



Universidad de Concepción  
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas  
Departamento de Geofísica

**Variabilidad interanual de la  
precipitación invernal en Chile  
central no asociada al ciclo  
El Niño-Oscilación del Sur**

**Tesis para optar al título profesional de  
Geofísico**

Cristian G. Muñoz Castillo

Profesor Guía: Dr. Aldo Montecinos Gula

Concepción, Chile

Mayo de 2009



# Resumen

La variación de la precipitación a escala interanual en Chile central ( $30^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S) ha sido estudiada la mayoría de las veces como una respuesta a la señal estacional del ciclo ENOS (El Niño-Oscilación del Sur). Al respecto, se sabe que la señal es significativa y correlacionada positivamente con la precipitación durante invierno en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S, primavera en la región  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S, mientras que una correlación significativa de signo negativo se da durante verano en la región  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S. En este trabajo, el énfasis está puesto en describir esta variabilidad interanual de la precipitación invernal por cada región de Chile central influenciada estacionalmente por ENOS en términos de patrones espaciales de gran escala que ocurren particularmente en latitudes extratropicales, tales como la presencia de altas cálidas, bajas frías y la actividad de los bloqueos sobre el océano Austral. La influencia de tales bloqueos en la precipitación invernal en las tres regiones, es estudiada a través de los análisis de regresión/correlación y de técnicas estándar de análisis multivariado, tales como el análisis de componentes principales (ACP) y el análisis de correlación canónica (ACC).

Se encuentra que la actividad de bloqueo influye en la precipitación invernal no sólo en la región estacionalmente influenciada por el ciclo ENOS ( $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S), sino que además en las otras dos regiones consideradas de Chile central, diferenciándose en su posición de tal manera que mientras más al sur y al oriente se encuentre el bloqueo, la región afectada será cada vez más austral. Además de los bloqueos, se encuentra que la baroclinicidad sobre Sudamérica subtropical es un factor que modula la precipitación en Chile central producto de la presencia de una baja fría (alta cálida), especialmente en la tropósfera baja sobre el cono sur de Sudamérica, la que junto con anomalías positivas

(negativas) en el borde sur del trópico sobre la región oriental del Pacífico, son capaces de aumentar (disminuir) la baroclinicidad sobre la región centro-sur de Chile, lo que favorece (desfavorece) la actividad frontal y por consiguiente el aumento (disminución) de la precipitación invernal en Chile central.

A efecto de buscar señales no asociadas al ciclo ENOS, se identificaron y analizaron aquellos inviernos cuya precipitación en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S de Chile central no fue la esperada dada la estricta relación evento cálido-invierno lluvioso y evento frío-invierno seco largamente documentada. Además, se han analizado aquellos inviernos durante los cuales la región  $35^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S (en principio no afectada por ENOS) presenta una precipitación anómala cuando no existen fases extremas del ciclo ENOS, identificándose que en gran parte de los inviernos considerados, la presencia ó ausencia de bloqueos sobre los mares de Amundsen Bellinghausen y Weddel durante las fases neutras de ENOS juega un rol preponderante en el tipo de invierno (lluvioso ó seco) para la región considerada de Chile central.

La tendencia de largo plazo presente en los datos, permitió aislar la señal consistente con la Oscilación Antártica (AAO), la cual no tuvo una relación directa que haya sido significativa con la precipitación invernal en Chile central.

# Agradecimientos

Son muchas las personas que a lo largo de mi formación académica han contribuido significativamente a mi desarrollo tanto profesional como personal. En primer lugar, quisiera agradecer el constante apoyo, cariño y preocupación de mis familiares y en particular a mis padres, Juan y Cecilia, por haberme formado en los aspectos de la responsabilidad, trabajo y tenacidad, herramientas sin las cuales no hubiera podido desempeñarme a lo largo de mis años de estudio de pregrado.

Quisiera también agradecer a mis hermanos, Rodrigo y Juan Pablo, quienes siempre han sido para mí ejemplos de emprendimiento, tenacidad y pilares fundamentales en los cuales siempre me he apoyado en los momentos difíciles. Una mención especial merece mi cuñada Carla, quien junto a mi hermano Rodrigo siempre ha tenido la disposición de recibirme en su acogedor hogar durante muchas ocasiones. Sin duda que Josefa llegará a este mundo con la tremenda fortuna de llamarlos padres.

Un párrafo aparte para mis amigos de toda la vida: Patricia, Loreto, Andrés, Pablo, Patricio y Javier, quienes me han entregado su incondicional apoyo y han cultivado en mí el valioso arte de la amistad, sin los cuales no hubiese podido ser la persona en la que me he convertido.

Aprovecho también de agradecer al escultismo de la Asociación de Guías y Scouts de Chile, el cual a través de la constante convivencia con el medio ambiente desde los 8 años, despertaron en mí el interés por los fenómenos naturales, lo cual me motivó a escoger esta carrera.

Un reconocimiento especial a mi profesor guía, el Dr. Aldo Montecinos Gula, quien desde el primer día que comencé a estudiar Geofísica ha sido una persona preocupada del bienestar de sus alumnos y quien siempre ha tenido una palabra de apoyo sin dejar de lado su espíritu crítico. Vaya para él mi reconocimiento como científico, académico y persona por prestar toda su disposición, colaboración y conocimientos que enriquecieron enormemente esta tesis, por re-enseñarme a escribir y por cuyo valioso aporte, preocupación y cercanía estaré eternamente agradecido.

Gracias a todo el personal académico y administrativo, sin excepción, del Departamento de Geofísica (DGEO) de la Universidad de Concepción por brindarme todas las facilidades y un lugar cómodo donde trabajar, por ser el excelente grupo humano que son sobretodo con sus alumnos y por su gran disposición para atender consultas. Sin dudas que trabajar en estas condiciones hace bastante grata la experiencia de ser alumno de este departamento.

A mis compañeros de generación de Ciencias Físicas y Astronómicas y a mis compañeros de la oficina 442 gracias por su valiosa compañía, cariño y apoyo demostrado a lo largo de todo este tiempo.

A los miembros de la comisión revisora, Michael Kurgansky y Juan Quintana, por sus valiosas observaciones que mejoraron ostensiblemente esta tesis y por poner a mi disposición sus conocimientos.

Agradezco también a la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y a la Dirección General de Aguas (DGA) por poner a mi disposición los datos de precipitación mensual en Chile central y a CONICYT, el cual a través del proyecto FONDECYT 1080058, financió esta tesis de pregrado.

Un párrafo especial para Emma, quien durante mis últimos años de carrera me ha sabido apoyar con su especial cariño del cual me siento enormemente afortunado. Gran parte de esta tesis se lo debo a ella por entenderme y animarme a que terminara pronto este trabajo, aunque en ocasiones para nosotros esto significara no dedicarnos tanto tiempo como nos hubiese gustado durante este último año. Vaya para tí mi más afectuoso y emotivo abrazo de agradecimiento.

Finalmente, gracias a todos aquellos quienes me demostraron su cariño preguntando por el desarrollo de esta tesis.

# Índice

Resumen	i
Agradecimientos	iii
<b>1 Antecedentes generales</b>	<b>1</b>
1.1 Régimen pluviométrico en Chile central . . . . .	2
1.2 ENOS, influencia en la precipitación y varianza temporal . .	3
1.2.1 Acerca del ciclo ENOS . . . . .	3
1.2.2 Variabilidad Interanual . . . . .	5
1.3 La Oscilación Antártica . . . . .	9
1.4 Actividad de Bloqueo en el Hemisferio Sur . . . . .	10
<b>2 Metodología</b>	<b>13</b>
2.1 Base de Datos . . . . .	13
2.2 Descripción Metodológica . . . . .	14
2.3 Análisis Multivariado . . . . .	15
2.3.1 Análisis de Componentes Principales . . . . .	15
2.3.2 Análisis de Correlación Canónica . . . . .	18
<b>3 Análisis de Componentes Principales</b>	<b>21</b>
3.1 ENOS, configuraciones atmosféricas y precipitación . . . . .	21
3.1.1 El ciclo ENOS y la precipitación en Chile central . . .	21
<b>4 Análisis de Regresión</b>	<b>29</b>
4.1 Campos atmosféricos y precipitación en Chile central . . . . .	29
<b>5 Análisis de Correlación Canónica</b>	<b>35</b>
5.1 Región 30°-42°S . . . . .	35
5.2 Región 35°-42°S . . . . .	37
5.3 Análisis del modo canónico . . . . .	37

5.4	Tendencia y precipitación en Chile central . . . . .	38
5.4.1	Región 30°-42°S . . . . .	38
5.4.2	Región 35°-42°S . . . . .	41
<b>6</b>	<b>Análisis de casos</b>	<b>43</b>
6.1	Consideraciones previas . . . . .	43
6.1.1	El espesor de la capa troposférica como índice de la temperatura en la capa . . . . .	44
6.1.2	Relación entre el gradiente térmico meridional y el flujo zonal . . . . .	44
6.2	Inviernos con relación inversa ENOS-PP . . . . .	46
6.2.1	Inviernos lluviosos en la región 30°-35°S bajo condiciones frías en el Pacífico ecuatorial. . . . .	46
6.2.2	Inviernos secos en la región 30°-35°S bajo condiciones cálidas en el Pacífico ecuatorial. . . . .	50
6.3	Precipitación extrema no ENOS al sur de 35°S . . . . .	54
6.3.1	Inviernos lluviosos durante años no-El Niño . . . . .	54
6.3.2	Inviernos secos con ausencia de bloqueo . . . . .	56
6.4	Invierno seco durante un año El Niño. 1991 . . . . .	58
<b>7</b>	<b>Discusión y Conclusiones</b>	<b>61</b>
	<b>Figuras</b>	<b>67</b>
	<b>A Percentiles de precipitación invernal</b>	<b>119</b>
	<b>Referencias</b>	<b>127</b>

# Capítulo 1

## Antecedentes generales

Chile es un país de extremos climáticos. A lo largo de su extensión, es posible encontrar desde un clima árido y desértico en el norte, hasta uno de los climas más húmedos del Hemisferio Sur en la zona austral (Miller 1976). Entre estas regiones, se ubica la región de Chile central ( $30^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S), en donde se concentra la mayor parte de la población del país y sus principales ciudades (INE 2002). Año a año, es posible caracterizar los inviernos en esta región como “secos” o “lluviosos” respecto a un año “normal”, dependiendo de la cantidad total de lluvia caída. Es así como en cada invierno, es posible vivir distintos escenarios de déficit ó superávit de lluvias, los cuales, dependiendo de la intensidad, traen como consecuencia grandes pérdidas en diversos sectores de la economía chilena. Entre otros, se puede destacar la agricultura, ganadería, la pesca y el turismo, las que impactan directamente sobre la población encareciendo el costo de la vida y dificultando su normal desarrollo. Se puede mencionar, a modo de ejemplo, que durante años particularmente lluviosos es frecuente ver inundaciones y aludes en variados sectores de las ciudades afectadas, muchos de los cuales ocurren con víctimas fatales, mientras que durante años particularmente secos, por ser Chile un país cuya energía proviene principalmente de empresas hidroeléctricas, se encuentra latente el riesgo de racionamiento eléctrico, al cual se llegó durante el invierno seco de 1999. Esta eventualidad de crisis eléctrica, provocó pérdidas en el país estimadas, de manera conservadora, en 10 millones de dólares mensuales en costo de racionamiento tan sólo para clientes que representan menos del 40% del consumo total de energía en Chile (Chumacero et al. 2000).

Sin dudas, nuestro país se encuentra a merced de los fenómenos naturales. Esta conciencia bastante arraigada en nuestro folklore, invita a que

como nación seamos capaces de mitigar los efectos de tales fenómenos con mecanismos de prevención y alerta eficientes, los cuales habrán de basarse en acabados estudios científicos, en particular, geofísicos. Un tema importante, debido además a la inminente asociación energética, es respecto a la variabilidad pluviométrica en escala interanual, lo cual motiva el desarrollo de esta tesis. En particular, el principal objetivo será el de describir tal régimen pluviométrico en relación a las configuraciones atmosféricas asociadas, con especial énfasis en aquellas que ocurren en latitudes extratropicales. Para ello, en las siguientes secciones se describen de manera general el régimen pluviométrico en Chile central y sus principales fuentes de variabilidad temporal.

## 1.1 Régimen pluviométrico en Chile central

En Chile central, el régimen de precipitación se concentra mayoritariamente en meses invernales (Abril a Septiembre) debido a la actividad frontal más frecuente, resultado del desplazamiento estacional hacia el norte del anticiclón subtropical del Pacífico Sur (i.e., Fuenzalida 1971; Garreaud 1994). Por otro lado, durante los meses de verano (Octubre a Marzo) el anticiclón se desplaza varios grados al sur, impidiendo la ocurrencia de lluvias asociadas al paso de sistemas frontales (i.e., Miller 1976). La mayor frecuencia de frentes durante el invierno, en especial al sur de 34°S, hace que durante estos meses se acumule cerca del 80% de toda el agua caída anualmente (Garreaud 1994). Esta actividad frontal, se ve influenciada además, por las características geográficas bien marcadas que existen en la zona. Al respecto, esta región en particular presenta un fuerte contraste entre la costa, la cordillera de la costa, la depresión intermedia ó valles centrales, la precordillera y la cordillera de Los Andes, la cual aísla la región de cualquier influencia directa del Océano Atlántico. Todo lo anterior, determina que el clima en Chile central sea catalogado como “templado cálido con lluvias invernales y estación seca prolongada” (Fuenzalida 1971). Por lo tanto, la precipitación tiende a ser altamente estacional y episódica, consecuencia de la alternancia de bajas y altas presiones en el régimen de los oestes, y de las fluctuaciones que experimenta la posición del anticiclón subtropical del Pacífico Sur. Muchos estudios, además, han mostrado que tal precipitación, a escala interanual, se ve fuertemente influenciada por las fases cálidas y frías del ciclo ENOS, El Niño-Oscilación del Sur, conocidas como eventos El Niño y La Niña, respectivamente (Rubin 1955; Pittock 1980; Quinn y Neal 1983; Aceituno 1988).

## 1.2 ENOS, influencia en la precipitación y varianza temporal

### 1.2.1 Acerca del ciclo ENOS

El ciclo ENOS corresponde a un fenómeno climático originado por el acoplamiento entre procesos oceánicos y atmosféricos propios del Pacífico Tropical, vinculados por primera vez por Bjerkness (1969). Antes del trabajo de Bjerkness se conocían ambos fenómenos, pero no se había determinado que la ocurrencia del fenómeno atmosférico (Oscilación del Sur descubierta por Walker y Bliss, 1932) determinaba la ocurrencia del fenómeno oceánico (El Niño) y viceversa. El término comúnmente conocido como El Niño, inicialmente se refería a un aumento anómalo de la temperatura superficial del mar (TSM) que generalmente ocurría durante el verano en las costas del norte de Perú. Hoy en día, se sabe que este aumento de la TSM ocurre en toda la franja ecuatorial ( $5^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{S}$ ) del océano Pacífico y se asocia además a un aumento del nivel del mar debido al debilitamiento de los vientos alisios a lo largo de la franja ecuatorial. Esto provoca una disminución de la profundidad de la termoclina en el Pacífico oriental durante un período de tiempo cercano a los 12 meses. Se observa además, que cuando persisten estas condiciones, existe un desplazamiento hacia el este de la actividad nubosa convectiva en el Pacífico Central y de la banda de convergencia del Pacífico Sur (Aceituno 1992b). Por otra parte, hay veces en que se presentan anomalías de signo opuesto a las descritas anteriormente, las cuales se conocen como eventos La Niña. Esta oscilación, entre condiciones El Niño y La Niña, puede en promedio durar entre 2 y 7 años, dependiendo de la intensidad de los eventos.

La Oscilación del Sur, por su parte, fue definida originalmente por Walker y Bliss (1932) como la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar (en adelante SLP) entre el océano Pacífico y la región de Indonesia, notando que existían valores de signo opuesto entre ellos y que estas condiciones se daban de manera diferente entre verano e invierno. Este tipo de relaciones, se parametrizaron definiendo un Índice de la Oscilación del Sur (SOI), el cual se puede considerar de manera simplificada como la diferencia de SLP entre Tahití (serie representativa del océano Pacífico) y Darwin (serie representativa del continente Marítimo). Sin embargo, la definición original considera, entre otras variables, la SLP en Santiago y la precipitación sobre gran parte de Chile central.

El vínculo entre El Niño y la Oscilación del Sur, se basa en que durante condiciones El Niño, existe una presión atmosférica anormalmente baja so-

bre el Pacífico suroriental y relativamente alta sobre Indonesia (fase negativa de la Oscilación del Sur), mientras que para condiciones La Niña se observan patrones de signo opuesto. De manera más concreta, el mecanismo de retroalimentación positiva descrito por Bjerkness (1969), indica que en el Pacífico ecuatorial a nivel del mar, las masas de aire se mueven desde el este hacia el oeste, convergiendo en el centro de baja presión del Pacífico occidental, en donde estas masas húmedas y cálidas ascienden y por convección precipitan, para luego ser transportadas hacia el este por los vientos en altura para luego descender nuevamente en el Pacífico oriental, generando una alta presión en el sector. Esta celda de circulación zonal fue bautizada por Bjerkness como Circulación de Walker. La alta presión, conocida como anticiclón subtropical del Pacífico Sur, es una característica semi-permanente que durante eventos El Niño se debilita, favoreciendo la precipitación en Chile central, y que durante eventos La Niña se intensifica, causando que los inviernos sean de tendencia seca (Aceituno 1988).

Bjerkness (1969) da cuenta además, que todas estas anomalías ocurridas en la banda ecuatorial influyen de distinta manera en el clima de otras latitudes en ambos hemisferios, característica conocida como teleconexión, la que se origina debido a que el calentamiento de la tropósfera durante los eventos modifica los intercambios meridionales de flujo entre regiones tropicales y latitudes medias, afectando el patrón de ondas de Rossby atmosféricas para algunas estaciones del año (Horel y Wallace 1981; Wallace y Gutzler 1981; Van Loon y Madden 1981). Estas teleconexiones, pueden darse de distinta manera a escala global (Kiladis y Díaz 1989) y en particular sobre el Hemisferio Sur (Karoly 1989), dependiendo de qué manera la circulación atmosférica induzca anomalías extratropicales de TSM (Vera et al. 2004) que puedan influenciar, por ejemplo, en los patrones de precipitación a escala regional y global (Ropelewski y Halpert 1987). Sobre Sudamérica, existen distintas respuestas a las fases cálidas o frías del ciclo ENOS (Aceituno 1988, 1989), principalmente referidas a la cantidad de agua caída en el Amazonas, la costa oriental de Sudamérica y el Altiplano. Para una descripción detallada de cómo el ciclo ENOS influye sobre estos lugares, véase Grimm (1997), Bidegain y Cafferla (1991) y Pisciotano et al. (1994).

Respecto a la influencia del ciclo ENOS en la precipitación de Chile central, el debilitamiento del anticiclón subtropical del Pacífico sur durante la fase cálida del ENOS, trae como consecuencia que la zona central de Chile sea más vulnerable al paso de sistemas frontales, dando origen a anomalías positivas de precipitación durante un evento El Niño. Este tipo de anomalías pueden superar 2 ó 3 veces la media anual de precipitación en la zona, dando origen a inundaciones y crecidas de ríos entre otros sucesos. Por otra parte,

## 1.2. ENOS, INFLUENCIA EN LA PRECIPITACIÓN Y VARIANZA TEMPORAL<sup>5</sup>

durante eventos La Niña el anticiclón subtropical se intensifica, bloqueando la actividad frontal sobre la región, haciendo que durante esta fase fría hayan anomalías negativas de precipitación en Chile central (Aceituno 1987), las que pueden persistir por 2 ó 3 años, trayendo como consecuencia severas sequías. Según Montecinos et al. (2000), la relación entre la variabilidad de la precipitación en Chile central y ENOS es altamente dependiente de la estacionalidad, en donde las relaciones más intensas se dan en invierno entre 29°S y 35°S, obteniendo luego esta respuesta en primavera (Octubre-Noviembre) y verano para las regiones 35°-38°S y 38°-41°S respectivamente. Por otro lado, una parte importante de la varianza del campo de precipitación invernal no es explicada por las fases extremas de ENOS. En particular, la influencia de patrones de gran escala en la región extratropical, tales como las bajas segregadas que impactan la región centro y norte de Chile, y que aparentemente no tienen relación con ENOS, contribuyen en un 5 a 10% a la precipitación anual en la zona comprendida entre 26° y 36°S (Pizarro y Montecinos 2000).

### 1.2.2 Variabilidad Interanual

La ocurrencia de inviernos excepcionalmente lluviosos, así como de otros anormalmente secos en Chile central, obedece en gran medida a las fluctuaciones del sistema océano-atmósfera en el Pacífico tropical vinculadas al ciclo ENOS. Estas fluctuaciones influyen en el régimen pluviométrico sobre Chile central como de fuerte variabilidad interanual, sin que se detecten periodicidades significativas en la ocurrencia de ambas condiciones pluviométricas extremas (Rosenblüth y Vielma 1981). Durante los años con lluvia sobre lo normal (e.d. años húmedos), existe un aumento del número de días con precipitación, el que se manifiesta particularmente en el incremento del número de tormentas con una intensidad moderada (10 a 20 mm/día) y extrema (sobre 50 mm/día) (Garreaud 1994). Tal aumento del número de tormentas, podrían deberse al desplazamiento de anomalías negativas de circulación atmosférica, a nivel de 200 hPa, desde el Océano Índico al Pacífico occidental (Rutllant y Aceituno 1991). Tal estructura, va acompañada por otra de signo positivo que se desplaza hacia el oriente en latitudes medias, profundizándose en el Pacífico sureste. Este patrón es consistente con el esquema de teleconexión en la tropósfera alta documentado por Karoly (1989), conocido como modo Pacífico-Sudamérica (PSA), el cual domina la variabilidad intraestacional de la circulación en el Hemisferio Sur durante invierno (Ghil y Mo 1991; Mo y Higgins 1997). El modo PSA también ha sido asociado con el inicio de anticiclones de bloqueo en el Pacífico Sur, al oeste de la península

antártica (Renwick y Revell 1999), y cuya mantención subsecuente se debe a una interacción compleja entre el flujo medio y las perturbaciones transientes (Marques y Rao 1999). Por otro lado, durante años secos se observa una disminución de eventos de precipitación, aunque la distribución de las intensidades no se modifica de manera significativa (Garreaud 1994). Respecto a las mayores tormentas en Chile central, Garreaud identifica dos patrones de circulación atmosférica a escala sinóptica asociadas a éstas. El primero de ellos (S1), documentado previamente por Rutllant y Fuenzalida (1991), se caracteriza por un anticiclón de bloqueo al suroeste del extremo sur de Sudamérica. Estas anomalías anticiclónicas en toda la tropósfera (estructura barotrópica) tienden a dividir el flujo zonal de latitudes medias en ramas que se dirigen hacia el ecuador ó hacia el polo. A medida que los bloqueos en el Pacífico suroriental permanecen estacionarios entre 5 y 15 días, la trayectoria de las tormentas en latitudes medias se desplaza entonces hacia el ecuador, produciendo condiciones tormentosas en Chile central y condiciones secas y frías en el extremo sur del continente (Rutllant y Fuenzalida 1991). Montecinos y Aceituno (2003) indican que además de los bloqueos, el aumento del gradiente de temperatura entre el Pacífico tropical y extratropical durante episodios El Niño contribuye a la migración de tormentas que explican las condiciones más húmedas sobre Chile central. El segundo esquema (S2) es caracterizado por la presencia de un anticiclón de bloqueo al sureste de América del Sur (en el Atlántico Sur), el cual detiene el avance zonal de los sistemas frontales, provocando que éstos permanezcan cuasi-estacionarios sobre Chile central. El esquema S1 se asociaría con la ocurrencia de tormentas con duraciones mayores respecto a las del esquema S2, aunque la intensidad de la precipitación durante este último tiende a ser relativamente mayor.

El estudio de la variabilidad interanual de la precipitación ha sido objeto de interés para varias regiones del globo. Por ejemplo, Wang y Ting (2000) determinan que las variaciones interanuales e interdecadales de las anomalías de TSM en el Pacífico Norte capturan gran parte de la variabilidad de la precipitación sobre una enorme extensión que abarca la zona noroeste y centro sudeste de Estados Unidos. Gracias a esto, se reconoce que el campo de TSM en regiones extratropicales puede ser un útil predictor para la precipitación en esa zona, especialmente durante inviernos caracterizados por anomalías positivas y negativas de la TSM en estas regiones extratropicales. Por otro lado, la variabilidad interanual de la precipitación en el cabo sudoeste de Sudáfrica puede ser influenciada por las fluctuaciones de la TSM en el Atlántico Sur hacia latitudes medias y por la extensión de los hielos en el sector atlántico del Océano Austral (Rea-

## 1.2. ENOS, INFLUENCIA EN LA PRECIPITACIÓN Y VARIANZA TEMPORAL 7

son et al. 2002). Estas fluctuaciones afectan la trayectoria de las tormentas en latitudes medias en el Hemisferio Sur (Trenberth 1991). Respecto a su composición, los inviernos húmedos (secos) para esta región tienden a estar caracterizados por anomalías ciclónicas (anticiclónicas) a través de la región Atlántico Sur-Océano Índico sudoeste, un jet invernal más intenso (débil), vorticidad ciclónica aumentada (disminuida) y convergencia (divergencia) en niveles bajos de la tropósfera. Estas asociaciones a escala interanual, son similares a aquéllas encontradas entre la variabilidad de precipitación invernal sobre la región sudoeste de la parte occidental de Australia y la TSM en el Atlántico Sur (Reason et al. 2002), lo cual ayuda a aumentar la confianza en la validez de los mecanismos asociados.

Sobre Sudamérica, estudios sobre variabilidad interanual de la precipitación han sido también objeto de atención por parte de la comunidad, dada la influencia interanual que significa el ciclo ENOS en el régimen de precipitación. Entre éstos estudios destacan aquéllos realizados en el Altiplano boliviano (Aceituno 1998, Zhou y Lau 1998, Garreaud y Aceituno 2001), en la zona oriental de Argentina, Uruguay y la parte sur de Brasil (i.e., Pisciotano et al. 1994, Barros y Doyle 1997). En particular, Barros y Doyle (1997) indican que la principal fuente de variabilidad interanual de la precipitación en gran parte de Sudamérica (al este de Los Andes) se relaciona con fluctuaciones de los gradientes meridionales de temperatura sobre la región pluviométrica afectada. Por otra parte, el pronunciado ciclo anual de la precipitación en el Altiplano está estrechamente relacionado con cambios estacionales en la circulación atmosférica (Aceituno 1988), los cuales concentran sobre el 60% de la precipitación anual en la zona durante el verano (Diciembre-Febrero). Durante el verano se forman intensas tormentas convectivas a lo largo del Altiplano (Garreaud 2000), originadas por el flujo este dominante sobre los Andes centrales que permiten el transporte de humedad desde el interior del continente hacia la zona. Como se mencionó previamente, la influencia del ciclo ENOS es una fracción significativa en la variabilidad interanual de la precipitación sobre el Altiplano (Aceituno 1988). Esta influencia se traduce en que, durante las fases frías (condiciones La Niña) existen condiciones húmedas sobre el Altiplano, mientras que durante las fases cálidas del evento (El Niño), prevalecen las condiciones secas. Esta relación es de signo opuesto respecto a la influencia invernal del ciclo ENOS sobre Chile central. Sin embargo, ni las condiciones más húmedas ni las más secas ocurren durante las fases extremas del ciclo ENOS (Aceituno y Garreaud 1995). La debilidad de esta relación puede deberse al menos parcialmente a la variabilidad intraestacional y espacial que presenta la precipitación sobre el Altiplano.

Con respecto a otras regiones de Sudamérica, al este de Los Andes existe una estructura anual de la precipitación en que los máximos ocurren al este, disminuyendo hacia el oeste con valores mínimos cerca de Los Andes. La tendencia de las componentes principales del campo de precipitación para estas regiones está fuertemente influenciada por el Índice de la Oscilación del Sur (SOI), la temperatura subtropical en el hemisferio y el gradiente de temperatura subtropical-polo. La componente principal asociada al gradiente meridional de temperatura influye directamente en el aumento de la precipitación en Paraguay, al noreste de Argentina y al sur de Brasil. La influencia del ciclo ENOS, asociada a la segunda componente principal del campo de precipitación, aumenta las lluvias al este de Argentina, Uruguay y el sur de Brasil debido a la mayor disponibilidad de vapor de agua en la región subtropical durante años húmedos (Barros y Doyle 1997).

### **Variabilidad en otras escalas**

El régimen interanual tiene su origen en transiciones a escalas sinópticas, intraestacionales y estacionales de la precipitación en el Hemisferio Sur. En particular, sobre Chile central, aparte de la fuerte variabilidad estacional previamente descrita, se suma la variabilidad a escala sinóptica, responsable del carácter episódico de la precipitación. Esta variabilidad sinóptica, es causada principalmente por ondas baroclínicas que crecen, se desarrollan y decaen junto con los flujos del oeste en latitudes medias, aunque puede producirse también por fenómenos de origen exclusivamente tropical, tales como las depresiones tropicales, las cuales son rara vez observadas sobre Sudamérica, lo que se atribuye a las frías temperaturas del mar en los océanos (Garreaud y Aceituno 2007). Entre los sucesos ocurridos a esta escala, destacan las bajas segregadas, definidas como vórtices ciclónicos cerrados originados por ondas en latitudes medias a niveles altos, las que se mueven irregularmente en los subtropicos (Fuenzalida et al. 2005). Se observan sobre la costa noreste de Brasil y al oeste de los Andes subtropicales, en donde son muy frecuentes en verano (Kousky y Gan 1981).

Respecto a la variabilidad intraestacional, destaca a escala planetaria una oscilación en los trópicos de periodicidad entre 40 y 50 días, conocida como Oscilación de Madden-Julian (MJO) (Madden y Julian 1971). Se cree que tal oscilación responde a anomalías de la TSM tropical y su respuesta en la circulación y convección en los trópicos, la cual presenta una relación con la precipitación en Chile central. Tal relación, se basa en que cuando la región más (menos) activa de convección se encuentra sobre el océano Pacífico, durante una fase negativa (positiva) de la MJO, precipitación sobre (bajo)

lo normal tiende a ocurrir en Chile central, particularmente al norte de  $34^{\circ}\text{S}$  (Carrasco 2006). La varianza anual de la variabilidad intraestacional de la precipitación en Chile central, particularmente en la costa, ha sido modelada empíricamente en términos de frecuencia de precipitación en función de la posición de la presión superficial mensual máxima en Chile por Saavedra et al. (2002), quienes describen esta varianza anual como una tendencia del cambio climático regional.

### 1.3 La Oscilación Antártica

Uno de los patrones dominantes de las variaciones de circulación en la tropósfera al sur de  $20^{\circ}\text{S}$  corresponde a la Oscilación Antártica (AAO), la que se caracteriza por anomalías de presión de un signo centradas sobre la Antártica, mientras que anomalías de signo opuesto aparecen centradas en latitudes medias, en un anillo centrado entre  $40^{\circ}$  y  $50^{\circ}$  S, razón por la cual esta oscilación recibe también el nombre de Modo Anular del Sur (SAM por sus siglas en inglés). A escala interanual, tal oscilación ha sido vinculada a la variabilidad de precipitación en Nueva Zelanda (White y Cherry 1999), Australia (White 2000) y durante inviernos a la variabilidad de precipitación en Sudáfrica (Reason y Rouault 2005). La AAO, puede definirse como el intercambio de masas de aire entre latitudes medias y altas, el cual tal como su análogo en el Hemisferio Norte conocido como Oscilación Ártica (AO), puede parametrizarse de varias maneras (i.e., Wang 1992; Gong y Wang 1998). En general, los índices más utilizados para definir la AAO son la primera componente principal de los campos de anomalías extratropicales de SLP, altura geopotencial en niveles de 850 ó 500 hPa (H850 y H500 respectivamente), en tanto que Gong y Wang (1999) parametrizan la AAO como la diferencia entre las medias zonales de las anomalías normalizadas del campo de SLP en las latitudes  $40^{\circ}$  y  $65^{\circ}\text{S}$ . Thompson y Wallace (2000) por su parte, parametrizan la AAO como la componente principal de las anomalías de altura geopotencial a nivel de 850 hPa, notando que la estacionalidad juega un papel importante en la actividad de la AAO. Cabe mencionar que tal oscilación, aparece asociada a la tendencia en los campos de SLP y altura geopotencial, la cual es de característica creciente y cuya fase es positiva a partir de 1979, según lo revelan los datos del National Center for Environmental Prediction (NCEP) y el National Center for Atmospheric Research (NCAR).

## 1.4 Actividad de Bloqueo en el Hemisferio Sur

Uno de los mayores fenómenos de gran escala presentes en la circulación media del Hemisferio Sur, lo constituye la presencia de bloqueos. Éstos se definen, como anomalías positivas persistentes de circulación atmosférica, de característica anticiclónica, presentes en altas latitudes y que desvían el flujo oeste hacia latitudes medias, en donde frecuentemente se encuentran anomalías de circulación con signo opuesto tales como las bajas segregadas, y que serían consistentes con la reversión del gradiente meridional de presión o altura geopotencial (Wiedenmann et al. 2002). Tal como se detalla en Renwick (2005), el estudio de los bloqueos en el Hemisferio Sur ha comenzado más bien recientemente en comparación al Hemisferio Norte, debido a la falta de datos observacionales de larga duración. Sin embargo, Van Loon (1956) y Taljaard (1972) realizaron los primeros esfuerzos en describir los aspectos sinópticos de los bloqueos en el Hemisferio Sur, utilizando como base las descripciones hechas por Rex (1950) en el Hemisferio Norte.

Utilizando datos de la oficina meteorológica de Australia, Trenberth y Mo (1985) determinaron que las principales regiones de bloqueo en el Hemisferio Sur se dan sobre el sector de Nueva Zelanda, sobre el Atlántico sur y sobre el Índico sur. Se cree que la ubicación en estas tres regiones es modulada por ondas cuasi-estacionarias, y cuya simultaneidad de ocurrencia tiende a ser mayor durante el invierno austral, a pesar de que tal patrón sea más notorio durante los meses de verano (Septiembre-Febrero) del Hemisferio Sur, asemejando una estructura con número de onda zonal 3 (Renwick 2005). Sin embargo, basados en los datos de reanálisis del National Center for Environmental Prediction (NCEP) - National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Kalnay et al. 1996) y del European Centre for Medium Range Forecast (ECMWF), se ha revelado que la región localizada sobre el Pacífico sudoriental es también un foco de anomalías persistentes vinculadas a bloqueo (Sinclair 1996, Kiladis y Mo 1998, Renwick y Revell 1999, entre otros), la cual formaría parte del patrón de circulación PSA descrito previamente en Karoly (1989) y en Rutllant y Fuenzalida (1991). El hecho de que previamente no se haya considerado a esta región, tal vez se deba a la poca variabilidad mostrada en los datos disponibles previos a 1980, lo cual impediría la identificación de los bloqueos sobre este sector, a pesar de que explicaría cerca del 40% de todas las anomalías positivas persistentes de mayor duración y magnitud (Renwick 2005). Esto ha disminuido el énfasis respecto al número de onda zonal 3 descrito en estudios anteriores.

Respecto a su origen, se cree que la existencia de un evento de bloqueo se da por una interacción local entre un tren de ondas de Rossby y las on-

das cuasiestacionarias en la atmósfera, favorecidas a su vez por el rol de la inestabilidad baroclínica y de los remolinos transientes, los cuales tienden a mantener el bloqueo (Illari y Marshall 1983). Tal evento, tiene una menor vida media en el Hemisferio Sur debido a que el viento oeste en altas latitudes, donde tiende a ubicarse, es más intenso respecto al Hemisferio Norte.

A pesar que los bloqueos se definen como anomalías positivas persistentes, es necesario aclarar que no todas estas anomalías pueden declararse como bloqueos, puesto que, tal cual se describe en Liu (1994) un evento de bloqueo tiene asociado una división del flujo oeste en latitudes medias y altas. En cambio, las anomalías positivas persistentes en latitudes más bajas se asociarían al anticiclón subtropical, el cual no se encuentra asociado a una división en el flujo oeste.

Es interesante mencionar, que según los nuevos antecedentes, la región más frecuente de bloqueo sobre el Pacífico sur se encuentra entre los  $110^{\circ}$  y  $150^{\circ}$ W, y que tales eventos se asociarían con una intensa “lengua cálida” en el campo de TSM, que se extiende hacia el oeste desde la costa sudamericana y un patrón de convección tropical tipo dipolo de característica este-oeste según se ve en los mapas de radiación de onda larga emergente (OLR) sobre el Pacífico tropical occidental. Tal descripción, es consistente con el aumento del número de días de bloqueo durante años con evento El Niño, el cual puede llegar hasta un 50% respecto a un año normal (Renwick 2005).

A partir de 1980, ha sido evidente en los datos una tendencia indicativa de un aumento de los días con anomalías positivas persistentes, en particular desde  $50^{\circ}$ S hacia el ecuador, la cual es consistente con la forma de las tendencias en la circulación hacia una polaridad positiva de la Oscilación Antártica (Thompson y Salomon 2002, Renwick 2004). Sin embargo, como se señala también en Renwick (2004), tal tendencia podría deberse a un aumento en la varianza con la introducción de los datos tomados por medio de satélites, la cual indica un cambio de régimen (conocido como “step change”) a partir de 1979. Siguiendo esta línea, se señala también que la frecuencia de eventos presenta una tendencia negativa, indicando que durante casi los últimos 30 años, han habido menos eventos de bloqueo pero cuya duración ha sido mayor (Renwick 2005). A pesar de esto, se sigue dando que la mayor frecuencia de bloqueos se da durante los meses invernales del Hemisferio Sur, independiente de que la mayor cantidad de anomalías positivas persistentes se dé también durante verano.



## Capítulo 2

# Metodología

### 2.1 Base de Datos

Para el desarrollo de esta tesis, se utilizan datos mensuales de precipitación, registrados en 66 estaciones meteorológicas distribuidas a lo largo y ancho de Chile (Figura 1) que pertenecen a la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) y a la Dirección General de Aguas del Ministerio de Obras Públicas (DGA-MOP). Estas estaciones se distribuyen entre La Serena ( $29^{\circ}54'S$ ) y Ancud ( $41^{\circ}54'S$ ), definiendo la región de estudio de Chile central. A partir del año internacional Geofísico de 1958, se comienza a medir variables meteorológicas en distintos niveles de presión. Particularmente en Chile, entran en funcionamiento las estaciones de radiosondeo de Antofagasta, Quintero y Puerto Montt, las cuales obtienen datos que son mejor asimilados por los modelos climáticos, aumentando su confiabilidad. Por este hecho, el período de estudio se restringe a 1960-2000.

Para el campo de presión, altura geopotencial, temperatura del aire y viento en diferentes niveles de presión, se utilizan datos diarios y mensuales del reanálisis NCEP-NCAR (Kalnay et al. 1996), mientras que para el campo de TSM, se utiliza la reconstrucción histórica hecha por Smith y Reynolds (2004). Los datos de precipitación global en tanto, se obtienen a partir del análisis de precipitación CMAP (Xie y Arkin 1997), cuya resolución temporal es de 1 dato por cada pentada (5 días).

Se utiliza además, un índice de la anomalía de TSM en la región ecuatorial central ( $5^{\circ}N-5^{\circ}S$ ,  $120^{\circ}-170^{\circ}W$ ), conocido como índice Niño 3.4 (N34), calculado respecto a la climatología 1960-1991. Este índice, se basa en la interpolación optimizada de Reynolds et. al (2002), de la cual se extrae la información contenida entre los meses invernales del período 1960 a 2000 in-

clusive. El campo de TSM tiene una resolución de grilla de  $2^\circ \times 2^\circ$ , mientras que la resolución de los campos del reanálisis NCEP-NCAR y del CMAP es de  $2.50^\circ \times 2.50^\circ$ . A pesar que los campos anteriores contienen información a lo largo y ancho de todo el globo, nuestra región de estudio se define entre  $20^\circ\text{N}$ - $80^\circ\text{S}$  y  $180^\circ$ - $320^\circ\text{E}$ , a excepción de los campos de SLP y altura geopotencial, para los cuales la región de estudio abarca toda la extensión entre el ecuador y  $90^\circ\text{S}$ .

## 2.2 Descripción Metodológica

De acuerdo a Montecinos (1998) y Montecinos et al. (2000), Chile central puede dividirse en 3 regiones de estudio:  $30^\circ$ - $35^\circ\text{S}$ ,  $35^\circ$ - $38^\circ\text{S}$  y  $38^\circ$ - $42^\circ\text{S}$ . De cada una de estas regiones, se extrae la primera componente principal (CP1, ver sección 2.3.1) del campo de anomalías estandarizadas de precipitación invernal, la cual, como primera aproximación, da una idea respecto a la variabilidad interanual de la precipitación invernal en cada región de Chile central. A manera de ilustrar la metodología empleada, consideremos la componente principal extraída de la región comprendida entre  $30^\circ$ - $35^\circ\text{S}$  de Chile central. Esta explica cerca del 80% de la varianza del campo de precipitación invernal en la región, y de acuerdo a como se ve en la figura 4, se relaciona bien con gran parte de sus estaciones pluviométricas correspondientes, alcanzando en todos casos valores de correlación mayores a 0.75.

La región  $30^\circ$ - $35^\circ\text{S}$  en particular, es la que guarda una mayor relación con el ciclo ENOS durante invierno (Montecinos y Aceituno 2003), por lo que la información contenida en la CP1 permite identificar los inviernos en donde la relación simultánea entre la banda ecuatorial y Chile central es más intensa. Esta relación, se busca por medio de un diagrama de dispersión entre las anomalías de temperatura superficial del mar en la región N34 y la CP1 extraída. De esta forma, se identifican los inviernos lluviosos (secos) en esta región de Chile central con la presencia de un evento cálido (frío) del ciclo ENOS, los inviernos lluviosos (secos) con la presencia de un evento frío (cálido) y los inviernos lluviosos (secos) durante condiciones neutras en la banda ecuatorial. Los criterios a utilizar para definir un invierno lluvioso (seco) y un evento cálido (frío) del ciclo ENOS son:

1. Un invierno lluvioso (seco) será aquél cuya cantidad de precipitación invernal se encuentre sobre (bajo) el tercil superior (inferior) de la distribución empírica sobre el total de los años considerados.

2. Un evento cálido (frío) del ciclo ENOS, será aquél en donde la anomalía invernal de la temperatura superficial del mar en la región N34, respecto a la climatología 1960-1991, se encuentre sobre (bajo) los  $0,5^{\circ}$  C ( $-0,5^{\circ}$  C).
3. Una condición neutra en la banda ecuatorial, ocurre cuando la anomalía invernal de temperatura superficial del mar en la región N34 se encuentre entre los valores previamente señalados.

Para una comparación entre criterios de definición de un evento cálido o frío del ciclo ENOS, consultar Trenberth (1997) y Aceituno (1992a).

La información dada por el diagrama de dispersión, permite identificar aquéllos inviernos de precipitación anómala en Chile central que no se encuentran vinculados simultáneamente con anomalías de TSM en el trópico, tras lo cual el análisis de cada caso en particular dará una respuesta respecto a qué factores atmosféricos posibilitaron un invierno con precipitación anómala.

## 2.3 Análisis Multivariado

El análisis multivariado, consiste en el estudio de una variable medida simultáneamente en varias ubicaciones durante un período determinado de tiempo. Tales ubicaciones pueden distribuirse de manera regular, como en el caso de los puntos de grilla de gran parte de los modelos, ó irregular, como en el caso de estaciones de observación meteorológica. Una de las ventajas del análisis multivariado, es que transforma una gran red de información en series representativas que cumplen ciertos criterios. Dependiendo del criterio utilizado, 2 técnicas de análisis multivariado son en particular relevantes para esta tesis. Estas son, el Análisis de Componentes Principales (ACP) y el Análisis de Correlación Canónica (ACC), cuyas características se discuten a continuación.

### 2.3.1 Análisis de Componentes Principales

Esta metodología de análisis multivariado, introducida en el campo de la meteorología por Edward Lorenz (1956) en sus estudios acerca de la dinámica de fluidos, obtiene transformaciones lineales de un arreglo espacial de series de tiempo, de tal manera que se concentra la mayor parte de su varianza en series representativas denominadas “Componentes Principales” (CP), las cuales no están correlacionadas entre sí (Bretherton et

al. 1992). Esta metodología, conocida también como “Funciones ortogonales empíricas” (EOF), concentra entonces la variabilidad de un campo en términos de modos estadísticos no correlacionados entre sí, cada uno de los cuales tiene asociado una parte de la varianza total del campo.

### Descripción Matemática del método

Considérese un conjunto de series de largo  $N$ , cada una de ellas medida en una ubicación  $m$ , donde  $m = 1 \dots M$  y  $M$  representa la cantidad total de posiciones en el campo espacial. La cantidad total de datos del campo será de  $N \times M$  elementos, con  $N > M$ . Luego, el largo de la serie de tiempo es mayor que la cantidad de posiciones en el campo espacial. Por medio del ACP, se obtendrán series representativas que retengan la mayor parte de la varianza del campo. Una recomendación dada en Venegas (2001) para el tratamiento de un arreglo de series, es que éstas sean previamente normalizadas, con tal que la varianza en alguna ubicación no perjudique el análisis. Además, de manera opcional se remueve la tendencia a los datos previamente a la normalización, lo que quitará varianza al campo analizado.

En Montecinos (1998), se da una descripción detallada de la formalidad matemática, resumida a grandes rasgos en las siguientes líneas. Se arma una matriz de datos  $D$  de orden  $M \times N$ , cuyas filas representan a cada una de las  $M$  ubicaciones en donde se ha medido una serie de largo  $N$ . Luego, se requiere encontrar una matriz  $P$  de componentes principales que sea una transformación lineal de la matriz original  $D$ , mediante la matriz de transformación  $T$ . Lo cual matemáticamente se plantea como

$$P = DT \tag{2.1}$$

Para que cada una de las series contenidas en  $P$  retengan la máxima varianza de las series contenidas en la matriz  $D$ , debe considerarse a la matriz  $V$  de varianza - covarianza de  $P$ , la cual puede expresarse como

$$\begin{aligned} V &= \frac{P'P}{N-1} \\ &= \frac{T'D'DT}{N-1} \end{aligned} \tag{2.2}$$

Con  $'$  denotando a la matriz transpuesta, se tiene que la expresión  $\frac{D'D}{N-1}$  corresponde a la matriz de varianza-covarianza  $C$  de la matriz original  $D$ . Luego, la expresión para  $V$  será

$$V = T'CT$$

Ya que los valores en  $T$  pueden ser arbitrariamente grandes, se impondrá la condición

$$T'T = I \quad (2.3)$$

Donde  $I$  es la matriz identidad de orden  $N$ . Utilizando multiplicadores de Lagrange  $\lambda$ , se reescribe la expresión para  $V$  de la forma

$$V = T'CT - \lambda(T'TI) \quad (2.4)$$

La cual se maximiza derivando respecto a la matriz de transformación  $T$ , quedando

$$\frac{dV}{dT} = 2CT - 2\lambda T \quad (2.5)$$

Encontrar un valor extremo implica que la relación (2.5) sea igualada a cero, por lo que el problema se reduce a encontrar los valores propios  $\lambda$  y vectores propios  $T$  de la matriz  $C$ . La varianza explicada por cada valor propio se estima como

$$\frac{\lambda_j}{\sum \lambda}$$

Donde  $j$  representa a cada uno de los modos, al cual se le asocia un valor propio, un vector propio y una componente principal. Se indica además que este valor propio refleja la importancia relativa del modo respecto de la varianza total, y que sus valores decrecientes permiten decir que sólo una cierta cantidad de ellos será suficiente para retener la mayor parte de la varianza del campo analizado. Luego, sea  $A$  la matriz de componentes principales, ésta se calcula de tal forma que la matriz de datos  $D$  pueda reconstruirse según:

$$D = AV' \quad (2.6)$$

Donde  $V$  es la representación espacial “comprimida” del campo  $D$ . Aplicaciones de ésta metodología puede encontrarse en Rossenblüth y Vielma (1981), Del Río (1989), Garreaud (1993) y Montecinos (1998).

### 2.3.2 Análisis de Correlación Canónica

Consiste en la búsqueda de patrones espaciales entre 2 campos con variabilidad temporal en común, a través de la maximización de su coeficiente de correlación. Tal coeficiente constituye un grado de asociación lineal entre los campos, en el sentido que la variación de uno de éstos (predictor) influye directamente en la variación del otro (predictante). Estos campos, por lo general consisten en las componentes principales de los campos originales, lo que permite reducir las dimensiones espaciales al utilizar sólo los modos que retienen la mayor parte de su varianza y minimizar el peligro de incluir una señal de ruido en el análisis (Venegas 2001). Como en el caso del análisis de componentes principales, de cada campo se obtienen series representativas, denominadas “componentes canónicas”, patrones espaciales denominados “mapas canónicos” y un escalar que representa el grado de asociación entre los campos predictor y predictante, denominado “correlación canónica”. Un aspecto a destacar es que la correlación entre las respectivas componentes canónicas de ambos campos es máxima, pero estas series no necesariamente retienen la mayor cantidad de varianza posible como en el caso del ACP.

#### Descripción Matemática del método

A los campos previamente filtrados por ACP, denominados campos  $S$  y  $P$ , se les calcula la matriz de covarianza individual ( $R_{ss}$ ,  $R_{pp}$ ) y la matriz de covarianza cruzada ( $R_{sp}$ ), de acuerdo a:

$$R_{ss} = SS^\dagger \quad (2.7)$$

$$R_{pp} = PP^\dagger \quad (2.8)$$

$$R_{sp} = SP^\dagger \quad (2.9)$$

Como en este caso en particular se utilizan series de tiempo reales, se puede reemplazar la matriz transpuesta conjugada denotada por  $^\dagger$  por tan sólo la matriz transpuesta  $'$ . Se construyen entonces las matrices  $Q_s$  y  $Q_p$ , resultado de la combinación de las 3 matrices anteriores según:

$$Q_s = R_{ss}^{-1} R_{sp} R_{pp}^{-1} R_{sp}' \quad (2.10)$$

$$Q_p = R_{pp}^{-1} R_{sp}' R_{ss}^{-1} R_{sp} \quad (2.11)$$

Luego, la matriz  $Q_s$  tiene orden  $M_s \times M_s$  y  $Q_p$  tiene orden  $M_p \times M_p$ .

Posteriormente, se buscan los valores  $\Lambda$  y vectores  $\Pi$  propios de estas nuevas matrices, resolviendo los problemas

$$Q_s \Pi_s = \Pi_s \Lambda \quad (2.12)$$

$$Q_p \Pi_p = \Pi_p \Lambda \quad (2.13)$$

Como  $Q_s$  y  $Q_p$  se construyen a partir de las mismas bases, comparten los mismos valores propios distintos de cero en la matriz  $\Lambda$ . Los vectores propios asociados a estas matrices, ubicados en las columnas de las matrices  $\Pi_s$  y  $\Pi_p$  respectivamente, se conocen como “patrones adjuntos” y cada uno de ellos está asociado a un “modo canónico”. A partir de los patrones adjuntos, se obtienen 2 tipos de variables, una espacial denominada “Patrones de Correlación Canónica” (PCC) y una temporal denominada “Coeficientes de Correlación Canónica” (CCC). Los PCC utilizan como base las matrices de covarianza de las variables de entrada  $S$  y  $P$ , mientras que los CCC utilizan como base la traspuesta de las matrices de entrada  $S$  y  $P$ . Matricialmente, los PCC y CCC son las columnas de las matrices  $E_s$  y  $A_s$  para el campo  $S$  y las columnas de las matrices  $E_p$  y  $A_p$  para el campo  $P$ , respectivamente. En términos matemáticos, los PCC y los CCC para cada campo se expresan como:

$$E_s = R_{ss} \Pi_s \quad (2.14)$$

$$E_p = R_{pp} \Pi_p \quad (2.15)$$

$$A_s = S' \Pi_s \quad (2.16)$$

$$A_p = P' \Pi_p \quad (2.17)$$

Los PCC así calculados no son necesariamente ortogonales en el espacio. Sin embargo, los CCC, tales como las componentes principales del ACP, son ortogonales entre ellos en el tiempo. De acuerdo a Von Storch (1999), para los CCC, además, se cumple que:

1. Las correlaciones entre  $A_s^l$  y  $A_s^k$ , entre  $A_p^l$  y  $A_p^k$  y entre  $A_s^l$  y  $A_p^k$  son cero para todo  $l$  distinto a  $k$ , donde  $l$  y  $k$  indican los modos.
2. La correlación entre  $A_s^1$  y  $A_p^1$  es máxima e igual al mayor valor propio de las matrices  $Q_s$  y  $Q_p$ .
3. La correlación entre  $A_s^2$  y  $A_p^2$  es máxima bajo las restricciones en 1. y 2. e iguales al segundo valor propio de las matrices  $Q_s$  y  $Q_p$ .

4. Las correlaciones entre los pares de coeficientes más altos satisfacen restricciones similares, esto es, serán máximos mientras sean independientes de todos los coeficientes previamente determinados.

Como se mencionó en un comienzo, la concentración de la varianza de los campos en sus series representativas tras la aplicación del ACP minimiza el riesgo de malinterpretar una señal de ruido presente en los campos. En particular, cuando la dimensión espacial es mucho mayor a la temporal, es más probable que una alta correlación provenga de una señal espuria, lo que podría ocultar señales verdaderas en el análisis. La reducción de los grados de libertad, además, reduce el tamaño de las matrices a analizar, favoreciendo un alto rendimiento de cálculo (Venegas 2001).

Como precaución, una alta señal de correlación no necesariamente indica un vínculo causa - efecto, pues es posible que una variable desconocida controle el comportamiento de los campos analizados. Ejemplos de aplicaciones de ACC pueden encontrarse en Montecinos (1998), Wallace et al. (1992), Barnett y Preisendorfer (1987) y en sus referencias.

Una comparación entre las técnicas de análisis multivariado (Tabla 2.1), indica que ambas son técnicas de diagnóstico. La elección de una respecto de la otra, depende de si lo que se quiere enfatizar es la varianza de algún campo o conjunto de campos en particular ó el grado de asociación que uno de estos campos tenga con otro.

Análisis de Componentes Principales (ACP y ACCP)	Análisis de Correlación Canónica (ACC)
Describe la varianza de uno o más campos	Describe el grado de asociación entre campos predictor y predictante
Valores propios asociados a varianza	Valores propios asociados a nivel de correlación
Serie representativa retiene la mayor cantidad de varianza	Series representativas construidas de tal manera que su coeficiente de correlación sea máxima

Tabla 2.1: Comparación entre metodologías de análisis multivariado

## Capítulo 3

# Análisis de Componentes Principales

En base a los procedimientos metodológicos descritos aplicados a los datos previamente señalados, se detallan a continuación los resultados obtenidos ordenados por tema.

### 3.1 ENOS, configuraciones atmosféricas y precipitación

#### 3.1.1 El ciclo ENOS y la precipitación en Chile central

Según lo descrito en los antecedentes (capítulo 1), el ciclo ENOS es responsable en gran medida de la variabilidad interanual de la precipitación en distintas zonas de Sudamérica (Aceituno 1988). En particular, en Chile central se presenta una influencia altamente estacional, como se ve en la figura 2. Este esquema permite identificar, a través de la correlación punto a punto entre la serie de anomalías de TSM en la región N34 y la precipitación medida en las estaciones distribuidas a lo largo de la región 30°-42°S, tres regiones en donde la influencia estacional es muy notoria. Estas regiones, se caracterizan por presentar correlaciones superiores en valor absoluto a 0.4, significativas con un nivel de 0.05 de acuerdo a la distribución *t-student*. Así, se identifican regiones diferentes de influencia por parte de ENOS para cada estación del año. Durante invierno, considerado en esta tesis como los meses comprendidos entre junio y agosto inclusive (JJA), una influencia directa en la precipitación de Chile central se da entre 30°-35°S. Durante los meses de primavera austral en tanto (Septiembre, Octubre y Noviembre),

una relación directa se da entre  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S, mientras que una relación inversa se da en la región  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S durante los meses de verano (Diciembre, Enero y Febrero). Durante otoño, ninguna región de Chile central presenta una influencia estadísticamente significativa por parte del ciclo ENOS. Lo anterior, es consistente con las regiones de influencia del ciclo ENOS descrita en Montecinos y Aceituno (2003), a pesar de que en tal estudio los meses de verano se consideraron como Enero, Febrero y Marzo, mientras que la primavera se consideró como Octubre y Noviembre. Las principales diferencias entre estas parametrizaciones respecto a las descritas para esta tesis, son que al considerar los meses de verano como Enero, Febrero y Marzo, la correlación negativa aumenta al sur de  $38^{\circ}$ S, mientras que al considerar Septiembre en los meses de primavera, la correlación de la TSM en la región N34 con la precipitación en Chile central es más intensa entre  $34^{\circ}$  y  $41^{\circ}$ S. Durante invierno en tanto, la relación ENOS-precipitación en Chile central entre 1960 y 2000 fue más intensa entre  $30^{\circ}$  y  $36^{\circ}$ S.

La variabilidad interanual de la anomalía de TSM en la región N34 durante invierno (Fig. 3), muestra aquellos inviernos catalogados como El Niño (puntos rojos) y La Niña (puntos azules) de acuerdo al criterio dado en la sección 2.2. Destaca en primer lugar, que durante el período de estudio la frecuencia de ocurrencia de un evento extremo del ciclo ENOS es similar tanto en eventos cálidos como en eventos fríos (7 inviernos cada uno). Además, se hace patente cierta variabilidad interdecadal, la cual muestra que, previo a 1980, existió una tendencia a la ocurrencia de anomalías negativas de TSM en la región N34 durante invierno. Esta tendencia se hizo más persistente en la década del 70, en donde se registró tan sólo una anomalía de signo positivo que superó los  $0.5^{\circ}\text{C}$  en la región N34 durante invierno. Posterior a 1980 en tanto, las anomalías de ambos signos se intensificaron notoriamente, dando origen a los eventos cálidos y fríos más extremos registrados. Puede apreciarse además, que durante la primera mitad de la década del 90 hubo un predominio de condiciones cálidas en N34, tendencia que se revirtió durante la segunda mitad de la década. Para mayor detalle acerca de la variabilidad interdecadal del ciclo ENOS, consultar Zhang et al. (1997) y Garreaud y Battisti (1999).

Como se mencionó antes, la ocurrencia de un evento del ciclo ENOS durante invierno gatilla una respuesta pluviométrica a lo largo de Chile central, y en particular en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S, la cual ha sido ampliamente documentada, entre otros autores, por Rubin (1955), Quinn y Neal (1983) y Aceituno (1988). Tal influencia puede verse en la primera componente principal de la precipitación asociada a esta región de Chile central (Fig. 4). Tal componente principal, explica el 80% de la varianza del campo de precipitación en esta

### 3.1. ENOS, CONFIGURACIONES ATMOSFÉRICAS Y PRECIPITACIÓN<sup>23</sup>

región. Esto muestra, que gran parte de los inviernos más lluviosos (secos), referidos a aquellos con precipitación sobre (bajo) el segundo (primer) tercil de la distribución empírica, estarían asociados a fases cálidas (frías) del ciclo ENOS. No obstante, ha de notarse que similares intensidades de la precipitación se dieron de manera independiente a la ocurrencia de alguna de estas fases. A modo de ejemplo, de los 41 inviernos considerados, en 8 ocasiones se dió una precipitación sobre el rango normal sin que existiese un evento El Niño en el ecuador y, de manera análoga, se contabilizan 10 inviernos con condiciones secas en esta región de Chile central sin que haya existido una condición de tipo La Niña en el Pacífico central ecuatorial. Aunque los inviernos sean de tendencia seca en esta región durante condiciones La Niña, es interesante notar que de los 7 eventos en total, en sólo 3 ocasiones la precipitación se dió bajo el primer tercil de la distribución, en contraste con los 6 inviernos con precipitación sobre el segundo tercil durante condiciones El Niño. No obstante, la precipitación en esta región durante condiciones La Niña se mantuvo en torno al primer tercil de la distribución con mayor frecuencia respecto a los inviernos lluviosos que se mantuvieron en torno al segundo tercil durante eventos El Niño.

Definiendo a la probabilidad condicional como la razón entre la cantidad de ciertos sucesos que se hayan dado respecto a cierto número de oportunidades, se identifica que entre los 7 inviernos catalogados como desarrollados durante evento El Niño, en 6 ocasiones la precipitación en la región 30°-35°S de Chile central fue sobre el segundo tercil de la distribución empírica. Por tanto, la probabilidad de que en esta región precipite sobre el segundo tercil de la distribución, condicionada a la ocurrencia de un evento El Niño, corresponde a 6/7, lo que equivale a un 85% de probabilidad condicional. Un análisis similar, considerando a los inviernos más secos en la región durante condiciones La Niña, indica que de los 7 eventos fríos en el Pacífico central, en 4 ocasiones la precipitación fue por debajo del primer tercil de la distribución, lo que equivale a una probabilidad condicional del 57%.

La componente principal de la precipitación invernal en la región 30°-35°S, se relaciona bien con las diversas estaciones de medición pluviométrica distribuidas a lo largo de Chile central y, obviamente para la región 30°-35°S. No obstante, se destaca en la figura 4 que se da una buena relación hacia la costa hasta 36°S, con valores de correlación cercanos a 0,7. Lo anterior, indica una precipitación distribuida de manera homogénea en gran parte de Chile central, y que por tanto la componente principal extraída explica gran parte ( $\sim 50\%$ ) de la varianza en la precipitación de gran parte del territorio, por lo que esta componente principal bien podría representar a la variabilidad de la precipitación en Chile central desde 30°S a 36°S inclusive.

Como se mencionó anteriormente, la ocurrencia de inviernos secos o lluviosos en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S de Chile central se encuentra, en la mayoría de los inviernos, modulada por la anomalía simultánea de TSM en la región N34. La relación entre estas dos variables, se ve en el diagrama de dispersión de la figura 5. En ella, se ve la existencia de inviernos que tienden a linealizar esta relación así como de otros cuya relación con la TSM tropical no existe. Este diagrama, además, presenta una colección de datos agrupados en torno al tipo de invierno en relación a la anomalía de TSM en la región N34. De esta forma, se distinguen los grupos de inviernos lluviosos, secos o normales con una fase fría, neutra o cálida del ciclo ENOS.

La linealidad en la relación ENOS-PP en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S de Chile central durante invierno, es indicativa de que los años lluviosos se asocian con fases cálidas de ENOS, mientras que los años secos se asocian con fases frías del ciclo. No obstante, existen inviernos que rompen la linealidad en la relación, estos son, aquellos inviernos lluviosos desarrollados simultáneamente con anomalías de tipo La Niña identificados como los años 1978, 1984 y 2000, además de los inviernos secos desarrollados simultáneamente con anomalías de tipo El Niño identificados como los años 1968, 1969, 1993 y 1994. En el capítulo 6, se hará un análisis de estos casos.

La precipitación invernal en la región  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S por su parte, no muestra un vínculo tan directo con ENOS en comparación a la región anterior (Fig. 6). Lo anterior, queda de manifiesto al considerar que el coeficiente de correlación entre las series es de 0.34, lo que implica que la anomalía de TSM en la región N34 explica sólo el 12% de la varianza en la precipitación invernal de la región  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S de Chile central, mientras que la precipitación en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S de Chile central, es explicada en un 41% por la anomalía invernal de TSM en la región N34. Es más, al ver la componente principal representativa de la precipitación invernal en la región  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S de Chile central, se aprecia que en sólo 6 de los 14 inviernos considerados como lluviosos, éstos podrían asociarse a anomalías positivas simultáneas de TSM en la región N34, por lo que la probabilidad condicional de precipitación sobre lo normal durante condiciones El Niño es de  $6/7$ , lo que equivale a un 85%. Durante condiciones La Niña en tanto, en 4 de los 7 eventos registrados se dió una precipitación en esta región bajo lo normal, por lo que la probabilidad de precipitación bajo lo normal condicionada a la ocurrencia de un evento La Niña es de  $4/7$ , lo que equivale a un 57%. Lo interesante de estas probabilidades, es que son similares respecto a la precipitación invernal en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S de Chile central condicionadas a alguna de las fases extremas del ciclo ENOS, por tanto, a pesar de la alta influencia estacional en la precipitación en Chile central, la presencia de una fase extrema del

### 3.1. ENOS, CONFIGURACIONES ATMOSFÉRICAS Y PRECIPITACIÓN<sup>25</sup>

ciclo ENOS condiciona de igual manera tanto a la precipitación invernal en la región 30°-35°S como en 35°-38°S. Es interesante notar también, que según la figura 6, en esta región la diferenciación entre las respuestas pluviométricas de las fases extremas de ENOS es menos clara, puesto que la componente principal de la precipitación en la región 35°-38°S revela que gran parte de los inviernos con condiciones La Niña poseen una precipitación de orden similar a aquellas ocurridas durante condiciones El Niño.

Respecto a la representatividad de la componente principal de la precipitación invernal en esta región, en la figura 6 se ve que esta serie muestra gran correlación con las estaciones distribuidas entre 34° y 40°S, siendo en todos los casos superiores al nivel 0,7. Lo anterior, es evidencia de la homogeneidad respecto a la precipitación invernal que se da en Chile central mencionada en párrafos anteriores.

Más al sur, en tanto (Fig. 7), la relación ENOS-pp empeora, vinculándose tan sólo para ciertas ocasiones un extremo de la precipitación invernal con un extremo de la anomalía invernal de TSM en la región N34. Para la región 38°-42°S de Chile central, existe la menor diferenciación en la respuesta pluviométrica a la anomalía tropical de TSM, a medida que no existe una tendencia clara respecto a extremos en la precipitación dados por la ocurrencia de alguna fase extrema de ENOS. A diferencia de las regiones anteriores, en esta región en sólo 4 de los 7 inviernos catalogados como evento El Niño (La Niña), se da una precipitación que se encuentra en el tercer (primer) tercil de la distribución empírica. Por tanto, la probabilidad condicional de precipitación sobre (bajo) lo normal desarrollada durante un evento El Niño (La Niña) corresponde a 4/7, lo que equivale a un 57%. Este resultado indica, que si bien la precipitación sobre lo normal al sur de 38°S se encuentra condicionada de distinta manera a un evento El Niño respecto a las otras regiones de Chile central, en todas ellas la precipitación anormalmente baja se ve igualmente condicionada a una fase fría del ciclo ENOS.

Esta componente, se relaciona bien con las estaciones pluviométricas ubicadas en la zona sur de Chile central, y en especial con aquellas que se localizan más lejanas a la costa, con valores superiores a 0.7 en torno a aquellas cercanas a 36°S. Esta relación, se mantiene hacia el sur mientras que hacia el norte de 34°S, se dan las correlaciones menos significativas. Como se ve además en la figura 7, esta componente principal representa bien la varianza de la precipitación en torno a las estaciones distribuidas alrededor de 38°S. Más hacia el sur en tanto, las correlaciones más importantes vuelven a localizarse en las estaciones más alejadas de la costa, lo que implicaría que en esta región de Chile central la precipitación se encuentra más heterogéneamente distribuida desde la costa hacia el interior, a diferencia de lo

Región	Número de estaciones	Precipitación media $\bar{P}P$ [mm]	Desviación estándar $\bar{S}$	$\frac{\bar{S}}{\bar{P}P}$	V. R. CP1 [%]
30°-35°S	36	265.89	157.17	0.59	80
35°-38°S	17	621.51	195.06	0.31	78
38°-42°S	13	769.02	201.98	0.26	60

Tabla 3.1: Varianza retenida (V.R.) por la primera componente principal de la precipitación invernal (CP1) en cada región de Chile central en base a la cantidad de estaciones pluviométricas por región. Se indican además, la precipitación media y la desviación estándar promedio por región, junto con la razón entre ellos.

que ocurre en las regiones anteriores.

Por tanto, la componente principal, extraída a partir de la precipitación invernal en distintas regiones de Chile central retiene parte importante de la varianza del campo de precipitación en cada región. No obstante, la disparidad respecto al número de estaciones pluviométricas localizadas en cada región, es una limitante en la representatividad de la precipitación invernal en una región completa en términos de una serie de tiempo. Al respecto, la tabla 3.1 indica la varianza retenida por la primera componente principal de la precipitación invernal en cada región de Chile central junto con la precipitación promedio en la región y su desviación estándar promedio, lo que permite calcular un índice de variación definido como la razón entre la desviación estándar y la media.

A partir de la tabla 3.1, es claro ver que existe una relación lineal entre el número de estaciones pluviométricas y la cantidad de varianza retenida por la componente principal del campo de precipitación invernal. Al respecto, la serie que retiene una mayor varianza es aquella representativa de la precipitación en la región 30°-35°S, la cual presenta la mayor cantidad de estaciones pluviométricas. Más al sur en tanto, la serie representativa de la región 35°-38°S retiene la varianza en un rango similar a la región anterior, a pesar de que las estaciones pluviométricas distribuidas en esta región son prácticamente la mitad de aquellas utilizadas en la región 30°-35°S. Por último, la región 38°-42°S es aquella más pobremente representada, con una componente principal que retiene sólo el 60% de la varianza de la precipitación invernal en esta región, a pesar de que la cantidad de estaciones utilizadas difiere levemente del total de estaciones ubicadas en la región

### 3.1. ENOS, CONFIGURACIONES ATMOSFÉRICAS Y PRECIPITACIÓN 27

El Niño	1963	1965	1972	1982	1987	1991	1997	r(CP1,N34)
30°-35°S	LL	LL	LL	LL	LL	N	LL	0.64
35°-38°S	LL	LL	LL	LL	LL	S	LL	0.34
38°-42°S	LL	LL	N	LL	N	S	LL	-0.36

Tabla 3.2: Régimen de precipitación invernal en las regiones de Chile central durante los inviernos con fase cálida del ciclo ENOS (El Niño). Al final de cada línea, se da la correlación  $r$  obtenida entre la componente principal asociada a la precipitación invernal en cada región de Chile central (CP1) y la anomalía invernal de TSM en la región N34. Los inviernos, de acuerdo a la precipitación se clasifican como LL: lluviosos, N: normales y S: secos, de acuerdo a su ubicación respecto a los terciles de la distribución empírica.

La Niña	1964	1970	1973	1975	1988	1998	1999
30°-35°S	N	N	S	N	S	S	S
35°-38°S	S	S	S	N	LL	S	N
38°-42°S	S	N	N	S	S	S	LL

Tabla 3.3: Como en la tabla 3.2, pero para inviernos La Niña.

35°-38°S. La diferencia entre estos valores, radica en que gran parte de la varianza en la precipitación invernal al sur de 38°S no comparte el mismo fenómeno forzante respecto a las otras regiones. Un aspecto que llama la atención de la tabla 3.1 es que el índice de variación de la precipitación respecto a la media va decreciendo hacia el sur, en tanto que en promedio, la variabilidad interanual de la precipitación es a su vez mayor hacia el sur, en donde la precipitación media es mayor. Esto implica, que la precipitación en la región 30°-35°S tiende a mantenerse en mayor grado en torno a la media que en el resto de las regiones, en contraste con la región 38°-42°S, en donde existe una mayor dispersión de la precipitación respecto a la condición media.

En base a las figuras 4, 6 y 7, es posible construir tablas con categorías pluviométricas referidas a la característica de cada invierno en las distintas regiones de Chile central durante el cual se dió un evento cálido o frío del ciclo ENOS, según la anomalía invernal de TSM en la región N34. Estos resultados, se resumen en las tablas 3.2 y 3.3.

A partir de las tablas 3.2 y 3.3, se concluye que durante los inviernos

El Niño considerados, existió una tendencia a los inviernos lluviosos en las 3 regiones de Chile central en 1963, 1965, 1982 y 1997, y con una región con pluviosidad normal en 1972 y 1987. La excepción es el invierno de 1991 durante el cual se dió una precipitación en el rango normal hasta 35°S y seco hacia el sur. En tanto, durante condiciones La Niña se observan inviernos secos y normales en la región 30°-35°S. Más al sur en tanto, la relación entre invierno seco y evento La Niña es menos estricta, existiendo inviernos lluviosos tal como el de 1988 para la región 35°-38°S y 1999 al sur de 38°S. La tabla 3.3, muestra además que la variación espacial en la precipitación invernal es mayor en eventos La Niña respecto a eventos El Niño, con sólo un invierno seco en las 3 regiones de Chile central, identificado como aquél de 1998, el cual tuvo como consecuencia el racionamiento eléctrico en Chile central durante el año 1999.

Respecto a la correlación entre la componente principal de la precipitación invernal en las 3 regiones de Chile central y la anomalía invernal de TSM en la región N34 (Tabla 3.2), es claro ver que las relaciones van siendo menos significativas hacia el sur, y que la mayor varianza en la precipitación explicada por la anomalía de TSM en el Pacífico central ecuatorial se da en la región 30°-35°S (Tabla 3.3). Lo anterior quiere decir que, si consideramos una correlación de  $|0.4|$  como un límite de significancia estadística, sólo la precipitación en la región 30°-35°S se encuentra significativamente relacionada con las variaciones en la anomalía de TSM en la región N34, lo que concuerda con los resultados esperados.

## Capítulo 4

# Análisis de Regresión

### 4.1 Campos atmosféricos y precipitación en Chile central

Con el objetivo de establecer las anomalías de circulación atmosféricas que se asocian a la variabilidad de la precipitación invernal en Chile central, se aplica la técnica de regresión utilizando como coeficiente la correlación entre los campos de precipitación en las distintas regiones de Chile central previamente definidas y los campos atmosféricos de SLP, H200, TSM, gradiente meridional de temperatura y viento zonal a nivel de 200 hPa junto con su desviación estándar, de la forma:

$$\beta_i = r_{ppX_i} \sigma_{X_i} \quad (4.1)$$

Donde  $r_{ppX_i}$  es la correlación entre la componente principal del campo de precipitación  $pp$  en cada región de Chile central y el campo atmosférico  $X$  medido en la posición  $i$ , siendo  $\sigma_{X_i}$  su desviación estándar. De estos coeficientes, aquellos denominados como significativos serán los que tengan, al menos, un valor de correlación de  $|0.4|$  de acuerdo a una distribución *t-student* con  $\alpha$  0.05. Una característica a destacar de este índice de regresión, es que su unidad de medida permite determinar cuánto ha variado el campo correspondiente respecto a la primera componente principal de la precipitación en cada región de Chile central.

En los mapas de regresión respecto al campo de anomalía de SLP (Fig. 8), es claro observar que las relaciones más significativas con la precipitación en las regiones de Chile central están vinculadas directamente (es decir, los patrones de regresión y correlación son de signo positivo) con los cambios de presión superficial sobre Australia y los mares de Amundsen-Bellingshausen

(AmBe) al oeste de la península Antártica. Al respecto, puede notarse que la señal significativa sobre Australia va desplazándose hacia el sur a medida que la región de Chile central considerada sea cada vez más austral. De esta forma, la precipitación en la región  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S es aquella que se relaciona más significativamente con las variaciones de presión superficial sobre el borde sur de Australia. De la precipitación invernal en las tres regiones de Chile central, aquella menos significativamente relacionada con las variaciones de presión superficial sobre la zona de Australia es la región  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S, lo cual es evidente por la baja coherencia espacial de la correlación significativa. Una conclusión similar se puede aplicar a la correlación positiva sobre AmBe puesto que, si bien es cierto la precipitación en las tres regiones de Chile central se relacionan significativamente con las variaciones de presión sobre este sector, la región  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S es aquella que presenta una correlación con menor coherencia espacial. Un aspecto interesante a notar además en la figura 8, es que si bien la correlación positiva (vinculada a bloqueo cuando aumenta la precipitación en Chile central) sobre la región AmBe es un rasgo común para las tres regiones de Chile central, su posición cambia, de manera que a medida que la región pluviométrica de Chile central se sitúe más hacia el sur, así también lo hará la región de bloqueo. Así, la latitud de transición entre valores de regresión positivos (asociados a bloqueo) y negativos (asociados a una baja) se identifican como  $46^{\circ}$ S,  $50^{\circ}$ S y  $55^{\circ}$ S para las regiones  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S,  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S y  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S de Chile central respectivamente.

Relaciones de sentido opuesto en tanto (es decir, patrones de regresión y correlación con signo negativo), son evidentes sobre el Pacífico subtropical para la precipitación en las tres regiones de Chile central. Al respecto, es claro observar que las variaciones de presión sobre el Anticiclón subtropical del Pacífico sur (ASPS) presentan significancia estadística sólo para la precipitación en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S de Chile central, lo cual en conjunto con las variaciones sobre la zona de Oceanía, es consistente con los ciclos de la Oscilación del Sur. Más hacia el sur, las variaciones de presión de signo opuesto mejor relacionadas con la precipitación se dan sobre Sudamérica subtropical (particularmente la zona de Chile central-Pacífico sudoriental) y el Pacífico sudoccidental entre  $160^{\circ}$  y  $120^{\circ}$ W, patrón que comparte a su vez la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S de Chile central. Tales patrones negativos de regresión, son indicativos del paso de bajas (altas) presiones cuando aumenta (disminuye) la precipitación en Chile central.

Los mapas de anomalías de H200 en tanto, muestran significancia en las tres regiones de Chile central sobre el Pacífico sudoccidental cercano a Nueva Zelanda entre  $160^{\circ}$  y  $120^{\circ}$ W, en donde las variaciones en H200 se encuentran correlacionadas negativamente con la precipitación en Chile central. Un as-

#### 4.1. CAMPOS ATMOSFÉRICOS Y PRECIPITACIÓN EN CHILE CENTRAL 31

pecto importante a destacar además, es que la presencia de una baja con núcleo frío va siendo cada vez más dominante en las regiones no influenciadas por el ciclo ENOS durante el invierno a medida que la región considerada se ubique más hacia el sur. Luego, esta baja fría es la señal más dominante en el aumento de la precipitación en la región 38°-42°S en comparación a la señal de bloqueo (anticiclón quasi-barotrópico) al oeste de la península Antártica, la cual es más dominante al norte de 38°S, extendiendo hacia el sur la influencia de los bloqueos en la precipitación invernal respecto a lo que previamente se conocía.

Los coeficientes de regresión en el campo de TSM (Fig. 9), muestran que la mayor variabilidad de este campo se localiza en el trópico. Como se menciona en la literatura, tal variabilidad de característica interanual asociada al ciclo ENOS, influye de manera significativa en la precipitación invernal de Chile central entre 30° y 35°S. No obstante, según la evolución temporal de las componentes principales vistas en la sección 3.1.1, es altamente probable que un máximo en la precipitación invernal al sur de 35°S tenga correspondencia con un evento cálido del ciclo ENOS. A manera de ejemplo, el evento cálido dado durante el invierno de 1997, tuvo como respuesta una probabilidad acumulada de precipitación en todo Chile central superior al percentil 0.6, mientras que durante el evento frío del año siguiente (1998), los percentiles de precipitación en Chile central fueron en todas las estaciones inferior a 0.2. Para regiones de Chile central ubicadas más hacia el sur en tanto, la influencia de la TSM en la precipitación invernal es estadísticamente significativa (aunque débil en términos de varianza explicada) en una región en torno a 20°S y 120°W, en donde se sitúa la Zona de Convergencia del Pacífico Sur (ZCPS).

Las variaciones en la TSM tropical, afectan a su vez la temperatura de la tropósfera sobre ella. Utilizando como un índice de la temperatura al espesor de la tropósfera, parametrizada como la diferencia entre la altura geopotencial a nivel de 200 hPa y 1000 hPa ( $Z_{1000-200}$ ), es posible ver que, en consistencia con los patrones vistos para la TSM tropical, la variación de la temperatura troposférica sobre el trópico se asocia de manera directa y significativa a la precipitación en la región 30°-35°S de Chile central. En tanto, más hacia el sur y tal como en el caso de la TSM, la relación temperatura troposférica tropical-precipitación en Chile central deja de ser significativa. Por otro lado, para todas las regiones se da una correlación significativamente negativa sobre la región en torno a 40°S y 150°W, la cual a medida que la región de Chile central considerada se ubique más hacia el sur, los coeficientes de regresión van cada vez presentando una mayor varianza. En particular para la región 38°-42°S, una correlación significativamente nega-

tiva se da además sobre el cono sur sudamericano, en tanto que una zona de alta variabilidad de temperatura sobre la costa antártica en torno a  $120^{\circ}\text{W}$  es evidente en este campo, aunque tales variaciones no afectan significativamente a la precipitación en Chile central.

Todo lo anterior, indica que las variaciones tropicales de temperatura troposférica se encuentran directamente vinculadas a la precipitación sólo en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}\text{S}$  de Chile central, en tanto que una tropósfera anormalmente cálida (fría) sobre el Pacífico subtropical occidental ( $40^{\circ}\text{S}$ - $150^{\circ}\text{W}$ ) estaría relacionada con un déficit (superávit) de precipitación en Chile central. Particularmente para la región  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}\text{S}$ , esta región de correlación negativa es estadísticamente más significativa, en tanto que las variaciones de temperatura troposférica sobre el cono sur sudamericano se encuentran también significativamente relacionadas, vinculándose a la presencia de un núcleo frío (cálido) sobre aquél sector con un superávit (déficit) pluviométrico en la región  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}\text{S}$  de Chile central.

A nivel de 200 hPa, el gradiente meridional de temperatura muestra una buena correspondencia con los patrones de flujo zonal (Fig. 10), tal cual se espera para condiciones de geostrofia. Este gradiente térmico, de acuerdo al mapa presenta dos sectores en donde se da una directa relación significativa con la precipitación anómala en todo Chile central, los cuales se localizan sobre latitudes medias de Sudamérica y el Pacífico occidental respectivamente. Aquél patrón de correlación positiva sobre Sudamérica (Pacífico occidental), va adquiriendo una mayor (menor) coherencia espacial a medida que la región considerada de Chile central es cada vez más austral. En tanto que las regresiones negativas más significativas con la precipitación en Chile central se dan sólo para la región  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}\text{S}$ , las cuales se sitúan sobre una franja que cubre el Pacífico subtropical oriental y la costa subtropical de Sudamérica. En la región  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}\text{S}$  en tanto, no aparecen estructuras de correlación negativa cuya coherencia espacial sea significativa, mientras que la precipitación en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}\text{S}$  presenta además una significativa relación inversa (directa) con la baroclinicidad sobre el cono sur del continente (trópico). Tal relación con el trópico, alcanza significancia estadística sobre una región que comprende latitudes ecuatoriales al oriente de  $120^{\circ}\text{W}$ .

En cuanto al flujo zonal, destaca en todas las regiones un patrón de correlaciones significativas que asemejan a un tren de ondas cuyos focos se sitúan sobre latitudes tropicales y extratropicales al oeste de  $120^{\circ}\text{W}$ , en donde respectivamente se dan correlaciones negativas y positivas, junto con un patrón de correlaciones negativas sobre altas latitudes. Tales estructuras, se interpretan de tal manera que la intensificación del flujo este sobre el Pacífico central occidental y altas latitudes del Pacífico sudoriental, junto

#### 4.1. CAMPOS ATMOSFÉRICOS Y PRECIPITACIÓN EN CHILE CENTRAL 33

con la intensificación del viento oeste sobre latitudes medias, posibilitan un aumento de la precipitación en Chile central respecto a la condición media. Es interesante notar, que las variaciones tropicales del flujo zonal se encuentran significativamente relacionadas con la precipitación en las tres regiones de Chile central y que el flujo sobre latitudes medias se encuentra mayormente relacionado con la precipitación en las regiones al sur de 35°S. Particularmente para la región 38°-42°S, la correlación en latitudes medias con la precipitación presenta una mayor coherencia espacial respecto a las otras regiones de Chile central, lo cual evidencia una mayor asociación de esta región con la actividad frontal proveniente del Pacífico sur durante invierno (Trenberth 1991). Es interesante también, que la señal de bloqueo atmosférico al suroeste de Sudamérica se ve reflejada en las tres regiones como coeficientes de regresión-correlación negativos al sur de 50°S, los cuales se interpretan como una disminución (aumento) del viento oeste debido a la presencia (ausencia) de la circulación anticiclónica característica del sistema de bloqueo cuando aumenta (disminuye) la precipitación en las tres regiones de Chile central. Es muy claro además el corrimiento hacia el sur del borde norte del bloqueo en conjunción con las distintas regiones pluviométricas consideradas.



## Capítulo 5

# Análisis de Correlación Canónica

### 5.1 Región 30°-42°S

La relación entre el patrón combinado de la anomalía de presión en superficie junto con la anomalía de altura geopotencial a nivel de 200 hPa y la precipitación en Chile central, es estudiada a través del uso de la correlación canónica (CCA) aplicada a las series sin extraer la tendencia de largo plazo y reteniendo un 90% de la varianza. Considerando a Chile central en su conjunto, es decir sin la separación en regiones influenciadas estacionalmente por ENOS (capítulos 3 y 4.1), es posible ver que las series correspondientes a la primera componente canónica asociada al campo combinado de SLP-H200 y la primera componente canónica asociada a la precipitación en Chile central, se relacionan bastante bien, con un coeficiente de correlación de 0,96 (Fig. 11). Tales series, presentan una tendencia negativa a lo largo de todo el período, particularmente desde la década del 80 en donde es notorio el cambio de régimen dominante desde valores positivos a negativos. No obstante a esta tendencia negativa, es más frecuente encontrar valores sobre el nivel 0 en la segunda mitad del registro (5 casos) que bajo el nivel 0 en la primera mitad (2 casos), lo cual indica que la precipitación en Chile central, así como la variación conjunta del patrón combinado SLP y H200, ha adquirido una mayor varianza en los últimos 20 años. Espacialmente en tanto, la varianza aportada por la SLP en la precipitación anómala en Chile central es explicada por una correlación positiva sobre altas latitudes del océano Austral y el continente Antártico y negativa sobre Sudamérica, en tanto que en el campo de H200 es particularmente evidente que las estructuras de correlación con

signo negativo se extienden por gran parte del Pacífico en latitudes medias. Tales patrones espaciales, favorecen la tendencia de la precipitación, de tal forma que si existen anomalías negativas (positivas) del campo SLP-H200 sobre latitudes medias de la región Pacífico oriental-Sudamérica, hay una mayor (menor) precipitación previo (posterior) a 1979, particularmente al sur de  $37^{\circ}\text{S}$ , en donde el modo canónico asociado a la precipitación explica más del 36% de su varianza.

Al remover la tendencia (Fig. 12), la correlación entre las componentes canónicas respectivas baja levemente a 0,95, manteniendo la relación en fase entre el patrón combinado SLP-H200 y la precipitación en la mayoría de los años. La componente canónica asociada a la precipitación en Chile central por su parte, es más representativa que en el caso con tendencia. Nótese que en la mayoría de las estaciones pluviométricas, el nivel de correlación supera el valor 0,8, particularmente en las estaciones más alejadas de la costa en las regiones  $34^{\circ}\text{-}36^{\circ}\text{S}$  y  $38^{\circ}\text{-}42^{\circ}\text{S}$ . Los menores niveles de correlación en tanto, se dan al norte de  $34^{\circ}\text{S}$ , con valores cercanos a 0,5. Es evidente además, que en latitudes medias se mantienen las correlaciones negativas respecto al modo canónico con tendencia asociado al campo de SLP, aunque sobre Sudamérica esta señal se ve desplazada más hacia el norte y extendida hacia el Pacífico en latitudes medias, alcanzando hasta  $160^{\circ}\text{W}$ . La correlación positiva en altas latitudes en tanto, aparece más acotada sobre el mar de Bellingshausen y al oriente de la península Antártica en el mar de Weddel. El modo espacial asociado a H200 por su parte, en comparación al modo asociado a la tendencia, mantiene la correlación negativa dominante sobre latitudes medias, aunque ésta aparece separada en dos núcleos situados sobre Sudamérica en torno a  $45^{\circ}\text{S}$  y el Pacífico al oeste de  $120^{\circ}\text{W}$ , en tanto que una estructura con correlación positiva significativa aparece sobre  $90^{\circ}\text{W}\text{-}70^{\circ}\text{S}$ , la cual, junto con el patrón descrito de correlación positiva del modo asociado a la SLP, se asemeja levemente al patrón de bloqueo descrito a partir de la figura 8 sobre el sector AmBe del océano Austral.

Como se mencionó anteriormente en la sección 3.1.1, la mayor influencia del ciclo ENOS durante invierno se da en la región  $30^{\circ}\text{-}35^{\circ}\text{S}$  de Chile central. Por tanto, considerando ahora la región  $35^{\circ}\text{-}42^{\circ}\text{S}$  para el análisis de correlación canónica con los mismos campos de anomalías combinadas de SLP y H200, será posible ver qué fracción de los resultados previos se debe a la influencia de la región  $30^{\circ}\text{-}35^{\circ}\text{S}$  y, más interesante aún para esta tesis, ver la influencia al sur de  $35^{\circ}\text{S}$ .

## 5.2 Región 35°-42°S

Para esta región en particular, en comparación con la región 30°-42°S sin influencia de la tendencia, el patrón espacial asociado a H200 no cambia mayormente sobre latitudes medias del Pacífico sur, en tanto que sobre altas latitudes desaparece el patrón significativo de correlación positiva. El campo de SLP por su parte, muestra un patrón espacial similar al de la figura 12, con los inviernos lluviosos en la región 35°-42°S influenciados por una baja presión sobre latitudes medias sobre Sudamérica y una presión relativamente alta sobre la península Antártica y los mares de Bellingshausen y Weddel, en tanto que patrones de signo opuesto se darían para inviernos secos en esta región de Chile central.

La componente canónica asociada a la precipitación en tanto, muestra una consistente relación con las estaciones pluviométricas de la región, particularmente con aquellas situadas entre 38° y 40°S.

## 5.3 Análisis del modo canónico

El diagrama de dispersión entre la componente canónica asociada a los campos SLP-H200 y la componente canónica asociada a la precipitación en el caso de la región 30°-42°S (Fig. 14) muestra además los años con inviernos tipo El Niño y La Niña. Esto permite individualizar el comportamiento de algunos años con pluviosidad extrema (lluviosa ó seca) no asociado a las fases extremas del ciclo ENOS. Por otra parte, la componente canónica SLP-H200 puede representar un “índice de bloqueo”, aunque débil, lo que permite inferir el tipo de patrón asociado a la precipitación. Luego, el índice muestra anomalías de signo positivo (negativo) que podrían asociarse a un Anticiclón Subtropical del Pacífico sur (ASPS) anormalmente debilitado (intenso) y a la presencia (ausencia) de un bloqueo en el mar de Bellingshausen.

Este diagrama muestra que cerca de la tercera parte de los inviernos con un índice positivo de bloqueo muestra una simultaneidad con la fase cálida del ciclo ENOS, lo cual es consistente con el análisis de la figura 8 y la tabla 3.2. En tanto, las fases frías del ciclo ocurren siempre con un índice negativo de bloqueo. No obstante a lo anterior, llama la atención la existencia de un evento cálido desarrollado con un bajo índice de bloqueo y cuya respuesta en la precipitación de Chile central haya sido de un invierno seco, el cual se identifica como aquél de 1991 el cual será analizado en el capítulo 6. El hecho de que la mayor parte de los eventos cálidos del ciclo ENOS se asocien con un alto índice de bloqueo, es coherente con la mayor frecuencia de bloqueos

durante inviernos con eventos El Niño (Rutllant y Fuenzalida 1991).

La mantención de la linealidad entre las componentes canónicas cuando se saca del análisis la región 30°-35°S y la similitud de los patrones canónicos (Fig. 13), sugiere que el modo canónico retiene parte de la covarianza de la región 30°-35°S, apareciendo los eventos El Niño asociados a inviernos lluviosos al sur de 35°S y eventos La Niña con inviernos secos. Este rasgo del modo canónico, contrasta con el análisis del capítulo 3, donde un índice pluviométrico invernal de la región 38°-42°S no muestra una relación lineal con un índice del ciclo ENOS (Fig. 7). Tal aspecto, será tratado en el capítulo 7.

## 5.4 Tendencia y precipitación en Chile central

### 5.4.1 Región 30°-42°S

Utilizando el mismo coeficiente de regresión de la ecuación (4.1), se obtienen campos de regresión-correlación entre la componente canónica del patrón conjunto SLP-H200 y los campos de TSM, SLP, H200, H500,  $Z_{1000-500}$ ,  $Z_{500-200}$ , gradiente meridional de temperatura en 200 hPa  $\left(\frac{dT}{dy}\right)$  y  $U_{200}$  (Fig. 16). Es claro ver, que el modo canónico asociado a la tendencia de los campos SLP y H200 no se encuentra significativamente vinculado a las variaciones en la TSM, en tanto que el patrón vinculado a la tendencia es evidente en el campo de SLP, el cual relaciona directamente los cambios en el modo canónico asociados a la variación de SLP y H200 con los cambios en la presión superficial sobre el continente Antártico. Una relación de signo opuesto en tanto, se da sobre latitudes tropicales del Pacífico sur y Sudamérica subtropical, indicando que el modo canónico asociado a la variación extratropical de SLP y H200, se relaciona inversamente con los cambios de presión superficial sobre Sudamérica y latitudes tropicales del Pacífico sur. Esto significa, que a partir de 1979 la presión superficial sobre el continente Antártico ha ido disminuyendo, en tanto que sobre Sudamérica y el Pacífico subtropical ha ido aumentando.

En los mapas de altura geopotencial (Fig.16) en tanto, se dan distintos patrones de acuerdo al nivel de presión considerado. En 500 hPa, el modo canónico se asocia directamente con las variaciones en la altura geopotencial sobre la península Antártica entre el mar de Bellingshausen y Weddel, en tanto que la relación es inversa en dos núcleos sobre Sudamérica y el Pacífico sur en latitudes medias en conjunto con latitudes tropicales del Hemisferio Sur. El dipolo meridional de correlación significativa, con signo

positivo sobre la península Antártica y negativo sobre Sudamérica subtropical, es consistente con la disminución durante el período 1980-2000 de la altura geopotencial sobre la península Antártica y el aumento de ésta sobre la región centrada en  $40^{\circ}\text{S}$ - $65^{\circ}\text{W}$  de Sudamérica. A nivel de 200 hPa en tanto, la estructura dominante asociada a la tendencia es un patrón de correlaciones negativas con número de onda zonal 4, la que se sitúa sobre latitudes medias del Hemisferio Sur. En concreto, los focos de este patrón se localizan sobre Sudamérica, el Pacífico suroccidental, el océano Índico y el Atlántico sur, lo cual indica que en general la disminución de la altura geopotencial en 200 hPa sobre latitudes medias del Hemisferio Sur, se asocia con una presión superficial anormalmente alta sobre el continente Antártico.

Asimismo, la componente canónica se asocia inversamente con los cambios de temperatura sobre la baja y alta tropósfera extratropical. En términos de la tendencia, sobre latitudes extratropicales ha habido un aumento de la temperatura en la tropósfera posterior a 1979. Tal aumento, ha sido particularmente significativo tanto en la baja como en la alta tropósfera sobre latitudes medias-altas ( $\sim 40^{\circ}$ - $60^{\circ}\text{S}$ ), en particular sobre el cono sur sudamericano, mientras que en la alta tropósfera, la tendencia a un aumento de la temperatura ha sido significativa a lo ancho del Pacífico sur en latitudes extratropicales.

El gradiente térmico meridional por su parte, presenta una significativa relación sobre latitudes medias al este de  $120^{\circ}\text{W}$  (Fig. 16). Particularmente en la zona de  $20^{\circ}\text{S}$  se observa una correlación negativa, en tanto que sobre  $40^{\circ}\text{S}$  se dan las correlaciones positivas más significativas. Este patrón de regresión implica, que los cambios de SLP y H200 a lo largo de  $45^{\circ}\text{S}$  y  $75^{\circ}\text{S}$  (Fig. 11) se vinculan a los cambios en la baroclinicidad sobre latitudes medias. De manera más concreta, la disminución en la baroclinicidad sobre  $40^{\circ}\text{S}$ , en conjunto con el aumento de ésta sobre  $20^{\circ}\text{S}$  durante el período 1980-2000, son consistentes con la tendencia a la disminución de la precipitación invernal en Chile central. Los patrones de viento zonal en tanto, guardan una directa relación sobre latitudes medias del Pacífico sur y la banda ecuatorial al oriente de  $120^{\circ}\text{W}$ , a su vez que se da una relación de signo opuesto con el régimen de viento zonal sobre altas latitudes, particularmente significativa sobre el extremo sur de Sudamérica y la península Antártica.

Al remover la tendencia, aparece la asociación con las anomalías tropicales de la TSM consistentes con las fases de El Niño y las anomalías en la SLP consistentes con la Oscilación del Sur, en tanto que sobre la península Antártica, aparece un patrón de correlación positiva en el campo de SLP consistente con un bloqueo.

En los campos de altura geopotencial en tanto, desaparece la señal en

el océano Índico de H200, quedando los núcleos con correlación negativa en latitudes medias del Pacífico central y sobre Sudamérica, en tanto que aparece la región de bloqueo sobre la región AmBe. Esta última señal es más clara en H500, disminuyendo su coherencia espacial en H200 (Fig. 12).

El espesor de la tropósfera por su parte, muestra una correlación negativa sobre latitudes medias del Pacífico sudoccidental al oeste de  $120^{\circ}\text{W}$  (Fig. 12). En latitudes subtropicales en tanto, destaca en la baja tropósfera una significativa correlación positiva sobre una banda levemente orientada de noroeste a sureste en torno a  $20^{\circ}\text{S}$ , la cual se extiende entre  $150^{\circ}$  y  $40^{\circ}\text{W}$ . Por otro lado, en la alta tropósfera la relación entre su temperatura y el primer modo canónico asociado a SLP-H200 adopta un patrón dipolar meridional en torno a  $160^{\circ}\text{W}$ , en donde hay una correlación positiva sobre el Pacífico sur subtropical y negativa sobre latitudes medias-altas en torno a  $\sim 30^{\circ}\text{S}$ . Se observa, además, la presencia de un núcleo frío sobre el cono sur sudamericano en la baja tropósfera que tendría una relación menos consistente.

Respecto al gradiente térmico meridional, éste tiene una directa y significativa relación positiva sobre Sudamérica en torno a  $40^{\circ}\text{S}$ . Sobre el trópico en tanto, al extraer la tendencia no aparecen estructuras de correlación significativas que sean espacialmente coherentes. El flujo zonal en tanto, presenta un patrón de correlación que asemeja a un tren de ondas orientado de noroeste a sureste desde la banda ecuatorial al oeste de  $120^{\circ}\text{W}$  hasta altas latitudes en torno a  $80^{\circ}\text{W}$ . Tal patrón indica, que sobre el ecuador durante el invierno existió un predominio del flujo oeste debilitado particularmente al oeste de  $120^{\circ}\text{W}$ , en tanto que en latitudes medias del Pacífico sur, un flujo oeste intensificado atraviesa esta región y Sudamérica. Tal flujo, es particularmente más intenso en latitudes subtropicales en torno a  $150^{\circ}\text{W}$ , destacando además que sus patrones más significativos se desvían levemente hacia el sureste alrededor de  $100^{\circ}\text{W}$ , atravesando Sudamérica en la banda  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}\text{S}$ . En altas latitudes en tanto, un flujo oeste debilitado se observa en torno a  $55^{\circ}\text{S}$  al oriente de  $140^{\circ}\text{W}$ . Estas últimas estructuras, de flujo oeste intensificado sobre Sudamérica en latitudes medias-altas y flujo debilitado (o del este) en altas latitudes, son consistentes con el ciclón asociado a la baja presión en el campo de H200.

Una parte de la varianza del modo canónico de la circulación atmosférica (SLP-H200) asociada a la precipitación en Chile central ( $30^{\circ}$ - $42^{\circ}\text{S}$ ), se explica como parte del ciclo ENOS, por anomalías tropicales de TSM y SLP consistentes con los patrones típicos del ENOS. Por otro lado, aparecen estructuras quasi-barotrópicas en los campos de altura geopotencial sobre la península Antártica y el Pacífico sur en la región  $120^{\circ}$ - $150^{\circ}\text{W}$  de signo

opuesto, la presencia de núcleos cálidos y fríos en latitudes extratropicales de la tropósfera baja, variaciones del mismo signo en la baroclinicidad sobre Sudamérica en la banda 30°-40°S y las variaciones del flujo zonal en 200 hPa sobre latitudes extratropicales del Pacífico, consistentes con los patrones de la altura geopotencial al mismo nivel (Fig. 17).

#### 5.4.2 Región 35°-42°S

Los patrones asociados a la componente canónica de SLP-H200 que resulta de restringir la precipitación invernal a 35°-42°S (Fig. 18), son muy similares al mismo análisis con la región 30°-42°S (Fig. 17). Sin embargo, destaca que en el mapa de SLP la señal asociada a bloqueo (correlación positiva sobre AmBe) tenga una menor significancia estadística para esta región.

En los mapas de altura geopotencial en tanto, desaparece la señal significativa de bloqueo, mientras que la baja presión sobre la región y su circulación ciclónica asociada, sigue siendo un rasgo dominante, al igual que el aumento (la disminución) de la baroclinicidad sobre 40°S en Sudamérica cuando en 35°-42°S aumenta (disminuye) la precipitación invernal.

Al igual que en el análisis anterior (Fig. 17), el flujo zonal en 200 hPa comparte los mismos patrones en latitudes medias y tropicales, los que son consistentes con aquellos patrones de correlación en el campo de H200.



## Capítulo 6

# Análisis de casos

En este capítulo, a través del análisis de mapas de anomalías de variados campos atmosféricos respecto al período base 1960-2000, se resumirán los principales factores atmosféricos que en su conjunto posibilitaron una precipitación anómala en Chile central. Estos casos, se seleccionan en base a las figuras 5 y 15 las cuales, respectivamente, indican los inviernos con relación inversa entre la precipitación en la región 30°-35°S de Chile central y la anomalía de TSM en el Pacífico central, y aquellos inviernos en la región 35°-42°S de Chile central en donde se dió la relación bloqueo-precipitación. Los campos a analizar en este capítulo son anomalías de: Temperatura superficial del mar, Presión atmosférica en superficie, Altura geopotencial a nivel de 200 y 500 hPa, espesor de la capa inferior (superior) de la tropósfera, parametrizada como la diferencia entre los niveles H500-H1000 (H200-H500), gradiente térmico meridional (índice de la baroclinicidad) y flujo zonal a nivel de 200 hPa. A partir de 1980, con la disponibilidad de datos diarios se construyeron además los campos de anomalía de precipitación invernal, advección de temperatura en 500 hPa y persistencia de anomalías de altura geopotencial en el mismo nivel. De tales anomalías, se consideraron sólo aquellas que superaron los  $\pm 100$  metros geopotenciales [gpm] y se destacan las que tuvieron una persistencia de al menos 7 días. Estas anomalías, se construyeron removiendo de los datos diarios de H500 la media y los armónicos anual y semianual.

### 6.1 Consideraciones previas

En esta sección se darán los fundamentos matemáticos y aproximaciones hechas en la interpretación de los mapas de anomalías.

### 6.1.1 El espesor de la capa troposférica como índice de la temperatura en la capa

Considerando a la atmósfera como un gas ideal y regida por la ecuación hidrostática, se cumple que:

$$\begin{aligned}\frac{\partial p}{\partial z} &= -\rho g \\ p &= \rho RT\end{aligned}\quad (6.1)$$

Donde  $z$  indica la dirección vertical,  $g$  la aceleración de gravedad,  $R$  la constante de los gases para el aire atmosférico y  $T$  la temperatura. Si se considera que en la atmósfera la densidad  $\rho$  es directamente proporcional a la presión  $p$ , podemos reemplazar  $\rho$  en la ecuación hidrostática por:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\frac{p}{RT}g \quad (6.2)$$

Suponiendo además que la presión varía sólo en función de la altura, es posible multiplicar por la diferencial  $dz$  y reordenar (6.2) de la forma:

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT}dz \quad (6.3)$$

Integrando respecto a cierto nivel de referencia  $z_o$ , en que la temperatura de la capa  $z_1 - z_o$  es uniforme, se tiene que:

$$\ln\left(\frac{p_1}{p_o}\right) = -\frac{g}{RT}(z_1 - z_o) \quad (6.4)$$

Luego, existe una relación directa entre el espesor de la capa  $z_1 - z_o$  y su temperatura  $T$ . Por tanto el espesor  $\Delta H = z_1 - z_o$  es indicativo de la temperatura de la tropósfera en la capa  $z_1 - z_o$ .

### 6.1.2 Relación entre el gradiente térmico meridional y el flujo zonal

La circulación en la atmósfera, sin efecto del roce, se debe a las fuerzas provenientes del gradiente de presión, el efecto de la aceleración de Coriolis  $2\vec{\Omega} \times \vec{V}$  y la aceleración de gravedad  $g$ , las cuales se relacionan según la ecuación de movimiento:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g} \quad (6.5)$$

Donde  $\vec{\Omega}$  representa la velocidad de giro del planeta en torno a su eje de rotación y  $\vec{V}$  su velocidad relativa vista de un marco de referencia inercial. Separando de  $\vec{V}$  su componente zonal y meridional de viento  $(u, v)$ , con el flujo vertical despreciable la ecuación de movimiento en la componente meridional se transforma en:

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2\Omega u \sin \phi \quad (6.6)$$

Sea  $f$  el término asociado a la aceleración de Coriolis, definido como  $f = 2\Omega \sin \phi$ , donde  $\phi$  es la latitud, la ecuación de movimiento meridional se transforma en:

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu \quad (6.7)$$

Suponiendo que no existe aceleración del flujo meridional, se llega a la ecuación de balance geostrófico, en que la fuerza debida al gradiente de presión se balancea con el término asociado al movimiento por la acción de la aceleración de Coriolis. Por tanto, la ecuación de movimiento meridional es:

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

y despejando la componente de viento zonal

$$u = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (6.8)$$

Luego, al derivar (6.8) respecto a la componente  $z$ , se obtiene la variación de viento geostrófico con la altura, denominada “viento térmico”:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{1}{\rho^2 f} \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{1}{\rho f} \frac{\partial^2 p}{\partial z \partial y} \quad (6.9)$$

Luego, la ecuación de viento térmico se transforma en:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} u + \frac{g}{\rho f} \frac{\partial \rho}{\partial y} \quad (6.10)$$

Considerando la ecuación hidrostática dada en (6.2), podemos reemplazar en (6.10) el término asociado a la densidad  $\rho$ . Desarrollando el álgebra, se llega a la ecuación:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} u - \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (6.11)$$

En donde se ha considerado que por la ecuación de viento térmico y la ecuación (6.2):

$$\frac{\partial p}{\partial z} u = \frac{g}{f} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (6.12)$$

De (6.11) se observa que la cortante de viento depende de la estabilidad de la atmósfera. Este término en  $\frac{\partial T}{\partial z}$  es en general del orden de un 10% del segundo término, así que si no se requiere gran precisión, el primer término se puede omitir y la ecuación de viento térmico se reduce a:

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (6.13)$$

De esta manera, se ve que el viento térmico está directamente relacionado con la baroclinicidad en la atmósfera geostrófica, y siendo  $f < 0$  en el Hemisferio Sur, el viento térmico tiene patrones similares al gradiente térmico meridional.

## 6.2 Inviernos con relación inversa ENOS-PP

### 6.2.1 Inviernos lluviosos en la región 30°-35°S bajo condiciones frías en el Pacífico ecuatorial.

#### 1978

Durante este invierno predominan las anomalías negativas de TSM en el Pacífico ecuatorial, especialmente al este de 110°W, las que constituyen condiciones tipo La Niña (Fig. 19). En los campos de presión y altura geopotencial (GPH), se aprecian anomalías positivas que forman un patrón con número de onda zonal 3 situado en altas latitudes. Tales anomalías se ubican sobre la costa sudoccidental de Australia, el Pacífico y Atlántico sur, siendo esta última consistente con el esquema S2 de bloqueo documentado previamente por Garreaud (1994), mientras que anomalías negativas se localizan sobre la península Antártica y el sur de Australia. Por su parte, los espesores de la baja y alta tropósfera muestran una atmósfera anormalmente cálida en latitudes medias, particularmente al oeste de 80°W y una atmósfera más fría en altas latitudes. La principal diferencia en los patrones de temperatura en la tropósfera alta y baja, es que sobre el trópico y en particular el borde

occidental de Sudamérica tropical existió una tropósfera alta significativamente más fría, en tanto que no se registró una señal similar en la tropósfera baja.

A nivel de 200 hPa el gradiente térmico meridional, indicativo de la inestabilidad baroclínica, muestra anomalías positivas en latitudes medias, y en particular sobre Chile central como parte de una franja que se extiende a lo ancho del Pacífico sur. Este aumento de la baroclinicidad parece asociado a la anomalía positiva de temperatura a lo largo de  $50^{\circ}\text{S}$ . Las regiones de mayor estabilidad, por su parte, se localizan sobre altas latitudes al oeste de la península Antártica y sobre la zona norte de Chile. El viento zonal en tanto, exhibe predominio del flujo oeste moderado sobre altas latitudes y el trópico, además de un viento oeste más debilitado particularmente sobre latitudes subtropicales de Sudamérica. A diferencia de lo mostrado en el análisis de la figura 10, no existe coincidencia entre la ubicación de las anomalías del gradiente meridional de temperatura y el viento zonal a 200 hPa.

Luego, el invierno anormalmente lluvioso de 1978 parece explicarse por la presencia de un bloqueo en el Atlántico Sur, situación que fue descrita por Garreaud (1994) como el segundo modo de anomalías de la circulación atmosférica asociado a tormentas intensas en Chile central en este caso no asociado al evento El Niño. De acuerdo a Garreaud (1994), la presencia de este bloqueo haría que las tormentas duraran más tiempo lo que se comprueba con el alto número de eventos persistentes de anomalías negativas de H500 sobre la región. Regionalmente en tanto, se observó un aumento de la baroclinicidad.

## 1984

Al igual que en el caso de 1978, se trata de un invierno con condiciones frías en el Pacífico ecuatorial (Figura 21). Durante este invierno se observó una señal de bloqueo entre la península Antártica y el cono sur de Sudamérica (paso Drake) tanto en superficie como en altura, a lo largo de  $60^{\circ}\text{S}$ , mientras que una anomalía negativa en los campos de SLP y GPH se da sobre el mar de Ross. En el campo de SLP, se ve además que las anomalías más intensas se dan sobre el Pacífico sur mientras que en altura, las anomalías de GPH se dan con similar intensidad también sobre el Atlántico. Destaca además en estos campos, la presencia de anomalías negativas sobre latitudes medias de Sudamérica, consistentes con la característica lluviosa de este invierno (ver figura 8). En términos de temperatura, la tropósfera baja y alta se presentaron más frías que lo normal en latitudes altas, destacando además un núcleo de anomalías negativas entre  $30^{\circ}\text{S}$  y

40°S sobre Sudamérica. Por otra parte, una alta tropósfera más cálida que lo normal se dio sobre latitudes del Pacífico sur cercanas al extremo sur de Sudamérica, la cual puede observarse como una zona de transición respecto a las temperaturas anormalmente bajas sobre latitudes altas y el trópico.

En este invierno se dio un patrón de baroclinicidad con anomalías positivas sobre latitudes medias del Pacífico sur y en particular sobre Chile central, junto con anomalías negativas sobre el cono sur de Sudamérica y el mar de Ross. Estas últimas son consistentes con la presencia de un núcleo frío sobre Sudamérica subtropical, en tanto que no hay una razón aparente para la presencia de un aumento de la baroclinicidad a lo largo de 35°S. El viento zonal por su parte, muestra la señal de bloqueo sobre el paso Drake con vientos anómalos del oeste en el mar de Bellingshausen y del este sobre el cono sur de Sudamérica.

La advección diaria de temperatura en 500 hPa, muestra intensos valores de signo positivo sobre la costa antártica y el norte de Chile, mientras que un patrón de anomalía negativa destaca al oeste de la península Antártica. Este patrón dipolar zonal en altas latitudes se relaciona con la presencia del anticiclón de bloqueo. Asimismo, consistente con las anomalías positivas de SLP y GPH el análisis de persistencia muestra un núcleo de eventos positivos justamente sobre la región del bloqueo, mientras sobre Chile central se observa un aumento de eventos persistentes de anomalías negativas de H500, lo cual indica un mayor paso de sistemas de baja presión por esa región. El patrón de anomalías del CMAP es consistente con los percentiles de precipitación en Chile central para el invierno de 1984 (Fig. 54), mostrando que desde 36°-37°S al sur hay anomalías negativas y al norte anomalías positivas de precipitación.

El invierno anormalmente lluvioso en la región 30°-36°S (y seco al sur) se explica por la presencia de un bloqueo que se ubica sobre la región AmBe, pero que se posiciona sobre 60°S en vez de 70°S que es la posición típica de un bloqueo cuando hay un evento El Niño. Esta posición más al norte de la posición habitual durante un evento El Niño, podría determinar el dipolo de las anomalías de precipitación en Chile central, con anomalías positivas (negativas) al norte (sur) de ~35°S. Es interesante notar que bloqueos en la región AmBe con una posición en torno a 70°S se asocian con precipitación anormalmente alta en todo Chile central, como se ve en las probabilidades condicionales del Capítulo 3 y en la Tabla 3.3. Se observa además, un aumento de la baroclinicidad sobre Chile central.

**2000**

Al igual que en los años anteriores (1978 y 1984) este es un periodo invernal caracterizado por presentar anomalías negativas de TSM en el Pacífico tropical (Fig. 23). El campo de SLP presenta anomalías positivas sobre el continente Antártico, destacándose en altura (campos GPH) un sistema de bloqueo sobre el mar de Weddel. Sobre Sudamérica destaca una anomalía negativa evidente en los campos de H500 y H200. La baja tropósfera por su parte, muestra anomalías positivas de temperatura sobre altas latitudes y el Pacífico al oeste de  $80^{\circ}\text{W}$  sobre latitudes medias, en tanto que aquellas anomalías negativas indicadoras de una baja tropósfera anormalmente fría se localizaron sobre Sudamérica subtropical, el trópico y la costa antártica en particular al oeste de  $120^{\circ}\text{W}$ . En la alta tropósfera en tanto, sobre todo el Pacífico sur predominó una anomalía negativa de temperatura, la cual fue más intensa sobre toda la región de latitudes medias y en particular sobre la zona centrada en  $40^{\circ}\text{S}$ ,  $140^{\circ}\text{W}$ .

La baroclinicidad en tanto, no muestra un patrón dominante de anomalía sobre el Pacífico sur. De las anomalías presentes, se destaca una estructura de signo positivo sobre latitudes medias y que cruza la región de Chile central. Tal estructura, separa las dos regiones con más bajos niveles de baroclinicidad, las cuales se sitúan sobre el Pacífico subtropical y en  $40^{\circ}\text{S}$  sobre longitudes cercanas a la línea de la fecha. Sobre altas latitudes existe un predominio de niveles altos de baroclinicidad, los cuales se dan al oeste del extremo sur de Sudamérica.

Respecto a la intensidad del viento en altura, sobre latitudes tropicales existió un dominio del flujo oeste, el cual fue anormalmente más intenso sobre las regiones del Pacífico central ecuatorial, lo cual es consistente con una circulación de Walker intensificada durante un evento frío. Sobre latitudes medias, destaca un patrón de flujo este situado en latitudes subtropicales entre  $120^{\circ}$  y  $80^{\circ}\text{W}$ , mientras que flujo oeste de similar intensidad y situado entre las mismas longitudes, fue el patrón dominante hacia latitudes más altas. Sobre latitudes cercanas a la costa antártica en tanto, es claro ver un flujo oeste debilitado que dominó sobre gran parte del océano Austral y el extremo sur de Sudamérica. Al menos el viento del este al oriente del cono sur de Sudamérica es consistente con la presencia de un bloqueo en el mar de Weddel. Respecto de la advección de temperatura, al oeste de la península Antártica en tanto, existió una anomalía positiva de advección, lo que en conjunto con la anomalía negativa descrita previamente también es consistente con el anticiclón de bloqueo sobre el mar de Weddel. La característica de bloqueo se confirma con el análisis de persistencia de las anomalías pos-

itivas de H500 que muestra valores altos sobre esta región. La persistencia de anomalías negativas muestra un importante número de eventos sobre la región central de Chile. Esto último es consistente con la anomalía positiva de la precipitación CMAP en Chile central y el percentil alto que presenta toda la región central de Chile (Fig. 56).

A diferencia de los dos casos anteriores, no es claro el motivo por el cual aumenta la precipitación en la región central de Chile. Regionalmente se comprueba el aumento de la baroclinicidad, pero no es evidente la razón por la cual aparece esta condición, más aún en medio de un patrón de anomalías negativas de la temperatura troposférica, que efectivamente favorece el aumento de la precipitación. Si bien el bloqueo sobre el mar de Weddel podría ser comparable con el esquema S2 de Garreaud (1994), parece que su posición es demasiado al sur en comparación, por ejemplo, con el caso de 1978.

### 6.2.2 Inviernos secos en la región 30°-35°S bajo condiciones cálidas en el Pacífico ecuatorial.

#### 1968

Los inviernos más secos registrados en la zona central de Chile son los de 1968 y 1998. El segundo periodo invernal se asocia con el evento La Niña de 1998-99 (ver figura 5), mientras que el invierno de 1968 se desarrolló bajo condiciones levemente cálidas en el Pacífico ecuatorial (Fig. 25). El patrón más importante que se observa de las anomalías de SLP, H500 y H200 es la presencia de un anticiclón de bloqueo inmediatamente al este de Argentina en latitudes medias, centrado en 50°S y 60°W. Destaca la anomalía negativa sobre la región AmBe característica de inviernos secos durante eventos La Niña. El bloqueo forma parte de un patrón con número de onda zonal 3, cuyos focos se ubican además sobre el Pacífico central en latitudes medias y el Índico sur.

La temperatura en la tropósfera mostró un patrón más cálido al oriente del cono sur sudamericano, característica cálida del bloqueo, y sobre latitudes medias en torno a 150°W. Entre estas anomalías positiva se observa una lengua de temperatura anormalmente baja orientada de suroeste a noreste que se da con mayor intensidad entre las longitudes 160° y 80°W. Respecto de la baroclinicidad, el gradiente térmico meridional exhibe una marcada señal de variabilidad espacial entre anomalías positivas y negativas sobre la costa occidental de Sudamérica. Anomalías negativas se sitúan sobre la costa de Perú, latitudes medias de Sudamérica y al oeste de la península Antártica, en tanto que anomalías positivas se ubican entre aquellas de signo

negativo, situándose sobre la costa sudamericana subtropical y en particular el Atlántico sudoccidental, en donde se dan las anomalías positivas más intensas de todo el registro. En relación al anticiclón de bloqueo sobre Sudamérica en torno a  $50^{\circ}\text{S}$  se observan vientos del oeste (este) al sur (norte) de esta latitud.

De acuerdo a este análisis, el invierno de 1968 fue anormalmente seco en la región central de Chile, lo que se debe a la presencia de un anticiclón de bloqueo sobre Sudamérica en torno a  $50^{\circ}\text{S}$ . La presencia de este anticiclón determina la presencia de viento del este sobre Chile central y la disminución de la baroclinicidad regional al norte de su núcleo cálido, lo que contribuye a la disminución de la actividad frontal sobre esta región.

### 1969

Se mantienen las condiciones favorables al desarrollo de un evento El Niño en el Pacífico ecuatorial, en tanto que anomalías negativas de SLP se observan al norte del mar de Amundsen y positivas en el borde oeste de Nueva Zelanda (Fig. 27). En los mapas de GPH, aparte de los patrones descritos para el campo de SLP, son evidentes además anomalías positivas sobre el Índico y Atlántico sur junto con el Pacífico subtropical.

Los patrones de temperatura en la tropósfera sobre altas latitudes son de signo opuesto entre la baja y alta tropósfera. Al sur de  $60^{\circ}\text{S}$ , se tuvo una tropósfera baja (alta) más cálida (fría) que lo normal, en tanto que sobre latitudes medias se observó una temperatura más baja que el promedio sobre todo el Pacífico sur y en toda la tropósfera. Tales anomalías negativas, fueron más intensas en la alta tropósfera, en donde la región del cono sur sudamericano es una zona de transición entre las anomalías de temperatura positivas (negativas) al norte (sur) de esta zona. El calentamiento en la región tropical es típico de un evento El Niño.

El aumento de baroclinicidad asociado sobre el cono sur de Sudamérica, que se extiende al sur de  $37^{\circ}\text{S}$  aproximadamente, se relaciona con el invierno lluvioso al sur de  $36^{\circ}\text{S}$  (Fig. 52). Del mapa de anomalías del gradiente meridional de temperatura en 200 hPa, también se puede ver una disminución de la baroclinicidad al norte de  $30^{\circ}\text{S}$ , sobre la región donde la temperatura troposférica aumenta anormalmente, lo que se asocia a la disminución de la precipitación en la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}\text{S}$ . Por otra parte, la señal de El Niño también se ve en la anomalía del viento zonal en 200 hPa sobre el Pacífico tropical que muestra viento del este, lo que es consistente con una circulación de Walker debilitada.

Es interesante el caso del invierno de 1969, porque si bien son condiciones

El Niño, hubo condiciones secas al norte de  $34^{\circ}\text{S}$  en tanto que el aumento de precipitación se registró de  $36^{\circ}$  hacia el sur. El calentamiento tropical propició un aumento del gradiente meridional de temperatura sobre la región donde el aumento de baroclinicidad propició el aumento de la precipitación. El elemento de la circulación que no está presente en este invierno es el bloqueo en la región AmBe, posiblemente porque las anomalías positivas de TSM en el Pacífico tropical estaban demasiado al este (cercano a la costa sudamericana) por lo que no hubo una fuente térmica en el Pacífico ecuatorial central para excitar la propagación de ondas de Rossby hacia latitudes altas.

### 1993

El invierno de 1993 se caracteriza por presentar un dipolo en las anomalías de precipitación, siendo lluvioso al sur de  $35^{\circ}\text{S}$  y seco al norte de esta latitud (Fig. 55), patrón similar al caso de 1969. Este período seco en la zona  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}\text{S}$  se presenta bajo condiciones relativamente cálidas en el Pacífico ecuatorial (Fig. 29). El campo de SLP muestra dos núcleos de anomalías negativas ubicadas sobre el Pacífico sur al oeste de  $120^{\circ}\text{W}$  en latitudes medias y sobre la Antártica, mientras que anomalías positivas se sitúan sobre la zona de Nueva Zelanda. En los campos de H500 y H200 destaca un núcleo de anomalías positivas al este del cono sur de Sudamérica.

La temperatura en las capas superior e inferior de la tropósfera, es superior al promedio a lo largo de  $60^{\circ}\text{S}$ , particularmente sobre mares AmBe. Anomalías negativas en tanto se observan sobre latitudes medias, siendo la más intensa aquella centrada en  $120^{\circ}\text{W}$ . A lo largo del  $20^{\circ}\text{S}$  se observan anomalías positivas en la tropósfera alta, lo cual es característico de los eventos El Niño. Al respecto el viento zonal en 200 hPa (U200) también muestra la señal El Niño en los vientos del este a lo largo de  $20^{\circ}\text{S}$ . A diferencia de 1969, estas anomalías son menos intensas. Sin embargo, al igual que en 1969, el aumento de la temperatura troposférica en una región al sur de su posición normal en invierno determina el aumento de la baroclinicidad en torno a  $40^{\circ}\text{S}$ , pero su disminución en torno a  $30^{\circ}\text{S}$ . Este patrón se asocia, al igual que en 1969, con una condición seca en  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}\text{S}$  y una condición lluviosa en  $35^{\circ}$ - $42^{\circ}\text{S}$ .

El mapa de anomalías de precipitación CMAP muestra el dipolo en la región central de Chile, notándose la disminución de la precipitación organizada en una banda zonal que va desde  $100^{\circ}\text{W}$  hasta Argentina a lo largo de  $30^{\circ}\text{S}$ . Por otra parte, la persistencia de anomalías positivas de H500 muestra la existencia de una región de bloqueo al oeste de Nueva Zelanda, lo que

también es evidente en los campos anómalos de SLP, H500 y H200.

En resumen, este invierno presenta características muy similares al invierno de 1969 donde la clave está en la aparición de anomalías positivas de la tropósfera a lo largo de  $20^{\circ}\text{S}$  que determinan el aumento y disminución de la baroclinicidad sobre la región central de Chile, explicando además el dipolo norte-sur de las anomalías de precipitación. Un elemento común es que no hubo desarrollo de un bloqueo en la región AmBe.

### 1994

En la banda ecuatorial del Pacífico aparece un patrón dipolar de TSM, con anomalías positivas en longitudes cercanas a la poza cálida (región Niño 4) y negativas en la costa de Ecuador y el norte de Perú (región Niño 1+2) (Fig. 31). En los mapas de SLP y GPH se observan anomalías positivas sobre el Atlántico sudoriental y Australia, en tanto que sobre el Pacífico sur en la zona de Nueva Zelanda y la región sudoccidental del océano Índico, aparecen las anomalías negativas más intensas. Sobre la península Antártica en tanto, aparecen también patrones de anomalías negativas, los cuales son evidentes sólo en los mapas de GPH. En estos últimos mapas, las anomalías positivas se sitúan, además de las regiones previamente descritas, sobre latitudes más bajas en el océano Índico sudoccidental y el Pacífico sudoriental a lo largo de  $30^{\circ}\text{S}$ .

Las anomalías de la temperatura en la tropósfera del Pacífico tropical muestra el mismo patrón dipolar que en la superficie del mar, con anomalías negativas el este de  $120^{\circ}\text{W}$  y positivas al oeste de  $140^{\circ}\text{W}$ . En latitudes subtropicales predominan las anomalías positivas especialmente en la alta tropósfera. Este patrón de anomalías térmicas troposféricas es consistente con el patrón de la baroclinicidad sobre Chile central, que presenta anomalías positivas entre  $30^{\circ}$  y  $35^{\circ}\text{S}$  y anomalías negativas al sur de  $40^{\circ}\text{S}$ .

Los percentiles de precipitación en Chile central (Fig. 55) muestran valores bajos durante este invierno y en particular en las estaciones pluviométricas cercanas a la costa al norte de  $35^{\circ}\text{S}$ . Este patrón es similar al que muestran las anomalías de precipitación CMAP. La advección térmica en 500 hPa, muestra el predominio de advección cálida a lo largo de  $60^{\circ}\text{S}$  en el Pacífico sur. Los mapas de persistencia de anomalías positivas y negativas de altura geopotencial en 500 hPa, muestran frecuencias de ocurrencia y días de persistencia similares entre ellas. Sin embargo, se observa una mayor presencia de anomalías positivas persistentes sobre Chile central, entre  $30^{\circ}\text{S}$  y  $55^{\circ}\text{S}$ .

Las anomalías de precipitación durante el invierno de 1994 no tienen una

explicación simple, al menos con los campos de anomalías analizados en este capítulo, por cuanto no guardan relación con el aumento de la baroclinicidad sobre la región. Este rasgo es el más claro indicador del cambio de la precipitación, por lo que aparece muy poco coherente este aumento de la baroclinicidad y la disminución de la precipitación en la misma región. El único patrón relacionado con el déficit pluviométrico es el aumento de la persistencia de anomalías positivas sobre Chile central, que sin embargo no tiene relación con las anomalías de SLP y de GPH.

### 6.3 Precipitación extrema no ENOS al sur de 35°S

En base a la figura 15, los inviernos más lluviosos (secos) en la región centro-sur de Chile (35°-42°S), que no se producen durante eventos El Niño (La Niña) son los de 1977, 1995 y 2000 (1962, 1968 y 1996). El análisis de estos inviernos, se discute en los siguientes apartados. En el caso de los inviernos de 1968 y 2000, ya fueron analizados en anteriormente en relación con eventos secos y lluviosos durante condiciones cálidas y frías en el Pacífico ecuatorial, respectivamente.

#### 6.3.1 Inviernos lluviosos durante años no-El Niño

##### 1977

Durante este invierno hay anomalías ligeramente positivas de TSM en el Pacífico ecuatorial occidental (Fig. 33). El mapa de SLP por su parte, muestra la zona más intensa de anomalías positivas situada sobre el Pacífico sur en altas latitudes, cuya máxima intensidad se da al sur de Nueva Zelanda. Los mapas de anomalías de GPH en tanto, muestran tres zonas de intensas anomalías positivas, las cuales se ubican sobre el Pacífico sur y el sector oriental del continente Antártico. Otra anomalía positiva, de característica menos intensa comparativamente, se sitúa sobre el Atlántico sur. Las anomalías negativas en tanto, se sitúan formando un patrón con número de onda zonal 3, cuyos focos se ubican sobre el cono sur de Sudamérica, Pacífico occidental en latitudes medias y el Índico sur sobre altas latitudes. En el mapa de SLP, sólo son evidentes anomalías negativas significativas sobre el borde sudoriental de Sudamérica y el Índico sur.

El índice de temperatura troposférica muestra que el núcleo de bajas presiones en el cono sur de Sudamérica es frío, lo que se nota especialmente en la baja tropósfera. Esta anomalía negativa de temperatura, junto con anomalías positivas en latitudes medias y subtropicales que se concentran

en dos sectores en torno a 110°W y en 40°W, determinan el aumento de baroclinicidad en gran parte de Sudamérica al sur de 30°S. Los patrones de viento zonal son anormalmente más intensos en regiones de alta baroclinicidad, en tanto que las zonas de flujo proveniente del este se dieron sobre la banda orientada de noreste a suroeste situada en latitudes medias, la cual atraviesa Sudamérica subtropical (de 20° a 30°S), y sobre la península Antártica. Tal flujo proveniente del este, es más intenso donde existen las mayores anomalías negativas del gradiente térmico meridional.

De acuerdo a este análisis, la presencia de una baja fría quasi-barotrópica en el cono sur de Sudamérica en torno a 50°S, junto con anomalías positivas de temperatura en la tropósfera baja ubicadas en latitudes subtropicales, determinan el aumento de la baroclinicidad sobre la región central de Chile, condición que favorece la actividad frontal en esta región. De hecho, este invierno se caracteriza por presentar lluvias anormalmente altas en toda la región de estudio 30°-42°S (Fig. 53).

### 1995

Este evento se caracteriza por presentar una condición lluviosa desde 35°S hacia el sur, mientras hacia el norte de 32°S se observa una condición seca (Fig. 55). Durante este invierno se registraron anomalías negativas de TSM Pacífico tropical, pero confinadas al sector oriental (Fig. 35). Los campos de anomalías de SLP y GPH muestran un claro patrón de ondas en latitudes medias-altas de carácter quasi-barotrópico. Destaca que, no obstante las condiciones frías en el Pacífico ecuatorial oriental, aparecen condiciones favorables a la presencia de un bloqueo sobre el mar de Amundsen. Este patrón contrasta con las intensas anomalías negativas al este de Nueva Zelanda y al este del cono sur de Sudamérica. Consistentes con los patrones previamente descritos, núcleos fríos de temperatura en la tropósfera son evidentes sobre el cono sur sudamericano y latitudes medias del Pacífico sur, en tanto que núcleos cálidos aparecen sobre el mar de Ross (160°-120°W) y a lo largo de 20°S en el sector oriental de Sudamérica.

El sistema de bloqueo está centrado en el borde oeste de su región habitual en AmBe (cuando se asocia a un evento El Niño). En este caso, la baja fría sobre el cono sur de Sudamérica junto con el aumento de temperatura en el borde del trópico determinan el aumento de baroclinicidad sobre la región 30°-40°S en Sudamérica, en tanto que en la región donde hay un aumento de la temperatura troposférica disminuyó (al sur de 20°S). El flujo zonal en tanto, muestra patrones consistentes con la actividad ciclónica y anticiclónica del Pacífico sur, destacando el intenso flujo oeste sobre latitudes

medias de Sudamérica y los patrones dominantes de flujo este sobre latitudes altas y tropicales de Sudamérica. Tales estructuras, muestran consistencia con el anticiclón sobre el mar de Amundsen y el ciclón sobre el cono sur de Sudamérica.

En consistencia con el anticiclón cálido de bloqueo sobre el mar de Amundsen, anomalías negativas de la precipitación diaria son evidentes sobre esta región y latitudes altas al oeste de la península Antártica, en tanto que en el mar de Weddel hubo precipitación anormalmente alta consistente con la baja presión fría sobre el sector. En Chile central, el dipolo de anomalías positivas y negativas de precipitación también es evidente. Por otra parte, el análisis de persistencia muestra mucha coherencia con el patrón de bajas y alta de bloqueo, mostrando el gran número de eventos de bajas persistentes que se ubicaron sobre el cono sur de Sudamérica.

En este caso, el aumento de la precipitación no parece relacionado con el sistema de bloqueo que se ubicó en una posición más al oeste de lo típico durante un evento El Niño, específicamente sobre el mar de Amundsen. La presencia de la baja fría y el aumento de temperatura en el borde del trópico sudamericano determinan el aumento de la baroclinicidad y la aparición de condiciones favorables a la actividad frontal en Chile central. Al igual que en los inviernos de 1969 y 1993, caracterizados por la presencia de anomalías térmicas positivas en  $20^{\circ}\text{S}$ , se observa un dipolo con anomalías positivas (negativas) al sur (norte) de aproximadamente  $35^{\circ}\text{S}$ .

### 6.3.2 Inviernos secos con ausencia de bloqueo

#### 1962

El invierno de 1962 se caracterizó por la presencia de una condición seca desde  $35^{\circ}\text{S}$  hacia el sur, mientras que al norte de esta latitud se observaron condiciones normales (Fig. 51). En el mapa de TSM no se observó una condición significativamente anómala respecto al campo medio en el trópico, mientras que el mapa de SLP indica patrones de anomalías negativas sobre la Antártica (particularmente sobre su hemisferio occidental) y Sudáfrica, en tanto que anomalías positivas son más intensas sobre Sudamérica a lo largo de  $45^{\circ}\text{S}$  (Fig. 37). Por otra parte, en los mapas de anomalías de GPH, se destacan 3 zonas con intensas anomalías negativas, las cuales se distribuyen sobre el Atlántico sur, Pacífico sudoccidental y la costa del continente antártico, en tanto que anomalías positivas se sitúan sobre latitudes medias en Sudamérica y el Pacífico sur al este de Nueva Zelanda. En el mapa de H500, esta última anomalía forma parte de una banda

que cruza la región sur de Australia y que rodea la anomalía negativa sobre la costa antártica previamente descrita.

La temperatura en la alta tropósfera sobre todo el Pacífico sur fue anormalmente menor al promedio, particularmente sobre el Atlántico sudoccidental, la península Antártica y en latitudes medias al oeste de 120°W, las cuales forman un patrón de anomalías negativas en forma de “V” cuyo vértice se sitúa sobre la península Antártica. En contraste, en la baja tropósfera las anomalías positivas se situaron sobre la región sur de Chile y altas latitudes al oeste de 140°W, en tanto que las anomalías negativas más intensas formaron un patrón similar respecto a aquellas descritas en la alta tropósfera. La presencia del anticiclón cálido centrado en 45°S en Sudamérica implicó una disminución de la baroclinicidad al norte de esta latitud, aumentando hacia el sur.

El gradiente térmico meridional en 200 hPa (índice de la baroclinicidad) indica que la región con menores índices de baroclinicidad fue una banda que atravesó todo el Pacífico sur en latitudes medias cuyo dominio fue evidente también sobre Sudamérica subtropical. Esta franja, presenta sus anomalías negativas más intensas al oeste de 120°W. Las anomalías positivas por su parte, son de poca intensidad y forman un patrón de franja dominante en altas latitudes, particularmente sobre el cono sur sudamericano. Sobre el trópico en tanto, no se apreciaron condiciones significativamente anormales respecto a la condición media. En concordancia con este patrón se registró un flujo anómalo del oeste sobre el extremo sur de Sudamérica y del este a lo largo de 45°S en Sudamérica.

Luego, la presencia del anticiclón cálido centrado en 45°S en Sudamérica determinó la disminución de la baroclinicidad al norte de esta latitud, explicando el déficit pluviométrico.

## 1996

Al igual que en el caso anterior, se observa una condición seca al sur de 35°S mientras al norte se ve en el rango normal de percentiles (Fig. 55). Sin embargo, a diferencia de 1962, dominaron las temperaturas más bajas que lo normal en la costa tropical oriental a lo largo de la costa oeste de Sudamérica. En tanto, anomalías positivas en el campo de SLP aparecen sobre el Pacífico sur en altas latitudes y la costa Antártica situada al sur de África, las cuales adoptan un patrón similar a una espiral (Fig. 39). Las anomalías negativas en tanto, fueron menos intensas respecto a las positivas y se situaron en una franja zonal sobre el sector de Australia-Nueva Zelanda y el Atlántico sur. Por su parte, en los mapas de anomalías de

GPH son evidentes anomalías negativas más intensas las cuales forman un patrón con número de onda zonal tres a lo largo de latitudes medias, cuyos focos se ubican sobre el Atlántico sur, el Índico sudoriental y el Pacífico sur. Tales anomalías negativas, rodean aquellas positivas situadas sobre la región antártica y el cono sur sudamericano. Sobre Sudamérica y latitudes tropicales en tanto, no existieron para este invierno condiciones significativamente desviadas de la condición media.

La temperatura media en la tropósfera baja muestra el origen cálido de la alta presión quasi-barotrópica sobre el cono sur de Sudamérica, cuyo centro se ubica en torno a  $50^{\circ}\text{S}$  aproximadamente. Consistente con las anomalías negativas en el trópico oriental, se observan intensas anomalías negativas de temperatura en toda la tropósfera, especialmente a lo largo de  $30^{\circ}\text{S}$  entre  $150^{\circ}$  y  $80^{\circ}\text{W}$ . Este patrón de anomalías térmicas explica la disminución de la baroclinicidad entre  $30^{\circ}$  y  $40^{\circ}\text{S}$  sobre Sudamérica, mientras que en la región donde hay una disminución de la temperatura aumenta la baroclinicidad. Este patrón es exactamente el opuesto al descrito para los inviernos de 1969, 1993 y 1995.

El flujo zonal sobre Sudamérica coincide con el anticiclón de bloqueo a lo largo de  $50^{\circ}\text{S}$  con vientos del oeste (este) al sur (norte) de esta latitud. Por otra parte, las anomalías de precipitación del CMAP muestran un patrón consistente con el déficit pluviométrico en Chile central. En el análisis de persistencia de anomalías de H500, destaca el predominio de eventos con anomalías positivas al sur de  $40^{\circ}\text{S}$ .

Al igual que en 1962, el anticiclón cálido en el cono sur de Sudamérica ( $\sim 50^{\circ}\text{S}$ ) y el enfriamiento troposférico en el borde del Pacífico tropical determinan una disminución de la baroclinicidad y la inhibición de la actividad frontal bajo esta región, explicando la disminución de la precipitación invernal.

## 6.4 Invierno seco durante un año El Niño. 1991

El invierno de 1991 es considerado como parte de un evento El Niño, y se nota claramente en las anomalías de la TSM en el Pacífico ecuatorial central (Fig. 41). En términos de precipitación se observan condiciones lluviosas al norte de  $33^{\circ}\text{S}$  mientras que al sur de  $35^{\circ}\text{S}$  fue seco (Fig. 54). Los mapas de anomalía de presión en tanto, muestran tres zonas donde hubo una presión anormalmente alta (Fig. 41). Estas se identifican como la región de los mares AmBe del Pacífico sur, la costa Antártica entre las longitudes  $60^{\circ}\text{E}$  y  $180^{\circ}$  y el Atlántico sur sobre latitudes medias en torno a  $30^{\circ}\text{W}$ . Las anomalías

negativas por su parte, se localizaron sobre la región del océano Austral entre las longitudes  $150^{\circ}\text{W}$  y  $90^{\circ}\text{E}$  (particularmente más intensas sobre Nueva Zelanda) y una pequeña región al oriente de la península Antártica de intensidad similar sobre el mar de Weddel. Estos patrones, fueron más evidentes en altura que en superficie.

La temperatura en la tropósfera durante este invierno fue más cálida que lo normal sobre gran parte del Pacífico sur. En particular, el núcleo cálido más intenso en altas latitudes es consistente con la actividad de bloqueo entre  $80^{\circ}\text{W}$  y  $160^{\circ}\text{W}$ , a lo largo de  $60^{\circ}\text{S}$ . Destaca además los núcleos cálidos en la alta tropósfera sobre la banda tropical entre  $170^{\circ}$  y  $120^{\circ}\text{W}$ . En el flujo del este al norte del bloqueo sobre la región AmBe se observa una disminución de la baroclinicidad ( $\sim 50^{\circ}\text{S}$ ), mientras a lo largo de  $30^{\circ}\text{S}$  se observa un aumento. Esta última señal debe coincidir con el aumento de precipitación debido probablemente al efecto de bloqueo de las tormentas que pasan por esta región al norte de  $35^{\circ}\text{S}$ . El carácter de bloqueo se bien en el análisis de persistencia de las anomalías positivas, del mismo modo que se ve bien la advección cálida al oeste del bloqueo en la región AmBe.

Al igual que en 1984, un anticiclón de bloqueo en la región AmBe pero centrado en  $60^{\circ}\text{S}$ , provocando el dipolo en el campo de precipitación con anomalías positivas (negativas) al norte (sur) de  $\sim 35^{\circ}\text{S}$ .



## Capítulo 7

# Discusión y Conclusiones

La relación ENOS-precipitación invernal en la región 30°-35°S de Chile central es evidente en todos los análisis (Capítulos 3 a 5). No obstante, la precipitación invernal en las regiones ubicadas más hacia el sur se encuentran también condicionadas, aunque en distinto grado, a las fases del ciclo ENOS. Al respecto, el diagrama de dispersión entre la primera componente principal asociada a la precipitación en la región 30°-35°S y su similar para la región 35°-38°S (Fig. 43), muestra que tal cual se señaló en el capítulo 3, la precipitación sobre (bajo) lo normal durante condiciones El Niño (La Niña) se condiciona de similar manera en las regiones 30°-35°S y 35°-38°S, en tanto que la precipitación en la región 38°-42°S es aquella que se encuentra menos influenciada por las fases del ciclo ENOS durante invierno. Al respecto, el cálculo de las probabilidades condicionales indica, que una fase cálida del ciclo ENOS (vinculada a un evento El Niño) condiciona en un 85% la precipitación invernal sobre lo normal en la región 30°-38°S, en tanto que la fase fría vinculada a un evento La Niña, condiciona en un 57% a la precipitación bajo lo normal en las tres regiones consideradas de Chile central. De estas tres regiones, sólo la precipitación anómala en la región 38°-42°S es aquella que se ve condicionada en una misma proporción a ambas fases del ciclo ENOS.

Pese a la condicionalidad de la precipitación invernal en Chile central a una fase del ciclo ENOS, esta no determinó la existencia de marcadas diferencias en los patrones atmosféricos de gran escala que se relacionan con la precipitación invernal en cada una de las tres regiones consideradas de Chile central. De esta manera, la precipitación en la región 30°-35°S fue aquella que se relacionó más significativamente con las fluctuaciones tropicales típicas de la señal ENOS (Figs. 8 a 10), en tanto que la precipitación

invernal al sur de  $35^{\circ}\text{S}$  se relacionó más significativamente con los patrones sobre latitudes extratropicales.

Particularmente importante para la precipitación en las tres regiones de Chile central resultó la actividad de bloqueo sobre los mares de Weddel y Amundsen-Bellingshausen (Garreaud 1994 y Fig. 8). Al respecto, la posición de tales bloqueos es un aspecto importante y característico de las tres regiones de Chile central, particularmente evidente en el campo de SLP, identificándose que aquellos situados sobre AmBe al sur de  $46^{\circ}\text{S}$ ,  $50^{\circ}\text{S}$  y  $55^{\circ}\text{S}$  son los que influyen con mayor significancia en la precipitación en la región  $30^{\circ}\text{-}35^{\circ}\text{S}$ ,  $35^{\circ}\text{-}38^{\circ}\text{S}$  y  $38^{\circ}\text{-}42^{\circ}\text{S}$  respectivamente. Se determinó además, que la latitud en donde esta anomalía anticiclónica es más intensa a lo largo de  $70^{\circ}\text{W}$ , es  $67.5^{\circ}\text{S}$  para las tres regiones de Chile central. Tales estructuras, pierden significancia en altura a medida que la región considerada de Chile central sea más austral, mientras que los patrones sobre latitudes medias van siendo cada vez más importantes.

Consistentes con los patrones previamente descritos, la temperatura en la baja y alta tropósfera muestra que hay una menor influencia tropical en la precipitación invernal en Chile central a medida que la región de Chile central sea más austral. En la figura 46, es evidente además que en la baja tropósfera van siendo cada vez más significativos los patrones en latitudes medias sobre el Pacífico sudoriental y el cono sur sudamericano, cuya relación con la precipitación invernal es de signo opuesto entre estas regiones, lo que permite definir un “índice de baroclinicidad regional” el cual resulta de la diferencia entre la temperatura media en la baja tropósfera sobre la región  $100^{\circ}\text{-}90^{\circ}\text{W}$ ,  $20^{\circ}\text{-}30^{\circ}\text{S}$  y aquella sobre la región  $70^{\circ}\text{-}60^{\circ}\text{W}$ ,  $42.5^{\circ}\text{-}52.5^{\circ}\text{S}$ . Tal índice va explicando cada vez una mayor cantidad de inviernos extremos a medida que la región considerada de Chile central sea más austral, tal cual puede desprenderse de las figuras 44 y 46. No obstante a lo anterior, la asociación de este índice con la precipitación anómala en la región  $30^{\circ}\text{-}35^{\circ}\text{S}$  es alta, existiendo altos (bajos) niveles de baroclinicidad regional con una precipitación sobre (bajo) lo normal en 8 (7) inviernos. De éstos, 4 (5) no corresponden a un evento El Niño (La Niña), lo que lleva a una probabilidad condicional de 50% (71%) respecto a un invierno anormalmente lluvioso (seco) que se haya dado con un alto (bajo) índice de baroclinicidad cuando no existe una fase cálida (fría) del ciclo ENOS. La precipitación invernal anómala en la región  $35^{\circ}\text{-}38^{\circ}\text{S}$  en tanto, cuando no se da una fase del ciclo ENOS, presenta una condicionalidad a los niveles de baroclinicidad de orden similar respecto a la precipitación sobre lo normal en la región  $30^{\circ}\text{-}35^{\circ}\text{S}$ , mientras que la precipitación bajo lo normal en esta región cuando no hay un evento La Niña se condiciona en un 85% a bajos niveles de baro-

clinidad regional. Por su parte, la región  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S es aquella cuyo régimen pluviométrico se condiciona más a los niveles de baroclinicidad cuando no existe una fase del ciclo ENOS, condicionándose en un 62.5% (66%) la precipitación sobre (bajo) lo normal en esta región cuando no existe una fase en desarrollo del ciclo ENOS.

De la figura 10, es evidente que el aumento regional de la baroclinicidad va siendo más significativo en la precipitación invernal a medida que la región considerada es más austral, lo que puede verse de mejor manera en la figura 45. En ella, es posible ver que a lo largo de  $70^{\circ}$ W, la baroclinicidad sigue un mismo patrón para las tres regiones de Chile central. Sin embargo, cabe mencionar que los máximos (mínimos) de los coeficientes de regresión sobre latitudes medias van siendo cada vez mayores (menores) y desplazados hacia el sur a medida que la región considerada de Chile central sea cada vez más austral, en tanto que sobre latitudes tropicales, se dan los niveles más bajos de baroclinicidad positiva para la región  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S.

El análisis de correlación canónica, mostró que la presencia de una tendencia lineal en los datos produce un patrón espacial combinado de la anomalía de presión en superficie, junto con la anomalía de altura geopotencial a nivel de 200 hPa, similar a la señal de la Oscilación Antártica (AAO; Fig. 8). Tanto en el modo canónico como en el índice definido como la diferencia entre la media zonal normalizada del campo de SLP entre las regiones  $40^{\circ}$  y  $70^{\circ}$ S (Nan y Li 2003), se observa una tendencia a la disminución de la presión atmosférica sobre el continente antártico y una tendencia al aumento en latitudes medias. Este aumento de la presión en latitudes medias se asociaría con la tendencia a la disminución de la precipitación al sur de  $36^{\circ}$ S que se observa en el modo canónico. La AAO presenta una relación lineal significativa con la precipitación en Chile central durante verano y otoño al sur de  $36^{\circ}$ S (Boisier 2008), particularmente sobre las estaciones pluviométricas más alejadas de la costa (Fig. 47).

La remoción de la tendencia de los campos de SLP y H200, no afectó significativamente a la variabilidad interanual del modo canónico asociado al campo combinado SLP-H200. De hecho, en el diagrama de dispersión entre el primer modo canónico cuya tendencia fue removida y el modo calculado a partir de la remoción de la señal asociada a la AAO (Fig. 48) se muestra que existe una alta linealidad (correlación). Es interesante notar, que la remoción de tendencia hizo evidente el patrón de bloqueo sobre el mar de Amundsen y la señal asociada a ENOS, mientras que los núcleos cálidos sobre latitudes medias y los núcleos fríos sobre el cono sur sudamericano favorecieron un aumento del modo canónico asociado a SLP-H200.

Al restringir el análisis a la región  $35^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S, los patrones espaciales de

los campos atmosféricos no se modifican mayormente, puesto que el modo canónico asociado a los campos combinados SLP-H200 para esta región en particular, se correlaciona a un nivel de 0,98 con aquel calculado respecto a la región 30°-42°S. Lo interesante de esto, es que continúa apareciendo la señal ENOS en el campo de TSM y SLP junto a la señal de bloqueo sobre el mar de Amundsen, aunque esta última estructura presenta una señal debilitada y desplazada hacia el sudeste respecto al caso anterior (Fig. 18). Destaca además, el hecho de que para ambas regiones las fluctuaciones en la TSM de la ZCPS se relacionan ligeramente con el modo canónico SLP-H200, tal cual como lo hace la baroclinicidad regional. Los flujos zonales en tanto, son coherentes con la actividad ciclónica asociada a la baja presión a nivel de 200 hPa sobre la región.

Los patrones del ciclo ENOS son más evidentes al considerar la región 30°-35°S para el análisis, apareciendo además la señal de bloqueo sobre AmBe. Con tal de aislar los patrones no vinculados a las fases de ENOS, previo al análisis de correlación canónica, se extraen los 14 eventos identificados del ciclo (figuras 49 y 50). En ellas, puede verse que sin la influencia de ENOS en la región 35°-42°S, los patrones que modulan de manera más significativa al modo canónico asociado al campo combinado SLP-H200 son la baja presión en latitudes medias del Pacífico sur-Sudamérica, bloqueos sobre la península Antártica además de núcleos fríos sobre el cono sur sudamericano y al oeste de 120°W. Por otro lado, el aumento regional de la baroclinicidad y los flujos ciclónicos consistentes con la baja presión en altura, se asocian a las variaciones de la precipitación sobre esta región.

A partir de lo anterior, se identificaron los casos en que no se dió una relación lineal entre ENOS y la precipitación invernal en la región 30°-35°S, los cuales se identificaron como 1978, 1984 y 2000 (eventos casi fríos-lluviosos) y aquellos inviernos de 1968, 1969, 1993 y 1994 (eventos casi cálidos-secos). Además, al sur de 35°S se identificaron los inviernos con precipitación anómala mayormente influenciados por el patrón en latitudes medias sobre el cono sur de Sudamérica, los que se identificaron como 1977, 1995 y 2000 (lluviosos con presencia de alta cálida) y 1962, 1968 y 1996 (secos con presencia de baja fría). Estos años, no corresponden a inviernos de tipo El Niño ó La Niña. Con este análisis, se identificó también el inusual invierno de 1991, el cual presentó precipitación en la región 30°-35°S en torno a los rangos normales durante una condición de evento El Niño, por lo que este invierno en particular no entró en el análisis de la sección 6.2.2. No obstante, este fue el único invierno desarrollado durante un evento El Niño con un modo canónico asociado al campo combinado SLP-H200 de signo negativo (Figs. 14 y 15).

Los inviernos de 1978 y 2000, desarrollados durante condiciones favorables a un evento La Niña, tuvieron una precipitación sobre lo normal en la región 30°-35°S de Chile central por causa de un anticiclón de bloqueo sobre el mar de Weddel consistente con el esquema S2 documentado en Garreaud (1994), no obstante a que la posición del bloqueo difiere en cada caso. Los inviernos lluviosos de 1984 en la región 30°-35°S de Chile central y 1995 al sur de 35°S en tanto, tuvieron consistencia con el esquema S1 documentado previamente en Rutllant y Fuenzalida (1991), en el cual los bloqueos tienden a localizarse sobre los mares de Amundsen Bellingshausen y que son más frecuentes durante los eventos El Niño. Por otro lado, aquel invierno lluvioso al sur de 35°S de 1977 no se relacionó con ninguno de estos esquemas.

Los inviernos secos por su parte, tienen una directa relación con la ausencia de un bloqueo sobre altas latitudes o una presión anormalmente alta sobre Sudamérica en torno a 50°S (invierno de 1968), el cual disminuye la baroclinicidad sobre la región ubicada hacia el norte ocasionando el déficit pluviométrico característico de estos inviernos. No obstante, en muchos de estos inviernos se dió una precipitación abundante al sur de 35°S, formando un patrón dipolar de la precipitación invernal en Chile central (inviernos de 1969 y 1993) consistentes con la disminución y aumento de la baroclinicidad en las regiones al norte y al sur de 35°S respectivamente.

Al sur de 35°S en tanto, la precipitación extrema no asociada a ENOS se encuentra más vinculada a las variaciones de presión sobre latitudes medias-altas de Sudamérica y en menor grado a la actividad de bloqueo sobre la península Antártica, en tanto que ciclones fríos sobre el cono sur sudamericano en toda la tropósfera propician un aumento de la precipitación en esta región de Chile central (inviernos de 1977, 1995 y 2000), en conjunto con los niveles de baroclinicidad sobre latitudes medias y el flujo zonal coherente con los patrones ciclónicos y anticiclónicos en el campo de H200 (Fig. 49).



# Figuras

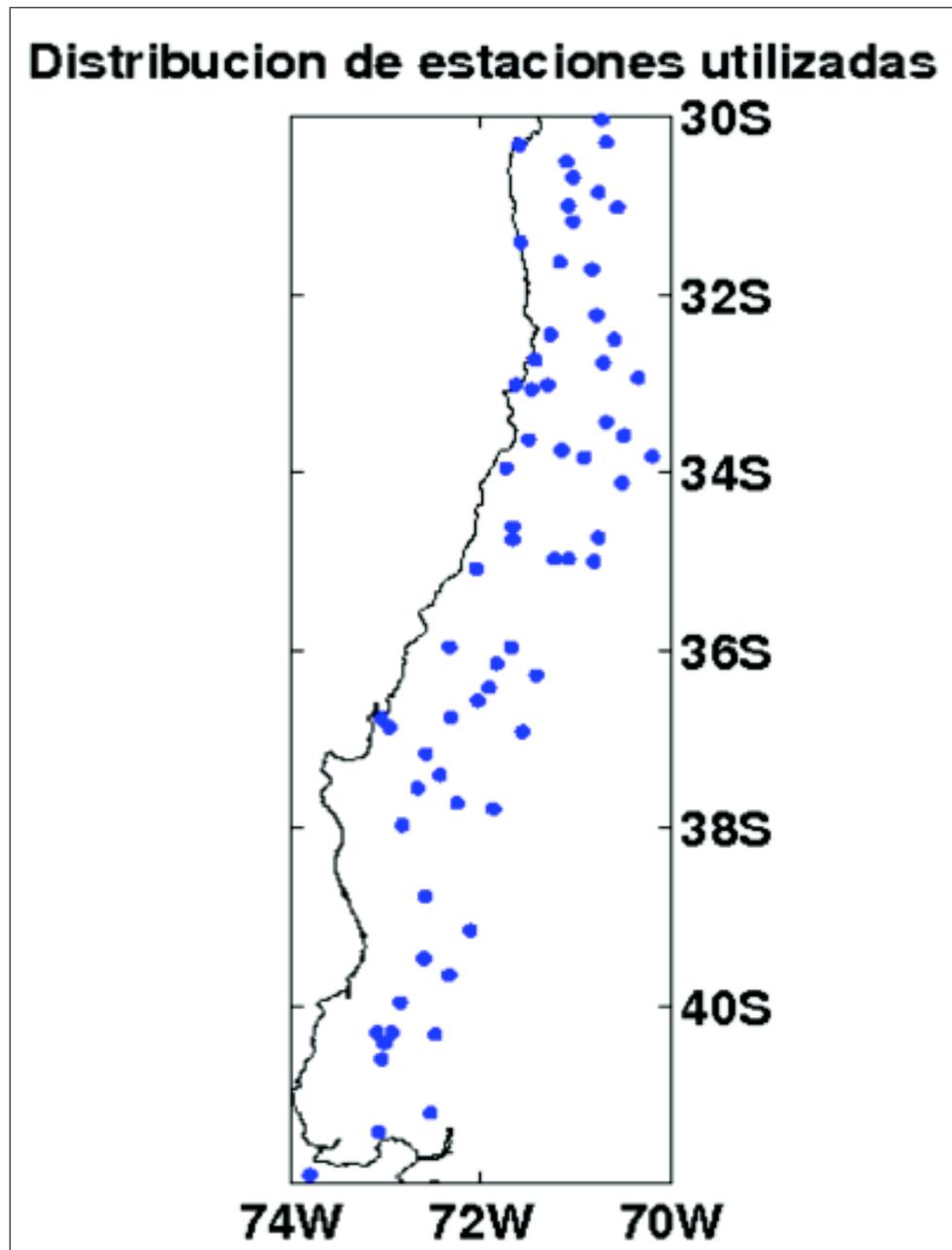


Figura 1: Distribucion espacial de estaciones pluviométricas utilizadas.

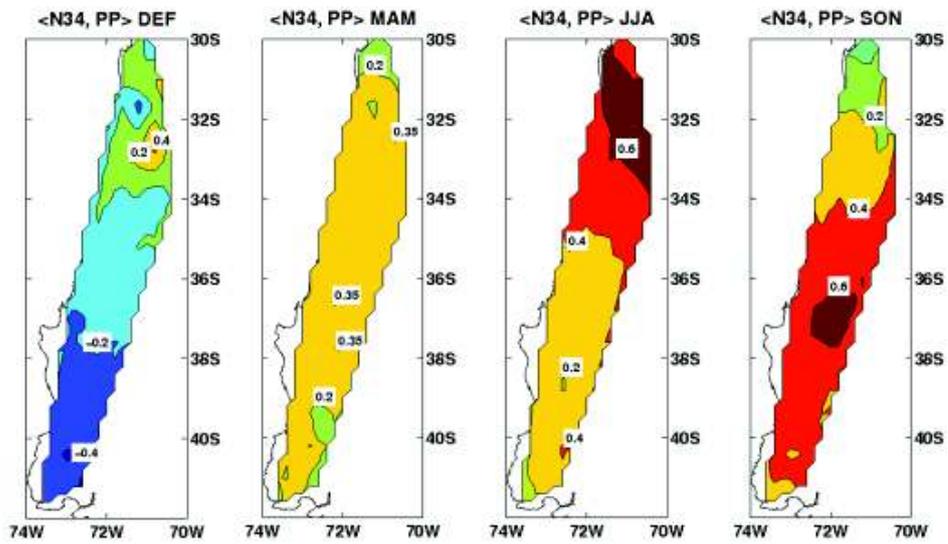


Figura 2: Correlación estacional entre el índice N34 y las estaciones pluviométricas. De izquierda a derecha aparece la correlación durante verano (DEF), otoño (MAM), invierno (JJA) y primavera (SON).

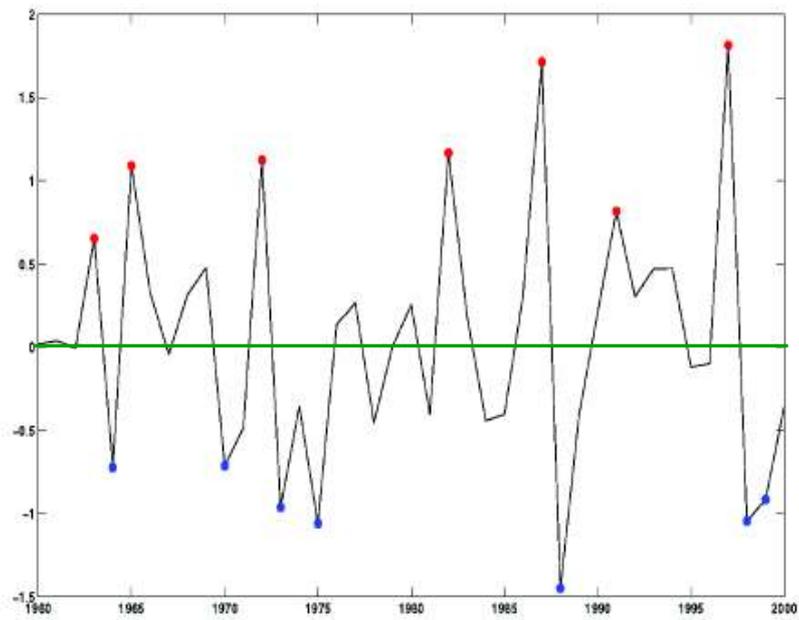


Figura 3: Anomalía interanual de la temperatura superficial del mar en la región Niño 3.4 ( $5^{\circ}\text{N}$ - $5^{\circ}\text{S}$ ,  $120^{\circ}$ - $170^{\circ}\text{W}$ ). Con puntos rojos se indican los inviernos catalogados como El Niño y con puntos azules aquéllos catalogados como La Niña. Para ver criterio de definición, ver el texto.

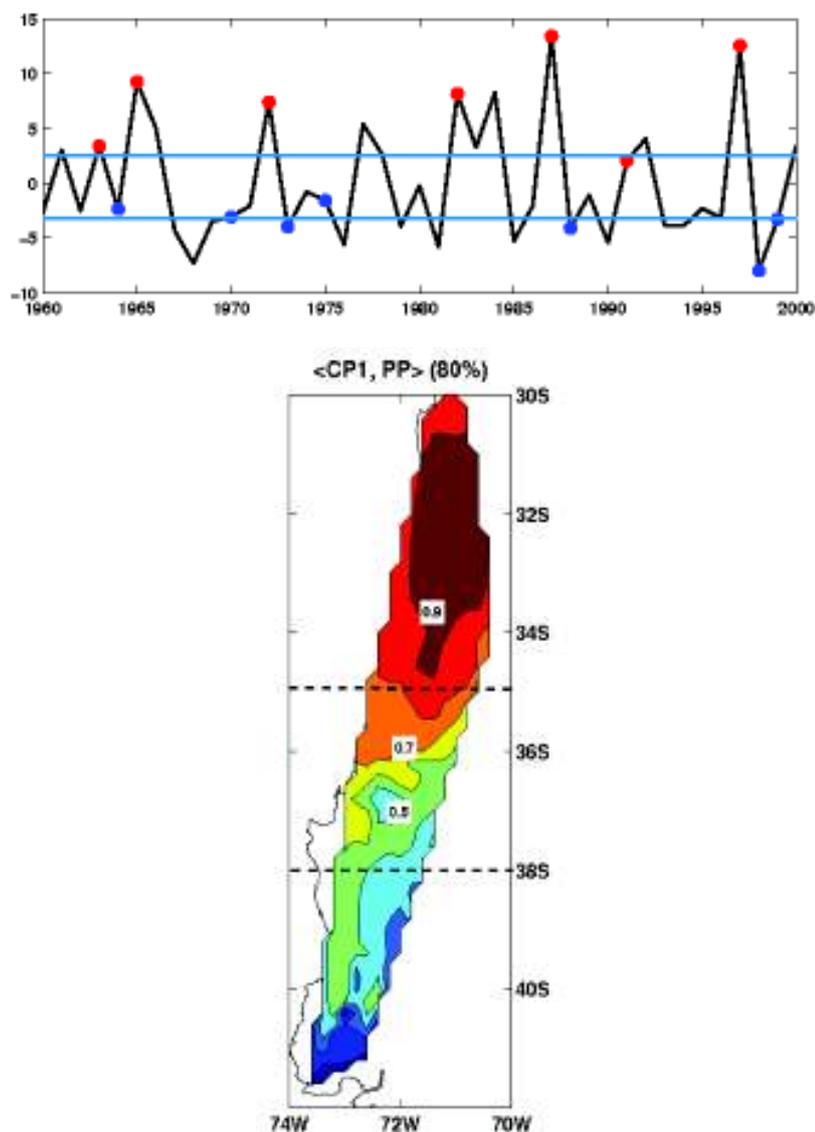


Figura 4: Componente principal de la precipitación invernal (JJA) en la región 30°-35°S de Chile central. Las líneas horizontales indican el primer (línea inferior) y segundo (línea superior) tercil de la distribución, mientras que los puntos rojos (azules) son los inviernos catalogados como de fase cálida (fría) del ciclo ENOS (panel superior) y correlación de la componente principal con la precipitación en Chile central. Las líneas segmentadas separan a las tres regiones de estudio consideradas (panel inferior). En paréntesis, aparece el porcentaje de la varianza en la precipitación explicada por esta componente.

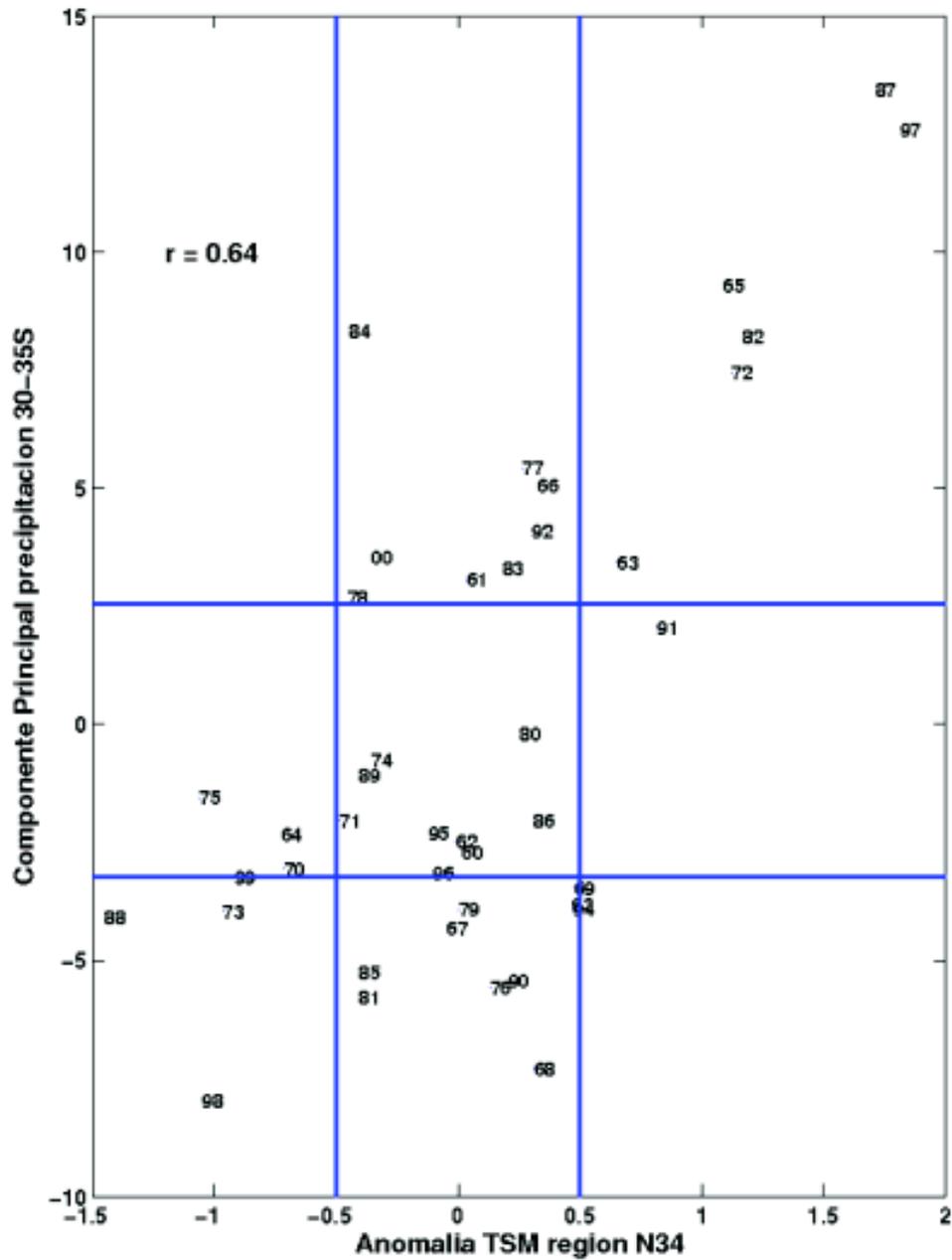


Figura 5: Diagrama de dispersión entre la anomalía invernal de TSM en la región N34 (eje X) y la componente principal asociada a la precipitación en la región 30°-35°S de Chile central (eje Y). En la parte superior izquierda, se indica el coeficiente  $r$  de correlación entre estas series. Las barras horizontales indican el primer (barras inferior) y segundo (barras superior) tercil de la distribución de precipitación, en tanto que las barras verticales determinan las condiciones La Niña, Neutras y El Niño en la TSM de la región N34.

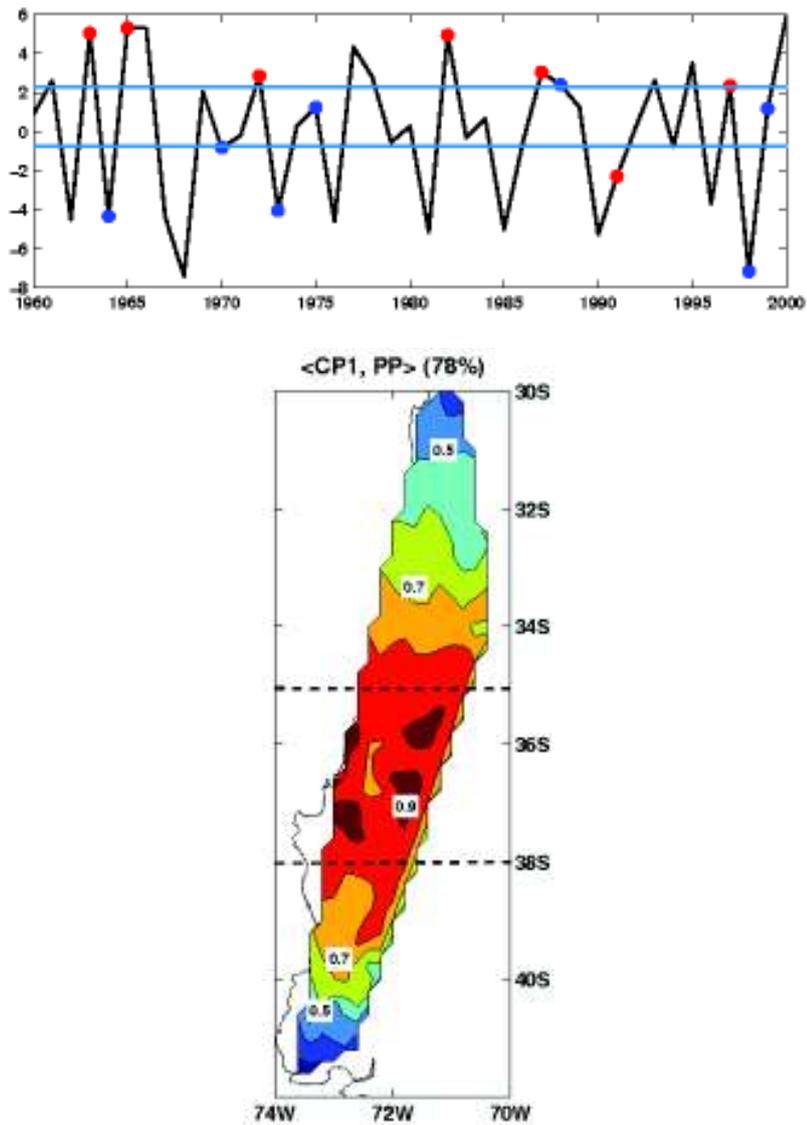


Figura 6: Como en la figura 4 para la región 35°-38°S.

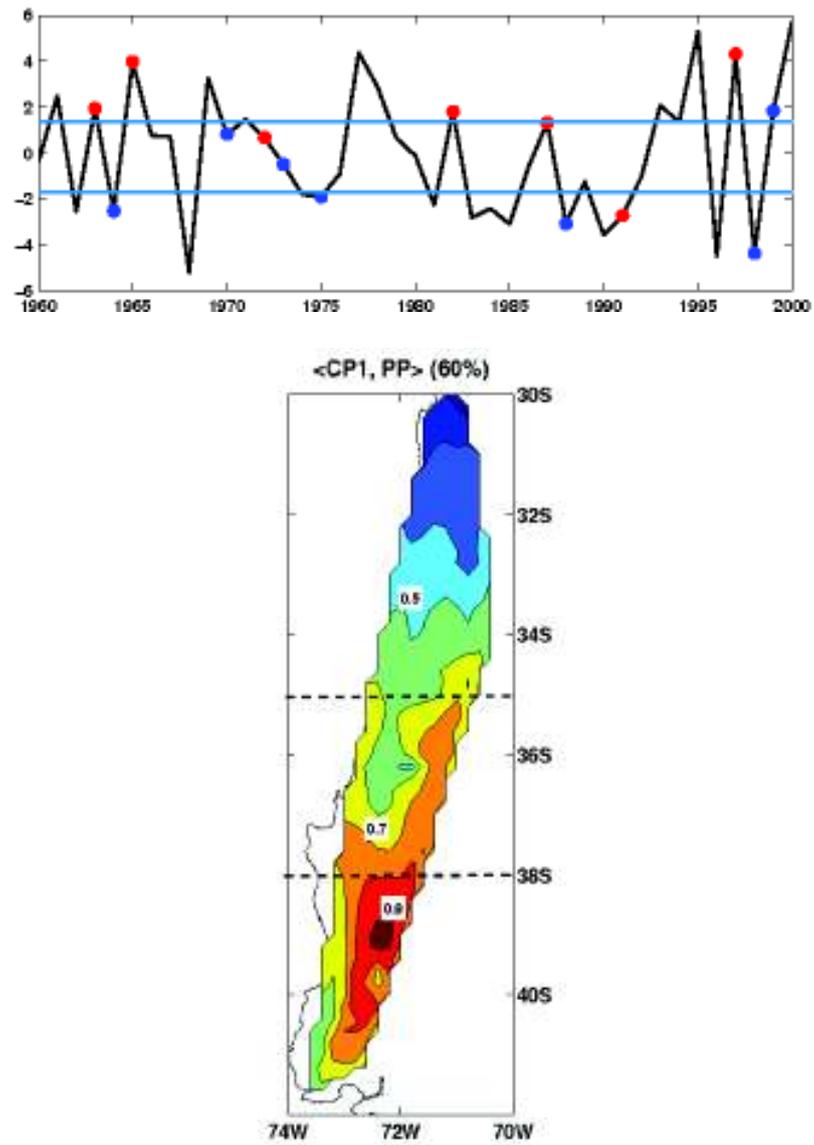


Figura 7: Como en la figura 6 para la región 38°-42°S.

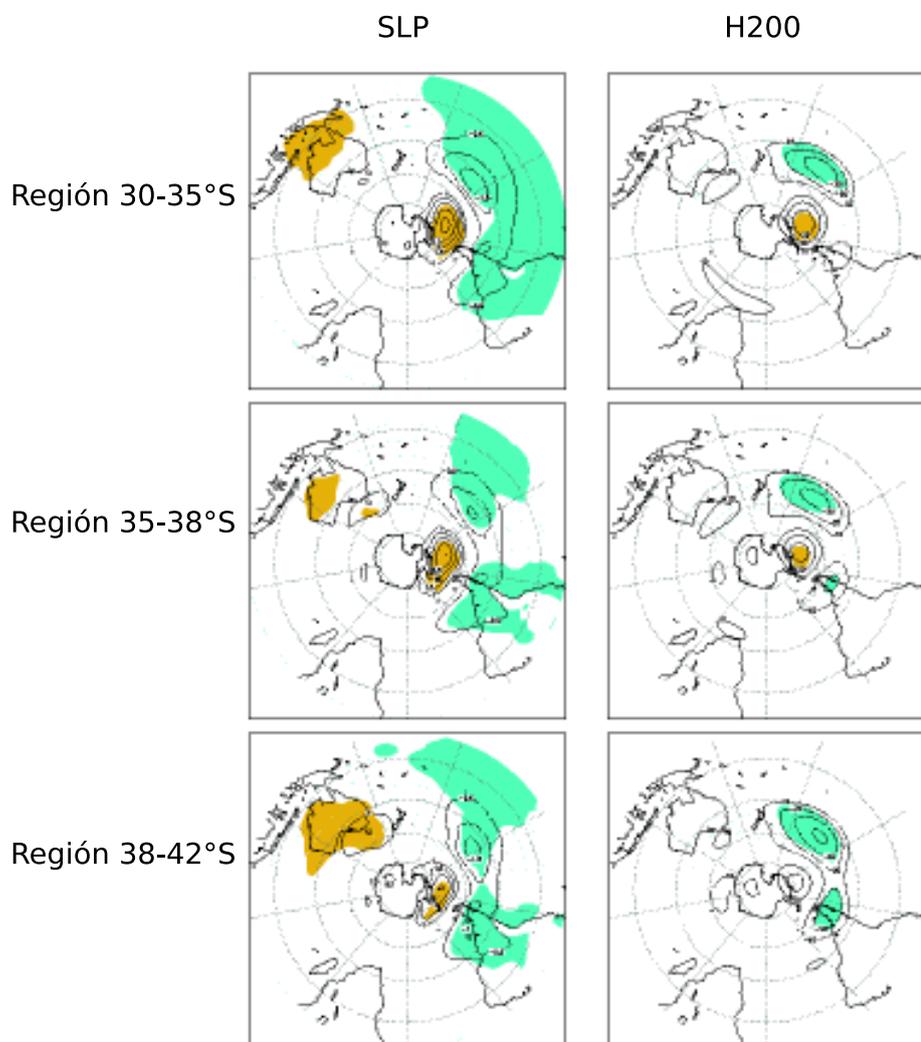


Figura 8: Regresión de la componente principal del campo de precipitación (CP1) por región en función de la SLP (paneles izquierdos) y H200 (paneles derechos). Desde arriba hacia abajo, aparecen los patrones de regresión con la CP1 para la región 30°-35°S, 35°-38°S y 38°-42°S. Los patrones significativos, con una correlación mayor a  $|0.4|$  aparecen sombreados. Colores claros (oscuros) indican relación significativa directa (inversa).

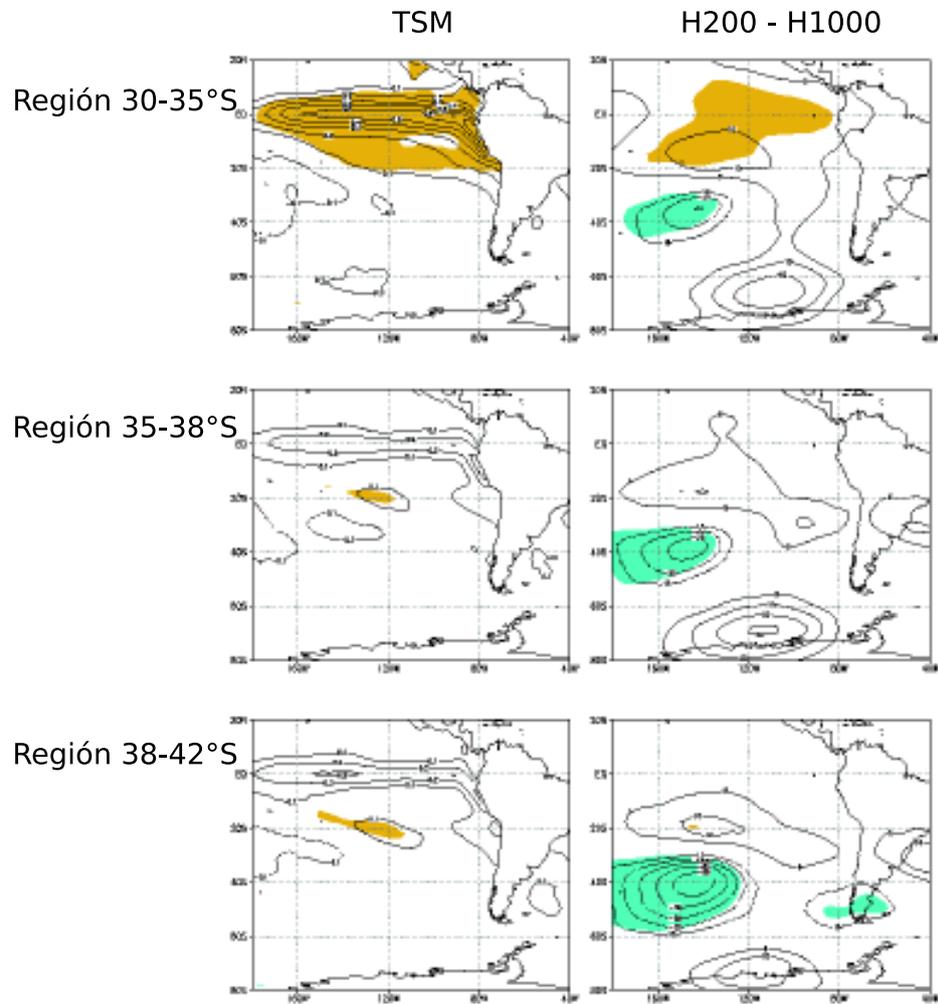


Figura 9: Como en la figura 8 para el campo de TSM y  $Z_{1000-200}$ .

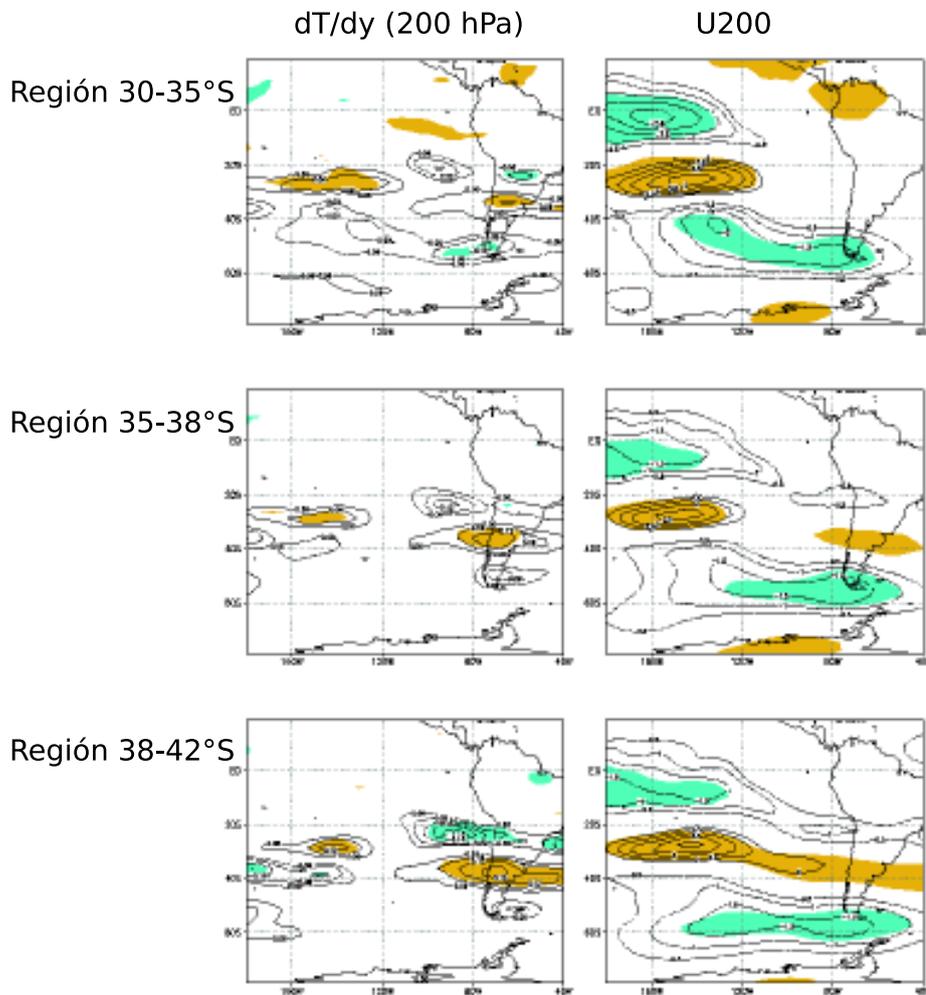


Figura 10: Como en la figura 9 para el campo de gradiente meridional de temperatura y viento zonal en 200 hPa.

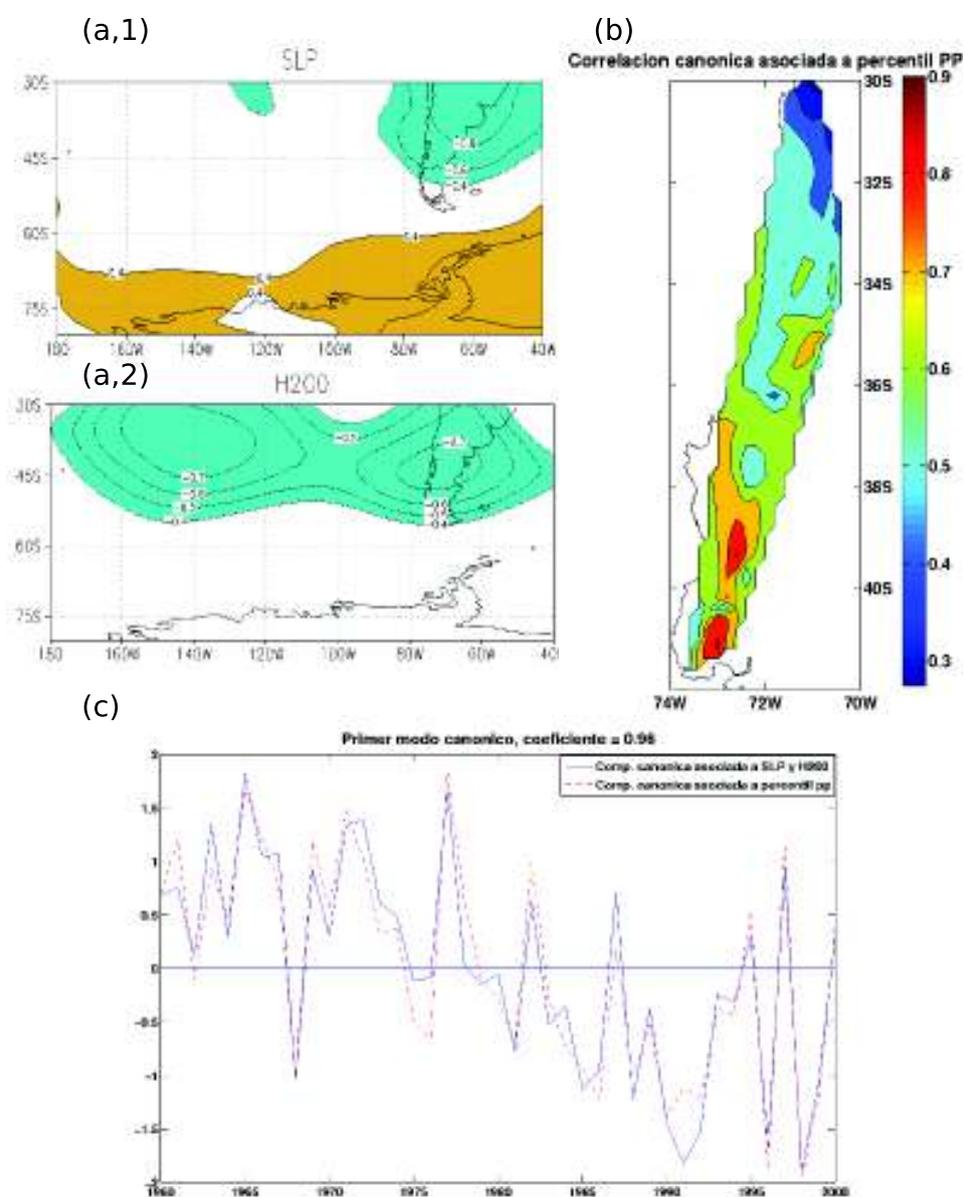


Figura 11: (a) Mapa espacial de correlación canónica de SLP (a.1) y H200 (a.2). (b) Mapa espacial de correlación canónica de la precipitación en Chile central y (c) Primer modo canónico de los campos combinados de SLP y H200 (línea continua azul) y la precipitación invernal de Chile central (línea roja segmentada).

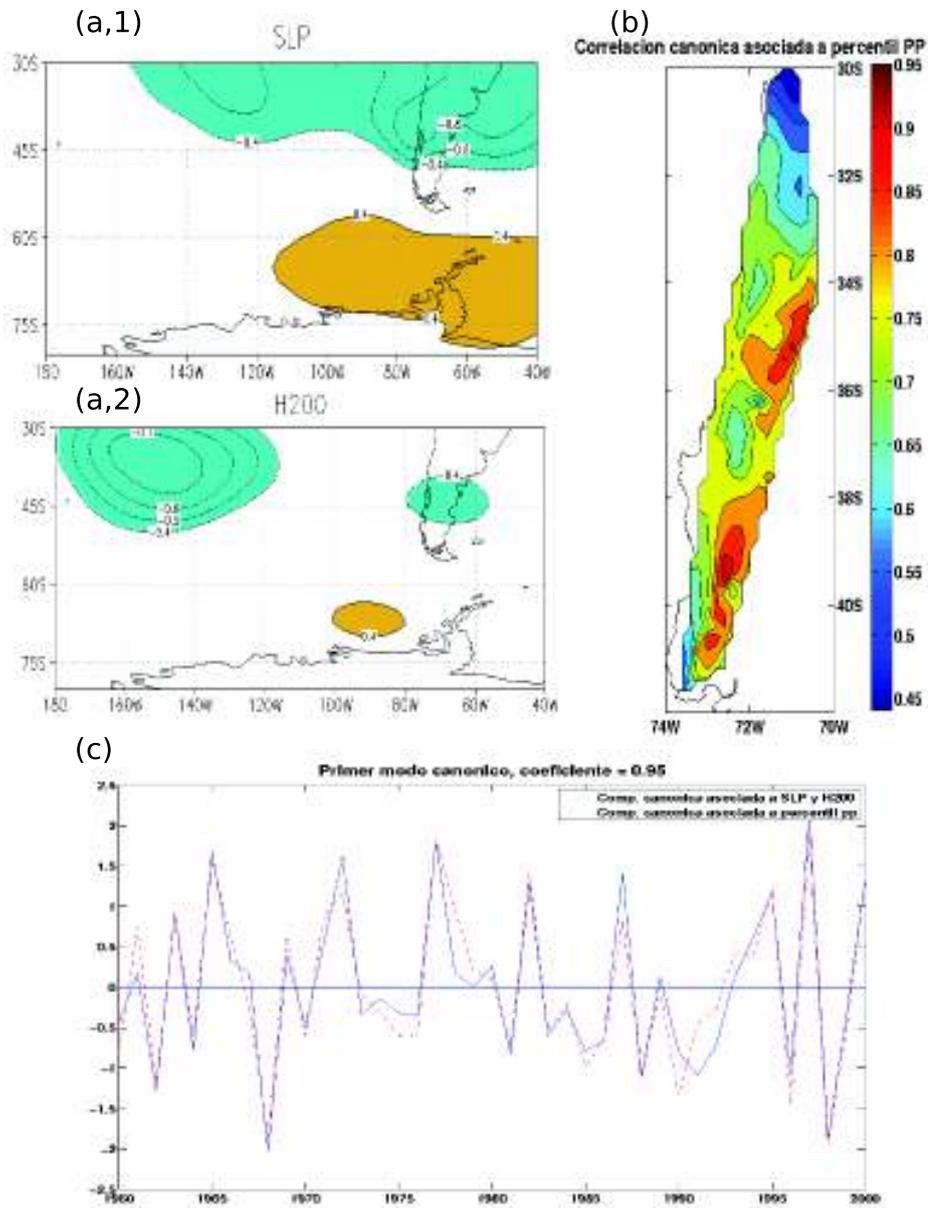


Figura 12: Como en la figura 11 pero sin tendencia.

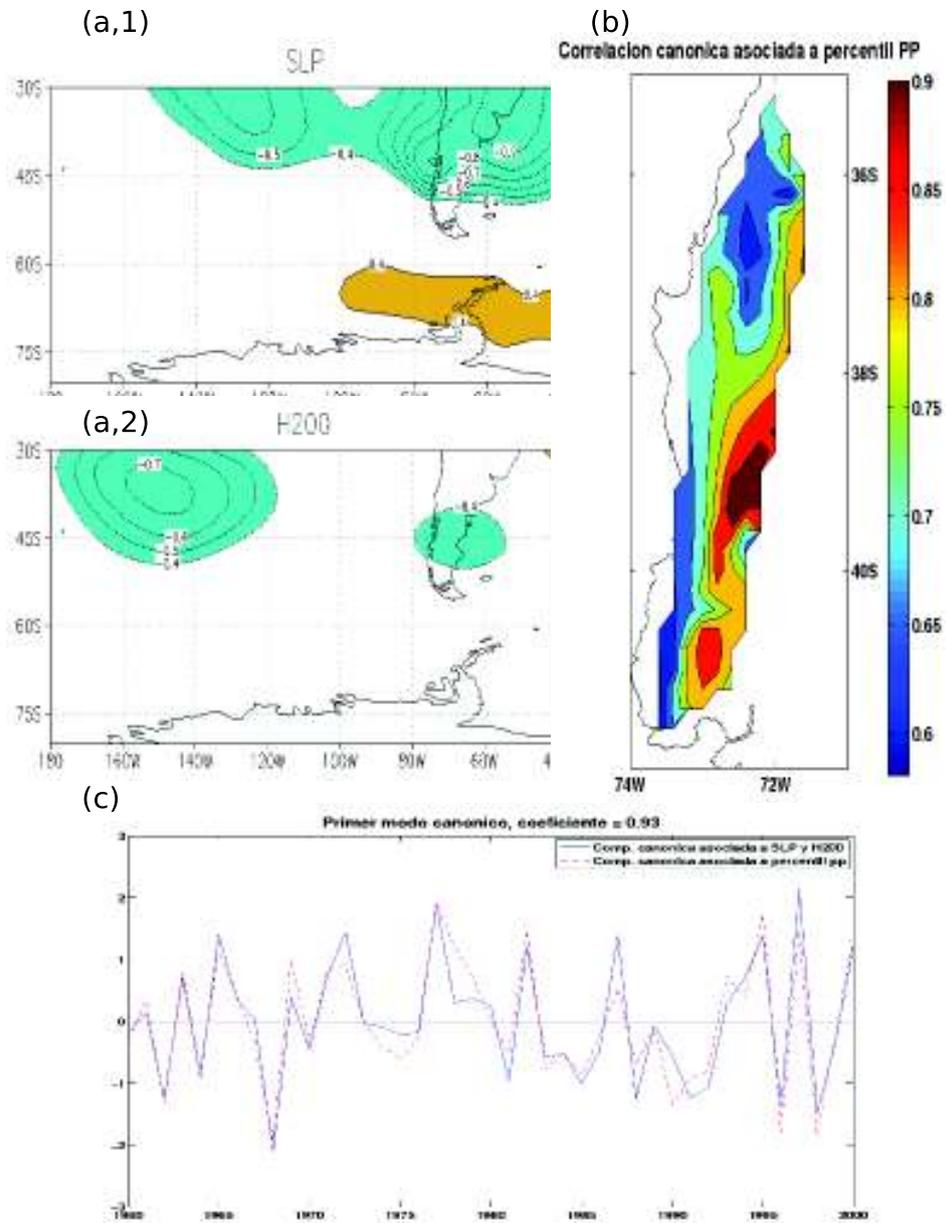


Figura 13: Como en la figura 12 pero para la región 35°-42°S.

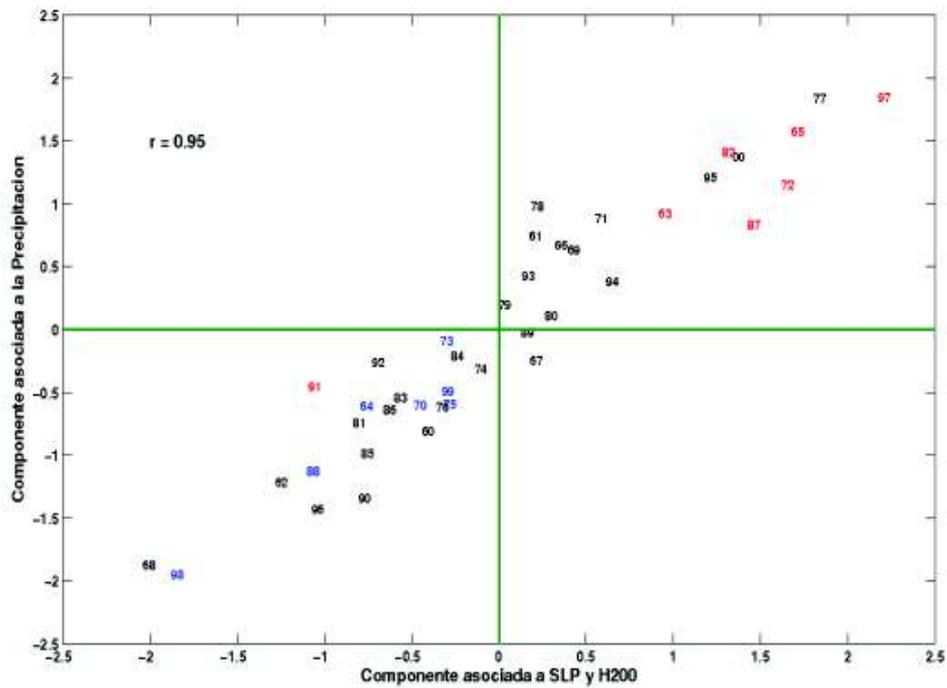


Figura 14: Diagrama de dispersión entre la componente canónica asociada al campo combinado de SLP y H200 (eje X) y la componente canónica asociada a la precipitación invernal en Chile central (eje Y). Marcado en azul (rojo) se encuentran los inviernos identificados como de fase fría (cálida) del ciclo ENOS. En la parte superior izquierda, aparece el coeficiente de correlación  $r$  entre estas series.

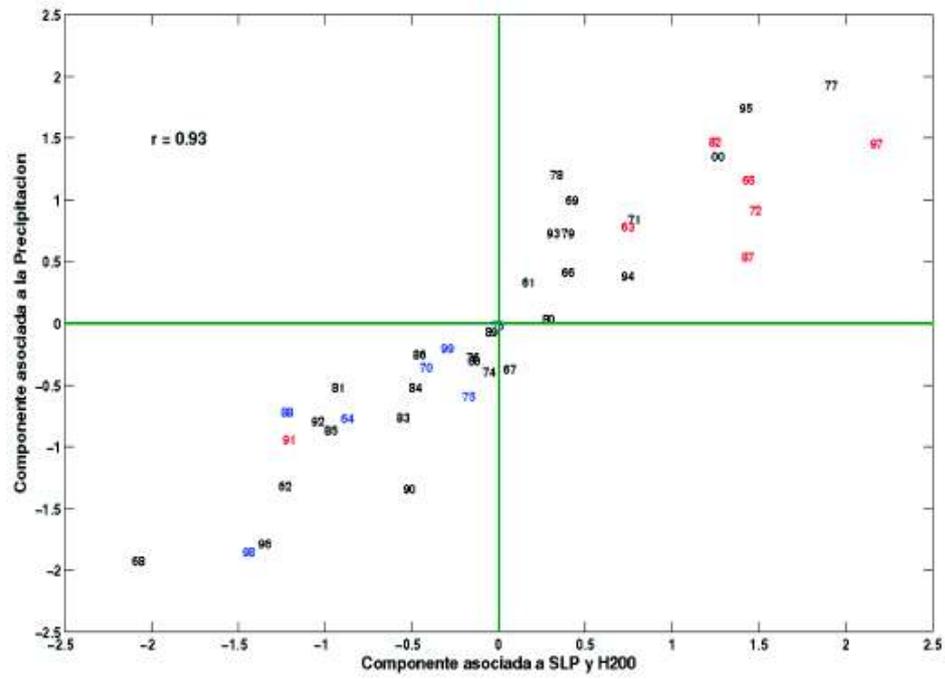


Figura 15: Como en la figura 14, pero para la región 35°-42°S de Chile central.

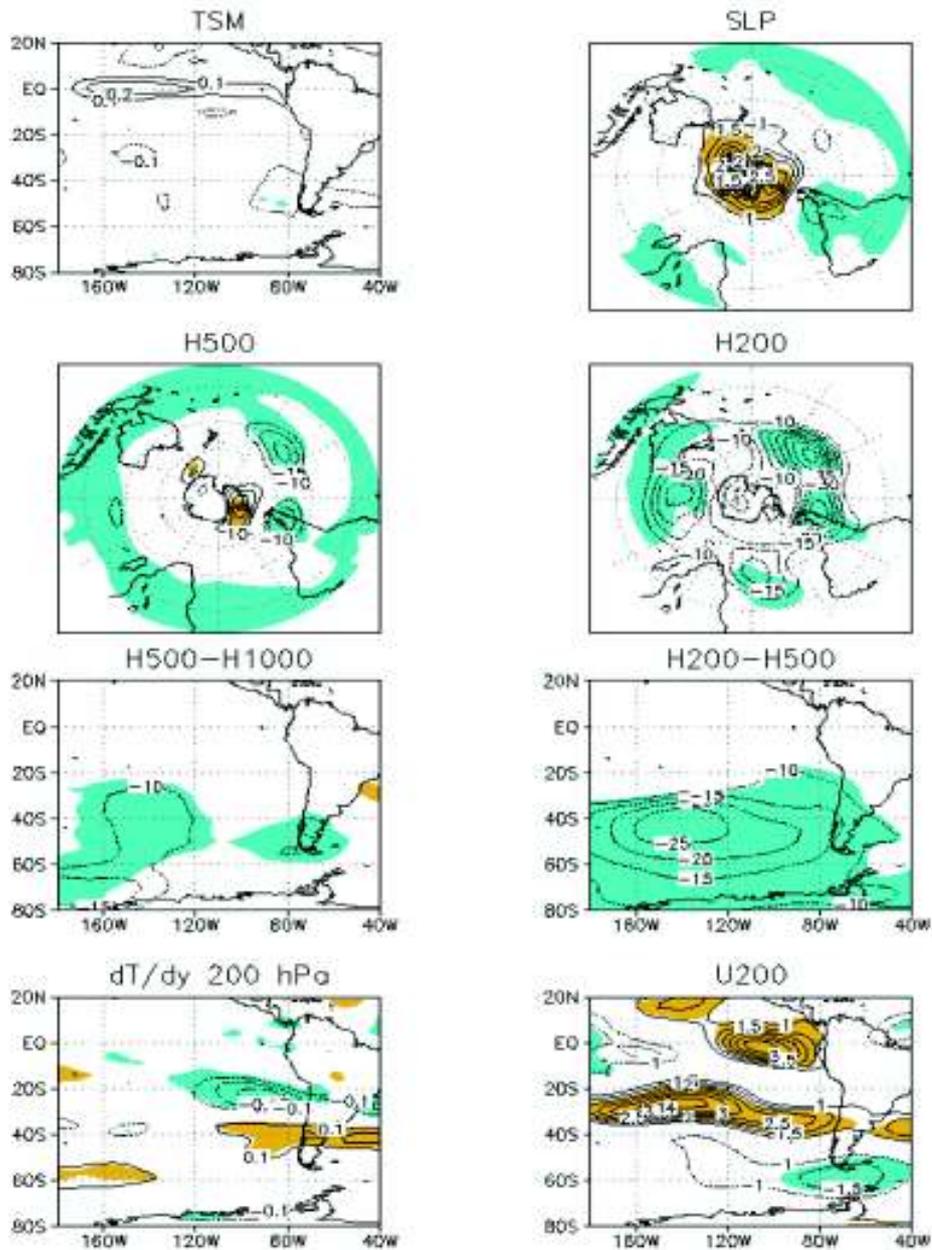


Figura 16: Regresión de la componente canónica asociada a los campos SLP y H200 sobre distintos campos atmosféricos. En los paneles izquierdos aparecen desde arriba hacia abajo los campos de TSM (contornos cada  $0.1^{\circ}\text{C}$ ), H500 (5 gpm),  $Z_{1000-500}$  (5 gpm) y Gradiente térmico meridional en 200 hPa (0.05). En los paneles derechos aparecen desde arriba hacia abajo los campos de SLP (contornos cada 2 hPa), H200 (5 gpm),  $Z_{500-200}$  (5 gpm) y  $U_{200}$  (0.5 m/s). Aquellas correlaciones cuyo valor sea al menos de  $|0.4|$  aparecen sombreadas tanto si son de signo positivo (color claro) o no (color oscuro).

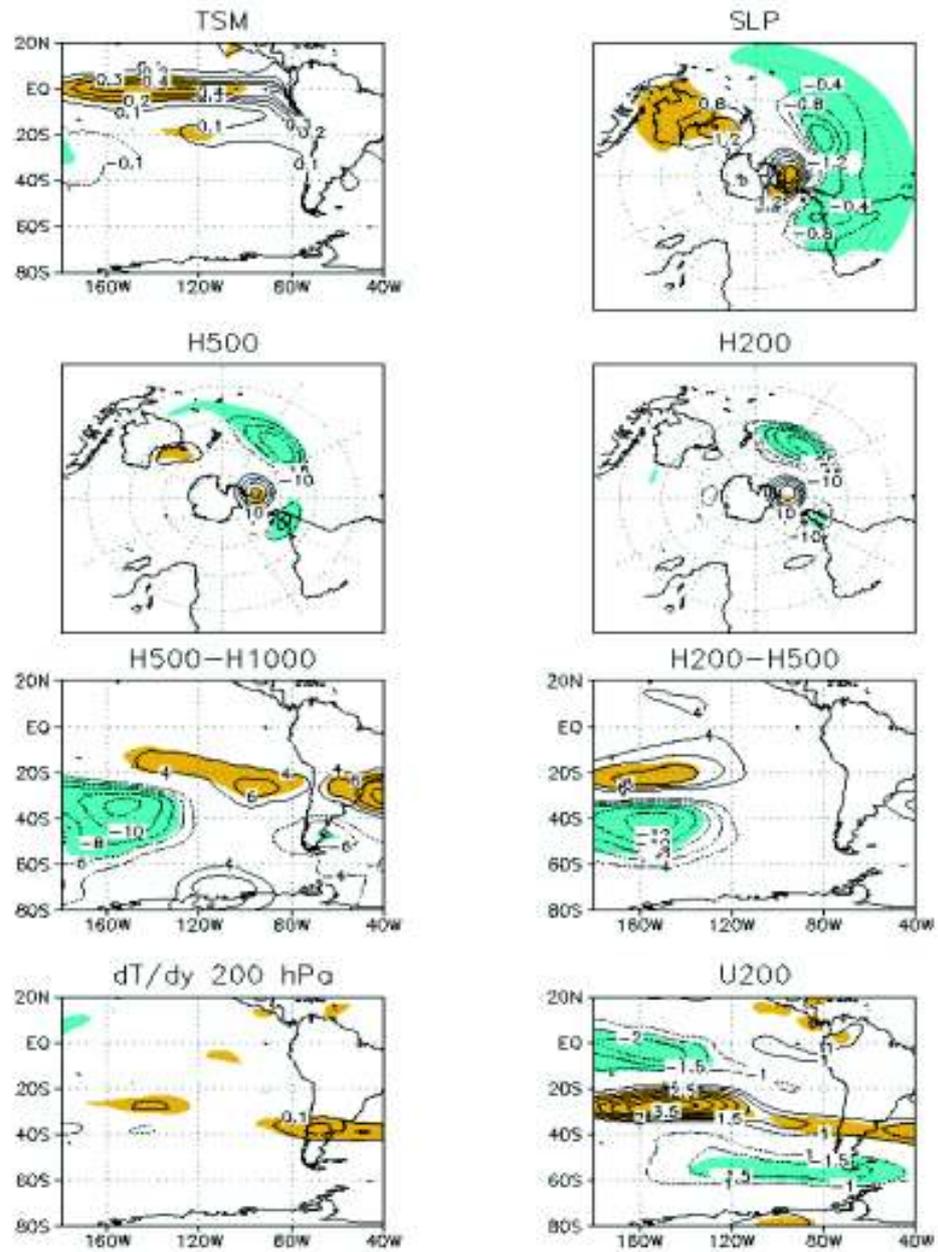


Figura 17: Como en la figura 16 pero sin tendencia.

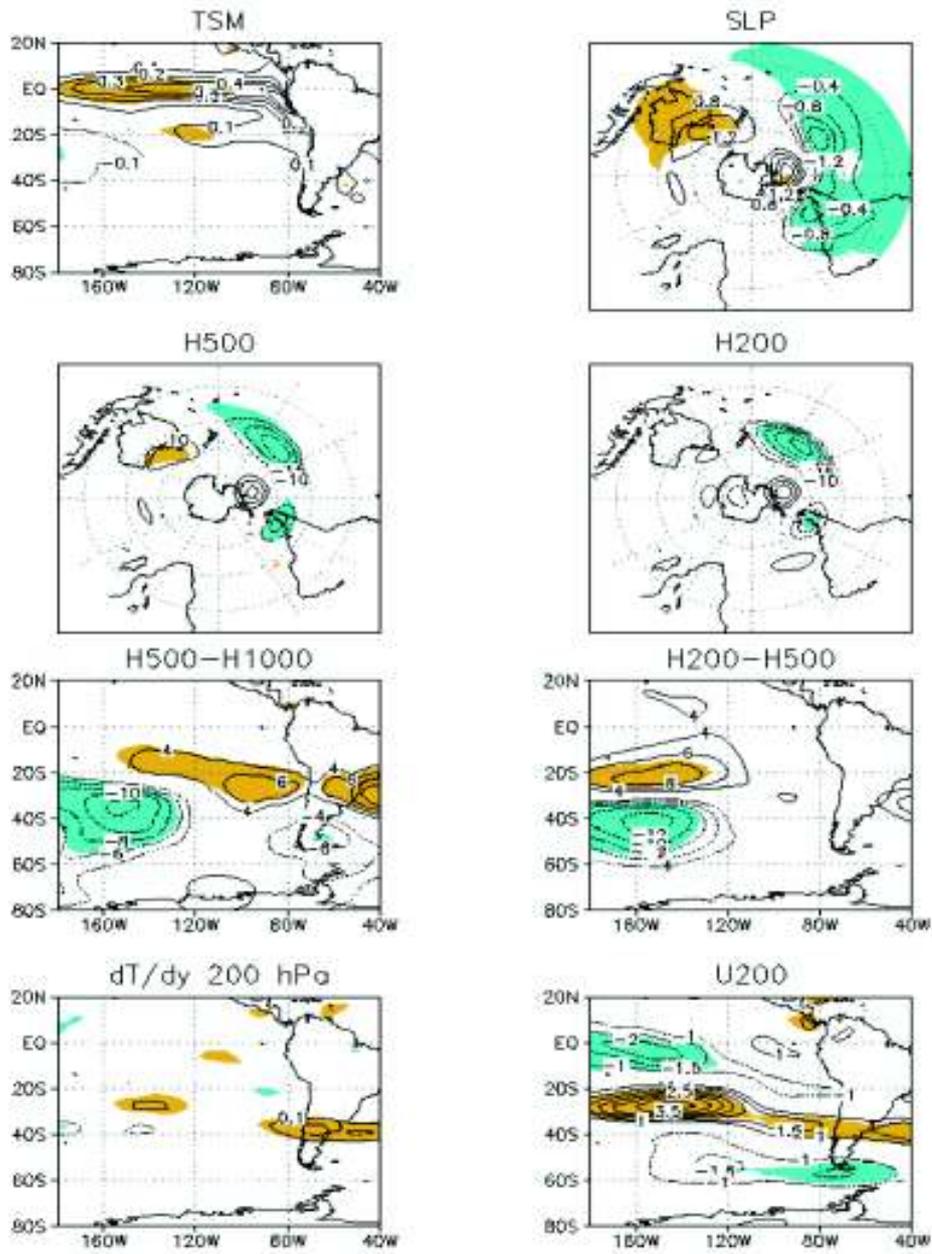


Figura 18: Como en la figura 17 pero para la región 35°-42°S.

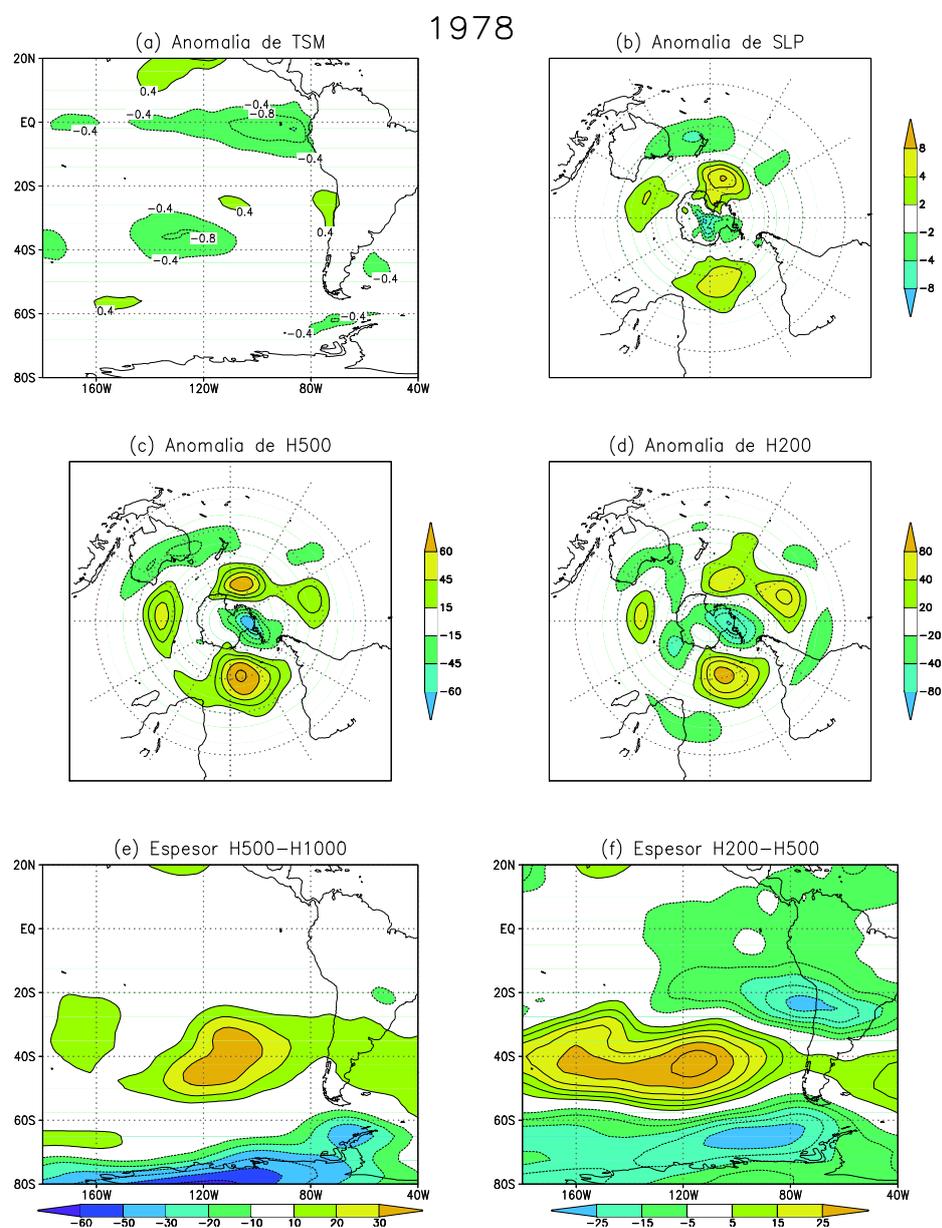


Figura 19: Anomalías en la TSM, SLP, altura geopotencial en 500 y 200 hPa, y temperatura de la baja y alta tropósfera para el año 1978.

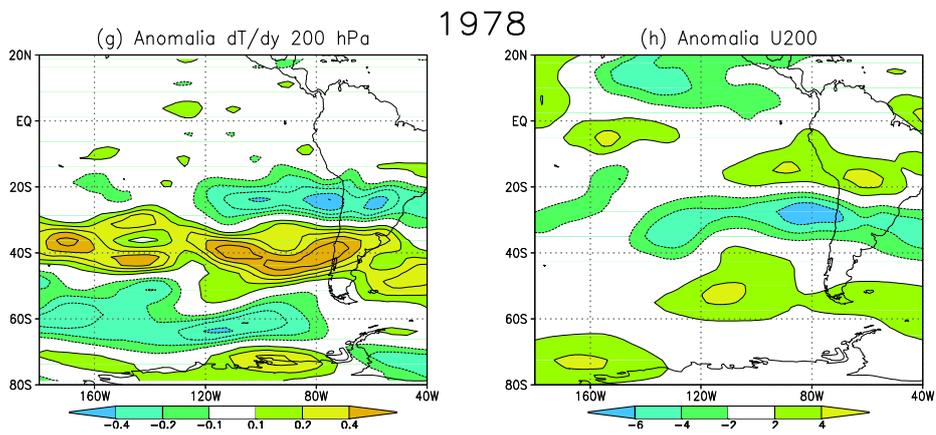


Figura 20: Baroclinicidad y flujo zonal en 200 hPa para el año 1978.

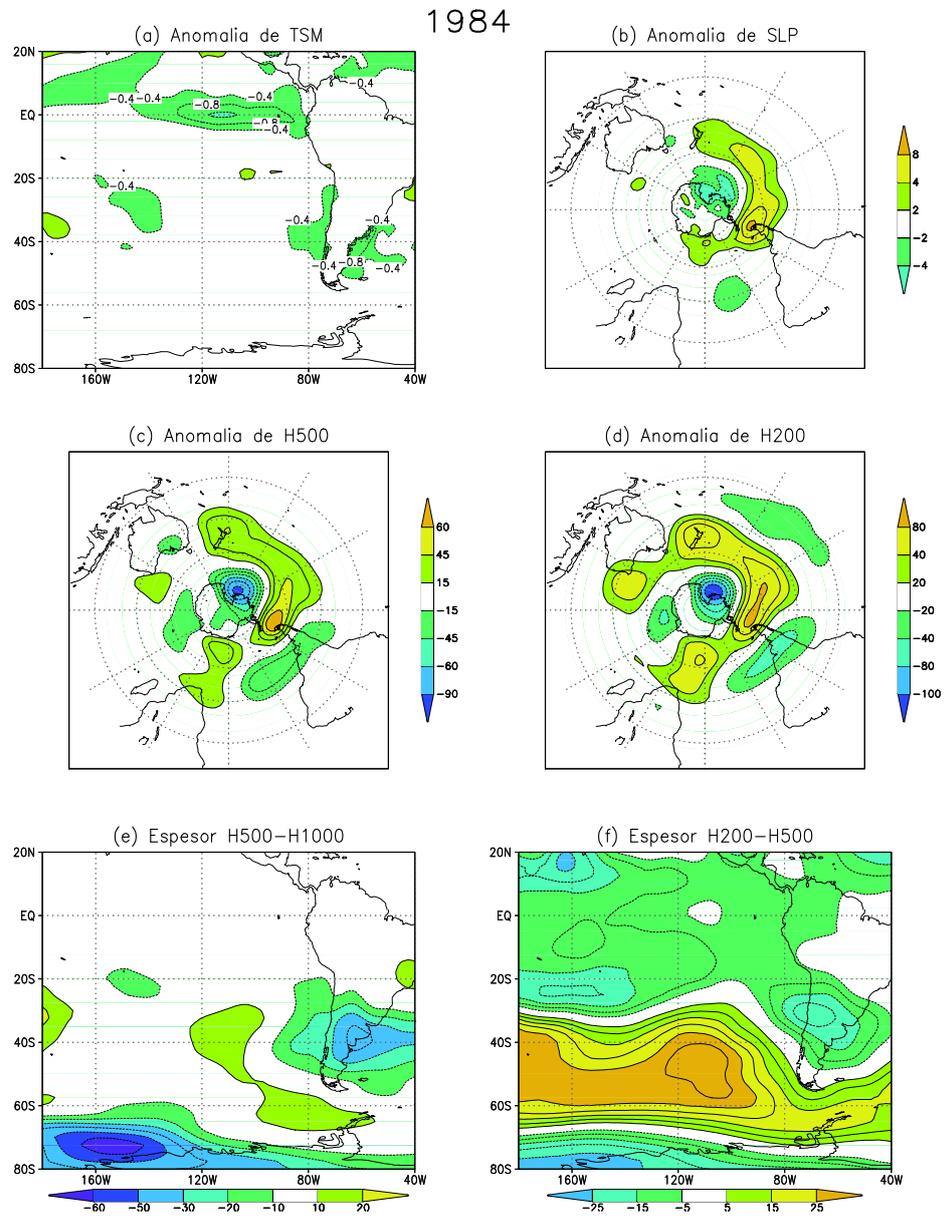


Figura 21: Como en la figura 19 pero para el año 1984.

1984

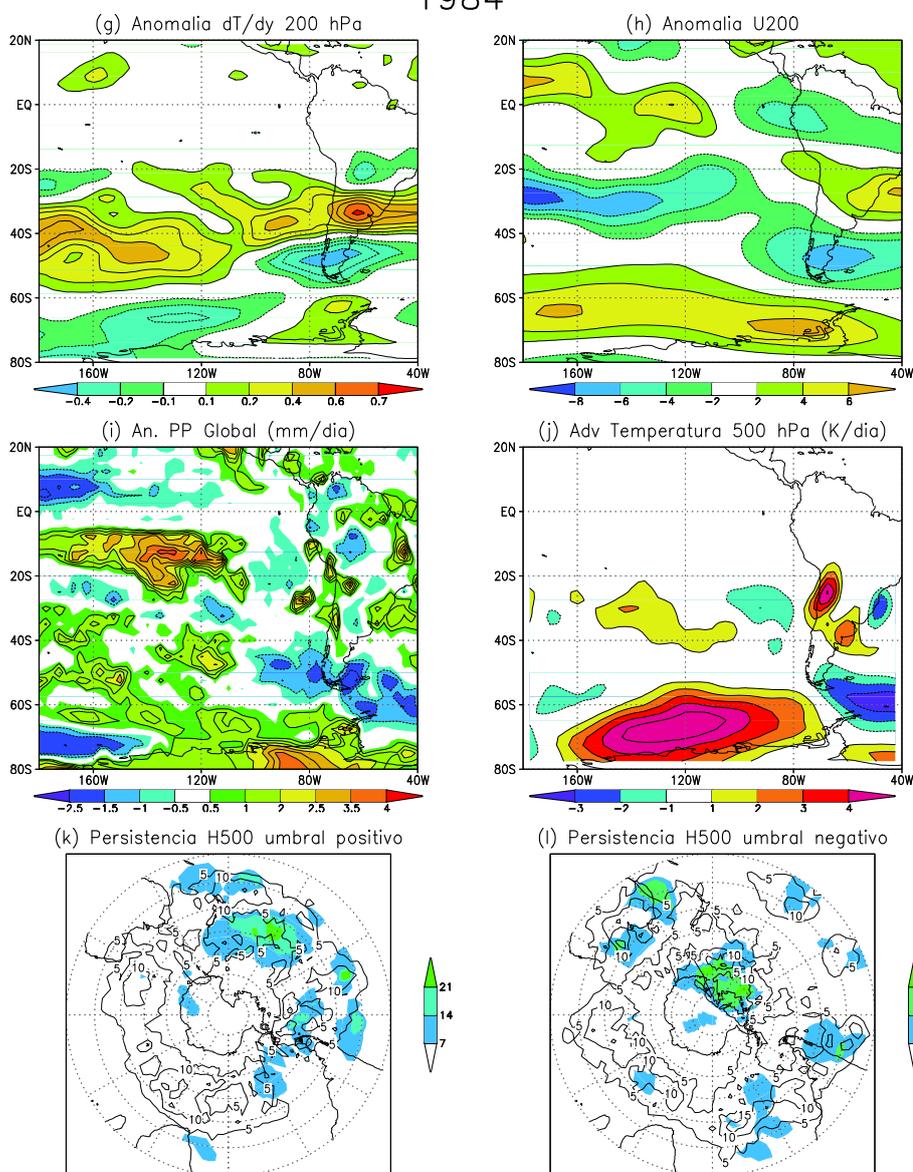


Figura 22: Baroclinicidad y flujo zonal en 200 hPa, además de la anomalía diaria de precipitación, advección de temperatura y persistencia de anomalías positivas y negativas en 500 hPa.

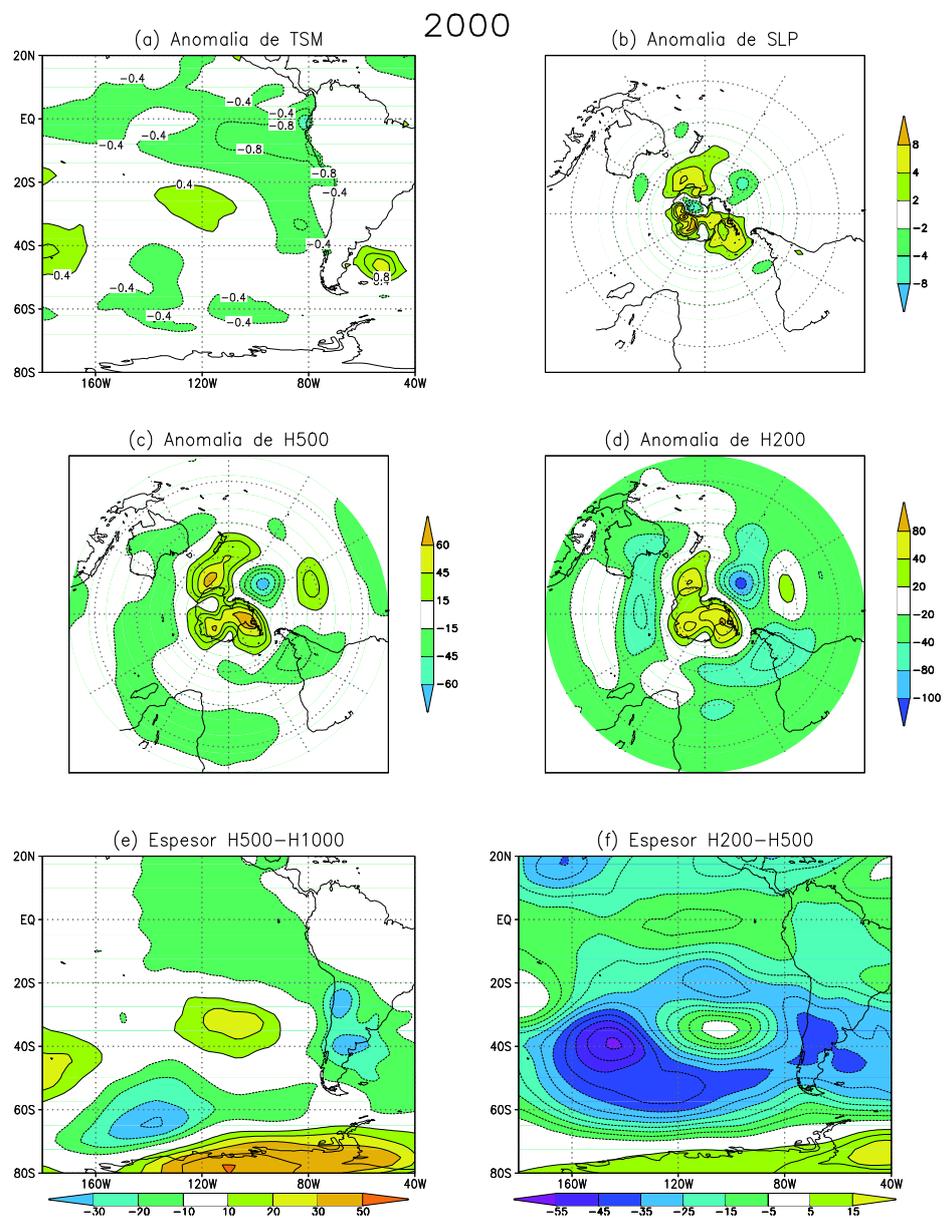


Figura 23: Como en la figura 21 pero para el año 2000.

2000

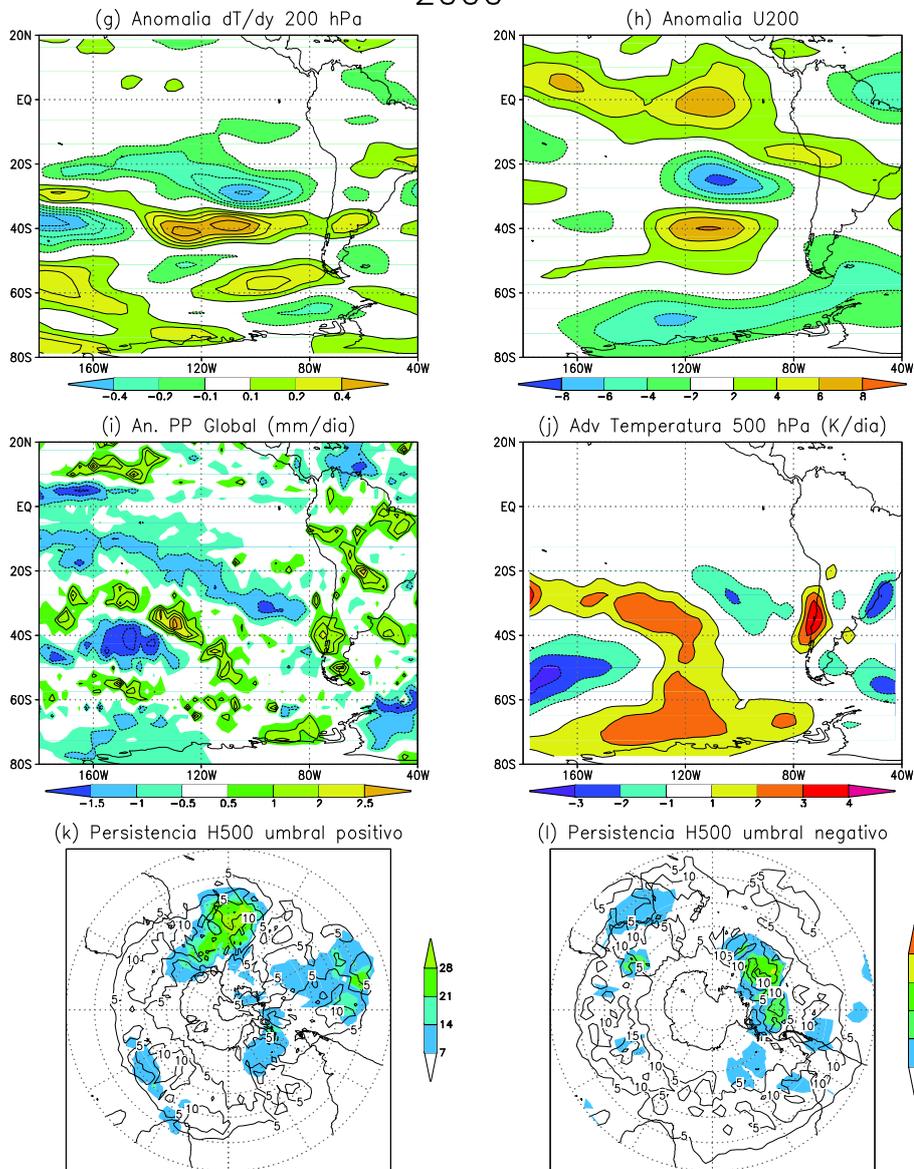


Figura 24: Como en la figura 22 pero para el año 2000.

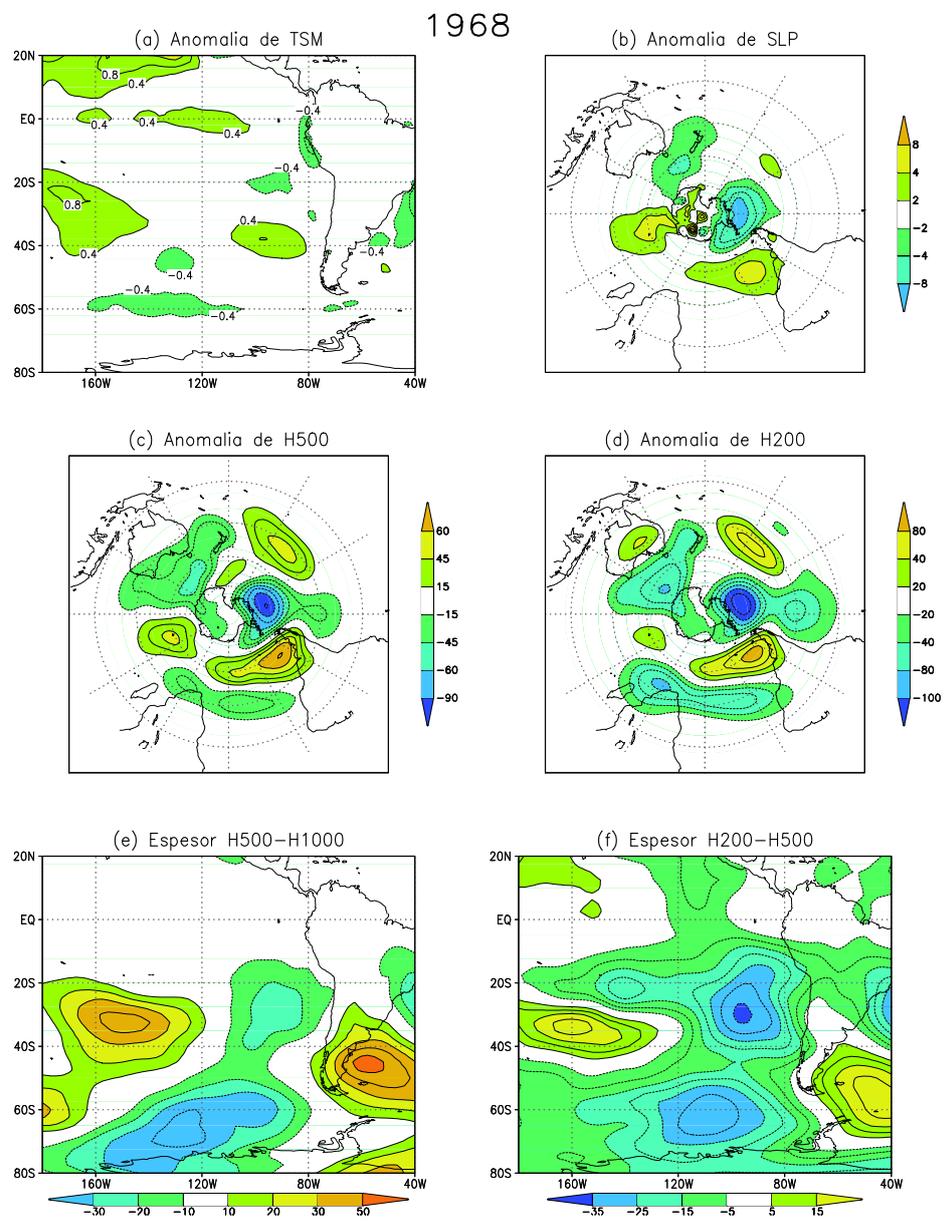


Figura 25: Como en la figura 23 pero para el año 1968.

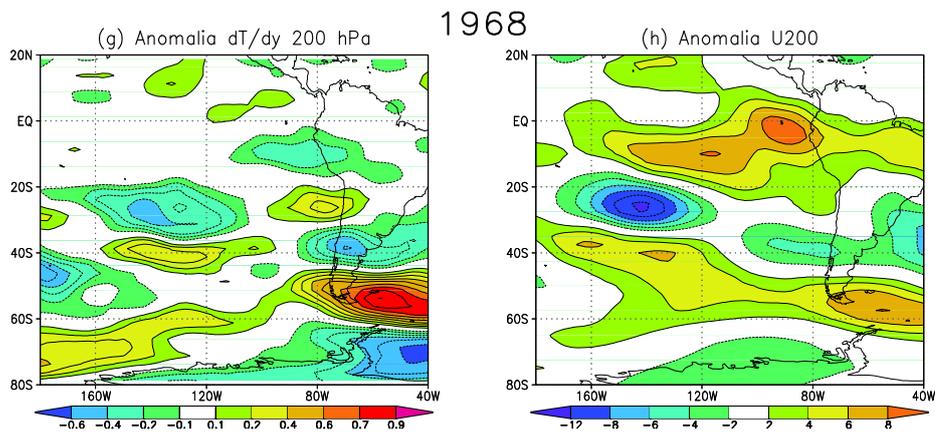


Figura 26: Como en la figura 20 pero para el año 1968

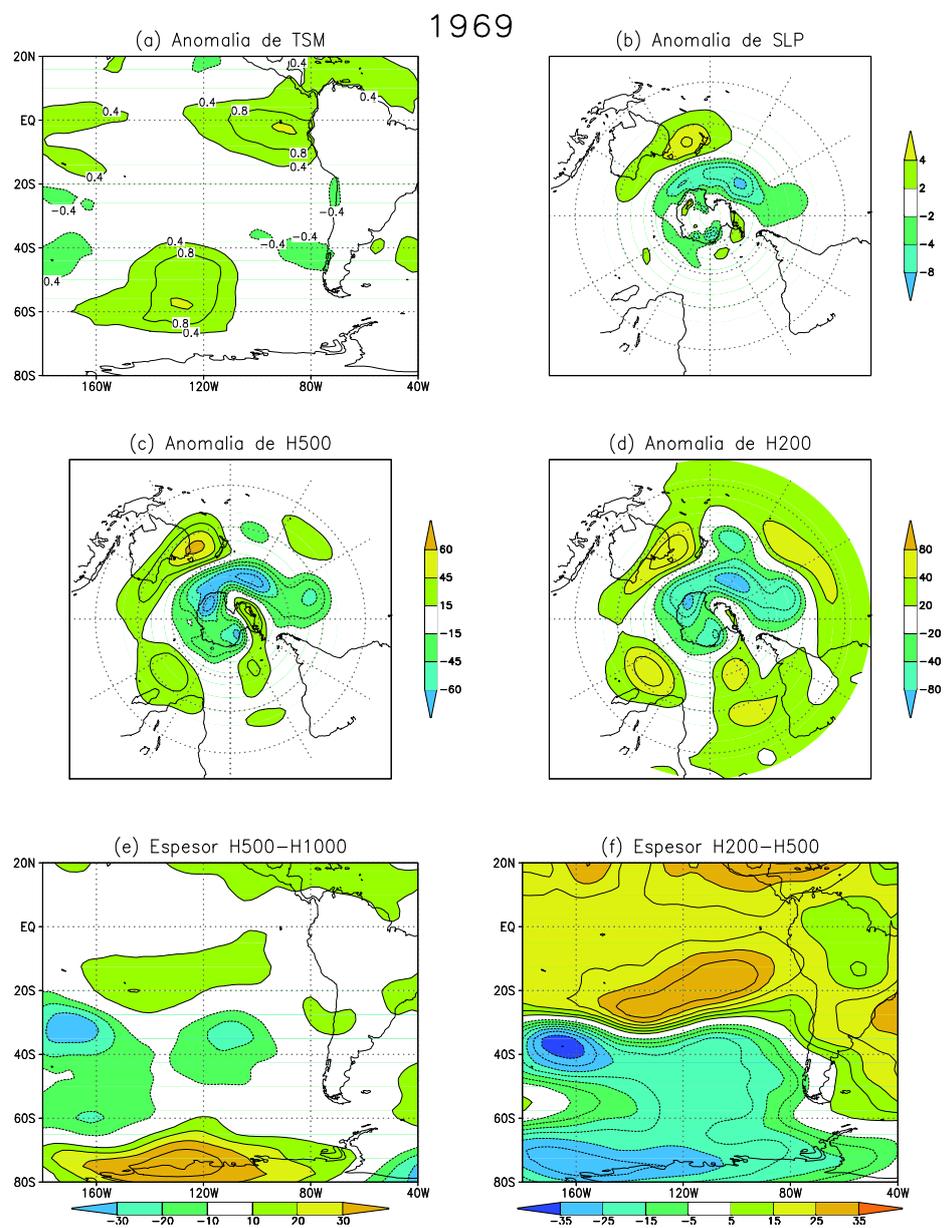


Figura 27: Como en la figura 25 pero para el año 1969.

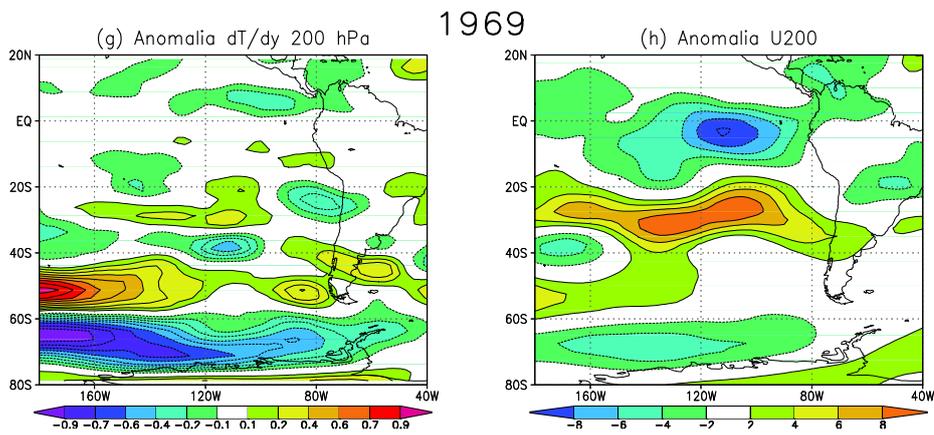


Figura 28: Como en la figura 26 pero para el año 1969.

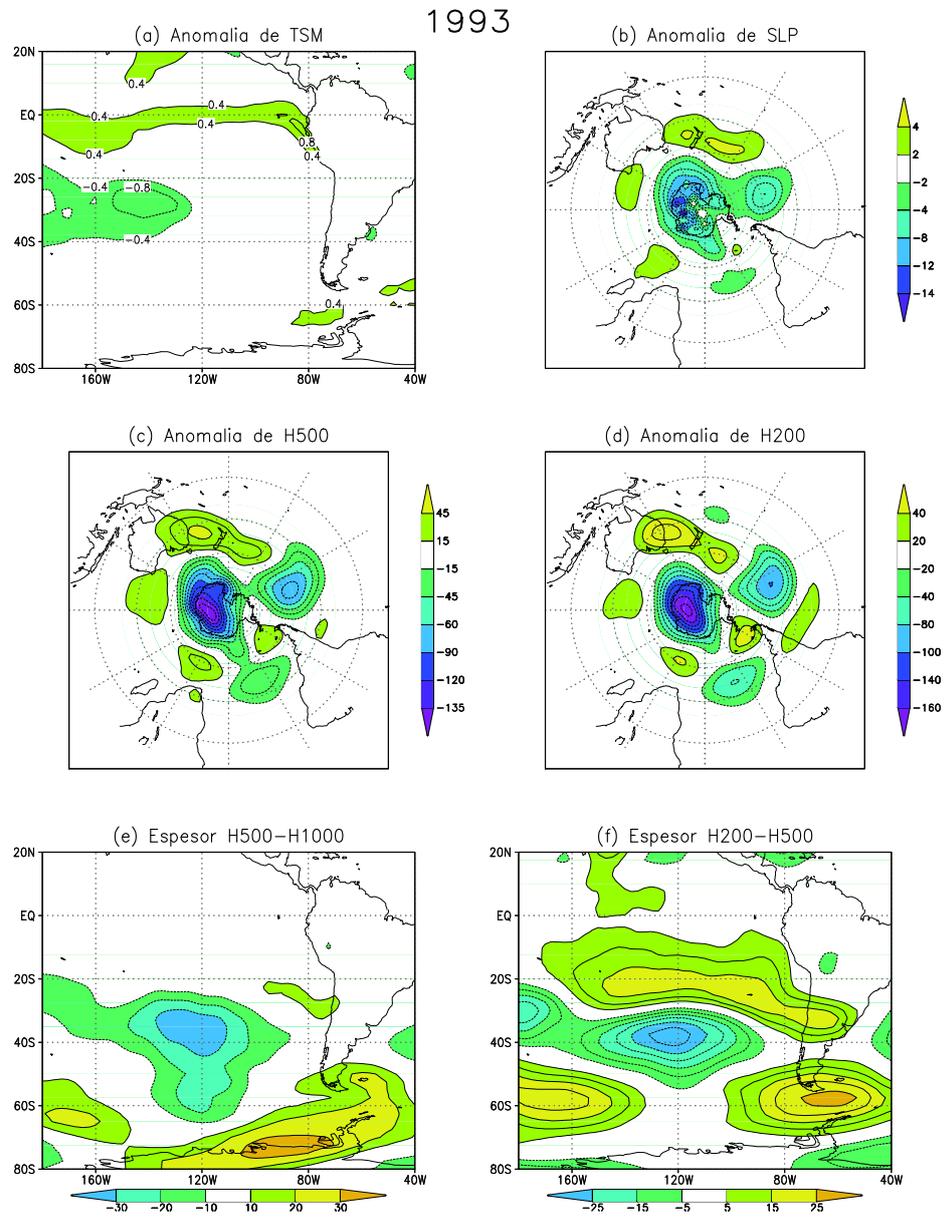


Figura 29: Como en la figura 27 pero para el año 1993.

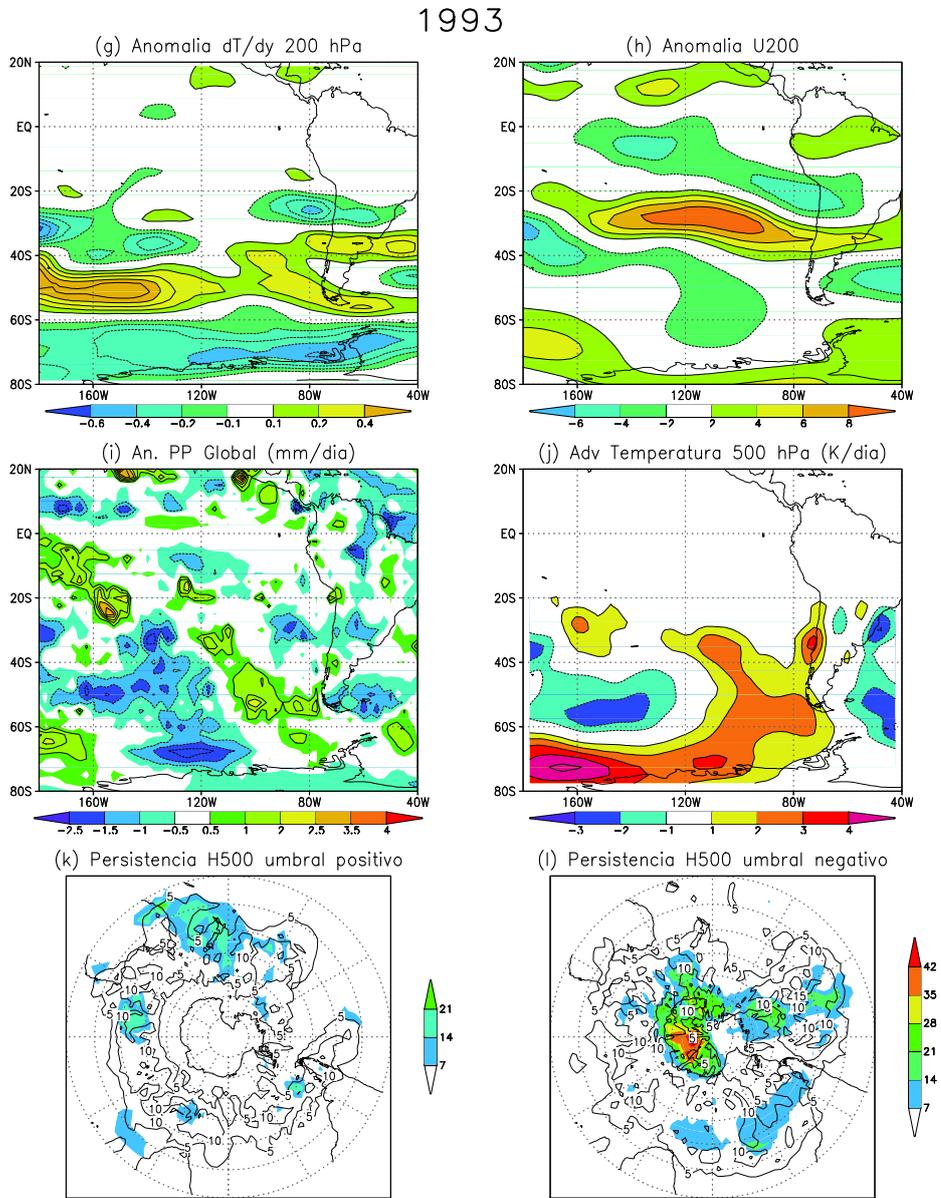


Figura 30: Como en la figura 24 pero para el año 1993.

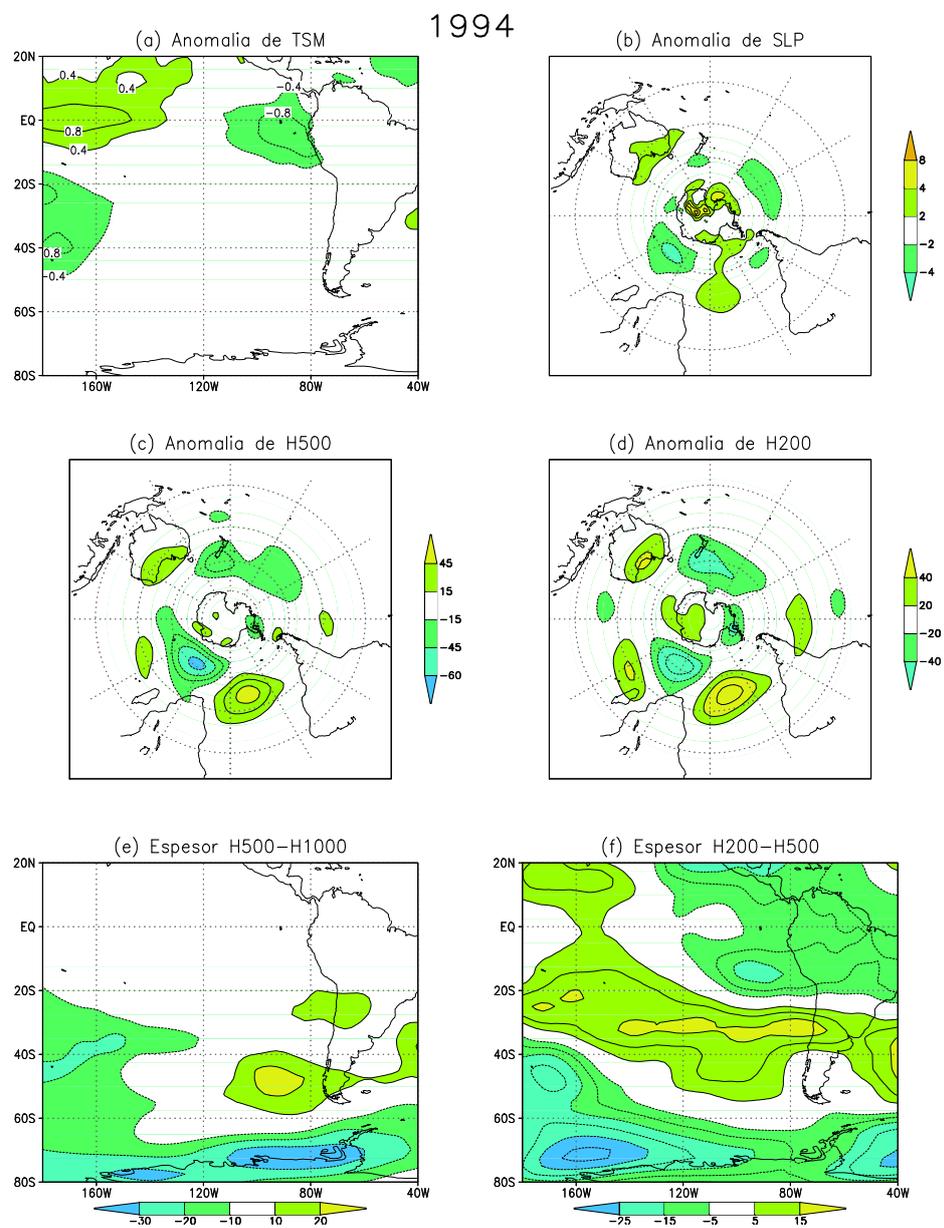


Figura 31: Como en la figura 29 pero para el año 1994.

1994

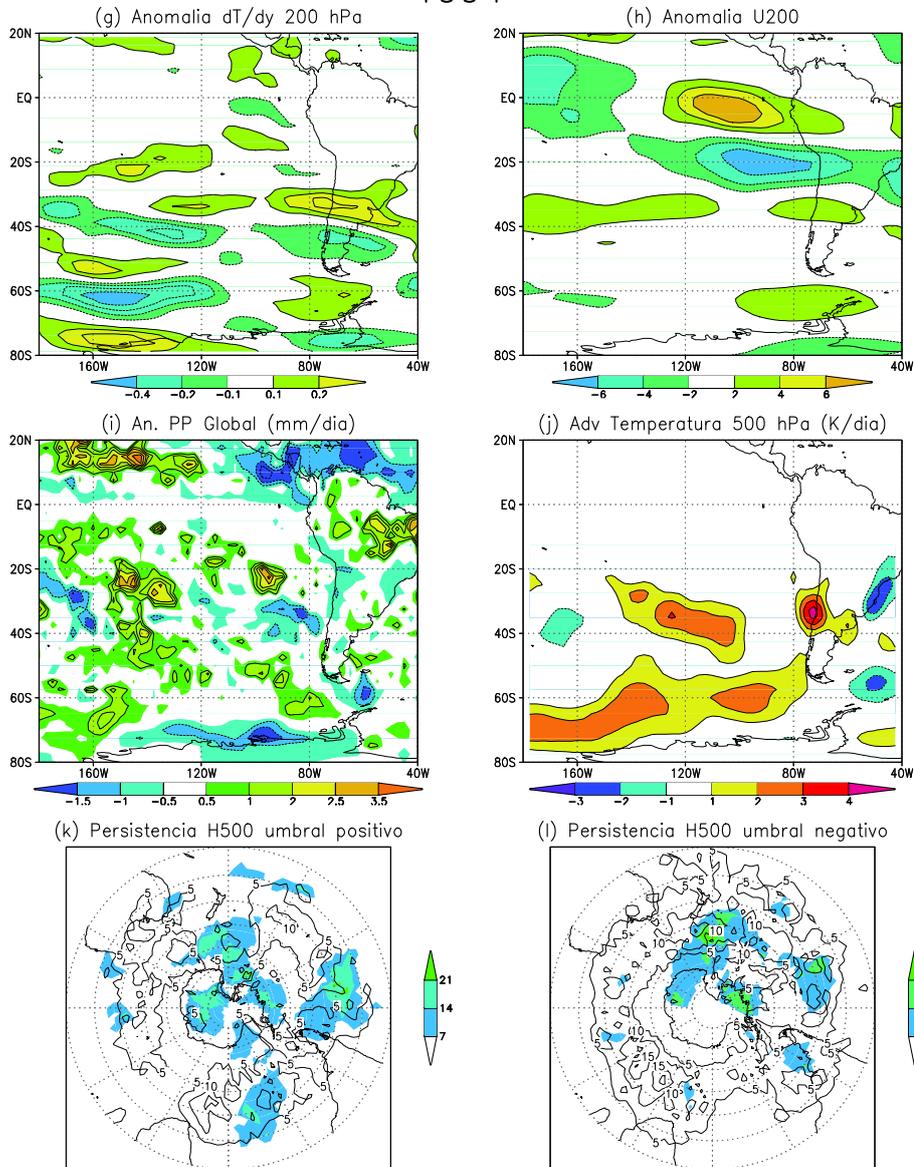


Figura 32: Como en la figura 30 pero para el año 1994.

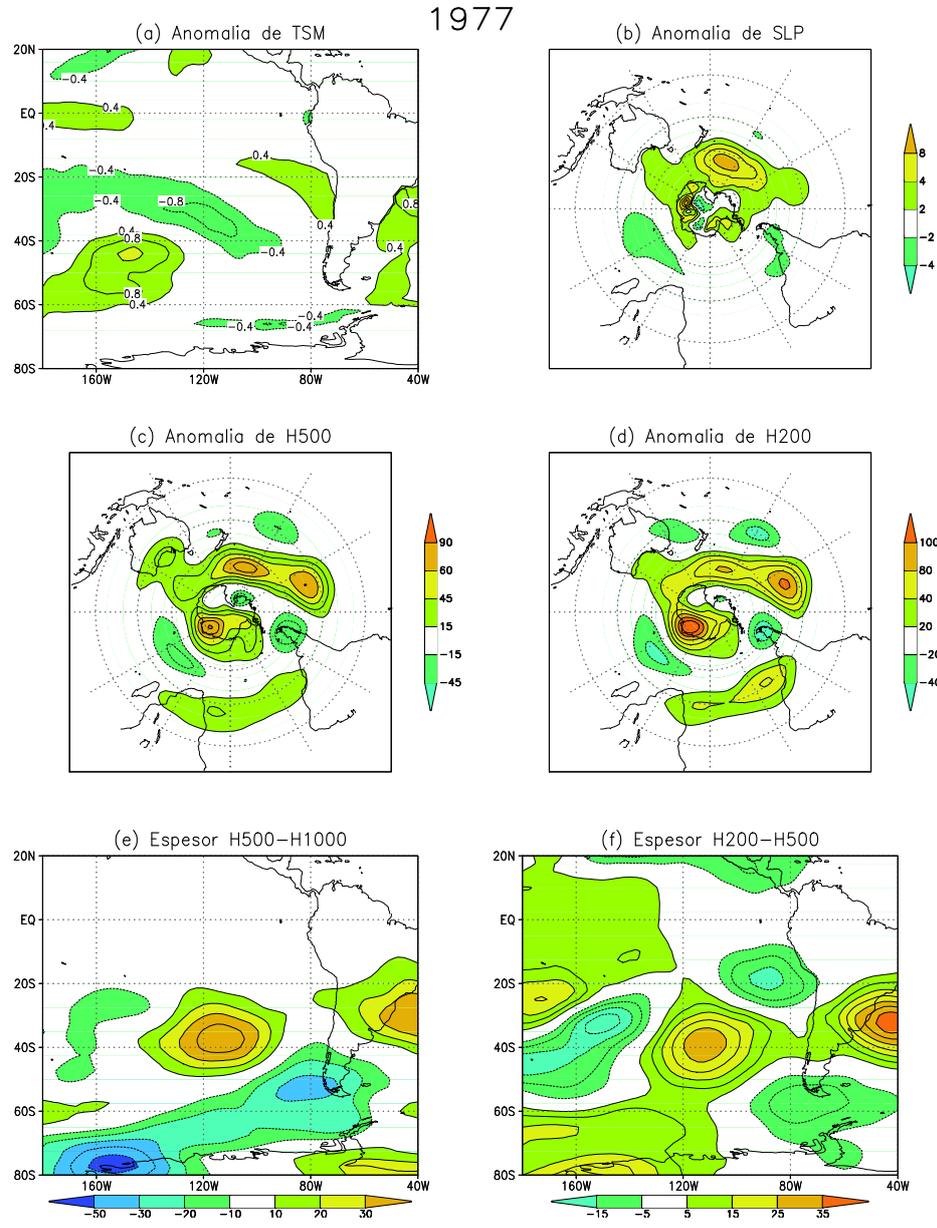


Figura 33: Como en la figura 31 pero para el año 1977.

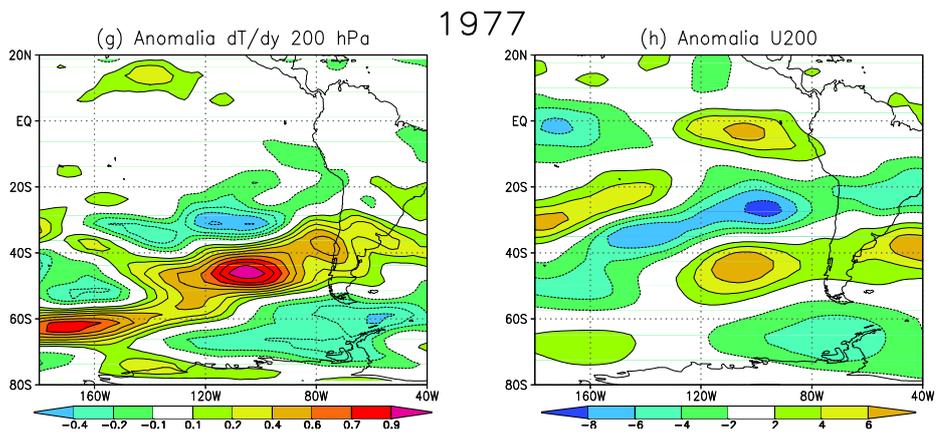


Figura 34: Como en la figura 28 pero para el año 1977.

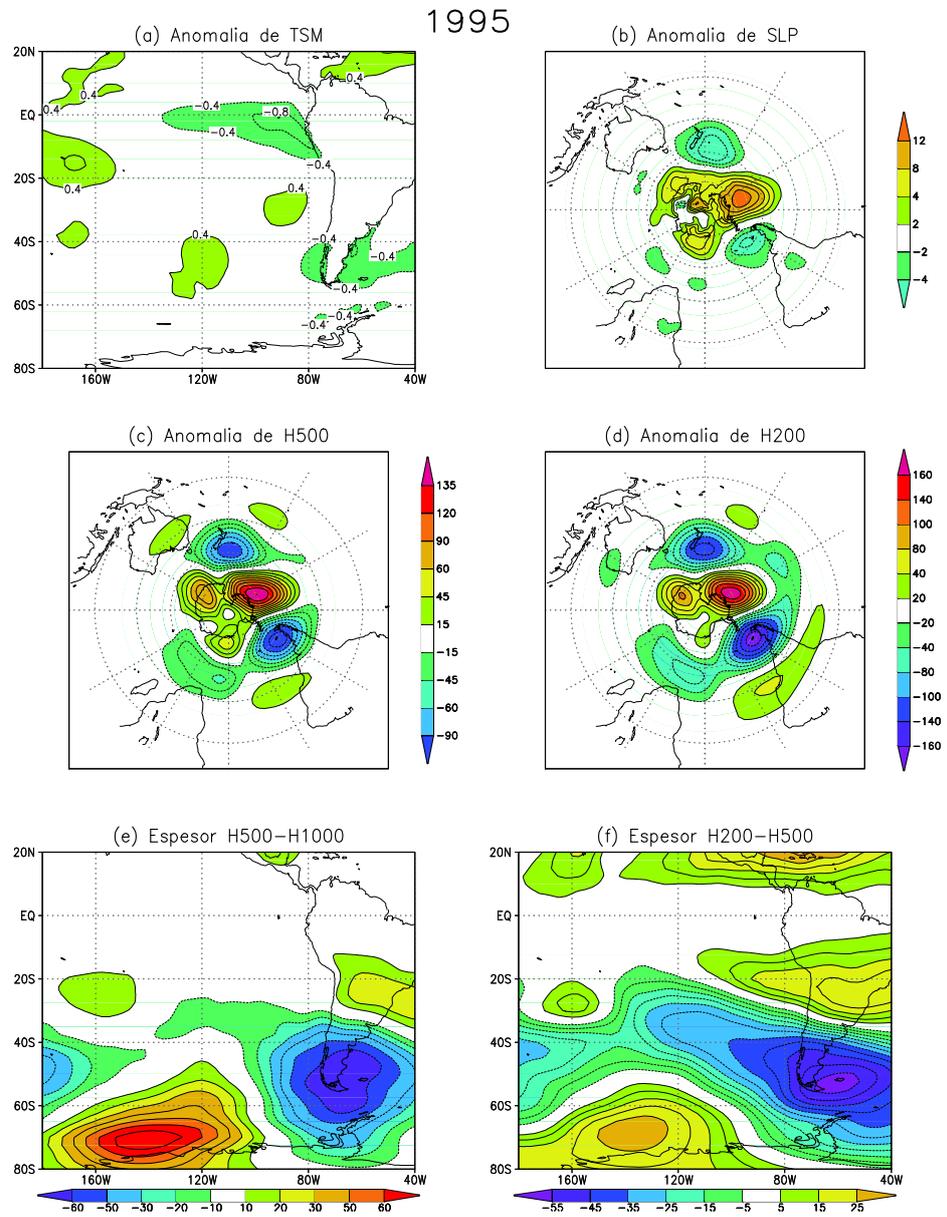


Figura 35: Como en la figura 33 pero para el año 1995.

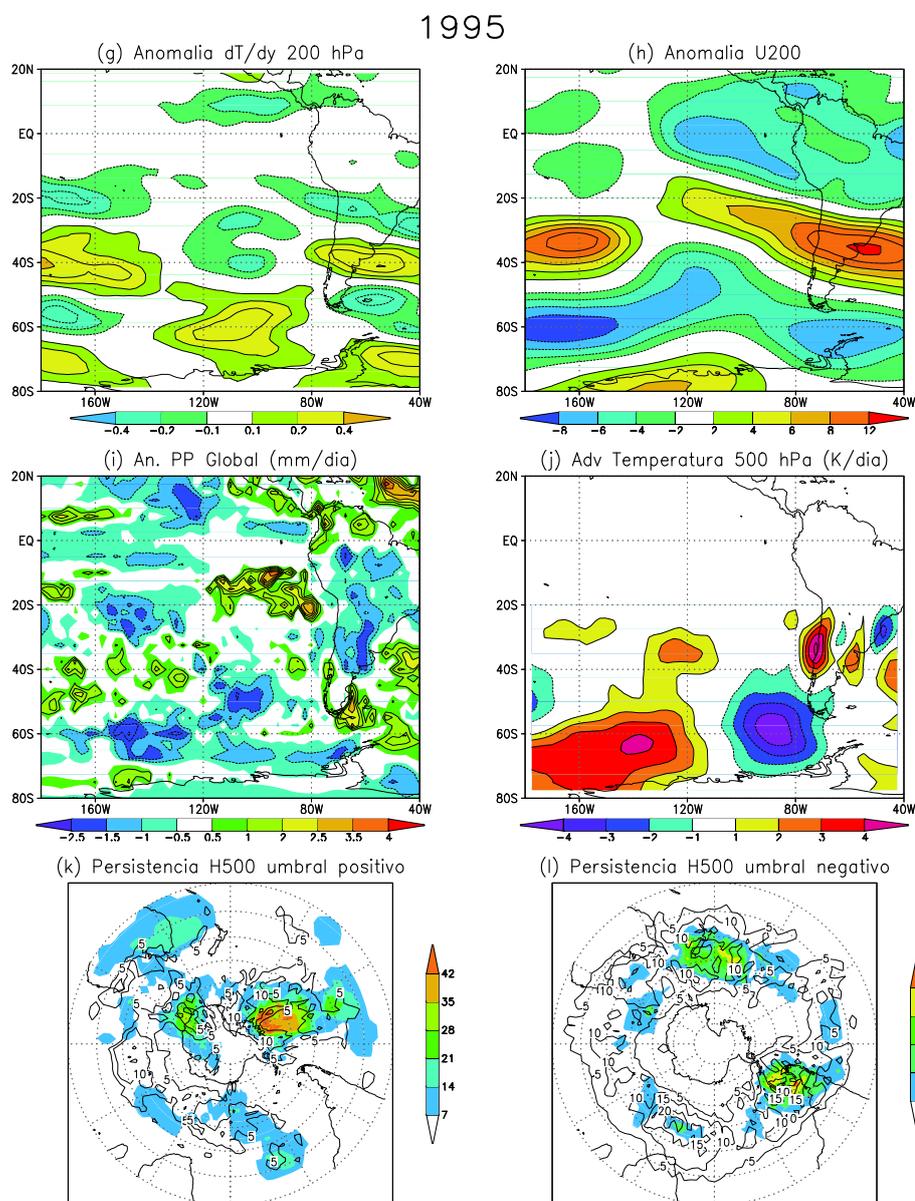


Figura 36: Como en la figura 32 pero para el año 1995.

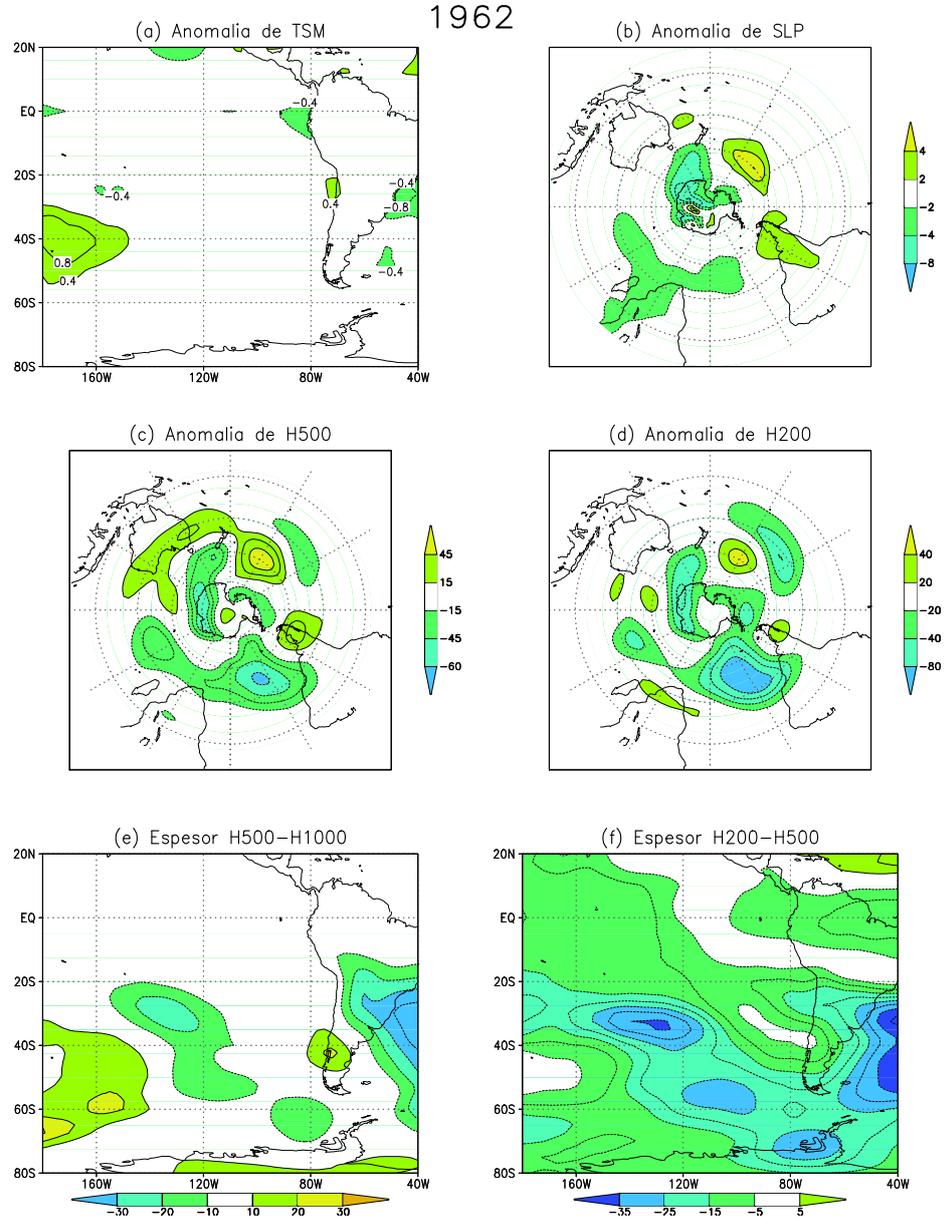


Figura 37: Como en la figura 35 pero para el año 1962.

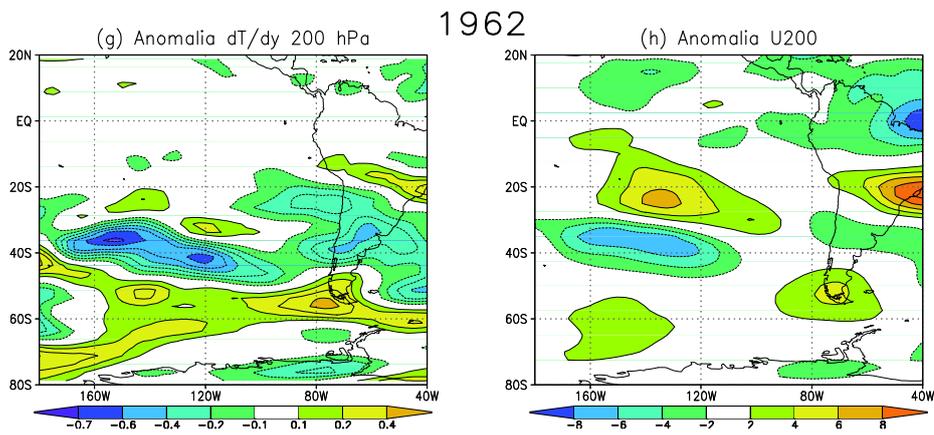


Figura 38: Como en la figura 34 pero para el año 1962.

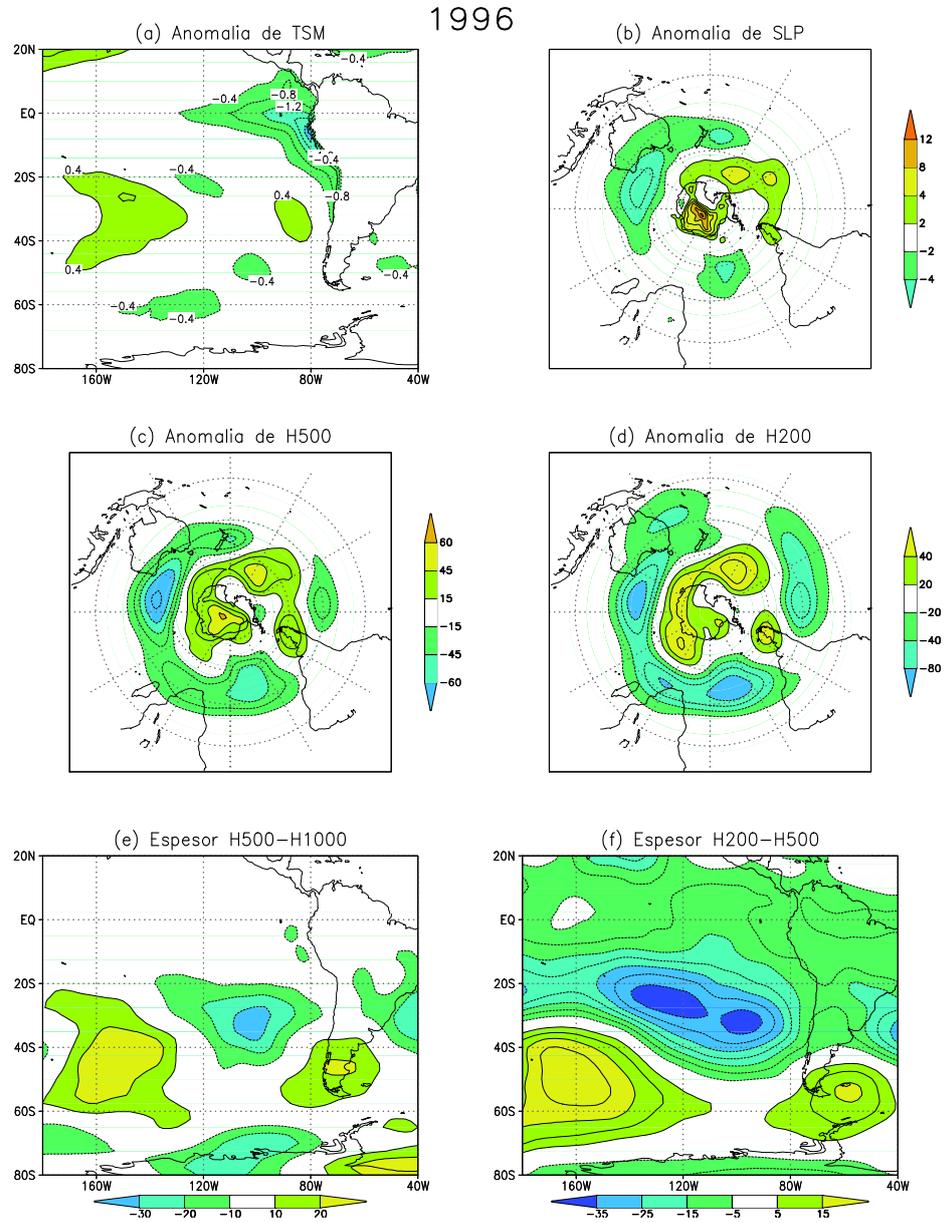


Figura 39: Como en la figura 37 pero para el año 1996.

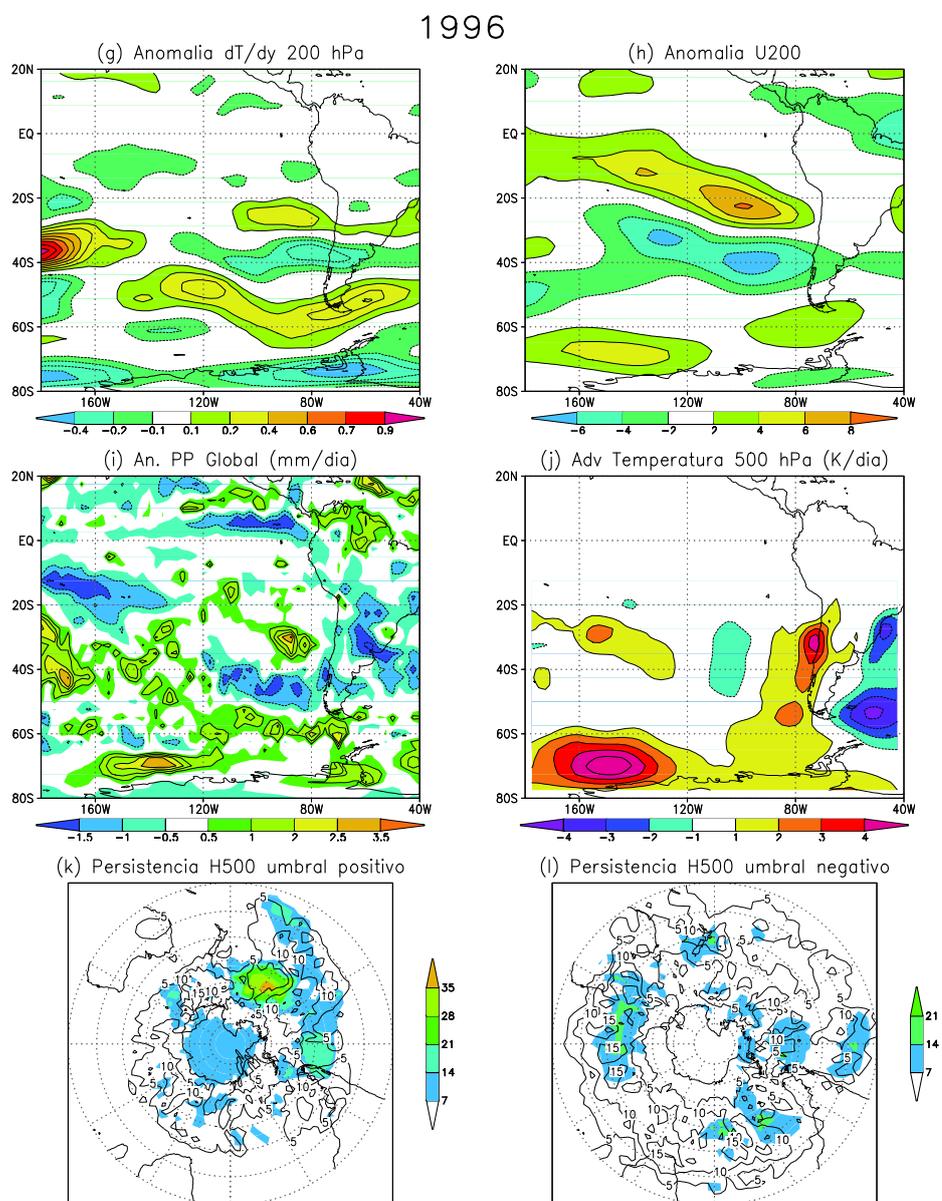


Figura 40: Como en la figura 36 pero para el año 1996.

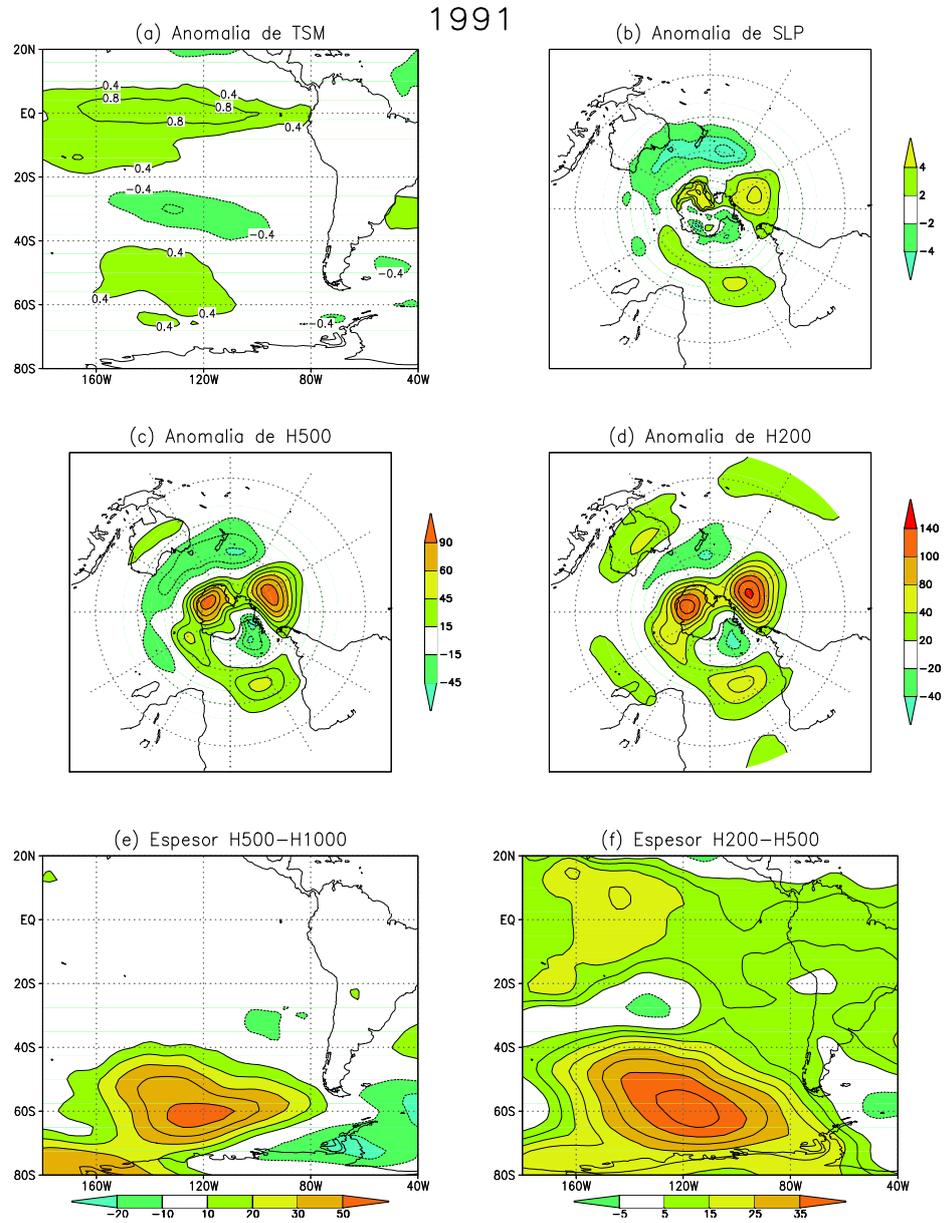


Figura 41: Como en la figura 39 pero para el año 1991.

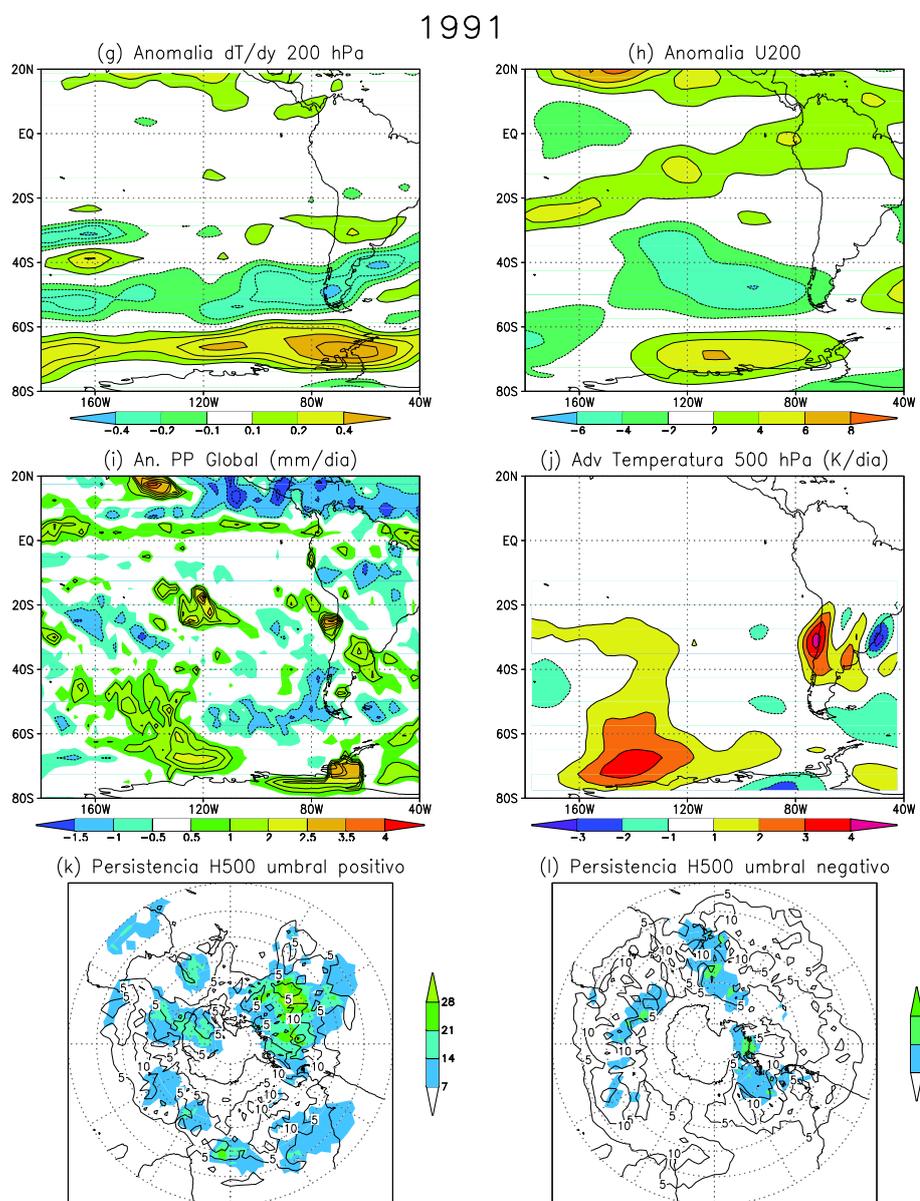


Figura 42: Como en la figura 40 pero para el año 1991.

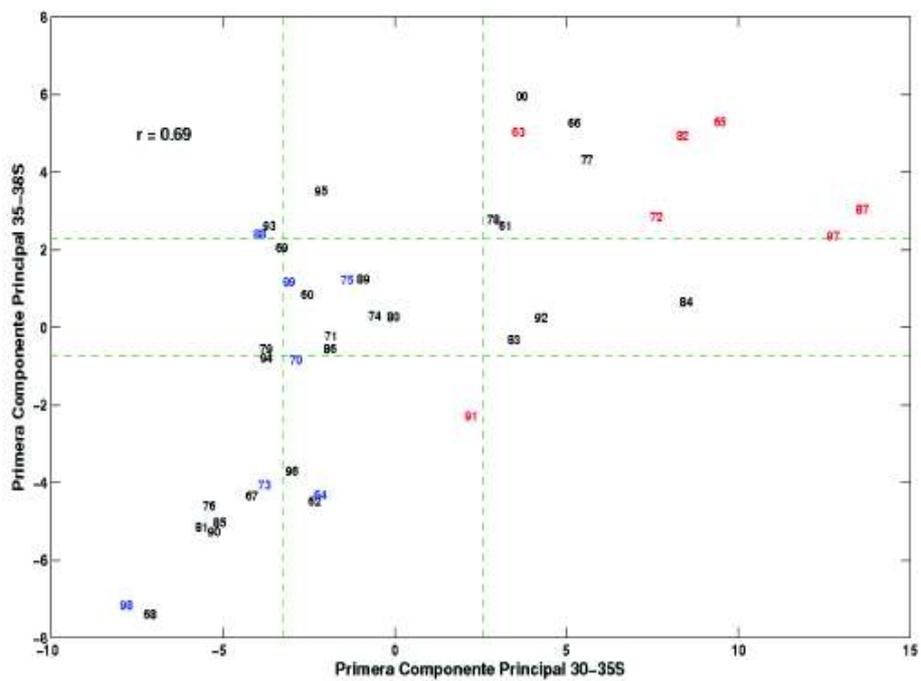


Figura 43: Diagrama de dispersión entre las componentes principales de la precipitación invernal en las regiones 30°-35°S y 35°-38°S. Las barras indican los límites de los terciles de la distribución para cada componente principal. En la esquina superior izquierda, se indica el coeficiente de correlación  $r$  entre las series. Años marcados con rojo (azul) corresponden a una fase cálida (fría) del ciclo ENOS.

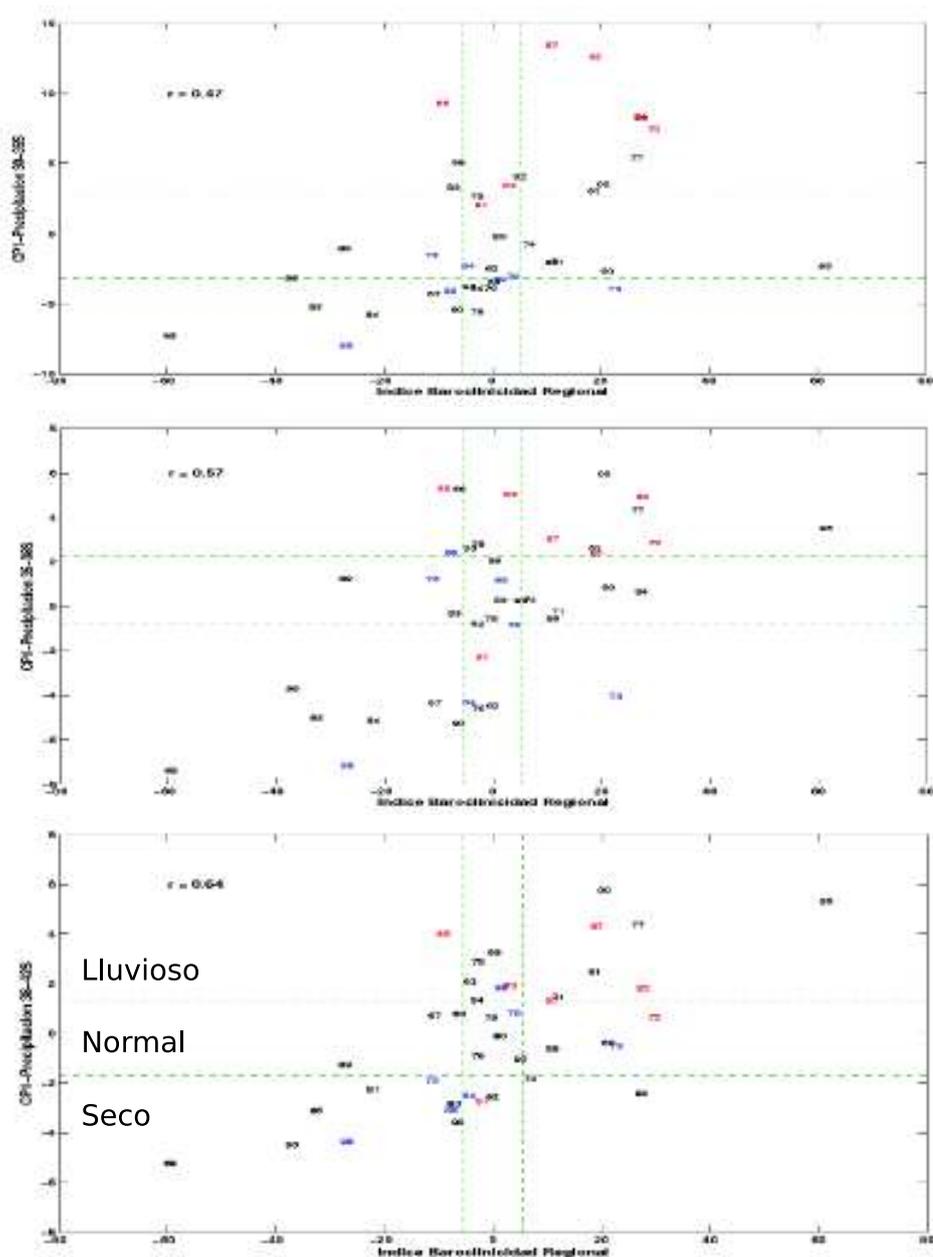


Figura 44: Diagramas de dispersión entre el índice de baroclinicidad regional, calculado como la diferencia entre las temperaturas medias en la baja tropósfera de las regiones  $100^{\circ}$ - $90^{\circ}$ W,  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ S y  $70^{\circ}$ - $60^{\circ}$ W,  $42.5^{\circ}$ - $52.5^{\circ}$ S y cada componente principal representativa de la precipitación en las regiones  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$ S (arriba),  $35^{\circ}$ - $38^{\circ}$ S (al medio) y  $38^{\circ}$ - $42^{\circ}$ S (abajo). Barras horizontales y verticales indican los terciles de la distribución, en tanto que en la esquina superior izquierda se indica el coeficiente de correlación  $r$  entre las series. Años marcados con rojo (azul) corresponden a una fase cálida (fría) del ciclo ENOS.

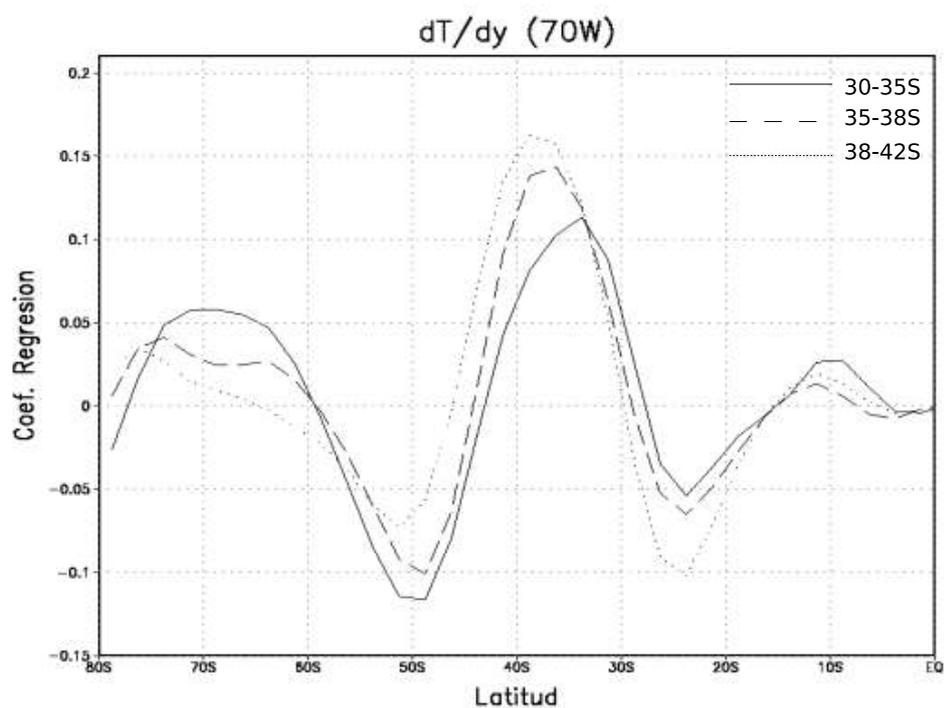


Figura 45: Variación latitudinal a lo largo de 70°W de los coeficientes de regresión del gradiente térmico meridional en 200 hPa y los índices de la precipitación invernal en las regiones 30°-35°S, 35°-38°S y 38°-42°S.

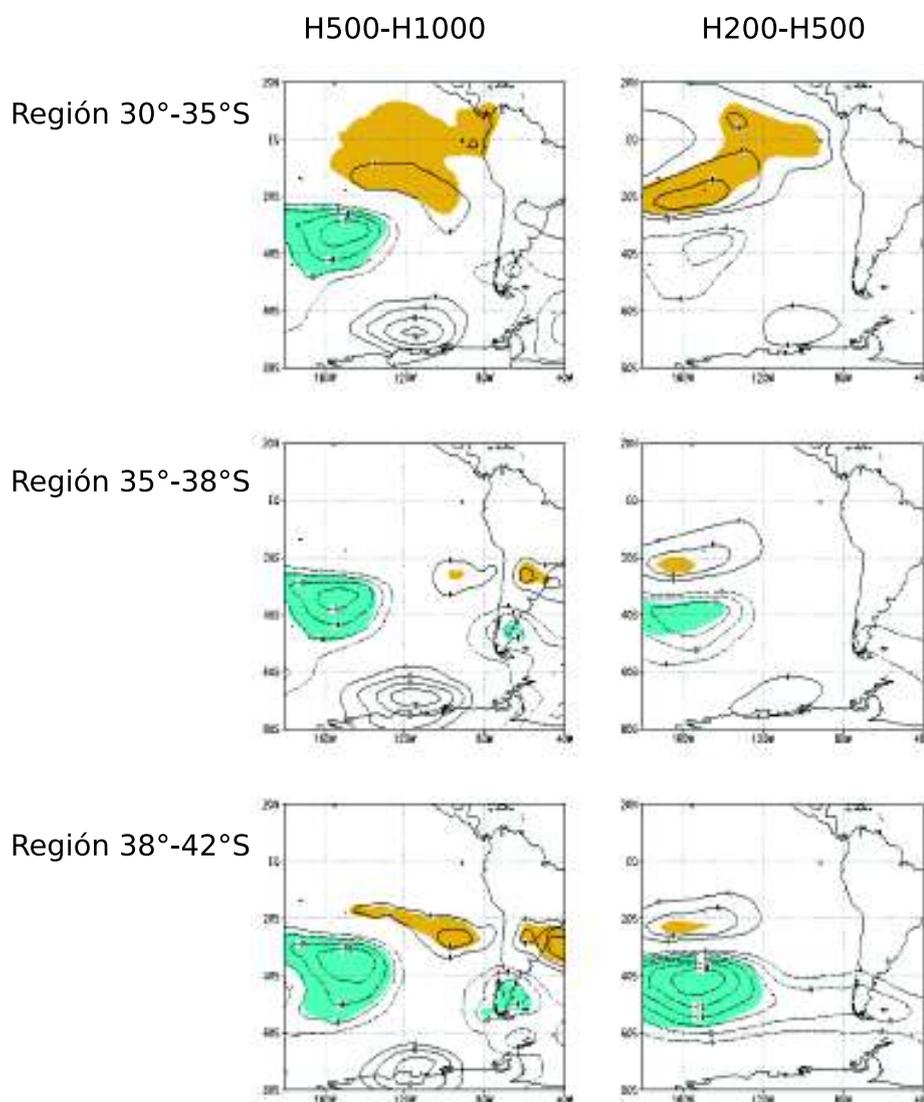


Figura 46: Mapas de regresión y correlación entre la primera componente principal de la precipitación invernal en las regiones 30°-35°S, 35°-38°S y 38°-42°S con los campos de espesor en la baja tropósfera (paneles izquierdos) y alta tropósfera (paneles derechos). Las correlaciones mayores a  $|0.4|$  se distinguen con colores claros (valores positivos) y oscuros (valores negativos).

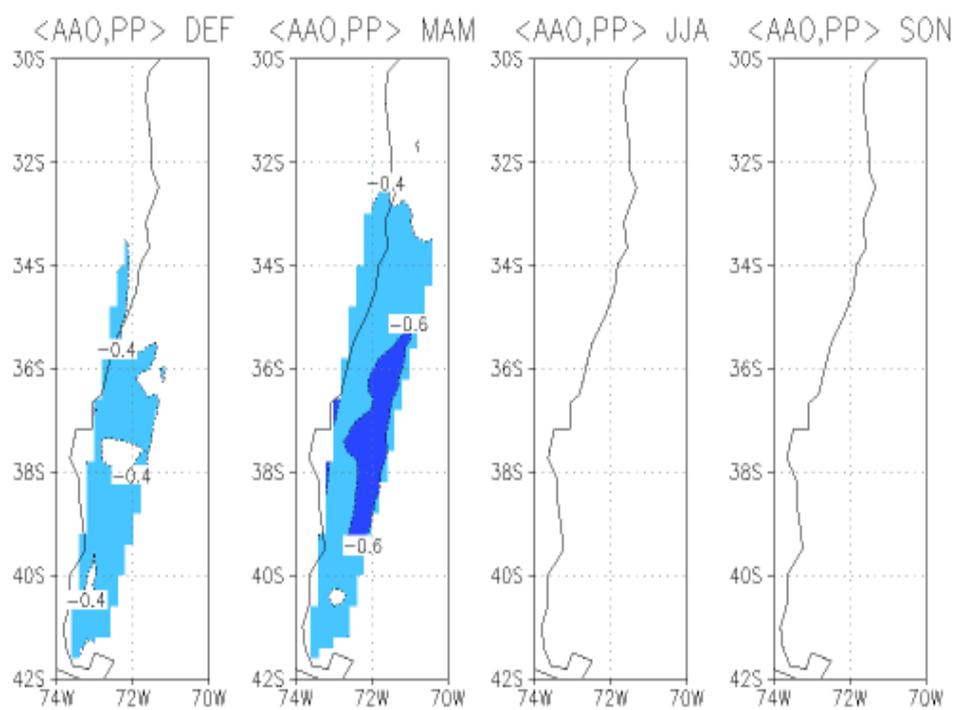


Figura 47: Correlación entre el índice estacional de la AAO y la precipitación en Chile central. De izquierda a derecha se ve la correlación durante verano, otoño, invierno y primavera. Sólo las correlaciones mayores a  $|0.4|$  son sombreadas. Para conocer cómo se definió el índice AAO, ver el texto.

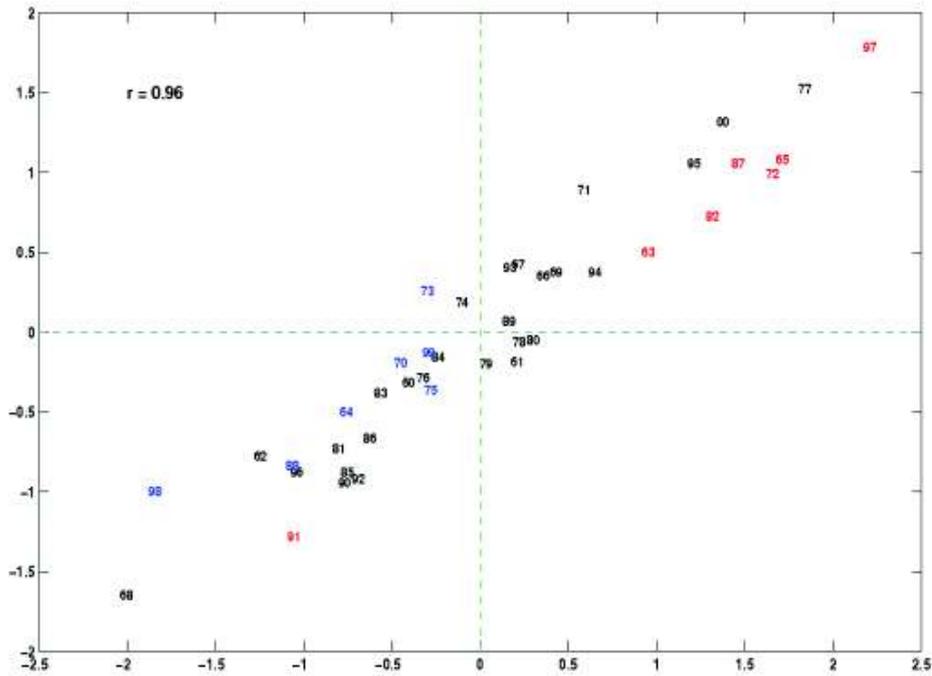


Figura 48: Diagrama de dispersión entre la componente canónica asociada al campo combinado SLP-H200 calculada sin tendencia en los datos (eje X) y la componente calculada con tendencia (eje Y) a la cual se le extrajo la tendencia. En la esquina superior izquierda, se indica el coeficiente de correlación  $r$  entre las series. Los años marcados con rojo (azules) son de fase cálida (fría) del ciclo ENOS.

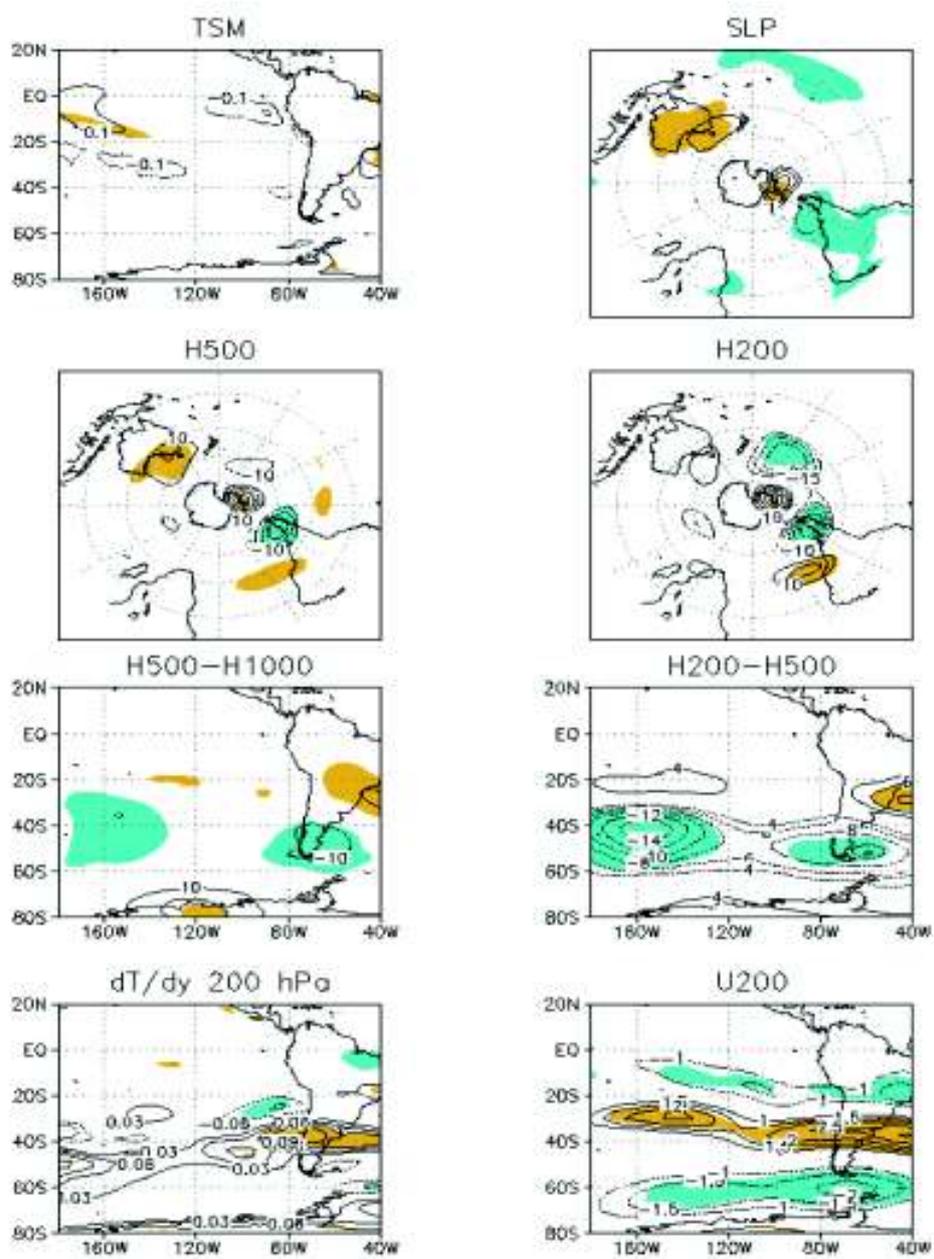


Figura 49: Como en la figura 18 pero con los años vinculados a ENSO removidos.

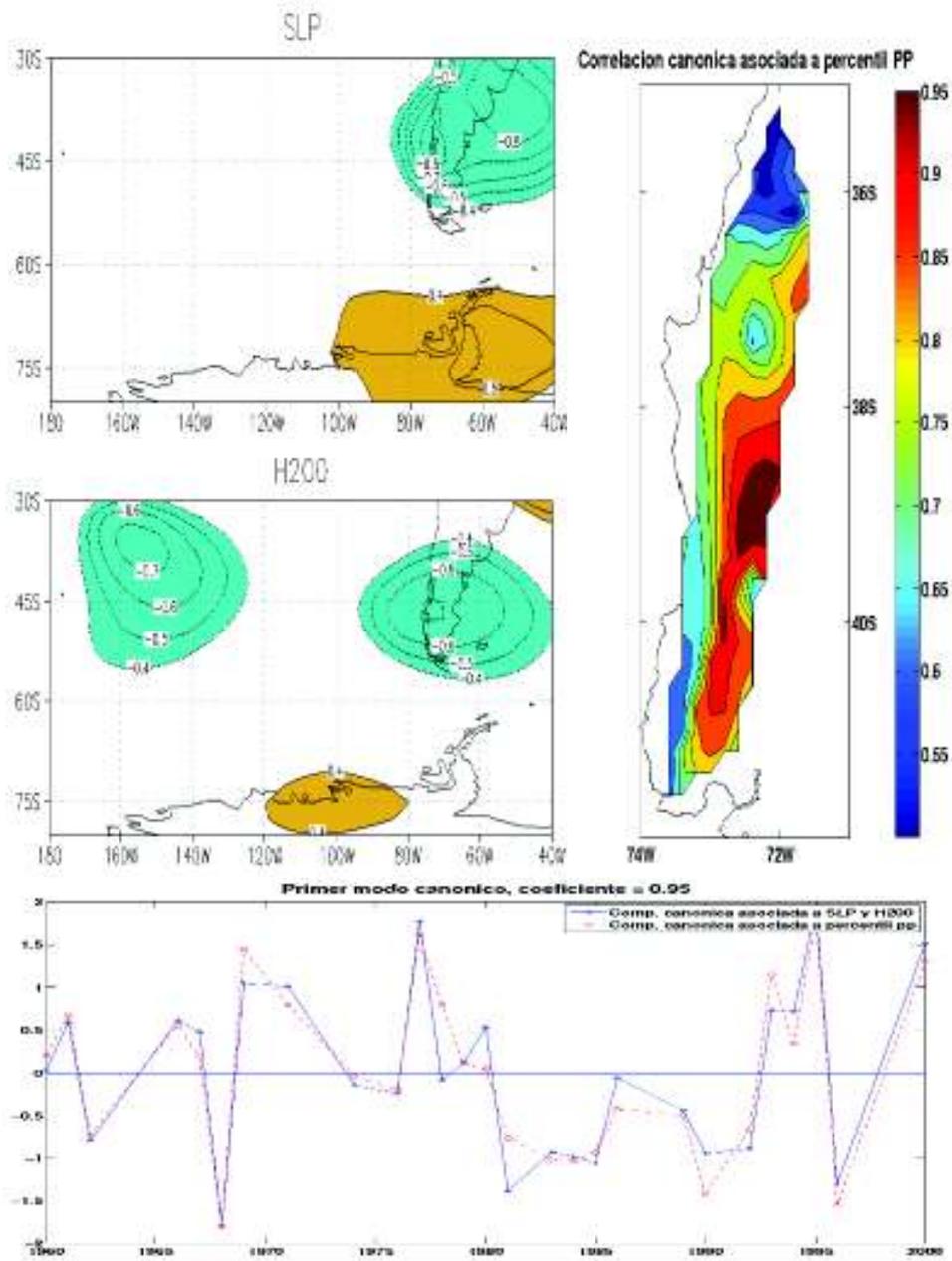


Figura 50: Como en la figura 13 pero con los años vinculados a ENSO removidos.



## Apéndice A

# Percentiles de precipitación invernal

En base al período 1960-2000, se muestra la precipitación invernal en Chile central normalizada como percentiles de acuerdo a una distribución de Weibull, los cuales fueron calculados de acuerdo a la relación:

$$p(x_{(i)}) = \frac{i}{N + 1}$$

Donde  $p$  representa la probabilidad de que un valor cualquiera de la serie de precipitación invernal, sea menor a cualquier otro valor específico  $x$  de la misma, mientras que  $i$  indica la posición en la serie ordenada de forma ascendente.  $N$  en tanto, es el número total de valores.

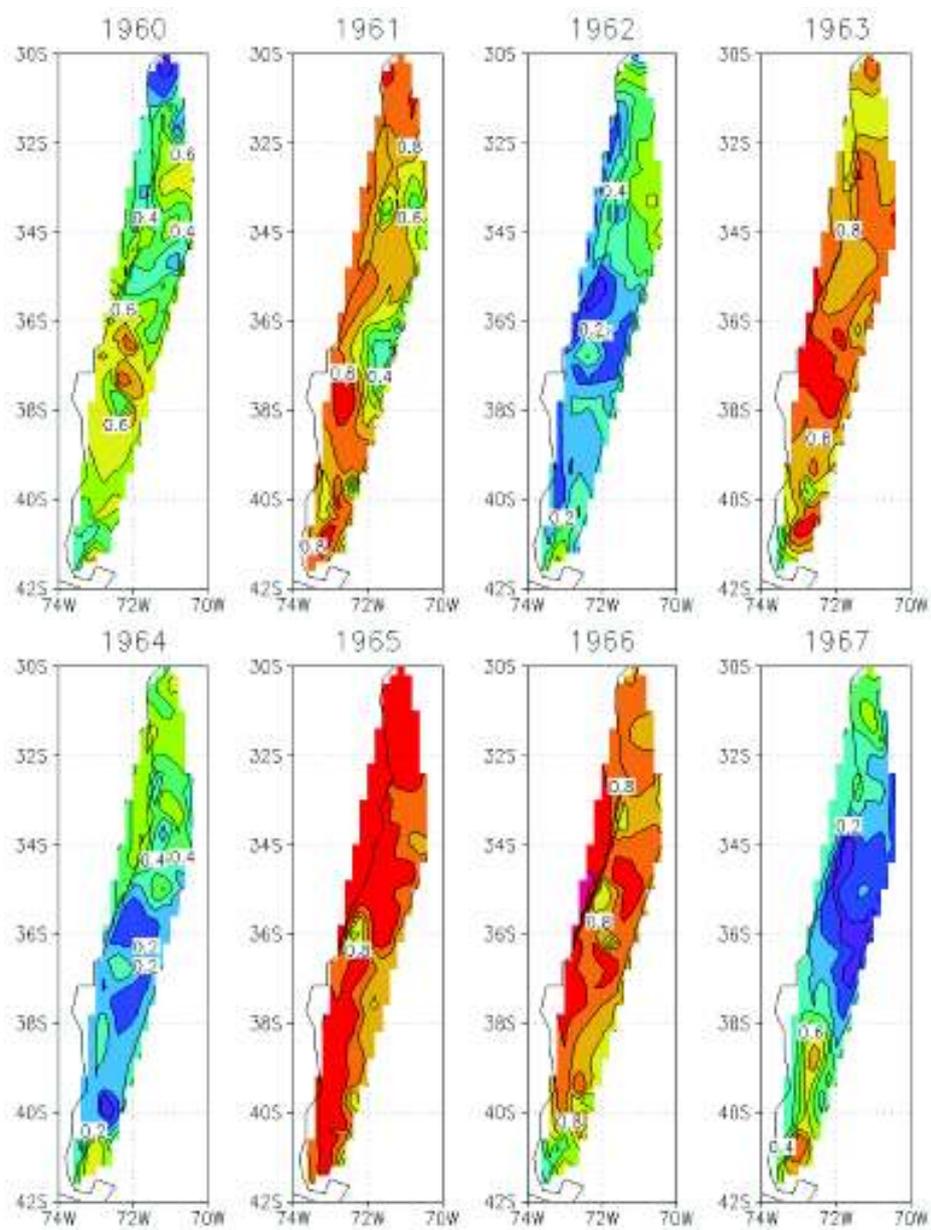


Figura 51: Percentiles de precipitación invernal en Chile central, período 1960-1967.

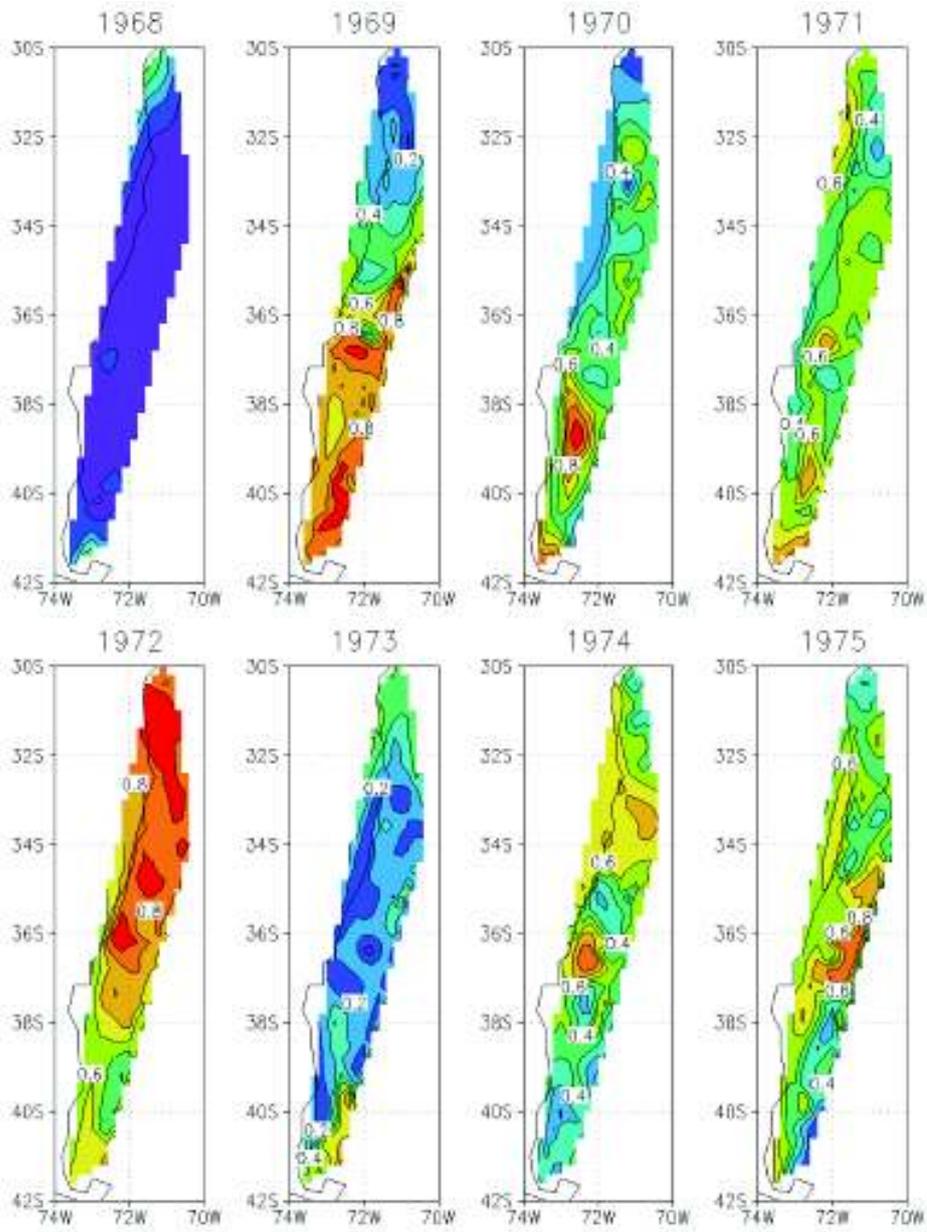


Figura 52: Como en la figura 51 pero para el período 1968-1975.

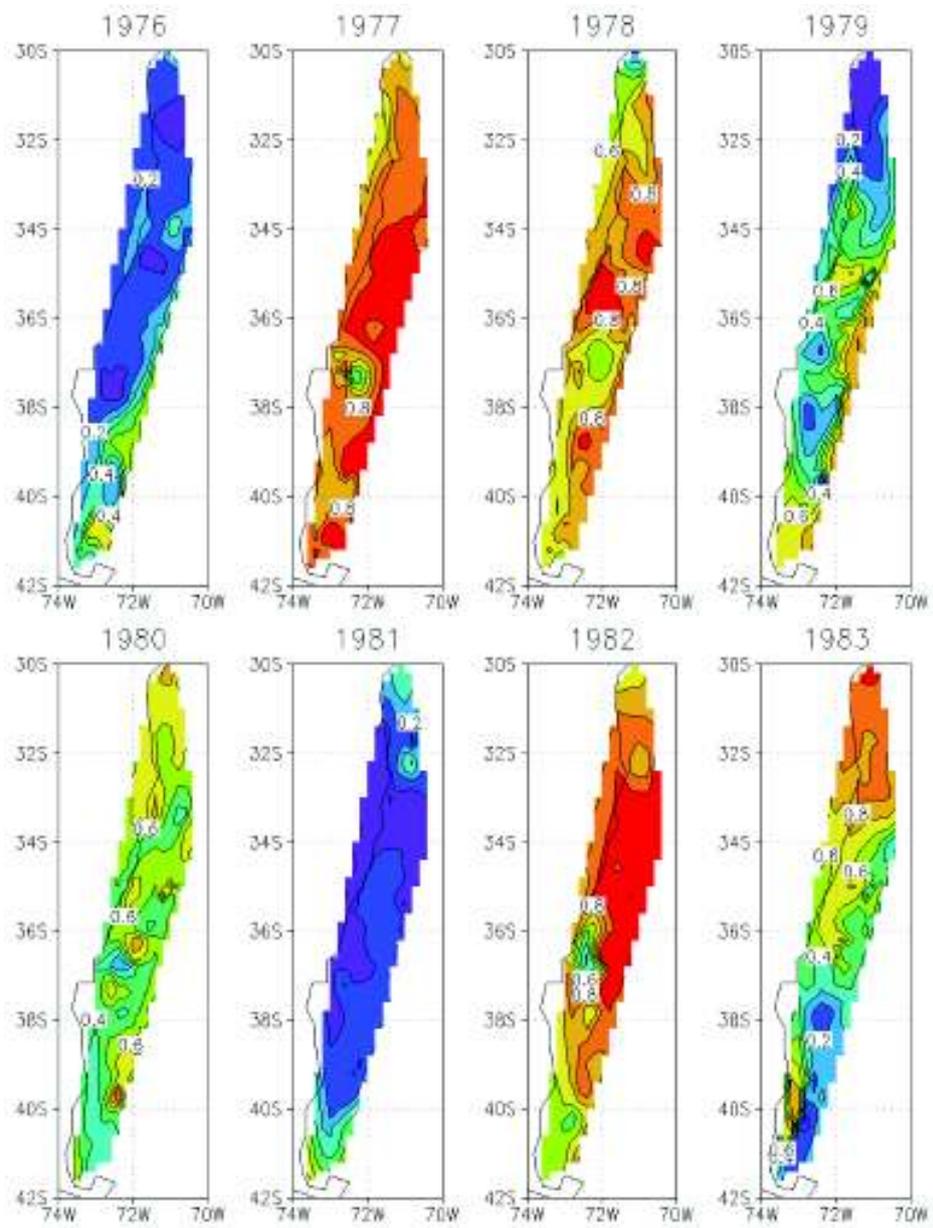


Figura 53: Como en la figura 52 pero para el período 1976-1983.

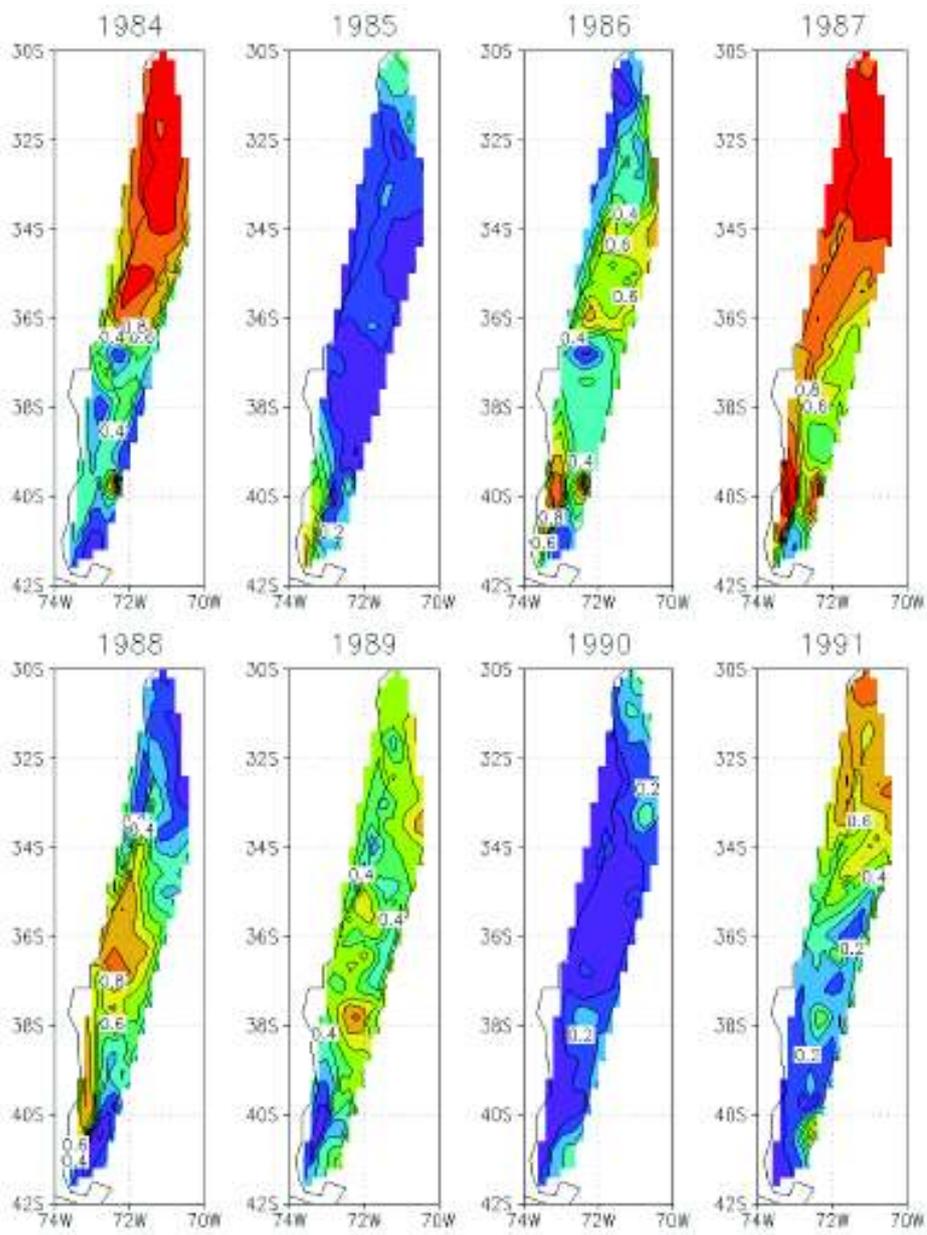


Figura 54: Como en la figura 53 pero para el período 1984-1991.

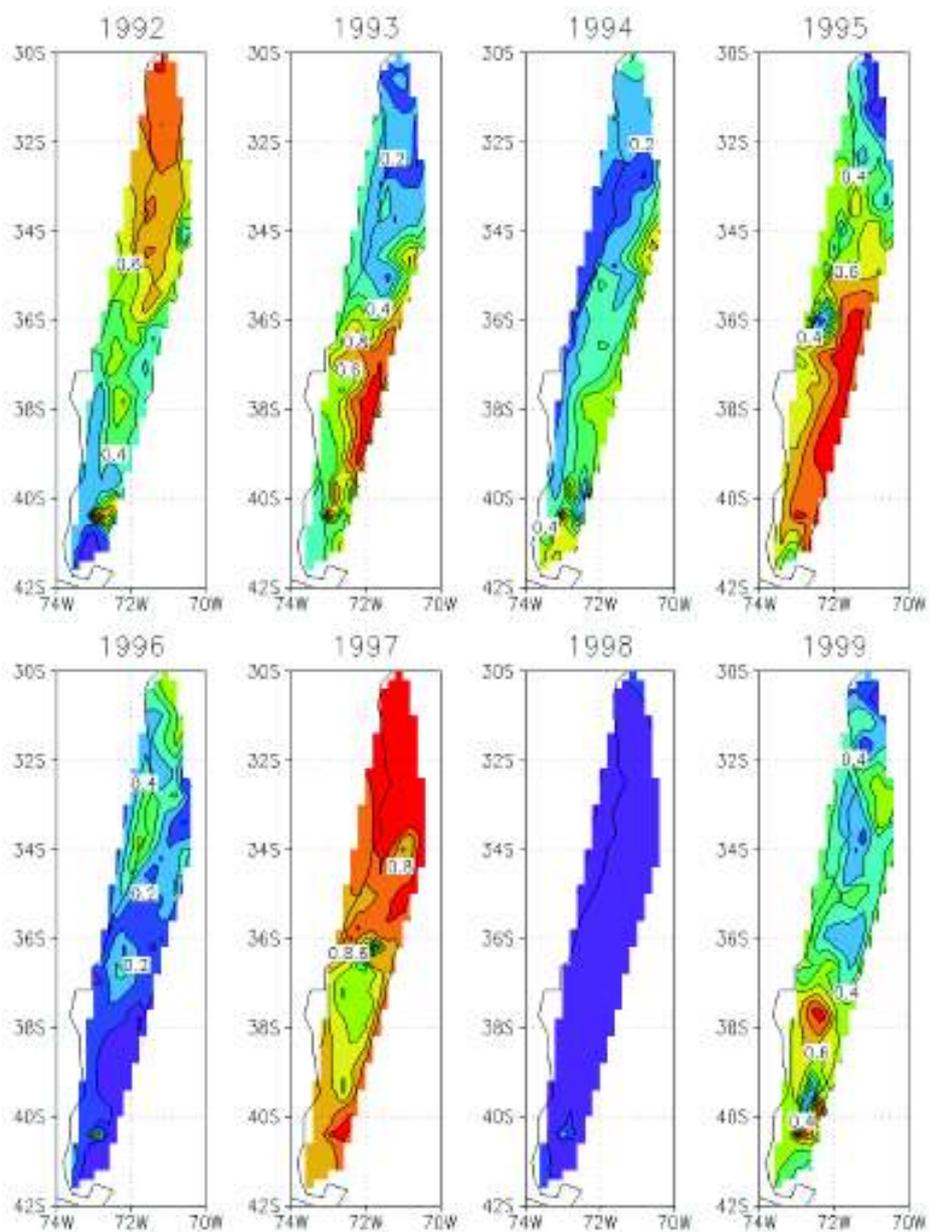


Figura 55: Como en la figura 54 pero para el período 1992-1999.

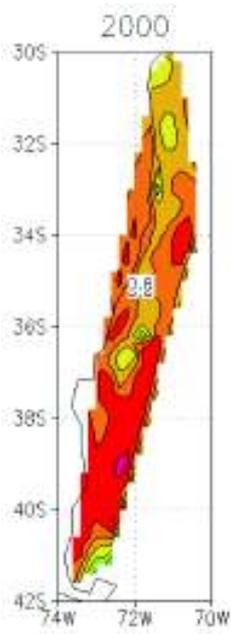


Figura 56: Como en la figura 55 pero para el año 2000.



## Referencias

- Aceituno, P., 1987** On the interannual variability of South American climate and the Southern Oscillation. PhD. Thesis. University of Wisconsin - Madison, 128 pp.
- , **1988** On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part 1: Surface climate. *Monthly Weather Review*, **116**, 505-524.
- , **1989** On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part 2: Upper air circulation. *Journal of Climate*, **2**, 341-355.
- , **1992a** El Niño, the Southern Oscillation, and ENSO: Confusing Names for a Complex Ocean-Atmosphere Interaction *Bulletin American Meteorological Society*, **73**, 483-485.
- , **1992b** Anomalías de precipitación en Chile central relacionadas con la Oscilación del Sur: Mecanismos asociados. p. 1-6 en Extended Abstract: Paleo-ENSO Records International Symposium, Lima - Perú, 4-7 Marzo de 1992. 333 pp.
- , **1998** Elementos del clima del Altiplano Sud Americano. *Rev. Geofísica-IPGH*, **44**, 37-55.
- , y **R. Garreaud, 1995** Impactos de los fenómenos El Niño y La Niña sobre regímenes fluviométricos andinos *Rev. Soc. Chilena de Ing. Hidráulica*, **10**, 33-43.
- Barnett, T. y R. Preisendorfer, 1987** Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for North American surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. *Monthly Weather Review*, **115**, 1825-1850.

- Barros, V., y M. Doyle, 1997** Interannual Variability of Precipitation in Southern South America. Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria-South Africa, 7-11 Abril de 1997
- Bidegain, M. y R.M. Caffera, 1991** Comportamiento de la precipitación en la región sureste de América del Sur (Uruguay), asociado con los índices de la Oscilación del Sur (IOS) y El Niño (TSM). Anales del VI Congreso Argentino de Meteorología, Bs. As. Argentina.
- Bjerkness, J., 1969** Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**, 163-172.
- Boisier, J., 2008** Bloqueos atmosféricos y bajas segregadas: Climatologías, proyecciones y efectos sobre la variabilidad de la precipitación en Chile. Tesis de Magíster, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 84 pp.
- Bretherton, C., C. Smith y J. Wallace, 1992** An intercomparison of methods for finding coupled patterns on climate data. *J. Climate*, **5**, 541-560..
- Carrasco, J.F., 2006** Precipitation events in central Chile and its relation with the MJO. *Proceedings of 8 ICHSMO*, Foz de Iguazu, Brasil, 24-28 Abril 2006, INPE, p. 1719-1722.
- Chumacero, R., R. Paredes y J.M. Sánchez, 2000** El costo de la crisis eléctrica en Chile: Una Propuesta *Cuadernos de Economía*, **111**, 323-328.
- Del Río, A. 1989** Estudio de algunos aspectos físicos que contribuyen a la variación interanual de la precipitación en Chile central. Memoria Ingeniería Civil, Universidad de Chile, 53 pp.
- Fuenzalida, H., 1971** Climatología de Chile. Publicación interna del Departamento de Geofísica y Geología. Universidad de Chile, 90 pp.
- , **1982** País de extremos climáticos: *Chile, esencia y evolución*, H. García (Ed.), Instituto de estudios regionales de la Universidad de Chile, 90 pp.

- , **R. Sánchez, y R. Garreaud, 2005** A climatology of cut off lows in the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, **110**: D1801 (DOI: 10.1029/2005JD005934)
- Garreaud, R., 1993** Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas en Chile central. Tesis de Magíster, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 133 pp.
- , **1994** Configuraciones atmosféricas regionales durante grandes tormentas pluviales en Chile central. *Meteorológica*, **19**, 73-81.
- , **2000** Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3346-3379
- , **y D. Battisti, 1999** Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability of the tropospheric circulation in the Southern Hemisphere *J. Climate*, **12**, 2956-2964.
- , **y P. Aceituno, 2001** Interannual rainfall variability over the South American Altiplano *J. Climate*, **14**, 2779-2789
- , **2007** Atmospheric circulation over South America: Mean features and variability. Capítulo 2 en *The Physical Geography of South America*. T. Veblen, K. Young y A. Orme (Eds). Oxford University Press.
- Gong, D.Y., y S.W. Wang, 1998** Antarctic oscillation: concept and applications. *Chinese Sci. Bull.*, **43**, 734-738.
- , **1999** Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459-462.
- Ghil, M., y K. Mo, 2001** Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part 2: Southern Hemisphere *J. Atmos. Sci.*, **48**, 780-790.
- Grimm, A., 1997** Impact of southern oscillation on rainfall over southern Brazil. Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria-South Africa, 7-11 Abril de 1997
- Horel, J., y J. Wallace, 1981** Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.

- Illari, L., y J.C. Marshall, 1983** On the interpretation of eddy fluxes during a blocking episode. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179-1196.
- INE, 2002** Síntesis de resultados XVII Censo de Población y VI de vivienda. Instituto Nacional de Estadística (INE), 50 pp.
- Kalnay, E., y Coautores, 1996** The NCEP/NCAR 40-year reanalysis Project *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Karoly, D., 1989** Southern hemispheric circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events *J. Climate*, **2**, 1239-1252
- Kiladis, G.N., y H. Díaz, 1989** Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation *J. Climate*, **2**, 1069-1090.
- , y **K.C. Mo, 1998** Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere*, D.J. Karoly y D.G. Vincent, Eds., Amer. Meteor. Soc., 307-336.
- Kousky, V.E., y M.A. Gan, 1981** Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, **33**, 538-551.
- Lorenz, E.N., 1956** Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Sci. Rep. No. 1, Statistical Forecasting Project, M.I.T., Cambridge, MA, 48 pp.
- Liu, Q., 1994** On the definition and persistence of blocking. *Tellus*, **46A**, 286-298.
- Madden, R., y P. Julian, 1971** Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind. *Journal of Atmospheric Sciences*, **28**, 702-708.
- Marques, R.F.C., y V.B. Rao, 1999** A diagnostic of a long-lasting blocking event over the southeast Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1761-1776.
- Miller, A., 1976** The Climate of Chile. *Climates of Central and South America*, W. Schwerdtfeger, Ed. Elsevier, 113-145.
- Mo, K.C., y R.W. Higgins, 1997** The Pacific-South American mode and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1581-1596.

- Montecinos, A., 1998** Pronóstico estacional de la precipitación en Chile central. Tesis de Magíster, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 116 pp.
- , **A. Díaz, y P. Aceituno, 2000** Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *J. Climate*, **13**, 746-758.
- , **y P. Aceituno, 2003** Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies *J. Climate*, **16**, 281-296.
- Nan, S., y J. Li, 2003** The relationship between summer precipitation in the Yangtze River valley and the previous Southern Hemisphere Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(24), 2266, doi: 10.1029/2003GL018381.
- Pisciottano, G., A. Diaz, G. Cazes y C.R. Mechoso, 1994** El Niño - Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. *J. Climate*, **7**, 1286-1302.
- Pittock, A.B., 1980** Paterns of climatic variation in Argentina and Chile. Part 1: Precipitation, 1931-1960. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1347-1361.
- Pizarro, J.G., y A. Montecinos, 2000** Cutoff cyclones off the subtropical coast of Chile. Preprints, *Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Santiago, Chile, Amer. Meteor. Soc., 278-279.
- Quinn, W.H., y V.T. Neal, 1983** Long-term variations in the Southern Oscillation, El Niño, and the Chilean subtropical rainfall. *Fish. Bull.*, **81**, 1258-1288.
- Reason, C.J.C., M. Rouault, J.L. Melice, y D. Jagadheesha, 2002** Interannual winter rainfall variability in SW South Africa and large scale ocean - atmosphere interactions. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **80**, 19-29.
- , **y M. Rouault, 2005** Links between the Antarctic Oscillation and winter rainfall over western South Africa. *Geophys. Res. Lett.*, **32**(7) doi:10.1029/2005GL022419.

- Renwick, J.A., 2004** Trends in the Southern Hemisphere polar vortex in NCEP and ECMWF reanalyses. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07209, doi: 10.1029/2003GL019302.
- , **2005** Persistent positive anomalies in the Southern Hemisphere circulation. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 977-988.
- , y **M.J. Revell, 1999** Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2233-2247.
- Rex, D.P., 1950** blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate (II). The climatology of blocking actions. *Tellus*, **2**, 275-301.
- Reynolds, R.W., N. Rayner, T. Smith, D. Stokes, y W. Wang, 2002** An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, **15**, 1609-1625.
- Ropelewsky, C.F., y M.S. Halpert, 1987** Global and regional - scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606-1626.
- Rossenblüth, B., y A. Vielma, 1981** Obtención de series resúmenes de precipitación en Chile central *Tralka*, **2**, 1-18.
- Rubin, M., 1985** An analysis of pressure anomalies in the Southern Hemisphere *Notos*, **4**, 11-16.
- Rutllant, J., y P. Aceituno, 1991** Southern Hemisphere circulation signals in connection with winter rainfall forecasting in central Chile. Internal Report IC/91/64. International Centre for Theoretical Physics. Trieste, Italy. 20 pp.
- , y **H. Fuenzalida, 1991** Synoptic aspects of the central Chile rainfall variability associated with the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, **11**, 64-76.
- Saavedra, N., E.P. Müller, y A.J. Foppiano, 2002** Monthly mean rainfall frequency model for the central Chilean coast: Some climatic inferences. *Int. J. Climatol.*, **22**, 1495-1509.
- Sinclair, M.R., 1996** A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 245-263.

- Smith, T.M., y R.W. Reynolds, 2004** Improved extended reconstruction of SST. *J. Climate*, **17**, 2466-2477.
- Taljaard, J.J., 1972** Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. *Meteorology of the Southern Hemisphere. Meteor. Monogr.*, No. 35. Amer. Meteor. Soc., 139-211.
- Thompson, D.W.J., y J.M. Wallace, 2000** Annular modes in the extratropical circulation. Part 1: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
- , y **S. Solomon, 2002** Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895-899.
- Trenberth, K.E., 1991** Storm tracks in the Southern Hemisphere *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2159-2178.
- , **1997** The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.
- , y **K.C. Mo, 1985** Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 3-21.
- Van Loon, H., 1956** Blocking action in the Southern Hemisphere *Notos*, **5**, 171-177.
- , y **R.A. Madden, 1981** The Southern Oscillation. Part 1. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1150-1162.
- Venegas, S.A., 2001** Statistical methods for signal detection in climate. Report 2, Danish center for earth system science (DCESS), Niels Bohr institute for Astronomy, Physics and Geophysics, University of Copenhagen, Denmark. 96 pp.
- Vera, C., G. Silvestri, V. Barros, y A. Carril, 2004** Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. *J. Climate*, **17**, 1741-1753.
- Von Storch, H., 1999** Spatial patterns: EOFs and CCA en Analysis of climate variability - Applications of statistical techniques. Segunda edición, editado por H. Von Storch y A. Navarra, pp. 231-263. Springer-Verlag, Berlín.

- Wallace, J.M., C. Smith, y C.S. Bretherton, 1992** Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *J. Climate*, **5**, 561-576.
- , y **D.S. Gutzler, 1981** Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784-812.
- Walker, G.T., y E.W. Bliss, 1932** World weather. *V. Mem. Roy. Meteor. Soc.*, **4**, 53-84.
- Wang, S.W., 1992** Studies on the Atmospheric Centers of Action. Reporte en State University of New York at Stony Brooks, 32 pp.
- Wang, H., y M. Ting, 2000** Covariabilities of winter U.S. precipitation and Pacific sea surface temperatures. *J. Climate*, **13**, 3711-3719.
- White, W.B., 2000** Influence of the Antarctic Circumpolar Wave on Australian precipitation from 1958 to 1997. *J. Climate*, **13**, 2125-2141.
- , y **N.J. Cherry, 1999** Influence of the Antarctic Circumpolar Wave upon New Zealand temperature and precipitation during autumn-winter. *J. Climate*, **12**, 960-976.
- Wiedenmann, J.M., A. Lupo, I. Mokhov, y E. Tikhonova, 2002** The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: BLock intensity as a diagnostic. *J. Climate*, **15**, 3459-3473.
- Xie, P., y P.A. Arkin, 1997** Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539 - 2558.
- Zhang, Y., J.M. Wallace, y D.S. Battisti, 1997** ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-93. *J. Climate*, **10**, 1004-1020.
- Zhou, J., y K.M. Lau, 1998** Does a monsoon climate exist over South America?. *J. Climate*, **11**, 1020-1040.