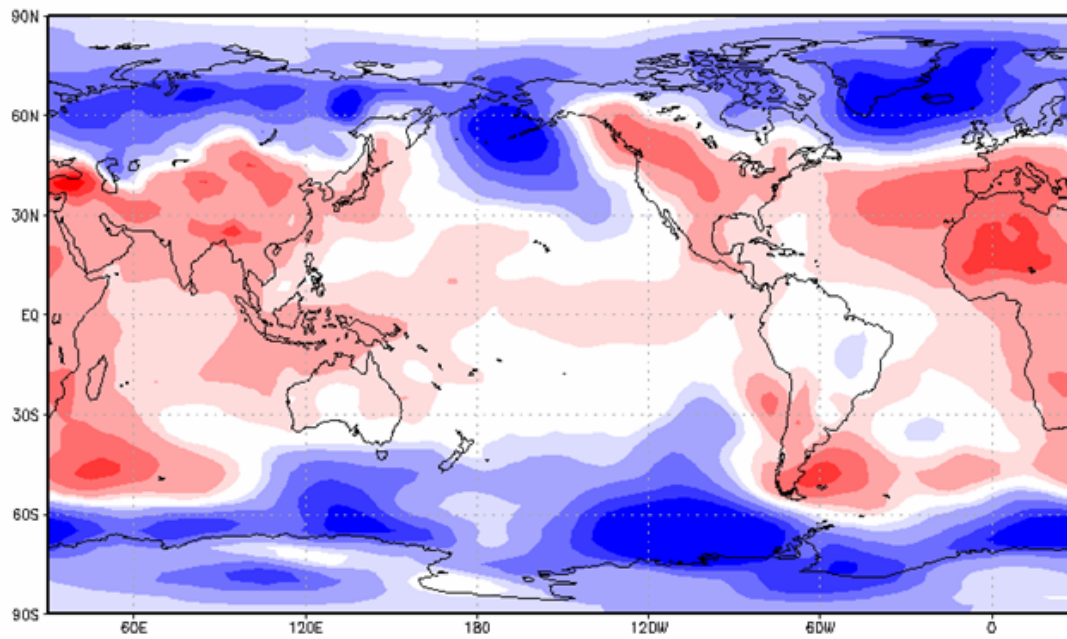
en 1975/76 en el borde oriental de la anomalía; en el borde occidental éste se aprecia en 1976/77, lo que sugiere un posible desplazamiento hacia el Oeste de este fenómeno. Es preciso notar que en el Pacífico Norte también se detecta disminución de la PNM en 30°N; 120°W, como a nivel anual. Por otro lado, se observa el aumento de PNM estival sobre Sudamérica en 1977/78, en torno a 30°S; 60°W, (detectado también en registros instrumentales, como se muestra en la Fig. 5.1.28). Se aprecia que este fenómeno es parte de una anomalía de circulación anticiclónica establecida sobre el Atlántico Suroccidental que se extiende al menos desde la costa sudamericana hasta 40°W.

De los registros instrumentales (GHCN), a nivel estacional, los rasgos más relevantes corresponden al verano austral (DEF), aunque destaca la disminución de la presión (no necesariamente en forma de salto) en las costas de Venezuela y Chile (todas las estaciones del año, no mostrado) y en el este de Argentina (descenso en MAM, aumento en DEF, no mostrado). La diferencia de medias entre los periodos 1961-73 y 1978-90 (Fig. 5.1.29, izquierda) presenta prácticamente las mismas características geográficas mencionadas a nivel anual. En verano, destacan principalmente los cambios abruptos en las series de PNM correspondientes a estaciones ubicadas en el Noreste argentino, entre 30°-37°S y 55°-65°W (Fig. 5.1.29, derecha), lo que concuerda con lo observado en los campos de reanálisis.

De acuerdo a lo anterior, el compuesto de la Cuenca del Plata (Noreste de Argentina) da cuenta de un salto en los registros individuales de PNM ocurrido en 1977/78 (Fig. 5.1.30). El régimen previo al salto está caracterizado por una tendencia descendente de -0,31 hPa/década entre 1950-75 y el posterior por un aumento muy discreto, a razón de 0,09 hPa/década. Estas particularidades no quedan bien reflejadas por la tendencia del periodo total 1950-2000, que corresponde a 0,15 hPa/década. Ninguno de estos valores resulta ser estadísticamente significativo.

Respecto a lo observado a nivel anual, aunque el test de Rodionov no detecta en la serie estival el salto en la estación de La Serena, sí lo hace en el caso de Paso de Los Toros y en ambas series se observa un descenso en forma de salto en 1976/77 (figuras no mostradas).

a) NNR 1978/90 – 1961/73 (DEF)



b) ERA-40 1978/90 – 1961/73 (DEF)

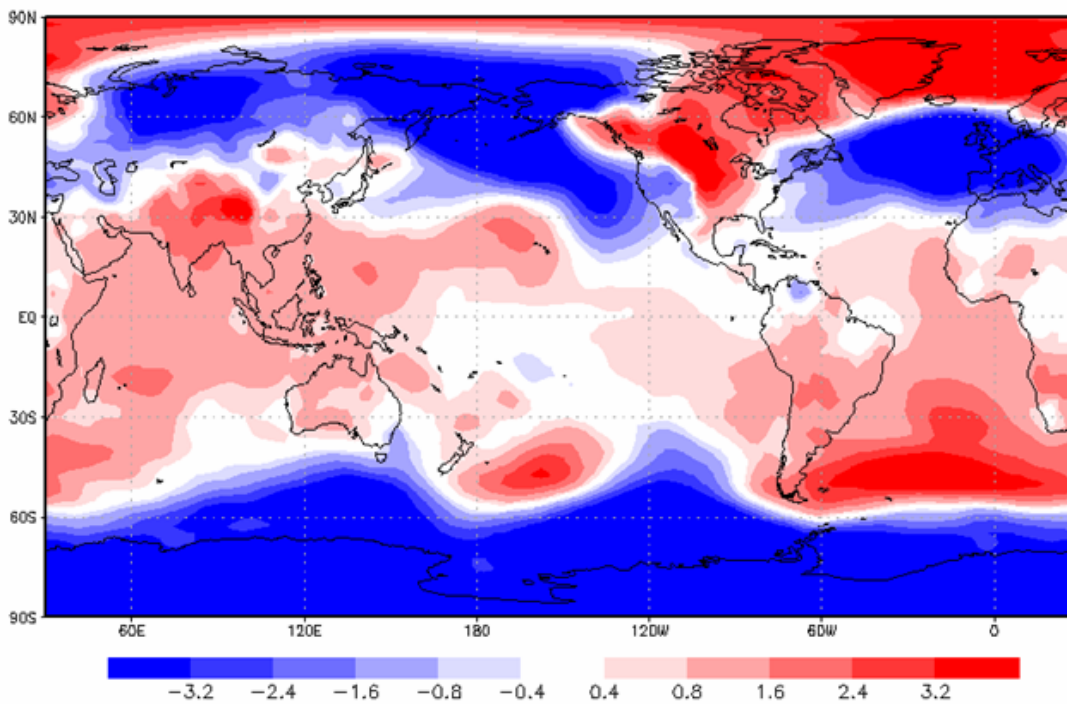


Figura 5.1.26: Diferencia de promedios estivales de presión a nivel del mar [hPa] entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990 nivel anual: (a) reanálisis NNR, (b) reanálisis ERA-40.

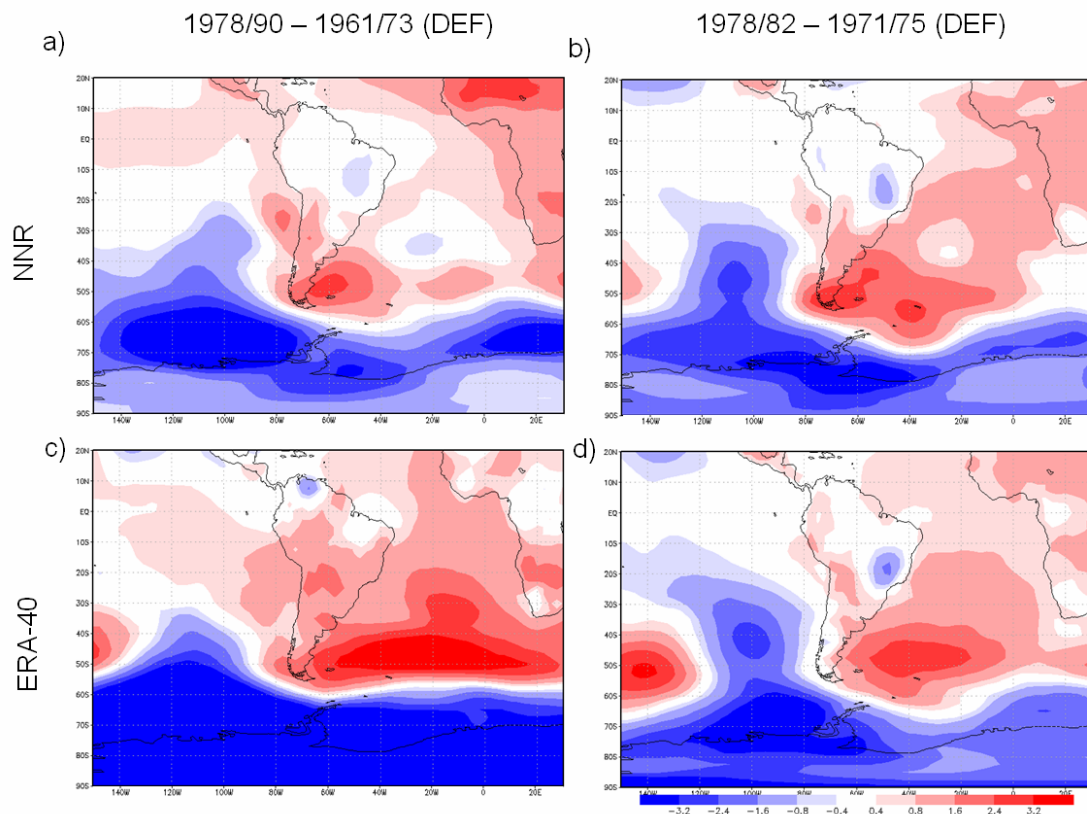


Figura 5.1.27: Diferencia de promedios estivales de presión a nivel del mar [hPa] entre los periodos: (izquierda) DEF [1978/90-1961/73] y (derecha) [DEF 1978/79-1981/82] – [DEF 1971/72-1974/75]; (arriba, a y b) reanálisis NNR, (abajo, c y d) reanálisis ERA-40.

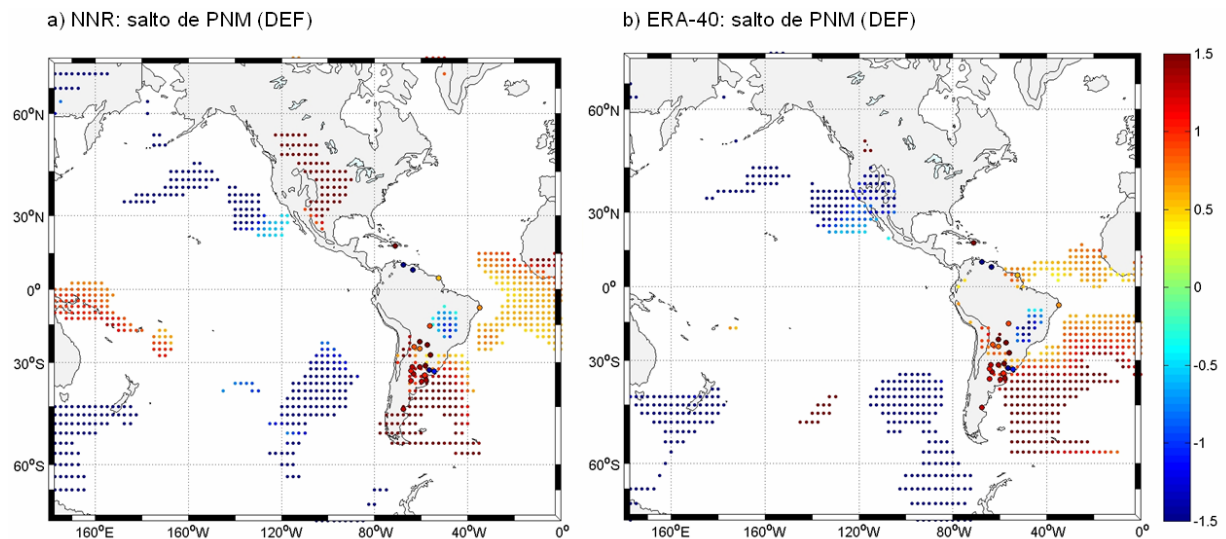


Figura 5.1.28: Saltos de PNM estival (DEF, [hPa]) identificados mediante el test de Rodionov entre 1975 y 1979, expresados como diferencias entre los periodos comprendidos 10 años antes y 10 años después de su detección; en las zonas en blanco no se detecta saltos en las series. Fuentes: a) NNR y b) ERA-40. Sobre Sudamérica se muestra además los saltos detectados en las estaciones GHCN.

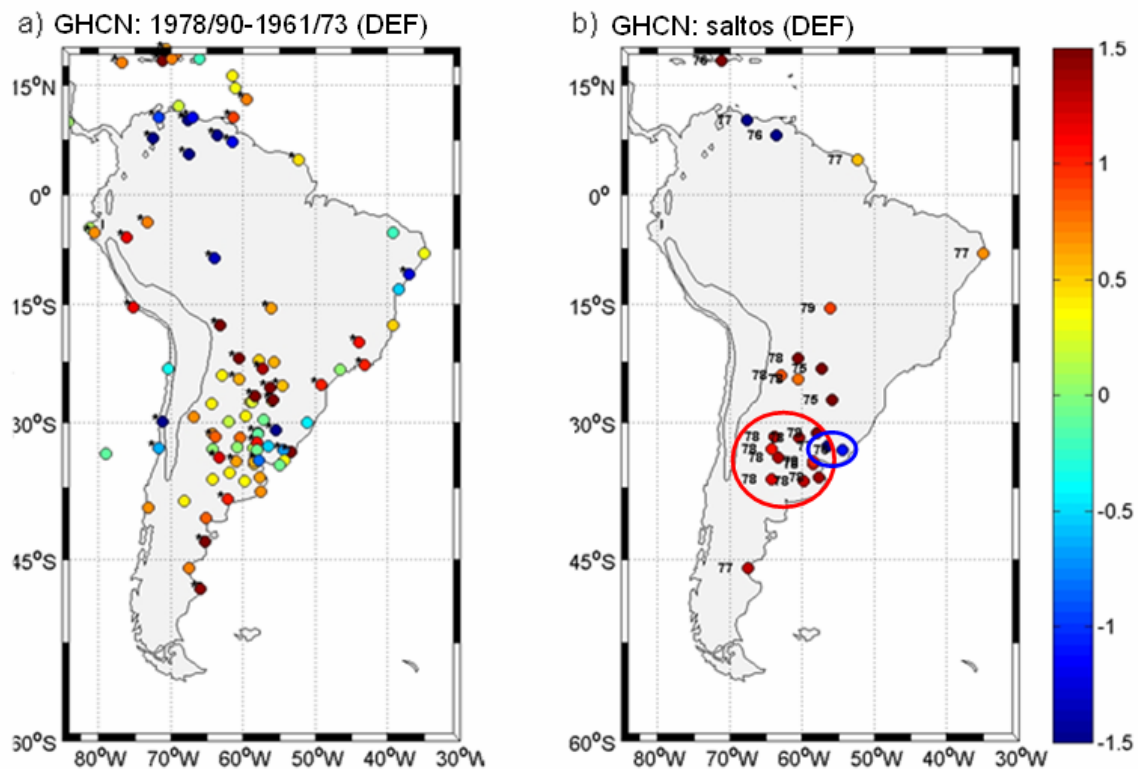


Figura 5.1.29: Similar a la figura 5.1.22, pero correspondiente al verano austral (DEF).

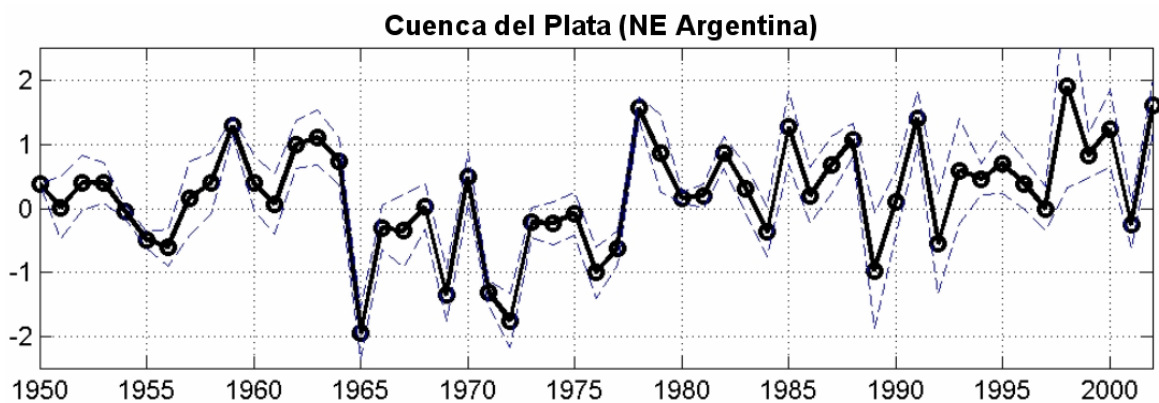


Figura 5.1.30: Compuesto de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios estivales (DEF) de PNM, formados a partir de los resultados del test de Rodionov (Fig. 5.1.29, b). Las estaciones que lo conforman se ubican en la Cuenca del Plata (NE de Argentina). Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año.

Tabla 5.8: tendencias lineales de mínimos cuadrados ajustadas a las series de los compuestos de anomalías normalizadas anuales (salvo la Cuenca del Plata, también a nivel estival) descritos en esta sección. Valores expresados en unidades de: a) [% de desviación estándar/década], b) [hPa/década]. Los asteriscos denotan significancia estadística del modelo lineal al nivel de confianza de 95%.

a)

Tendencias [% d.e./década]	1950-75	1978-2000	1950-2000	\bar{P} [hPa] 1961-90	$\bar{\sigma}$ [hPa] 1961-90
La Serena (Chile)	45,10*	30,00*	-30,97*	1016,7	1,23
Paso de Los Toros (Uruguay)	90,80	42,65*	5,87	1014,5	1,40
Venezuela	-14,75	-3,10	-47,21*	1012,2	1,56
Cuenca del Plata (Argentina)	-43,37	40,56	9,73	1014,4	0,72
Cuenca del Plata (Arg., DEF)	-39,93	8,73	13,78	1010,5	1,08
Pacífico Suroriental (NNR)	34,43	50,96	-0,33	1019,7	1,17
Pacífico Suroriental (ERA-40)	-26,85 [†]	47,03	-25,62 ^{†*}	1020,2	1,42
Sudamérica Austral (NNR)	-60,39*	-65,94*	1,71	1003,3	1,47
Sudamérica Austral (ERA-40)	-188,09 ^{†*}	25,79	-28,45 ^{†*}	1004,2	1,45

[†]: tendencias calculadas a partir del año 1961

b)

Tendencias [hPa/década]	1950-75	1978-2000	1950-2000
La Serena (Chile)	0,55*	0,37*	-0,38*
Paso de Los Toros (Uruguay)	1,27	0,60*	0,08
Venezuela	-0,23	-0,05	-0,74*
Cuenca del Plata (Argentina)	-0,31	0,29	0,07
Cuenca del Plata (Arg., DEF)	-0,43	0,09	0,15
Pacífico Suroriental (NNR)	0,40	0,60	0,00
Pacífico Suroriental (ERA-40)	-0,38 [†]	0,67	-0,36 ^{†*}
Sudamérica Austral (NNR)	-0,89*	-0,97*	0,03
Sudamérica Austral (ERA-40)	-2,73 ^{†*}	0,37	-0,41 ^{†*}

[†]: tendencias calculadas a partir del año 1961

5.2) Chile

La base de datos utilizada en el estudio de Chile corresponde a registros de temperatura mínima y máxima a nivel mensual. De un total de 25 estaciones, descontando Valparaíso (por dudosa calidad de los datos) y considerando sólo aquellas que cuentan con al menos un 80% de datos en el periodo 1961-1990, se obtiene 19 estaciones en total. En este caso, además se ha incluido la condición de disponibilidad de 80% de datos mensuales en los subperiodos 1961-73 y 1978-90, con lo que resultan 17 estaciones disponibles (tabla 5.9). Todas ellas corresponden a localidades de baja o mediana elevación (<600 msnm). Con estos datos, es posible estimar la temperatura media como el promedio simple de la máxima y mínima (no se ha estimado la validez de este procedimiento en el caso de Chile). A continuación, se realizará un análisis de los resultados obtenidos a partir de estos datos, mediante una metodología análoga a la empleada en el caso continental. En esta sección, por completitud, se incluirá los mapas de todas las estaciones del año.

Tabla 5.9: Estaciones chilenas estudiadas; se presenta los promedios de 13 años de temperatura mínima y máxima antes y después del salto de 1976/77 (periodos 1961-73 y 1978-90, respectivamente). Las diferencias significativas a un 95% se indican mediante un asterisco.

estación	latitud [°]	longitud [°]	altitud [msnm]	Tn [°C]			Tx [°C]		
				61-73	78-90	diferencia	61-73	78-90	diferencia
Arica	-18,35	-70,33	59	15,46	16,43	0,96*	22,2	22,73	0,53
Iquique	-20,22	-70,15	5	14,78	15,91	1,13*	20,91	21,3	0,39
Antofagasta	-23,43	-70,45	120	13,12	14,38	1,26*	20,13	20,22	0,08
Copiapó	-27,3	-70,42	291	8,6	10,06	1,46*	24,13	23,86	-0,27
La Serena	-29,92	-71,2	146	9,93	10,65	0,72*	18,04	18,47	0,42
Santiago [†]	-33,43	-70,68	520	8,07	8,63	0,56	22,39	22,71	0,32
Curicó [†]	-34,97	-71,22	242	5,97	7,41	1,45*	20,81	20,68	-0,12
Chillán [†]	-35,85	-71,55	156	6,51	7,12	0,61*	20,15	20,24	0,09
Concepción	-36,82	-73,03	10	7,46	8,16	0,70*	17,82	17,75	-0,07
Temuco [†]	-38,77	-72,63	120	6,21	6,34	0,14	17,57	17,86	0,29
Valdivia	-39,63	-73,07	14	6,21	6,14	-0,07	16,7	17,12	0,42
Osorno [†]	-40,6	-73,05	24	4,93	5,82	0,88*	16,51	16,61	0,10
Pto. Montt	-41,43	-73,1	86	6,43	6,47	0,05	14,7	14,98	0,28
Pto. Aysén	-45,4	-72,7	120	5,94	6,15	0,21	12,87	12,94	0,07
Coyhaique	-45,6	-72,1	311	4,49	4,39	-0,11	12,84	13,27	0,43
Balmaceda	-45,92	-71,7	524	2,32	2,43	0,10	11,23	11,86	0,63
Pta. Arenas	-53	-70,85	37	2,51	3,15	0,64*	9,69	9,88	0,19

[†]: estaciones del Valle Central

5.2.a) Temperatura mínima

Las anomalías de temperatura mínima desde 1950 hasta 2007 respecto al periodo 1961-90 se muestran en la figura 5.2.1. En ella, es notoria la repentina transición de valores negativos a positivos a fines de la década de los '70s observada a lo largo de todo el país.

La diferencia de medias de la temperatura mínima en Chile entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990 (tabla 5.9 y Fig. 5.2.2, izquierda) muestra un cierto carácter meridional: corresponde principalmente a un calentamiento significativo entre 0,5 y 1,5°C en la zona centro-norte del país (desde su extremo septentrional hasta los 37°S, aproximadamente) y un calentamiento de menor magnitud en la zona sur-austral, con excepción de Valdivia (ciudad costera, a 14 msnm, que presenta un enfriamiento muy leve) y Osorno y Punta Arenas (calentamiento significativo al 95%; la segunda situada en el extremo austral del país). Este patrón espacial se aprecia también a nivel estacional (Fig. 5.2.3); el comportamiento opuesto de las estaciones del sur (Pto. Aysén, Balmaceda y Coyhaique) de calentamiento leve en DEF y JJA y enfriamiento en MAM y SON puede explicar que las diferencias de media a nivel anual no presenten significancia estadística.

Los saltos identificados en las series de tiempo de temperatura mínima mediante el procedimiento descrito son presentados en la figura 5.2.2, derecha. Se aprecia que la mayoría de los eventos encontrados corresponden al año 1977, lo que enfatiza la suposición de que corresponden a manifestaciones del mismo fenómeno. En todo el territorio, el salto se manifiesta como un aumento considerable de temperatura (ascenso entre 0,4° y 1,6°C entre los 10 años previos y los 10 años posteriores al salto).

Al considerar los mapas estacionales del salto (Fig. 5.2.4), se nota que la señal anual reproduce principalmente lo observado en las series estivales (DEF); en las demás estaciones del año, el salto se aprecia en menos registros: en la zona sur-austral del país (44°S al sur) sólo se detecta en el verano austral, que además corresponde a la señal más intensa a nivel nacional; en JJA (invierno austral), se aprecia este fenómeno en el extremo norte del país y en el centro-sur, mientras que en MAM y SON (otoño y primavera austral, respectivamente) se detectan también saltos entre 24° y 34°S, aproximadamente.

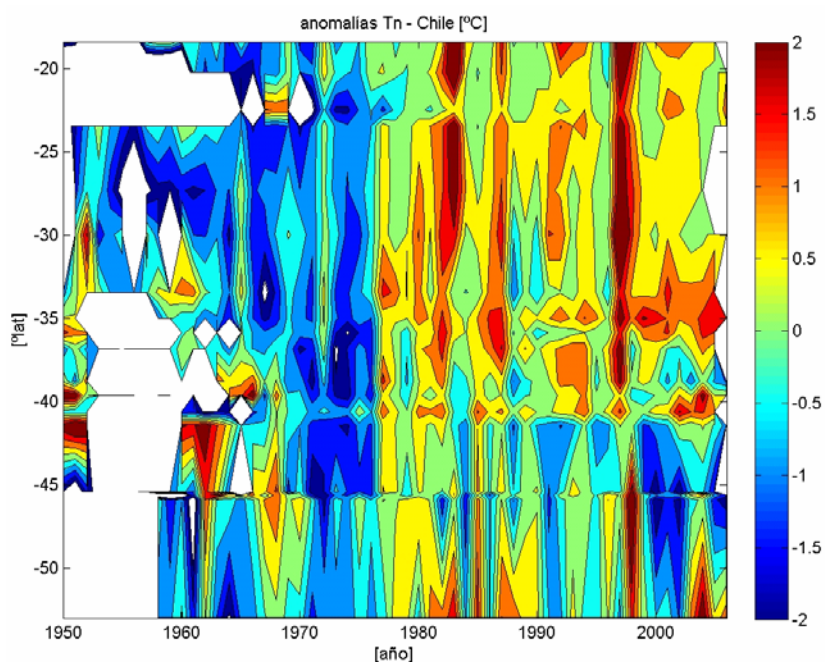


Figura 5.2.1: Anomalías de temperatura mínima respecto al periodo 1961-90 en Chile según latitud. Contornos cada 0,5°C. Fuente: DMC.

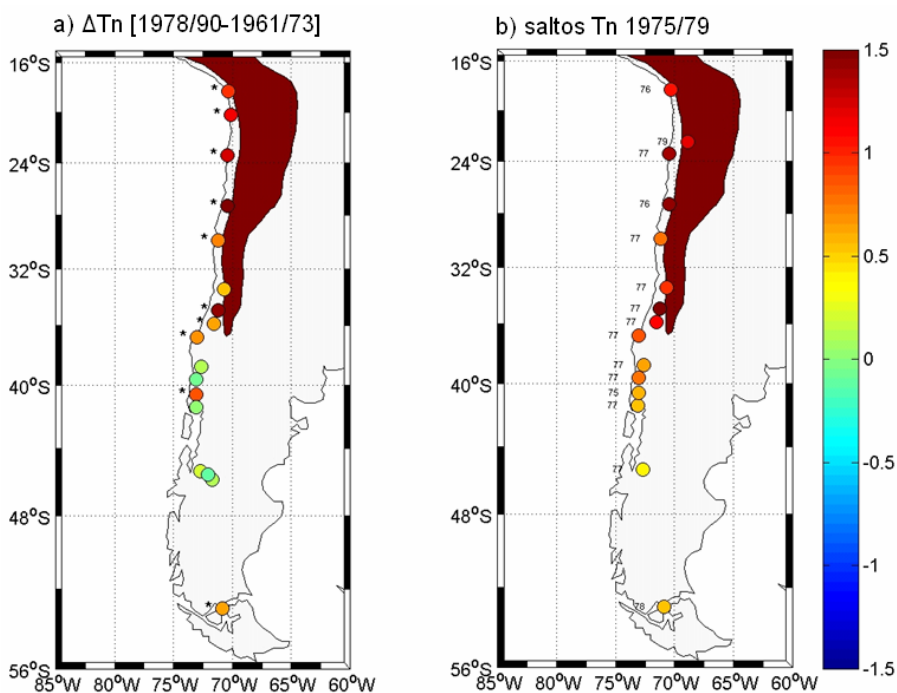


Figura 5.2.2: (a) Diferencia de temperatura mínima [°C] entre los períodos 1961-1973 y 1978-1990. Los valores estadísticamente significativos a un nivel de 95% aparecen marcados con una estrella negra. (b) Saltos de temperatura mínima identificados mediante el test de Rodionov entre 1975 y 1979, expresados como diferencias de medias entre los periodos comprendidos 10 años antes y 10 años después de su detección. A la izquierda de cada punto, se indica el año en el que es detectado el cambio de media. Fuente: DMC.

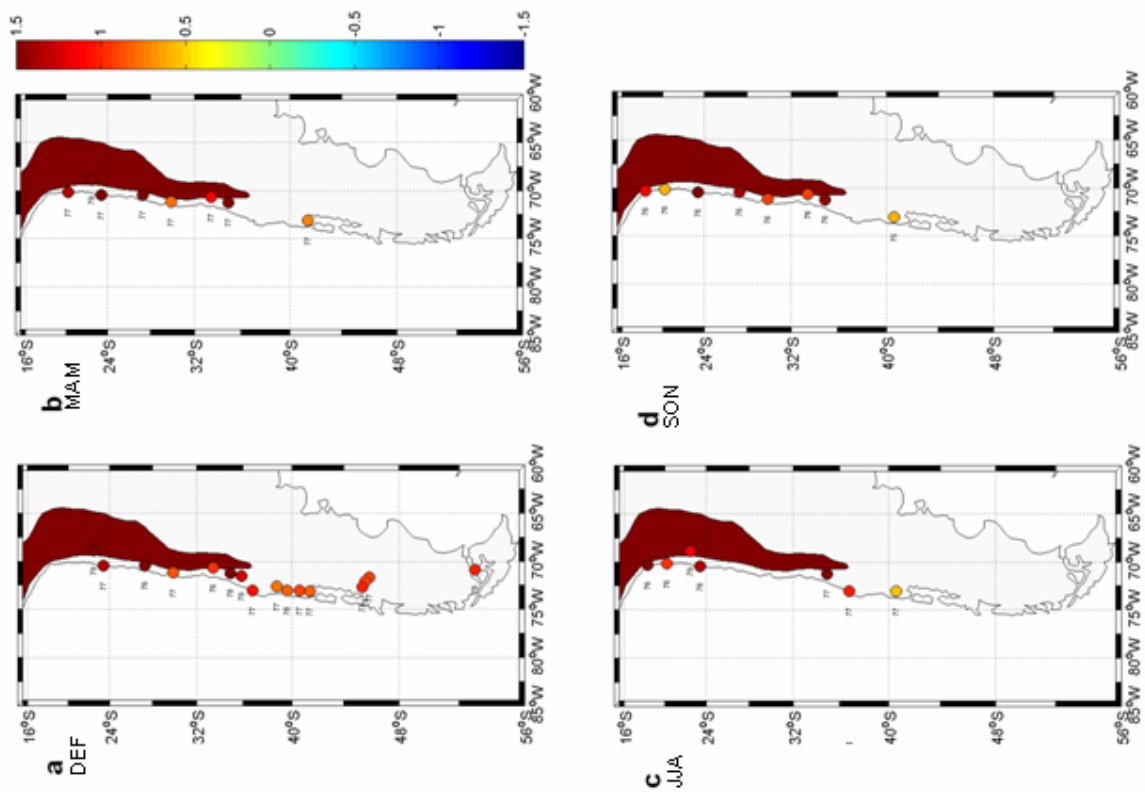


Figura 5.2.4: Similar a la figura 5.2.2, b: mapas a nivel estacional.

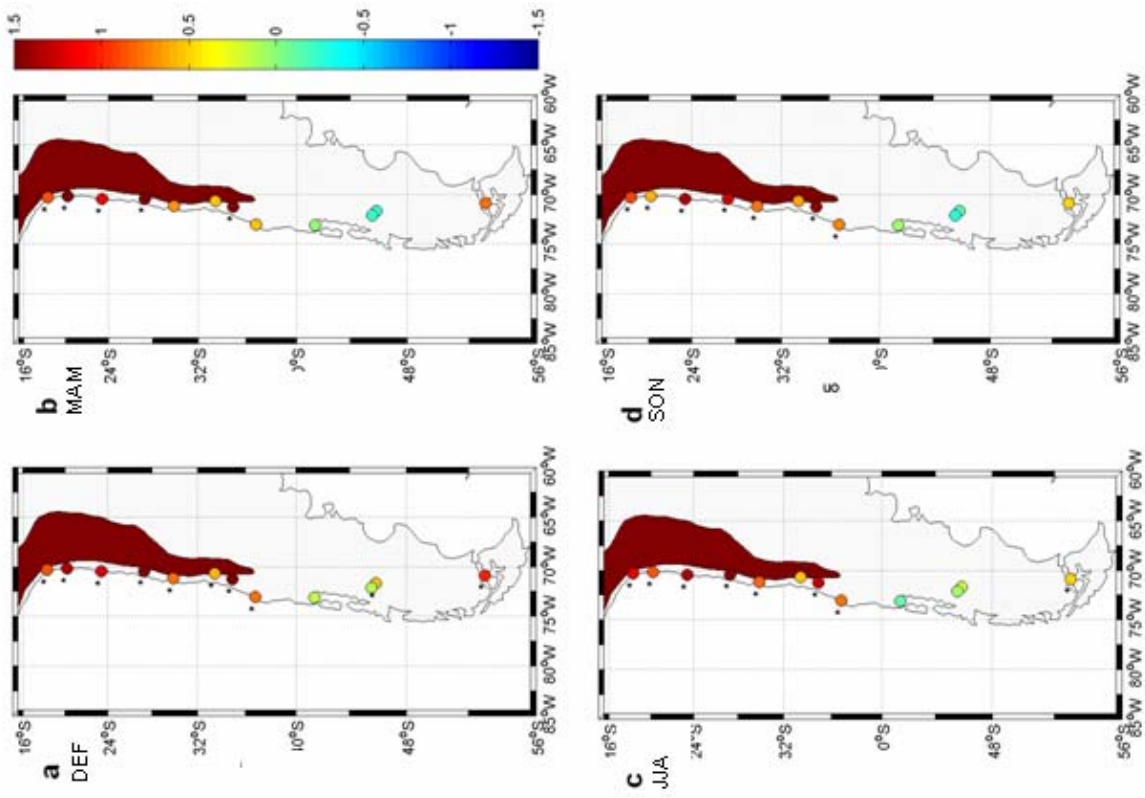


Figura 5.2.3: Similar a la figura 5.2.2, a: mapas a nivel estacional.

Para caracterizar de mejor manera la evolución temporal de la temperatura mínima en Chile, se muestran los compuestos de anomalías normalizadas anuales para tres zonas del país (Fig. 5.2.5), formados como sigue:

- Norte (Antofagasta y Copiapó)
- Centro (Santiago, Curicó, Chillán y Concepción)
- Sur (Temuco, Valdivia, Puerto Montt)

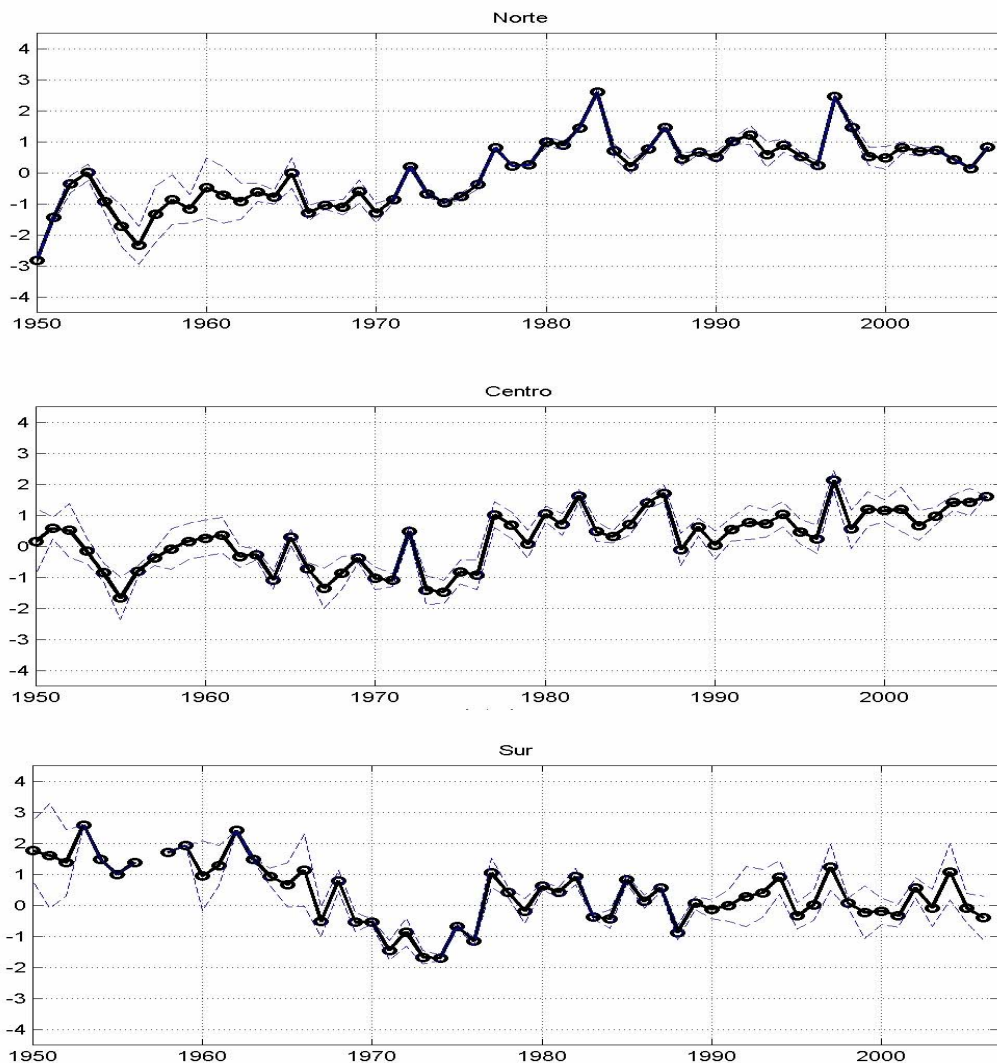


Figura 5.2.5: Compuestos de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios anuales de temperatura mínima, formados a partir de los resultados del test de Rodionov en Chile: a) Norte (Antofagasta y Copiapó), b) Centro (Santiago, Curicó, Chillán y Concepción) y c) Sur (Temuco, Valdivia, Puerto Montt). Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. Fuente: DMC.

En la zona norte (Fig. 5.2.5, a), se ha seleccionado dos estaciones que presentan una señal similar en torno al salto, lo que se refleja en la relativamente baja desviación estándar del compuesto. Es destacable que esta serie presente un comportamiento temporal bastante estacionario antes y después de 1976/77; reflejo de esto son las tendencias calculadas para los subperiodos en torno al salto, relativamente bajas (tabla 5.10). Se puede describir el comportamiento del subperiodo posterior a dicho evento como un nuevo régimen, por cuanto no se observa un cambio evidente de tendencia desde entonces hasta la actualidad. Esta caracterización sigue siendo válida a pesar de los fuertes eventos de El Niño apreciables en la serie, en particular los de 1982/83, 1987/88, 1991/92 y 1997/98. Como consecuencia de lo anterior, se aprecia que la tendencia calculada para el periodo 1950-2000 ($0,51\text{ }^{\circ}\text{C/década}$) ciertamente no describe correctamente el comportamiento de la serie, que puede caracterizarse mejor como dos periodos con tendencias positivas menores y un salto abrupto en 1976/77 (1950-75: $0,27^{\circ}\text{C/década}$; 1978-2000: $0,04^{\circ}\text{C/década}$, ver tabla 5.10).

La zona centro (figura 5.2.5, b) comprende una localidad costera (Concepción) y otras del Valle Central (Santiago, Curicó y Chillán). El compuesto exhibe, de manera similar al de la zona norte, una tendencia interrumpida por un salto ascendente. En este caso, sin embargo, las tendencias son de distinto signo en cada periodo y la primera es más pronunciada que la segunda (1950-75: $-0,26^{\circ}\text{C/década}$ y 1978-2000: $0,09^{\circ}\text{C/década}$, ver tabla 5.10). El comportamiento de la serie después del salto es relativamente estacionario, prácticamente sin tendencia. De la misma manera que en el caso del compuesto de la zona norte, la tendencia positiva del periodo 1950-2000 ($0,21^{\circ}\text{C/década}$), resulta ser una mala forma de definir a la serie; en dicho periodo, más que un calentamiento sostenido, se observan dos tramos temporales: enfriamiento primero y calentamiento leve después.

El compuesto de la zona sur está formado por estaciones cercanas al mar (Valdivia y Puerto Montt) y por Temuco –la situada más al norte–, en el Valle Central. La desviación estándar entre las series que conforman el compuesto es relativamente baja en el periodo 1950-2000 (salvo a comienzos de los '60s y en los '90s), lo que da cuenta de que el agrupamiento de tales estaciones resulta razonable. Se aprecia que las tendencias previa y posterior al salto detectado en 1976/1977 son ambas negativas, aunque la primera es mucho más pronunciada que la segunda (1950-75: $-0,78^{\circ}\text{C/década}$ y 1978-2000: $-0,04^{\circ}\text{C/década}$, ver tabla 5.10). Respecto al periodo 1950-1975, el marcado descenso de temperatura es una característica presente en cada una de las estaciones individuales consideradas. La interrupción de esta tendencia se

aprecia en 1977. Desde 1990, el compuesto muestra mayor desviación estándar de sus componentes; sin embargo, podría definirse el periodo post-salto como un nuevo régimen, sin cambios apreciables de tendencia.

El efecto del salto climático estudiado también se puede graficar en los tres compuestos considerados mediante el ciclo anual de temperaturas mínimas (Fig. 5.2.6). En los compuestos Norte y Centro se aprecia un calentamiento relativamente homogéneo durante el año tras el salto (en torno a 2° y 1°C, respectivamente), lo que no es notorio en el compuesto del Sur, posiblemente por el carácter pronunciado de la tendencia en el periodo previo al salto.

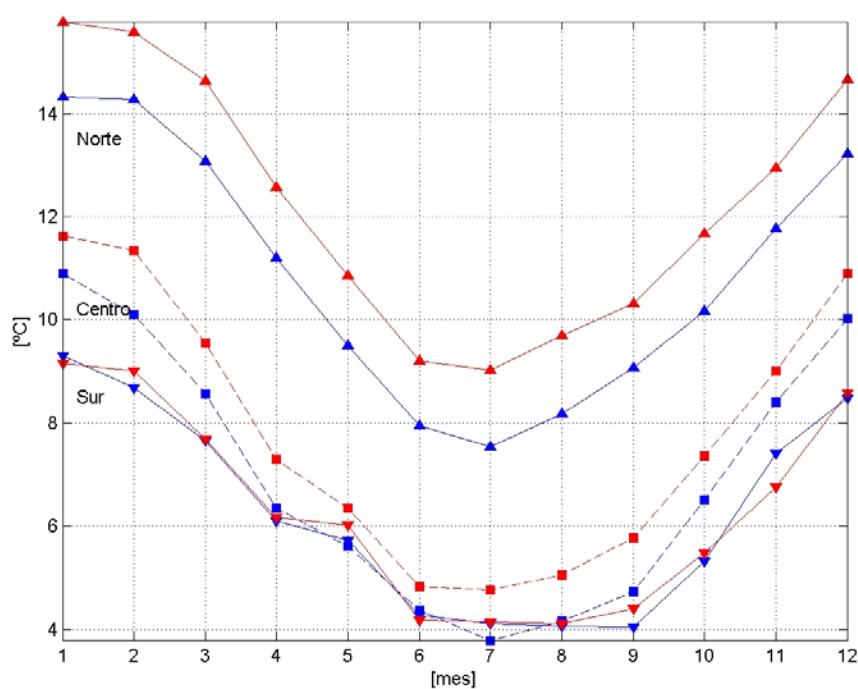


Figura 5.2.6: Ciclo anual de los compuestos de temperatura mínima de Chile, promediados en los periodos previo (1961-73, azul) y posterior (1978-90, rojo) al salto climático. Fuente: DMC.

5.2.b) Temperatura máxima

Las anomalías de temperatura mínima desde 1950 hasta 2007 respecto al periodo 1961-90 se muestran en la figura 5.2.7. Se observa un aumento de esta variable en todas las latitudes comprendidas en el registro; sin embargo, la distinción entre dos fases (anomalías negativas y positivas) en torno al salto no es tan evidente como en el caso de la temperatura mínima, principalmente porque el periodo previo al salto no corresponde a anomalías negativas persistentes.

Los rasgos característicos de las diferencias de medias anuales de temperatura máxima entre los periodos 1961-1973 y 1978-1990 (tabla 5.9 y Fig. 5.2.8, izquierda) son:

- calentamiento débil en el norte (entre 0 y 0,6°C), desde Arica a Santiago, exceptuando Copiapó (donde se registra enfriamiento);
- enfriamiento leve en el centro del país (Curicó y Concepción), con excepción de Chillán, que muestra calentamiento leve, al parecer ligado a un marcado efecto del evento de El Niño 1982/83 (no mostrado);
- calentamiento de hasta 0,7 °C en el sur de Chile (Temuco a Pta. Arenas), especialmente intenso en la estación de Balmaceda.

A diferencia de la temperatura mínima, ningún valor es estadísticamente significativo a un 95%.

Respecto a los saltos detectados en temperatura máxima mediante el test de Rodionov, a nivel de promedios anuales (Fig. 5.2.8, derecha), se aprecia una señal mucho más débil en magnitud y en menos estaciones que en el caso de temperatura mínima. Sin embargo, todos –salvo en Balmaceda y Coyhaique- ocurren en 1977. Es de interés notar que el carácter estacional de los saltos de temperatura máxima es muy claro (Fig. 5.2.10): en DEF el salto se detecta en la región sur de Chile, especialmente en las estaciones de Coyhaique, Balmaceda y Chile Chico, mientras que en MAM y SON este fenómeno es exclusivo del norte. En JJA, se aprecia un comportamiento meridional más homogéneo.

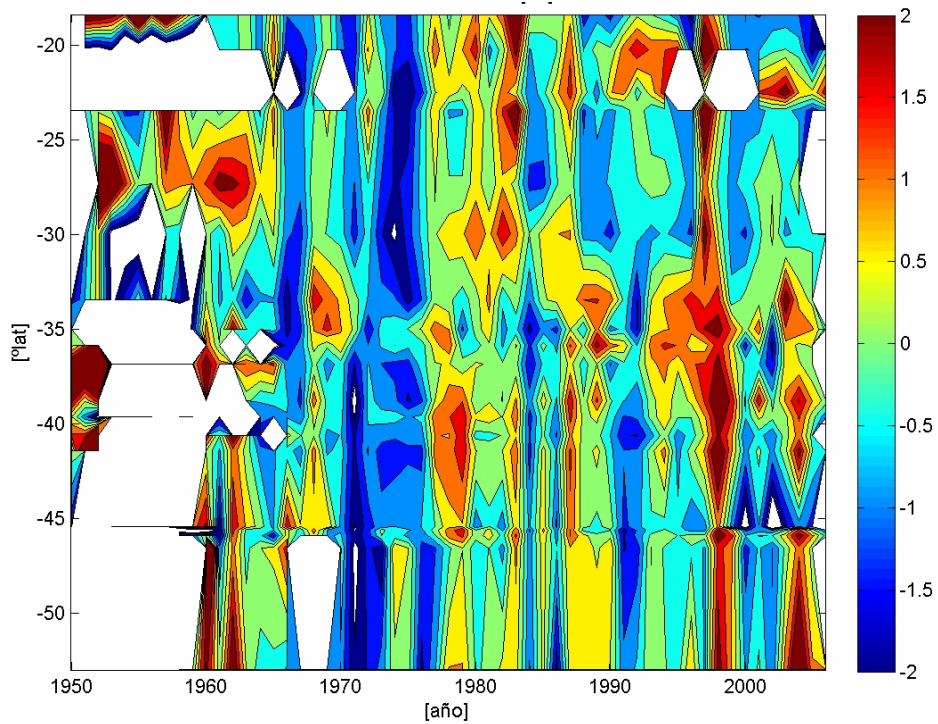


Figura 5.2.7: Anomalías de temperatura máxima en Chile, respecto al periodo 1961-90, según latitud. Contornos cada 0,5°C; los datos en blanco no están disponibles. Fuente: DMC.

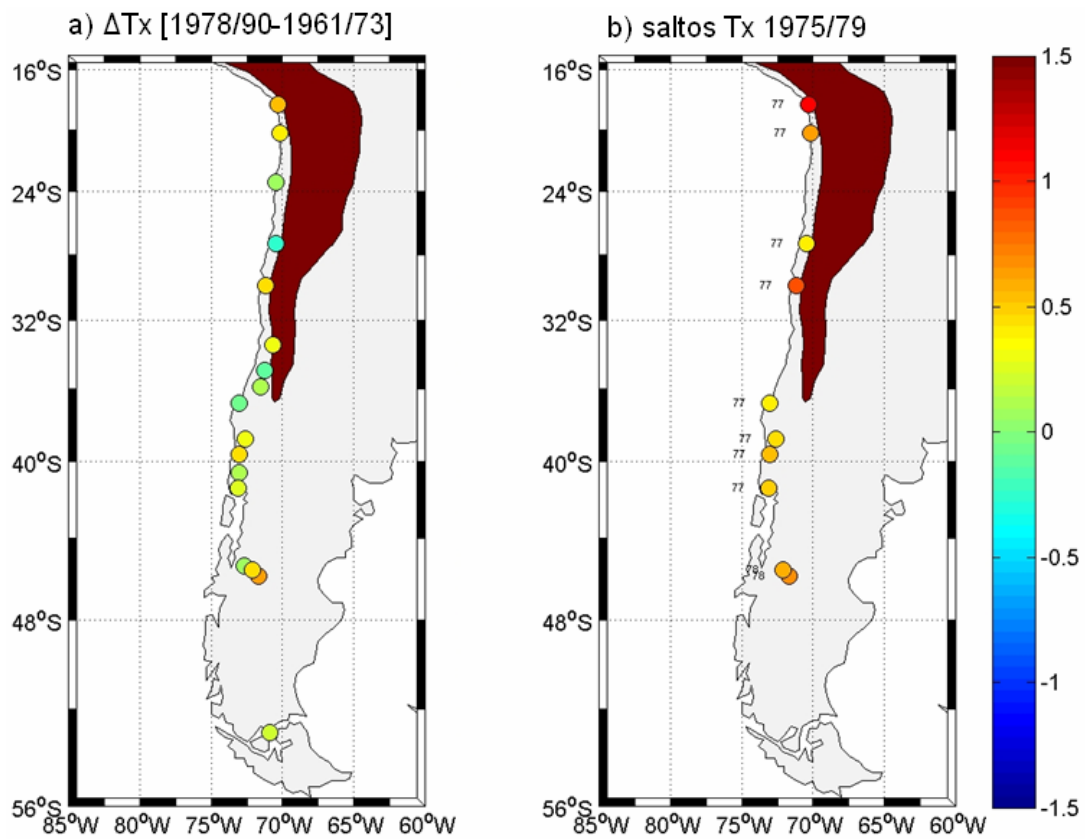


Figura 5.2.8: Similar a la figura 5.2.2, pero para temperatura máxima.

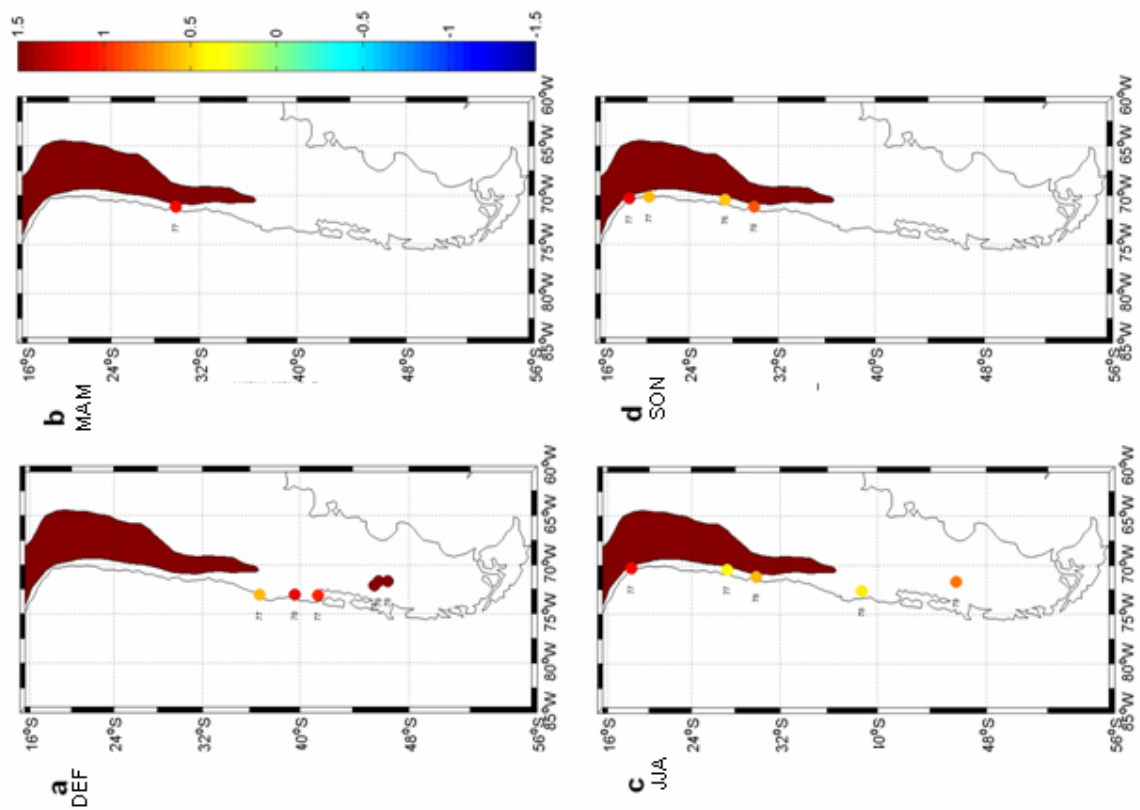


Figura 5.2.10: Similar a la figura 5.2.4, pero para temperatura máxima.

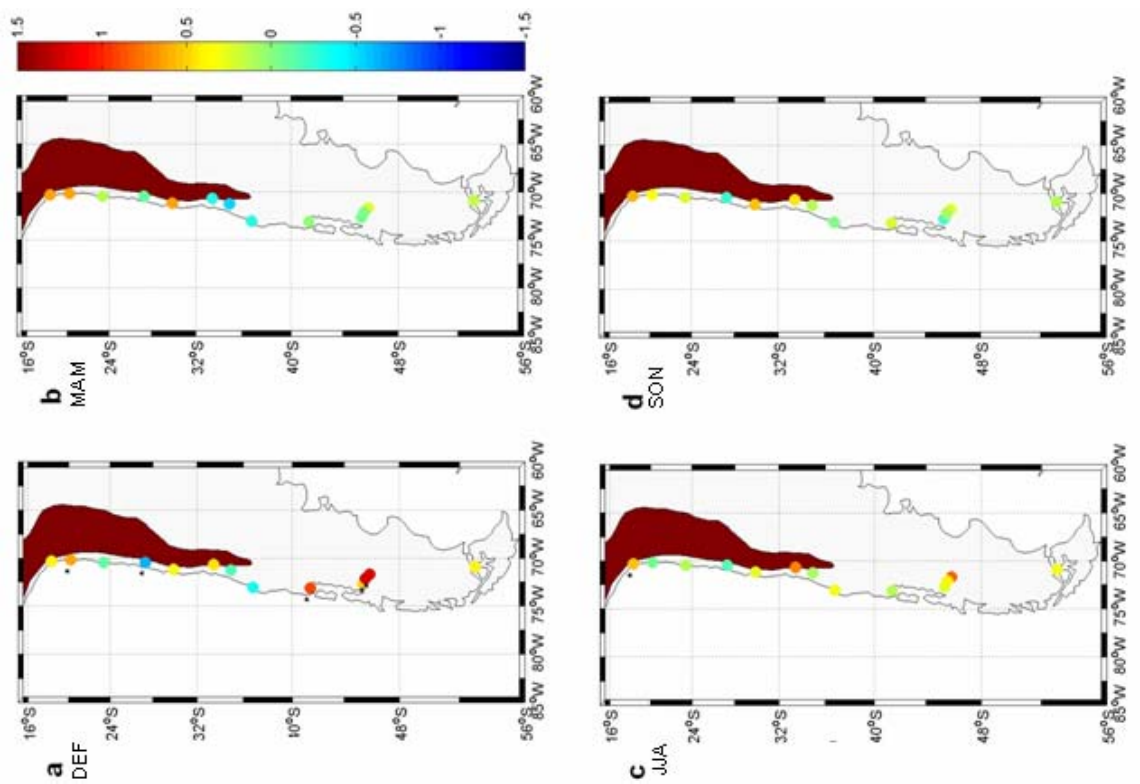


Figura 5.2.9: Similar a la figura 5.2.8, pero con mapas a nivel estacional.

Para poder ilustrar mejor el carácter temporal de las series, en la figura 5.2.11 se muestran los compuestos formados para temperatura máxima:

- Norte (Antofagasta, Copiapó)
- Centro (Chillán, Concepción)¹¹
- Sur (Temuco, Valdivia, Puerto Montt)

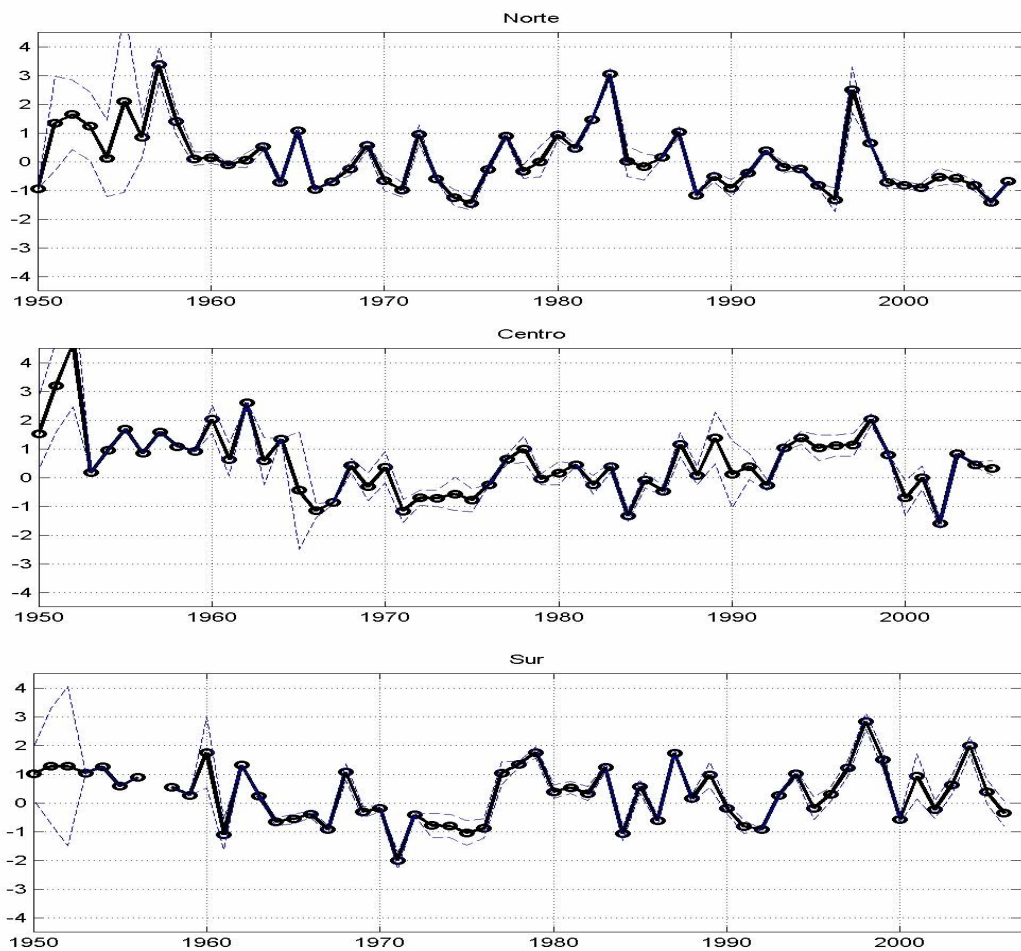


Figura 5.2.11: Compuestos de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de promedios anuales de temperatura máxima, formados a partir de los resultados del test de Rodionov en Chile: a) Norte (Antofagasta, Copiapó), b) Centro (Chillán, Concepción), c) Sur (Temuco, Valdivia, Puerto Montt). Se indica la desv. estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. Notar que para esta variable el compuesto del Centro ha sido redefinido respecto a su símil de temp. mínima. Fuente: DMC.

¹¹ Notar que el compuesto del Centro ha sido redefinido respecto a su símil de temperatura mínima.

El compuesto de la zona norte para temperatura máxima (figura 5.2.11, a) exhibe gran variabilidad interanual en comparación con el equivalente de temperatura mínima. No obstante lo anterior, es posible identificar el quiebre producido en forma de salto en torno a 1976/77, aunque no de manera evidente, debido a la tendencia negativa dominante en el periodo 1950-2000, de $-0,11^{\circ}\text{C}/\text{década}$. Las tendencias particulares de los periodos previo y posterior al salto (1950-1975: $-0,49^{\circ}\text{C}/\text{década}$ y 1978-90: $-0,25^{\circ}\text{C}/\text{década}$) caracterizan, como se mencionó, tramos de gran variabilidad y están, por lo tanto, determinadas por eventos climáticos extremos, como el de El Niño 1982/83.

A diferencia de lo observado en el caso de temperatura mínima, la zona centro de Chile (Fig. 5.2.11, b) no presenta una señal tan clara del salto de 1976/77 en los registros de temperatura máxima. Las tendencias de ambos subperiodos (1950-75: $-0,67^{\circ}\text{C}/\text{década}$, 1978-2000: $-0,21^{\circ}\text{C}/\text{década}$) y del periodo (1950-2000 $-0,10^{\circ}\text{C}/\text{década}$, tabla 5.10) son comparables y la inspección visual de la serie sugiere una diferenciación entre ellos.

El compuesto de la zona sur (Fig. 5.2.11, c) presenta un comportamiento similar al descrito para temperatura mínima: el periodo previo al salto de 1976/77 exhibe un descenso pronunciado, al cual se ajusta bien una tendencia lineal (1950-75: $-0,39^{\circ}\text{C}/\text{década}$, estadísticamente significativa, tabla 5.10) y el subperiodo posterior al salto prácticamente no muestra tendencia en un ajuste lineal de los datos que exhiben fuerte variabilidad interanual.

El cambio en torno al salto de los ciclos anuales promedio de temperatura máxima correspondientes a los tres compuestos definidos complementa la descripción anterior (Fig. 5.2.12): se observa que, comparado con el caso de temperatura mínima, el aumento de temperatura máxima tras el salto es menos pronunciado en magnitud ($<1^{\circ}\text{C}$).

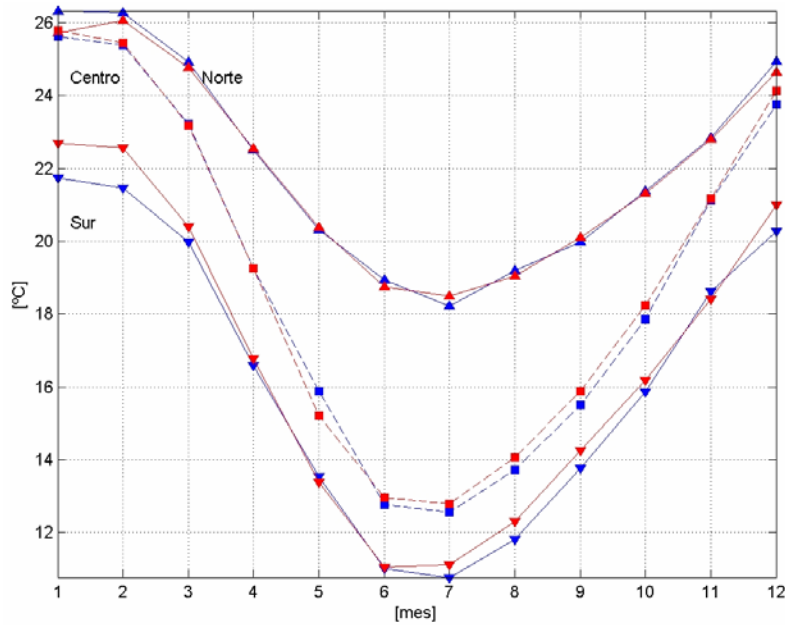


Figura 5.2.12: Ciclos anuales promedio de los compuestos de temperatura máxima en Chile durante los periodos previo (1961-73, azul) y posterior (1978-90, rojo) al salto climático de 1976/77. Fuente: DMC.

Tabla 5.10: Tendencias lineales de mínimos cuadrados ajustadas a las series anuales de los compuestos de anomalías normalizadas de temperatura mínima (Tn, arriba) y temperatura máxima (Tx, abajo) de estaciones chilenas, expresadas en unidades de: a) [%desviación estándar/década] y b) [°C/década]. Los ajustes lineales significativos a un 95% aparecen indicados con un asterisco.

a) [%desviación estándar/década]

	Tn				
	1950-75	1978-2000	1950-2000	\bar{T} [°C] 1950-2007	$\bar{\sigma}$ [°C] 1950-2007
Norte	31,40	4,44	58,86	11,51	0,86
Centro	-39,73	12,99	32,52	7,34	0,66
Sur	-136,84	-6,70	-33,05	6,22	0,57

	Tx				
	1950-75	1978-2000	1950-2000	\bar{T} [°C] 1950-2007	$\bar{\sigma}$ [°C] 1950-2007
Norte	-85,88*	-44,44	-19,18	22,04	0,57
Centro	-137,75*	-42,54	-21,26	18,92	0,49
Sur	-95,07*	-2,04	-1,75	16,46	0,41

b) [°C/década]

	Tn			Tx		
	1950-75	1978-2000	1950-2000	1950-75	1978-2000	1950-2000
Norte	0,27	0,04	0,51	-0,49*	-0,25	-0,11
Centro	-0,26	0,09	0,21	-0,67*	-0,21	-0,10
Sur	-0,78	-0,04	-0,19	-0,39*	-0,01	-0,01

6) Factores de gran escala

En la presente sección se describe algunos aspectos relevantes de la circulación atmosférica de gran escala sobre Sudamérica, con el objeto de contar con un escenario climatológico dentro del cual interpretar los resultados expuestos en secciones previas. Por razones prácticas, la base de datos de reanálisis empleada en lo sucesivo corresponderá únicamente a la de NNR. De forma complementaria, se presenta la manifestación sobre el continente de dos modos de variabilidad climática relevantes en el contexto del presente estudio: El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) y el Modo Anular del Sur u Oscilación Antártica (SAM/AO).

6.1) Circulación atmosférica y temperatura superficial del aire

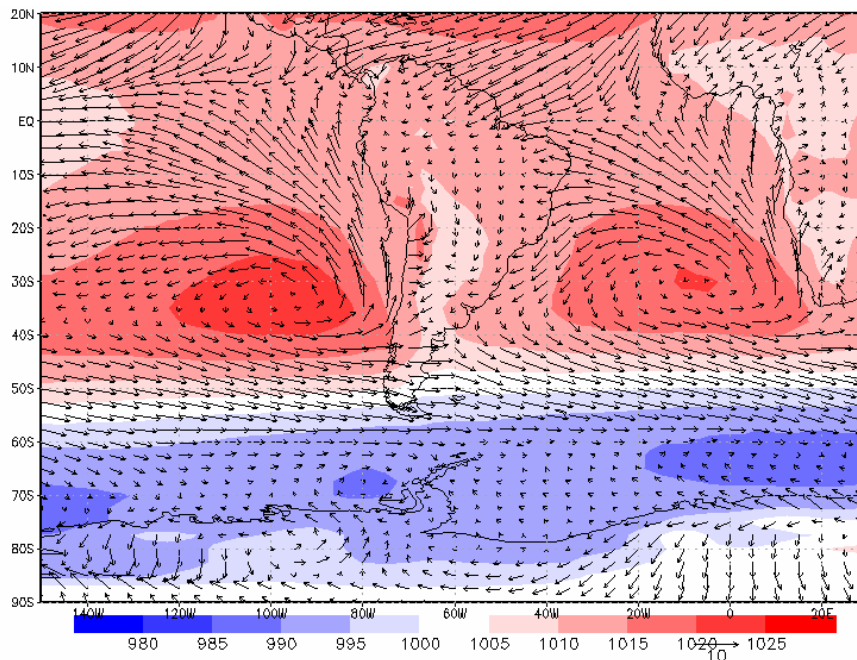


Figura 6.1.1: Climatología de PNM y viento superficial (nivel σ 0,995) sobre Sudamérica durante el verano austral (DEF), promediados durante 1961-73. Fuente: NNR.

A modo de contextualización, vale mencionar algunos aspectos relevantes de la circulación superficial en el Hemisferio Sur sobre Sudamérica. Los campos medios de PNM correspondientes al periodo estival (DEF, Fig. 6.1.1) muestran las siguientes características principales:

- Anticiclón del Pacífico Suroriental: en verano (DEF) llega a su posición más austral, con su centro en torno a 35°S; 100W; la costa del sur de Chile queda dentro de su zona de influencia;
- Anticiclón del Atlántico Sur: de menor intensidad que el del Pacífico, su centro se ubica algo más al norte, en torno a 30°S, 10°W;
- Vaguada continental: sobre Sudamérica, la PNM muestra valores relativamente menores, lo que es consecuencia principalmente del contraste de capacidad calórica entre los océanos y el continente (más marcada en verano en la región del Chaco);
- gradiente meridional de presión, acentuado en latitudes medias, con bajas presiones hacia las regiones polares.

De esta manera, se establece los siguientes patrones climatológicos de circulación en los campos de viento superficiales (nivel σ 0,995, Fig. 6.1.1):

- Vientos Alisios (del Este), simétricos a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT, cinturón de mínima presión local en torno a 5°N), sobre los océanos ecuatoriales y deflectados sobre el continente en la cuenca amazónica hacia el sur en verano, por acción de la Baja del Chaco [Garreaud *et al.*, 2008]
- circulación anticiclónica en torno a los centros de alta presión descritos; en particular, en el flanco Este del Anticiclón del Pacífico los vientos predominantes del sur son responsables del fenómeno de surgencia costera en la costa de Chile y Perú;
- flujo predominante durante todo al año desde el Oeste (Cinturón de los Oestes) al sur de 40°S, más intenso sobre los océanos que sobre el continente y entre 45° y 55°S en el verano austral, durante el cual, a nivel sinóptico (y no climatológico, como la Fig. 6.1.1), se reconoce la actividad baroclínica caracterizada por el paso de ciclones y anticiclones en superficie [Garreaud *et al.*, 2008].

El cambio de carácter local en torno al salto (considerando el periodo 1971-75 y 1978-82) de PNM y temperatura y circulación superficiales (nivel σ 0,995) en los campos de reanálisis NNR, tanto a nivel anual como estival, exhibe las siguientes características principales (Fig. 6.1.2, arriba y abajo, respectivamente):

- disminución de PNM en el Pacífico oriental subtropical (lo que constituye una anomalía ciclónica de la circulación); a nivel estival ésta aparece conectada con la

correspondiente anomalía ciclónica de latitudes altas, lo que no se aprecia en los mapas anuales;

- marcado aumento de la presión sobre la parte austral de Sudamérica, especialmente en el extremo austral del continente.

Las anomalías de presión descritas influyen directamente en la circulación atmosférica superficial y, por lo tanto, tienen incidencia en la advección de temperatura y en las corrientes superficiales del mar. De esta forma, puede sugerirse que en el Pacífico Suroriental, la anomalía de circulación ciclónica observada -interpretada como un debilitamiento del Anticiclón- tiene como efecto la disminución de advección fría hacia las costas de Sudamérica desde latitudes altas, reduciendo también la intensidad de la surgencia en las costas de Chile. Por otro lado, en la Patagonia, destaca la componente Este en la variación del viento, que es producto de la anomalía de circulación anticiclónica presente en el extremo austral del continente. Aparentemente, ésta diferencia en la circulación es máxima donde se detecta el mayor aumento de temperatura, especialmente a nivel estival. Este aspecto, interpretado como una disminución de la advección fría de los oestes dominantes en tales latitudes, es tratado en la próxima sección.

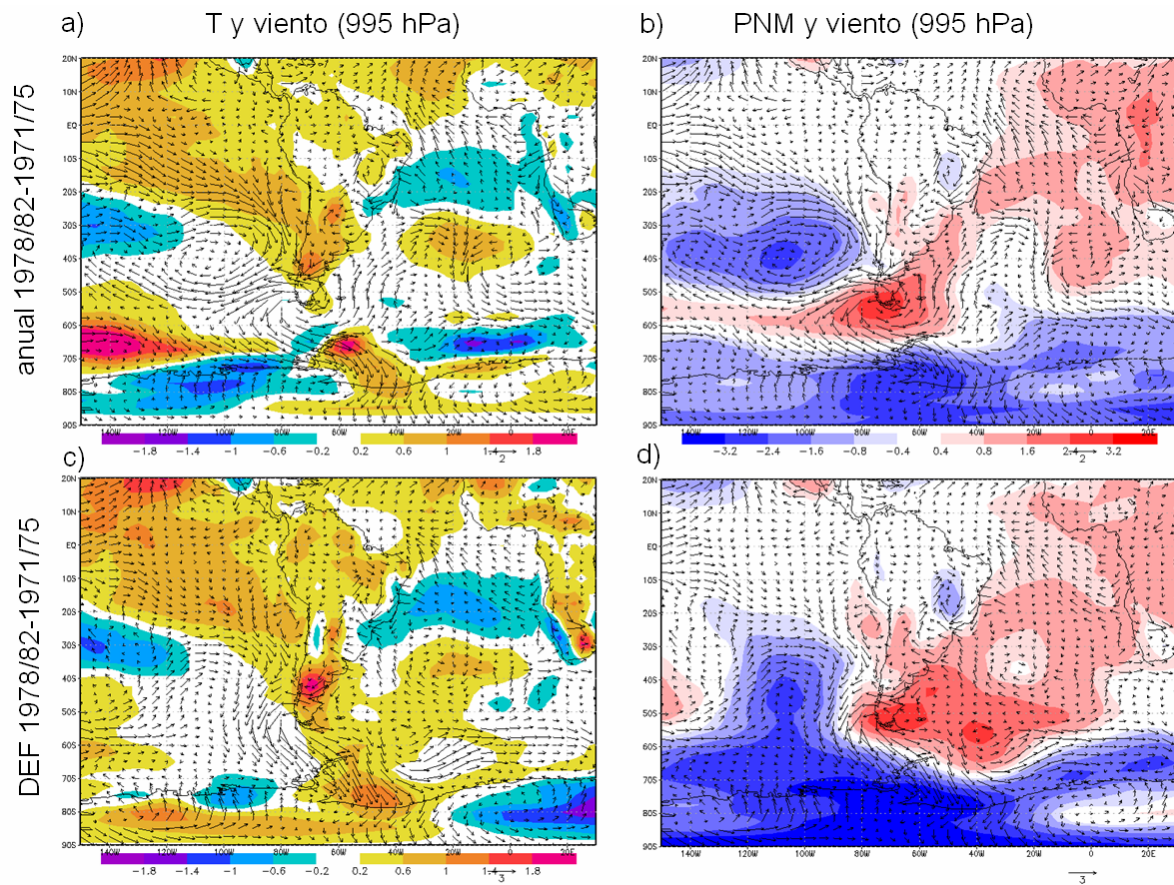


Figura 6.1.2: Diferencias de promedios de PNM, temperatura y de viento superficiales (nivel σ 0,995), nivel (arriba) anual [01.1978/12.1982]-[01.1971/12.1975] y (abajo) estival [DEF 1978/79-1981/82] – [DEF 1971/72-1974/75]. La magnitud del viento se expresa mediante el vector de referencia, dibujado bajo cada gráfico (notar que éste cambia). Fuente: NNR.

En cuanto a temperatura superficial del aire (nivel σ 0,995), destaca en la costa Este de Brasil la diferencia en el cambio de esta variable, con disminución (aumento) al sur (norte) de 10°S, tanto a nivel anual como estival. La circulación superficial parece indicar que el leve enfriamiento podría estar relacionado con advección fría proveniente del Atlántico sur, en el que se aprecia un dipolo en el cambio de temperatura superficial, con enfriamiento (calentamiento) al norte (sur) de 30°S. De manera análoga, el calentamiento apreciado en la costa al norte de 10°S, podría vincularse a la advección cálida proveniente del interior del Noreste brasileño, más seco y cálido tras el salto climático, como se ha mostrado en este estudio.

6.2) El ciclo ENOS y el salto climático

Como consecuencia del salto climático de 1976/77, toda la cuenca del Pacífico pasó de condiciones “tipo-La Niña” a “tipo-El Niño” [Zhang *et al.*, 1997; Garreaud & Battisti, 1999; Rutllant, 2004]. Como es conocido, las anomalías en temperatura y precipitación de zonas particulares del planeta pueden estar determinadas por anomalías de circulación inducidas remotamente por teleconexiones [Trenberth, 1990]. Las teleconexiones del ciclo ENOS se generan en trenes de ondas de Rossby o circulación Este-Oeste asociadas al calentamiento tropical anómalo [Nogués-Paegle *et al.*, 2002; Kayano *et al.*, 2008]. Específicamente, “las anomalías positivas (negativas) de TSM en el Pacífico este ecuatorial durante las fases de El Niño (La Niña) del ciclo ENOS están vinculadas a una onda estacionaria de escala cuasi-global en la PNM con centros de acción sobre Indonesia y el Pacífico suroriental” [e.g. Rasmusson & Carpenter, 1982; Kayano *et al.*, 2008].

6.2.1) Temperatura superficial del aire

La relación del modo de variabilidad climática ENOS con la temperatura superficial en Sudamérica se puede expresar en términos de coeficientes de correlación al realizar una regresión lineal de esta variable sobre algún índice de dicho modo, MEI (*Multivariate ENSO Index*¹²) [e.g. Garreaud *et al.*, 2008]. En efecto, correlaciones entre un índice de la Oscilación del Sur (OS) y temperatura, PNM y precipitación se analizan de manera exhaustiva a nivel estacional en Aceituno [1988]. A nivel anual, es conocido el efecto de la Oscilación del Sur en la temperatura del aire del continente (Fig. 6.2.1): fases cálidas (frías) corresponden a aumento (disminución) de esta variable en la mitad norte del continente (en particular en el Noreste de Brasil) y, de forma más marcada, en la costa occidental de Sudamérica (desde Colombia al sur de Chile, aproximadamente hasta los 40°S). Este patrón geográfico es muy similar al de la PDO, aunque asociado a coeficientes de correlación menores en el caso multidecadal. A nivel estival, se aprecia de forma mucho más acusada la incidencia del modo ENOS en la parte norte del continente, en particular sobre la costa noroeste. En el cono sur, al sur de 40°S, la correlación es menor (positiva, i.e. fase cálida ENOS corresponde a aumento de temperatura) y en el centro-oeste argentino, levemente negativa (figura no mostrada) [Garreaud *et al.*, 2008].

¹² El índice MEI se calcula como la primera componente principal de seis campos observados en el Pacífico tropical combinados (COADS): PNM, viento superficial zonal y meridional, TSM, temperatura superficial del aire y fracción nubosa total del cielo.

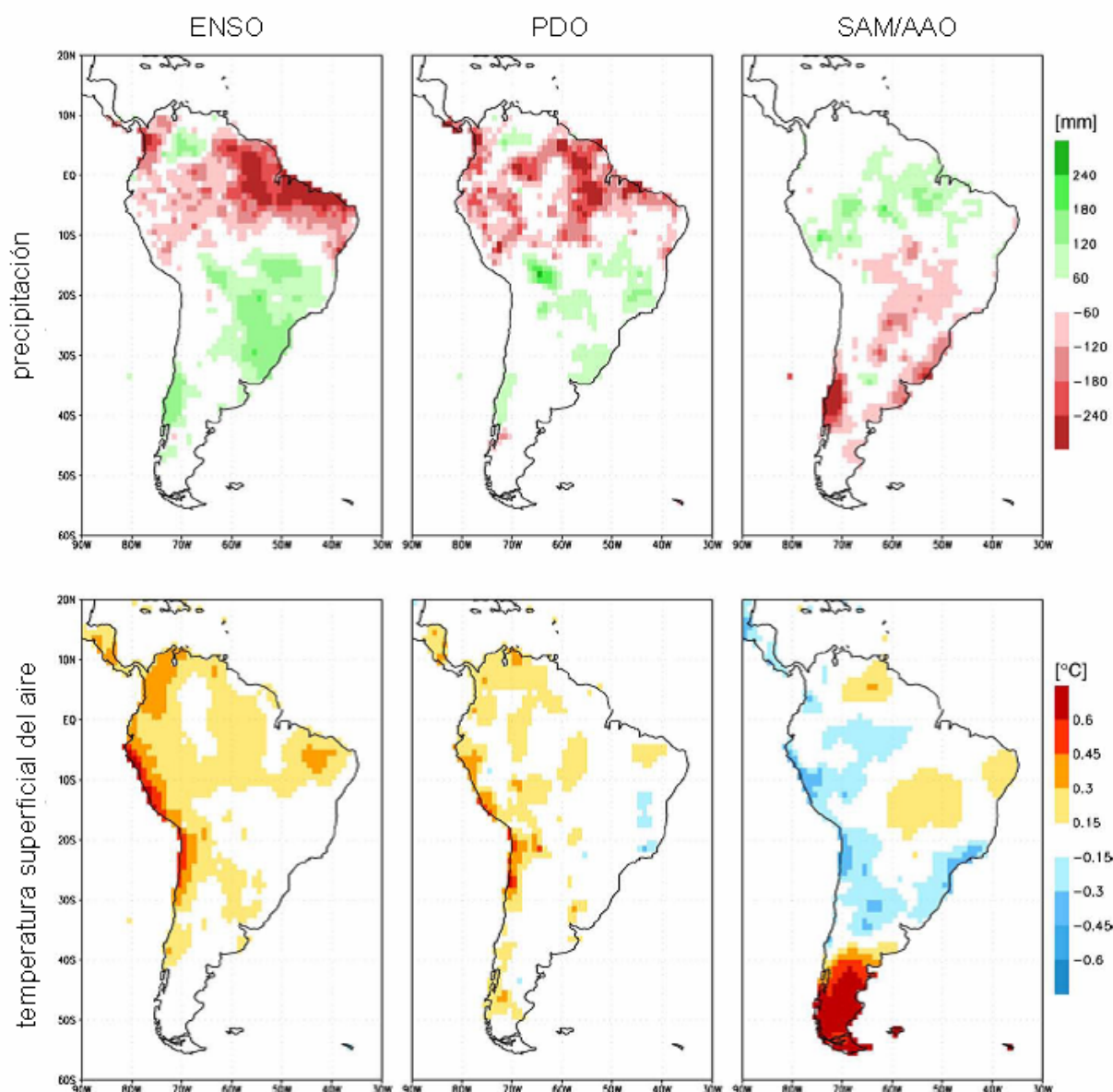


Figura 6.2.1: Regresión de precipitación media anual (arriba) y temperatura superficial del aire (abajo) sobre los índices MEI (ENOS), PDO y AAOI (en este último caso, sin tendencia). La precipitación y la temperatura superficial del aire provienen de la base de datos en grilla de la U. de Delaware. La correlación se expresa como anomalías locales de los campos respectivos asociadas a una anomalía unitaria en el índice correspondiente. Figura tomada de Garreaud *et al.* [2008].

La figura 6.2.3 presenta los saltos detectados mediante el test de Rodionov en distintos tipos de series de tiempo: *izquierda*, a) y d): series anuales de TSM y temperatura superficial del aire (fuentes: ERSSTv2 y GHCN, respectivamente), *centro*, b) y e): series anuales de temperatura superficial del aire (fuente: U. de Delaware, datos en grilla) y *derecha*, c) y f): series estivales de

temperatura superficial del aire (fuente: U. de Delaware, datos en grilla¹³). La diferencia entre las figuras de arriba y las de abajo radica en el hecho que para las segundas se ha filtrado las series originales mediante el siguiente procedimiento:

- a) sustracción de la tendencia lineal de mínimos cuadrados entre 1950 y 2000 de cada serie, lo que “evita atribuir significancia a relaciones entre series que comparten una tendencia común” [e.g. Gillett *et al.*, 2006];
- b) regresión de la serie sin tendencia sobre el índice de El Niño 3.4¹⁴;
- c) cálculo de la serie residual: a aquélla obtenida en el paso a), se le sustrae la resultante de b).

De esta forma, se obtiene series de temperatura, filtradas de la variabilidad característica de ENOS. Sin embargo, cabe destacar que el procedimiento anterior, bien definido matemáticamente, no tiene un sentido físico directo, pues no puede determinarse en este caso la independencia absoluta de ENOS de otro tipo de variabilidad climática, con lo que no se obtiene un “filtrado perfecto”.

Una de las motivaciones para realizar este ejercicio consiste en que la sustracción de la tendencia de las series analizadas eventualmente permitiría la detección de saltos en casos donde el test estadístico empleado no lo reconocía en las series originales. Por ejemplo, en aquellas series en que la variabilidad temporal es dominada por una tendencia, las definiciones de *salto climático* y *cambio de régimen* empleada por el test de Rodionov no necesariamente se ajustan a posibles manifestaciones de este tipo de eventos (que, contrariamente, podrían ser reconocidas al realizar una inspección visual). Tal es el caso de la serie del compuesto de temperatura superficial del aire (a nivel anual) *Gran Chaco*, presentada en este trabajo como ejemplo de una región en la que se observa un pronunciado enfriamiento y donde el test aplicado no detecta un salto a mediados de los ‘70s (Fig. 5.1.8). En ella se aprecia bien que, a pesar de observarse un aumento en 1976/77, la tendencia negativa -bastante pronunciada- evita que este evento sea calificado como salto.

¹³ El empleo de datos en grilla en esta sección, en que las resoluciones espacial y temporal ($0,5^{\circ}\text{lat} \times 0,5^{\circ}\text{lon}$ y promedios mensuales, respectivamente) están determinadas por interpolaciones matemáticas, responde a la necesidad de contar con series temporales completas (i.e. sin datos faltantes) en este paso del proceso de filtrado de la señal ENOS.

¹⁴ El índice de El Niño 3.4 corresponde a la serie de anomalías de TSM respecto a la climatología de 1950-79 en la región de El Niño 3.4 ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}; 120^{\circ}-170^{\circ}\text{W}$), suavizadas a través de una media móvil de 5 meses y normalizadas finalmente por la desviación estándar del compuesto en el periodo señalado.

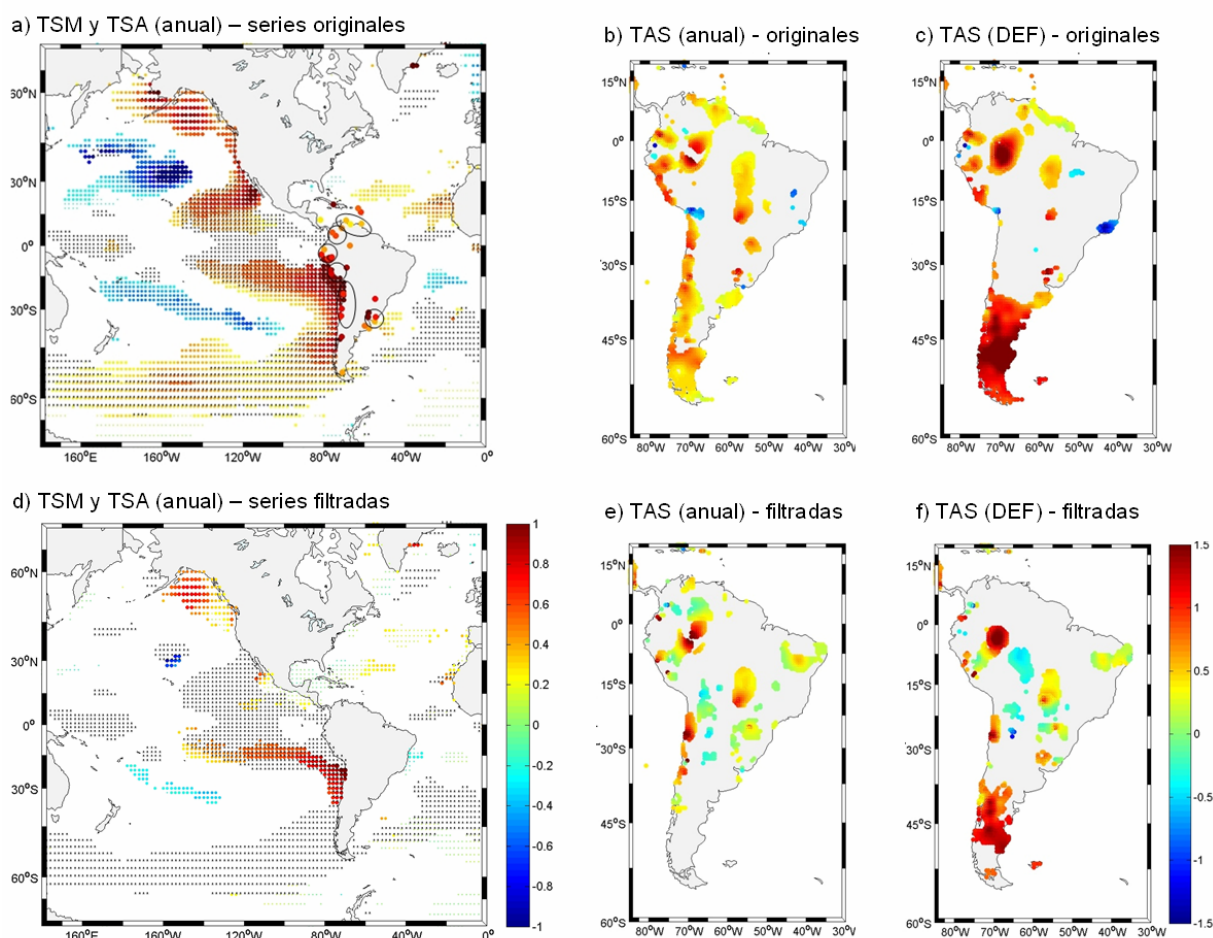


Figura 6.2.3: Saltos de temperatura identificados mediante el test de Rodionov entre 1975 y 1979, expresados como diferencias de TSM y temperatura superficial del aire (T_a) entre los periodos comprendidos 10 años antes y 10 años después de su detección; en las zonas en blanco no se detecta saltos en las series. En ambas figuras, los valores estadísticamente significativos a un nivel de 95% de las diferencias de medias aparecen marcados con un punto negro. Las series de tiempo estudiadas corresponden a (*arriba*): a) anuales de TSM (fuente: ERSSTv2) y T_a (fuente: GHCN), b) anuales de temperatura superficial del aire (fuente: U. de Delaware, datos en grilla) y c) estivales de temperatura superficial del aire (fuente: U. de Delaware, datos en grilla); (*abajo*, d), e) y f): idéntico a lo anterior, pero empleando las series residuales resultantes del filtrado del ciclo ENOS (procedimiento descrito en el texto).

Para ilustrar el efecto que tiene en las series de tiempo el procedimiento de filtrado descrito, se muestra como ejemplo los dos compuestos presentados en la sección 5.1.a de análisis de la TSM, correspondientes al Pacífico Ecuatorial (5°N - 5°S ; 90° - 150°W) y al Pacífico Suroriental (10° - 50°S , 75° - 85°W) (Fig. 6.2.4, arriba y abajo, respectivamente). Comparando a) con c), se aprecia que la variabilidad interanual de esta región está determinada en gran medida por el modo ENOS, pues, al filtrar esta señal, resulta una serie con variabilidad prácticamente nula y

sin tendencia aparente, producto del proceso aplicado. Lo anterior no es sorprendente, pues el índice ENOS utilizado corresponde al de El Niño 3.4, cuya región geográfica es similar a la del compuesto del Pacífico Ecuatorial. Es decir, se está sustrayendo la variabilidad interanual ENOS en una región muy parecida a la utilizada para definir este modo climático. En el caso del Pacífico Suroriental, b) y d), se observa que la serie filtrada presenta variabilidad interanual atenuada y pendiente nula, destacándose como rasgo principal persistente el salto de mediados de los '70s.

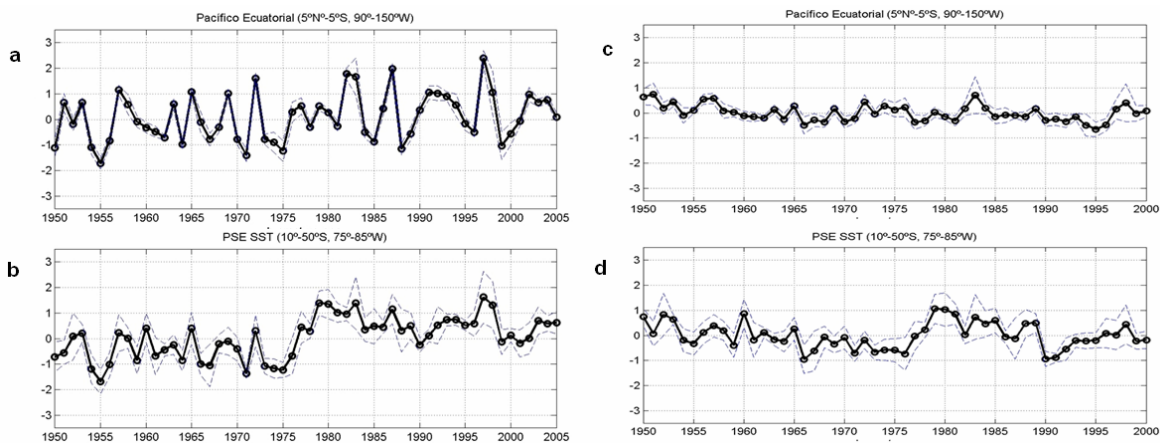


Figura 6.2.4: ejemplo de compuestos de series de TSM originales (izquierda) y series filtradas según el procedimiento descrito en el texto (derecha); a) y c) Pacífico Ecuatorial (5°N-5°S; 90°-150°W), b) y d) Pacífico Suroriental (10°-50°S, 75°-85°W).

El análisis de las series originales (sin filtrar) obtenidas de los productos en grilla (U. de Delaware) es consistente con lo observado en el estudio de registros instrumentales directos (fuente: GHCN, sección 5.1.b): a nivel anual (Fig. 6.2.3, b), el salto climático se detecta principalmente en la costa oeste de Sudamérica, Venezuela y la Cuenca del Plata (regiones en las que se definió los compuestos para esta variable la sección correspondiente). Además, destacan las zonas del Amazonas (centro y oeste) y el extremo sur del continente, donde, a pesar de apreciarse en este conjunto de datos una señal relativamente fuerte, no se cuenta con un respaldo de esta característica en los datos instrumentales originales (GHCN); lo mismo sucede con los saltos asociados a enfriamiento sobre el continente (colores fríos). En las series anuales filtradas (Fig. 6.2.3, e), se pierde la señal del salto en los sectores anteriormente descritos, subsistiendo ésta únicamente en el centro-norte de Chile y el norte de Perú (en torno a 30° y 8°S, respectivamente). Por otro lado, se aprecia que aparecen manifestaciones del salto en lugares donde no se había identificado, como las señales de carácter débil en sectores tropicales y, en particular, en la zona definida como *Gran Chaco*, mencionada anteriormente. De esta manera, se constata que la metodología aplicada a las series es útil para detectar

eventuales manifestaciones del salto, atenuadas por otros factores dominantes, como una tendencia acentuada.

A nivel estival, el análisis de las series originales sobre el continente (Fig. 6.2.3, c), permite constatar que la señal más conspicua del salto se detecta en el cono sur de Sudamérica (al sur de 37°S) y en la costa nororiental (Perú-Ecuador). La región del noroeste amazónico, donde también se aprecia una señal marcada, no cuenta con respaldo de registros instrumentales directos (GHCN). En el caso de las series estivales filtradas (Fig. 6.2.3, f), se nota que el salto persiste en el cono sur (es decir, en sectores subtropicales/extratropicales) y que la señal se pierde en el extremo austral del continente, al sur de 47°S aproximadamente. Se aprecia, como a nivel anual, las señales débiles en sectores tropicales del continente.

Particularmente interesante resulta contrastar el efecto de utilizar series de TSM filtradas respecto a las series originales en el Océano Pacífico (Fig. 6.2.3, d y a, respectivamente). Al aplicar el test de Rodionov a las primeras, se aprecia que las regiones en que se manifiesta el salto se reducen considerablemente en comparación con los resultados de los datos originales. En el Hemisferio Sur, el aumento abrupto de temperatura es confinado al flanco nororiental del Anticiclón del Pacífico Suroriental, y el enfriamiento observado a partir de los datos originales en torno a 30°S, entre 140° y 170°W, limita considerablemente su extensión espacial.

Como se nota en las figuras 5.1.22 y 5.1.28, en el Pacífico Suroriental la PNM disminuye en torno al salto, originando una anomalía de circulación ciclónica centrada en 40°S; 110°W. Este cambio representa un debilitamiento de la intensidad del Anticiclón del Pacífico Suroriental. En efecto, la oposición de fases a nivel interdecadal de un índice de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (OIP) y la intensidad del Anticiclón, evaluada mediante registros de estaciones meteorológicas y de reanálisis, ha sido documentada por Quintana [2004], en particular, las anomalías negativas presentes en el periodo posterior a mediados de los '70s. Consecuentemente, se espera el debilitamiento de la circulación característica asociada al Anticiclón: en particular del viento sur/sureste en su flanco este/noreste, tanto a nivel estival como anual. De esta forma, la corriente fría de Humboldt, característica de la costa occidental de Sudamérica, debe de ser menos intensa tras el salto, lo que implica menor advección fría desde latitudes altas y menor intensidad de la surgencia costera frente a Chile. Esta interpretación es consistente con lo observado en el Hemisferio Norte, donde una característica destacada tras el salto climático corresponde al debilitamiento de la Baja Aleutiana (centrada aproximadamente en 45°N,180°W) [Trenberth, 1990], que intensifica la advección cálida en la

costa oeste de Norteamérica. Esto coincide con el carácter geográfico del salto que persiste en las series filtradas en el Pacífico Noreste.

Por lo tanto, puede proponerse que el salto que persiste en el Pacífico Suroriental, considerando las series filtradas de la señal propia de ENOS, se origina en el debilitamiento del Anticiclón. De esta manera, se establece que este fenómeno es consecuencia, más allá de dicho modo de variabilidad climática, también de otros factores de gran escala.

En el caso de la variabilidad de TSM en el Pacífico Suroriental, específicamente en la costa del Perú y Chile, Montecinos *et al.* [2003b] han mostrado mediante un análisis de funciones ortogonales empíricas que ésta es descrita principalmente por dos modos: ENOS y la variabilidad interdecadal. Mientras la importancia relativa de la primera decrece desde latitudes subtropicales hacia el polo, la variabilidad de carácter interdecadal aumenta desde los subtrópicos hacia latitudes medias.

Así, se puede apreciar que ENOS explica en parte la evidencia del salto climático en temperatura sobre Sudamérica; tal es el caso de las regiones donde no se detecta este evento al filtrar este modo en comparación con los datos originales, en particular la costa noroeste del continente, tanto a nivel anual como estival. Sin embargo, la manifestación persistente del salto en algunas regiones, considerando las series filtradas, sugiere que otros factores, además de este tipo de variabilidad, inciden en la manifestación del salto climático.

Para ilustrar el comentario anterior y enfatizar el acoplamiento entre distintos modos de variabilidad, un buen ejemplo corresponde a la interrelación entre los modos ENOS y PDO: puede sugerirse, por un lado, que la mayor frecuencia de eventos El Niño en el periodo posterior al salto habría generado las condiciones de un “nuevo régimen”; alternativamente, éste puede interpretarse como consecuencia del cambio en las “condiciones de fondo” (correspondientes a un escenario climático en que la variabilidad de baja frecuencia modula las altas), es decir, que el cambio de fase de condiciones predominantes “tipo-La Niña” a “tipo-El Niño” (como es el caso de la transición de la PDO a mediados de los ‘70s) habría dado paso a dicho “nuevo régimen”.

Aunque no se pueda hablar de modos completamente desacoplados en la variabilidad climática, se nota que la señal del salto que persiste en las series sin señal ENOS puede estar asociada, por un lado, a la PDO (considerando que justamente una de sus diferencias con el modo ENOS

es “su manifestación más marcada en sectores extratropicales” [Mantua & Hare, 2001]) y al Modo Anular del Sur/Oscilación Antártica (SAM/AAO), como es descrito en la próxima sección.

6.2.2) Precipitación

A nivel de variabilidad interanual, la relación entre el ciclo ENOS y la precipitación en el continente sudamericano ha sido establecida por varios autores [e.g. Rasmusson & Carpenter, 1982; Ropelewsky & Halpert, 1987]. La primera discusión completa sobre la influencia de la Oscilación del Sur (OS) en el clima de América del Sur se encuentra en Aceituno [1988].

Por otro lado, la variabilidad climática de menor frecuencia (escala interdecadal) puede polarizar el escenario sobre el cual se superpone la variabilidad interanual; tal es el caso de la PDO. En relación a lo anterior, cabe destacar que, a pesar de que los patrones de anomalías compuestas asociadas al índice ENOS normalizado (llamado *Cold Tongue Index*, CTI), presentan gran similitud entre los periodos 1950-78 y 1979-92 [Mitchell & Wallace, 1996; Ruttant, 2004] y son consistentes con “El Niño canónico” [Rasmusson & Carpenter, 1982], se ha establecido que los patrones de precipitación ligados al ciclo ENOS son más conspicuos en la fase cálida de la PDO que en el régimen frío [Andreoli & Kayano, 2005; Kayano *et al.*, 2008].

La relación entre la variabilidad interanual (ENOS) e interdecadal (PDO) de la precipitación en Sudamérica se manifiesta como un refuerzo (debilitamiento) de las anomalías de precipitación cuando ENOS y PDO se encuentran en igual (opuesta) fase. Es decir, la variabilidad de baja frecuencia modula a la de alta frecuencia [Kayano *et al.*, 2008]. En este contexto, la diferencia más notoria en cuanto a correlación entre la TSM del Pacífico ecuatorial (índice EEP, equivalente al índice El Niño-3 [4°N-4°S, 90°-150°W]) y precipitación sobre Sudamérica en torno al salto de 1976/77 se registra en una zona centrada en 10°S y 50°W y en el sur de Brasil y Uruguay, de manera tal que la correlación negativa (positiva) entre ENOS y la precipitación en el noreste (sudeste) de Sudamérica resulta mayor después del salto climático. Por otra parte, la correlación negativa entre EEP y la precipitación en el Noreste de Sudamérica es debilitada (reforzada) en el periodo anterior (posterior) al salto por efectos de la TSM del Atlántico Sur tropical (índice TSA: [6°S-16°S, 6°E-16°W]) [Kayano *et al.*, 2008].

Por otra parte, Haylock *et al.* [2006] han establecido a través de un análisis de correlación canónica entre precipitación continental y TSM que, en el periodo 1960-2000, los dos cambios

de gran escala en el sistema climático que dan cuenta de la variabilidad de la precipitación en Sudamérica corresponden a:

- paso a mayor frecuencia de fases cálidas de ENOS (condiciones tipo El Niño) y
- debilitamiento de la vaguada de presión continental, que provoca un desplazamiento del *storm track* hacia el Sur.

Ambos aspectos concuerdan con lo observado en el presente estudio; en particular el segundo punto es consistente con el establecimiento de la anomalía positiva de PNM en la parte austral del continente (e.g. Fig. 6.1.2, b y d).

6.3) El Modo Anular del Sur u Oscilación Antártica (SAM/AAO)

6.3.1) Temperatura superficial del aire

La oscilación antártica (AAO, en inglés) [Gong & Wang, 1999] ha sido definida como “el principal modo de variabilidad [de alta y baja frecuencia] de la circulación atmosférica de latitudes extratropicales y altas del hemisferio sur (HS)” y “corresponde a la alternación de anomalías zonales de presión –de carácter anular-, de signo opuesto en latitudes medias y en Antártica” [Marshall, 2003]. Este modo atmosférico, denominado también “modo de latitudes altas” y “modo anular del sur” (SAM, en inglés), es de naturaleza barotrópico-equivalente.

El índice definido por Gong & Wang [1999] a partir de las anomalías zonales mensuales de PNM media en 40° y 65°S,

$$AOI = P_{40^{\circ}S}^* - P_{65^{\circ}S}^*,$$

es calculado con datos de reanálisis NCEP-NCAR en el periodo 1957-1999 y muestra una tendencia hacia valores positivos a partir de mediados de los '70s. Es decir, durante las últimas décadas se observa valores de PNM relativamente más bajos en latitudes altas que en latitudes medias y, por consiguiente, “bajas temperaturas en regiones polares, baja altura geopotencial sobre el casco polar e intenso flujo circumpolar en torno a 60°S” [Thompson & Solomon, 2002]. Lo anterior se condice con un desplazamiento del *storm track* hacia el Océano Antártico [e.g. Thompson & Wallace, 2000; Gillett, 2006; Garreaud *et al.*, 2007]. Marshall [2003] critica el uso de esta base de datos que “presenta tendencias negativas espurias en la presión de latitudes

altas del HS” y recalcula este índice, utilizando datos instrumentales situadas aproximadamente en cada una de las bandas (6 estaciones en torno a 40°S y 6 en torno a 65°S), concluyendo que la tendencia positiva del AOI es estadísticamente significativa y que ésta es efectivamente más acusada a partir de mediados de los ‘70s (aunque el cálculo a partir de reanálisis exagera al doble su valor). Agrega, además, que esta tendencia positiva es más pronunciada en la serie estival de SAM. Ambas observaciones –incremento de la pendiente de la tendencia en los ‘70s y que esto sucede especialmente en la estación de verano- concuerdan particularmente bien con lo observado en el presente trabajo: un eventual cambio en la circulación atmosférica del HS durante dicha década, de carácter más conspicuo en las series estivales.

Alternativamente, Thompson & Solomon [2002] utilizan datos de 7 estaciones de radiosondas en Antártica para calcular un índice SAM a partir de promedios de temperatura y altura geopotencial. Ellos constatan que la tendencia positiva de éste es máxima en el verano y otoño australes (diciembre a mayo). Enfatizan que la variabilidad del geopotencial es mayor en latitudes altas, por lo que una disminución de esta variable en Antártica se asocia con una anomalía Oeste del flujo en torno a 60°S, es decir, vientos oestes más intensos en el Mar Océano Antártico. De esta manera, la tendencia positiva observada del SAM corresponde a un aumento en la intensidad del vórtice circumpolar¹⁵. La hipótesis de Thompson & Solomon [2002] para explicar este fenómeno se fundamenta en la disminución del ozono estratosférico y el consecuente enfriamiento de la estratósfera baja, debido a menor actividad fotoquímica, lo que repercutiría en la intensidad del vórtice en altura, propagando su efecto hasta la tropósfera baja y la superficie terrestre. Siguiendo esta propuesta, los autores concluyen que el fenómeno observado tendría un origen de carácter antrópico [Thompson & Solomon, 2002].

Como consecuencia de lo anterior, la regresión de la temperatura superficial del aire sobre un índice SAM estival normalizado (DEF) permite calcular que aproximadamente 0,7°C de la tendencia de 1,4°C entre 1969 y 2000 en la Península Antártica se explicarían por la tendencia del SAM en dicho periodo [Thompson & Solomon, 2002]. Lo anterior podría originarse en el efecto de bloqueo de masas polares frías por el viento oeste, anómalamente intenso y a la advección de temperatura por este flujo desde el Paso de Drake, relativamente más calido [Gillett & Thompson, 2003].

¹⁵ El vórtice polar “es el principal patrón de circulación de latitudes altas en el HS -se extiende desde la superficie hasta la estratósfera-, de carácter relativamente más débil durante el verano austral, debido a la disminución del gradiente meridional de temperatura durante dicha estación” [Thompson & Solomon, 2002].

Por otro lado, Gillett [2006], usando datos de estaciones, constata que la fase positiva del SAM se asocia con condiciones cálidas y secas en regiones del HS. Particularmente en Sudamérica, sobre el sur de Chile y Argentina se espera descenso del aire y anomalías positivas de PNM (lo que podría dar paso a mayor radiación incidente). Respecto a la incidencia del SAM en el aumento de temperatura de Patagonia, al igual que sobre Antártica, la tendencia de ésta entre 1969 y 2000 estaría fuertemente determinada por este modo [Thompson & Solomon, 2002]. Esta relación entre el índice SAM y la temperatura superficial en el extremo austral de Sudamérica ha sido notada también en otros estudios; por ejemplo, Garreaud *et al.* [2008] presentan un mapa de correlación anual entre el índice AAOI, sin tendencia, y la temperatura superficial, donde se aprecia valores altos al sur de 40°S (de manera tal que el aumento del primero se vincula con calentamiento en esta zona, Fig. 6.2.1). Este efecto en la temperatura superficial es más marcado en el verano austral [Garreaud *et al.*, 2008], y sus causas han sido sugeridas por trabajos anteriores como una combinación de refuerzos de advección térmica horizontal, subsidencia y radiación solar [Gupta & England, 2006] (ver secciones siguientes del presente trabajo).

6.3.2) Precipitación

Los efectos de la tendencia hacia valores positivos del AAOI sobre la precipitación en Sudamérica consisten principalmente en disminución de esta variable al sur de 30°S (Fig. 6.2.1), como consecuencia de la menor intensidad del flujo zonal –desplazamiento hacia el sur del *storm track*–, que se manifiesta en menor actividad frontal y menor precipitación orográfica sobre el continente [Garreaud, 2007; Garreaud *et al.*, 2008]. En el sureste del continente, la correlación negativa es particularmente intensa en primavera, lo que se vincula con debilitamiento en la convergencia de humedad; esto se interpreta como modulación de la señal ENOS por el SAM [e.g. Garreaud *et al.*, 2008].

7) Diagnósticos regionales

7.1) Zonas de análisis

De acuerdo a los resultados obtenidos del procesamiento de las variables consideradas en el presente trabajo, se ha seleccionado para cada una de ellas las áreas que presentan señales destacadas en las series anuales o estivales (DEF), en el contexto del estudio del salto climático de mediados de los '70s, con el fin de examinar en mayor detalle algunos aspectos climatológicos relevantes. Las zonas de estudio elegidas para los diagnósticos regionales son, según variable:

- temperatura superficial del aire: Patagonia (series estivales) y Norte de Chile-Sur del Perú (series anuales); ambas regiones presentan un periodo relativamente más cálido después del salto;
- precipitación (series estivales): región centro-oeste de Argentina y este de Brasil; el periodo posterior al salto es relativamente más húmedo en la primera y al sur de la segunda, lo que contrasta con la zona norte del este de Brasil, comparativamente más seca que en el periodo anterior al evento;
- PNM: La Serena (Chile) / Paso de Los Toros (Uruguay) (series anuales) y Noreste argentino (series estivales); en las primeras se aprecia un descenso sincrónico de la PNM (tratado en el Anexo II); en la segunda zona, el salto climático se manifiesta mediante el establecimiento de una clara anomalía de circulación anticiclónica.

En las secciones siguientes se estudia los principales factores que determinan los resultados seleccionados. Con este fin, se presenta por un lado algunos aspectos que han sido tratados en la literatura y que han sido seleccionados por su pertinencia en el contexto de este trabajo y, por otro lado, análisis particulares de este estudio. Por razones prácticas, la base de datos de reanálisis empleada en lo sucesivo corresponderá únicamente a la de NNR. Uno de los motivos para seleccionarla consiste en que ésta es la fuente de datos de varios de los artículos consultados; de esta forma, se facilita la comparación entre los resultados.

7.2) Temperatura superficial del aire (1000 hPa)

7.2.a) Patagonia

7.2.a.1) Advección de temperatura: el efecto de los oestes

El clima de la Patagonia argentina, ubicada al este de los Andes, entre 30° y 55°S, está fuertemente determinado por la acción de los vientos oestes y la actividad frontal de latitudes medias [Prohaska, 1976; Castañeda & González, 2008]. Los oestes conforman un cinturón de circulación zonal simétrico en el hemisferio sur, como consecuencia de la ausencia de grandes masas continentales al sur de 35°S y presentan un ciclo anual no muy marcado que, en el caso del extremo austral de Sudamérica, alcanza valores máximos durante el verano austral, entre 45° y 55°S [Garreaud *et al.*, 2008]. En la Patagonia, la magnitud del promedio anual del viento superficial al sur de 45°S, predominantemente Oeste, varía entre 7 y 10 m/s, con excepción de algunos lugares [Barros & Scasso, 1994].

Estudios anteriores han determinado la relación entre valores negativos del índice de la Oscilación del Sur (eventos cálidos) y la intensificación de la baja térmica del noroeste argentino (NWL, en inglés), acompañadas de anomalías negativas de presión que disminuyen hacia el sur [Barros & Scasso, 1994]. Este fenómeno reduce el gradiente meridional de presión sobre Argentina, en particular al sur de 45°S y, por lo tanto, provoca la disminución de la magnitud de los oestes. Aunque tal no es el caso observado en este trabajo, desde otra perspectiva, una anomalía positiva en el extremo austral del continente sudamericano (como la que se advierte en la diferencia de PNM anual y estival en torno al salto, figura 6.1.2) tendría el mismo efecto de disminución del gradiente meridional de presión. Lo anterior se puede caracterizar como un desplazamiento de los oestes hacia el sur de la Patagonia, que resulta consistente con lo observado en el presente trabajo (ver, por ejemplo, Fig. 7.2.1, a) y con el efecto de desplazamiento al sur del *storm track* descrito en estudios previos [e.g. Garreaud & Aceituno, 2007].

Respecto a la relación entre saltos climáticos y la magnitud de los oestes en Sudamérica, Vargas *et al.* [1995], definiendo un “índice de los oestes” (WI, “representativo de la circulación del HS”) como la diferencia de presión entre las estaciones de Punta Galera (40°01’S; 73°44’W) y Punta Arenas (53°10’S; 58°20’W) y empleando un test estadístico [Yamamoto *et al.*, 1986], identifican saltos significativos en 1974 para la serie de enero de WI y en 1939, 1944, 1967 y

1977 en la serie de julio de WI, dando cuenta de un cambio notorio del gradiente de presión y de la magnitud de los oestes, en particular sobre Patagonia.

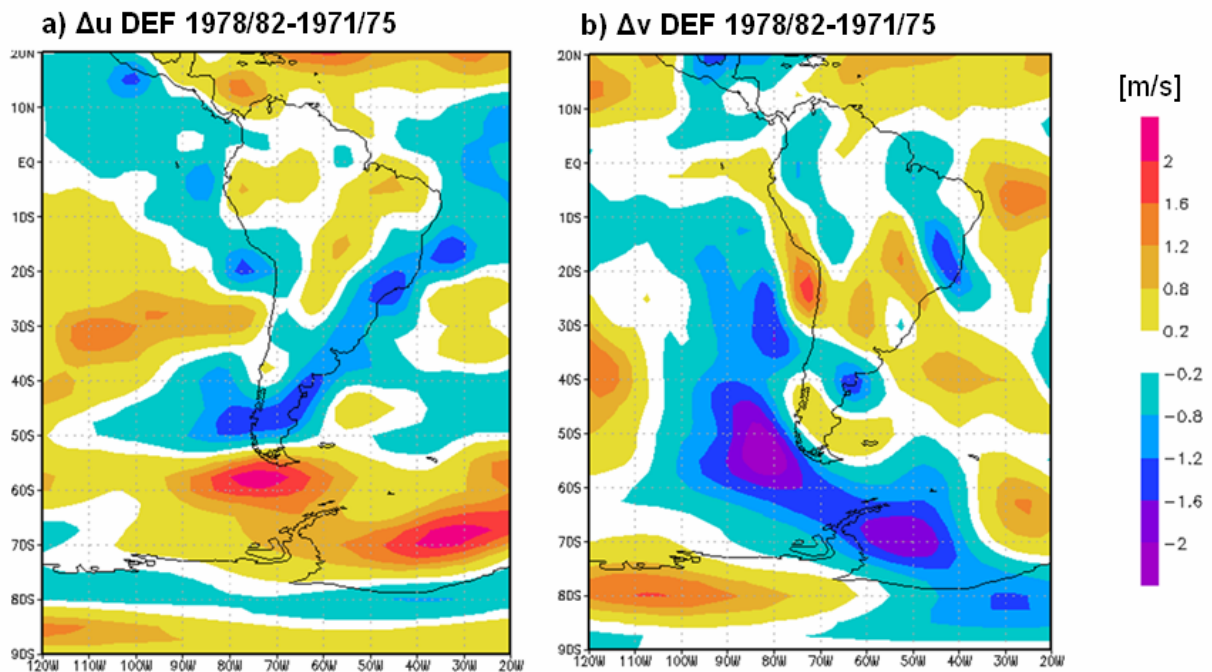


Figura 7.2.1: Diferencias de promedios estivales [m/s] de a) viento zonal (Δu) y b) viento meridional (Δv) a 1000 hPa [DEF 1978/79-1981/82] – [DEF 1971/72-1974/75]. Fuente: NNR.

En el presente trabajo, se presenta los campos promedio de verano de temperatura del aire y circulación a 1000 hPa sobre Sudamérica en los periodos DEF 1971/72-1974/75 y DEF 1978/79-1981/82, como también la diferencia entre ambos (Fig. 7.2.2, a, b y c, respectivamente). Al sur de 40°S, se observa el flujo predominante de los oestes, que atraviesan el continente tras su paso por el Océano Pacífico. En cuanto al campo térmico, se aprecia el gradiente latitudinal de temperatura que se manifiesta en isotermas casi paralelas sobre los océanos, pero con una considerable deflexión sobre el continente, producto del contraste entre las diferentes capacidades calóricas (o inercias térmicas). Particularmente en verano, se observa una vaguada térmica sobre la parte sur de Sudamérica, producto de un calentamiento más intenso sobre el continente que sobre los océanos adyacentes. De esta manera, la intercepción de las isotermas oblicuas por los oestes al sur de 40°S resulta en advección horizontal marcadamente fría sobre la Patagonia, a sotavento de los Andes, relativamente bajos en esta zona (<2000 m).

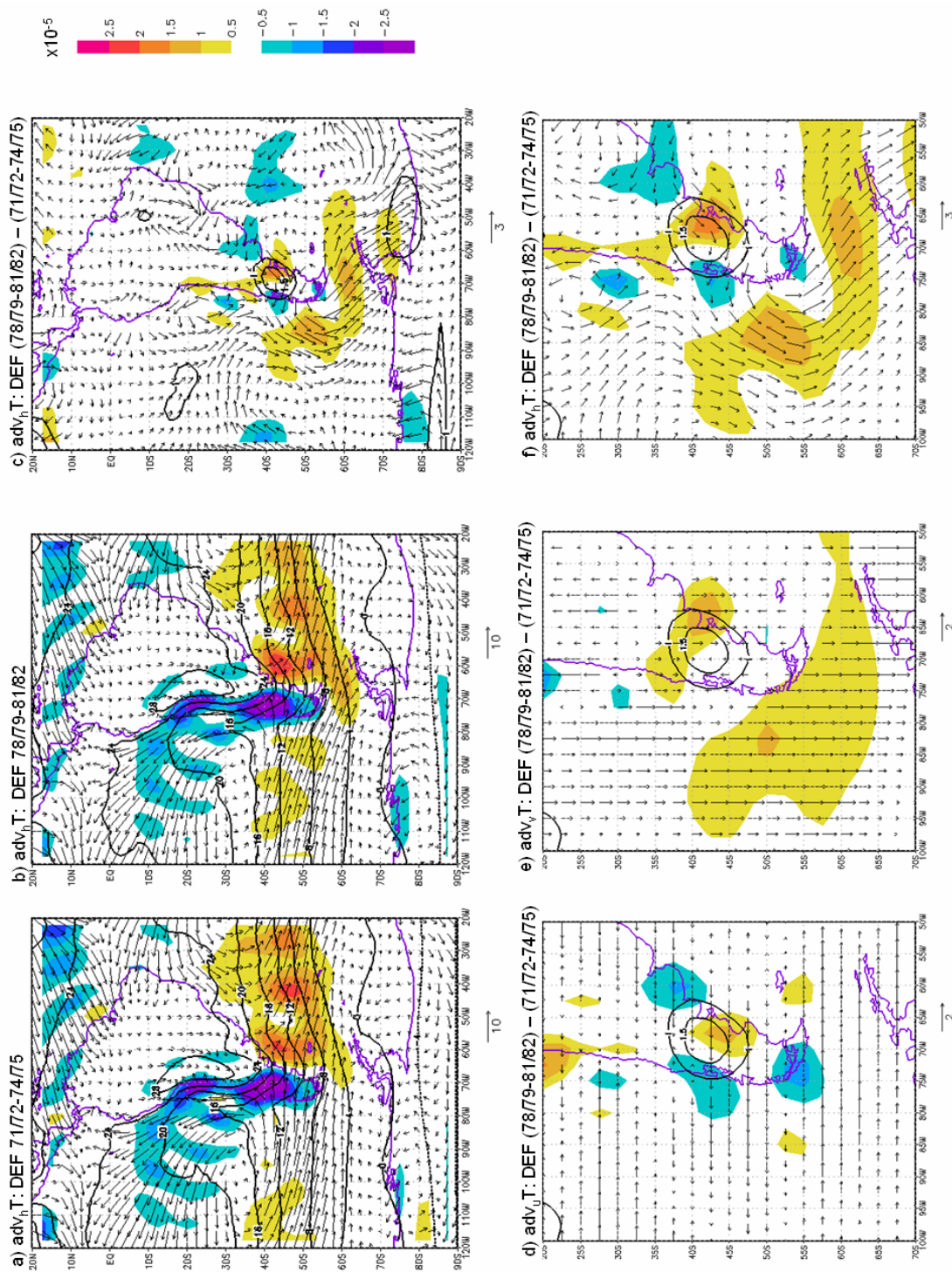


Figura 7.2.2: Campos de advección horizontal de temperatura por el flujo medio (promedios mensuales) a 1000 hPa [10^{-5} K/s]: a) promedio estival 1971/72-1974/75, b) promedio estival 1978/79-1981/82, c) diferencia de promedios estivales b-a, d) componente zonal de c, e) componente meridional de c, f) zoom de c. Isotermas cada 4°C en (a) y (b); cada 0,5°C en (c); vector de referencia de la magnitud del viento bajo cada gráfico. Fuente: NNR.

Respecto al patrón de advección térmica descrito, los rasgos que distinguen principalmente los periodos previo y posterior al salto climático corresponden a la intensificación de la vaguada térmica cálida hacia el sur (lo que se identifica en la Fig. 7.2.2, c, entre 40° y 50°S como un máximo de calentamiento, sobre 1,5°C), junto al desplazamiento de la máxima intensidad de los oestes hacia el sur, consistente con la anomalía de circulación anticiclónica en el extremo austral del continente. Ambos fenómenos, que ocurren de manera simultánea, se interpretan como una disminución de la advección fría predominante en esta región, es decir, un calentamiento neto. La eventual relación entre el calentamiento observado y la disminución de advección horizontal fría por los oestes es sugerida en la Fig. 7.2.2, f, donde el máximo calentamiento coincide con la mayor diferencia de advección térmica.

Si bien la circulación zonal disminuye su magnitud notablemente (en más de 1,2 m/s) en el periodo posterior al salto entre 40° y 50°S, es preciso notar que la componente meridional del viento también muestra un debilitamiento, especialmente marcado en la costa este de Patagonia en 40°S; 60°W (Fig. 7.2.1). La división de la diferencia de advección térmica horizontal en torno al salto en sus componentes zonal y meridional (Fig. 7.2.2, d y f), permite notar que ambas contribuyen al calentamiento detectado en Patagonia de manera comparable (magnitud de la diferencia entre $0,5 \cdot 10^{-5}$ y $1,5 \cdot 10^{-5}$ K/s).

Para analizar cuantitativamente en qué medida contribuye la advección de temperatura al calentamiento estival (DEF) observado en Patagonia, exploramos la ecuación termodinámica:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla_p T + S_p \omega + \frac{J}{c_p} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} + S_p \omega + \frac{J}{c_p}$$

En ella, reconocemos los siguientes términos:

- $\frac{\partial T}{\partial t}$: variación local de temperatura en el tiempo
- $-\vec{V} \cdot \nabla_p T = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y}$: advección de temperatura en un campo isobárico por las componentes zonal y meridional del viento
- $S_p \omega$: advección vertical de temperatura y calentamiento adiabático

- $S_p = -\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} = 2,2 * 10^{-4} \frac{K}{Pa}$: parámetro de estabilidad estática¹⁶;
- $\frac{J}{c_p}$: calentamiento diabático y calor de ascenso adiabático húmedo (liberación de calor latente)

Para evaluar la ecuación termodinámica en Patagonia, se ha escogido un punto de grilla del reanálisis NNR, representativo de la zona de máximo calentamiento estival en forma de salto climático, ubicado en 42,5°S; 67,5°W.

Las series de tiempo de los valores medios mensuales de diciembre de los distintos términos de la ecuación termodinámica entre 1961 y 1990 (Fig. 7.2.3, a), muestran que la variación de temperatura durante ese mes¹⁷ (línea negra) aumenta de valores cercanos a 1°C a aproximadamente 2°C en torno al salto, datado en este caso en 1977/78, lo que concuerda con lo observado en los registros instrumentales de temperatura superficial del aire. Es decir, después del salto, la diferencia de temperatura entre noviembre y enero es mayor. La advección horizontal de temperatura (línea verde), aunque siempre es negativa (advección fría), disminuye su magnitud después del salto -tal como se observó en la figura 7.2.2-, generando menor enfriamiento en la Patagonia (que equivale a calentamiento neto). Por otro lado, el término vertical (línea amarilla, correspondiente a advección de temperatura y calentamiento adiabático), de valores siempre positivos, muestra una menor magnitud después del salto, lo que se interpreta como menor calentamiento por compresión adiabática, consecuencia del debilitamiento de la subsidencia en este lugar (no mostrado). Finalmente, la suma de los términos advectivos horizontales y vertical (línea roja), sigue principalmente la forma de la advección horizontal de temperatura y, por lo tanto, la interpretación de ésta prevalece: después del salto climático la menor advección total fría se entiende como un calentamiento neto del aire superficial en la Patagonia.

Sin embargo, aunque *grosso modo* las curvas muestran diferencias consistentes antes y después del salto, cabe destacar que la relación entre los términos advectivos de temperatura y la variación local de ésta no es directa: se aprecia variabilidad interanual algo distinta y, lo que es más relevante: la variación local de la temperatura debe ser amplificada en un orden de

¹⁶ El valor de $2,2 * 10^{-4}$ K/Pa para el parámetro de estabilidad estática corresponde al promedio climatológico (1961-90) de diciembre entre 1000 y 925 hPa en el punto de grilla considerado (42,5°S;67,5°W).

¹⁷ Calculada como la diferencia entre los valores de enero y noviembre, dividida en $30 * 24 * 3600$ s/mes –un mes, expresado en segundos-, para uniformar las unidades.

magnitud más que los otros términos para ser comparables en el gráfico (factor 10^6 en comparación con 10^5).

Según lo anterior, vale hacer al menos las siguientes observaciones respecto a la ecuación termodinámica:

- 1) la advección de temperatura no es el único factor que incide en el mayor calentamiento durante diciembre en el punto seleccionado después del salto y se debe considerar el término asociado al calentamiento diabático y la liberación de calor latente;
- 2) debe tenerse en cuenta además que el análisis realizado considera solamente los valores medios mensuales y no los términos de escalas temporales menores, que pueden jugar un rol importante en el balance energético.

A pesar de lo anterior, es interesante destacar la consistencia del cambio en torno al salto, observable en las series de tiempo de distintas variables. En la figura 7.2.3, b, se aprecia la serie de temperatura promedio estival en el punto seleccionado (línea roja), en la que se reproduce a grandes rasgos el salto detectado en los registros instrumentales (GHCN, Fig. 5.1.14). El cambio en la advección horizontal de temperatura también es evidente en torno al salto (línea negra; notar que la serie ha sido amplificada en un factor 10^5 y desplazada en el eje de las ordenadas en una constante para efectos de comparación gráfica). Por otro lado, la serie de tiempo de la intensidad estival promedio del viento (línea azul, también desplazada en el gráfico) confirma que ésta disminuye en el salto climático. De esta forma, aunque no se ha comprobado causalidad, se aprecia que las altas temperaturas, la menor advección fría y la intensidad del viento zonal presentan una variación consistente en torno al salto (y que esta relación no consiste solamente en una disminución de la advección fría por la anomalía térmica observada en Patagonia).

Con el objeto de reforzar la idea anterior, se presenta gráficos de dispersión entre la advección horizontal promedio de temperatura y la temperatura promedio del aire y entre esta última y la magnitud del viento zonal promedio, para el periodo de verano (DEF) entre los años 1961 y 1990 (Fig. 7.2.3, c y d, respectivamente). Lo que se observa en el primero es que los años previos al salto (en azul, DEF 1961/62-1974/75) corresponden a años relativamente fríos, asociados a advecciones frías comparativamente intensas, mientras que los años posteriores (en rojo, DEF 1978/79-1989/90) son relativamente cálidos y de advección fría de menor magnitud que en el periodo anterior. Tal relación es respaldada por el valor del coeficiente de

correlación lineal entre ambas variables, 0,6. Además, el salto climático queda representado por la distancia entre la ubicación de los años 1975/76 (cuadrado azul vacío) y 1977/78 (triángulo rojo vacío). El diagrama de dispersión entre el viento zonal (notar el signo invertido) y la temperatura del aire refuerza lo anterior: estas variables guardan una relación inversa (de correlación -0,56), pues a mayor intensidad del viento zonal se observan menores temperaturas del aire. La separación entre los periodos previo y posterior al salto queda bien representada en este gráfico.

Por último, una representación gráfica de la advección de temperatura corrobora de una forma alternativa el cambio de circulación asociado al salto climático al que se ha hecho referencia; en la figura 7.2.4 se aprecia la intensidad de cada uno de sus componentes entre 1000 y 900 hPa, durante el periodo 1970-1982. Las características principales son:

- a) *advección meridional de temperatura*: valores negativos en verano, que disminuyen su extensión temporal dentro del ciclo anual después del verano austral 1977/78;
- b) *advección zonal de temperatura*: valores negativos durante todo el año, de mayor magnitud en verano como consecuencia del contraste térmico más acusado entre el continente y el océano y del máximo de intensidad del flujo zonal durante esta época del año [Garreaud *et al.*, 2008]; la intensidad de la advección fría disminuye apreciablemente en los veranos después de 1977/78;
- c) *advección vertical de temperatura y calentamiento adiabático*: de menor magnitud que los dos términos anteriores y negativa durante el periodo estival, aumenta después del salto, lo que corresponde en términos efectivos a enfriamiento en la ecuación termodinámica,
- d) *advección horizontal de temperatura (zonal + meridional)*: resume lo expuesto en a) y b) y reafirma el contraste en torno al salto, en particular durante los periodos de verano.

42,5°S / 67,5°W

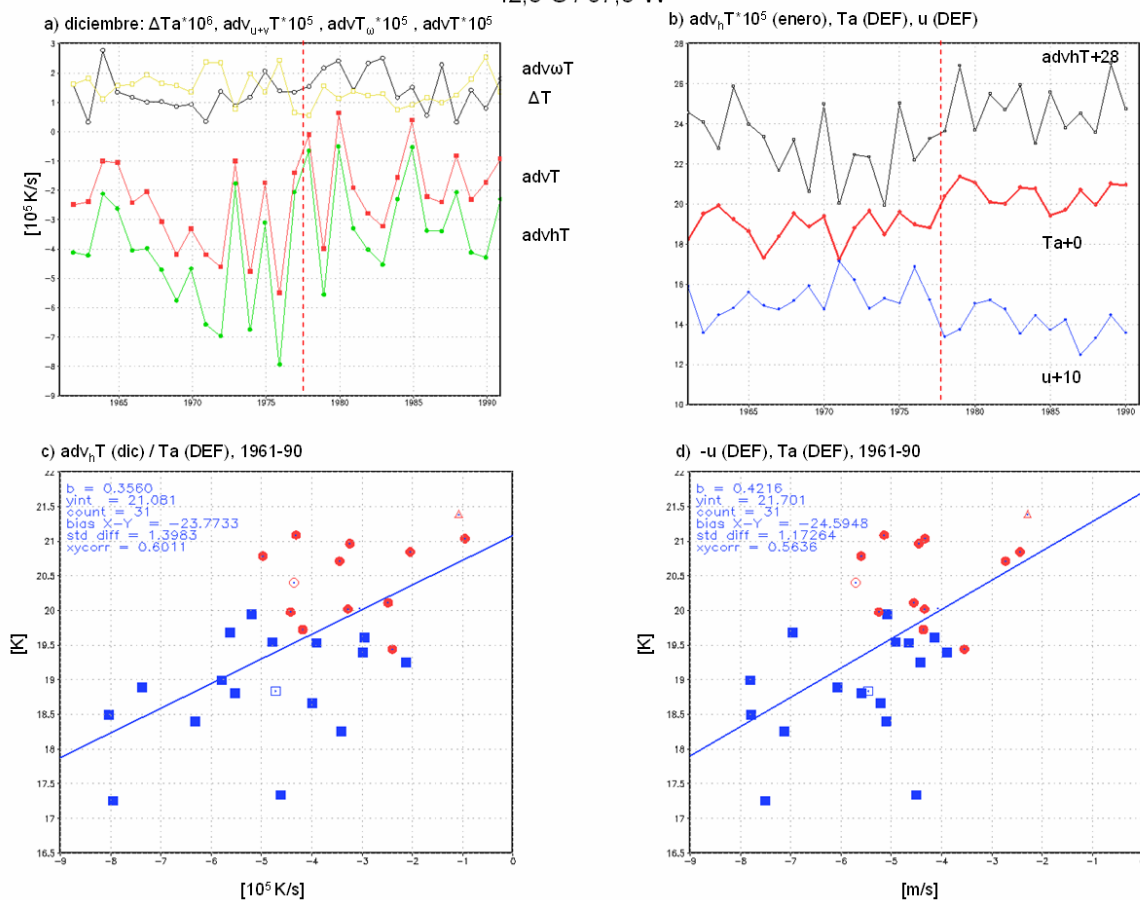


Figura 7.2.3: a) series de tiempo de diciembre: aumento de la temperatura del aire en diciembre (enero-noviembre, línea negra) [10^{-6} K/s] (notar el orden de magnitud distinto), advección horizontal de temperatura (línea verde) [10^{-5} K/s], advección vertical de temperatura + calentamiento adiabático (línea amarilla) [10^{-5} K/s] y advección total de temperatura (línea roja) [10^{-5} K/s]; b) series estivales (DEF) de temperatura del aire (línea roja) [°C], advección horizontal de temperatura (línea negra) [10^{-5} K/s] y magnitud del viento zonal (línea azul) [m/s], se indica el desplazamiento en el eje de las ordenadas y la fecha estimada del salto climático en la Patagonia, 1977/78 (línea roja punteada); gráficos de dispersión entre c) la advección horizontal de temperatura en diciembre (ordenadas) y la temperatura estival media del aire (abscisas); d) magnitud del viento zonal estival (signo invertido, ordenadas) y la temperatura estival media del aire (abscisas); periodos 1961/62-1974/75 (cuadrados azules llenos), 1975/76 (cuadrado azul vacío), 1976/77 (círculo rojo vacío), 1977/78 (triángulo vacío rojo), 1978/79-1989/90 (círculos rojos llenos). Todos los gráficos representan valores en el punto de grilla $-42,5^{\circ}$; $-67,5^{\circ}$ a 1000 hPa. Fuente: NNR

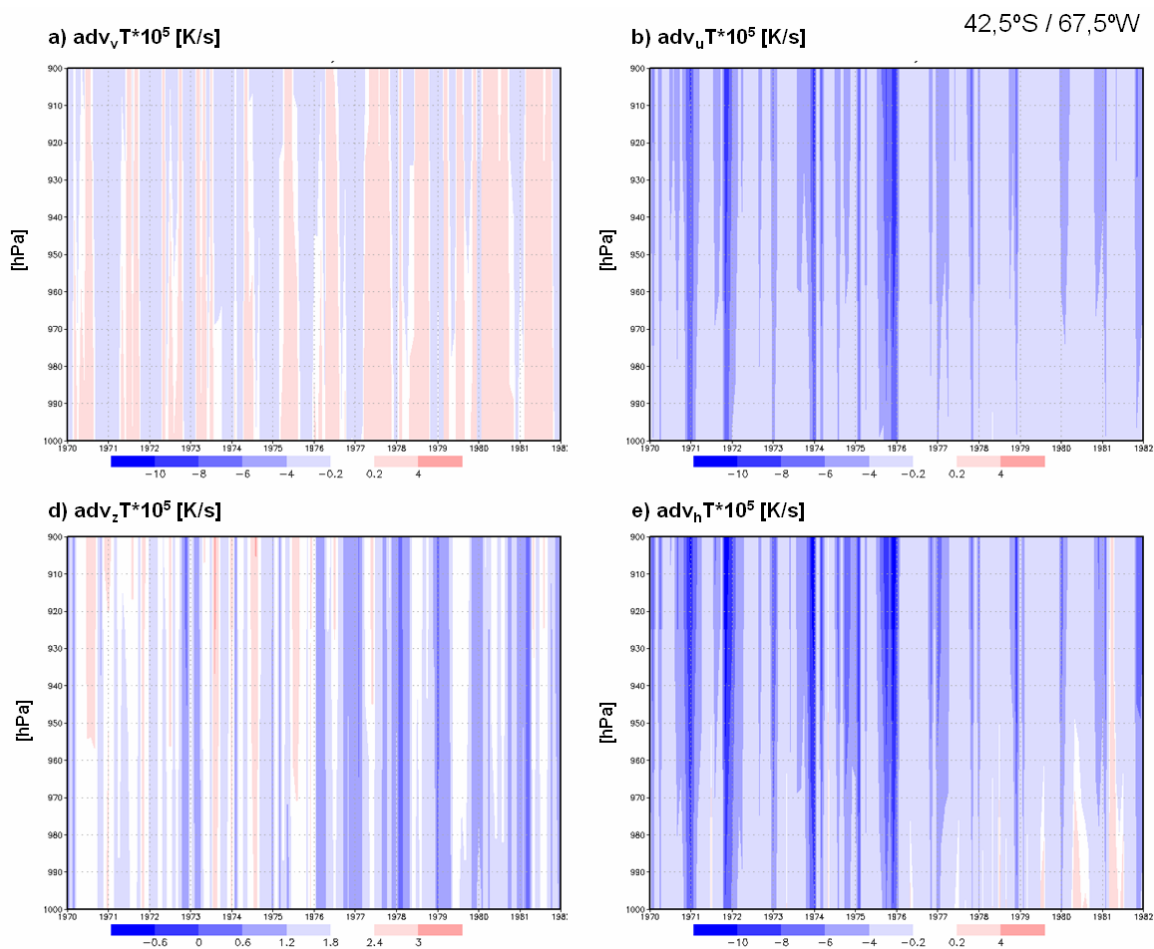


Figura 7.2.4: a) advección meridional de temperatura [10^{-5} K/s], b) advección zonal de temperatura [10^{-5} K/s], c) advección vertical de temperatura + calentamiento adiabático [10^{-5} K/s] (notar la escala diferente) y d) suma de a, b y c. Todos los gráficos representan valores en el punto de grilla $-42,5^{\circ}$; $-67,5^{\circ}$ entre 1000 y 900 hPa. Fuente: NNR.

7.2.a.2) Nubosidad

Uno de los factores sugeridos como eventuales causas del aumento de temperatura registrado en Patagonia a mediados de los '70s, particularmente en el periodo estival, dice relación con mayor insolación como consecuencia de una menor cobertura nubosa sobre la región, es decir, aumento de calentamiento diabático por radiación solar [Gillett *et al.*, 2006].

La nubosidad en Patagonia durante el verano austral tiene relación con los siguientes factores: el incremento en la parte sur de la región es consecuencia del aumento de intensidad de los

oestes, mientras que la disminución de ésta en la parte norte se debe al desplazamiento hacia al sur del anticiclón subtropical [Prohaska, 1976]. Por lo tanto, una disminución de la magnitud de los oestes durante el periodo estival, como la descrita en este trabajo, podría asociarse a una disminución de nubosidad después del salto climático en estudio en la región sur de Patagonia.

Entre los problemas detectados para determinar las variaciones de carácter multidecadal de nubosidad y radiación, Norris & Slingo [2009] mencionan “la falta de mediciones cuantitativas desde la superficie terrestre, la limitada extensión temporal de registros satelitales y la incapacidad de determinar correctamente las propiedades de nubes y aerosoles a partir de dichos datos, las inhomogeneidades presentes en ellos y precisión insuficiente para medir pequeños cambios en nubosidad y radiación, que -sin embargo- pueden tener efectos importantes en el clima terrestre.” A pesar de la falta de información idónea para esta variable, es posible estimar una tendencia negativa de la cobertura nubosa sobre Sudamérica en décadas recientes. Por un lado, a partir de los datos proporcionados por el ISCCP (*Internacional Satellite Cloud Climatology Project* [Rossow & Schiffer, 1999; Norris & Slingo, 2009]), se obtiene una tendencia de -3%/década de la cobertura nubosa total en Patagonia (en torno a 45°S), correlacionada con la serie de tiempo global que muestra también una tendencia negativa entre 1984 y 2005 [Norris & Slingo, 2009]. Por otro lado, Warren *et al.* [2007], en un análisis de datos de nubosidad de estaciones de todo el mundo en el periodo 1971-96, calculan tendencias negativas para todos los tipos de nubes en la costa oeste de Sudamérica (excluyendo As y Cu, tendencia de cobertura nubosa de -1,6%/década) y en la costa este e interior del continente (con excepción de Cu, tendencia total de -2,2%/década). Respecto a la correlación lineal con el índice ENOS, la cobertura nubosa continental total presenta valores de 0,4 a 0,6 entre 30° y 40°S sobre Argentina durante el verano austral (DEF; hacia el sur los valores son inferiores a 0,2) en una grilla de 5°x5°, lo que corresponde a una cielos más despejados durante fases negativas del ciclo (eventos cálidos). Según lo anterior, se podría esperar que, durante la fase positiva de la PDO (e.g. después del salto climático de mediados de los ‘70s, estado atmosférico de fondo tipo El Niño) la cobertura nubosa estival se redujera en dicha región. Además, el mismo trabajo muestra que en el continente sudamericano, en particular al sur de 30°S, la temperatura superficial promedio durante los meses de enero del periodo considerado (1971-96) se correlaciona negativamente (coeficientes entre -0,2 y -0,4) con la cobertura nubosa diurna. Lo anterior corrobora la relación esperada entre temperatura y nubosidad en esta época del año, es decir, calentamiento debido al aumento de la radiación solar incidente. La relación contraria se establece en el invierno austral (mes de julio), cuando la nubosidad se

correlaciona positivamente con la temperatura superficial, presumiblemente por calentamiento causado por el aumento de la radiación de onda larga devuelta a la superficie.

Por otro lado, Gupta & England [2006], en un análisis de datos ECMWF sobre los efectos del SAM en el HS, establecen una disminución de la nubosidad asociada a la tendencia positiva observada en décadas recientes en el índice de este modo [Marshall, 2003].

Sin embargo, debe considerarse que las correlaciones entre nubosidad y temperatura superficial pueden deberse a un control sinóptico compartido por ambas variables [Warren *et al.*, 2007]. Un ejemplo de lo anterior aplicable a Patagonia durante el verano austral, mencionado al comienzo de esta sección, correspondería a la disminución de advección fría producida por la menor magnitud de los oestes (que equivale a un calentamiento neto) y la consiguiente disminución de advección de humedad desde el Pacífico en la región, lo que se traduciría en una reducción de la nubosidad total.

7.2.a.3) Flujos radiativos en superficie y calor latente en la columna

De acuerdo a lo observado en el análisis de la ecuación termodinámica, es pertinente inspeccionar otros factores que pueden tener incidencia en el aumento de temperatura estival sobre Patagonia después del salto climático. El balance de energía superficial entrega información sobre la forma en que la energía disponible en la superficie terrestre es repartida entre el subsuelo y la atmósfera. Por lo tanto, resulta de particular relevancia para el estudio de la temperatura superficial del aire conocer los valores relativos de los flujos de energía antes y después del salto climático en estudio. En esta sección se emplea los datos de flujos de energía superficial del conjunto de datos de reanálisis NNR.

Los campos de diferencia de flujos superficiales estivales (DEF) [1978/79-1989/90] - [1961/62-1972/73] (Fig. 7.2.5) revelan un aumento de la radiación de onda corta incidente al sur de 35°S, que supera los 10 Wm⁻² en algunas regiones y puede explicarse en parte por lo discutido en la sección anterior respecto a la disminución de la cobertura nubosa. El contraste más marcado entre ambos periodos en el cono sur del continente corresponde a aumento del flujo de calor sensible al sureste de 30°S, a lo largo de toda la costa atlántica, de magnitud y patrón geográfico similar al de la disminución del flujo de calor latente. Por lo tanto, a partir de esta primera aproximación, puede establecerse que en la región ocurrió un incremento del flujo de

calor sensible, producto de la mayor radiación solar incidente (onda corta), asociado a un menor flujo de calor latente.

En el caso de Patagonia, para comparar los flujos superficiales, se ha tomado el promedio espacial de 6 puntos de grilla de los reanálisis NNR, ubicados en el área definida por 40°-45°S; 67,5°-70°W. Las series de tiempo de cada uno de los flujos involucrados en el balance de energía superficial se presentan en la figura 7.2.6, a3 y los valores promedio de éstos en cada periodo, junto a sus diferencias, se presentan en la tabla 7.1. En ésta se puede confirmar lo comentado: en superficie, al aumentar la radiación de onda corta neta (+4 Wm⁻², signo invertido), aumenta también el flujo de calor sensible (+3,4 Wm⁻²) y, en menor medida, la radiación de onda larga neta (+0,5 Wm⁻²), mientras que disminuye el flujo de calor latente (-0,8 Wm⁻²) y el flujo de calor al subsuelo (-0,3 Wm⁻²). Por otro lado, la comparación de los ciclos anuales de radiación de onda corta neta, antes y después del salto, sobre la zona elegida en Patagonia (Fig. 7.2.6, c3) destaca que la única diferencia apreciable es un aumento en el segundo periodo durante el verano austral.

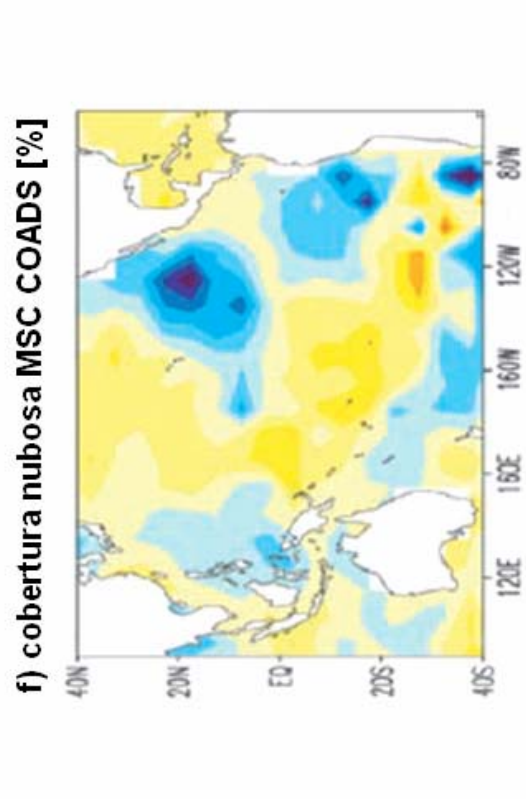
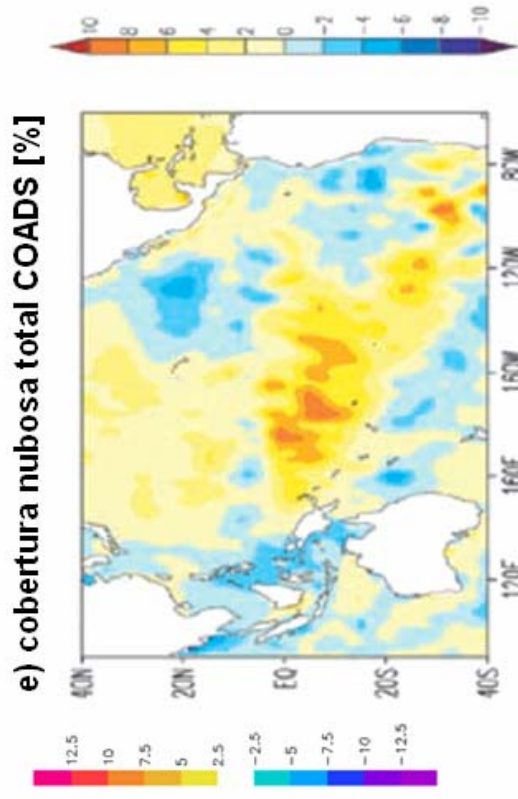
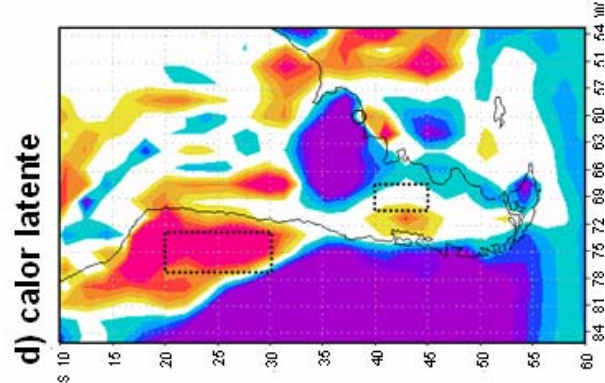
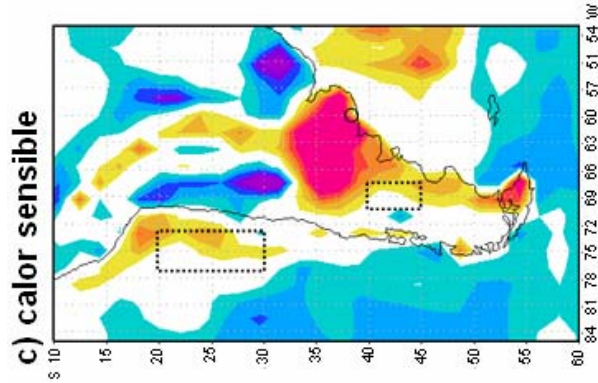
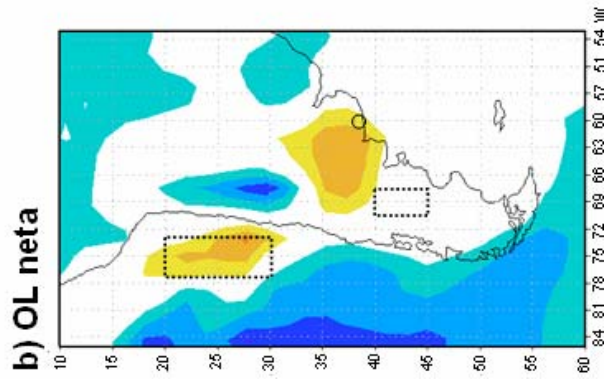
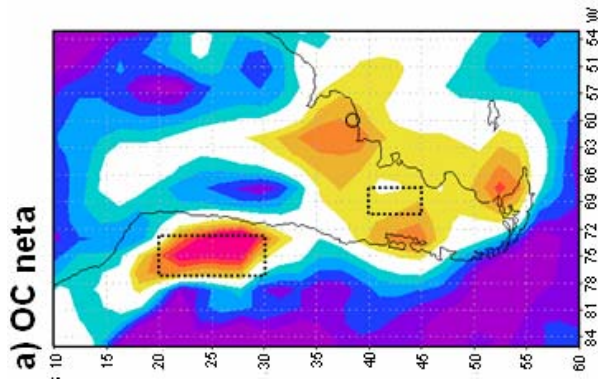
Lo anterior es consistente con el hecho de que, después del salto climático, se esperaría un déficit de humedad superficial en comparación con el periodo previo, debido a la menor precipitación registrada al sur de 40°S en época estival (e.g. Fig. 5.1.18). Esto puede apreciarse también en la tasa de precipitación en superficie (NNR), que presenta una disminución apreciable a fines de los '70s (Fig. 7.2.6, b3). Este factor no contribuye al aumento de temperatura en la Patagonia, pues el calor latente liberado en la columna disminuye en concordancia con la menor precipitación registrada, lo que significa un enfriamiento neto asociado a esta variable en torno al salto.

De manera complementaria, se ha escogido un punto en el Noreste de Argentina ubicado en 37,5°S; 60°W (Cuenca del Plata), por ser ésta la región donde se observa los cambios de mayor amplitud de los flujos superficiales de energía en torno al salto. En esta zona, es más claro el aumento de radiación de onda corta neta en superficie después del salto al examinar las series de tiempo que en las otras regiones seleccionadas (Fig. 7.2.6, a2), donde se observa la estrecha relación directa (inversa) entre ésta y el flujo de calor sensible (latente). Esta observación resulta más explícita al revisar los valores promedio de los flujos (tabla 7.1) y se mantiene lo ya comentado: la mayor radiación solar neta después del salto (+7,5 Wm⁻²) va acompañada de un incremento del flujo del calor sensible (+18,8 Wm⁻²) y una disminución del flujo de calor latente (-16,4 Wm⁻²). La radiación de onda larga neta, aunque en menor magnitud,

también aumenta (+4,5 Wm⁻²). Por último, cabe destacar que la tasa de precipitación en este punto disminuye considerablemente en 1977/78 y con ella, el calor latente liberado en la columna (-34,1 Wm⁻²).

En esta región, si bien el aumento en superficie de radiación solar neta se aprecia durante todo el año al examinar los ciclos anuales previo y posterior al salto (Fig. 7.2.6, c2), la diferencia es más destacada durante los meses correspondientes al verano austral (DEF).

Figura 7.2.5 (página siguiente): Campos de diferencia de flujos superficiales estivales (DEF) [1978/79-1989/90] - [1961/62-1972/73], valores positivos hacia arriba [Wm⁻²]: a) onda corta neta (signo invertido), b) onda larga neta, c) flujo turbulento de calor sensible, d) flujo turbulento de calor latente. Se indica las zonas seleccionadas de la Fig. 7.2.6 y la tabla 7.1. Fuente: NNR. Regresión de datos de cobertura nubosa anuales COADS sobre índice de TSM del Pacífico Noreste (15°-25°N; 115°-145°W): e) cobertura nubosa total (1952-2006), f) cobertura estratiforme marina (1952-1997). Unidades en [% de cambio de cobertura nubosa/°C índice TSM PNE]. Figuras e y f tomadas de Clement *et al.* [2009].



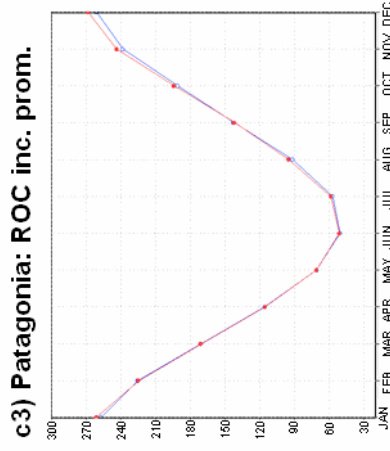
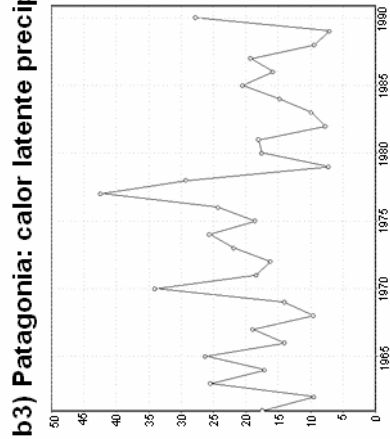
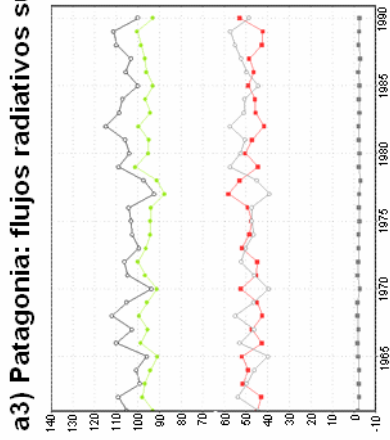
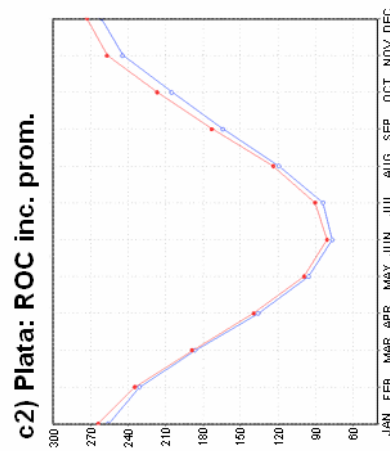
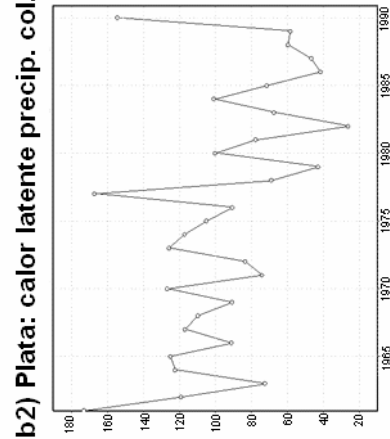
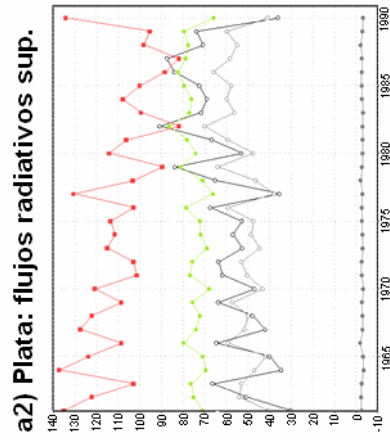
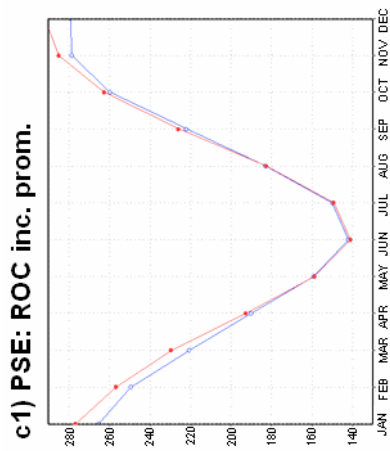
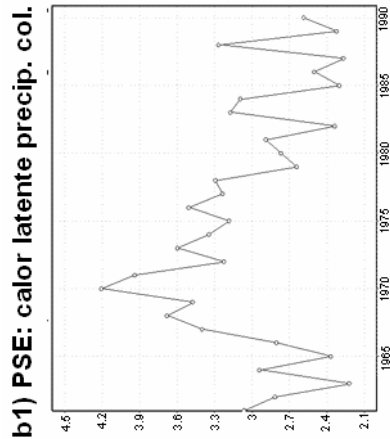
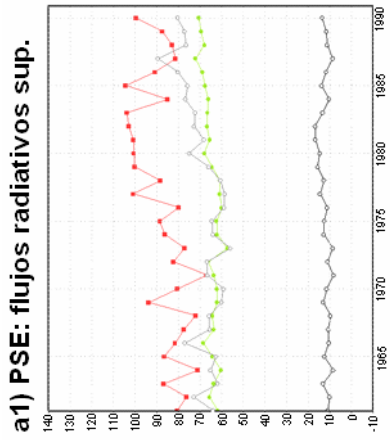


Figura 7.2.6 (página anterior): a) series de tiempo de flujos superficiales estivales (positivos desde la superficie) [Wm^{-2}]: onda corta neta-200 (gris claro, signo invertido), onda larga neta (verde), calor sensible (negro), calor latente (rojo), flujo al subsuelo (gris oscuro); b) calor latente liberado por precipitación en la columna [Wm^{-2}]¹⁸; c) ciclo anual promedio de radiación de onda corta, antes (azul, 1961-73) y después (rojo, 1978-90) del salto en 1) Pacífico Suroriental (20-30°S; 72,5-77,5°W), 2) Cuenca del Plata (37,5°S;60°W) y 3) Patagonia (40°-45°S; 67,5-70°W). Fuente: NNR.

Tabla 7.1: Flujos superficiales estivales de energía calculados, expresados como promedios DEF del periodo previo al salto (“pre”, DEF 1961/62-1972/73) y posterior a éste (“post”, DEF 1978/79-1989/90). El signo positivo denota flujo hacia arriba; notar que la OC neta tiene el signo invertido.

flujos superficiales [Wm^{-2}]	Patagonia 40°-45°S; 67,5°-70°W			NE Argentina 37,5°S; 60°W			Pacífico SE 20°-30°S; 72,5°-77,5°W		
	pre	post	Δ	pre	post	Δ	pre	post	Δ
- onda corta neta	248,2	252,3	4,0	250,5	258,0	7,5	265,1	276,0	10,9
onda larga neta	96,3	96,8	0,5	73,7	78,2	4,5	63,6	68,0	4,4
calor sensible	103,4	106,8	3,4	53,0	71,8	18,8	10,7	13,2	2,5
calor latente	47,3	46,4	-0,8	116,3	99,9	-16,4	79,5	95,2	15,7
flujo al subsuelo	-2,0	-2,4	-0,3	-2,8	-2,9	0,0	-	-	-
calor latente columna	18,8	14,6	-4,2	105,0	70,8	-34,1	3,2	2,7	-0,5

¹⁸ En la figura 7.2.6, la columna b representa el calor latente liberado en la columna troposférica por condensación y ha sido calculado a partir de la tasa de precipitación en superficie (en unidades de [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]), multiplicada por el calor latente de vaporización del agua a 0°C, $2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, para obtener las unidades comparables de [Wm^{-2}].

7.2.b) Norte de Chile-Sur del Perú

7.2.b.1) Interacción océano-atmósfera

Para obtener algunas luces de posibles mecanismos incidentes en el aumento de TSM en el Pacífico Suroriental a mediados de los '70s, resulta pertinente revisar lo estudiado respecto al salto climático en el Hemisferio Norte, en particular los resultados de una simulación enfocada en la investigación de la variabilidad de escala mensual a decadal del sistema océano-atmósfera, realizada con un modelo de circulación general oceánica forzado con observaciones COADS (*Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*) en la cuenca del Pacífico entre 1970 y 1988 [Cayan *et al.*, 1995]. A partir de los resultados, los autores observan -en el contexto del análisis del salto climático de 1976/77 en el Pacífico Norte- que los campos de diferencia de flujos atmósfera-océano son comparables a los de diferencia de TSM, considerando los mapas de anomalías entre los periodos de invierno boreal (verano austral) DEF 1970/71-1975/76 y 1976/77-1981/82. Agregan que, mientras el aumento de TSM en el Pacífico ecuatorial se explicaría en términos de anomalías en el esfuerzo del viento, en el Pacífico Norte, la intensificación de la Baja Aleutiana en el oeste se vincularía a rasgos característicos de la fase positiva de la PNA (*Pacific/North American Teleconnection Pattern*) después de 1976, que producen aumento de pérdidas de calor oceánico en el Oeste y centro y disminución en el Este, consistentes con lo observado en los campos de TSM (disminución y aumento, respectivamente). En el Pacífico Noreste (región costera de Norteamérica), observan que el calentamiento se explicaría por el flujo neto positivo de calor (aproximadamente cuatro veces mayor que los efectos de advección y *entrainment* marinos), persistente en el periodo precedente al salto. Posteriormente, este factor habría sido reforzado por advección horizontal de calor, dando como resultado una capa de mezcla más somera y cálida.

De esta manera, Cayan *et al.* [1995] explican el salto en el Pacífico Norte como consecuencia de un “estado excepcional de la atmósfera, persistente por varios meses antes del invierno (boreal) de 1976/77 y condiciones atmosféricas *de invierno* persistentes durante varios periodos posteriormente”. Según estos autores, por lo tanto, el salto observado en variables oceánicas habría sido originado en perturbaciones atmosféricas y no en un “ajuste interno del campo térmico del océano”, lo que constituye una hipótesis alternativa a las causas del salto climático.

En el caso del Pacífico Suroriental, puede apreciarse que la disminución de radiación de onda corta neta tiene un patrón geográfico similar al de la anomalía de circulación ciclónica que se

establece en tal sector tras el salto, a diferencia de lo que pasa en la costa norte de Chile y sur del Perú, donde se aprecia un aumento evidente de la radiación solar neta (Fig. 7.2.5), que puede ser consecuencia de la disminución de la cobertura nubosa.

7.2.b.2) Nubosidad

La zona que recibe más radiación solar después del salto climático según los datos NNR corresponde a la costa norte de Chile-sur del Perú (Fig. 7.2.5, entre 20° y 30°S, costa afuera de Sudamérica hasta 78°W); se aprecia que la diferencia de la radiación de onda corta en torno al salto exhibe un patrón geográfico comparable con los demás flujos superficiales sobre el océano (Fig. 7.2.6). Esta región coincide con aquella donde se detecta uno de los mayores aumentos de temperatura (en la forma de salto climático) en el Pacífico (Fig. 5.2). Esta observación sugiere un estrecho vínculo entre la radiación de onda corta neta incidente y la TSM, que podría establecerse mediante la variabilidad de la cobertura nubosa. A este respecto, cabe destacar que el Océano Pacífico Suroriental presenta nubosidad costera baja formada por estratocúmulos (Sc), lo que “corresponde a uno de los aspectos climatológicos más persistentes a nivel global” [Klein & Hartmann, 1993]. Tal nubosidad característica juega un rol importante en el clima regional y global, pues reduce la radiación solar que incide en la superficie del mar y constituye, por lo tanto, un forzamiento negativo en el calentamiento global [IPCC, 2001; Quintana & Berríos, 2007].

Muy recientemente, un estudio de la variabilidad de la cobertura nubosa baja a escala interdecadal sobre el Pacífico Nororiental a partir de observaciones visuales de superficie (COADS) y satelitales (ISCCP), en una región que también presenta una cubierta de estratocúmulos persistente en el Pacífico Norte (15°-25°N, 115°-145°W), ha determinado una buena correspondencia entre ésta y la variabilidad interdecadal de la TSM y PNM, debido a la similitud en las fases reconocidas en las series de tiempo [Clement *et al.*, 2009]. Los autores enfatizan el vínculo entre la cobertura nubosa y el clima del Pacífico Nororiental con cambios de régimen a nivel de toda la cuenca del Pacífico y muestran que los mapas de regresión de TSM, PNM y viento superficial sobre una serie de tiempo del Pacífico Nororiental “reflejan el patrón [...] de la Variabilidad Decadal del Pacífico (PDV)”, que dan cuenta de cambios físicamente consistentes en la región estudiada: la reducción de la cobertura nubosa corresponde a aumento de la TSM, disminución de PNM y condiciones débiles de subsidencia, de advección hacia el Ecuador y de estabilidad estática. Así, finalmente los autores proponen que el principal factor involucrado en la variabilidad decadal de las anomalías de TSM en el Pacífico Nororiental

es el cambio en el calentamiento por radiación solar, producto de cambios en la cobertura de estratocúmulos (Fig. 7.2.5, e y f). Agregan que la reducción de la cobertura nubosa y el aumento de TSM inducen una circulación atmosférica debilitada, producto de la disminución de la intensidad de los gradientes de temperatura y presión generados por el menor enfriamiento radiativo de las nubes que cubren la capa límite.

En particular, en dicho estudio, el salto climático de 1976/77 aparece bien definido como un cambio en la cobertura nubosa, no sólo en la región considerada, sino en todo el Pacífico. De esta manera, se propone que la reducción de la cobertura nubosa ocurrió de manera simultánea en el Pacífico Nororiental y en el Pacífico Suroriental (Fig. 7.2.5, e y f). A este respecto, vale destacar los resultados de Quintana & Berríos [2007], que muestran que la capa de estratocúmulos (cobertura nubosa) y la extensión temporal de ésta a escala mensual en Antofagasta han seguido una tendencia negativa desde los '70s, lo que es explicado por el debilitamiento del Anticiclón del Pacífico Suroriental. Tal debilitamiento, como es mostrado en el presente trabajo, ocurrió en forma de salto a mediados de los '70s. Como se ha mencionado, la oposición de fases a nivel interdecadal de un índice de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (OIP) y la intensidad del Anticiclón, evaluada mediante registros de estaciones meteorológicas y de reanálisis, ha sido documentada por Quintana [2004]. Lo anterior concuerda con la tendencia positiva en la intensidad del Anticiclón del Pacífico Suroriental durante las últimas décadas del siglo XX, descrita por Falvey & Garreaud [2009] y observada en los datos de reanálisis en el presente trabajo (NNR y ERA-40, tabla 5.8).

7.2.b.3) Flujos radiativos en superficie

Para estudiar los campos de diferencias de flujos superficiales disponibles de reanálisis (NNR) en torno al salto en el Pacífico Suroriental desde la costa norte de Chile-sur del Perú hasta el centro de Chile (entre 15° y 30°S), donde se aprecia las señales más marcadas, se ha seleccionado la zona comprendida entre 20° y 30°S y 72,5° y 77,5°W. Al revisar las series de tiempo de los flujos superficiales promedio en esta región (Fig. 7.2.6, a1 y tabla 7.1), se aprecia que la radiación solar neta aumenta desde fines de los '70s (+10,9 Wm⁻²), al igual que la radiación de onda larga (+4,4 Wm⁻²), el calor latente (+15,7 Wm⁻²) y el calor sensible (+2,5 Wm⁻²). El cambio observado de los flujos de calor latente y sensible debe de jugar un rol importante en el calentamiento del aire en contacto con el océano, es decir, la capa límite.

Es destacable el hecho de que el aumento de radiación de onda corta neta constituye un rasgo de carácter principalmente estival, lo que se constata al observar los ciclos promedio previo y posterior al salto climático (Fig. 7.2.6, c1).

7.2.b.4) Calentamiento costero

De acuerdo a lo señalado, el cambio en la cobertura nubosa (disminución de la capa de estratocúmulos) y en la circulación de la atmósfera baja (debilitamiento de la circulación anticlónica –desde el Sur-, de marcada advección fría) pueden ser factores determinantes en el aumento de temperatura detectado a mediados de los '70s en el Pacífico Suroriental y en las estaciones costeras ubicadas en el sur del Perú y el norte de Chile, zona en la que se ha establecido una alta correlación entre las series de TSM y los registros de temperatura del aire de estaciones costeras [Montecinos *et al*, 2003b].

Con el fin de comparar la TSM (fuente de datos: ERSSTv2) en esta zona y los registros de temperatura del aire (T_a) de algunas estaciones (disponibles de las bases GHCN y DMC-ACT19), se ha definido cuatro índices, correspondientes a anomalías normalizadas de TSM en distintas regiones del Pacífico Suroriental, a las que se les ha sustraído el ciclo anual:

- SST0: 6°-10°S; 82°-84°W
- SST1: 12°-16°S; 80°-82°W
- SST2: 18°-30°S; 72°-74°W
- SST3: 32°-36°S; 74°-76°W

La ubicación de las estaciones empleadas y de los puntos de grilla considerados en cada índice de TSM, junto a las series de tiempo de estos últimos, se grafican en la figura 7.2.7 (a y b, respectivamente). De ellas, puede desprenderse que el salto de mediados de los '70s se aprecia en todos los índices de TSM al sustraer el ciclo anual. Sin embargo, se observa una diferencia en el momento en que éste comienza: mientras en SST0 y SST1 el salto (definido como un mínimo local seguido de un aumento sostenido en los valores de la serie) se advierte a partir de noviembre/diciembre de 1975, en SST2 y SST3 éste se inicia algunos meses más tarde, aproximadamente en marzo/abril de 1976. Lo anterior pone en evidencia una progresión espacial del salto, en este caso de Norte a Sur, que parece incidir en la fecha en que el salto es detectado en las series anuales de temperatura del aire en la costa oeste de Sudamérica (sección 5.b.1: salto en la costa sur del Perú detectado en 1975/1976 y en la costa de Chile en 1976/1977).

Los resultados de la correlación cruzada entre anomalías estandarizadas sin ciclo anual de TSM y de Ta (mínima –Tn-, máxima –Tx- y media –Tm-) en estaciones costeras (Fig. 7.2.7 y tabla 7.2) muestran que:

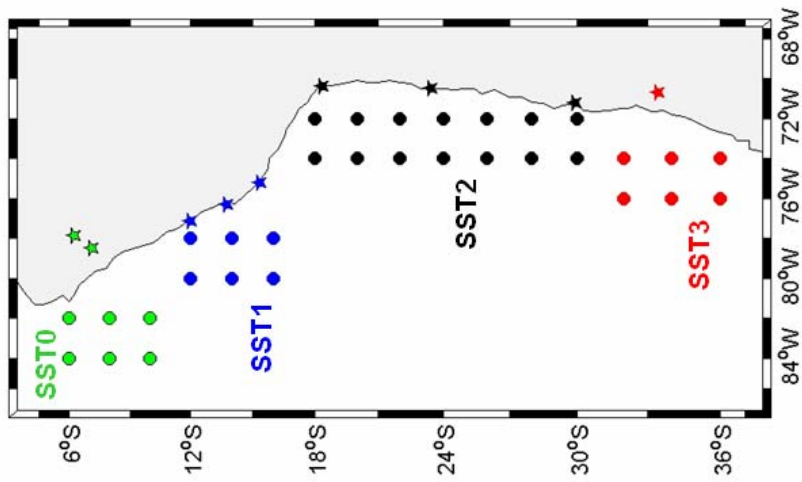
- considerando estaciones en el sur del Perú (SST1) y el norte de Chile (SST2), se alcanza valores máximos de correlación altos y significativos al comparar las series de TSM y Ta sin desfase;
- los registros de estaciones más alejadas de la costa muestran los coeficientes de correlación más altos con un desfase de algunos meses (valores relativamente bajos, comparados con los demás casos, pero significativos), en el que lidera la TSM (6 meses para SST0/Cajamarca_Tm y 5 meses para SST3/Santiago_Tn);
- los coeficientes de correlación en las estaciones chilenas son levemente mayores entre TSM y temperatura máxima que entre TSM y temperatura mínima;

De lo anterior, se puede concluir que:

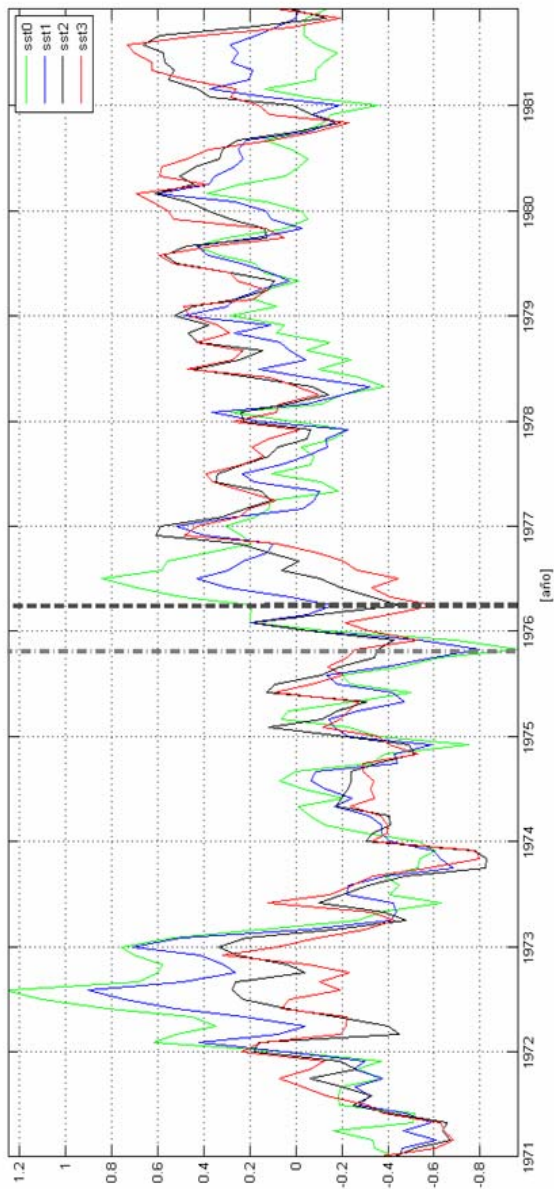
- la Ta de las estaciones costeras está estrechamente relacionada a la TSM; un salto en esta última se ve reflejado en los registros instrumentales de la primera.
- La ausencia de desfase para los valores máximos de correlación entre los índices SST1 y SST2 y las estaciones respectivas indica que la respuesta atmosférica a un cambio de TSM es “inmediata” (considerando que la resolución temporal es de escala mensual).
- La correlación más alta entre SST2 y la temperatura máxima de las estaciones costeras del norte de Chile se explica, posiblemente, por efectos de brisa continente-océano: i.e. durante la tarde, la temperatura registrada en las estaciones (que alcanza su máximo valor) estaría condicionada por el flujo de aire tierra adentro desde el mar.
- Al analizar el caso de estaciones ubicadas hacia el interior del continente (Cajamarca_Tm en la Sierra Peruana y Santiago_Tn en el Valle Central de Chile), la baja correlación entre TSM y la temperatura superficial del aire (alcanzada con desfase temporal entre ellas) muestra que eventualmente hay otros mecanismos de circulación que las vinculan.

Figura 7.2.7 (página siguiente): a) ubicación de los puntos de grilla seleccionados para obtener anomalías normalizadas de TSM (círculos, fuente: ERSSTv2) y de estaciones terrestres de temperatura superficial del aire (estrellas, GHCN); b) series de tiempo de las anomalías normalizadas de TSM de (a) sin el ciclo anual, c) correlación cruzada entre SST0 y Cajamarca (verde), SST1 y Lima, Pisco y San Juan (azul) y SST2 y Antofagasta y La Serena (anomalías normalizadas sin ciclos anuales) y d) correlación cruzada entre SST2 y temperaturas máximas y mínimas de Arica, Antofagasta y La Serena y entre SST3 y temperaturas máxima y mínima de Santiago (anomalías normalizadas sin ciclos anuales, ver leyenda). Tx y Tn obtenidas de base de datos DMC.

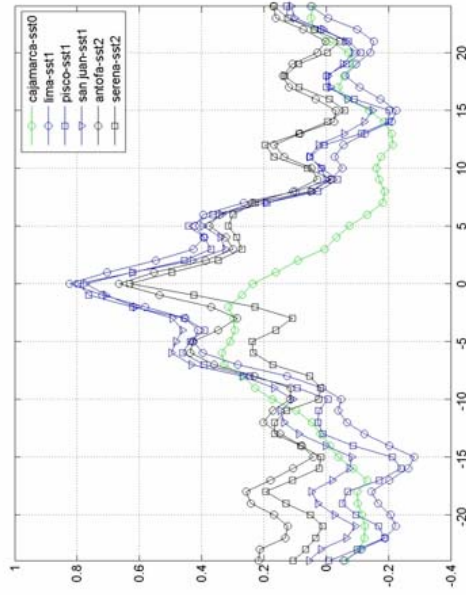
a) índices de TSM y estaciones Ta



b) series temporales, índices TSM 1971/82



c) corr. cruzada TSM / Ta (GHCN)



d) corr. cruzada TSM / Tn, Tx (DMC)

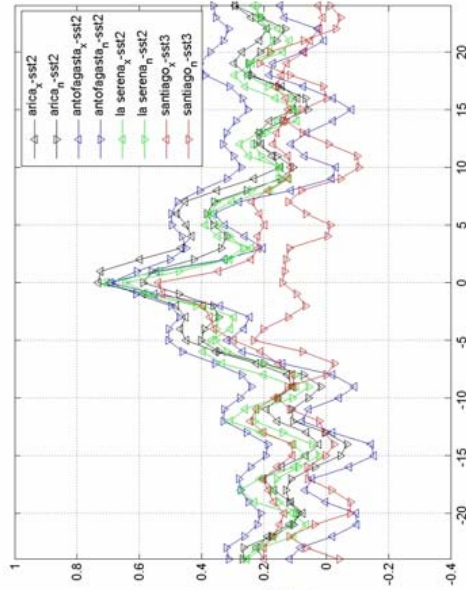


Tabla 7.2: Coeficientes de correlación cruzada entre anomalías normalizadas de temperatura media (Tm, GHCN), temperatura mínima y máxima (Tn y Tx, respectivamente, DMC) y los índices de TSM definidos en esta sección (descontando en todas las series, además, el ciclo anual). Los valores significativos al 95% aparecen marcados con un asterisco. Un valor de desfase negativo indica que la TSM lidera en el tiempo a la temperatura del aire.

índice TSM	serie Ta	latitud [°]	longitud [°]	altitud [msnm]	coef.corr.máx. TSM/Ta	desfase [meses]	periodo considerado
SST0	Cajamarca Tm	-7,13	-78,47	2622	0,34*	-6	01.61-12.80
	Chachapoyas Tm	-6,22	-77,83	2435	-	-	-
SST1	Lima Tm	-12	-77,12	13	0,82*	0	01.61-12.82
	Pisco Tm	-13,75	-76,26	7	0,80*	0	01.61-12.82
	San Juan Tm	-15,38	-75,17	60	0,77*	0	01.61-12.82
SST2	Antofagasta Tm	-23,43	-70,48	120	0,66*	0	01.75-12.90
	La Serena Tm	-29,9	-71,2	146	0,63*	0	01.61-12.90
SST2	Arica Tx	-18,35	-70,33	59	0,73*	0	01.61-12.90
	Arica Tn				0,59*	0	01.61-12.90
	Antofagasta Tx	-23,43	-70,48	120	0,69*	0	01.61-12.90
	Antofagasta Tn				0,69*	0	01.61-12.90
	La Serena Tx	-29,9	-71,2	146	0,71*	0	01.61-12.90
	La Serena Tn				0,64*	0	01.61-12.90
SST3	Santiago Tx	-33,43	-70,68	520	0,54*	0	01.61-12.90
	Santiago Tn				0,23*	-5	01.61-12.90

7.3) Precipitación

7.3.a) Precipitación anual

7.3.a.1) Patagonia

La precipitación en la Patagonia argentina es máxima hacia el Suroeste, a sotavento de la Cordillera de los Andes, entre 40° y 45°S, donde el valor acumulado anual sobrepasa 3000 mm. Las pampas secas contrastan con la costa atlántica húmeda y esto es un indicador de la poca influencia del Atlántico sobre el interior del continente [Castañeda & González, 2008].

Aunque no se aprecia una señal significativa de ENOS en el extremo austral de continente [Aceituno, 1988], la tendencia a valores positivos del SAM observada durante las últimas décadas, afecta a esta región mediante la desviación hacia el sur del *storm track* [Thompson & Wallace, 2000; Gillett, 2006; Garreaud & Aceituno, 2007], lo que se traduce en menor actividad frontal y menor precipitación orográfica al sur de 40°S en Sudamérica [Garreaud & Aceituno, 2007].

En relación al salto climático de mediados de los '70s, usando datos de 15 estaciones meteorológicas y campos en grilla (U. de Delaware), Castañeda & González [2008] identifican durante el periodo 1950-1999 tendencias positivas en las series de precipitación anual en la parte nor-noreste (provincia de Río Negro) y sur (costa sureste de la provincia de Santa Cruz) de esta región, con valores de 2,5 y cerca de 1 mm/año, aproximadamente. Además, mediante un ajuste no lineal para caracterizar series de tiempo mediante tendencias lineales en periodos separados por quiebres [Tomé & Miranda, 2005], destacan que, al noroeste de Patagonia, el punto de quiebre de las tendencias lineales es registrado en la década de los '70s¹⁹, mientras que en la Península Valdés, aproximadamente en 42°S; 64°W, el quiebre mayor es datado en la década de los '90s²⁰. Ambos resultados se condicen con los obtenidos en el presente trabajo (compuestos de la Fig. 5.1.17, d y e, respectivamente).

¹⁹ Al sur del compuesto de precipitación anual *Argentina interior* presentado en este trabajo, Fig. 5.1.17, d.

²⁰ Esta zona corresponde al compuesto de precipitación anual *Argentina costa* presentado en este trabajo, Fig. 5.1.17, e.

7.3.a.2) Brasil

El cambio de precipitación anual en torno a 1976/77 en el este de Brasil (al este de 45°W) presenta un dipolo evidente en el mapa de los saltos detectados en las series (Fig. 5.1.16): se aprecia disminución de esta variable al sur de 10°S y aumento al norte. Tal comportamiento opuesto en ambas zonas se observa también en la temperatura superficial (Fig. 5.1.6) y, por lo tanto, puede sugerirse entonces que la disminución (aumento) de precipitación corresponde a un aumento (disminución) de temperatura superficial. La circulación superficial, a nivel anual y estival, muestra una componente oeste (este) reforzada en la región norte (sur) (Fig. 6.1.2). Lo anterior indica mayor advección de humedad desde el Atlántico tropical (relativamente frío) en el compuesto sur y menor en el compuesto norte, con masas de aire provenientes desde el Noreste de Brasil, cálido y con déficit de precipitación, posterior al evento de 1976/77.

7.3.b) Precipitación estival

7.3.b.1) Centro-oeste de Argentina

El aumento de precipitación estival en la región centro-oeste de Argentina (en la literatura: CWR, entre 28°-38°S y 65°-70°W), a partir de mediados de los '70s ha sido objeto de análisis de trabajos previos. Compagnucci *et al.* [2002] indican que la mayor precipitación de verano (de octubre a marzo) se registra en la parte este de dicha zona. Entre los factores que afectan la circulación local de niveles bajos y por lo tanto la precipitación en dicha región, los autores identifican:

- el chorro meridional de nivel bajo (*low level jet*, LLJ), originado en la desviación de los alisios al encontrarse con los Andes, que es el mecanismo de advección de humedad hacia Argentina subtropical (i.e., al norte de 40°S) desde las regiones bajas y selvas de Brasil y Bolivia y desde el Atlántico sur;
- la baja térmica dinámica del noroeste argentino (NWL) y el Anticiclón Subtropical del Atlántico Sur (SAA), cuya interacción es mayor en verano y genera un gradiente de presión favorable al flujo noreste y por lo tanto al transporte de humedad desde el Atlántico y el sur de Brasil, que permite el desarrollo de convección en CWR [Barros *et al.*, 1996; Compagnucci *et al.* 2002];

- la presencia de los Andes subtropicales, cuya elevación por sobre los 4000 m a esta latitud constituye una barrera natural al transporte de humedad desde el Pacífico.

Mediante el cálculo de un índice regional espacialmente ponderado y temporalmente suavizado, Compagnucci *et al.* [2002] determinan la existencia de periodos alternantes húmedos y secos en CWR, de duración aproximada de 9 años (una cuasi-oscilación de periodo 18 años) hasta 1973, cuando se registra el comienzo de un periodo húmedo extendido por más de 25 años, asociado a más de un 20% de incremento estadísticamente significativo de precipitación regional sobre los valores históricos. Por otro lado, la aplicación de un test para detectar saltos climáticos [Yamamoto *et al.*, 1986], confirma la existencia de un quiebre en la serie del índice regional de precipitación^{21 22}.

Los autores señalan que la relación entre eventos de El Niño y periodos húmedos y cálidos en CWR, aunque no es significativa en la variabilidad climática interanual, puede serlo a escalas mayores de tiempo. Para esto, sugieren que la interacción entre la TSM del Pacífico ecuatorial y la del Atlántico puede ser un factor indirecto en la precipitación estival de CWR. En particular, mencionan que el aumento de TSM en el Atlántico sur tropical y subtropical intensificaría el SAA y con esto se reforzaría el mecanismo completo descrito. Como se advierte en la figura 6.2.1, el salto de 1976/77 está asociado a un aumento de TSM en el Atlántico subtropical y, por lo tanto, podría estar relacionado a un incremento de la precipitación estival en CWR, como se detecta en los compuestos identificados en la figura 5.1.19, c y d.

En síntesis, Compagnucci *et al.* [2002] proponen la hipótesis de que el aumento de precipitación estival en CWR en el periodo posterior a 1977 estaría causado por la intensificación de la advección de humedad desde el Atlántico sur ecuatorial-tropical y desde las selvas de Brasil a través de una rama secundaria del LLJ, contrastando con el periodo anterior, durante el cual la fuente principal de humedad habría sido el Atlántico sur subtropical²³.

²¹ Este fenómeno ha interrumpido esta cuasi-oscilación propuesta por los autores que hasta mediados de los '70s era compartida con la precipitación estival en Sudáfrica, donde ésta siguió apreciándose, en particular a través de un periodo seco comprendido entre mediados de los '80s y los '90s.

²² Destaca en el trabajo citado la serie suavizada de anomalías de precipitación de Mendoza, donde se aprecia la predominancia de valores negativos hasta mediados de los '70s. Dicha estación corresponde a una de las consideradas en el presente trabajo en la sección de precipitación estival, en el compuesto *Argentina SO* (Fig. 5.1.19, d).

²³ Esta explicación es apoyada por observaciones citadas en su trabajo en dos zonas en las que influye el LLJ:

- aumento de precipitación registrado en la provincia de La Pampa y en el noreste argentino,
- la tendencia positiva de los caudales de ríos pertenecientes a la cuenca del Plata, a partir de los '60s.

A pesar de constatar por un método alternativo el aumento de precipitación en CWR, los resultados obtenidos en el marco del presente trabajo no permiten corroborar directamente la hipótesis presentada por Compagnucci *et al.* [2002] en relación a la variabilidad de baja frecuencia del LLJ.

7.3.b.2) Precipitación estival y temperatura superficial

Para establecer una eventual relación entre precipitación y temperatura durante el periodo estival, cabe destacar que los aumentos de precipitación estival en forma de salto identificados en esta sección (Fig. 5.1.18, derecha) en la región centro-oeste de Argentina (CWR) y en el sureste de Brasil (centradas aproximadamente en 15°S, 45°W) corresponden a zonas en las que se observa una disminución de temperatura superficial en verano, en torno a 1976/77 (aunque no detectadas como saltos climáticos), como se aprecia en los mapas de reanálisis de la figura 5.1.12, b y d. Esta relación puede deberse a que un aumento en la precipitación en verano reduciría la alta radiación solar incidente y disminuiría las condiciones secas en estas zonas [e.g. Barros *et al.*, 2003].

7.4) Presión

7.4.a) PNM anual

La disminución de PNM en las series anuales, registrada en La Serena (Chile) y Paso de Los Toros (Uruguay) es tratada en el Anexo II.

7.4.b) PNM estival

7.4.b.1) Cuenca del Plata (Argentina)

El test de Rodionov aplicado a datos de PNM estival ha permitido distinguir la región de la Cuenca del Plata, comprendida entre 31°-37°S y 57°-65°W, en donde se aprecia un aumento en forma de salto de esta variable, que queda de manifiesto en la figura 5.1.27. En ella se observa que la serie de cambia de media a partir de 1978 y que la tendencia calculada en el periodo 1950-75, de -0,43 hPa/década invierte su signo y disminuye en magnitud en el periodo post-salto 1978-2000 a 0,09 hPa/década. Como se ha comentado en el presente estudio, esta zona está comprendida en un área más extensa en el Atlántico sur, donde se observa el establecimiento de una anomalía de circulación anticiclónica en el periodo estival (figs. 5.1.27 y 5.1.28).

Esta anomalía positiva de PNM detectada después del salto climático ha sido identificada en trabajos publicados anteriormente. Agosta & Compagnucci [2008], en un estudio sobre los efectos de “la transición climática del verano austral de 1976/77” en el clima y en la circulación atmosférica de la parte austral de Sudamérica, identifican las siguientes anomalías anticiclónicas en la diferencia entre los periodos estivales CL2 (1979/80-1997/98) y CL1 (1958/59-1976/77), utilizando los reanálisis NNR:

- 850 hPa: sobre zonas subtropicales del continente y en latitudes medias sobre el Atlántico suroeste (comparables con la figura 5.1.27 del presente trabajo);
- 500 hPa: sobre el continente sudamericano, centradas en latitudes medias.

Los autores relacionan estas anomalías anticiclónicas subtropicales y de latitudes medias con el desplazamiento hacia el sur del anticiclón del Atlántico sur sobre Sudamérica austral después del salto climático y con la consiguiente reducción de la actividad ciclónica en esta región. Un mecanismo dinámico sugerido para explicar lo anterior consiste en una redistribución de masa

atmosférica, debido a la circulación asociada a una celda de Walker reforzada, entre el Pacífico (ascenso) y el Atlántico (subsistencia) después del salto [Nogués-Paegle *et al.*, 2002].

Al someter las anomalías anticiclónicas mencionadas a un test para detectar saltos climáticos [Yamamoto *et al.*, 1986], se establece que estos rasgos están asociados con un cambio abrupto en la circulación atmosférica en el verano de 1976/77, lo que contrasta con las anomalías negativas al sur de 60°S (presentes en ambos niveles, 850 y 500 hPa), que son descritas por una tendencia negativa [Agosta & Compagnucci, 2008]. Éste carácter, como ya se ha comentado en el presente estudio, se relaciona con la tendencia hacia valores positivos del índice del Modo Anular del Sur (AAOI) [Marshall, 2003], cuya señal es más marcada durante el otoño/verano austral [Thompson & Solomon, 2002].

Cabe destacar que tal comportamiento opuesto de PNM durante las últimas décadas, de aumento en latitudes medias y disminución de esta variable hacia latitudes más altas, es un rasgo evidente y marcado a nivel global en las diferencias estivales de PNM presentadas en el presente trabajo (Fig. 5.1.26), en contraste con la diferencia registrada a nivel anual (Fig. 5.1.20), de mucho menor magnitud.

8) Discusión y Conclusiones

8.1) Sudamérica

En este trabajo se ha presentado el procedimiento, los resultados y el análisis de la investigación realizada para la caracterización de algunas manifestaciones del salto climático de mediados de los '70s en Sudamérica, con especial atención en Chile.

A pesar de la relativamente escasa disponibilidad de información idónea en el área de estudio, se ha constatado la hipótesis de trabajo mediante la identificación de señales del salto climático en el continente sudamericano. La metodología de tratamiento de los datos empleada ha permitido obtener resultados útiles para identificar los registros que muestran una transición abrupta a mediados de los '70s en forma de salto climático, con el objeto de ser estudiados en mayor detalle.

Según lo indicado, se presenta para cada variable las características geográficas del salto climático, respecto a la magnitud (diferencias de medias entre los periodos posterior y anterior al salto) y al patrón espacial asociado a dicho evento. Además del estudio de las series anuales, las señales particularmente marcadas en las series estivales han motivado que este estudio se haya enfocado también en el análisis de las series del verano austral (DEF). Vale mencionar que la fecha de detección del salto en las series anuales y estivales analizadas es variable, por lo que no todos los eventos identificados son sincrónicos; lo anterior permite tener una idea de una eventual secuencia temporal entre ellos²⁴.

La agrupación subjetiva realizada de las series de tiempo, de acuerdo a sus características y a la distribución geográfica de las estaciones que muestran saltos climáticos, entrega nociones generales de los impactos de este evento en las variables de interés y ha sido útil para los objetivos de esta investigación, como se presenta a continuación.

Respecto a la temperatura, se constata en el Océano Pacífico el rasgo principal de TSM presentado por otros autores, que ha sido asociado a la transición de la fase fría a la cálida de la PDO [Mantua *et al.*, 1997; Garreaud & Battisti, 1999]. En el caso del continente sudamericano, la información disponible de temperatura superficial destaca el calentamiento de

²⁴ Cabe precisar que el test utilizado fue ajustado para reconocer cambios de régimen desde 1974/75 a 1978/79

sectores cercanos al Océano Pacífico entre los periodos mencionados, en contraste con el enfriamiento del interior del continente, al norte de 20°S. Los saltos climáticos detectados, correspondientes a aumento de temperatura, reflejan lo anterior, puesto que se aprecian predominantemente en zonas relativamente más cercanas a la costa. El agrupamiento en compuestos de aquellas estaciones que presentan una manifestación del salto permite diferenciar regiones que muestran cierta similitud en la señal de este evento: Venezuela, Colombia, Norte y Sur del Perú, Chile y la Cuenca del Plata (Argentina).

En particular, el estudio más detallado de las estaciones del Perú y del norte de Chile, ha permitido establecer que el salto registrado concuerda con lo observado en el Océano Pacífico adyacente, donde el aumento de TSM en forma de salto sugiere una progresión espacial Norte-Sur. Ésta se refleja también en la diferencia del año en que se detecta el evento en los compuestos continentales del Perú (1976) y del norte de Chile (1977).

Entre los factores involucrados en el aumento de temperatura del aire y de TSM en la costa norte de Chile-sur del Perú, se ha determinado, por un lado, que el debilitamiento de la intensidad del Anticiclón del Pacífico en forma de salto a partir de 1975/76 disminuyó la surgencia costera y la advección fría desde latitudes altas, mecanismos que mantienen condiciones relativamente frías en este sector. La oposición de fases entre un índice de la Oscilación Interdecadal del Pacífico e índices de intensidad del Anticiclón del Pacífico Suroriental ha sido documentada por Quintana [2004]. De manera consistente con lo anterior, durante décadas recientes, la tendencia positiva de la PNM en esta región indica un reforzamiento de la intensidad del Anticiclón. Lo anterior, por otro lado, es un fenómeno simulado en modelos como consecuencia del calentamiento global [Falvey & Garreaud, 2009] y podría ser interpretado, alternativamente, como una recuperación del sistema a la perturbación del salto climático. Por otra parte, se ha propuesto que otro factor a considerar en esta región sería el aumento de radiación de onda corta neta en la región, producto de la disminución de la capa de estratocúmulos [Clement *et al.*, 2009]. Los resultados de Quintana & Berríos [2007], obtenidos a partir de registros instrumentales, respaldarían lo anterior. Adicionalmente, en el presente trabajo se muestra que los registros de las estaciones costeras de esta zona, especialmente los de temperatura máxima, están altamente correlacionados con la TSM (debido a la circulación diurna local), lo que explicaría parte del salto observado en éstos. Si bien la dinámica detallada del océano cumple un rol fundamental en este punto, su estudio escapa a los alcances de esta tesis.

En cuanto a la temperatura estival, se ha identificado el salto en la Patagonia, registrado en 1978 como una característica regional conspicua. Entre los factores propuestos que incidirían en este evento, destacan: la disminución de advección horizontal fría (en parte por el debilitamiento de los oestes después del salto en la región, producto de la desviación del *storm track* hacia el Sur [e.g. Garreaud, 2007]) -que se interpreta como un calentamiento neto en esta zona-, el eventual aumento de ROC neta debido a la menor nubosidad y el consecuente aumento calor sensible. A pesar de no disponer de datos directos para comprobar esto último, la disminución de la precipitación en el suroeste del continente en el periodo posterior al salto climático (efecto también de la desviación del *storm track* hacia el Sur), respalda las observaciones anteriores, por cuanto ésta se asocia con menor nubosidad y suelos menos húmedos. Los suelos más secos pueden aportar a un incremento del calor sensible a expensas del calor latente, lo que aumenta la temperatura superficial del aire.

Respecto a la precipitación, cabe notar que, a pesar de la gran cantidad de estaciones con información de precipitación sobre el continente, su acotada extensión temporal y la falta de completitud de muchas de ellas restringe grandemente la información disponible para los efectos de este trabajo. Por otro lado, el tratamiento de los datos es más complejo en el caso de esta variable, puesto que los valores acumulados son muy sensibles a la falta de información en series incompletas. A pesar de lo anterior, se ha detectado evidencias salto en los registros a fines de los '70s, tanto a nivel anual como estival. Éstas se concentran en el noreste de Brasil y el centro-oeste de Argentina y corresponden a regiones que han sido tratadas en la literatura. Entre los factores propuestos vinculados a dicho evento, destacan los cambios en la circulación de las capas bajas: intensificación del chorro proveniente desde la Amazonía y consiguiente aumento en la advección de humedad hacia el centro-oeste de Argentina [Compagnucci *et al.*, 2002] y variación de la advección de humedad en el Noreste de Brasil. Por otro lado, cabe destacar que la disminución de la precipitación en la parte sur del continente, aunque no manifestada como un salto en las series, ha sido relacionada con menor actividad frontal y menor precipitación orográfica como consecuencia del desplazamiento al Sur del *storm track* [e.g. Garreaud, 2007], lo que se condice con la anomalía de circulación anticiclónica detectada sobre el extremo austral del continente que, además, es consistente con la tendencia positiva del AAOI en décadas recientes.

En el caso de la PNM, a nivel anual y estival, resulta notorio el descenso brusco de la presión en torno a 30°S, manifestado simultáneamente en La Serena y en Uruguay en 1975/76, de forma similar en ambos lugares. Se ha mostrado un procedimiento para relacionar este evento

con variaciones en la estructura térmica de la tropósfera, aunque sin la posibilidad de establecer causalidad entre un calentamiento de ésta y una respuesta hidrostática de la PNM, que explicaría el descenso en forma de salto en estos lugares.

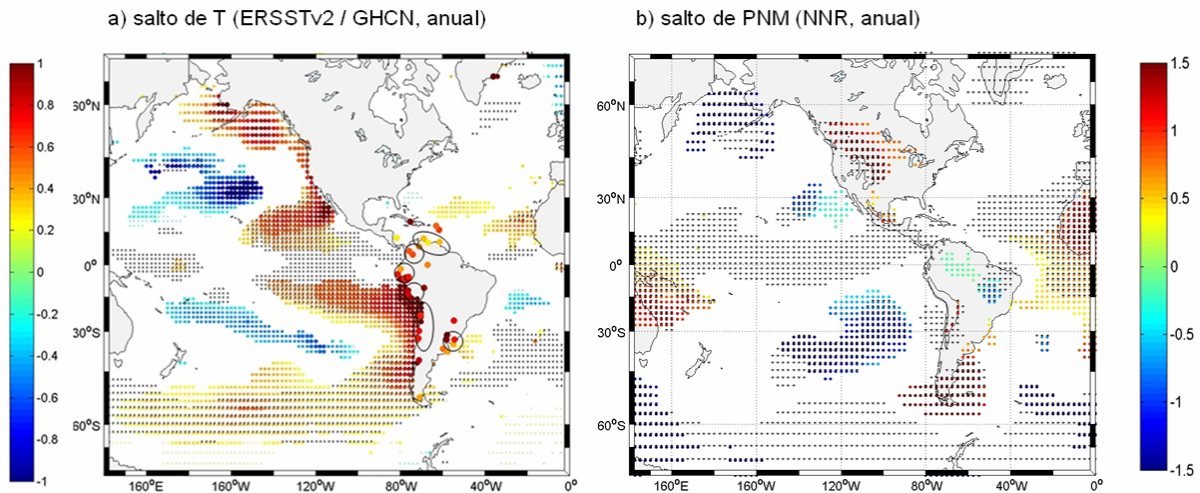


Figura 8.1.1: Saltos de temperatura identificados a nivel anual mediante el test de Rodionov entre 1975 y 1979, expresados como diferencias de (a) TSM y temperatura del aire (T_a) y (b) PNM entre los periodos comprendidos 10 años antes y 10 años después de su detección; en las zonas en blanco no se detecta saltos en las series. En ambas figuras, los valores estadísticamente significativos a un nivel de 95% de las diferencias de medias aparecen marcados con un punto negro. Fuentes: (a) ERSSTv2 (TSM) y GHCN (T_a), (b) NNR.

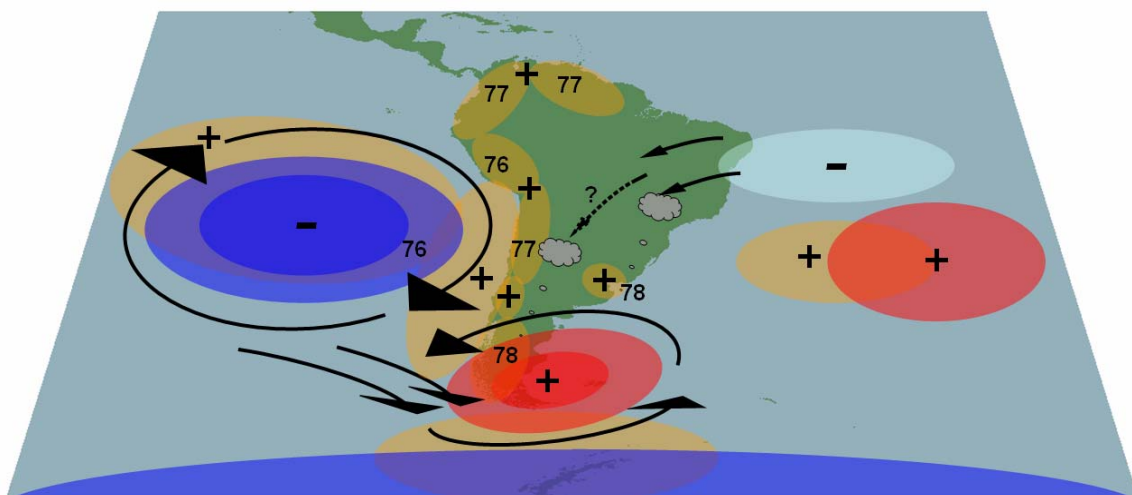


Figura 8.1.2: Esquema conceptual de los aspectos asociados al salto climático de mediados de los '70s en Sudamérica. Se muestra las anomalías de circulación (flechas negras), de PNM (zonas rojas y azules) y de temperatura (naranja y celeste) con el signo correspondiente y se indica además el año en que se detecta el salto en cada región.

Además, en el verano austral, la serie del compuesto de la Cuenca del Plata (Argentina) exhibe un ascenso abrupto en 1977/78, que concuerda con las anomalías positivas de PNM observadas sobre el continente y el Océano Atlántico Sur tras el salto climático en datos de reanálisis. Éste aspecto podría estar relacionado con el aumento de temperatura observado en esta región. Eventualmente, subsidencia reforzada (correspondiente, por ejemplo, a una celda de Walker anómala entre los Océanos Pacífico y Atlántico) contribuiría a cielos más despejados y a un aumento en la radiación solar incidente sobre una superficie relativamente más seca tras el salto.

En concreto, puede afirmarse que el salto detectado inicialmente en las series de TSM sobre el Océano Pacífico se aprecia también en registros continentales de temperatura, precipitación y PNM.

Al enfocar las causas de gran escala del salto climático, i.e. desde la perspectiva de los modos de variabilidad climática conocidos, se constata que las señales detectadas se encuentran principalmente en zonas donde la relación de ENOS está bien establecida y, aún más, que los cambios observados entre los periodos previo y posterior al salto concuerdan con lo esperado, considerando la mayor frecuencia de eventos cálidos en el segundo periodo. Sin embargo, como se ha discutido a lo largo de esta tesis, el evento del salto ha sido relacionado en la literatura, por otro lado, con el cambio hacia la fase cálida de la PDO por lo que, alternativamente, el salto establecería una transición en el escenario de fondo hacia condiciones “tipo El Niño”, en el que la variabilidad interanual estaría anidada. En relación a lo anterior, cabe destacar que en el presente trabajo se aprecia que la manifestación del salto prevalece al estudiar las series previamente filtradas de la variabilidad propia de ENOS, por lo que otros modos climáticos (e.g. PDO, de variabilidad interdecadal) pueden tener incidencia en este fenómeno. Por otro lado, también se ha discutido los efectos de la tendencia hacia valores positivos del SAM, que sin duda juega un rol importante en las diferencias encontradas entre los periodos analizados. De esta forma, optamos por proponer que el evento de salto climático de mediados de los ‘70s no es descrito en forma completa solamente por la variabilidad temporal de un modo climático y, más bien, correspondería a una respuesta acoplada del sistema climático en su totalidad. En efecto, Yasunaka & Hanawa [2005], a partir de datos de TSM muestran que, a mediados de los ‘70s, al menos estos tres modos cambiaron de régimen; es más: sugieren que, en general, los cambios de régimen suceden en fase con los eventos ENOS, lo que podría explicar el carácter especialmente marcado de las señales estivales (DEF)

en relación con otras estaciones del año. Cabe agregar que no es posible establecer a partir de este estudio, enfocado exclusivamente en el evento de mediados de los '70s, si éste tiene un carácter único (al menos en el siglo XX) o responde a una naturaleza cíclica. A modo de comentario, se puede mencionar que un eventual cambio de régimen posterior al de 1976/77, como ha sido sugerido para 1998 por algunos autores [Huang *et al.*, 2005], no resulta evidente en los análisis realizados.

La discusión anterior vale también para los resultados obtenidos a partir de la información particular de Chile, expuestos en lo que sigue.

8.2) Chile

El análisis de la base de datos más completa para Chile (DMC), permitió revisar de forma más detallada la manifestación y las características de este salto climático en los registros de temperatura mínima y máxima en el país. En síntesis, se aprecia que la temperatura mínima (promedios anuales) varió según un patrón aparentemente meridional (aunque no se cuenta con información suficiente para definir la dimensión zonal), caracterizado por calentamiento más marcado en el norte ($>1^{\circ}\text{C}$) y calentamiento y enfriamiento leves en el sur del país, con un carácter estacional no muy definido. El salto de 1976/77 se observa a lo largo de todo el país a nivel anual y es especialmente marcado en el Norte, desde donde disminuye su magnitud hacia el Sur. Tal carácter reproduce lo observado particularmente en las series del verano austral (DEF).

En cuanto a la temperatura máxima, se ha encontrado que su variación a nivel anual fue de carácter aparentemente contrario a la mínima: se aprecia un calentamiento muy leve –y eventualmente enfriamiento- en la zona centro-norte del país, mientras que la región austral exhibe más definidamente un calentamiento. El salto de temperatura máxima (calentamiento) a nivel anual es detectado a lo largo del país, pero en menos estaciones y con un carácter más débil que en el caso de temperatura mínima, es decir, el salto resulta mucho mejor definido y de mayor magnitud en la temperatura mínima que en la máxima.

8.3) Observaciones prácticas

Para los fines de este estudio, cabe notar el cuidado necesario para trabajar con productos derivados de las fuentes originales, como son los productos en grilla. La detección de cambios climáticos abruptos puede ser muy sensible a series formadas con datos originalmente incompletos, pues las interpolaciones a partir de éstos pueden presentar saltos espurios. Por esta razón, debe enfatizarse la ventaja de emplear las series originales, como es el caso de este estudio.

En la presente tesis se ha empleado datos de reanálisis de dos fuentes: NNR y ERA-40 para contextualizar las observaciones instrumentales en un contexto espacial mayor. Para cada variable, se ha representado la variación de los campos correspondientes a distintos periodos en torno a mediados de los '70s y se ha indicado sus principales semejanzas y diferencias. En particular, se ha empleado la base de datos NNR para la realización de los diagnósticos regionales. Lo anterior ciertamente tiene asociado un rango de error que puede ser reducido mediante el contraste de los resultados acá presentados con evidencias directas de otras fuentes de información. Esto constituye uno de los desafíos pendientes para trabajos que puedan estar motivados por lo expuesto en esta investigación.

Finalmente, cabe señalar que, al analizar la evolución temporal del clima, el ajuste de una tendencia única para el periodo 1950-2000 no caracteriza de forma idónea el comportamiento de las series estudiadas y, lo que inicialmente podría definirse a partir de una tendencia como un calentamiento sostenido por ejemplo, verdaderamente puede corresponder a dos periodos de enfriamiento. Esto ha sido mencionado en estudios anteriores relacionados al salto climático de 1976/77 (e.g. en la región de Alaska, Norteamérica [Hartmann & Wendler, 2005]), en los cuales se ha hecho énfasis en la importancia de definir adecuadamente los periodos temporales y las regiones climáticas al calcular tendencias. Se constata, por lo tanto, que la mejor representación del comportamiento de las series, en caso de ajustar una tendencia de mínimos cuadrados a periodos que incluyan un salto, se obtiene al considerar las etapas anterior y posterior a dicho evento separadamente.

Anexo I – Eventos El Niño/La Niña desde 1950

La tabla I.1 muestra los eventos cálidos y fríos (El Niño y La Niña, respectivamente) del ciclo ENOS en el Pacífico tropical desde 1950, de acuerdo a los valores del índice ONI (*Oceanic Niño Index*)²⁵.

Tabla I.1: Eventos cálidos y fríos del ciclo ENOS (El Niño y La Niña, respectivamente) en el Pacífico tropical desde 1950, de acuerdo a los valores del índice ONI

El Niño			La Niña		
<i>débil</i>	<i>moderado</i>	<i>fuerte</i>	<i>débil</i>	<i>moderado</i>	<i>fuerte</i>
1951	1986	1957	1950	1954	1955
1963	1987	1965	1956	1964	1973
1968	1994	1972	1962	1970	1975
1969	2002	1982	1967	1998	1988
1976		1991	1971	1999	
1977		1997	1974	2007	
2004			1984		
2006			1995		
			2000		

²⁵El índice ONI corresponde a la media móvil de 3 meses de las anomalías de TSM obtenidas del conjunto de datos ERSST.v3 en la región de El Niño 3.4 (5°N-5°S, 120°-170°W), respecto al periodo 1971-2000. Los eventos de El Niño y La Niña se definen en función de la ocurrencia de anomalías que excedan el valor crítico de 0,5°C al menos durante 5 meses consecutivos y su intensidad se clasifica de acuerdo a la siguiente escala del valor de la anomalía de TSM (TSMa): débil: $0,5 \leq \text{TSMa} \leq 0,9$; moderado: $1 \leq \text{TSMa} \leq 1,4$ y fuerte: $1,5 \leq \text{TSMa}$

Anexo II – Saltos de PNM y calentamiento de la columna troposférica

II.1) PNM anual: La Serena (Chile) y Paso de Los Toros (Uruguay)

El aspecto más relevante del cambio de PNM a nivel anual es la disminución simultánea –en forma de salto- de esta variable en 1975/76 en las estaciones de La Serena (Chile: 29,9°S; 72.3°W) y Paso de Los Toros (Uruguay: 32,8°S; 56,52°W), ubicadas en torno a 30°S pero en extremos opuestos del continente (Fig. 5.1.25). Destaca en ambas series su similar variabilidad interanual y, en particular, el hecho de que el salto ocurre al mismo tiempo. Lo anterior le otorga robustez a dicha característica, descartando eventuales artificios, y da cuenta de rasgos de carácter continental en las fluctuaciones de presión.

Una causa plausible de un descenso abrupto de la PNM es el aumento de temperatura en la columna atmosférica o en una parte de ella. Para explorar esto, se puede usar la ecuación hipsométrica, obtenida de la integración de la ecuación hidrostática entre dos niveles de presión (tope, p_2 , y base, p_1 , considerando la ecuación de los gases ideales y una temperatura virtual media de la capa comprendida entremedio -que aproximaremos por la temperatura termodinámica convencional promedio de la capa-), la que permite calcular la diferencia de altura geopotencial entre éstos:

$$\Delta z = z_2 - z_1 = \frac{R_d \bar{T}_v}{g} \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$

Si consideramos que la temperatura media de la capa cambia en el tiempo, manteniendo constante la altura Δz del nivel de presión correspondiente a su tope, p_2 , podemos esperar que la presión superficial p_1 (en la base de la capa) varíe de forma inversa a la temperatura media. De esta forma, al disponer de una serie de temperatura media de la capa, es posible obtener una serie de PNM correspondiente, $p_1(t)$, a partir de la ecuación hipsométrica, escrita de forma conveniente:

$$p_1(t) = p_2 \exp \left[\frac{\Delta z g}{R_d \left(\bar{T}_0(t) + \gamma \frac{\Delta z}{2} \right)} \right]$$

En este caso, sólo disponemos de la serie superficial de temperatura, por lo que se puede suponer un perfil lineal de temperatura con la altura (por simplicidad, consideramos el gradiente de atmósfera estándar, es decir $\gamma = -0,0065 \text{ K/m}$) para calcular una temperatura media de la capa, en la altura $\Delta z/2$. Es necesario definir cuál es dicho tope p_2 de la capa y a qué altura Δz corresponde, lo que se puede obtener con un ajuste exponencial de la serie de temperatura media de la capa que minimice el error cuadrático medio. Para encontrar los valores de p_2 y Δz , puede seguirse el método descrito de manera iterativa, comenzando con $\Delta z=0$ en el denominador de la expresión anterior (es decir, con la serie de temperatura superficial) para obtener los valores de p_2 y Δz (en el numerador). El procedimiento se repite, empleando el valor de Δz obtenido para el numerador en el denominador hasta alcanzar cierto nivel de convergencia en el ajuste exponencial.

El procedimiento anterior, aplicado a las dos estaciones de interés en esta sección, muestra que puede obtenerse un ajuste razonable de PNM a partir de la serie de temperatura superficial si se considera el periodo 1978-2000 con los siguientes parámetros:

La Serena:

$$p_2 = 859,5 \text{ hPa}; \quad \Delta z = 1381 \text{ m}$$

Paso de Los Toros:

$$p_2 = 845,2 \text{ hPa}; \quad \Delta z = 1526 \text{ m}$$

Es decir, en el periodo 1978-2000 se puede explicar de buena forma la variabilidad de la PNM registrada en ambas estaciones mediante fluctuaciones de temperatura de la capa comprendida entre los primeros 1,5 km tropósfera, aproximadamente (considerando el gradiente de temperatura con la altura de la atmósfera estándar), lo que se muestra a través de las series $p_1(t)$ respectivas, obtenidas con el ajuste descrito (Fig. II.1.1).

Si bien el método expuesto es válido para el periodo mencionado, no logra explicar el salto registrado en PNM (de hecho, no se aprecia de forma clara dicho evento en las series de temperatura superficial), lo que queda de manifiesto por la discordancia evidente antes de la década de los '80s entre las series de PNM de las estaciones y los valores ajustados.

Siguiendo la misma línea anterior, es decir, considerando que las variaciones de PNM tienen carácter hidrostático (generadas por variaciones de temperatura de la columna), puede proponerse un procedimiento que permita establecer qué diferencia de temperatura δT explicaría un determinado salto en PNM (transición de una estructura térmica de la atmósfera previa, “a”, a una posterior, “b”).

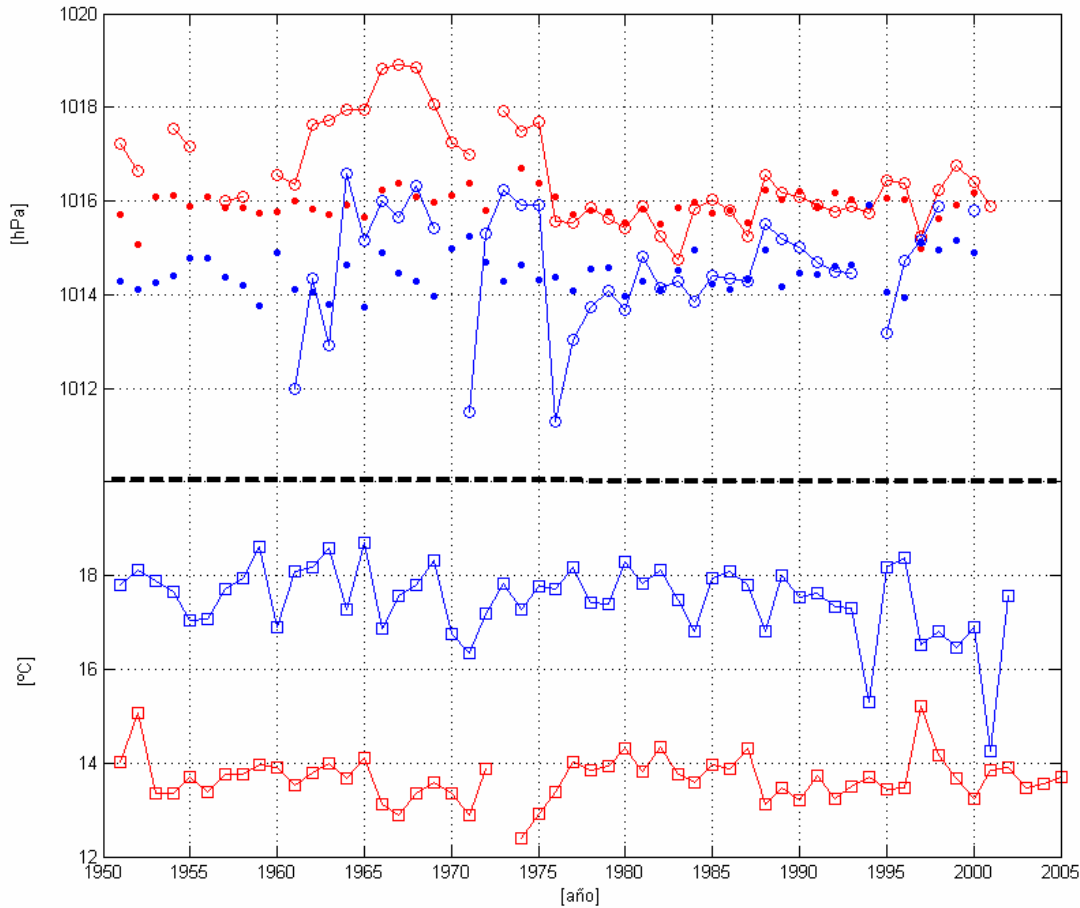


Figura II.1.1: Series de tiempo de promedios anuales de PNM (círculos vacíos) y temperatura superficial del aire (cuadrados vacíos) de La Serena (rojo) y Paso de Los Toros (Uruguay). Las series de puntos indican el ajuste de PNM realizado con la ecuación hipsométrica a partir de las series de temperatura en el periodo 1978-2000. Fuente: GHCN.

Dado que la serie de PNM de La Serena es más completa, la usaremos para realizar este ejercicio. Tomaremos los periodos comprendidos entre enero de 1971 y diciembre de 1975 y enero de 1978 y diciembre de 1982 como previo y posterior al salto (“a” y “b”, respectivamente). La diferencia de los promedios de PNM entre ambos periodos es de 1,9 hPa, disminuyendo de $p_{1a}=1017,5 \text{ hPa}$ a $p_{1b}=1015,6 \text{ hPa}$.

Para alcanzar el objetivo mencionado, en primer lugar consideremos que, a partir de la ecuación hidrostática y la de gases ideales, es posible encontrar la altura que corresponde a cierto nivel de presión $P=p_{2a}$:

$$\Delta z = \frac{T_0}{\gamma} \left[1 - \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{P_0 \gamma}{g \rho_0 T_0}} \right] = 44330,8 \left[1 - \left(\frac{P}{1017,5} \right)^{0,19} \right]$$

En la ecuación anterior hemos empleado los siguientes valores (el subíndice 0 denota valor en superficie):

$$T_0 = 288,15 \text{ K}$$

$$P_0 = 1017,5 \text{ hPa}$$

$$\rho_0 = 1,230 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

$$\gamma = -0,0065 \frac{\text{K}}{\text{m}}$$

$$g = 9,81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$$

Hemos utilizado los valores de atmósfera estándar, salvo en el caso de la presión en superficie (en que se ha reemplazado $P_0=1013,25 \text{ hPa}$ por $P_0=p_{1a}=1017,5 \text{ hPa}$, que corresponde al promedio de PNM 1971/75 en La Serena) y, consecuentemente, la densidad superficial ($\rho_0=1,230 \text{ kg/m}^3$ en vez de $\rho_0=1,225 \text{ kg/m}^3$).

Por otro lado, la ecuación hipsométrica puede aplicarse en un momento particular a la configuración de la columna sobre un punto, digamos en el periodo previo al salto (*estructura "a", caracterizada por el promedio de PNM entre 1971 y 1975, $p_{1a}=1017,5 \text{ hPa}$*):

$$\Delta z_a = z_{2a} - z_{1a} = \frac{R_d \bar{T}_a}{g} \ln \left(\frac{p_{1a}}{p_{2a}} \right)$$

Así, fijando p_{1a} y p_{2a} , se puede despejar la temperatura media de la capa de espesor Δz (calculado) que explica la diferencia de presión observada entre el tope y la base de ésta:

$$\bar{T}_a = \frac{\Delta z_a g}{R_d \ln\left(\frac{p_{1a}}{p_{2a}}\right)}$$

La ecuación hipsométrica también se cumple si la temperatura de la capa cambia, con lo que se altera la configuración de altura y/o de presión de la columna (*estructura "b", caracterizada por el promedio de PNM entre 1978 y 1982, $p_{1b}=1015,6$ hPa*):

$$\Delta z_b = z_{2b} - z_{1b} = \frac{R_d \bar{T}_b}{g} \ln\left(\frac{p_{1b}}{p_{2b}}\right)$$

Ahora consideremos ambas estructuras de la capa (troposférica en este caso, a y b) y supongamos un caso ideal, en el que tomamos en cuenta un cierto espesor de la atmósfera Δz que, manteniendo constante el nivel de presión de su tope, es decir, $p_{2b} = p_{2a}$, aumenta su temperatura media en δT . Podemos esperar, entonces, que la presión de la base de la capa disminuya ($p_{1b} < p_{1a}$).

Considerando lo anterior, se llega a la siguiente relación, calculando el cociente de las expresiones de la ecuación hipsométrica para los casos a y b:

$$\bar{T}_a = \bar{T}_b \left[\frac{\ln(p_{1b}) - \ln(p_{2b})}{\ln(p_{1a}) - \ln(p_{2a})} \right]$$

En la expresión anterior, se definen, por simplicidad, los siguientes términos:

$$K = \left[\frac{\ln(p_{1b}) - \ln(p_{2b})}{\ln(p_{1a}) - \ln(p_{2a})} \right], \quad \bar{T}_b = \bar{T}_a + \delta T$$

Así, resulta la siguiente igualdad que permite calcular el cambio de temperatura δT que explicaría una determinada variación de la presión en la base de la capa (de p_{1a} a p_{1b}), correspondiente, en este caso, al salto de PNM:

$$\delta T = \bar{T}_a \frac{(1-K)}{K}$$

Usando las relaciones anteriores podemos obtener un conjunto de parejas (p_{2b} , δT) que las satisfacen (tabla II.1). En particular, se aprecia que un aumento de temperatura media de $\delta T \sim 0,53 K$ de la capa comprendida entre la superficie y $p_{2b} \sim 400 hPa$ explica la magnitud de 1,9 hPa del salto observado en La Serena en 1975/76.

Tabla II.1: Altura y presión del tope de la capa considerada. Se especifica la temperatura media calculada para el periodo 1971/75 y el aumento de temperatura correspondiente a una disminución de la PNM de 1,9 hPa.

$p_{2a} = p_{2b}$ [hPa]	Δz [m]	\bar{T}_a [K]	δT [K]
200	11787	247,7	0,28
225	11050	250,3	0,31
250	10377	252,7	0,34
275	9757	254,9	0,36
300	9181	256,9	0,39
325	8642	258,8	0,42
350	8136	260,6	0,46
375	7658	262,3	0,49
400	7206	263,8	0,53
425	6776	265,3	0,57
450	6366	266,7	0,61
475	5974	268,0	0,66
500	5598	269,3	0,71
525	5237	270,5	0,77
550	4890	271,7	0,83
575	4556	272,8	0,9
600	4233	273,9	0,97
625	3921	275,0	1,06
650	3618	276,0	1,16
675	3325	277,0	1,27
700	3041	277,9	1,4

Si bien los resultados obtenidos se aproximan en magnitud al aumento de temperatura de la columna observada en la tropósfera baja en torno al salto climático (por ejemplo, en Quintero, Chile, Fig. II.2.3), no es posible establecer de manera directa la causalidad entre calentamiento de la columna y disminución de la PNM²⁶. De esta manera, no es evidente la relación entre ambas variables a partir de los datos disponibles mediante el procedimiento seguido.

II.2) Estructura vertical en Quintero

A pesar de que la información recopilada para el desarrollo de la presente tesis no permitió desarrollar una sección dedicada a la estructura vertical de la temperatura del aire de carácter regional, resulta de interés explorar los registros de esta variable en niveles superiores de la atmósfera, considerando los resultados obtenidos del análisis de la temperatura superficial en este trabajo. Para tal efecto, se ha utilizado la base de datos de radiosondeos IGRA (*Integrated Global Radiosonde Archive*) [Durre *et al*, 2006], que aporta información diaria (00Z y 12Z) de diversas variables meteorológicas para 6 estaciones chilenas. En particular, se ha escogido analizar los registros de Quintero a las 12Z, por estar situada esta estación en una zona donde se ha logrado establecer la manifestación y las características del salto climático de 1976/77 en temperatura superficial y por contar con la mayor cantidad relativa de datos (aunque los registros comienzan recién en 1957). En el caso de temperatura del aire, se ha seleccionado los datos correspondientes a los siguientes niveles de presión: 1000, 900, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 hPa. Las series anuales (estacionales) se han formado con al menos 6 (2) valores anuales válidos; a su vez, los promedios mensuales se calculan con un mínimo de 15 datos diarios.

La estructura vertical de la atmósfera entre 1000 y 30 hPa, según lo registrado en ambos lugares (Fig. II.2.1), muestra el gradiente vertical de temperatura característico de la tropósfera, más acusado en su parte baja y relativamente constante en el tiempo. Sobre 70 hPa se aprecia la inversión térmica que define a la estratósfera. Respecto al salto de mediados de los '70s, éste no tiene una señal muy marcada, aunque se insinúa visualmente. Puede apreciarse que la capa comprendida entre 1000 y 850 hPa aumenta su temperatura durante la segunda mitad de la década de los '70s, característica que prevalece hasta el fin del registro, poco antes de 2000.

²⁶ Al respecto, sería necesario contar con mayor resolución temporal que el utilizado (promedios anuales) y una caracterización de la evolución de la estructura vertical de la atmósfera de carácter regional.

La evolución temporal de las anomalías de temperatura en altura (Fig. II.2.2), en cambio, permite diferenciar los periodos previo y posterior al salto (que se detecta durante 1976 en Quintero) de manera clara entre la superficie y aproximadamente 250 hPa.

Los perfiles verticales (a nivel anual y estacional) de la diferencia de medias entre los periodos 1961-73 y 1978-2000 de Quintero se presentan en la figura II.2.3. Un rasgo general compartido es el calentamiento entre 0 y 1,3°C de la atmósfera bajo 100 hPa y enfriamiento de similar magnitud sobre tal nivel; la significancia estadística en algunos niveles da robustez a este carácter. Esta tendencia opuesta en sectores bajos y altos de la atmósfera, observada en otros estudios, podría asociarse a la intensificación del efecto invernadero de carácter antropogénico [e.g. Fuenzalida *et al.*, 2006].

A nivel anual (Fig. II.2.3, línea negra), el calentamiento es más o menos homogéneo desde la superficie hasta los 300 hPa (entre 0,5° y 1°C). Destaca un mínimo local aparente en torno a los 700 hPa. Sobre 100 hPa, el enfriamiento es significativo. Por otro lado, las estaciones de invierno (línea azul), primavera (línea verde claro) y verano (línea roja) muestran enfriamiento sobre 100 hPa y calentamiento relativamente uniforme bajo 300 hPa, aunque de mayor magnitud en invierno. En superficie, la diferencia es menor a los niveles inmediatamente superiores. El perfil de otoño, en cambio, presenta calentamiento de similar magnitud en superficie y altura (300-200 hPa), con un mínimo local en 700 hPa y enfriamiento sobre 100 hPa.

Al comparar las diferencias a nivel anual, vemos que si se considera periodos más locales en torno al salto (línea verde oscuro, 1978/82-1971/75), se aprecia en altura, sobre 400 hPa, ciertas divergencias con el perfil de diferencias entre periodos más largos (línea negra, 1978/90-1961/73). Sin embargo, el rasgo más distintivo para nuestro análisis es que, a 1000 hPa, la diferencia de carácter más local es mayor a 1°C, mientras que la de largo plazo es apenas algo mayor a 0,5°C. Lo anterior da cuenta de que, a pesar de que el salto persiste, se manifiesta de forma más notoria al considerar un intervalo de tiempo más acotado en torno a él.

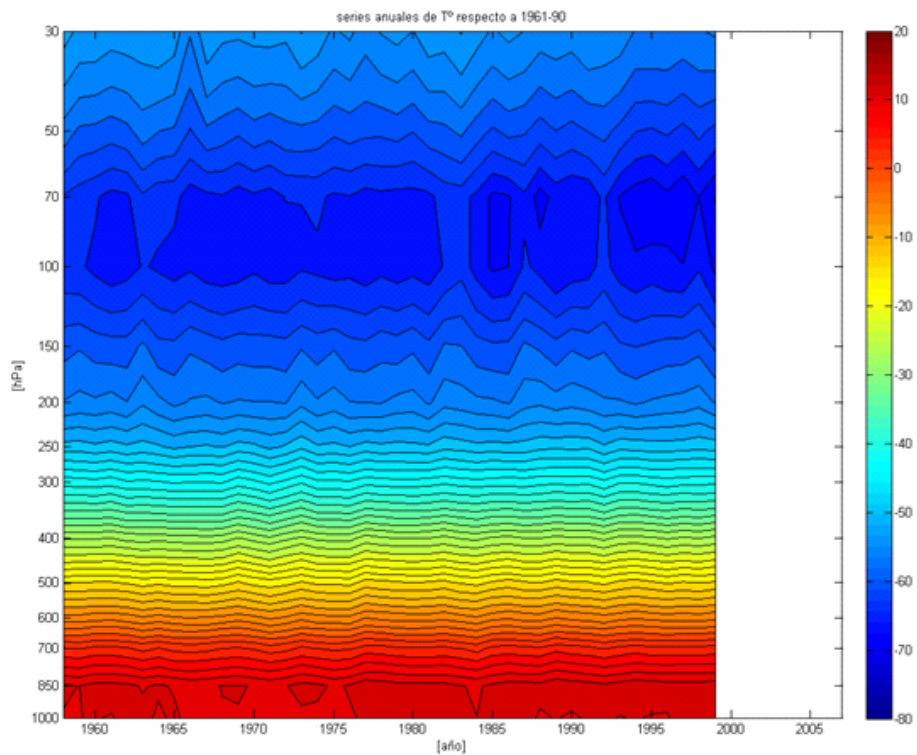


Figura II.2.1: Temperatura del aire entre 1959 y 2007 en Quintero. Contornos cada 2 °C. Se excluye los niveles 900 y 925 hPa. Fuente: IGRA.

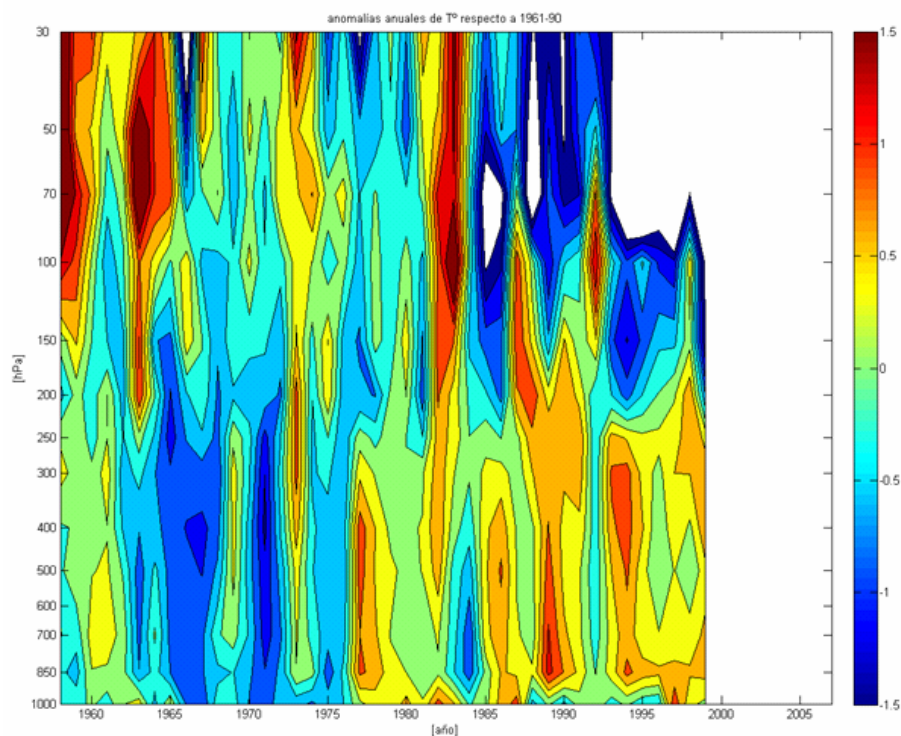


Figura II.2.2: Anomalías de temperatura del aire respecto al promedio 1961-90 en Quintero. Contornos cada 0,3°C. Los datos en blanco sobre 100 hPa a partir de 1980 representan anomalías menores a -1,5°C. Se excluye los niveles 900 y 925 hPa. Fuente: IGRA.

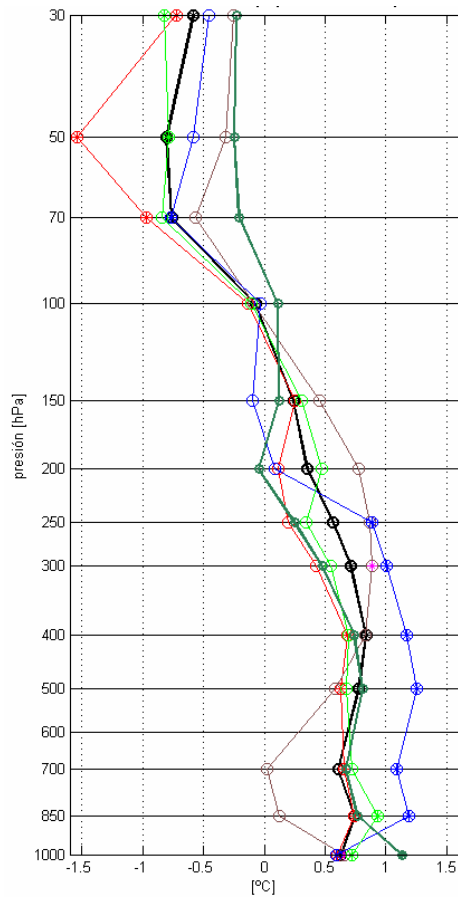


Figura II.2.3: Diferencia de promedios de temperatura media del aire en altura en Quintero, entre los periodos 1978/90-1961/73, a nivel anual (negro) y estacional: verano (DEF, rojo), otoño (MMA, café), invierno (JJA, azul) y primavera (SON, verde claro). Se muestra también la diferencia de los periodos 1978/82-1971/75 (nivel anual, verde oscuro) Los valores estadísticamente significativos a un nivel de 95% aparecen marcados con un asterisco. Fuente: IGRA.

De acuerdo a los perfiles anteriores, se han elaborado dos compuestos de las series de anomalías de temperatura en altura, que representan la tropósfera (Fig. II.2.4, centro, que representa calentamiento entre 850-250 hPa, excluyendo 1000 hPa) y la parte inferior de la estratósfera (Fig. II.2.4, abajo, que representa enfriamiento entre 70-30 hPa). En estas series se evidencia la evolución opuesta de la temperatura en dichas capas, aunque el enfriamiento superior resulta ser más intenso que el calentamiento inferior.

La serie de la tropósfera exhibe un cambio de régimen asociado al salto de 1976/77, que no resulta evidente por los valores de la serie a comienzos de los '70s, que ciertamente corresponden a eventos La Niña (1970, 71 y 74) y un evento fuerte El Niño (1972/73). No obstante, el test secuencial empleado en el presente trabajo identifica un cambio significativo en la media en 1976/77 en los niveles de 1000, 700, 500, 400 y 300 hPa. La serie anual de 1000 hPa exhibe bien el comportamiento en forma de salto en 1976/77 (Fig. II.2.4, arriba), que separa los periodos 1958-75 y 1978-99. En el caso del compuesto de la tropósfera, los niveles superiores no muestran señales de salto en sus series.

Por otro lado, la serie de la base de la estratósfera (Fig. II.2.4, abajo) no revela la existencia de un salto observable a mediados de la década de los '70s y es representado por una tendencia negativa.

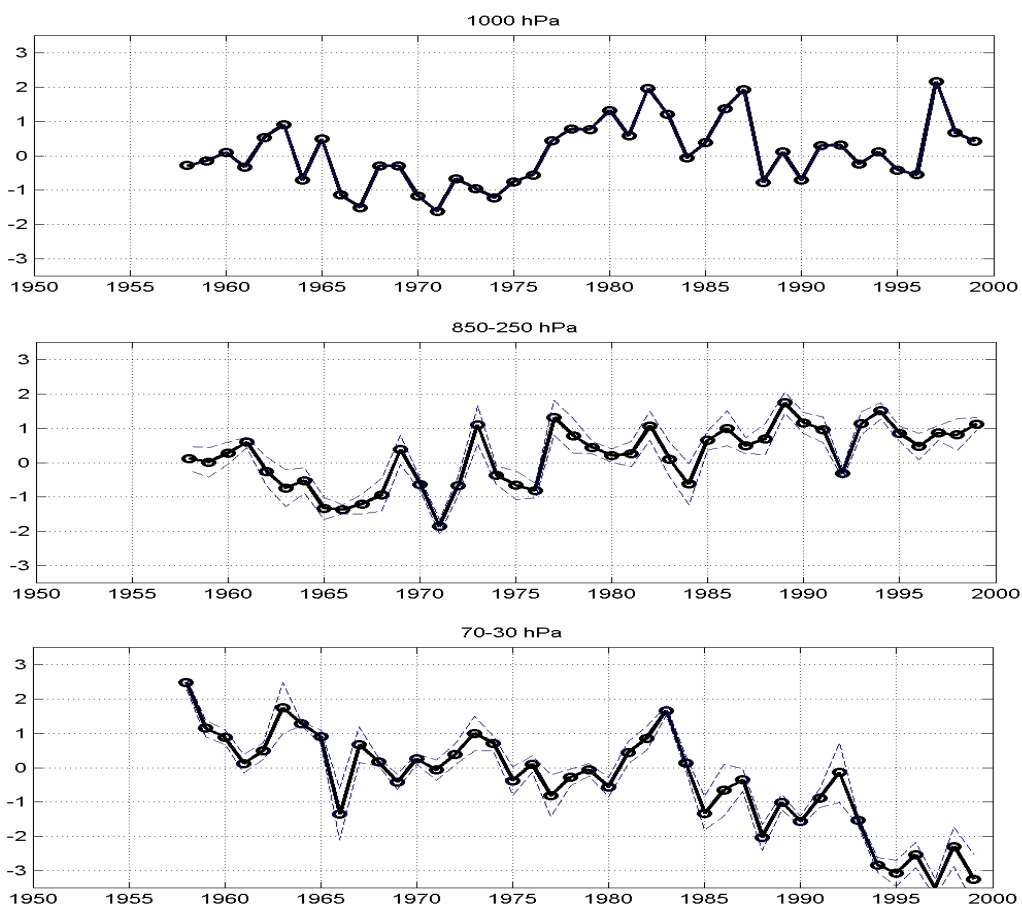


Figura II.2.4: Compuestos de anomalías normalizadas (respecto a 1961-90) de la estación Quintero, formados con las series de temperatura del aire de distintos niveles en altura: arriba) 1000 hPa, centro) 850, 700, 500, 400, 300 y 250 hPa y abajo) 70, 50 y 30 hPa. Se indica la desviación estándar entre los valores de las series del compuesto para cada año. Fuente: IGRA.

8) Bibliografía

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.

Agosta E. A. y R. H. Compagnucci, 2008: The 1976/77 Austral Summer Climate Transition Effects on the Atmospheric Circulation and Climate in southern South America, *Journal of Climate*, **21 (17)**, 4365-4383.

Andreoli, R. y M. Kayano, 2005: ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. *Int. J. Climatol.* **25**, 2017–2030.

Barros, V. R., y L. Scasso, 1994: Surface pressure and temperature anomalies in Argentina in connection with the Southern Oscillation. *Atmósfera*, **7**, 159–171.

Barros, V.R., Catañeda M.E. y Doyle, M.E., 1996: Recent precipitation trends in Southern South America to the east of the Andes: an indication of a mode of climatic variability. Greenhouse Gas Emissions Under Developing Countries Point of View, COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro, Brasil.

Barros, V., M. Doyle, M. González, I. Camilloni, R. Bejarán y R. Caffera, 2003: Climate variability over subtropical South America and the South American Monsoon: A Review. *Meteorologica*, **27**, 34-58

Boisier, J.P. y P. Aceituno. 2006: Changes in surface and upper-air temperature along the arid coast of northern Chile. 8 ICSHMO, Foz de Iguazú.

Castañeda, M. y M. González, 2008: Statistical analysis of the precipitation trends in the Patagonia region in southern South America, *Atmósfera*, **21 (3)**, 303-317.

Cayan D. R., A. J. Miller, T. P. Barnett, N. E. Graham, J. N. Ritchie, y J. M. Oberhuber, 1995: Seasonal-to-interannual fluctuations in surface temperature over the Pacific: Effects of monthly winds and heat fluxes. *Natural Climate Variability on Decadal-to-Century Time Scales*, D. G. Martinson *et al.*, Eds., National Academy Press, 133–150.

Clement, A.C, R. Burgman, J. R. Norris, 2009: Observational and Model Evidence for Positive Low-Level Cloud Feedback. *Science*, **325**. no. 5939, 460 – 464, doi: 10.1126/science.1171255

Chao Y., M. Ghil, y J. C. McWilliams, 2000: Pacific interdecadal variability in this century's sea surface temperatures. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2261–2264.

Chavez, F. P., J. Ryan, S. E. Lluch-Cota, y M. Niquen, 2003: From anchovies to sardines and back: multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science*, **299**, 217-221.

Chen, J., A.D. Del Genio, B.E. Carlson y M.G. Bosilovich, 2008: The spatiotemporal structure of twentieth-century climate variations in observations and reanalyses. Part II: Pacific pan-decadal variability. *J. Climate*, **21**, 2634-2650, doi:10.1175/2007JCLI2012.1.

- Compagnucci R.H., E.A. Agosta y W.M. Vargas, 2002: Climatic change and quasi- oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern Africa region. *Climate Dynamics*, **18**, 421-435
- Deser, C., M.A. Alexander y M.S. Timlin, 1996: Upper-ocean thermal variations in the North Pacific during 1970- 1991, *J. Climate*, **9**, 1840
- Durre, I., R.S. Vose, y D.B. Wuertz, 2006: Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive. *J. Climate*, **19**, 53–68.
- Falvey, M. y R. Garreaud, 2009: Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the SE Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *J. Geophys. Res.*, **114**, D04102, doi:10.1029/2008JD010519.
- Fuenzalida, H., M. Falvey, M. Rojas, P. Aceituno y R. Garreaud, 2006: Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. *Informe para CONAMA*.
- Garreaud, R. D. y D. Battisti, 1999: Inter-annual (ENSO) and inter-decadal (ENSO-like) variability of the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *J. of Climate.*, **12**, 2113-2123.
- Garreaud, R., 2007. Precipitation and circulation covariability in the extratropics. *J. Climate*, **20**, 4789–4797.
- Garreaud, R. D. y P. Aceituno, 2007: Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. *Chapter 2 in The Physical Geography of South America*. T. Veblen, K. Young and A. Orme, Eds. Oxford University Press.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R. y J. Marengo, 2008: Present-day South American climate, *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032
- Gershunov, A., y T.P. Barnett, 1998: Interdecadal modulation of ENSO teleconnection, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 2715
- Giese, B. S., S. C. Urizar y N. S. Fučkar, 2002. Southern Hemisphere Origins of the 1976 Climate Shift, *Geophys. Res. Lett.*, **29(2)**, 1014, doi:10.1029/2001GL013268.
- Gillett, N. y D.W.J. Thompson, 2003: Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change, *Science*, **302**, 273-275.
- Gillett, N. P., T. D. Kell, y P. D. Jones, 2006: Regional climate impacts of the Southern Annular Mode, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23704, doi:10.1029/2006GL027721.
- Gong, D. y S. Wang, 1999: Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459–462.
- Graham, N.E., 1994: Decadal scale variability in the 1970's and 1980's: Observations and model results. *Clim. Dyn.*, **10**, 60-70.
- Gupta, A. S., y M. H. England, 2006: Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the Southern Annular Mode, *J. Clim.*, **19**, 4457–4486.

Hartmann B. y G. Wendler, 2005: The Significance of the 1976 Pacific Climate Shift in the Climatology of Alaska. *J. Clim.*, **18(22)**, 4824-4839.

Haylock, M. R., T. Peterson, J. R. Abreu de Sousa, L. M. Alves, T. Ambrizzi, J. Baez, J. I. Barbosa, V. R. Barros, M. A. Berlato, M. Bidegain, G. Coronel, V. Corradi, A. M. Grimm, R. Jaido dos Anjos, D. Karoly, J. A. Marengo, M. B. Marino, P. R. Meira, G. C. Miranda, L. Molion, D. F. Moncunill, D. Nechet, G. Ontaneda, J. Quintana, E. Ramirez, E. Rebello, M. Rusticucci, J. L. Santos, I. T. Varillas, J. G. Villanueva, L. Vincent y M. Yumiko, 2006: Trends in total and extreme South America rainfall 1960-2000 and links with sea surface temperature. *Journal of Climate*, **19**, 1490-1512.

Huang, H. P., R. Seager y Y. Kushnir, 2005: The 1976/77 transition in precipitation over the Americas and the influence of tropical sea surface temperature. *Climate Dynamics*, **24**, 721-740.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.

Jones, P.D. y M. Hulme, 1996: Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations. *Int. J. Climatol.*, **16**, 361-377

Kayano, M. T., C. P. Oliveira y R. V. Andreoli, 2008: Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. *International Journal of Climatology*, v. online, doi: <10.1002/joc.1824>.

Kerr R. A., 1992: Unmasking a shifty climate system. *Science*, **255**, 1508–1510.

Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne y M. Fiorino, 2001: The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 247-268.

Klein, S. A. y D. L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, **6**, 1587-1606.

Kousky V. E. y C. F. Ropelewski, 1989: Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South American region. *Rev. Brasil. Meteor*, **4**, 353–363.

Legates, D.R., C. Willmont, 1990a: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatol.* **10**, 111–127.

Legates, D.R., C. Willmont, 1990b: Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature. *Theor. Appl. Climatol.* **41**, 11–21.

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

Litzow, M. A., 2006: Climate regime shifts and community reorganization in the Gulf of Alaska: how do recent shifts compare with 1976/1977? *ICES Journal of Marine Science*, **63**, 1386-1396.

- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace y R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069–1079.
- Mantua, N.J. y S.R. Hare. 2002: The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, **58 (No. 1)**, 35-44.
- Marengo, J.A. 2004: Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and Applied Climatology*, **78**, 79-96.
- Marshall, G. J., 2003: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses, *J. Clim.*, **16**, 4134– 4143.
- Miller, A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham y J. M. Oberhuber, 1994: The 1976-77 climate shift of the Pacific Ocean. *Oceanography*, **7**, 21-26.
- Minobe, S. 1997: A 50-70 Year Climatic Oscillation Over the North Pacific and North America, *Geophys. Res. Lett.*, **24(6)**, 683–686.
- Mitchell, T. P. y J. M. Wallace, 1996: ENSO Seasonality: 1950-78 versus 1979-92. *J. of Climate*, **9**, 3149-3161.
- Montecinos, A. y P. Aceituno. 2003a: Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *Journal of Climate*, **16**, 281-296.
- Montecinos, A., S. Purca, y O. Pizarro, 2003b: Interannual-to-interdecadal sea surface temperature variability along the western coast of South America. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1570, doi:19.1929/2003GL017345.
- Nogués-Paegle, J., C.R. Mechoso, R. Fu, E.H. Berbery, W.C. Chao, K. Cook, A. Diaz, D. Enfield, R.N. Ferreira, A.M. Grimm, V.E. Kousky, B. Liebmann, J.A. Marengo, K.C. Mo, J.D. Neelin, J. Paegle, A. Robertson, A. Seth, C. Vera y J. Zhou, 2002: Progress in Pan American CLIVAR research: Understanding the South American monsoon. *Meteorologica*, **27**, 3-32.
- Norris, J. R., y A. Slingo, 2009: Trends in observed cloudiness and Earth's radiation budget: what do we not know and what do we need to know? in *Clouds in the Perturbed Climate System*, edited by J. Heintzenberg and R. J. Charlson, MIT Press, 17-36.
- Peterson, T. y Vose, R., 1997: An overview of the global historical climatology network temperature database. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **78**, 2837–2849.
- Prohaska, 1976: The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. In: *Climates of Central and South America*. (Schwerdtfeger, W. Ed.).World Survey of Climatology, 13–73.
- Quintana, J, 2004: Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geofísica. Universidad de Chile. 69-72.
- Quintana, J. y P. Berríos, 2007: Study of the coastal low cloud in the northern coast of Chile: Variability and tendency. 4th Int. Conf. on Fog, Fog Collection and Dew La Serena, Chile. 22-27

Rasmusson, E. y T. Carpenter. 1982: Variations in Tropical Sea-surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weather Rev.* **110**, 354-384.

Rodionov, S. N., 2004: A sequential algorithm for testing climate regime shifts, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L09204, doi:10.1029/2004GL019448.

Rodionov, S.N., 2005a: A brief overview of the regime shift detection methods. In: *Large-Scale Disturbances (Regime Shifts) and Recovery in Aquatic Ecosystems: Challenges for Management Toward Sustainability*, V. Velikova y N. Chipev (Eds.), UNESCO-ROSTE/BAS Workshop on Regime Shifts, 14-16 June 2005, Varna, Bulgaria, 17-24.

Rodionov, S.N., 2005b: A sequential method for detecting regime shifts in the mean and variance. In: *Large-Scale Disturbances (Regime Shifts) and Recovery in Aquatic Ecosystems: Challenges for Management Toward Sustainability*, V. Velikova y N. Chipev (Eds.), UNESCO-ROSTE/BAS Workshop on Regime Shifts, 14-16 June 2005, Varna, Bulgaria, 68-72.

Ropelewski, C. F. y M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation (ENSO). *Monthly Weather Review*, **115**, 1606-1626.

Rossow, W. B., y R. A. Schiffer, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 2261– 2287.

Rudnick D.I. y R.E Davis, 2003: Red noise and regime shifts. *Deep-Sea Research*, **50**, 691–699.

Rutllant, J.A., 2004: Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997-1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile central. En: Avaria, S., Carrasco, J., Rutllant, J.A. & Yáñez, E. (eds.) *El Niño-La Niña 1997-2000. Sus efectos en Chile*, 61-76.

Smith, T.M. y R. W. Reynolds, 2004: Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *Journal of Climate*, **17**, 2466-2477.

Solow, A.R. 1987: Testing for climate change: An application of the two-phase regression model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26(10)**, 1401-1405.

Tanimoto, Y., N. Iwasaka, K. Hanawa, y Y. Toba, 1993: Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales in the North Pacific. *J. Climate*, **6**, 1153–1160.

Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 988–993.

Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, y G. C. Heger, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends, *J. Clim.*, **13**, 1018–1036.

Thompson, D.W.J. y S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895-899.

Tomé A. R. y P. M. A. Miranda, 2005: Continuous partial trends and low-frequency oscillations of time series. *Nonlinear Proc. Geoph.*, **12**, 451-460.

- Uppala, S.M., *et al.*, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vargas, G., S. Pantoja, J. Rutllant, C.B. Lange y L. Ortlieb, 2007: Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-Like variability in the Perú-Chile current since late 19th century. *Geophys. Res. Lett.*, **34**
- Vargas, W.M., J.L. Minetti y A.G. Poblete., 1995: Statistical Study of Climatic Jump in the Zonal Circulation over South America. *Jou. Met. Soc. of Japan*, **vol. 73, Nº5**, 849-856.
- Villarroel, C., B. Rosenbluth, y P. Aceituno, 2006: Climate change along the extratropical west coast of South America (Chile): Daily max/min temperatures, paper presented at 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Am. Meteorol. Soc., Foz de Iguazu, Brazil.
- Warren, S.G., R.M. Eastman, y .J. Hahn, 2007: A Survey of Changes in Cloud Cover and Cloud Types over Land from Surface Observations, 1971–96. *J. Climate*, **20**, 717–738.
- Yamamoto, R., T. Iwashima y N.K. Sange, 1986: An analysis of climate jump. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 273-281.
- Yasunaka, S., y K. Hanawa, 2005: Regime shifts and El Niño/Southern Oscillation events in the global sea surface temperatures. *Int. J. Climatol.*, **25**, 913-930. doi:10.1002/joc.1172, 913-930.
- Zhang, Y., J.M. Wallace y D.S. Battisti, 1997: ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-93. *J. Climate*, **10**, 1004-1020.
- Zhang, R.-H., L.M. Rothstein y A.J. Busalacchi, 1998: Origin of upper-ocean warming and El Niño changes on decadal scales in the tropical Pacific Ocean, *Nature*, **391**, 879.