

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA



VARIACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA ISOTERMA  
0°C EN LA ATMÓSFERA SOBRE LA REGIÓN  
CHILE-PACÍFICO SURORIENTAL

Natalia Elizabeth Sepúlveda Mora

Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico

Marzo 2016

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**VARIACIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA ISOTERMA  
0°C EN LA ATMÓSFERA SOBRE LA REGIÓN  
CHILE-PACÍFICO SURORIENTAL**

**Natalia Elizabeth Sepúlveda Mora**

**Habilitación Profesional  
para optar al Título de Geofísico**

Profesor guía:  
Dr. Aldo Montecinos

Comisión:  
Dr. Jorge Carrasco  
Dra. Alejandra Stehr



Marzo 2016

# Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer a mi familia por el constante e incondicional apoyo que me han dado a lo largo de todos estos años. También a Luis, por su desinteresado apoyo y amor, y por soportarme y quererme tal como soy, además de su gran ayuda para ultimar los detalles de este trabajo. De igual manera agradezco a mi profesor guía, Aldo Montecinos, por su apoyo, guía y disposición cada vez que necesité de su ayuda. A don Jorge Carrasco, el cual fue muy amable cada vez que le consulté algo, y además le agradezco por facilitarme los sondeos que me faltaban. También quiero agradecer a mis compañeros de carrera, los cuales me ayudaron en más de una ocasión; destaco principalmente la ayuda de Marcela, quien siempre estuvo dispuesta a entregar su ayuda de la manera más desinteresada posible. También agradezco a mis pocos, pero buenos amigos, ya que ellos alegran mis días. Y por último, agradezco enormemente al Centro de Recursos Hídricos para la Agricultura y la Minería (CRHIAM/CONICYT/FONDAP/15130015) por el financiamiento recibido para llevar a cabo este estudio.

# Resumen

En Chile, la mayor parte de los glaciares se ubica sobre la cordillera de los Andes, siendo así una fuente hidrológica importante, principalmente para la Zona Norte-Centro del país, donde los recursos hídricos son más escasos. Estudios recientes de los glaciares en Chile, han mostrado una tendencia generalizada al retroceso en alrededor de un 87% de los glaciares estudiados, atribuido principalmente al calentamiento troposférico por acción antropogénica. En este sentido, la variación en la altitud de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  determina la elevación de la línea de equilibrio, la cual a su vez, define el límite entre las zonas de ablación y de acumulación en un glaciar. Por este motivo, se espera que al haber un aumento (o disminución) de la elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$ , aumente (o disminuya) el derretimiento de la nieve o hielo sobre la cordillera de los Andes.

Este estudio se enfoca en analizar las variaciones en altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  durante las últimas décadas, utilizando tanto datos de radiosondas como del reanálisis de alta resolución espacial NCEP-CFSR. El trabajo contempla el análisis de tendencias estacionales a través datos de radiosonda, la validación de los datos de reanálisis, la obtención del primer modo EOF de variabilidad interanual y frecuencias más bajas por estación del año, y la relación de este modo con diferentes espesores atmosféricos y su posible relación con la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO).

Entre los principales resultados se encuentra un patrón de calentamiento atmosférico en el norte del país (al norte de  $30^{\circ}\text{S}$ ) en todas las estaciones del año, el cual es más intenso en la parte superior de la tropósfera. Este calentamiento observado es parte del patrón exhibido por el hemisferio sur. Además, se observan dos núcleos de signo inverso en invierno y primavera tanto para la elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  como para el espesor 850-500 hPa, con el calentamiento mencionado en la zona norte y con un enfriamiento atmosférico en la Zona Centro-Sur en invierno, y desplazado hacia latitudes más australes en primavera. Este patrón observado es confirmado tanto por los datos de radiosonda, la variación en altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  y la variación de los diferentes espesores atmosféricos.

# Índice

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Glaciares andinos y su relación con la isoterma 0°C	2
1.2. Recursos hídricos en Chile	4
1.3. Variaciones recientes	5
1.3.1. Variaciones a nivel global	6
1.3.1.1. Emisión de gases de efecto invernadero (GEI)	6
1.3.1.2. Cambios observados en el sistema climático	6
1.3.2. Tendencias en Chile	10
1.3.2.1. Variación en la precipitación	10
1.3.2.1.1. Norte de la Zona Centro Chile (30°S - 35°S)	10
1.3.2.1.2. Sur de la Zona Centro de Chile y Norte-Centro de la Zona Sur de Chile (37°S - 43°S)	11
1.3.2.2. Variación de la temperatura	12
1.3.2.2.1. Temperatura superficial	12
1.3.2.2.2. Estructura vertical de la temperatura	13
1.3.3. Isoterma 0°C	14
1.3.4. Glaciares en Chile	15
1.4. Proyecciones en Chile	19
1.4.1. Temperatura y Precipitación	19
1.4.2. Recursos hídricos	20
1.5. Objetivos	21
1.5.1. Objetivo principal	21
1.5.2. Objetivos específicos	21
1.6. Hipótesis	21
<b>2. Metodología</b>	<b>22</b>
2.1. Fuentes de Datos	22
2.1.1. Datos de radiosondas	22
2.1.2. NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)	22
2.2. Pre-pocesamiento	24
2.2.1. Datos de radiosonda	24
2.2.2. NCEP-CSFR	25
2.3. Validación	25
2.4. Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF)	26
2.5. Correlación Punto	27

2.6.	Análisis de las fases de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO) . . . . .	27
2.7.	Tendencias lineales . . . . .	29
2.8.	Significancia estadística . . . . .	29
<b>3.</b>	<b>Resultados</b>	<b>31</b>
3.1.	Radiosonda . . . . .	31
3.1.1.	Promedios Estacionales . . . . .	31
3.2.	NCEP-CFSR . . . . .	32
3.2.1.	Validación NCEP-CFSR . . . . .	32
3.3.	Variación latitudinal promedio de la elevación de la isoterma 0°C sobre los Andes chilenos . . . . .	39
3.4.	Campos estacionales . . . . .	40
3.4.1.	Campo Promedio . . . . .	40
3.4.2.	Campo de tendencias lineales . . . . .	41
3.5.	Funciones Empíricas Ortogonales . . . . .	42
3.6.	Relación con espesores atmosféricos . . . . .	45
3.7.	Análisis fases IPO . . . . .	50
<b>4.</b>	<b>Discusión</b>	<b>55</b>
4.1.	Patrón de la isoterma 0°C . . . . .	55
4.2.	Tendencias en estaciones de radiosondas . . . . .	55
4.3.	Correlación entre el primer modo de la isoterma 0°C y los espesores atmosféricos (Figuras 28, 29, 30 y 31) . . . . .	56
4.4.	Tendencias lineales y diferencia de medias de los espesores atmosféricos entre las dos últimas fases de la IPO (Figuras 32 y 33) . . . . .	57
<b>5.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>58</b>
<b>6.</b>	<b>Anexos</b>	<b>60</b>

# Índice de figuras

1.	Zonas de un glaciar [Cuffey & Paterson, 2010]. . . . .	3
2.	Recursos disponibles y extracciones por usos consuntivos a partir de la base de datos de la DGA, 2011. Escala logarítmica [Salazar, 2003]. . . . .	5
3.	Emisiones anuales mundiales de GEI antropógenos entre 1970 y 2004 [Solomon, 2007]. . . . .	6
4.	Anomalías observadas en el promedio mundial anual de temperaturas en superficie, terrestres y oceánicas combinadas, desde 1850 hasta 2012, a partir de tres conjuntos de datos. Las anomalías son relativas a la media del periodo 1961-1990 [Stocker et al., 2013 (a)]. . . . .	8
5.	Anomalías de temperatura globales anuales promedio de la baja tropósfera en relación a la climatología entre 1981-2010 de diferentes set de datos [Stocker et al., 2013 (a)]. . . . .	8
6.	Nivel medio global del mar con respecto al promedio del conjunto de datos de más larga duración entre 1900 y 1905, y con todos los conjuntos de datos alineados para tener el mismo valor en 1993, primer año de datos de altimetría por satélite. Todas las series temporales (líneas de color que indican los diferentes conjuntos de datos) muestran valores anuales, y, en los casos en que se han evaluado, las incertidumbres se indican mediante sombreado de color [Stocker et al., 2013 (a)]. . . . .	9
7.	Promedio de la extensión del hielo marino del Ártico para los meses de Julio, Agosto y Septiembre (verano) [Stocker et al., 2013 (a)]. . . . .	9
8.	Comparación del cambio climático observado y simulado en relación a promedios globales. En los gráficos de temperaturas, si la cobertura espacial de la región es inferior al 50 % las observaciones se señalan con líneas discontinuas. En el gráfico correspondiente al contenido calorífico del océano, la línea continua muestra las zonas donde la cobertura de datos es buena y de mayor calidad y la línea discontinua muestra las zonas donde la cobertura de datos solo es suficiente. Los resultados de los modelos mostrados representan gamas de conjuntos para varios modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) [Stocker et al., 2013 (a)]. . . . .	10
9.	Tendencia lineal de la precipitación anual en estaciones chilenas individuales (30°S-53°S) para el periodo entre 1970-2000. Los valores son expresados como el cambio en unidades estandarizadas cada 10 años. Los puntos indican los límites para los niveles de significancia del 95 % [Quintana & Aceituno, 2006].	11

10.	Variación latitudinal de la temperatura superficial entre 1979-2006. a) Gráfico latitud vs tendencia de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}/\text{década}$ ), los círculos representan la tendencia, mientras que el color la altura de la estación de la que provienen los datos. Las barras sólidas representan los rangos de confianza del 90 %. Los triángulos apuntando hacia arriba indican tendencias de la temperatura máxima diaria, y hacia abajo, mínima diaria. Las líneas verdes y azules corresponden a tendencias de la temperatura superficial del mar a partir de ERSST y HadISST, siendo la región gris sus rangos de confianza del 90 %. b) Ubicación de las estaciones utilizadas [Falvey & Garreaud, 2009]. . . . .	12
11.	Perfiles verticales de las tendencias de temperatura en el (a) Norte, (b) Centro, y (c) Sur de Chile. Las tendencias sobre el fondo naranja representan la atmósfera, mientras que la azul al océano desde datos radiosonda, con sus intervalos de confianza al 90 % en el área sombreada del mismo color [Falvey & Garreaud, 2009]. . . . .	13
12.	Cambio de la temperatura del aire cerca de la superficie (promedio anual) simulado por el modelo PRECIS-DGF para fines del presente siglo (2070-2100 bajo escenario A2) y condición actual (1960-1990) [Garreaud, 2011]. . . . .	19
13.	Cambio de la precipitación media anual (expresada en mm/mes) simulado por el modelo PRECIS-DGF para fines del presente siglo (2070-2100 bajo escenario A2) y condición actual (1960-1990) [Garreaud, 2011]. . . . .	20
14.	Ubicación de las estaciones de radiosonda en Chile. En verde, Antofagasta, en rojo Quintero, en amarillo Santo Domingo, en magenta Puerto Montt y en color negro Punta Arenas. . . . .	23
15.	Descenso promedio de los datos en la estación Quintero/Santo Domingo en Primavera, luego de ser trasladada desde Quintero hacia Santo Domingo. La media de los datos en Quintero corresponde a la línea roja y el promedio en Santo Domingo corresponde a la línea azul. . . . .	24
16.	Compuestos de anomalías de la TSM durante la fase positiva y negativa de la IPO utilizando HadISST2.1 (izquierda) entre 1870-2007 y ERSSTv3b (derecha) entre 1870 y 2013 [Henley et al., 2015]. . . . .	29
17.	Promedios estacionales (m) y tendencias lineales (m/década) para cada estación de radiosondas entre 1957-2014 (excepto Punta Arenas, 1975-2014). Las tendencias lineales significativas al 95 % mediante Monte Carlo son indicadas con (*). . . . .	32
18.	Diagrama de Taylor para las 4 estaciones de radiosonda utilizando las anomalías de datos diarios. . . . .	33

19.	Variabilidad interanual para Antofagasta con datos de radiosonda (azul) y reanálisis NCEP-CFSR (rojo) para verano, otoño, invierno y primavera. Tendencias lineales indicadas con flechas para cada set de datos, con (*) los valores significativos al 95 % mediante el test de Monte Carlo. . . . .	36
20.	Variabilidad interanual para Quintero/Santo Domingo con datos de radiosonda (azul) y reanálisis NCEP-CFSR (rojo) para verano, otoño, invierno y primavera. Tendencias lineales indicadas con flechas para cada set de datos, con (*) los valores significativos al 95 % mediante el test de Monte Carlo. . . . .	37
21.	Variabilidad interanual para Puerto Montt con datos de radiosonda (azul) y reanálisis NCEP-CFSR (rojo) para verano, otoño, invierno y primavera. Tendencias lineales indicadas con flechas para cada set de datos, con (*) los valores significativos al 95 % mediante el test de Monte Carlo. . . . .	38
22.	Variabilidad interanual para Punta Arenas con datos de radiosonda (azul) y reanálisis NCEP-CFSR (rojo) para verano, otoño, invierno y primavera. Tendencias lineales indicadas con flechas para cada set de datos, con (*) los valores significativos al 95 % mediante el test de Monte Carlo. . . . .	39
23.	Medias estacionales de la elevación de la isoterma 0°C para verano (rojo), otoño (verde), invierno (azul) y primavera (negro) tanto para los datos observacionales (puntos) como para los de reanálisis NCEP-CFSR (líneas) entre 17°S y 56°S y a una longitud constante promediada entre 70°O y 68°O. El área café corresponde a la topografía para la misma latitud, y con la longitud que posee mayor elevación topográfica entre 70°O y 68°O a partir de ETOPO5.	40
24.	Campo promedio para las distintas estaciones del año. Verano, Otoño, Invierno y Primavera, para el periodo comprendido entre 1979 y 2014 utilizando los datos NCEP-CFSR para la región entre las latitudes 0° - 90°S, y entre las longitudes 80°O - 40°O. . . . .	41
25.	Campos de tendencias lineales (m/década) utilizando los datos NCEP-CFSR entre 1979 y 2014 para la región entre 0° y 90°S, y entre 80°O y 40°O. De izquierda a derecha: verano, otoño, invierno y primavera. El área achurada en color blanco corresponde a las zonas significativas mediante el test de Monte Carlo al 95 %. . . . .	42
26.	Error de muestreo de los 10 primeros valores propios, para cada estación del año (siguiendo la regla de North et al. (1982)). . . . .	43

27.	La columna izquierda corresponde a la componente principal del primer modo EOF (en azul) graficada junto a la variación de la temperatura media global debido a actividades humanas (en negro) calculada para la AR5 y en rojo el promedio anual del TPI(IPO). La columna derecha corresponde al patrón espacial de cada componente principal. En forma descendente: verano, otoño, invierno y primavera. . . . .	44
28.	Parte superior: componente principal del primer modo EOF en verano. Parte inferior de izquierda a derecha: correlación entre componente principal y el espesor 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa, respectivamente.	47
29.	Parte superior: componente principal del primer modo EOF en otoño. Parte inferior de izquierda a derecha: correlación entre componente principal y el espesor 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa, respectivamente.	48
30.	Parte superior: componente principal del primer modo EOF en invierno. Parte inferior de izquierda a derecha: correlación entre componente principal y el espesor 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa, respectivamente.	49
31.	Parte superior: componente principal del primer modo EOF en primavera. Parte inferior de izquierda a derecha: correlación entre componente principal y el espesor 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa, respectivamente . . . . .	50
32.	Diferencia de espesores entre fase fría (2000-2014) y cálida (1979-1993) del IPO. De izquierda a derecha se observa; verano, otoño, invierno y primavera. En forma descendente se observan 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa. El área achurada en blanco representa las zonas significativas estadísticamente al 95 % mediante el test de Monte Carlo. . . . .	53
33.	Tendencia (m/década) de los espesores atmosféricos. De izquierda a derecha se observa; verano, otoño, invierno y primavera. En forma descendente se observan 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa. El área achurada en blanco representa las zonas significativas estadísticamente al 95 % mediante el test de Monte Carlo. . . . .	54
34.	Tendencias globales de la temperatura de la tropósfera media para el periodo entre 1979 y 2006. Los datos fueron derivados desde el set de datos MSU con un espaciado de 2° [Falvey & Garreaud, 2009]. . . . .	60

# Índice de tablas

1.	Distribución de la población en Chile entre 1982-1999 [Salazar, 2003]. . . . .	4
2.	Elevación (msnm) y tendencia (m/década) de la isoterma 0°C [Carrasco et al., 2008].	14
3.	Variaciones areales (km <sup>2</sup> a <sup>-1</sup> ) de glaciares para las Zonas Norte, Centro y Sur [Rivera et al., 2011]. . . . .	16
4.	Continuación de la Tabla 3 [Rivera et al., 2011]. . . . .	17
5.	Variaciones areales (km <sup>2</sup> a <sup>-1</sup> ) de glaciares Zonas Sur B y Austral [Rivera et al., 2011].	18
6.	Valores de los estadísticos utilizados para validar los promedios diarios de la altura de la isoterma 0°C del modelo NCEP-CFSR. . . . .	33
7.	Tendencias lineales (m/década) de los primeros 3 modos EOFs para cada estación del año. Las tendencias significativas son denotadas con (*) y fueron obtenidas mediante el test de Monte Carlo al 95%. . . . .	45

# 1. Introducción

En Chile, los recursos hídricos son abundantes en las latitudes más altas, mientras se vuelven cada vez más escasos hacia el norte, debido principalmente a las condiciones áridas y semi-áridas de la zona norte-centro del país. Por otra parte, a lo largo de la cordillera de los Andes es donde se encuentran las mayores reservas de agua dulce disponibles en Chile, los glaciares, de gran importancia principalmente durante periodos de déficit de precipitaciones.

En las últimas décadas estas masas de hielo han experimentado, en general, pérdidas de masa neta, lo cual se ha asociado a variaciones en el clima, principalmente debido a cambios en la precipitación y temperatura.

Es debido al gran valor hidrológico de los glaciares en Chile, y a diversos estudios realizados a través de los años que apuntan como principal forzante al calentamiento global antropogénico, que se hace necesario el estudio de sus variaciones y de los factores que influyen en su comportamiento: precipitación y temperatura sobre la cordillera. En cuanto a la temperatura, la evaluación del comportamiento de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  en la atmósfera, resulta útil a la hora de estudiar las variaciones de masa en los glaciares, debido a que se han encontrado relaciones empíricas que vinculan la “Elevación de la Línea de Equilibrio” (lugar del glaciar en donde la acumulación iguala a la ablación) con la cantidad de precipitación anual y la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  en la atmósfera. Por lo anterior, un estudio detallado del patrón de variabilidad de esta isoterma a lo largo de los Andes chilenos en las últimas décadas permite analizar si sus variaciones reflejan el estado general de los glaciares en nuestro país.

La primera parte de este trabajo se enfoca en hacer un breve resumen sobre el estado del arte de las variaciones recientes en el clima tanto global como a nivel país, además de los futuros cambios esperados a raíz de la emisión de gases de efecto invernadero tanto en la temperatura, precipitación y en los recursos hídricos. Luego, se plantean los objetivos e hipótesis.

El resto del trabajo se dividirá en varias partes. Se comenzará primero con la descripción de la metodología utilizada para analizar el comportamiento de la elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$ , luego los resultados obtenidos, la discusión de estos y para finalizar las conclusiones obtenidas a partir del trabajo realizado.

## 1.1. Glaciares andinos y su relación con la isoterma 0°C

De acuerdo al quinto informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés), del año 2013, podemos definir un glaciar como una “masa permanente de hielo sobre tierra originada por nieve comprimida; muestra evidencias del flujo pasado y presente (mediante deformación interna y/o deslizamiento de su base) y está limitado por el estrés interno y por el rozamiento de su base y de sus lados” [Stocker et al., 2013 (a)].

Para Chile, los glaciares sobre la cordillera de los Andes son la mayor reserva de agua dulce que posee, siendo de gran importancia principalmente en la época estival, sobre todo en años secos, cuando representan la principal fuente de alimentación de cuencas, lagos y aguas subterráneas debido a la escasez de lluvias ([Rivera et al., 2000],[Bórquez, 2006]). Es debido a esto que existe la necesidad de evaluar y monitorear constantemente las variaciones experimentadas por estas grandes masas de hielo, las cuales son muy sensibles a las variaciones del sistema climático, principalmente a cambios en temperatura y precipitación. De manera general se puede decir que si aumenta la temperatura en la región en la que se ubican las masas de hielo, tenderán a perder masa neta a lo largo del año, al igual que si disminuye la precipitación, mientras que lo contrario también se cumple. Sin embargo, existen otros factores que determinan qué tan fuerte y rápida será la respuesta a estos cambios en los glaciares, dependiendo, por ejemplo, del clima en el que se encuentran, su tamaño, su morfología y su altura, entre otros.

Dentro de los glaciares existe una altura de vital importancia a la hora de evaluar su comportamiento, la “Elevación de la Línea de Equilibrio”(ELA, por sus siglas en inglés), la cual puede observarse en la Figura 1. Esta línea se define como el lugar del glaciar donde el balance de masa neto es igual a cero (acumulación = ablación) y define el límite entre la zona en que el glaciar gana masa neta (zona de acumulación) y la zona en que pierde masa neta (zona de ablación) [Cuffey & Paterson, 2010]. A medida que esta línea aumenta en altura, el glaciar perderá más masa, retrocediendo [Carrasco et al., 2008]. Las variaciones de la ELA, además, reflejan los efectos de cambios en las condiciones meteorológicas que la rodean, atribuidas principalmente a alteraciones en los regímenes de precipitación y/o temperatura.

La ELA puede ser determinada directamente a través de estudios de campo, fotografías aéreas o imágenes satelitales. Pero, para evaluar el comportamiento de la línea de equilibrio es necesario un monitoreo constante a lo largo de los años, lo que en Chile no sucede para la mayor parte de los glaciares, debido a lo costoso y al difícil acceso en algunas regiones. Por lo tanto, es más útil el uso de relaciones entre variables climáticas más fáciles de obtener que afectan en mayor medida a los glaciares, como aquellas que utilizan precipitación y altura de la isoterma 0°C para calcular la ELA ([Fox, 1993], [Condom et al., 2007]). Este tipo de

relaciones permite evaluar el comportamiento general de los glaciares andinos de una manera más sencilla y de fácil acceso, ya que a lo largo de Chile existen registros de precipitación y temperatura de mayor duración en comparación a los pocos registros de mediciones de campo sobre los glaciares.

Un aumento de precipitación o disminución en la altura de los 0°C generará una disminución en la ELA, mientras lo contrario ocurrirá si disminuye la precipitación o aumenta la elevación de los 0°C. Debido a lo mencionado anteriormente, es posible observar la importancia que tiene para los glaciares asentados sobre la cordillera de los Andes el estudio de la variación de la isoterma 0°C, ya que ella permite evaluar como se comportarán frente a los cambios del clima observados en las últimas décadas. A medida que la isoterma 0°C aumente paulatinamente su altura a lo largo de los años (lo esperado con el calentamiento climático imperante), la pérdida de masa neta en los glaciares aumentará debido a su gran sensibilidad climática.

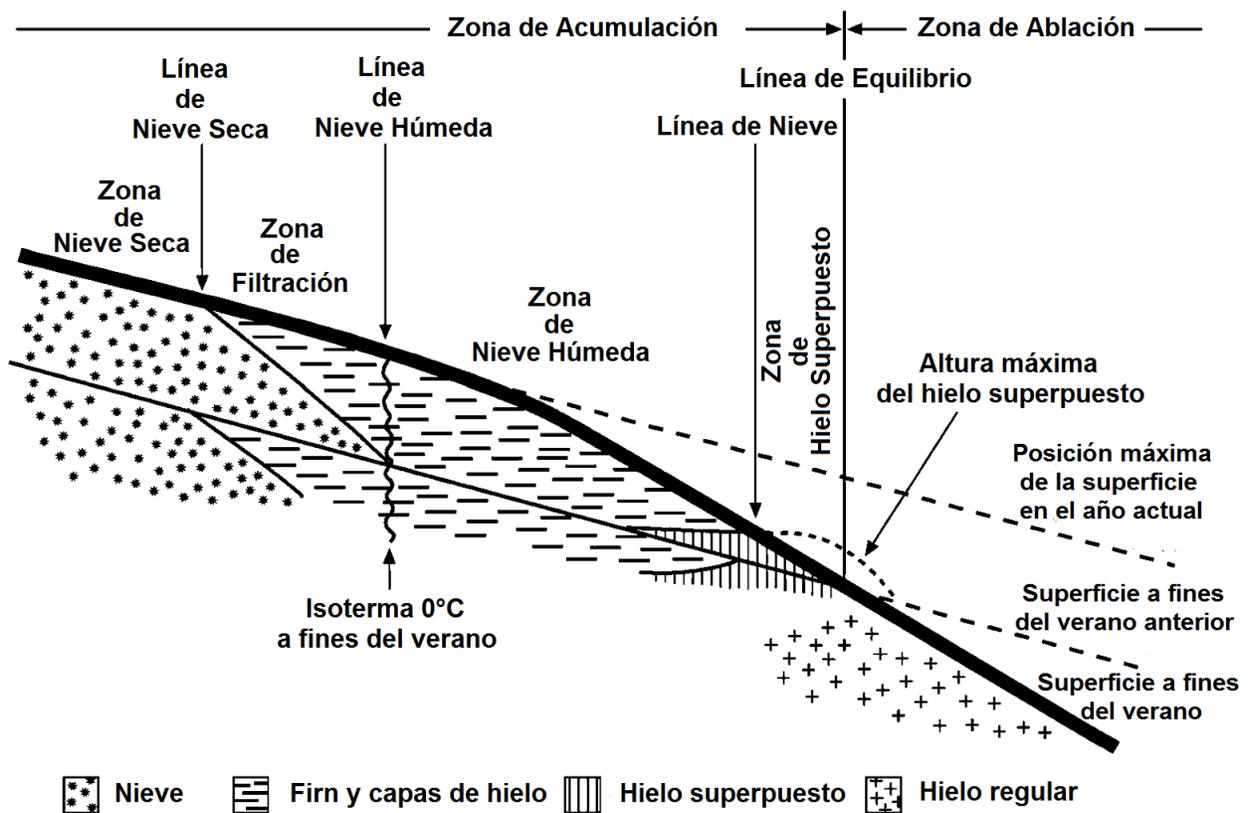


Figura 1: Zonas de un glaciar [Cuffey & Paterson, 2010].

## 1.2. Recursos hídricos en Chile

En Chile, con una escorrentía media total de 53.000 m<sup>3</sup>/persona por año, se supera ampliamente la escorrentía media anual mínima para un desarrollo sostenible (2.000 m<sup>3</sup>/persona por año) a nivel mundial [Salazar, 2003]. Mas, esto no refleja la verdadera realidad del país, donde existe un marcado gradiente latitudinal en la disponibilidad de los recursos hídricos, con una media muy por debajo del límite para un desarrollo sostenible ( $\sim 800$  m<sup>3</sup>/persona por año) desde el norte del país hasta la Región Metropolitana, siendo la zona sur la que alberga la mayor parte de los recursos hídricos disponibles.

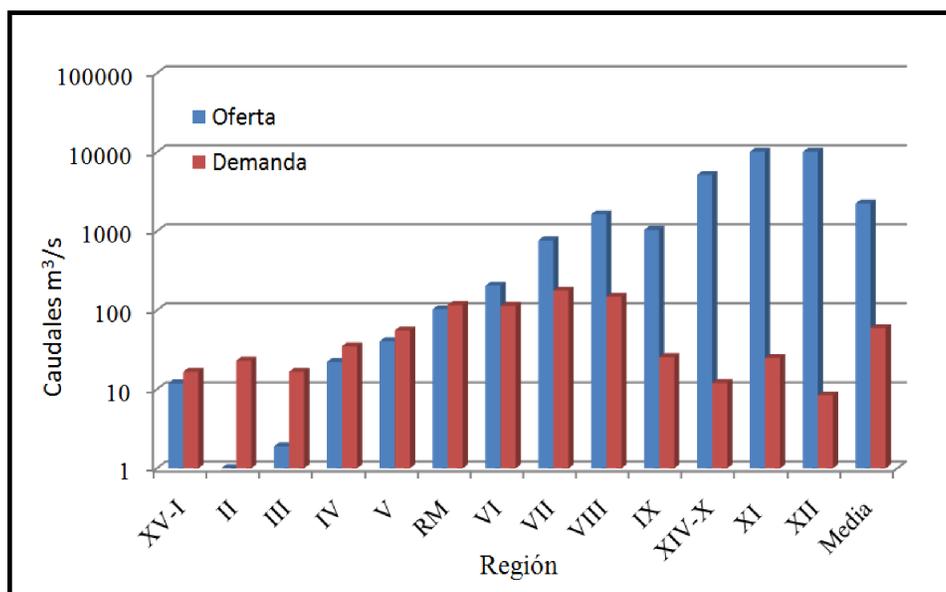
En nuestro país, la mayor parte de la población se concentra en áreas urbanas, con el mayor porcentaje en la zona centro del país (Tabla 1), especialmente entre la Región de Valparaíso ( $\sim 9\%$ ) y la Región Metropolitana ( $\sim 31\%$ ) ([Salazar, 2003], [Banco Mundial, 2011]). Por otro lado, Chile ha sufrido durante las últimas décadas un crecimiento sostenido de la economía, caracterizada por estar orientada principalmente a la exportación de recursos naturales, los cuales en la mayoría de sus procesos de producción requieren de la extracción de agua.

El uso de agua para riego es la actividad que mayor cantidad de agua utiliza a nivel nacional, representado el  $\sim 73\%$ , y se ubica principalmente entre la IV y la X región. Luego le sigue el uso para procesos industriales ( $\sim 12\%$ ), mineros ( $\sim 9\%$ ) y para uso doméstico ( $\sim 6\%$ ). El reciente crecimiento observado en Chile ha generado un aumento en la demanda hídrica, lo cual junto a la distribución de la población genera una fuerte presión sobre el agua disponible en las zonas áridas y semiáridas del país donde los recursos hídricos son escasos (Figura 2).

ZONA	1982		1992		1999	
	% población	Densidad (hab/km <sup>2</sup> )	% Población	Densidad (hab/km <sup>2</sup> )	% Población	Densidad (hab/km <sup>2</sup> )
Norte (I-II Regiones)	5,4	3,3	5,6	4,1	5,7	4,6
Centro Norte (III y IV Regiones)	5,3	5,2	5,5	6,4	5,6	7,2
Centro Sur (V-RM-VI y VII Regiones)	60,4	87,2	61,2	104,2	61,5	117,8
Sur (VII, IX y X Regiones)	27,1	22,6	26,0	25,5	25,5	28,2
Austral (XI y XII Regiones)	1,8	0,8	1,7	0,9	1,7	1,0

Fuente: Instituto Nacional de Estadísticas, 2001.

**Tabla 1:** Distribución de la población en Chile entre 1982-1999 [Salazar, 2003].



**Figura 2:** Recursos disponibles y extracciones por usos consuntivos a partir de la base de datos de la DGA, 2011. Escala logarítmica [Salazar, 2003].

### 1.3. Variaciones recientes

Actualmente, existen observaciones de diferentes elementos del sistema climático, como el aumento en la temperatura superficial del océano y la tierra, en la elevación del nivel del mar, y la disminución de las masas de hielo que componen la criósfera, que evidencian un cambio climático de origen antropogénico [Stocker et al., 2013 (a)]. Este cambio es atribuido principalmente al desarrollo industrial y uso de suelo que han aumentado la concentración de CO<sub>2</sub> en aproximadamente un 40 % en comparación a sus valores preindustriales. De la misma manera existen observaciones sobre nuestro país que indican variaciones en la temperatura tanto superficial como en altura, además de variaciones en la precipitación.

Entre los principales cambios observados en Chile, destacan el aumento de la temperatura registrado en el valle central y la cordillera de los Andes, concentrado en la Zona Norte-Centro de Chile, los que concuerdan con el calentamiento registrado a nivel global.

Este es un hecho preocupante para el país, debido principalmente, como se ha mencionado anteriormente, a que es en la cordillera de los Andes donde se encuentra la principal fuente de reserva de agua dulce depositada en los glaciares andinos, los cuales se caracterizan por su sensibilidad a cambios en los regímenes de precipitación y temperatura.

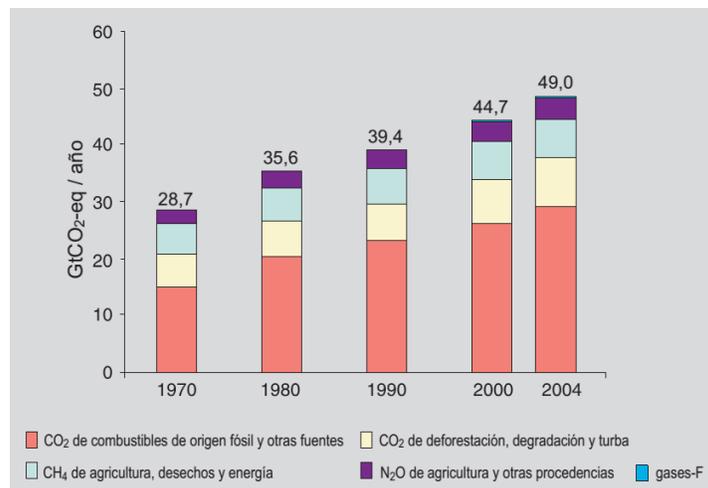
A continuación se resumen los principales cambios observados en las últimas décadas tanto a nivel global como a nivel país.

### 1.3.1. Variaciones a nivel global

#### 1.3.1.1. Emisión de gases de efecto invernadero (GEI)

Cuando hablamos de forzantes antropogénicos nos referimos a la emisión de gases de efecto invernadero (GEI) como resultado de actividades humanas, como por ejemplo, actividades industriales, forestales y agrícolas, desde aproximadamente 1750 hasta la fecha. Estas actividades generan un aumento en la concentración de gases tales como dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), óxido nitroso ( $\text{N}_2\text{O}$ ) y metano ( $\text{CH}_4$ ), y aerosoles en la atmósfera, cambiando su composición y aumentando el efecto invernadero natural que posee.

Desde aproximadamente 1750 hasta el año 2011 las concentraciones atmosféricas de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  y  $\text{CH}_4$ , se han incrementado en un 40 %, 20 % y 150 % respectivamente. Mientras que las emisiones de GEI promedio a nivel mundial han aumentado aproximadamente en un 70 % en el periodo comprendido entre 1970 y el año 2004 (Figura 3).



**Figura 3:** Emisiones anuales mundiales de GEI antropógenos entre 1970 y 2004 [Solomon, 2007].

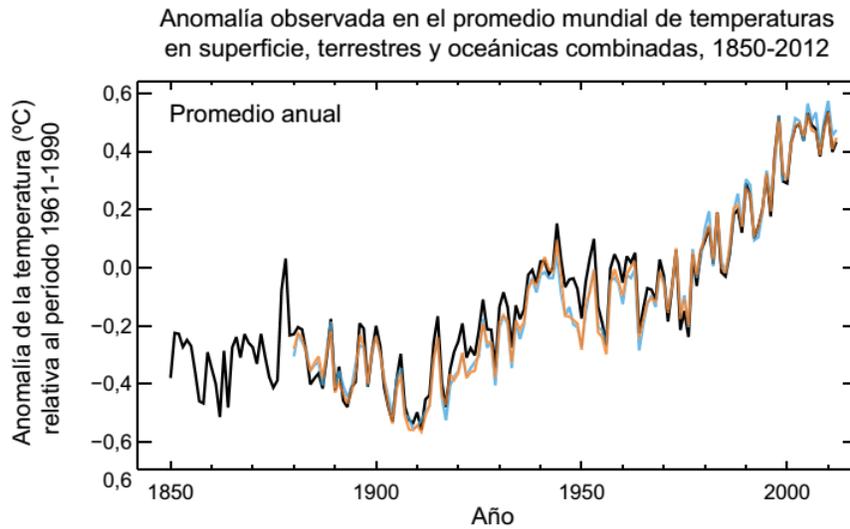
#### 1.3.1.2. Cambios observados en el sistema climático

De acuerdo al Quinto Informe del IPCC del año 2013 los principales factores físicos que indican cambios en el clima del planeta corresponden a:

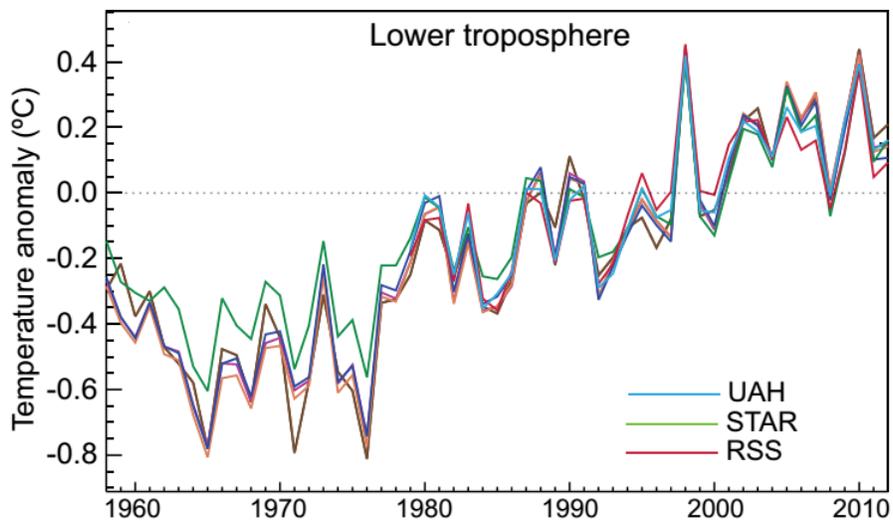
- **Temperatura de la superficie:** Existen observaciones que evidencian un calentamiento (aumento de la temperatura) promedio de la superficie tanto continental como oceánica, en el periodo comprendido entre 1880 y 2012 de  $0,85^\circ\text{C}$  (Figura 4). Cabe destacar que la tasa de aumento ha sido mayor sobre continentes que sobre el océano.

- **Temperatura en la baja tropósfera:** Mediante el uso de diferentes set de datos observacionales se ha demostrado que la temperatura de la tropósfera ha estado aumentando de manera global desde aproximadamente mediados del siglo XX (Figura 5).
- **Nivel del mar:** Datos observacionales dan cuenta de un aumento en la tasa de elevación del nivel del mar desde finales del siglo XIX y comienzos del siglo XX. Tanto la expansión térmica del agua producto del aumento de temperatura registrado en los océanos como el deshielo de glaciares, casquetes de hielo y mantos de hielo polares, contribuyen en gran medida (aproximadamente 75 %) al alza en el nivel promedio global del mar. Se estima un aumento en el nivel promedio global del mar de 0,19 m entre los años 1901 y 2010 (Figura 6).
- **Extensión de nieve y hielo:** Diversas observaciones in situ y datos satelitales exhiben una disminución generalizada de los componentes de la criósfera durante décadas recientes producto de la gran sensibilidad al aumento de la temperatura que poseen. Estas disminuciones varían espacialmente y existen algunos casos aislados donde han aumentado. Entre las disminuciones más destacables se encuentra la reducción de la superficie media anual del hielo marino del Ártico entre un 3,5 % a un 4,1 % por década para el periodo comprendido entre 1979 y 2012, mientras que su mínima extensión de hielo marino en verano, ha disminuido en promedio entre un 9,4 % a un 13,6 %, un hecho preocupante, debido a que este corresponde al hielo marino permanente que existe en ese lugar (Figura 7).

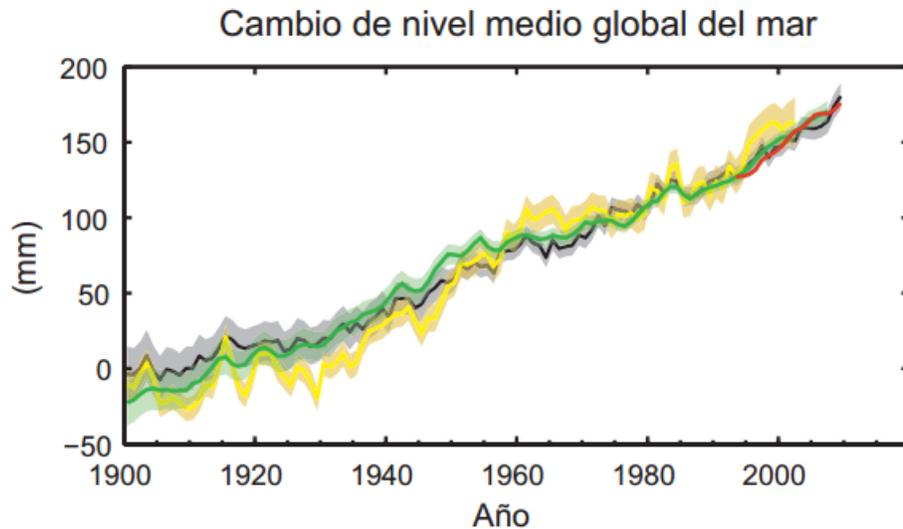
Es casi inequívoco que los cambios observados en estas variables a partir de mediados del siglo XX, son en gran parte debido a la influencia humana (incremento en la emisión de GEI). Así lo podemos observar en la Figura 8, que corresponde a una comparación hecha entre distintos modelos climáticos, agrupados entre aquellos que sólo consideran forzamientos naturales (erupciones volcánicas, ciclo solar, actividad tectónica, entre otros) y aquellos que consideran tanto forzamientos naturales como antropogénicos. A partir de esta comparación se puede observar que son estos últimos, los que mejor representan las variaciones observadas y que, sin el forzante antropogénico lo que deberíamos observar sería un leve enfriamiento tanto en la temperatura superficial sobre continentes y océanos.



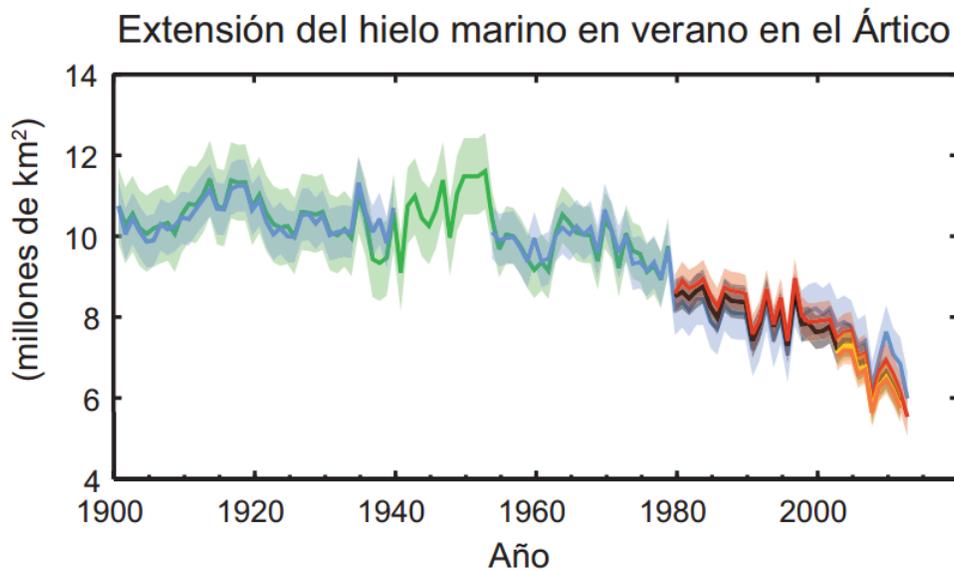
**Figura 4:** Anomalías observadas en el promedio mundial anual de temperaturas en superficie, terrestres y oceánicas combinadas, desde 1850 hasta 2012, a partir de tres conjuntos de datos. Las anomalías son relativas a la media del periodo 1961-1990 [Stocker et al., 2013 (a)].



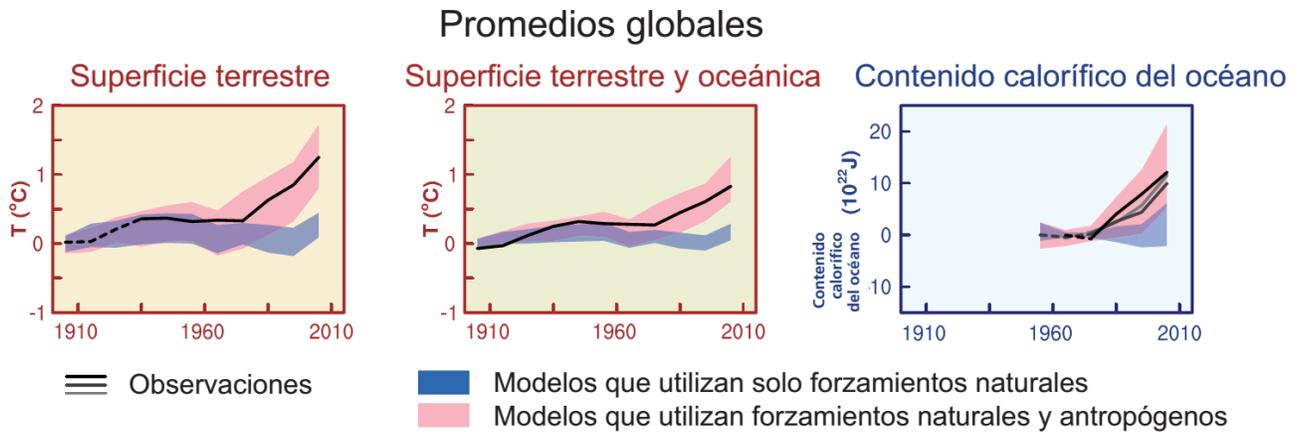
**Figura 5:** Anomalías de temperatura globales anuales promedio de la baja tropósfera en relación a la climatología entre 1981-2010 de diferentes set de datos [Stocker et al., 2013 (a)].



**Figura 6:** Nivel medio global del mar con respecto al promedio del conjunto de datos de más larga duración entre 1900 y 1905, y con todos los conjuntos de datos alineados para tener el mismo valor en 1993, primer año de datos de altimetría por satélite. Todas las series temporales (líneas de color que indican los diferentes conjuntos de datos) muestran valores anuales, y, en los casos en que se han evaluado, las incertidumbres se indican mediante sombreado de color [Stocker et al., 2013 (a)].



**Figura 7:** Promedio de la extensión del hielo marino del Ártico para los meses de Julio, Agosto y Septiembre (verano) [Stocker et al., 2013 (a)].



**Figura 8:** Comparación del cambio climático observado y simulado en relación a promedios globales. En los gráficos de temperaturas, si la cobertura espacial de la región es inferior al 50 % las observaciones se señalan con líneas discontinuas. En el gráfico correspondiente al contenido calorífico del océano, la línea continua muestra las zonas donde la cobertura de datos es buena y de mayor calidad y la línea discontinua muestra las zonas donde la cobertura de datos solo es suficiente. Los resultados de los modelos mostrados representan gamas de conjuntos para varios modelos de la quinta fase del Proyecto de comparación de modelos acoplados (CMIP5) [Stocker et al., 2013 (a)].

### 1.3.2. Tendencias en Chile

#### 1.3.2.1. Variación en la precipitación

##### 1.3.2.1.1. Norte de la Zona Centro Chile (30°S - 35°S)

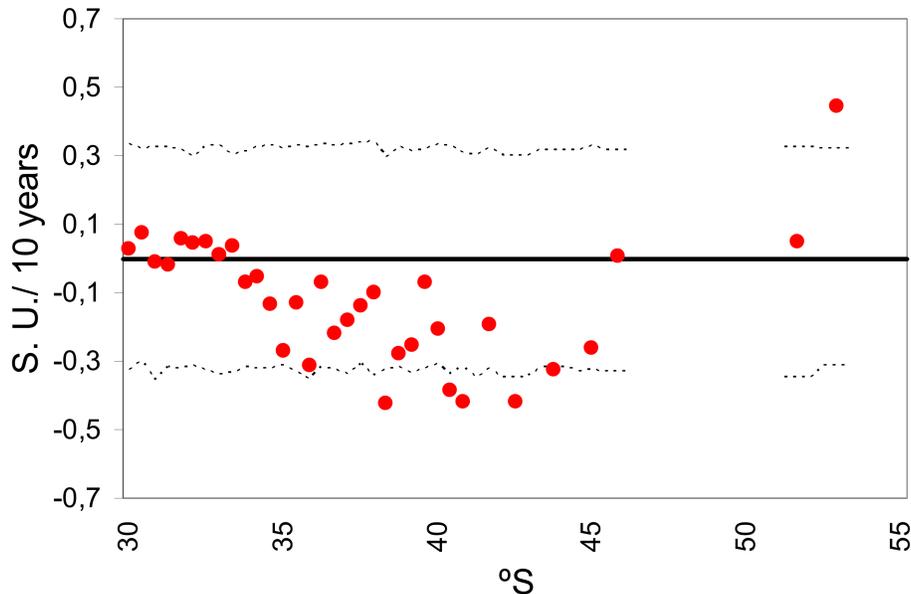
Los cambios observados en la precipitación en esta zona han sido relacionados a la intensidad del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur Oriental (APSO) y al fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), los cuales son a su vez modulados por la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO, por sus siglas en inglés).

Entre 1950 y mediados de 1970, el APSO se encontraba relativamente intensificado, mientras que el ENOS y la IPO se encontraban en fase negativa, lo cual coincide con condiciones relativamente secas (tendencia negativa de la precipitación). Por otro lado, el aumento de la precipitación alrededor de 1980 coincide con el cambio de fase fría a cálida de la IPO (1976/1977), debilitamiento del APSO, y una mayor frecuencia de fases positivas del ENOS. A partir de 1990 comienza a decaer la fase positiva de la IPO, mientras se observa fortalecimiento del APSO, lo cual explicaría la disminución de precipitación reciente. A pesar de esto, no es posible observar una tendencia bien definida entre 1970 y 2001 (Figura 9) ([Salazar, 2003],[Quintana & Aceituno, 2012]).

### 1.3.2.1.2. Sur de la Zona Centro de Chile y Norte-Centro de la Zona Sur de Chile (37°S - 43°S)

En este sector se observa una marcada tendencia negativa a partir de  $\sim 1950$ , asociado tanto a la disminución en la frecuencia de episodios de precipitación como en la intensidad de las precipitaciones, lo cual se ha vinculado en parte a la tendencia de la Oscilación Antártica (AAO, por sus siglas en inglés) hacia su fase positiva durante los últimos 50 años. La variabilidad interanual en este sector es modulada por el gradiente meridional de la presión atmosférica a nivel del mar en el Pacífico Suroriental entre latitudes medias y altas, principalmente en invierno. Este gradiente conduce a un desplazamiento hacia el polo de la banda latitudinal de sistemas de bajas presiones migratorias y de los sistemas frontales asociados [Quintana & Aceituno, 2012].

Un análisis hacia latitudes más altas del país resulta complicado debido a las pocas estaciones existentes en esta zona.

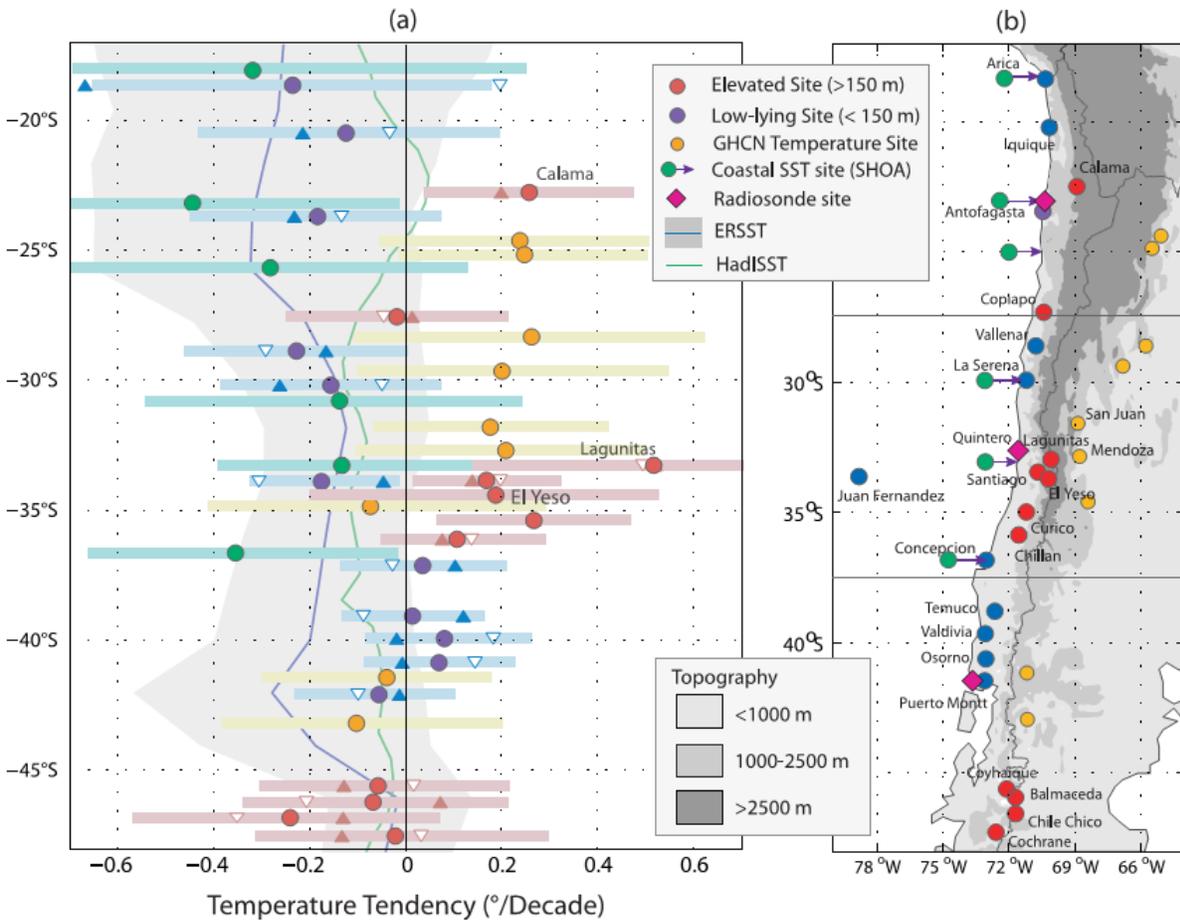


**Figura 9:** Tendencia lineal de la precipitación anual en estaciones chilenas individuales (30°S-53°S) para el periodo entre 1970-2000. Los valores son expresados como el cambio en unidades estandarizadas cada 10 años. Los puntos indican los límites para los niveles de significancia del 95 % [Quintana & Aceituno, 2006].

### 1.3.2.2. Variación de la temperatura

#### 1.3.2.2.1. Temperatura superficial

La variación de la temperatura superficial se caracteriza por una disminución (enfriamiento) en zonas costeras y un aumento (calentamiento) hacia el interior, principalmente en la Zona Norte-Centro de Chile ( $\sim 17.5^{\circ}\text{S} - 37.5^{\circ}\text{S}$ ) durante las últimas décadas (1979-2006), mientras que hacia el sur del país este contraste decae (Figura 10) [Falvey & Garreaud, 2009].

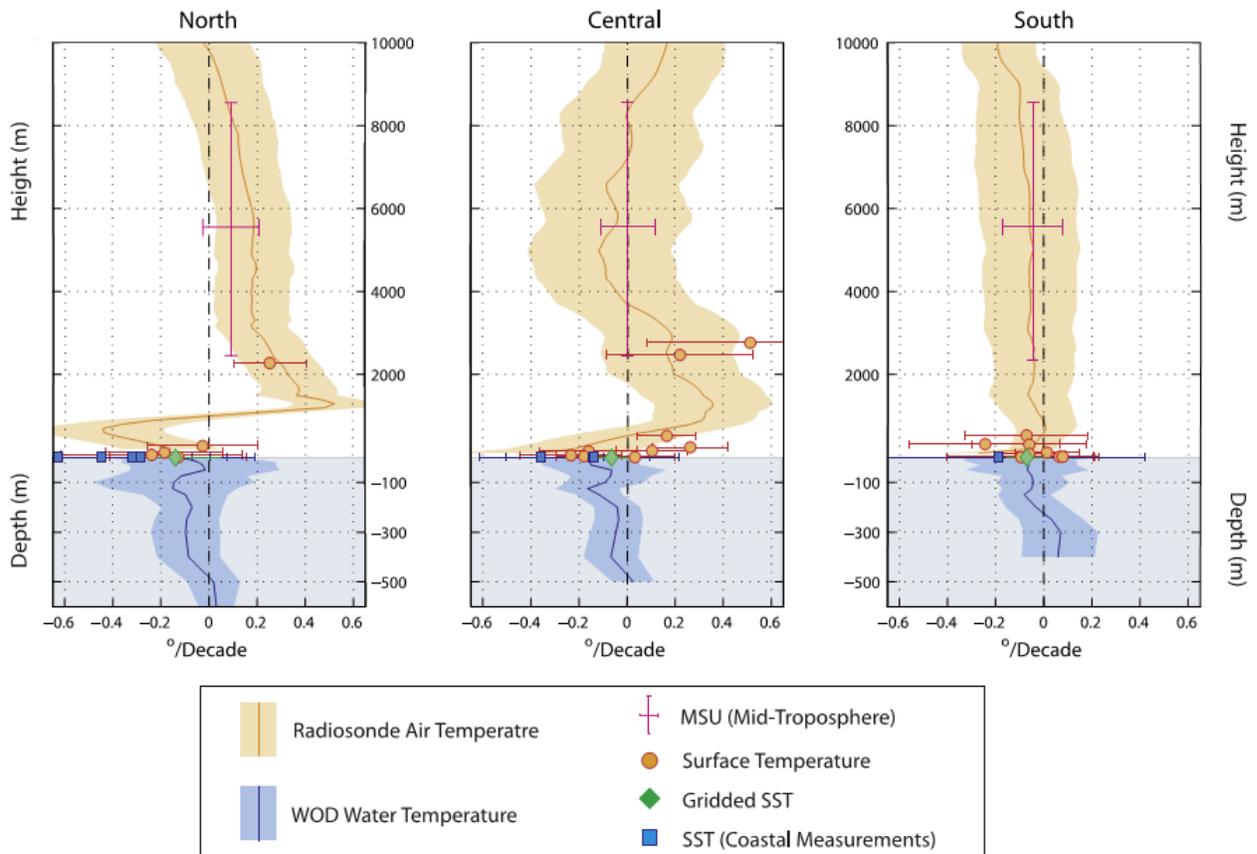


**Figura 10:** Variación latitudinal de la temperatura superficial entre 1979-2006. a) Gráfico latitud vs tendencia de la temperatura ( $^{\circ}\text{C}/\text{década}$ ), los círculos representan la tendencia, mientras que el color la altura de la estación de la que provienen los datos. Las barras sólidas representan los rangos de confianza del 90 %. Los triángulos apuntando hacia arriba indican tendencias de la temperatura máxima diaria, y hacia abajo, mínima diaria. Las líneas verdes y azules corresponden a tendencias de la temperatura superficial del mar a partir de ERSST y HadISST, siendo la región gris sus rangos de confianza del 90 %. b) Ubicación de las estaciones utilizadas [Falvey & Garreaud, 2009].

### 1.3.2.2.2. Estructura vertical de la temperatura

La variación de temperatura no ha sido verticalmente homogénea. De acuerdo a Falvey y Garreaud (2009), se observa en la Zona Norte y Centro un enfriamiento a nivel superficial, el cual se debilita al aumentar la altura, con un calentamiento máximo en  $\sim 1300$  msnm. Este calentamiento se mantiene en la Zona Norte hasta aproximadamente 8000 msnm, pero disminuye en magnitud, mientras en la Zona Centro la tendencia es cercana a cero sobre 4000 msnm. Por otra parte, en la Zona Sur, no se observa este patrón, sino que un enfriamiento leve a lo largo de toda la columna, pero sin ser significativo estadísticamente (Figura 11).

Finalmente, en las 3 zonas de estudio se observa una disminución de la temperatura superficial del mar, la cual es observada hasta 500 m de profundidad tanto en la Zona Norte como Centro, y hasta 250 m de profundidad en la Zona Sur (Figura 11).



**Figura 11:** Perfiles verticales de las tendencias de temperatura en el (a) Norte, (b) Centro, y (c) Sur de Chile. Las tendencias sobre el fondo naranja representan la atmósfera, mientras que la azul al océano desde datos radiosonda, con sus intervalos de confianza al 90 % en el área sombreada del mismo color [Falvey & Garreaud, 2009].

### 1.3.3. Isoterma 0°C

Las variaciones de la altura de la isoterma 0°C en las últimas décadas, a partir de perfiles verticales obtenidos de las estaciones de lanzamiento de radiosondas en Chile (Tabla 2), fueron analizadas por Carrasco et al. (2008). Al examinar las tendencias entre 1958 y el 2006 en las tres estaciones existentes en ese periodo (Antofagasta, Quintero/Santo Domingo y Puerto Montt), se observa un aumento significativo de la altura de los 0°C. También es posible observar el salto climático atribuido al IPO reflejado en el régimen térmico, con valores promedios más bajos para el periodo entre 1958 y 1976, asociados a la fase fría de la oscilación y lo contrario para el periodo entre 1978 y 2006. Por otra parte, al analizar un periodo más reciente, entre 1978-2006, se observan tendencias positivas para las 4 estaciones (Antofagasta, Quintero/Santo Domingo, Puerto Montt y Punta Arenas) asociadas principalmente al calentamiento global.

Location	1958–2006		1958–76		1978–2006	
	Average altitude (std dev.)	Tendency (std error)	Average altitude (std dev.)	Tendency (std error)	Average altitude (std dev.)	Tendency (std error)
Antofagasta	4573 (57)	39* (±2)	4497 (11)	-18* (±1)	4622 (36)	42* (±1)
Quintero/Santo Domingo	3584 (34)	23* (±1)	3533 (11)	-19* (±2)	3613 (16)	19* (±1)
Puerto Montt	2278 (37)	24* (±1)	2213 (18)	-29* (±3)	2325 (6)	2 (±1)
Punta Arenas	1037 <sup>†</sup> (10)	7 <sup>†</sup> (±1)	-	-	-	-

\*Significant at 95%.

<sup>†</sup>For Punta Arenas the period is 1975–2006.

**Tabla 2:** Elevación (msnm) y tendencia (m/década) de la isoterma 0°C [Carrasco et al., 2008].

### 1.3.4. Glaciares en Chile

En Chile, sólo alrededor de un 6 % de los glaciares han sido estudiados, de los cuales aproximadamente el 87 % ha experimentando pérdidas de masa neta en las últimas décadas. Lo anterior ha sido asociado principalmente al calentamiento troposférico producto del calentamiento climático [Rivera et al., 2000]. Posteriormente, en el año 2011, Rivera y sus colegas realizaron un estudio sobre las variaciones glaciares en Chile, el cual fue dividido en las siguientes regiones:

- Zona Norte (18°S-32°S) dividida en Zona Norte A, Zona Norte B y Zona Norte C.
- Zona Centro (32°S-36°S)
- Zona Sur (36°S-46°S) subdividida en Zona Sur A y Zona Sur B
- Zona Austral (46°S-56°S) compuesta por Zona Austral A y Zona Austral B

Las Tablas 3, 4 y 5 resumen los glaciares analizados en cada zona.

De la totalidad de glaciares analizados solamente el Glaciar de El Rincón en la Zona Centro ha experimentado un aumento de área del 14 % entre 1989-2007. En la Zona Norte la variación porcentual del área se mueve desde -18 % a -77 %. Dentro de las disminuciones de masa glaciar más importantes en esta zona se encuentran las del Volcán Sillajuay, Cerro El Muerto, Volcán Nevados Ojos del Salado, Volcán Nevado Tres Cruces, Glaciar Tapado y Glaciar Tronquitos con disminuciones porcentuales de -77 %, -65 %, -54 %, -72 %, -67 % y -40 % respectivamente. En el caso de la Zona Centro las variaciones de masa glaciar van desde 14 % a -67 %, siendo de mayor magnitud las experimentadas por el Volcán Peteroa (-67 %) y seguidas por el Volcán Marmolejo (-41 %), Volcán Azufre (-41 %), Glaciar Olivares Beta (-37 %), Glaciar Juncal Sur (-34 %) y Glaciar Olivares Alfa (-32 %). En la Zona Sur las mayores disminuciones son las experimentadas en el Volcán Nevados de Chillán (-83 %), Volcán Lonquimay (-73 %), Volcán Llaima (-72 %) y Volcán Antuco (-56 %). Por último, en la Zona Austral se encuentra la mayor parte de área glaciar del continente con Campos de Hielo Patagónico Norte (CHPN) y Sur (CHPS) que abarcan un área de  $\sim 4.200$  y  $13.000 \text{ km}^2$ , respectivamente, además de la Cordillera de Darwin. En esta zona destacan las disminuciones del Glaciar Marinelli (-39 %), Glaciar Conway (-21 %) y Glaciar Greve (-10 %), ubicados en la Cordillera de Darwin, Glaciar Occidental (-12 %) ubicado en CHPS y Glaciar San Rafael (-10 %), ubicado en CHPN.

Zona	Centro Montañoso/Glaciario	Nº Glaciares	Área (km <sup>2</sup> )		Variación Areal	Tasa Variación Areal	Variación	Período
			Inicial	Final	(km <sup>2</sup> )	(km <sup>2</sup> a <sup>-1</sup> )	(%)	
NORTE A	Vn. Pomerape	5	9,38	4,88	-4,50	-0,13	-47	1972-2007
	Vn. Guallatiri	3	8,99	2,62	-6,37	-0,17	-71	1972-2010
	Vn. Parinacota	5	11,61	8,18	-3,43	-0,09	-30	1972-2007
	Vn. Sillajuay	3	5,32	1,22	-4,10	-0,11	-77	1972-2008
	Cerro El Muerto	2	4,05	1,41	-2,64	-0,10	-65	1976-2003
	Ojos del Salado	7	14,86	6,76	-8,10	-0,30	-54	1976-2003
	Nevado Tres Cruces	5	6,15	1,71	-4,44	-0,16	-72	1976-2008
NORTE B	Tronquitos	1	4,60	2,78	-1,82	-0,04	-40	1955-2005
	Estrecho	1	1,65	1,25	-0,40	-0,01	-24	1976-2010
	Guanaco	1	2,11	1,74	-0,37	-0,01	-18	1976-2010
	Ortigas 1	1	1,15	0,81	-0,34	-0,01	-30	1976-2010
	Ortigas 2	1	0,97	0,71	-0,26	-0,01	-27	1976-2010
	Tapado	1	3,60	1,20	-2,40	-0,05	-67	1955-2005
NORTE C	Cerro Volcán	1	0,43	0,29	-0,14	-0,01	-33	1990-2011
CENTRO	Monos de Agua	1	2,51	1,96	-0,55	-0,02	-22	1989-2011
	Juncal Norte	1	7,37	7,22	-0,15	-0,003	-2	1955-2011
	Juncal Sur	1	33,50	21,98	-11,52	-0,20	-34	1955-2011
	Olivares Alfa	1	8,92	6,10	-2,82	-0,11	-32	1986-2011
	Olivares Beta	1	13,69	8,56	-5,13	-0,09	-37	1955-2011
	Olivares Gama	1	15,76	12,52	-3,24	-0,06	-20	1955-2011
	Vn. Marmolejo	3	24,94	14,65	-10,29	-0,43	-41	1986-2010
	Vn. San José	2	9,23	8,00	-1,23	-0,05	-13	1986-2010
	Vn. Tupungatito	5	30,17	26,40	-3,77	-0,16	-13	1986-2010
	La Paloma	1	2,47	2,17	-0,30	-0,02	-12	1989-2007
	El Rincón	1	0,70	0,80	0,10	0,005	14	1989-2007
	Cipreses	1	38,81	38,10	-0,71	-0,01	-2	1842-2007
	Universidad	1	31,66	29,67	-1,99	-0,03	-6	1945-2011
	Vn. Peteroa	3	11,29	3,71	-7,58	-0,29	-67	1985-2011
Vn. Azufre	2	8,83	5,21	-3,62	-0,14	-41	1985-2011	

**Tabla 3:** Variaciones areales (km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>) de glaciares para las Zonas Norte, Centro y Sur [Rivera et al., 2011].

Zona	Centro Montañoso/Glaciár	Nº Glaciares	Área (km <sup>2</sup> )		Variación Areal	Tasa Variación Areal	Variación	Período
			Inicial	Final	(km <sup>2</sup> )	(km <sup>2</sup> a <sup>-1</sup> )	(%)	
SUR A	Nevados de Chillán	25	16,02	2,73	-13,29	-0,37	-83	1975-2011
	Vn. Antuco	3	3,56	1,58	-1,98	-0,08	-56	1985-2011
	Sierra Velluda	9	18,58	11,72	-6,86	-0,26	-37	1985-2011
	Vn. Callaqui	7	13,60	7,19	-6,41	-0,18	-47	1975-2011
	Vn. Tolhuaca	6	5,21	2,72	-2,49	-0,05	-48	1961-2010
	Vn. Lonquimay	5	2,75	0,74	-2,01	-0,04	-73	1961-2011
	Sierra Nevada	9	11,78	6,96	-4,82	-0,09	-36	1961-2010
	Vn. Llaima	5	29,74	8,35	-21,39	-0,44	-72	1969-2010
	Nevados de Sollipulli	1	19,56	11,47	-8,09	-0,16	-41	1961-2011
	Vn. Villarrica	5	38,91	29,52	-9,39	-0,19	-24	1961-2007
	Vn. Mocho	4	27,41	17,72	-9,69	-0,23	-35	1976-2011
	Vn. Puyehue	1	3,17	2,71	-0,46	-0,02	-15	1985-2011
	Vn. Puntagudo	6	3,06	2,40	-0,66	-0,04	-22	1987-2005
	Vn. Osorno	1	11,94	5,97	-5,97	-0,12	-50	1961-2011

Tabla 4: Continuación de la Tabla 3 [Rivera et al., 2011].

Zona Glaciológica	Centro Montañoso/Glaciár	Nº Glaciares	Área (km <sup>2</sup> )		Variación Areal	Tasa Variación Areal	Variación	Período
			Inicial	Final	(km <sup>2</sup> )	(km <sup>2</sup> a <sup>-1</sup> )	(%)	
<b>SUR B</b>	Vn. Calbuco	2	2,31	1,79	-0,52	-0,03	-23	1987-2005
	Vn. Yates	2	16,83	13,16	-3,67	-0,15	-22	1987-2011
	Mte. Inexplorado 1	1	14,40	9,65	-4,75	-0,20	-33	1987-2011
	Mte. Inexplorado 2	1	18,69	13,48	-5,21	-0,22	-28	1987-2012
	Mte. Inexplorado 3	1	17,65	12,49	-5,16	-0,22	-29	1987-2013
	Vn. Michinmahuida	11	102,64	75,15	-27,49	-0,55	-27	1961-2011
	Vn. Corcovado	6	7,61	5,00	-2,61	-0,09	-34	1979-2007
	Cerro Yanteles	20	66,39	46,24	-20,15	-0,72	-30	1979-2007
	Vn. Melimoyu	7	69,57	55,59	-13,98	-0,40	-20	1976-2011
	Nevado de Queulat	3	108,37	84,83	-23,54	-1,07	-22	1986-2011
	Vn. Mentolat	5	5,62	3,35	-2,27	-0,07	-40	1979-2011
	Vn. Cay	7	9,05	5,81	-3,24	-0,10	-36	1979-2011
	Vn. Maca	15	45,08	27,62	-17,46	-0,54	-39	1979-2011
	Vn. Hudson	3	90,79	69,84	-20,95	-0,65	-23	1979-2011
	Erasmus	1	52,96	42,07	-10,89	-0,39	-21	1979-2011
<b>AUSTRAL A</b>	Reicher	1	91,88	83,10	-8,78	-0,27	-10	1979-2011
	San Rafael	1	819,74	740,37	-79,37	-0,57	-10	1871-2011
	San Quintín	1	836,35	785,64	-50,71	-0,67	-6	1935-2011
	Nef	1	132,73	127,13	-5,60	-0,18	-4	1979-2010
	Colonia	1	343,83	329,86	-13,97	-0,21	-4	1944-2011
	Greve	1	542,46	487,68	-54,78	-1,66	-10	1976-2009
	Occidental	1	188,35	165,91	-22,44	-0,68	-12	1976-2009
<b>AUSTRAL B</b>	Garibaldi	1	68,64	67,70	-0,94	-0,02	-1	1945-2007
	Marinelli	1	190,48	116,00	-74,48	-0,76	-39	1913-2011
	Ventisquero	1	133,97	127,53	-6,44	-0,32	-5	1986-2006
	Schiaparelli	1	26,79	24,78	-2,01	-0,03	-8	1947-2005
	Conway	1	10,72	8,46	-2,26	-0,04	-21	1947-2005

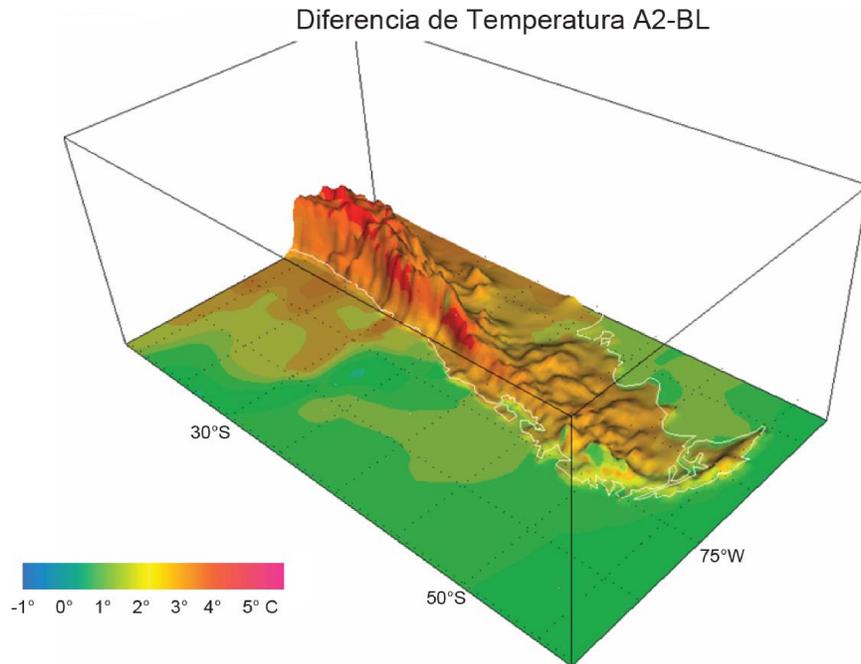
**Tabla 5:** Variaciones areales (km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>) de glaciares Zonas Sur B y Austral [Rivera et al., 2011].

## 1.4. Proyecciones en Chile

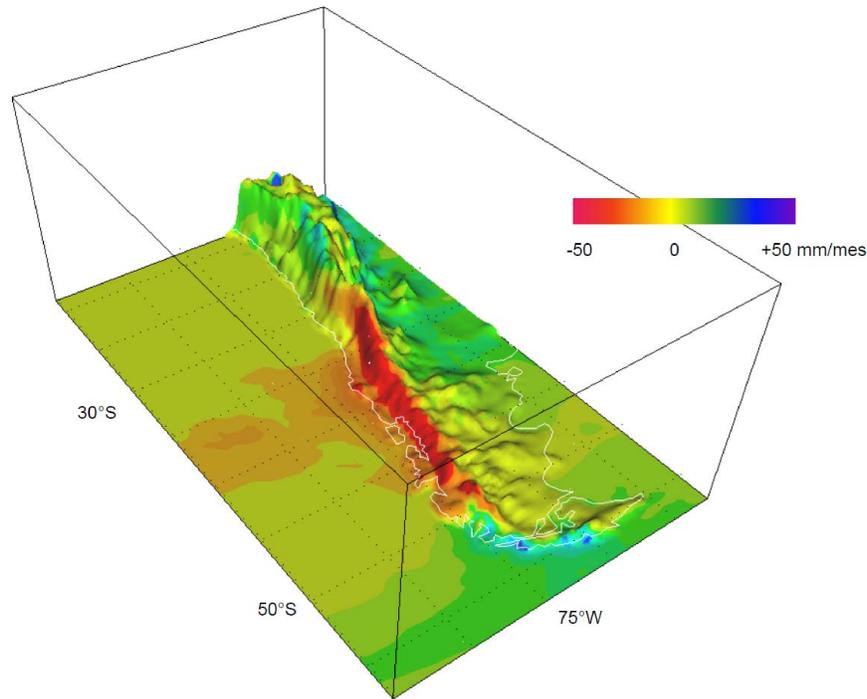
### 1.4.1. Temperatura y Precipitación

Garreaud, en el año 2011, analizó los cambios futuros de temperatura y precipitación en el país, utilizando el modelo regional PRECIS. Este simula el clima actual (BL) entre 1960 y 1990 y escenarios posibles en el futuro (2070-2100), con A2 representando un escenario severo de emisiones de GEI [Garreaud, 2011]. En resumen se proyecta:

- **Temperatura:** Un incremento generalizado a lo largo de Chile continental (Figura 12), con un mayor aumento sobre la cordillera de los Andes centralizado principalmente en la Zona Norte-Centro del país, donde existen zonas en que el aumento de temperatura bordea los 5°C.
- **Precipitación:** Una fuerte disminución, sobre 1000 mm/año en la precipitación acumulada anual (Figura 13) en la Zona Centro-Sur del país, mientras que en la costa de la zona más austral se observa un aumento de ~500 mm/año. Se observa también un aumento en el Altiplano. Sin embargo, este último no es significativo ni consistente con análisis realizados anteriormente..



**Figura 12:** Cambio de la temperatura del aire cerca de la superficie (promedio anual) simulado por el modelo PRECIS-DGF para fines del presente siglo (2070-2100 bajo escenario A2) y condición actual (1960-1990) [Garreaud, 2011].



**Figura 13:** Cambio de la precipitación media anual (expresada en mm/mes) simulado por el modelo PRECIS-DGF para fines del presente siglo (2070-2100 bajo escenario A2) y condición actual (1960-1990) [Garreaud, 2011].

#### 1.4.2. Recursos hídricos

De acuerdo a las proyecciones descritas anteriormente, la disminución de la precipitación y el aumento de la temperatura, se proyecta un escenario futuro preocupante en torno a los recursos hídricos, principalmente en los meses de verano, con una disminución de la precipitación en la mayor parte de Chile, lo que se traduce en una menor fuente de alimentación de las cuencas en el periodo estival. Además, el aumento de temperatura acelerará la tasa de reducción de los glaciares cordilleranos, disminuyendo la principal reserva de agua dulce para las cuencas en periodos de sequía. Esta disminución de agua disponible es mayor en la Zona Norte-Centro del país. Sumado a estas proyecciones, se encuentra el hecho que se espera que el crecimiento económico del país continúe en el futuro, lo cual aumentará la presión sobre los ya escasos recursos hídricos.

## 1.5. Objetivos

### 1.5.1. Objetivo principal

El objetivo principal de este trabajo es el estudio de la variabilidad de la isoterma 0°C a través de datos de reanálisis NCEP-CFSR en los Andes chilenos ( $\sim 18^{\circ}\text{S}$  -  $53^{\circ}\text{S}$ ) entre los años 1979 y 2014. Estos son validados con datos obtenidos desde las 4 estaciones de lanzamiento de radiosondas en Chile, es decir, las estaciones de Antofagasta, Quintero/Santo Domingo, Puerto Montt y Punta Arenas.

### 1.5.2. Objetivos específicos

Dentro de los objetivos específicos necesarios para desarrollar el objetivo principal de este estudio se encuentran:

- Validar los datos NCEP-CFSR utilizando las 4 estaciones de datos observacionales (radiosondas) existentes en Chile.
- Determinar si existe un patrón espacial y temporal de variabilidad de la isoterma 0°C en las últimas décadas.
- Analizar, de existir, el patrón de variabilidad en la isoterma 0°C, y si este es parte de un patrón global o local atribuible al calentamiento global.

## 1.6. Hipótesis

La emisión de gases de efecto invernadero debido a actividades antropogénicas está modificando la composición de la atmósfera, lo cual intensifica el efecto invernadero natural de ésta, conduciendo a un aumento en la temperatura global. Es por esto, que la hipótesis del presente trabajo es la siguiente:

“La isoterma 0°C ha estado aumentando su altitud sobre los Andes chilenos debido al calentamiento troposférico atribuible al cambio climático global, principalmente de carácter antropogénico.”

## 2. Metodología

### 2.1. Fuentes de Datos

Este estudio se llevó a cabo mediante la utilización de dos fuentes diferentes de datos, las que se detallarán a continuación.

#### 2.1.1. Datos de radiosondas

En Chile, la red de radiosondas de la Dirección Meteorológica de Chile efectúa lances diarios desde el año 1957 en las ciudades de Antofagasta ( $23^{\circ}26'S$ ,  $70^{\circ}26'O$ ; 135 msnm), Quintero ( $32^{\circ}47'S$ ,  $71^{\circ}33'O$ ; 8 msnm) y Puerto Montt ( $41^{\circ}26'S$ ,  $73^{\circ}07'O$ ; 81 msnm), y desde 1975 en la ciudad de Punta Arenas ( $53^{\circ}00'S$ ,  $70^{\circ}07'O$ ; 37 msnm). La disposición de las estaciones se puede ver en la Figura 14. La estación de Quintero fue trasladada aproximadamente 100 km hacia el sur, hasta el sector de Santo Domingo ( $33^{\circ}38'S$ ,  $71^{\circ}18'O$ ; 77 msnm) en el año 1999, donde continúa hasta el presente.

Las variables diarias utilizadas de los radiosondeos en este estudio corresponden a la temperatura y la altura geopotencial. El período utilizado comprende los datos disponibles entre 1957 y 2014 para Antofagasta, Quintero/Santo Domingo y Puerto Montt, y entre los años 1975 y 2014 para Punta Arenas.

#### 2.1.2. NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)

Se utilizaron los productos de reanálisis “The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)” ds093.0 y ds094.0. El primer set de datos corresponde a los productos NCEP-CFSR inicializados cada 6 horas para el período comprendido entre el 01-01-1979 (00 UTC) y el 01-01-2011 (00 UTC), mientras que el segundo set corresponde al mismo producto pero desde el 01-01-2011 (00 UTC) hasta el presente.

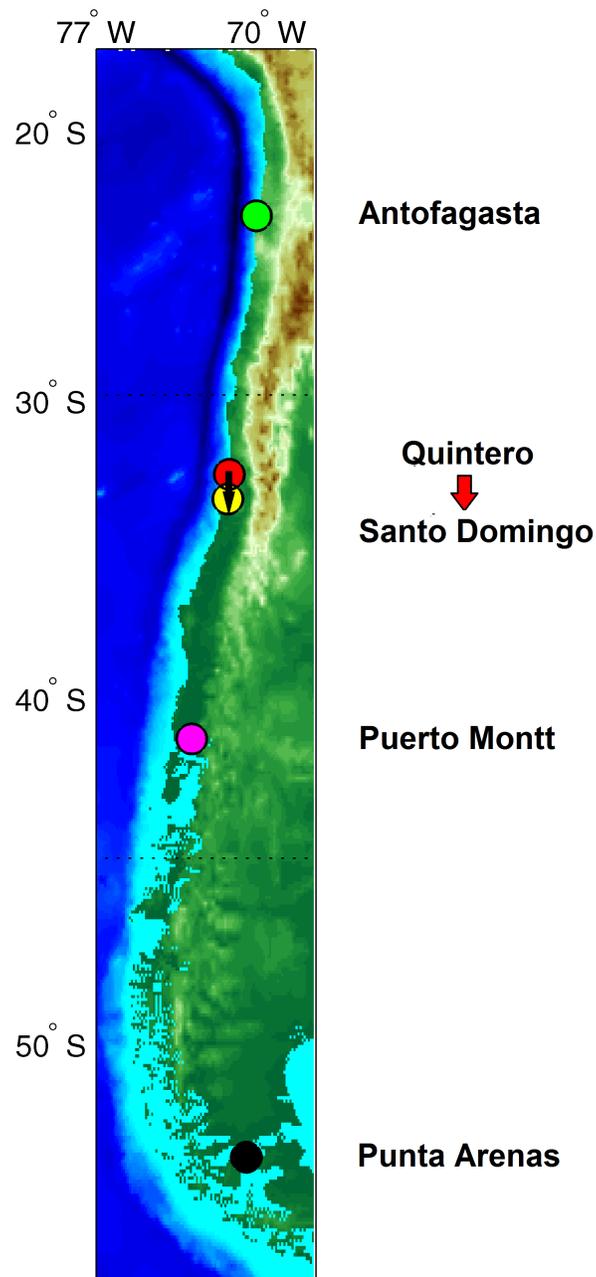
El reanálisis NCEP-CFSR es inicializado 4 veces por día (00, 06, 12 y 18 UTC) y posee una resolución horizontal de  $0.5^{\circ}$ . Es un producto de tercera generación, que incluye asimilación de radiancias satelitales y un sistema atmósfera-océano-superficie terrestre-hielo marino acoplado diseñado para proporcionar la mejor estimación del estado de dichos dominios. Cabe destacar que la información aerológica proporcionada por las 4 estaciones de lanzamiento de radiosondas en Chile es asimilada por el modelo que produce el reanálisis NCEP-CFSR.

Los datos fueron descargados para todo el hemisferio sur ( $0^{\circ}$ -  $90^{\circ}S$ ,  $180^{\circ}O$  - $180^{\circ}E$ ), y para todo el período disponible en el caso del producto ds093.0, y hasta el 31 de diciembre del año

2014 para el producto ds094.0. El parámetro utilizado para los posteriores análisis realizados corresponde a la altura geopotencial en el nivel vertical de la isoterma 0°C.

Los archivos fueron descargados gratuitamente desde la página del National Center for Atmospheric Research's Research Data Archive, que se encuentra en el siguiente enlace: <http://rda.ucar.edu>

### Ubicación Estaciones Radiosonda



**Figura 14:** Ubicación de las estaciones de radiosonda en Chile. En verde, Antofagasta, en rojo Quintero, en amarillo Santo Domingo, en magenta Puerto Montt y en color negro Punta Arenas.

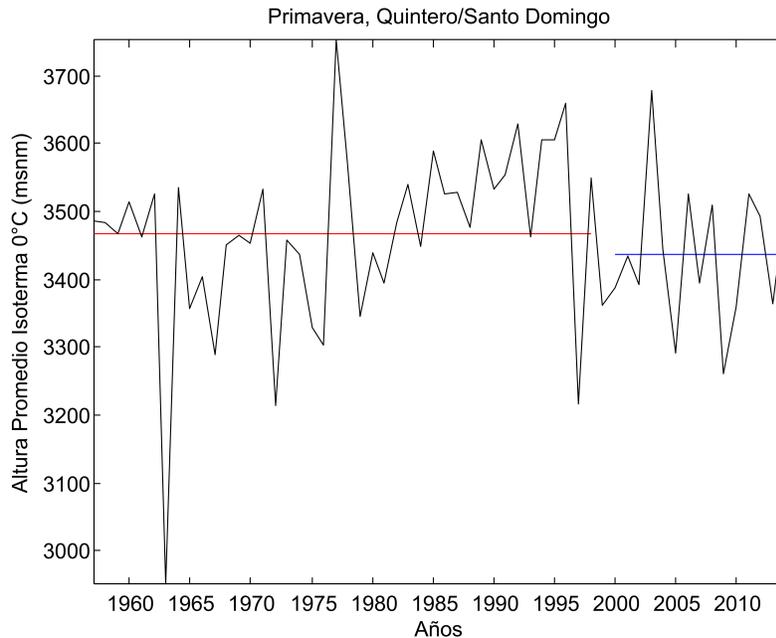
## 2.2. Pre-pocesamiento

### 2.2.1. Datos de radiosonda

Luego de extraer las variables de altura y temperatura en todas las estaciones de radiosondas se interpoló linealmente la altura promedio diaria de la isoterma 0°C.

Tras esto se realizaron promedios mensuales y estacionales anuales. Además, se definió la condición de que el número de datos disponibles para calcular los promedios fuera mayor al 70 % para ser representativos, por ejemplo, para el promedio mensual de enero los datos debían ser mayor o igual a  $31 * 0,7$ .

Por otro lado, se realizó un ajuste a los datos de la estación Quintero/Santo Domingo, debido al cambio de lugar de la estación en el año 1999 desde Quintero hacia Santo Domingo, generando un descenso promedio (sesgo sistemático) en los valores diarios de la altura de la isoterma 0°C (Figura 15). El ajuste consistió en agregarle a los datos diarios desde el año 2000 en adelante el valor resultante del sesgo sistemático (diferencia entre los promedios de largo plazo entre Quintero y Santo Domingo).



**Figura 15:** Descenso promedio de los datos en la estación Quintero/Santo Domingo en Primavera, luego de ser trasladada desde Quintero hacia Santo Domingo. La media de los datos en Quintero corresponde a la línea roja y el promedio en Santo Domingo corresponde a la línea azul.

### 2.2.2. NCEP-CSFR

En este caso se realizaron promedios diarios, mensuales y estacionales anuales para toda la grilla descargada. Luego de realizar estos promedios se extrajeron las series de tiempo anuales estacionales de los puntos de grilla más cercanos a cada estación de lanzamiento de radiosondas para poder realizar la validación de los resultados con respecto a los datos observacionales.

## 2.3. Validación

Una de las razones por las que se utilizaron los datos de radiosondas, es la validación del reanálisis NCEP-CFSR. Esta validación se realizó tanto para los datos diarios como para los datos estacionales anuales para el período comprendido entre 1979 y 2014.

Los índices utilizados para la validación fueron la raíz del error cuadrático medio (RECM), la correlación de Pearson, el error de sesgo (ES), y la tasa entre las desviaciones estándar. Se puede indicar, que la RECM posee 3 fuentes de error: de fase (correlación), de amplitud (tasa entre desviaciones estándar) y de sesgo (error de sesgo) [Wilks, 2011].

Para el caso de la validación de datos diarios se trabajó con anomalías de la siguiente forma: cada siete días se calculó un promedio y este promedio resultante se le restó a los siete días correspondientes. Lo anterior se realizó para todo el periodo utilizado, tanto para los datos observados como para los datos NCEP-CFSR. Debido a que se trabajó con anomalías, en este caso no se calculó el ES ya que resulta cercano a cero.

- **Correlación de Pearson:** Es la tasa de las covarianzas entre las dos variables y el producto de las desviaciones estándar de cada variable. En este caso, nuestras variables corresponden a la altura de la isoterma 0°C observada ( $h_o$ ) y la altura reanalizada por el NCEP-CFSR ( $h_p$ ).

$$r_{hohp} = \frac{Cov(ho, hp)}{s_{ho}s_{hp}} = \frac{\sum_{i=1}^N (ho_i - \overline{ho})(hp_i - \overline{hp})}{s_{ho}s_{hp}} \quad (1)$$

La correlación de Pearson sólo puede tomar valores entre -1 y 1. Cuando  $r_{hohp} = 1$  hay una asociación positiva perfecta, es decir si una variable aumenta la otra lo hace en la misma magnitud y dirección, mientras que si  $r_{hohp} = -1$  existe una asociación negativa perfecta. Cabe mencionar que este coeficiente sólo determina si existe una relación lineal entre ambas variables y además, no explica en un sentido físico o causal la relación entre las variables. Es por esto que no puede usarse únicamente este estadístico para concluir

alguna relación entre ellas.

- **Raíz del error cuadrático medio (RECM):** Corresponde a la raíz cuadrada del promedio de la suma de diferencias cuadráticas entre los valores observados (provenientes de los radiosondas) y los reanalizados por el NCEP-CFSR. Si la RECM es cero, no hay error y las series son exactamente iguales. Su fórmula es la siguiente:

$$RECM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (hp_i - ho_i)^2}{N}} \quad (2)$$

- **Error de sesgo (ES) :** Permite determinar si los valores reanalizados están subestimando o sobrestimando de manera sistemática los valores observados. Si el valor del ES es positivo existe sobrestimación. Mientras mayor es la magnitud, mayor es la sobrestimación o subestimación dependiendo del signo del ES.

$$ES = \frac{\sum_{i=1}^N (hp_i - ho_i)}{N} \quad (3)$$

- **Cociente entre las desviaciones estándar:** Permite determinar si el modelo está sobrestimando ( $>1$ ) o subestimando ( $<1$ ) la amplitud de los datos observados.

$$Cociente_{std} = \frac{std_p}{std_o} \quad (4)$$

Donde  $std_p$  corresponde a la desviación estándar de los datos de reanálisis, y  $std_o$  a la desviación estándar de los datos observados.

## 2.4. Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF)

El método de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF) se utiliza generalmente para obtener de manera más comprimida la variabilidad tanto temporal como espacial de un set de datos a través de “modos” estadísticos o funciones ortogonales. Las EOFs particionan la varianza del set de datos originales, siendo generalmente los primeros modos aquellos que explican la mayor parte de la variabilidad del set original de datos analizados.

Las EOFs pueden ser obtenidas de dos formas diferentes, sin embargo, independiente de la forma utilizada, el resultado será el mismo. La primera manera consiste en construir la matriz de covarianza de la(s) variable(s) estudiada(s), para posteriormente calcular tanto sus valores como vectores propios. La segunda forma consiste en la utilización del valor simple de la matriz de datos originales, para luego realizar una descomposición de este, obteniendo

así, valores y vectores propios, como también las componentes principales. La descripción completa puede ser revisada en Venegas (2001).

## 2.5. Correlación Punto

Luego de obtener los primeros tres modos EOFs, se realizó una correlación entre las componentes principales del primer modo EOF y cuatro espesores atmosféricos (100-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa) con el fin de analizar si el patrón obtenido para la elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  es parte o no de algún patrón presente en la tropósfera.

## 2.6. Análisis de las fases de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO)

La Oscilación Interdecadal del Pacífico (IPO, por sus siglas en inglés) es un patrón de variabilidad del Pacífico similar al fenómeno ENOS pero a escalas interdecadales. Se caracteriza por un tripolo de anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) cuyos nodos o centros se ubican en el Pacífico Noroccidental, Pacífico tropical y Pacífico Suroccidental. Cuando la IPO se encuentra en fase positiva existen anomalías negativas de la TSM sobre los nodos del Pacífico Norte y Sur, mientras hay anomalías positivas sobre el nodo del Pacífico tropical, y lo contrario sucede en la fase negativa (Figura 16) ([Henley et al., 2015], [Jacques-Coper & Garreaud, 2015], [Salinger et al., 2001]).

Las últimas dos fases experimentadas por la IPO corresponden a:

- Fase positiva entre 1978-98
- Fase negativa desde el año 2000

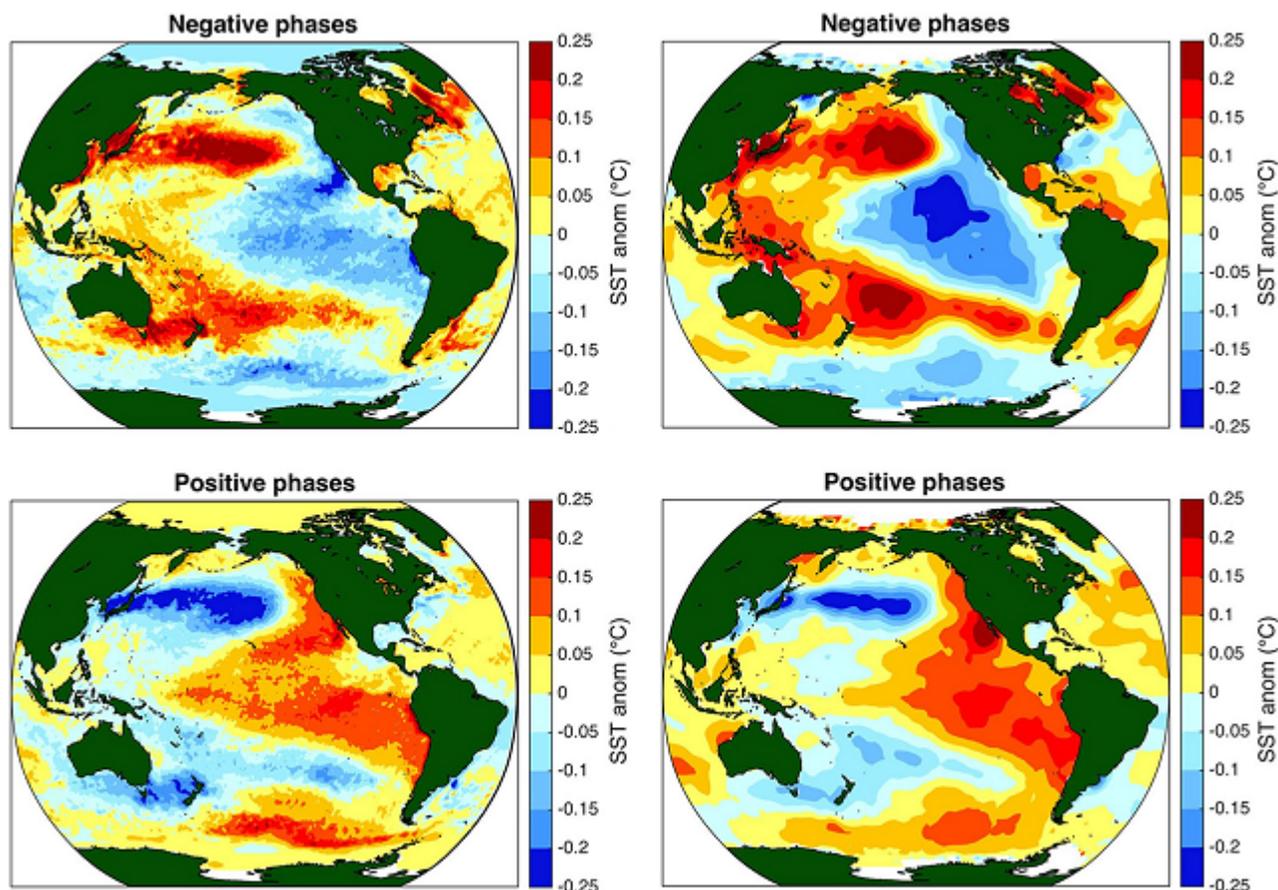
Como se mencionó en la sección anterior, esta oscilación modula en gran medida la variabilidad interdecadal del clima en nuestro país. Debido a esto, es conveniente analizar el comportamiento de la atmósfera durante estas dos últimas fases y así determinar en que medida están siendo influenciadas por ellas los análisis obtenidos a partir de las EOFs, correlaciones punto y tendencias lineales.

El índice utilizado corresponde al Índice del Tripolo para la Oscilación Interdecadal del Pacífico (TPI(IPO)). Dicho índice está basado en la diferencia entre el promedio de anomalías de la TSM sobre el Pacífico tropical y el promedio de anomalías de la TSM en el Pacífico Noroccidental y Suroccidental.

Para analizar el comportamiento de distintas partes de la tropósfera entre las últimas dos fases de la IPO, se definieron dos categorías (las cuales serán explicadas en la siguiente sección), y se promediaron los espesores mencionados anteriormente en estas categorías. Luego

se realizó una diferencia entre estas dos categorías analizándose los campos obtenidos.

También se calcularon campos de tendencia lineal de los espesores atmosféricos para confirmar los resultados obtenidos del análisis anterior.



**Figura 16:** Compuestos de anomalías de la TSM durante la fase positiva y negativa de la IPO utilizando HadISST2.1 (izquierda) entre 1870-2007 y ERSSTv3b (derecha) entre 1870 y 2013 [Henley et al., 2015].

## 2.7. Tendencias lineales

Para analizar la variación en el tiempo de la altura de la isoterma isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  y del ancho de los espesores atmosféricos 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa se calcularon sus tendencias lineales (m/década). Para hacer más eficiente el cálculo en MATLAB, a los valores iniciales se le restaron las misma series pero sin tendencia lineal, la cual fue extraída mediante la función *detrend*, obteniéndose así la correspondiente tendencia de los datos originales.

## 2.8. Significancia estadística

Para determinar la significancia estadística tanto de las tendencias lineales calculadas para los campos promedios de la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$ , como de las tendencias lineales y diferencia de medias entre las dos últimas fases de la IPO para los espesores atmosféricos 1000-

850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa se utilizó el test de Monte Carlo. Dicho test consiste en el remuestreo del conjunto de datos originales utilizados para obtener el estadístico de prueba de interés (tendencias lineales y resta de medias). Luego, los valores obtenidos de estos estadísticos de prueba son utilizados como una estimación de la distribución nula para así comparar el valor del estadístico de prueba usando los datos originales [Wilks, 2011]. En este caso se utilizó un nivel de confianza del 95 %, esto significa que el valor del estadístico de prueba será considerado significativo sólo si su valor es mayor al 95 % o menor al 5 % de los valores obtenidos mediante el set de datos artificiales.

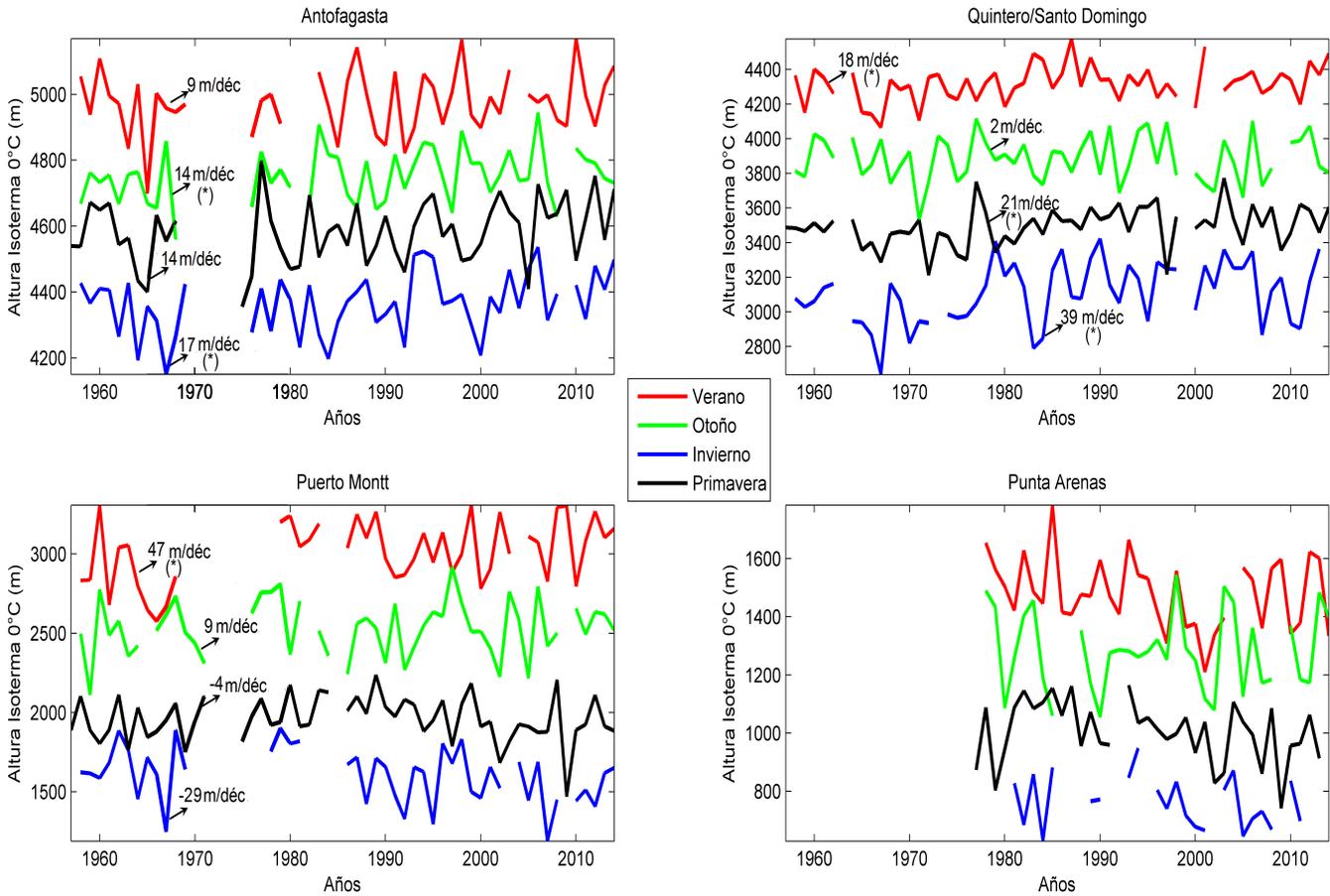
## 3. Resultados

### 3.1. Radiosonda

#### 3.1.1. Promedios Estacionales

En la Figura 17 se observan los promedios estacionales para las 4 estaciones de lanzamiento de radiosondas entre 1957 y el 2014, excepto para Punta Arenas, cuyos registros comienzan en el año 1975. Además, se indica la tendencia lineal de cada estación del año. Las tendencias para el período comprendido entre 1957 y 2014 observadas en esta figura se pueden resumir como:

- **Antofagasta:** Muestra tendencias positivas para las cuatro estaciones del año, siendo significativas en otoño (+14 m/década) e invierno (+17 m/década).
- **Quintero/Santo Domingo:** Exhibe tendencias positivas para todas las estaciones del año, siendo no significativa sólo la tendencia de otoño.
- **Puerto Montt:** Posee tendencias positivas para verano y otoño, y negativas para invierno y primavera. En esta estación, sólo verano resulta significativa (+47 m/década), representando la mayor tendencia lineal exhibida para el periodo en estudio entre las estaciones de radiosondas.



**Figura 17:** Promedios estacionales (m) y tendencias lineales (m/década) para cada estación de radiosondas entre 1957-2014 (excepto Punta Arenas, 1975-2014). Las tendencias lineales significativas al 95 % mediante Monte Carlo son indicadas con (\*).

### 3.2. NCEP-CFSR

#### 3.2.1. Validación NCEP-CFSR

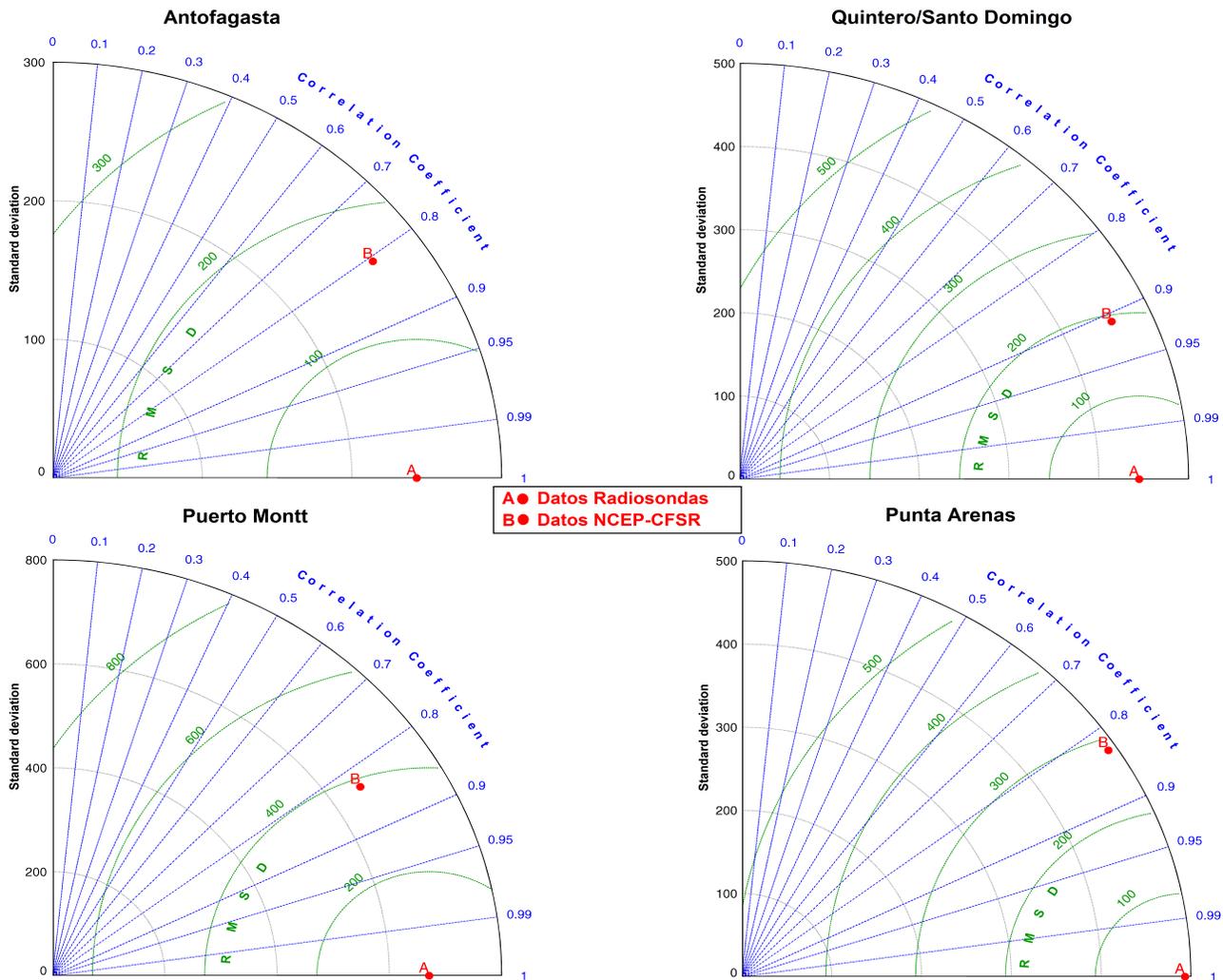
En la Tabla 6 y Figura 18 podemos observar los estadísticos calculados para la validación de los datos diarios NCEP-CFSR. Resumiendo:

- **Correlación de Pearson:** Las cuatro estaciones validadas presentan una muy buena correlación (en todas igual o mayor a 0.81), por lo cual el modelo refleja bastante bien las variaciones diarias que exhiben los datos observacionales, estando en fase.
- **Cuociente entre desviaciones estándar:** En las cuatro estaciones los valores son cercanos a 1, existiendo una ligera sobrestimación en la amplitud de los datos observados en las estaciones de Antofagasta y Quintero/Santo Domingo, y una ligera subestimación en Puerto Montt y Punta Arenas.

- Raíz del error cuadrático medio (RECM):** Las estaciones ubicadas en latitudes más bajas presentan menor error total, siendo Antofagasta la de menor magnitud (159 m), por lo cual los datos de reanálisis en esta estación se acercan más a los valores observados, mientras que la estación ubicada en Puerto Montt presenta el mayor valor, de 383 m.

Estación Estadísticos	Antofagasta	Quintero/Santo Domingo	Puerto Montt	Punta Arenas
RECM (m)	159	192	383	285
Correlación	0.81	0.91	0.83	0.83
Cociente entre desv. estándar	1.09	1.02	0.98	0.99

**Tabla 6:** Valores de los estadísticos utilizados para validar los promedios diarios de la altura de la isoterma 0°C del modelo NCEP-CFSR.



**Figura 18:** Diagrama de Taylor para las 4 estaciones de radiosonda utilizando las anomalías de datos diarios.

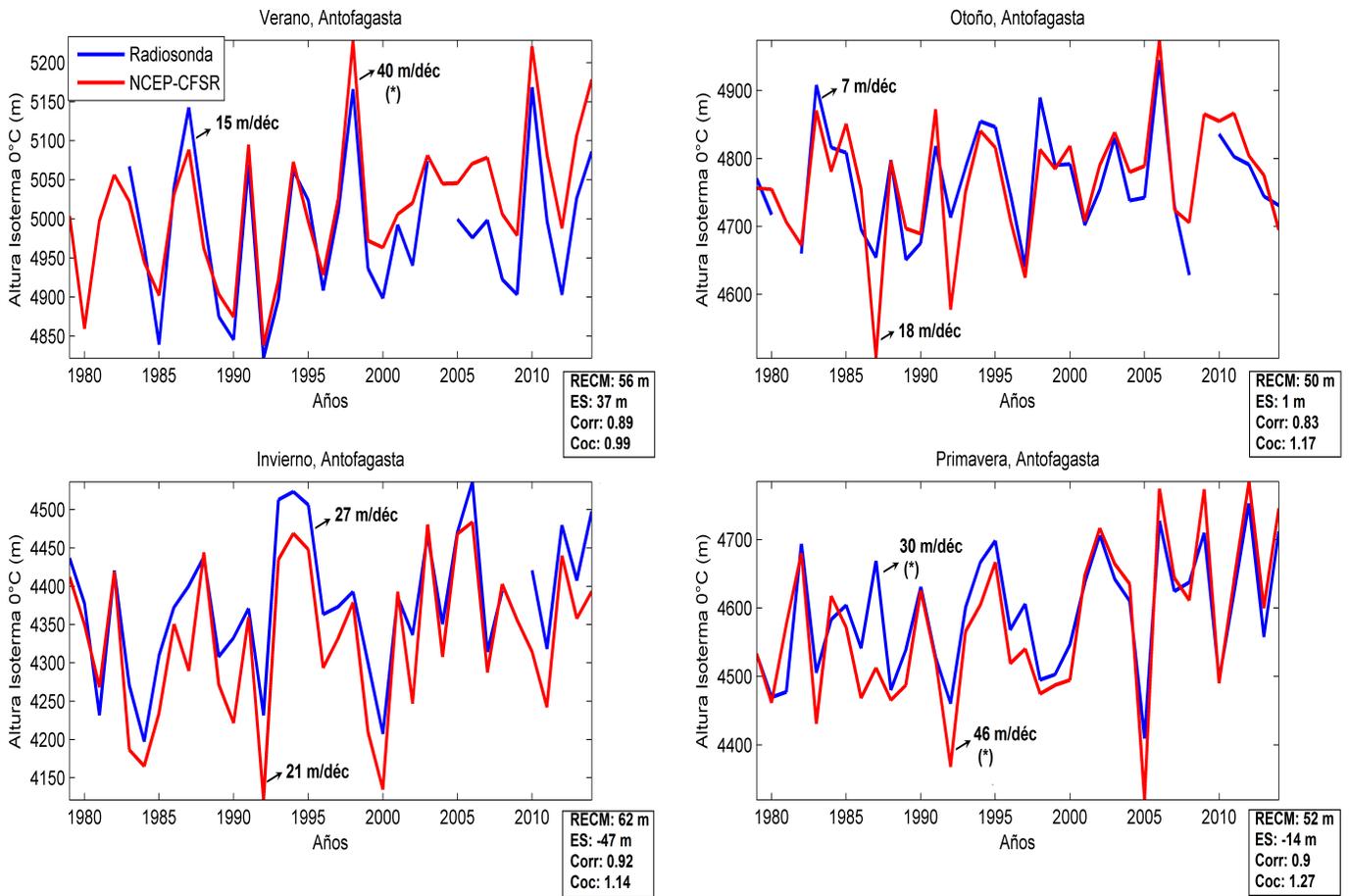
En las Figuras 19, 20, 21 y 22 se observa una comparación entre el modelo y los datos observados para las series de tiempo estacionales de la elevación promedio de la isoterma 0°C para Antofagasta, Quintero/Santo Domingo, Puerto Montt y Punta Arenas, entre 1979 y 2014. Además, se puede observar en cada figura estacional los valores de los estadísticos calculados.

Resumiendo:

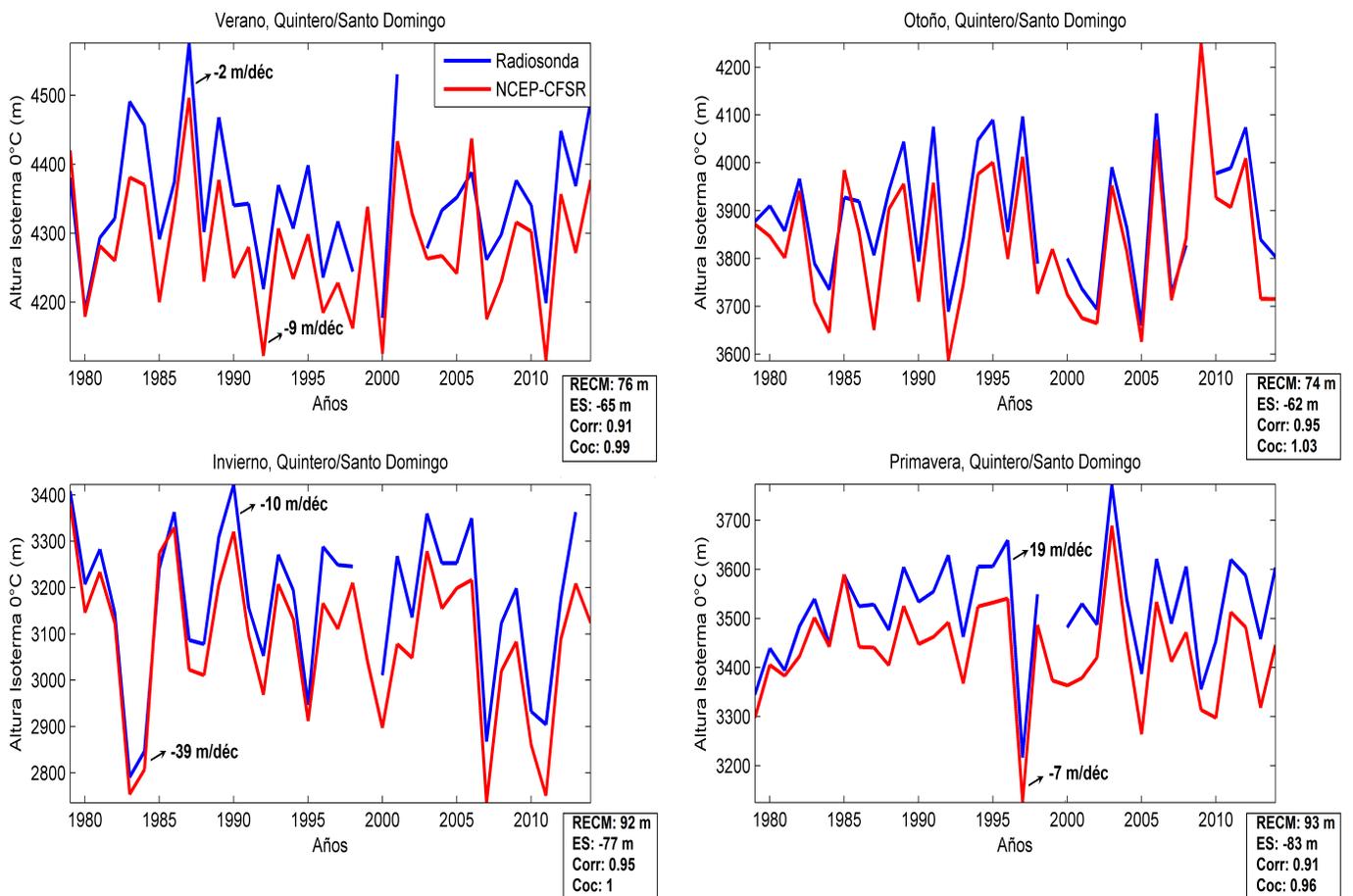
- **Antofagasta (Figura 19):** Se observa una elevación de la isoterma 0°C (tendencia lineal positiva) para todas las estaciones del año tanto para los datos observados como para los datos de reanálisis. En el caso de los datos observados las tendencias son significativas sólo para primavera (+30 m/década), mientras que para los datos NCEP-CFSR son significativas en verano (+40 m/década) y primavera (+46 m/década). Además, es posible observar la sobrestimación del modelo para verano (sesgo positivo) y subestimación en invierno y primavera (sesgo negativo). Por otro lado, las correlaciones estacionales son bastante altas ( $> 0,83$ ), por lo cual el reanálisis representa correctamente las variaciones en la altura media de la isoterma 0°C a lo largo del periodo de estudio.
- **Quintero/Santo Domingo (Figura 20):** En este caso, es posible observar la subestimación de la altura de la isoterma 0°C por parte del reanálisis en todas las estaciones del año, presentando un sesgo negativo. Las correlaciones son mayores a 0,9, por lo que el reanálisis replica bastante bien las variaciones observadas en los radiosondas. No existen tendencias significativas para ninguna estación del año tanto para el radiosonda como para el reanálisis, siendo incluso cercanas a cero en otoño en ambos (es por esto que no se observa su valor en la figura correspondiente).
- **Puerto Montt (Figura 21):** Sólo se observan tendencias significativas para los datos observados en invierno (-63 m/década) y primavera (-56 m/década). Por otra parte, los datos de reanálisis no exhiben tendencias significativas. Además, es posible observar la mayor sobrestimación por parte del reanálisis en invierno, con un ES de 143 m, mientras que las correlaciones son mayores a 0,87 en todas las estaciones del año.
- **Punta Arenas (Figura 22):** Tanto los datos observados como los del reanálisis presentan una disminución en la altura de la isoterma 0°C (tendencias negativas). Sin embargo, sólo existe una tendencia significativa por parte del radiosonda para primavera (-34 m/década). Los datos NCEP-CFSR subestiman los valores observados en invierno y primavera (ES negativo) y sobrestiman los valores en verano y otoño (ES positivo). Primavera exhibe la menor correlación entre el modelo y el radiosonda con un valor de 0,78. Sin embargo, continúa siendo una correlación muy alta.

De acuerdo a los valores obtenidos en los estadísticos mencionados anteriormente se puede concluir que los datos de reanálisis replican bastante bien tanto las variaciones como la amplitud de los datos diarios y anuales observados, resultando adecuados para estudiar el comportamiento de la isoterma 0°C en las últimas décadas.

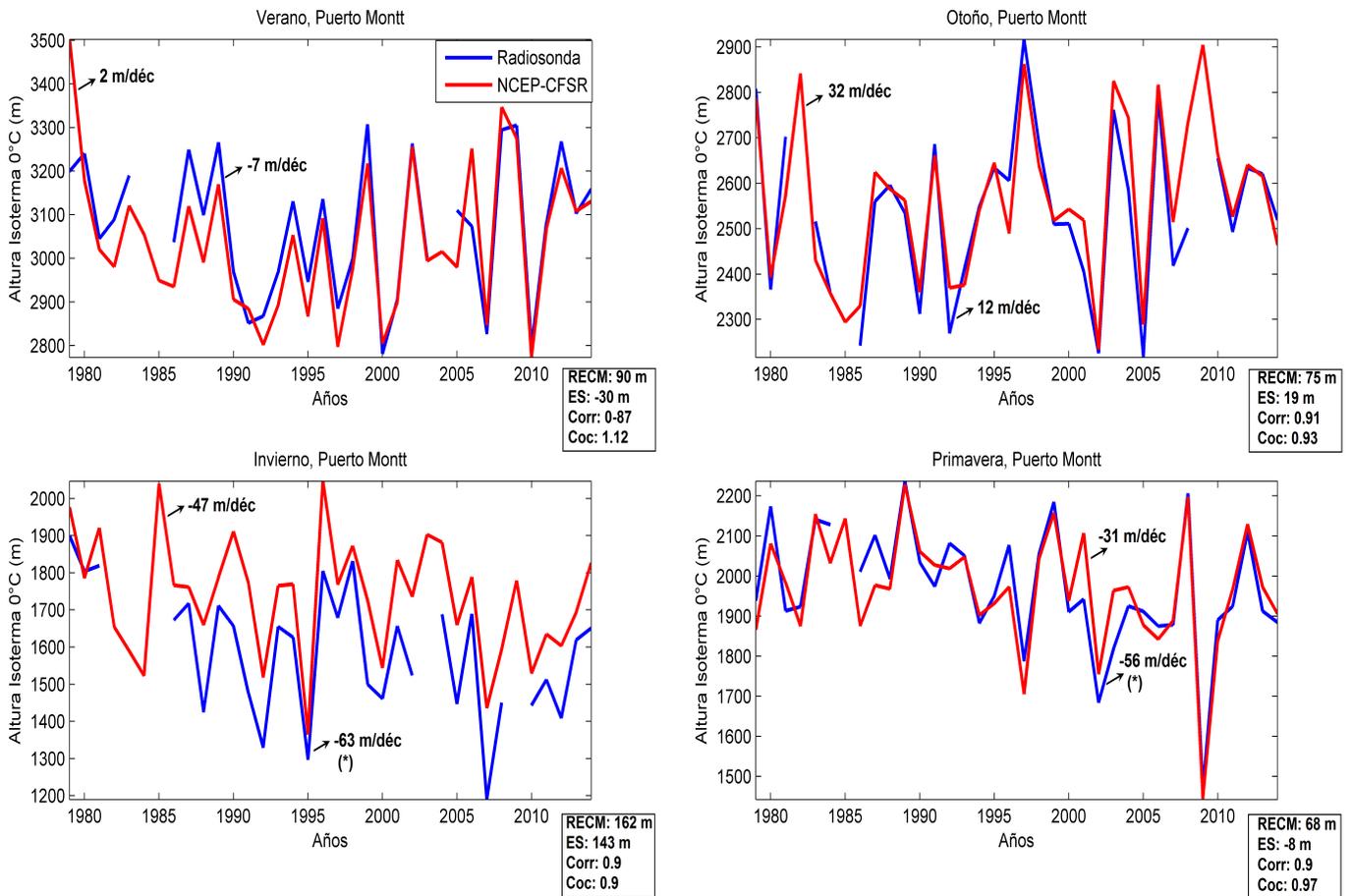
Por otra parte, al comparar el periodo de mayor extensión (Figura 17) con el más reciente (Figuras 19, 20, 21 y 22), se puede observar que al considerar el periodo completo (1957-2014) existe una tendencia (significativa al 95 %), al aumento de la altura de la isoterma 0°C, especialmente en Antofagasta (otoño e invierno), Quintero/Santo Domingo (verano, invierno y primavera) y Puerto Montt (verano). Sin embargo, al analizar las tendencias sobre el periodo más reciente (entre 1979 y 2014), estas tendencias positivas sólo se mantienen en Antofagasta (primavera significativa al 95 %), mientras que en Quintero/Santo Domingo, contrario a lo percibido para el periodo más extenso, sólo en primavera se observa una tendencia positiva (no significativa), mientras que verano e invierno presentan variaciones negativas (-2 m/década y -10 m/década, respectivamente). Por último, otoño exhibe una tendencia cercana a cero, sin embargo, no son significativas en ninguna estación del año. En el caso de Puerto Montt se observa un descenso significativo (al 95 %) de la isoterma, tanto en invierno como en primavera (-63 m/década y -56 m/década, respectivamente), mientras que sólo en otoño se observa una tendencia positiva aunque no es significativa. En Punta Arenas, debido a que existen datos sólo a partir de 1975, las tendencias en los dos periodos (entre 1975 y 2014, y entre 1979 y el 2014), son similares en ambos, con tendencias negativas en todas las estaciones del año, siendo significativo el descenso en primavera para el periodo entre los años 1979 y 2014.



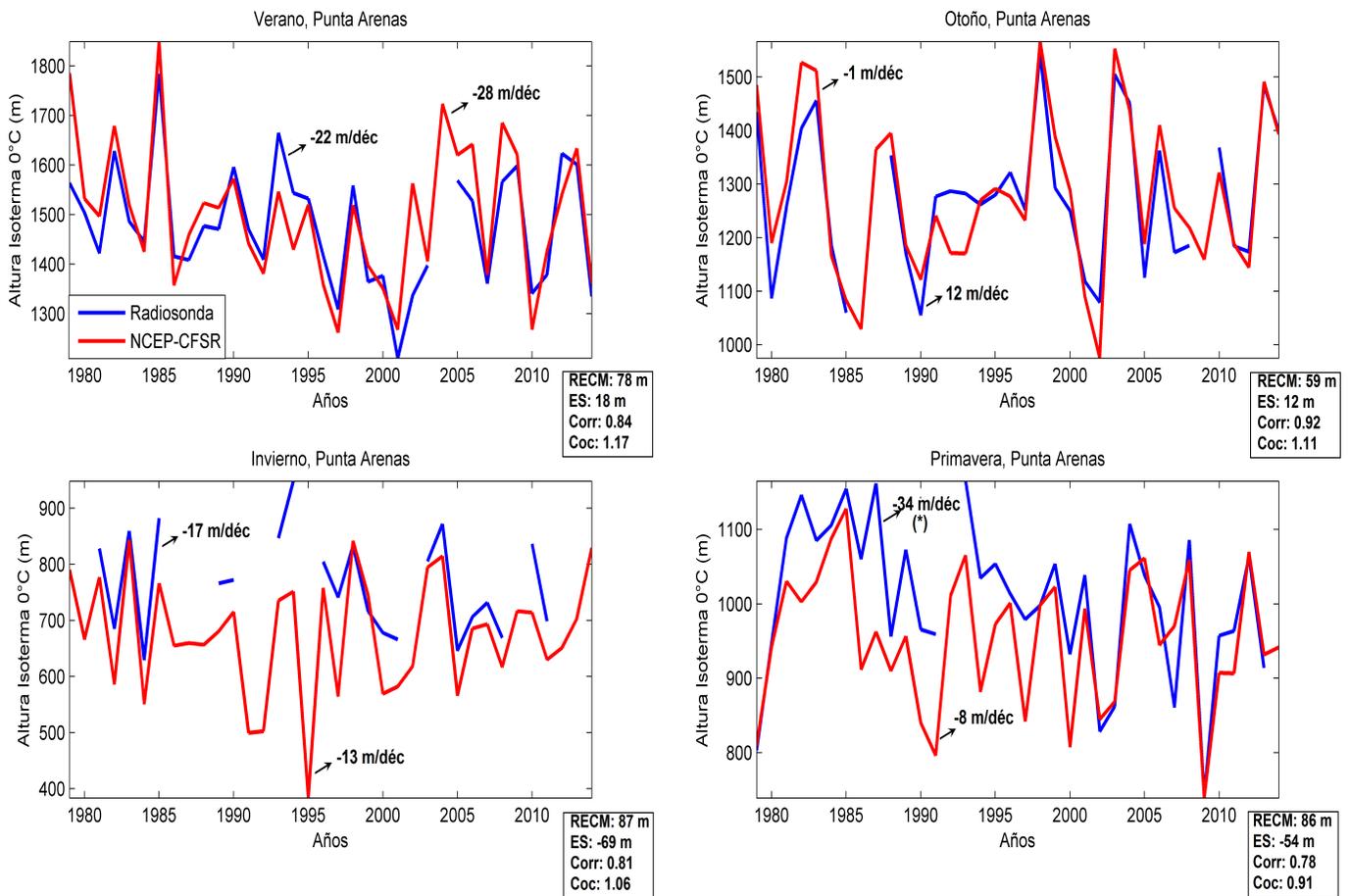
**Figura 19:** Variabilidad interanual para Antofagasta con datos de radiosonda (azul) y reanálisis NCEP-CFSR (rojo) para verano, otoño, invierno y primavera. Tendencias lineales indicadas con flechas para cada set de datos, con (\*) los valores significativos al 95 % mediante el test de Monte Carlo.



**Figura 20:** Variabilidad interanual para Quintero/Santo Domingo con datos de radiosonda (azul) y reanálisis NCEP-CFSR (rojo) para verano, otoño, invierno y primavera. Tendencias lineales indicadas con flechas para cada set de datos, con (\*) los valores significativos al 95 % mediante el test de Monte Carlo.



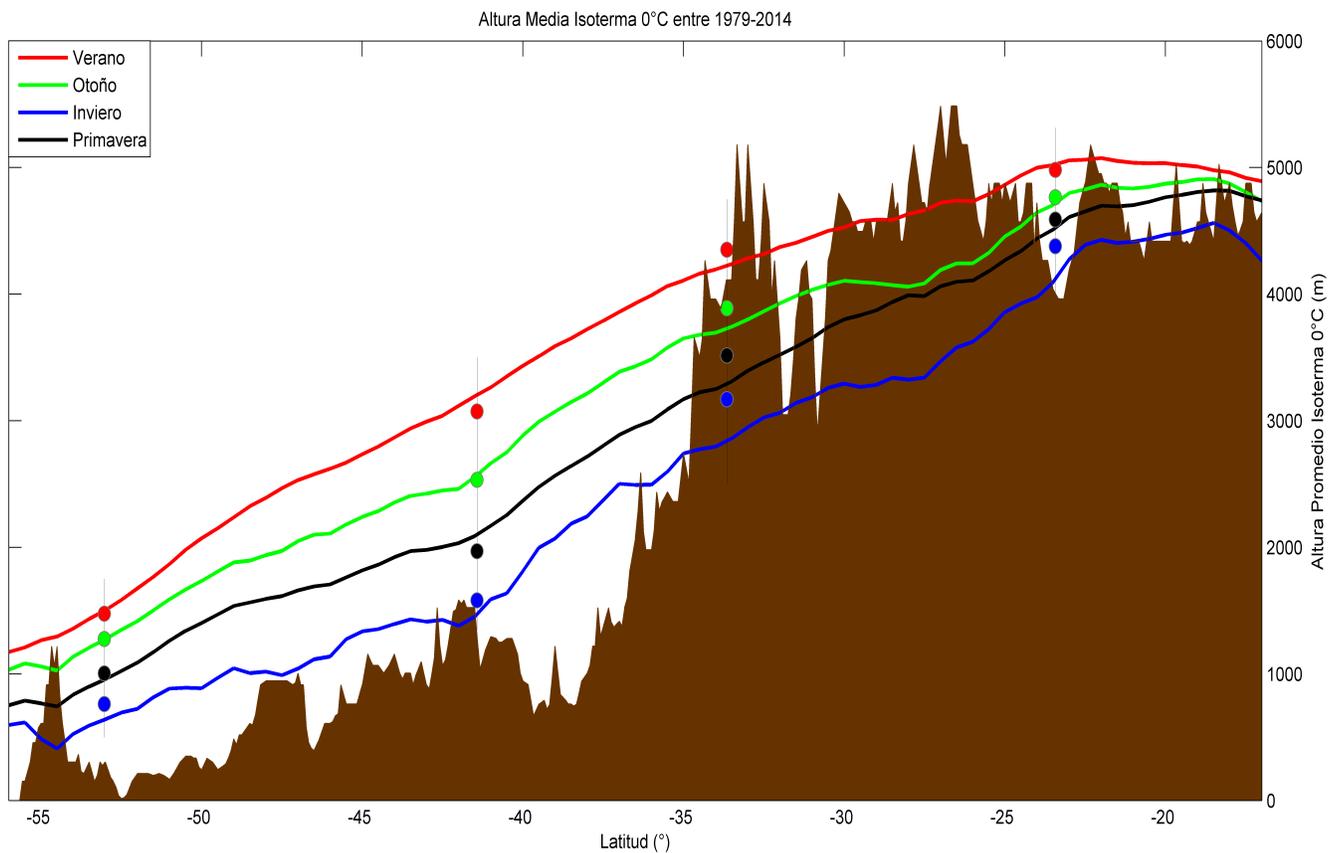
**Figura 21:** Variabilidad interanual para Puerto Montt con datos de radiosonda (azul) y reanálisis NCEP-CFSR (rojo) para verano, otoño, invierno y primavera. Tendencias lineales indicadas con flechas para cada set de datos, con (\*) los valores significativos al 95 % mediante el test de Monte Carlo.



**Figura 22:** Variabilidad interanual para Punta Arenas con datos de radiosonda (azul) y reanálisis NCEP-CFSR (rojo) para verano, otoño, invierno y primavera. Tendencias lineales indicadas con flechas para cada set de datos, con (\*) los valores significativos al 95 % mediante el test de Monte Carlo.

### 3.3. Variación latitudinal promedio de la elevación de la isoterma 0°C sobre los Andes chilenos

La Figura 23 representa el promedio estacional, entre los años 1979 y 2014, de la elevación de la isoterma 0°C entre 17°S y 56°S y a una longitud promedio entre 70°O y 68°O. Cabe destacar que debido a que las estaciones de radiosonda están en áreas costeras, las diferencias entre el promedio observado y el reanálisis sobre la misma latitud difieren en mayor magnitud, principalmente en invierno. Esto es debido a que sobre la cordillera en invierno existe un mayor depósito de nieve lo cual enfría el aire sobre ella, disminuyendo así en mayor magnitud la altura de la isoterma 0°C, lo que no es reflejado en las estaciones de radiosonda, presentando un promedio mayor al del modelo NCEP-CFSR.



**Figura 23:** Medias estacionales de la elevación de la isoterma 0°C para verano (rojo), otoño (verde), invierno (azul) y primavera (negro) tanto para los datos observacionales (puntos) como para los de reanálisis NCEP-CFSR (líneas) entre 17°S y 56°S y a una longitud constante promediada entre 70°O y 68°O. El área café corresponde a la topografía para la misma latitud, y con la longitud que posee mayor elevación topográfica entre 70°O y 68°O a partir de ETOPO5.

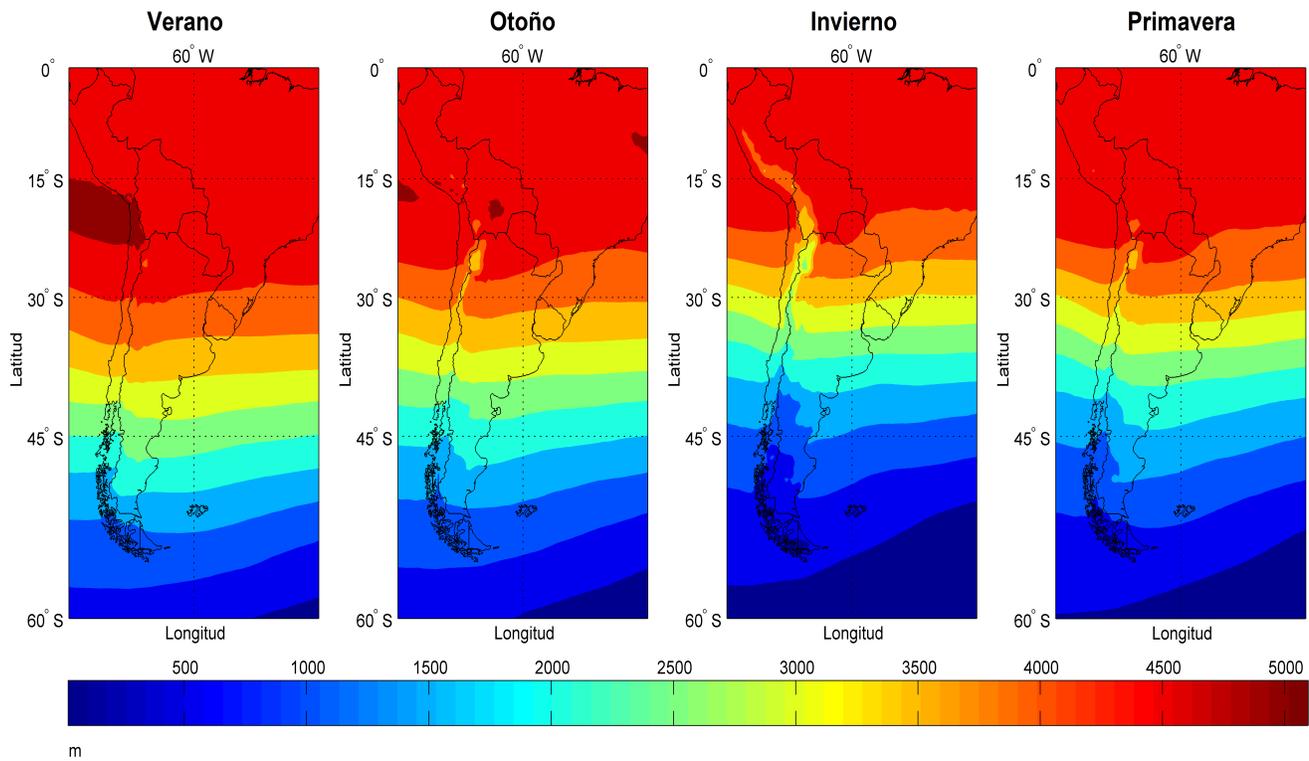
### 3.4. Campos estacionales

Los campos estacionales fueron calculados para todo el hemisferio sur, utilizando los datos de reanálisis (periodo entre 1979 y 2014), sin embargo sólo es mostrada la región entre 0°S - 60°S y 80°O-40°O, con el fin de facilitar la interpretación sobre la cordillera de los Andes en Chile.

#### 3.4.1. Campo Promedio

La Figura 24 corresponde al campo promedio estacional de la elevación de la isoterma 0°C. Observamos en primer lugar una variación latitudinal en cada estación del año, relacionada con el ángulo de incidencia solar, con un valor promedio mayor en latitudes bajas, disminuyendo hacia latitudes más altas. Además, se observa una mayor elevación promedio

de la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  en verano, lo cual se refleja con colores más cálidos (cercaos al rojo) alcanzando latitudes más altas. También se observa una variación longitudinal que varía dependiendo de la estación del año. En verano la distribución longitudinal del promedio de la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  es bastante homogénea, sin embargo, para las demás estaciones del año es posible observar una mayor variación longitudinal, la cual se concentra sobre la cordillera de los Andes, con alturas inferiores a las observadas en longitudes adyacentes, siendo más pronunciado en invierno. Esto se explica por la mayor frecuencia de eventos de precipitación sólida (nieve) sobre la cordillera en esta estación del año que en otros sectores. Esto enfría la atmósfera adyacente, disminuyendo en mayor magnitud la elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  que en sectores aledaños.

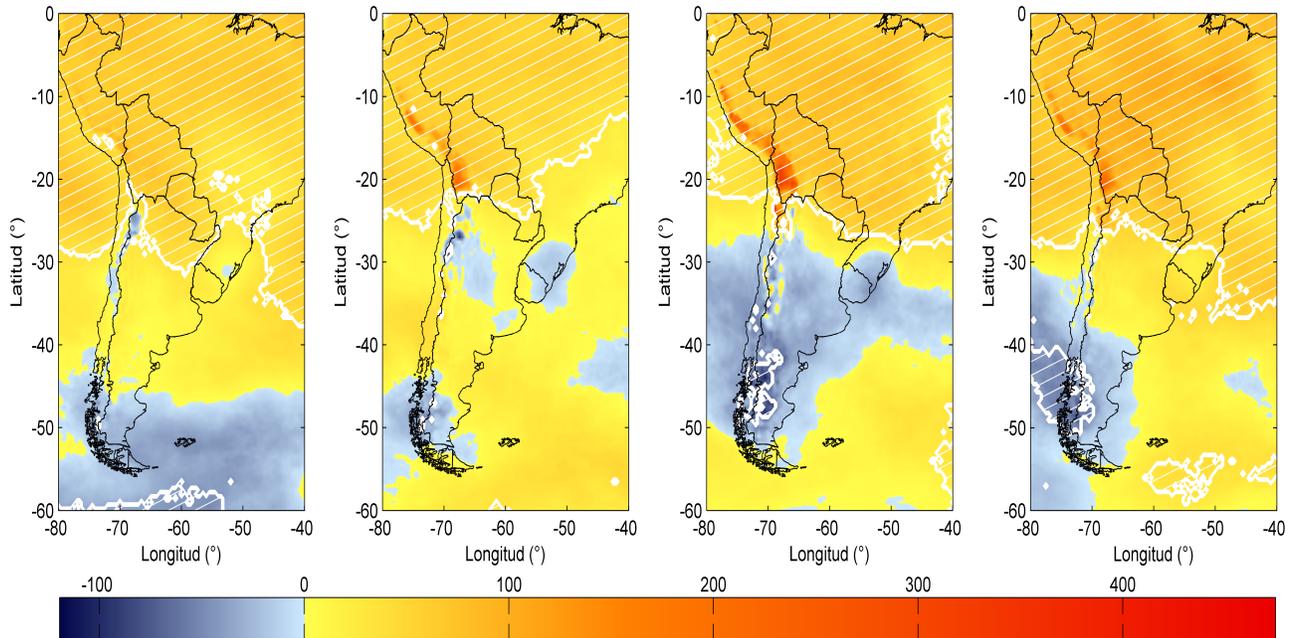


**Figura 24:** Campo promedio para las distintas estaciones del año. Verano, Otoño, Invierno y Primavera, para el periodo comprendido entre 1979 y 2014 utilizando los datos NCEP-CFSR para la región entre las latitudes  $0^{\circ}$  -  $90^{\circ}\text{S}$ , y entre las longitudes  $80^{\circ}\text{O}$  -  $40^{\circ}\text{O}$ .

### 3.4.2. Campo de tendencias lineales

En la Figura 25 se observan tendencias positivas sobre Chile en todas las estaciones del año, las cuales son significativas para un intervalo de confianza al 95 %, es decir, existe una elevación significativa de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  al norte de  $30^{\circ}\text{S}$ , y este aumento es de entre  $\sim 10$  y  $20$  m/década, abarcando desde el océano hasta la cordillera de los Andes. Por otra parte, se observa un descenso significativo (al 95 %) de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$ , en invierno y primavera,

localizado al sur del país y centrado aproximadamente en  $45^{\circ}\text{S}$ . Esta disminución concuerda con lo observado en los radiosondas de Puerto Montt y Punta Arenas (Figuras 21 y 22, respectivamente) donde existen tendencias lineales negativas para invierno y primavera, ambas significativas en Puerto Montt, y sólo significativas para primavera en Punta Arenas.

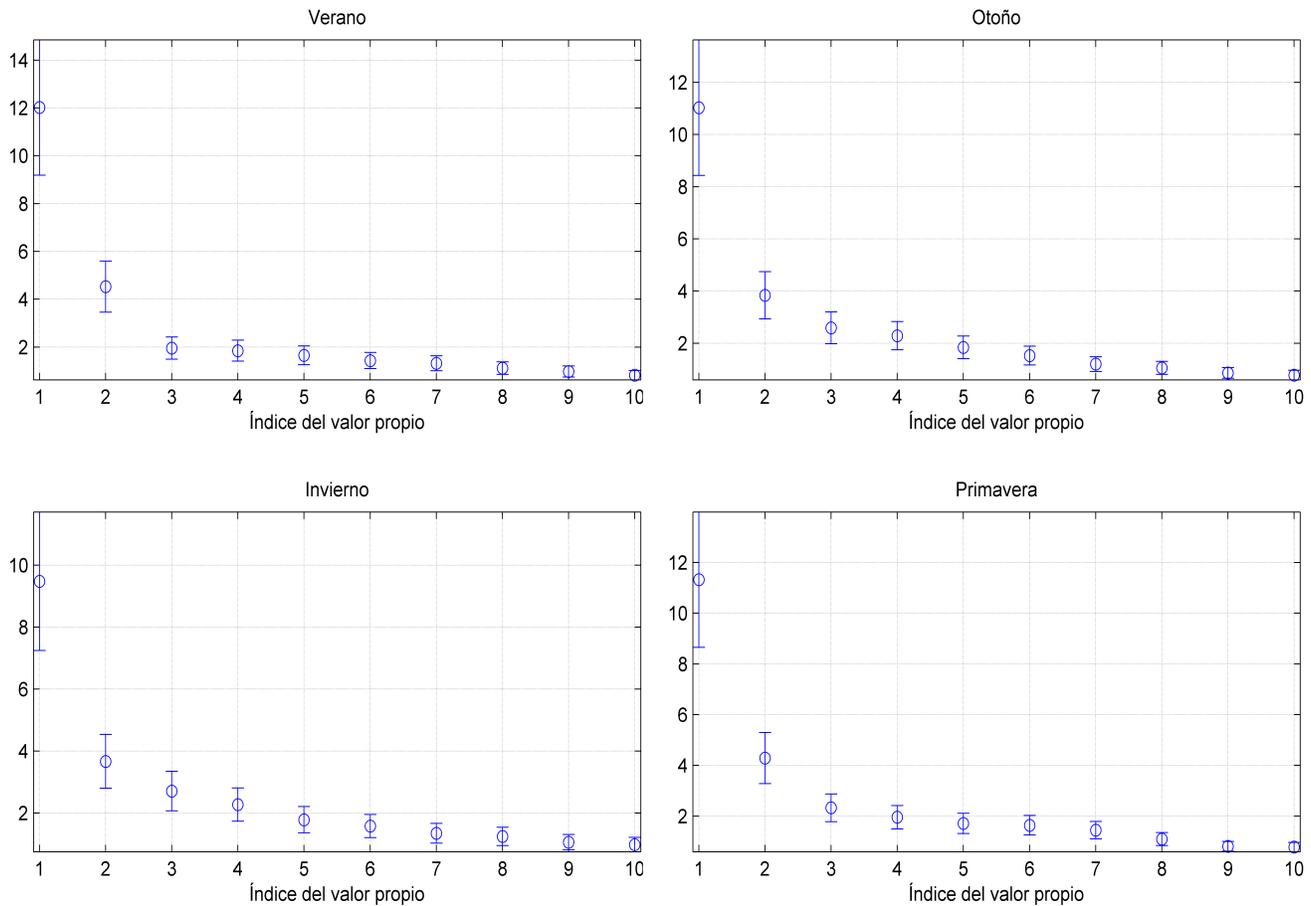


**Figura 25:** Campos de tendencias lineales (m/década) utilizando los datos NCEP-CFSR entre 1979 y 2014 para la región entre  $0^{\circ}$  y  $90^{\circ}\text{S}$ , y entre  $80^{\circ}\text{O}$  y  $40^{\circ}\text{O}$ . De izquierda a derecha: verano, otoño, invierno y primavera. El área achurada en color blanco corresponde a las zonas significativas mediante el test de Monte Carlo al 95 %.

### 3.5. Funciones Empíricas Ortogonales

En esta sección se describen los modos de covariabilidad extraídos mediante Funciones Empíricas Ortogonales (EOF, por sus siglas en inglés), obtenidas a partir de las anomalías del promedio anual de la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  a lo largo del hemisferio sur, entre los años 1979 y 2014 para cada estación del año.

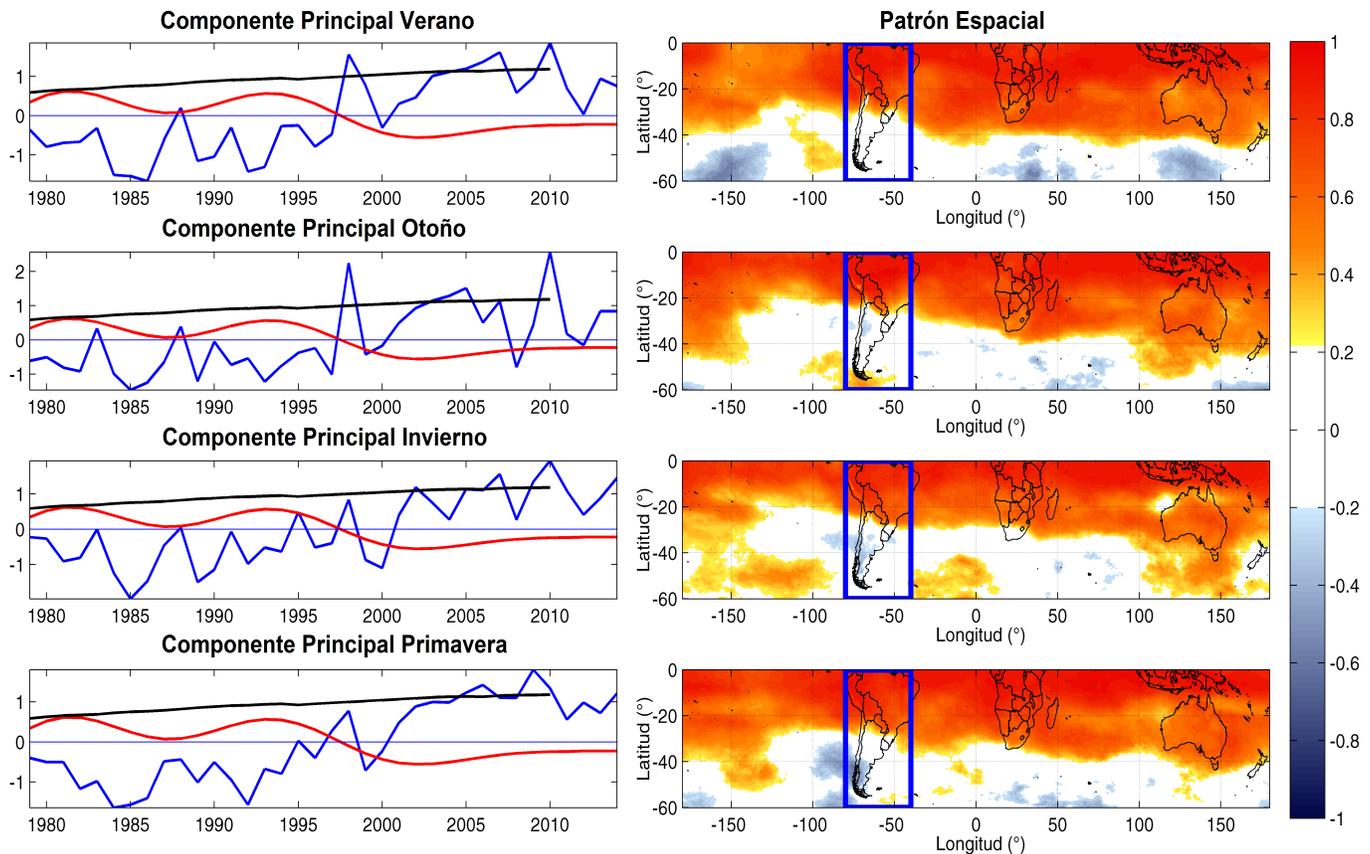
La Figura 26 representa el error de muestreo para los 10 primeros valores propios. De acuerdo a la regla de North et al. (1982), para que el modo calculado esté bien definido, o no mezclado con su modo vecino, el error de su valor propio deber ser menor a la diferencia entre él y el valor propio más cercano. Utilizando esta condición, es posible observar para las cuatro estaciones del año, un primer modo bien definido en todos los casos. No obstante, a partir del segundo valor propio los modos están mezclados con el siguiente, a excepción de verano y primavera para el segundo modo.



**Figura 26:** Error de muestreo de los 10 primeros valores propios, para cada estación del año (siguiendo la regla de North et al. (1982)).

La Figura 27 resume el primer modo EOF encontrado para el hemisferio sur en las cuatro estaciones del año, tanto su patrón temporal (o componente principal), en azul, como el patrón espacial (o EOF). En las cuatro estaciones podemos ver una banda de elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  a lo largo de todo el hemisferio, concentrándose principalmente en latitudes bajas, alcanzando en algunos sectores latitudes cercanas a los  $40^{\circ}\text{S}$  (patrón espacial, correlaciones positivas), la cual se ha intensificado a lo largo del periodo en estudio (componente principal) y cuya tendencia es positiva y significativa (Tabla 7). La Zona Norte de nuestro país (hasta alrededor de  $\sim 30^{\circ}\text{S}$ ), es parte de este patrón encontrado. No obstante, existen otras características sobre nuestra región en distintas estaciones del año que merecen ser mencionadas. Con el fin de centrar la atención sobre nuestro continente, y principalmente en Chile, se ha enmarcado en azul la región ubicada entre  $0^{\circ}\text{S}$  y  $60^{\circ}\text{S}$ , y entre  $80^{\circ}\text{O}$  y  $40^{\circ}\text{O}$ . En otoño, es posible observar, además de la banda de aumento de la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  sobre la región demarcada, una leve señal (correlaciones cercanas a  $-0.2$ ) de disminución de la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  al lado este de la cordillera de los Andes en Argentina alcanzando latitudes cercanas a los  $40^{\circ}\text{S}$ . Además, se observa en la punta sur del continente (al sur de

50°S) un aumento en la elevación la isoterma 0°C. No obstante, la señal es más débil a la observada en la banda ubicada en latitudes baja, con correlaciones cercanas a 0.4. En invierno, por otro lado, se observa en la Zona Centro-Sur del país, entre 30°S-48°S aproximadamente, una señal de disminución de la isoterma 0°C. Esta señal también alcanza parte de Argentina y del océano adyacente (30°S-40°S aproximadamente). Esta misma señal parece observarse en primavera, pero desplazada hacia latitudes más altas (entre 39°S-51°S) y más intensa, con correlaciones mayores a las observadas en invierno.



**Figura 27:** La columna izquierda corresponde a la componente principal del primer modo EOF (en azul) graficada junto a la variación de la temperatura media global debido a actividades humanas (en negro) calculada para la AR5 y en rojo el promedio anual del TPI(IPO). La columna derecha corresponde al patrón espacial de cada componente principal. En forma descendente: verano, otoño, invierno y primavera.

Estación \ Tendencia lineal	Modo 1	Modo 2	Modo 3
Verano	(*)0,12	-0,03	0,03
Otoño	(*)0,01	-0,05	-0,04
Invierno	(*)0,12	0,005	-0,02
Primavera	(*)0,13	0,005	-0,02

**Tabla 7:** Tendencias lineales (m/década) de los primeros 3 modos EOFs para cada estación del año. Las tendencias significativas son denotadas con (\*) y fueron obtenidas mediante el test de Monte Carlo al 95 %.

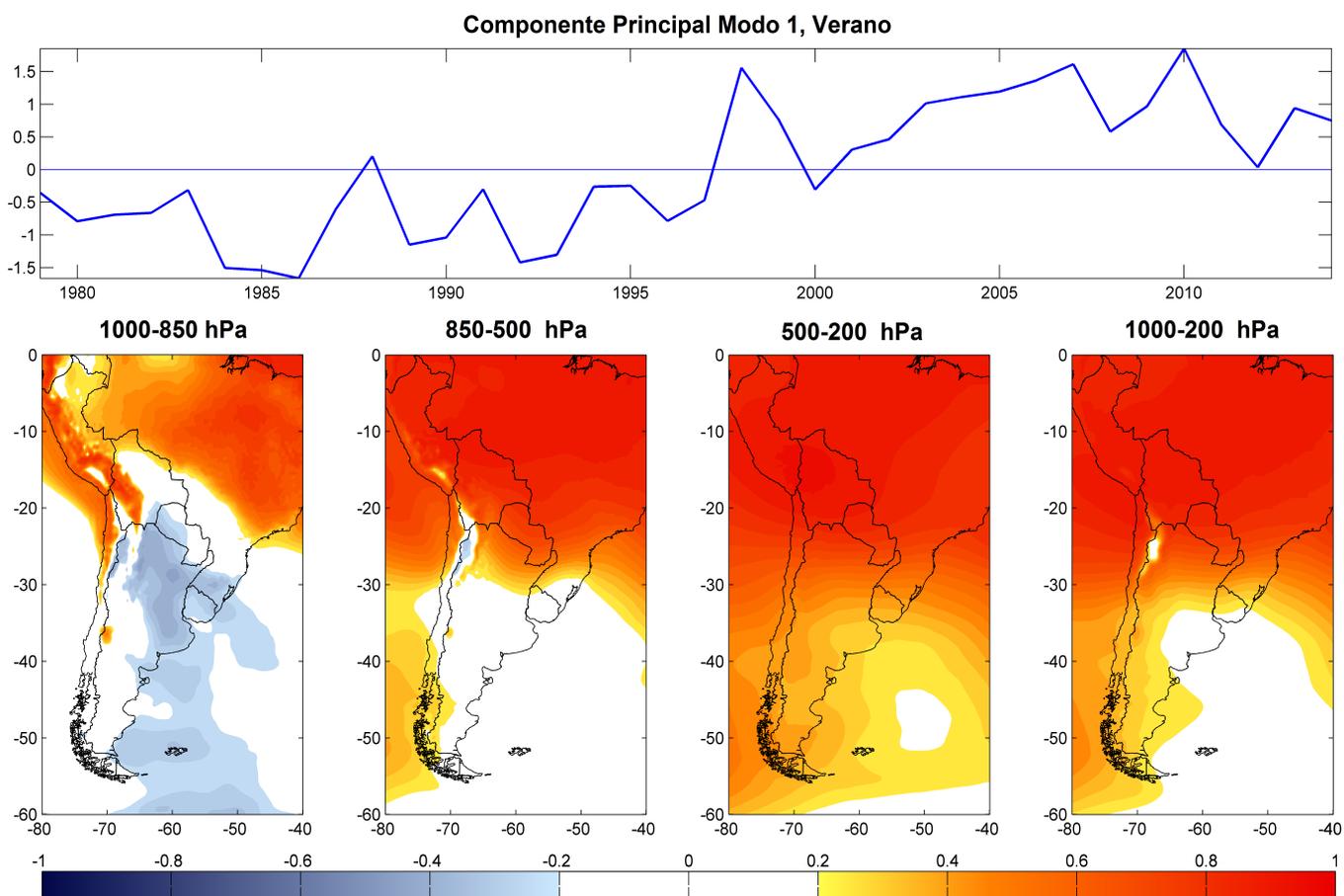
### 3.6. Relación con espesores atmosféricos

En esta sección se presentan los resultados de la correlación entre la componente principal del primer modo EOF y los espesores atmosféricos 1000-850 hPa, 850-500 hPa y 1000-200 hPa (Figuras 28, 29, 30 y 31) para cada estación del año. En este caso correlaciones positivas corresponden a un aumento en el ancho de los espesores, lo que es asociado a un calentamiento (aumento de la temperatura) en el espesor, mientras que correlaciones negativas a un adelgazamiento, producto de un enfriamiento (disminución de la temperatura) en el espesor. Dentro de los resultados presentados a continuación destaca la similitud entre el patrón observado en el espesor 850-500 hPa y el patrón exhibido por la altura de la isoterma 0°C, debido a que es aquí donde se mueve aproximadamente esta isoterma. A continuación se resumen los patrones obtenidos a partir de la correlación:

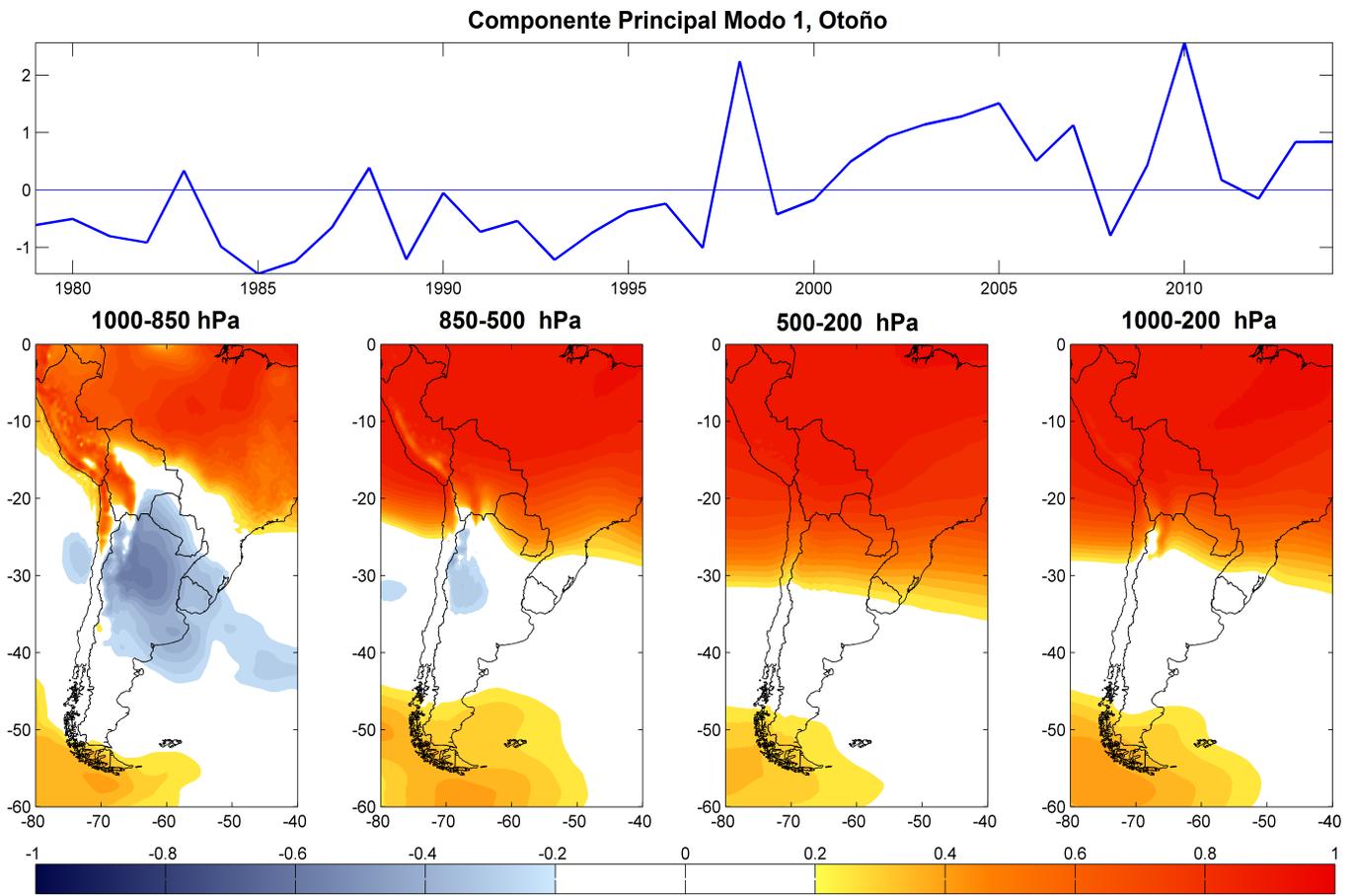
Es posible observar una banda de correlaciones positivas en latitudes bajas en todos los espesores analizados, similar a lo observado en el patrón encontrado para la isoterma 0°C, sin embargo, esta señal es más intensa, extensa y homogénea en los espesores que se encuentran a mayor altura (500-200 hPa). Para el caso del espesor 1000-850 hPa, la señal de ensanchamiento del espesor es menos homogénea y se observa con mayor intensidad sobre la cordillera de los Andes. En Chile, podemos observar un aumento de dicho espesor en la zona norte del país hasta aproximadamente 28°S, abarcando en verano parte del océano adyacente. Otra característica a mencionar de dicho espesor en verano, es una zona de disminución o adelgazamiento ubicada al sur de 20°S y entre 70°O y 45°O. Esta zona de disminución también es observada en otoño, sin embargo, en esta estación la señal es más intensa y se limita al área comprendida entre 20°S y 40°S. Además, en otoño se observa una señal de aumento del espesor en la punta sur del continente, aunque de menor intensidad a la del aumento en latitudes bajas. Por otra parte, como se mencionó anteriormente, los patrones espaciales

encontrados en el espesor 850-500 hPa son bastante parecidos a los encontrados para la variación en altura de la isoterma 0°C. Dentro de las principales diferencias entre ambos patrones se puede mencionar una zona de aumento del espesor en verano, en la zona sur del país entre 40°S y 50°S aproximadamente, señal que resulta menos intensa a la encontrada en la banda de correlaciones positivas en latitudes bajas. Al movernos hacia el espesor más alto (500-200 hPa), la señal que predomina sobre la región analizada es el aumento del espesor, siendo una señal mucho más extendida y homogénea sobre el continente. Esta señal abarca prácticamente la totalidad de la región en verano, concentrándose su mayor intensidad en latitudes menores, mientras que en primavera alcanza latitudes mayores a los 40°S sobre el continente. En el caso de otoño e invierno la señal de aumento del espesor alcanza latitudes cercanas a 30°S, donde continua observándose en otoño al igual que en el espesor 850-500 hPa una zona de aumento del espesor en la punta sur del continente, de menor intensidad a lo observado en latitudes menores. El espesor completo ( 1000-200 hPa) representa un resumen de lo que ha estado ocurriendo en la tropósfera, predominando al aumento promedio del espesor de la atmósfera, siendo muy similar al patrón encontrado en 500-200 hPa.

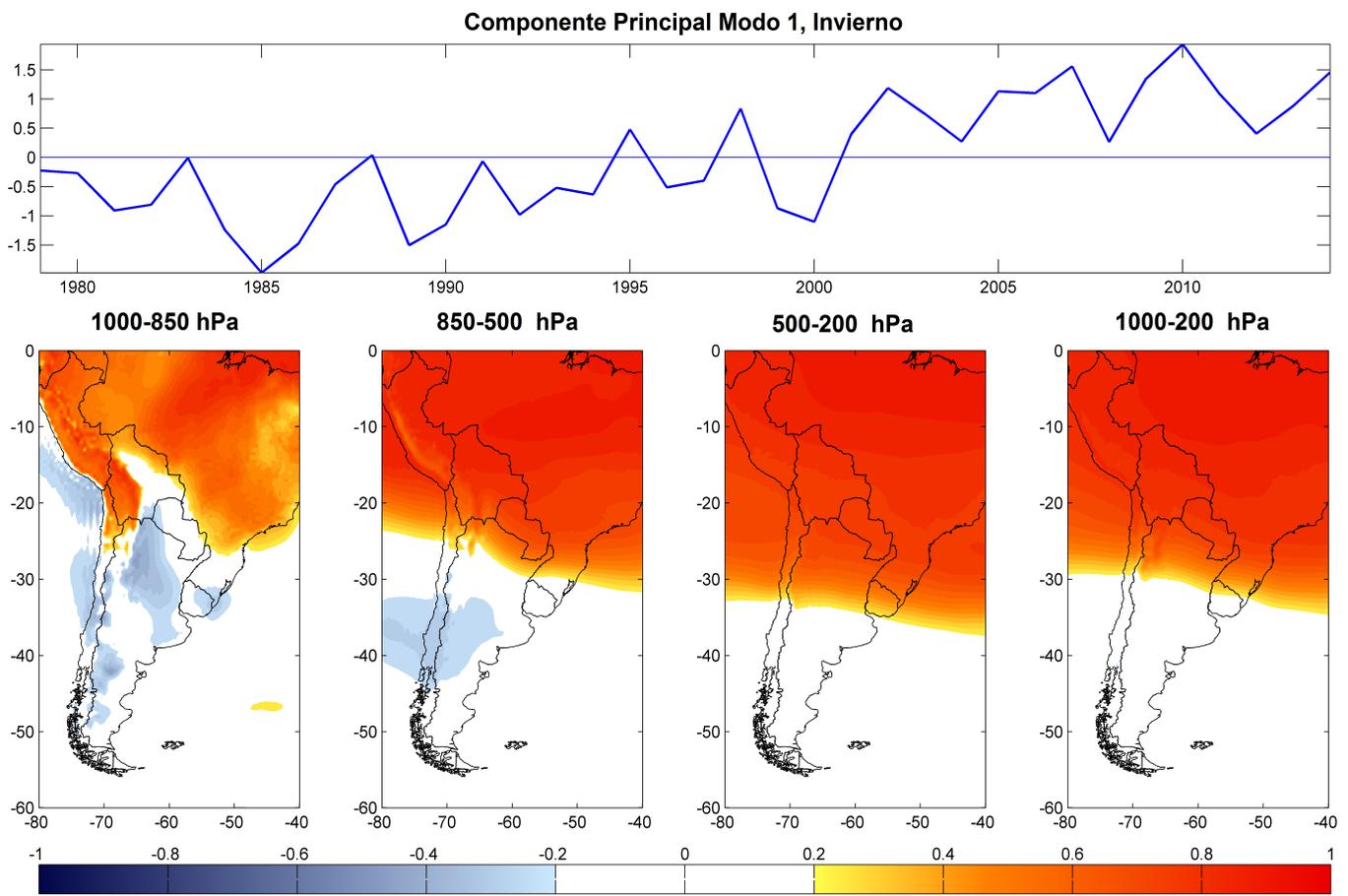
A partir de los patrones obtenidos anteriormente podemos afirmar que existe un calentamiento (aumento de la temperatura) troposférico aproximadamente uniforme verticalmente sobre latitudes bajas. Este calentamiento, que comprende la parte norte del país en todas las estaciones del año y, cuya señal es más intensa en la parte superior de la tropósfera (espesor 500-200 hPa) y más débil cerca de la superficie (espesor 1000-850 hPa), es el causante del aumento del ancho de los espesores estudiados. Por otra parte, es posible observar un enfriamiento en la Zona Centro-Sur del país en invierno y primavera, reflejado en la disminución del ancho del espesor 850-500 hPa y en el descenso de la altura de la isoterma 0°C.



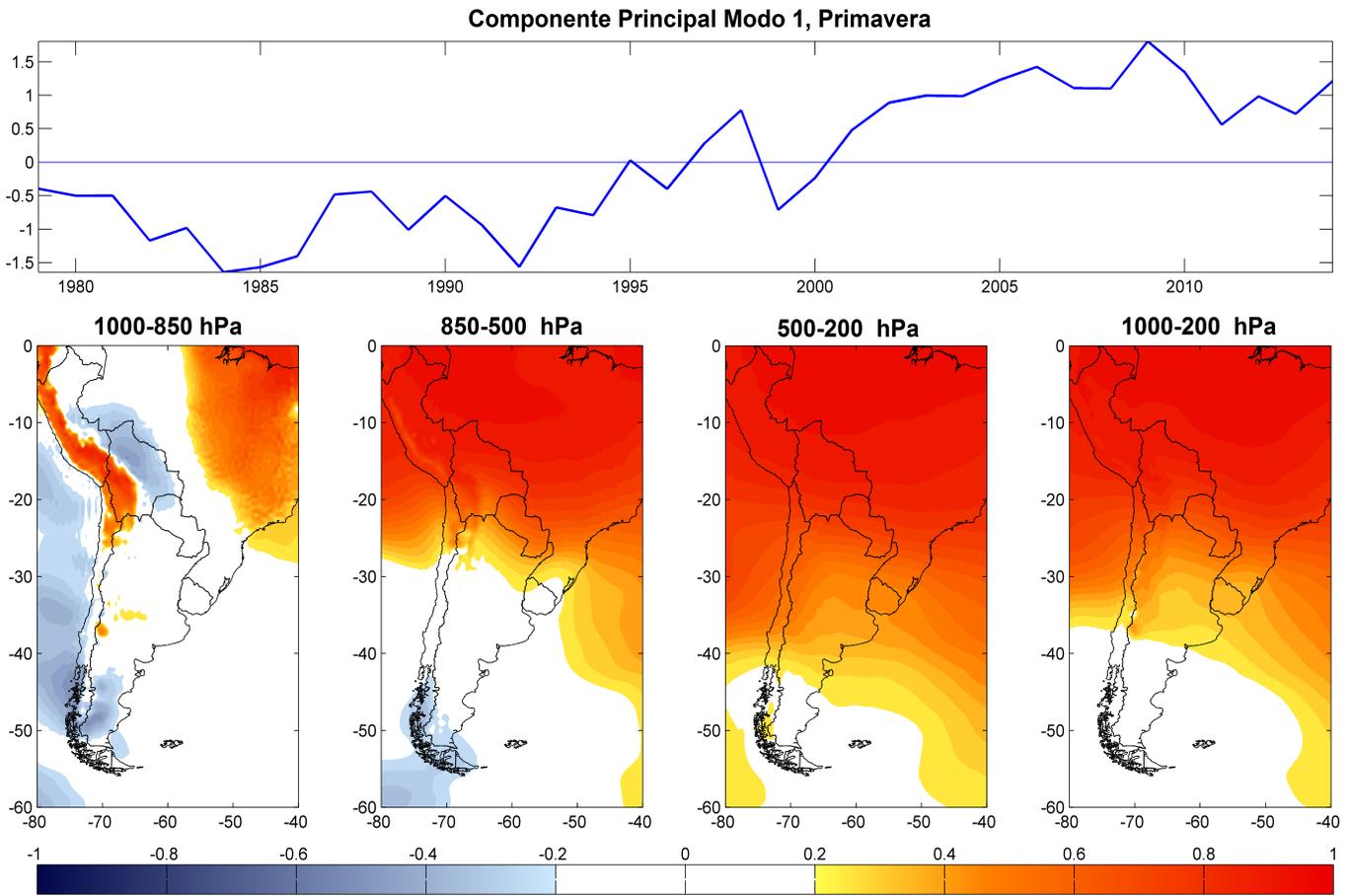
**Figura 28:** Parte superior: componente principal del primer modo EOF en verano. Parte inferior de izquierda a derecha: correlación entre componente principal y el espesor 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa, respectivamente.



**Figura 29:** Parte superior: componente principal del primer modo EOF en otoño. Parte inferior de izquierda a derecha: correlación entre componente principal y el espesor 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa, respectivamente.



**Figura 30:** Parte superior: componente principal del primer modo EOF en invierno. Parte inferior de izquierda a derecha: correlación entre componente principal y el espesor 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa, respectivamente.



**Figura 31:** Parte superior: componente principal del primer modo EOF en primavera. Parte inferior de izquierda a derecha: correlación entre componente principal y el espesor 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa, respectivamente

### 3.7. Análisis fases IPO

Tanto el patrón de variabilidad obtenido para la altura de la isoterma 0°C como las correlaciones entre el primer modo EOF de dicha isoterma y el espesor 850-500 hPa, exhiben un enfriamiento en la Zona Centro-Sur en invierno y primavera. Este enfriamiento podría estar siendo influenciado en cierta medida por el cambio de fase cálida a fría de la IPO a finales de la década del 90. Debido a esto, se analizó el comportamiento de los diferentes espesores atmosféricos durante las últimas dos fases de la IPO. Para obtener dicho análisis se definieron en primer lugar dos categorías detalladas a continuación:

- Categoría 1: Años en que la IPO presentó fase cálida (entre 1979 y 1993).
- Categoría 2: Años en que la IPO presentó fase fría (entre el 2000 y 2014).

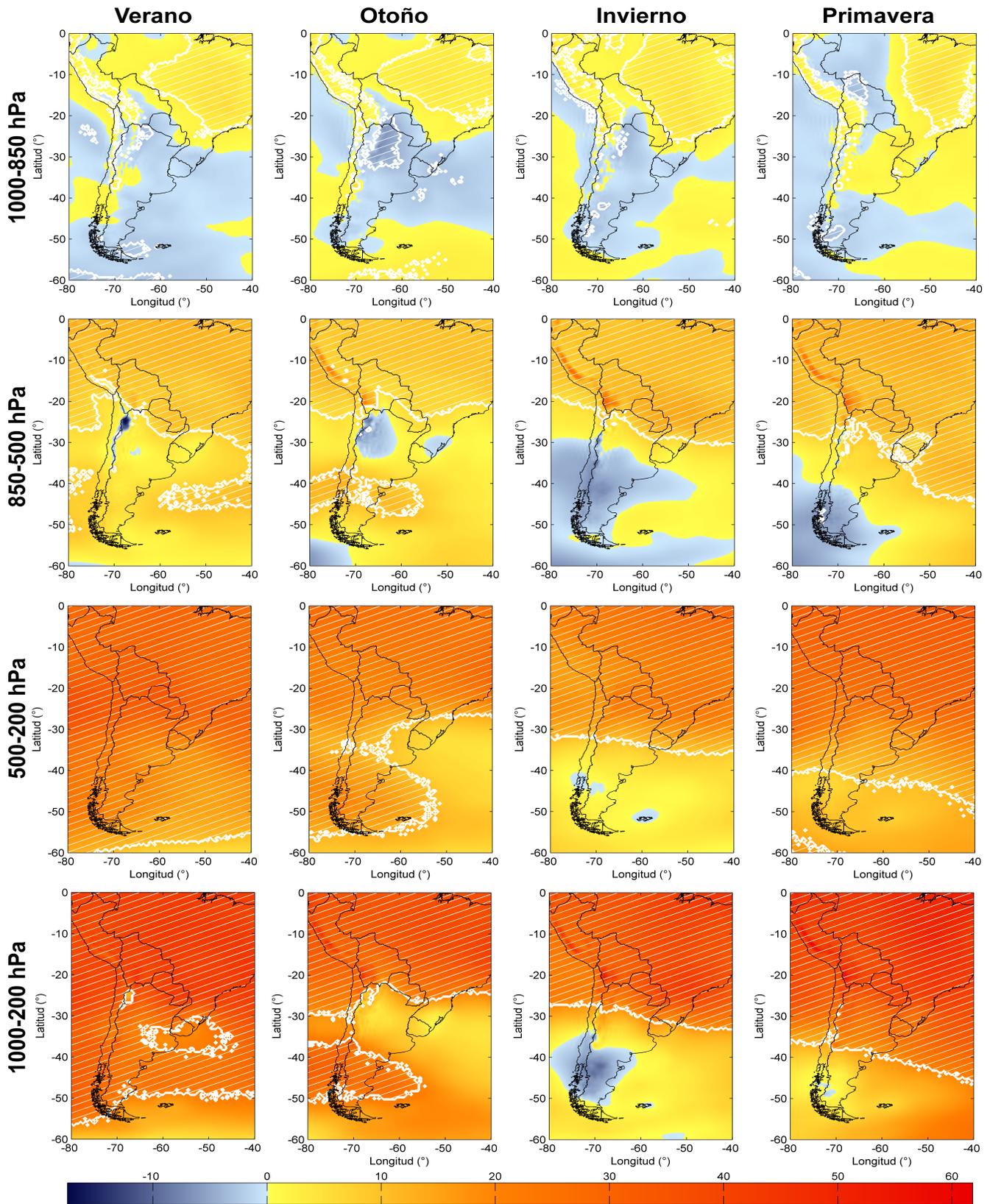
El periodo comprendido entre los años 1994 y 1999 no fue utilizado, para así comparar dos períodos de la misma duración (14 años) y además, para evitar el evento de “El Niño 1997-

1998” y el evento de “La Niña 1998-1999”. Luego de determinar las categorías se calculó el campo promedio de los espesores atmosféricos 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa para ambas clases. Posteriormente se realizó una diferencia entre los campos medios del período frío y cálido de la IPO resultando la Figura 32. También fueron calculadas las tendencias lineales para los cuatro espesores mencionados para complementar el análisis, obteniéndose la Figura 33. Para ambos casos, se determinó la significancia estadística al 95 % de los campos utilizando el test de Monte Carlo.

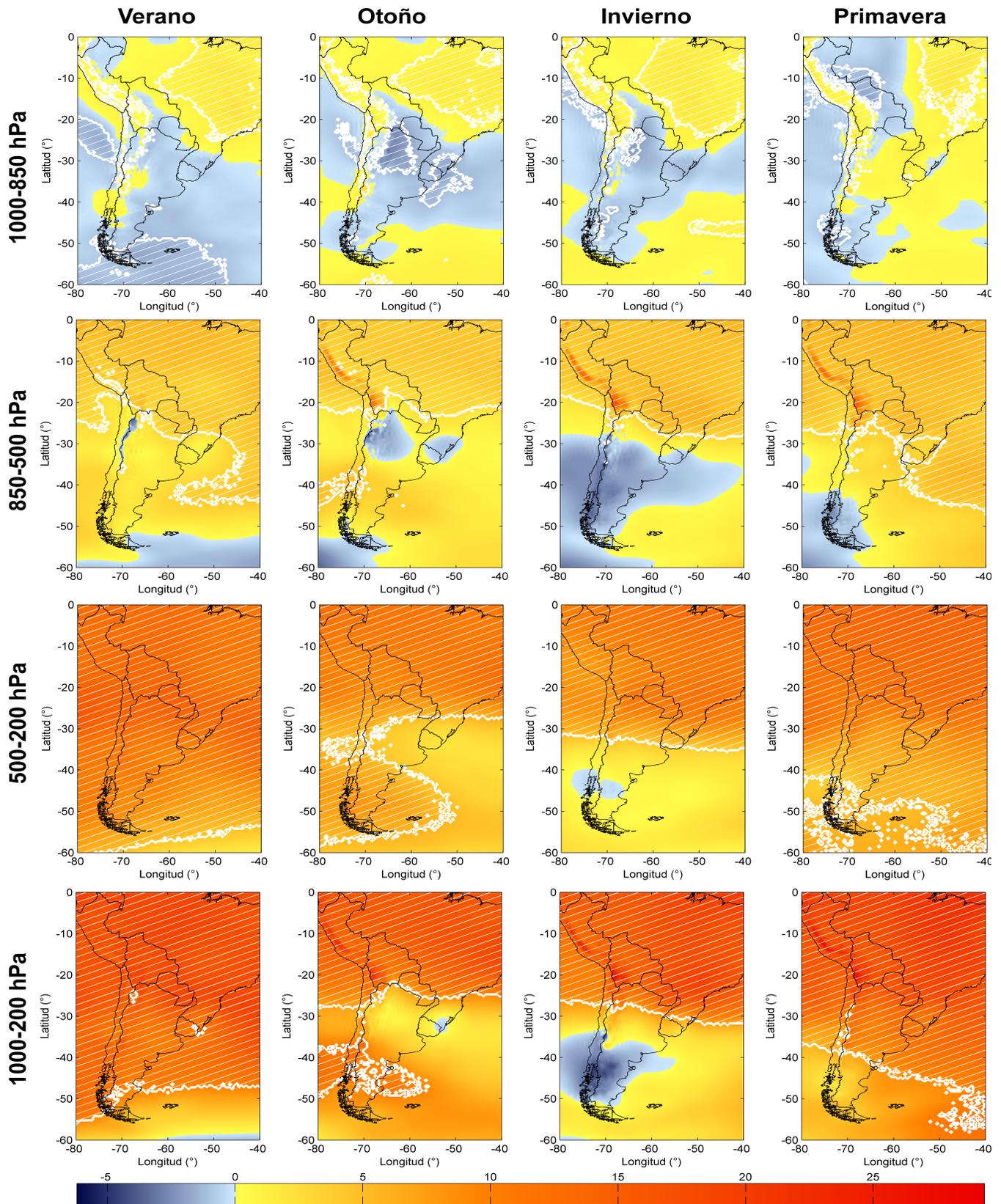
Tanto los patrones como los campos de significancia de la diferencia de ambos períodos y de las tendencias lineales de los mismos espesores son bastante similares entre sí y difieren sólo en pequeños detalles. En el caso del espesor 1000-850 hPa el área significativa es pequeña, con un patrón irregular y disperso, mientras que las magnitudes observadas son en su mayoría bajas (cerca de 0 m y 0 m/década). En Chile, resulta significativo el leve aumento del ancho de este espesor al norte de 25°S, para todas las estaciones del año, cuyos valores son menores a 5 m y 5 m/década (diferencia de períodos y tendencia lineal, respectivamente). También se observan algunos valores significativos para ambos parámetros en la zona centro del país en verano, otoño y primavera. Por otro lado, el patrón exhibido por el espesor 850-500 hPa para ambas variables es bastante similar al patrón de tendencias lineales de la altura isoterma 0°C y a su primer modo EOF, observándose en nuestro país un aumento significativo del espesor 850-500 hPa al norte de 25°S con valores cercanos a 10-20 m y 10 m/década para todas las estaciones del año, excepto en verano. En el caso de invierno, al igual que el campo de tendencias lineales y al primer modo EOF de la altura de la isoterma 0°C (Figura 25 y Figura 27), se observa una zona de disminución del ancho de dicho espesor en la Zona Centro-Sur ubicada al sur de 30°S, la que parece desplazarse a zonas más australes en primavera (al sur de 40°S), pero en este caso no son significativos estadísticamente. Por otra parte, en el caso de otoño, existe una zona de aumento significativo en el ancho del espesor 850-500 hPa centrado en 40°S, cuya extensión es más amplia en el caso de la diferencia de los dos períodos y la que no es observada en el primer modo EOF de la altura de la isoterma 0°C. Para el caso de 500-200 hPa se observa en su mayoría un aumento del ancho del espesor en la región analizada, cuyos valores bordean los 15-30 m y 10-20 m/década. El campo de significancia comprende prácticamente toda el área en verano. En Chile, tanto en verano como en otoño, el aumento del espesor alcanza todo el país, siendo no significativa una pequeña zona en otoño alrededor de 30°-40°S. Por el contrario, invierno resulta ser la estación del año con una menor área de valores significativos, los que se concentran al norte de aproximadamente 30°S. Mientras que en primavera la región de valores significativos alcanza latitudes cercanas a 40°S. Por último, el espesor 1000-200 hPa representa un resumen de lo que sucede en la tropósfera, siendo un aumento del espesor promedio de ésta lo que predomina para todas las estaciones del año. En el caso de verano este aumento resulta significativo para prácticamente todo el continente con valores que bordean los 30-50 m y 15-25 m/década. En otoño, el

aumento del espesor resulta significativo en Chile en dos zonas, al norte de 25°S y entre 40°S y 50°S aproximadamente. En el caso de invierno, existe un aumento significativo al norte de 25°-27°S, mientras se observa una disminución en el ancho del espesor al sur, centrada en 40°S, pero no es significativa. Finalizando, en primavera el aumento es significativo al norte de 35°S aproximadamente.

Resumiendo los resultados obtenidos en estas dos figuras, podemos ver que el calentamiento observado en todas las estaciones del año, centrado en latitudes bajas, aumenta con la altura, siendo más intenso en la parte superior de la tropósfera (espesor 500-200 hPa). No parece estar influenciado por el cambio de fase cálida a fría de la IPO ya que la diferencia entre ambos periodos es positiva, mientras que cerca de la superficie (espesor 1000-850 hPa) no existe una diferencia notoria entre ambas fases lo que también es observado en los mapas de tendencia, siendo el campo de significancia muy limitado en ambos parámetros. Por otro lado, el adelgazamiento del espesor 850-500 hPa observado en la Zona Centro-Sur del país en invierno -siendo en esta estación más extendido- y primavera, es observado tanto en la diferencia de los campos medios como en las tendencias lineales, por lo cual podría estar asociado al cambio de fase de la IPO a finales de los 90, modulando las temperaturas en este sector. Sin embargo, no resulta significativo y además se esperaría que esto también fuera observado cerca de la superficie (espesor 1000-850 hPa), pero esto no sucede ni en la diferencia de periodos ni en la tendencia lineal.



**Figura 32:** Diferencia de espesores entre fase fría (2000-2014) y cálida (1979-1993) del IPO. De izquierda a derecha se observa; verano, otoño, invierno y primavera. En forma descendente se observan 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa. El área achurada en blanco representa las zonas significativas estadísticamente al 95% mediante el test de Monte Carlo.



**Figura 33:** Tendencia (m/década) de los espesores atmosféricos. De izquierda a derecha se observa; verano, otoño, invierno y primavera. En forma descendente se observan 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa. El área achurada en blanco representa las zonas significativas estadísticamente al 95% mediante el test de Monte Carlo.

## 4. Discusión

La principal característica observada sobre el país durante las últimas décadas, entre 1979 y 2014, corresponde a un calentamiento atmosférico en todas las estaciones del año en la Zona Norte del país, mientras que un dipolo es observado en invierno y primavera tanto en la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  como en el espesor 850-500 hPa, con calentamiento sobre la Zona Norte y enfriamiento en la Zona Centro-Sur de Chile. Cabe destacar que el enfriamiento observado en invierno en la Zona Centro-Sur se desplaza a latitudes más australes en primavera. El patrón descrito es evidenciado en los diversos análisis realizados y que son resumidos a continuación.

### 4.1. Patrón de la isoterma $0^{\circ}\text{C}$

En primer lugar, al analizar el primer modo EOF (Figura 27) de cada estación del año, para determinar si existe un patrón espacial de la variación de la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  sobre los Andes chilenos (el objetivo principal de este estudio), se observa una elevación de la isoterma al norte de Chile, para todas las estaciones del año. En invierno y primavera, además de esta señal, se observa un descenso en la elevación de la la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  en la Zona Centro-Sur del país centrado en  $40^{\circ}\text{S}$  y  $50^{\circ}\text{S}$ , respectivamente, desplazándose dicho descenso observado en invierno hacia latitudes más altas en primavera. No obstante, esta señal de descenso en la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  es de menor intensidad que la elevación en el norte, observándose el dipolo mencionado anteriormente. Dicho enfriamiento se produce en las estaciones del año en que la altura promedio de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  es más baja, siendo en estas estaciones del año en las que se espera que la acumulación de hielo/nieve sea mayor sobre los glaciares. Al respecto, se esperaría que existan reportes de aumentos de masa neta en esta zona. Sin embargo, hasta el momento no existen dichas observaciones. La elevación de la isoterma en la Zona Norte del país es parte del aumento observado en latitudes bajas en todo el hemisferio sur, por lo cual es muy probable que esté asociado al calentamiento global ya que concuerda con el aumento de temperatura media global calculado por el IPCC y por el calentamiento de la tropósfera de mayor extensión e intensidad en la parte superior de esta [Stocker et al., 2013 (b)]. Por otra parte, no existe una causa determinada para el descenso en la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  en la Zona Centro-Sur. Una causa plausible podría ser el cambio de fase cálida a fría de la IPO. Esto fue analizado en el punto 4.4 de esta sección.

### 4.2. Tendencias en estaciones de radiosondas

El patrón observado en las EOFs es confirmado a su vez por las tendencias lineales obtenidas de los datos de radiosondas (Figuras 19, 20, 21 y 22) entre los años 1979 y 2014, siendo

Antofagasta la única estación que exhibe tendencias positivas en todas las estaciones del año, mientras que Puerto Montt muestra un descenso significativo en la altura de la isoterma en invierno y primavera, al igual que Punta Arenas en primavera. Este descenso observado en Puerto Montt en invierno, y luego en Puerto Montt y Punta Arenas en primavera coincide con lo observado en las EOFs, con un descenso cuyo núcleo está centrado en 40°S en otoño y luego se desplaza a 50°S en primavera. Por otra parte, Quintero/Santo Domingo no muestra tendencias de gran magnitud en ninguna estación del año, exhibiendo valores cercanos a 0 m/década en otoño, lo que también concuerda con el patrón EOF, ya que no existen correlaciones entre la componente principal del modo 1 EOF y las series de tiempo en esta zona de magnitud mayor a 0,2. En el caso de Quintero/Santo Domingo las tendencias observadas en este período contrastan con las observadas entre 1957 y 2014, donde exhibe tendencias positivas significativas (al 95 %) en verano, invierno y primavera, por lo cual esta estación probablemente es la que muestra mayor influencia de la IPO, ya que luego del cambio de fase fría a cálida a mediados de los 70, la estación experimenta una especie de “estabilización” en la altura de la isoterma 0°C.

Las tendencias lineales en Antofagasta para el periodo más reciente concuerdan en parte a lo observado por Carrasco et al. (2008) entre los años 1978 y 2006 con una tendencia anual de +42 m/década, lo cual es bastante similar a las tendencias estacionales encontradas en la presente tesis. No obstante, en la estación Quintero/Santo Domingo las tendencias estacionales entre 1979 y 2014 encontradas en este estudio contrastan con la tendencia anual de +19 m/década calculada por Carrasco et al. (2008). Esto puede ser causado por la corrección utilizada por el cambio de estación en 1999, o por el período adicional utilizado en este caso (entre 2007 y 2014). En el caso de Puerto Montt, el enfriamiento observado en invierno y primavera se ha fortalecido después del año 2005, por lo que las tendencias se han vuelto más negativas con los últimos años, lo que resulta coherente con la baja tendencia encontrada por Carrasco et al. (2008) de +2 m/década entre 1978 y 2006.

### **4.3. Correlación entre el primer modo de la isoterma 0°C y los espesores atmosféricos (Figuras 28, 29, 30 y 31)**

En este caso, la variación espacial en el periodo analizado (entre 1979 y 2014) del espesor 850-500 hPa es prácticamente idéntico al exhibido por la elevación de la isoterma 0°C, ya que es en este rango de presión donde aproximadamente se ubica. Al analizar el espesor más cercano a la superficie (1000-850 hPa), el patrón exhibido en todas las estaciones del año es bastante similar espacialmente al de altura de la isoterma 0°C, aunque la señal es menos intensa y extendida. Mientras que el patrón del espesor 500-200 hPa exhibe un aumento del ancho más extendido que el observado en los espesores anteriores, abarcando en el caso

de verano y primavera gran parte del continente, sin observarse una señal de disminución del ancho del espesor. Luego, el contraste aumento/disminución en el ancho del espesor está limitado a la parte baja de la tropósfera.

#### **4.4. Tendencias lineales y diferencia de medias de los espesores atmosféricos entre las dos últimas fases de la IPO (Figuras 32 y 33)**

En este caso ambas figuras son prácticamente idénticas, observándose un aumento significativo en el ancho de todos los espesores atmosféricos y en todas las estaciones del año en latitudes bajas. La magnitud y extensión del aumento en el ancho de los espesores se intensifica con la altura, abarcando gran parte del continente en el espesor 500-200 hPa, por lo cual podría asegurarse que existe un calentamiento atmosférico más intenso en la parte superior de la tropósfera. Este aumento en el ancho de los espesores atmosféricos no parece ser influenciado por el cambio de fase fría a cálida de la IPO, ya que la diferencia de medias entre ambas fases continúa mostrando un aumento de los espesores atmosféricos. Al igual que en los análisis anteriores, se observa una zona de disminución, en este caso del espesor 850-500 hPa en invierno y primavera. Dicha disminución del espesor en invierno, que abarca toda la Zona Centro-Sur del país, se limita al sur de 50°S en primavera. No obstante, en este caso las tendencias lineales y la diferencia de medias son no significativas. A pesar que los valores negativos observados en el espesor 850-500 hPa parecen coherentes con un cambio de condiciones más cálidas a más frías, esto mismo debería mostrarse con la misma o mayor intensidad cerca de la superficie (1000-850 hPa). Sin embargo, esto no es así ya que los valores de tendencia y diferencia de fases en este espesor son cercanos a cero y resultan no significativos.

## 5. Conclusiones

Este estudio, a partir del análisis realizados utilizando tanto datos in situ (estaciones de radiosondas) como datos de reanálisis NCEP-CFSR, da cuenta de un calentamiento troposférico verticalmente uniforme en la zona norte del país (al norte de  $\sim 30^{\circ}\text{S}$ ) en todas las estaciones del año. Dicho calentamiento es más intenso y abarca latitudes más altas a medida que aumenta la altura, y está asociado probablemente al calentamiento global de fuente antropogénica. Por otra parte, se observan dos núcleos de signo contrario en invierno y primavera tanto en la elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  y el espesor 850-500 hPa. Existe un núcleo de signo positivo en el norte del país, mientras que un núcleo negativo es observado en la Zona Centro-Sur del país en invierno (en torno a  $40^{\circ}\text{S}$ ), y desplazado hacia latitudes más australes en primavera (en torno a  $50^{\circ}\text{S}$ ). El patrón encontrado es similar a las tendencias de la temperatura en la tropósfera entre 1979 y 2005 (Figura 34) determinado por Falvey y Garreaud (2009) en el cual se observa un patrón de calentamiento aproximadamente homogéneo en todo el mundo, con tendencias negativas a partir de los  $40^{\circ}\text{S}$  hacia latitudes más altas. Los patrones encontrados son confirmados por el primer modo EOF, obtenido a partir del reanálisis NCEP-CFSR para la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$ . Este exhibe una banda de aumento en la altura de dicha isoterma en latitudes bajas, a lo largo de todo el hemisferio y en las 4 estaciones del año. Además de esto, se observa un descenso en la elevación de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  en la Zona Centro-Sur en invierno y un desplazamiento de esta zona de descenso hacia latitudes más altas en primavera. Al correlacionar la componente principal del primer modo EOF con distintos espesores atmosféricos se observa que existe un patrón prácticamente igual al exhibido por la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  en el caso del espesor 850-500 hPa. Mientras que el espesor 500-200 hPa muestra principalmente un aumento de su ancho más extendido sobre el continente, lo cual confirma que el calentamiento es más intenso y extenso en la parte superior de la tropósfera.

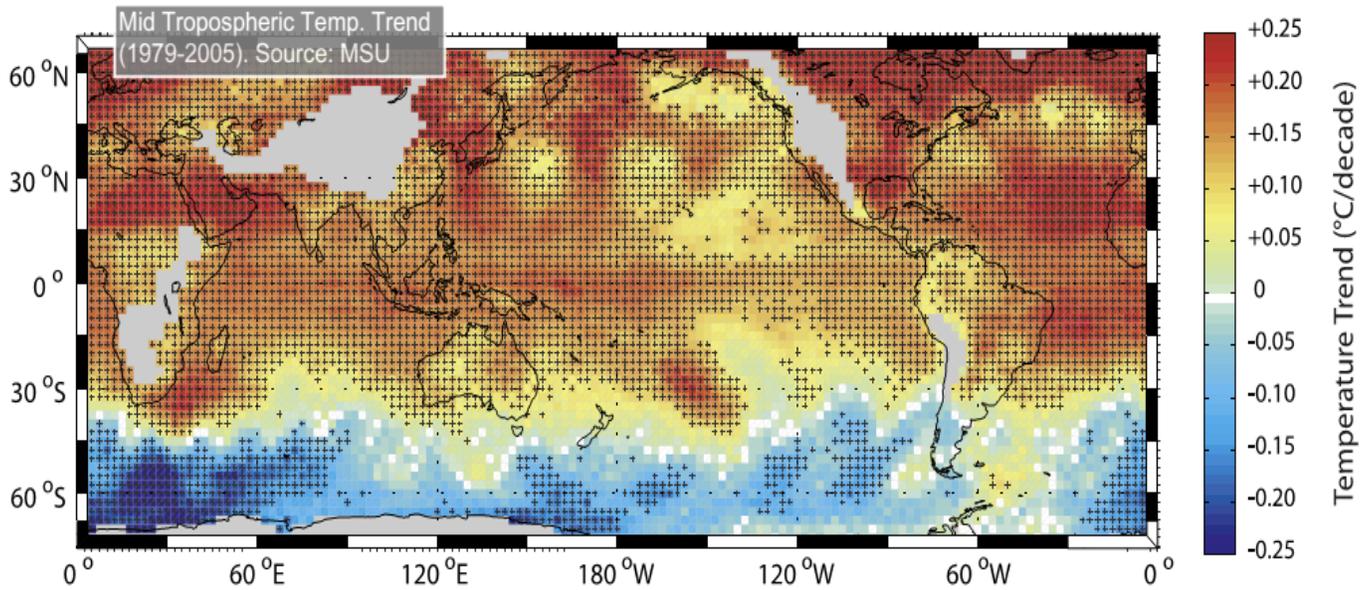
La causa de este descenso en la altura de la isoterma  $0^{\circ}\text{C}$  y la disminución del ancho del espesor 850-500 hPa no tiene una causa determinada. Una posibilidad es la influencia del cambio de fase cálida a fría de la IPO. No obstante, tras analizar las diferencias entre los campos promedio y las tendencias lineales de los espesores atmosféricos 1000-850 hPa, 850-500 hPa, 500-200 hPa y 1000-200 hPa esta explicación queda descartada ya que la disminución del espesor observada en 850-500 hPa no se observa en el espesor 1000-850 hPa. Existen dos posibles explicaciones además de la anterior que podrían estar vinculadas al enfriamiento observado. La primera corresponde al enfriamiento de la estratósfera debido a la disminución del ozono. Es posible que el enfriamiento experimentado por la estratósfera causado por la disminución de ozono estratosférico esté enfriando a su vez la tropósfera producto de la interacción entre estas dos capas, similar a lo observado por Yu et al. (2004) en el este de Asia. No obstante, en este caso no existe un enfriamiento en la parte superior de

la tropósfera (500-200 hPa), por lo tanto esta explicación también es desechada. Por último, existe otra causa aún no estudiada, la disminución de calor latente producto del descenso de las precipitaciones. Al disminuir las precipitaciones disminuye la liberación de calor latente producto de la condensación del vapor de agua, por lo cual la atmósfera circundante tiende a enfriarse. Esta explicación concuerda con el descenso de precipitaciones observado tanto en la Zona Centro como en la Zona Sur, pero para poder afirmar que ésta es la verdadera causa deben realizarse análisis adicionales. Además, cabe destacar que existen estudios como el de Boisier et al. (2015) que vinculan parte del descenso de precipitaciones observado en la Zona Centro del país desde 2010 a causas antropogénicas, por lo cual de confirmarse esta hipótesis se podría afirmar que el dipolo observado entre la Zona Norte y Centro-Sur del país en invierno y primavera es causa, en parte, por el calentamiento global.

Como se mencionó en la primera sección, en Chile, los recursos hídricos son más escasos en la zona norte y centro del país. El patrón de elevación de la isoterma 0°C confirma que las consecuencias del cambio climático ya están haciéndose presente en esta zona. Es necesario, por lo tanto, la pronta existencia de medidas de mitigación a corto y largo plazo en nuestro país. Por otro lado, no fue posible encontrar un patrón de variación espacial y temporal en la zona centro asociado a una elevación de la isoterma 0°C durante las últimas décadas, hecho que contrasta con el retroceso generalizado de los glaciares de esta zona. Dichas disminuciones podrían estar asociadas a una disminución en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones sólidas u a otro factor no considerado en este estudio.

Por otra parte, de acuerdo a la validación realizada de los datos NCEP-CFSR se concluye que los datos resultan adecuados para el análisis de la variabilidad de la altura de la isoterma 0°C, ya que replican de manera adecuada las variaciones tanto diarias como anuales estacionales de la altura de la isoterma 0°C observada en los radiosondas. Por lo tanto, esta información sería útil como condiciones de entrada para estudios de balance o variación glaciar donde se utilice esta variable. Esto es bastante conveniente ya que debido al déficit de mediciones en terreno debido a su costo y al difícil acceso de ciertos lugares es necesario recurrir a otras fuentes de información que posean una mayor extensión y sean constantes en el tiempo para realizar análisis a largo plazo.

## 6. Anexos



**Figura 34:** Tendencias globales de la temperatura de la tropósfera media para el periodo entre 1979 y 2006. Los datos fueron derivados desde el set de datos MSU con un espaciado de 2° [Falvey & Garreaud, 2009].

## Referencias

- [Banco Mundial, 2011] Banco Mundial, (2011). Diagnóstico de la gestión de los recursos hídricos. *Departamento de Medio Ambiente y Desarrollo Sostenible Región para América Latina y el Caribe, Chile*.
- [Benn & Evans 2014] Benn, D., & Evans, D. J., (2014). *Glaciers and glaciation*. Routledge, pp. 46-47.
- [Bishop et al., 2011] Bishop, M. P., Singh, V. P., Björnsson, H., Singh, P., Haritashya, U. K., Haeberli, W., ... & Tranter, M. (2011). *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Springer Science & Business Media, pp. 268-276.
- [Bodin et al., 2010] Bodin, X., Rojas, F., & Brenning, A. (2010). Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5°S.). *Geomorphology*, 118(3), pp. 453-464.
- [Boisier et al., 2015] Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., & Muñoz, F. (2015). Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent mega-drought in central Chile. *Geophysical Research Letters*.
- [Bórquez, 2006] Bórquez, R. (2006). Glaciares chilenos: reservas estratégicas de agua dulce: para la sociedad, los ecosistemas y la economía. Sociedad Nacional de Agricultura.
- [Bown & Rivera 2007] Bown, F., & Rivera, A. (2007). Climate changes and recent glacier behaviour in the Chilean Lake District. *Global and Planetary Change*, 59(1), pp. 79-86.
- [Carrasco et al., 2008] Carrasco, J. F., Osorio, R., & Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186), pp. 538-550.
- [Condom et al., 2007] Condom, T., Coudrain, A., Sicart, J. E., & Théry, S. (2007). Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10 N–55°S). *Global and Planetary change*, 59(1), pp. 189-202.
- [Cuffey & Paterson, 2010] Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B., (2010). *The physics of glaciers*. Academic Press, pp. 13-15.

- [Falvey & Garreaud, 2009] Falvey, M., & Garreaud, R. D., (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 114(D4).
- [Fox, 1993] . Fox, A. N. (1993). Snowline altitude and climate in the central Andes (5–28°S) at present and during the late Pleistocene glacial maximum. Cornell University, August.
- [Fuenzalida & Aceituno, 1997] Fuenzalida, H. A., & Aceituno, P., (1997). Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*, 17, pp. 67-85.
- [Fuenzalida et al., 2006] Fuenzalida, H., Falvey, M., Rojas, M., Aceituno, P., & Garreaud, R. (2006). Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI. *Informe para CONAMA*.
- [Garreaud, 2009] Garreaud, R. D., (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22(22), pp. 3-11.
- [Garreaud et al., 2009] Garreaud et al., (2009). Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3), pp. 180-195.
- [Garreaud, 2011] Garreaud, R., (2011). Cambio Climático: Bases físicas e impactos en Chile. *Revista Tierra Adentro–INIA*, 93, pp. 13-19.
- [Gary et al., 1973] Gary et al., (1973). Gary, M., McAfee, R., Wolf, C. L., McAfee, R., & Wolf, C. L. (1973). *Glossary of geology* (pp. 805). Washington, DC: American Geological Institute.
- [Gong & Wang, 1999] Gong, D., & Wang, S., (1999). Definition of Antarctic oscillation index. *Geophysical Research Letters*, 26(4), pp. 459-462.
- [Henley et al., 2015] Henley, B. J., Gergis, J., Karoly, D. J., Power, S., Kennedy, J., & Folland, C. K. (2015). A tripole index for the interdecadal Pacific oscillation. *Climate Dynamics*, 45(11-12), pp. 3077-3090.
- [Jacques-Coper & Garreaud, 2015] Jacques-Coper, M., & Garreaud, R. D. (2015). Characterization of the 1970s climate shift in South America. *International Journal of Climatology*, 35(8), pp. 2164-2179.

- [Larraín, 2007] Larraín, S., (2007). Glaciares chilenos: Reservas estratégicas de agua dulce. *Ambiente y Desarrollo*, 23(3), pp. 28-35.
- [Mantua & Hare, 2002] Mantua, N. J., & Hare, S. R., (2002). The Pacific decadal oscillation. *Journal of oceanography*, 58(1), pp. 35-44.
- [North et al., 1982] North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F., & Moeng, F. J. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, 110(7), pp. 699-706.
- [Pellicciotti et al., 2014] Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carezzo, M., & McPhee, J. (2014). Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment*, 493, pp. 1197-1210.
- [Quintana & Aceituno, 2006] Quintana, J., & Aceituno, P., (2006). Trends and interdecadal variability of rainfall in Chile. *Proceedings of 8 ICSHMO*, pp. 24-28.
- [Quintana & Aceituno, 2012] Quintana, J., & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43°S. *Atmósfera*, 25(1), pp. 1-22.
- [Rivera et al., 2000] Rivera, A., Casassa, G., Acuna, C., & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones geográficas*, (34), p. 29.
- [Rivera et al., 2011] Rivera, A., Bown, F., Carrión, D., Caro, D., Gimeno, F., Farías, D. & Cisternas, S. (2011). Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. Informe para la Dirección de Aguas, Ministerio de Obras Públicas.
- [Sagredo et al., 2014] Sagredo, E. A., Rupper, S., & Lowell, T. V. (2014). Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the Andes. *Quaternary Research*, 81(2), pp. 355-366.
- [Saha et al., 2010] Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., ... & Liu, H. (2010). The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), pp. 1015-1057.
- [Salazar, 2003] Salazar, C., (2003). Situación de los recursos hídricos en Chile. In *Situación de los recursos hídricos en Chile*. Centro del Tercer Mundo para el Manejo del Agua, A. C.
- [Salinger et al., 2001] Salinger, M. J., Renwick, J. A., & Mullan, A. B. (2001). Interdecadal Pacific oscillation and south Pacific climate. *International Journal of Climatology*, 21(14), pp. 1705-1721.

- [Schulz et al., 2012] Schulz, N., Boisier, J. P., & Aceituno, P. (2012). Climate change along the arid coast of northern Chile. *International Journal of Climatology*, 32(12), pp. 1803-1814.
- [Solomon, 2007] Solomon, S. Ed., (2007). *Climate change 2007 - The physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC (Vol. 4)*. Cambridge University Press.
- [Stocker et al., 2013 (a)] Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., ... & Midgley, B. M. (2013). *IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*.
- [Stocker et al., 2013 (b)] Stocker, T.F. , Qin, D., and Plattner, G.K., Alexander, L.V., Allen, S.K., Bindoff, N.L. and Bréon, F.M., Church, J.A., Cubasch, Ulrich, Emori, Seita and others (2013). Technical summary. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 33-115). Cambridge University Press.
- [Venegas, 2001] Venegas, S. A., (2001). Statistical methods for signal detection in climate. *Danish Center for Earth System Science Report, 2*, p. 96.
- [Villarroel et al., 2006] Villarroel, C. P., Rosenblüth, B., & Aceituno, pp. (2006, April). Climate change along the extratropical west coast of South America (Chile): Daily max/min temperatures. In *8th ICSHMO conference, Foz de Iguazu*.
- [Watson et al., 2000] Watson, R. T., Zinyowera, M. C., Moss, R. H., & Dokken, D. J. (2000). *IPCC Special Report on the Regional Impacts of Climate Change: An Assessment of Vulnerability, IPCC*.
- [Wilks, 2011] Wilks, D. S., (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences* (Vol. 100). Academic press.
- [Yu et al., 2004] Yu, R., Wang, B., & Zhou, T. (2004). Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophysical Research Letters*, 31(22).