



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

Habilitación Profesional

RECONSTRUCCIÓN DE LA
ALTITUD DE LA ISOTERMA 0°C EN
PATAGONIA NORTE DURANTE LOS
ÚLTIMOS 900 AÑOS UTILIZANDO
ANILLOS DE ÁRBOLES.

Por: Manuel José Suazo Álvarez

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la
Universidad de Concepción para optar al título de Geofísico

Marzo 2023

Concepción, Chile

Profesor Guía: Dr. Alfonso Fernández

Profesor Co-Guía: Dr. Duncan Christie

© 2023, Manuel Suazo Alvarez

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

A mi perrito, Asus.

AGRADECIMIENTOS

Primero agradecer a mi madre y mi padre, Marcela Álvarez y José Suazo, por su constante apoyo material, y sobre todo emocional, en mi crecimiento como científico y como persona. A mis hermanos Vicente y José, y a mi hermana pequeña, Maite, por aguantarme en momentos difíciles y celebrar mis victorias como propias. A mis perros Asus y Algodón, por ser esa compañía incondicional 24/7, gracias por esas largas noches de clases on-line acompañando hasta el amanecer. A mi abuelo Manuel, por entregarme e incentivar el gusto por las ciencias exactas.

A mis amigas y amigos de la UdeC por su compañía incondicional. Por lo llorado, comido, sufrido, estudiado, aprendido, carreteado, etc. Son recuerdos y vivencias que siempre estarán en mi corazón, que me ayudaron tanto, o a veces más, de lo que podría entregarme alguna clase. Especial mención a TP, VV, IP, SM, CL, JA, AV, EG, FP, MA, MFH, BH, AA, DG y AS. Les quiero mucho, y sepan que siempre van a tener un espacio en mis recuerdos.

Al DGEO, tanto docentes como funcionarios, por formarme tanto en mi lado académico como persona. Una especial mención a Aldo Montecinos, por esas conversaciones *al hueso* que te hacen ver las cosas de otra perspectiva, por todas esas enseñanzas que no se pueden transmitir por un PDF.

A Duncan Christie por su apoyo como guía de esta investigación. Especial mención a la gente del Dendrolab-UaCh por recibirme en Valdivia, agradecimientos también a Alfonso Fernández, por recibirme en Geografía y guiarme en la búsqueda de mi propio camino. Agradecimientos especiales a Ariel Muñoz, Martín Jacques-Coper y Álvaro González-Reyes por aceptar ser parte de la comisión evaluadora.

También expresar mis agradecimientos formales al proyecto FONDECYT 1201411, a la línea de Aguas y Extremos del Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR)² en el marco del proyecto FONDAP 15110009 y al proyecto ANILLO, 210080, por financiar esta investigación.

Resumen

Ante el escenario actual de cambios en la disponibilidad hídrica, y considerando la importancia de los glaciares dentro de este tema, y bajo un contexto climático donde cada vez se hacen más frecuentes los eventos de derretimiento, hace necesario estudiar su variabilidad ante cambios en variables atmosféricas. Uno de los indicadores de esta variabilidad climática en glaciares es la altitud de su línea de equilibrio (ELA), la cual marca el límite entre la zona de acumulación y ablación. Ante la imposibilidad de monitorear esta altitud de forma continua, principalmente asociado por falta de datos, y en consideración a relaciones directas entre variables climáticas (altitud de la isoterma 0°C) y la ELA ([Schauwecker et al. \(2022\)](#) y [Carrasco et al. \(2005\)](#)), es que se plantea en esta investigación el estudio de la variabilidad anual de la isoterma 0°C (H_0), en una escala interanual e interdecadal, para Patagonia Norte en los últimos 900 años.

Se realizó un estudio que, mediante el uso de proxys de ancho de anillos de especies arbóreas cordilleranas (*Austrocedrus Chilensis* y *Araucaria Araucana*), pudo generar una reconstrucción, con un 45% de r^2 , para el valor anual promedio de la altitud de la isoterma 0°C en la ciudad de Puerto Montt, Chile. Cubriendo, temporalmente, entre los años 1141 a 2014. Se estudió, para el mismo período, también las relaciones con la topografía en Patagonia Norte, encontrando una disminución considerable de la porción de tierra que se encuentra sobre H_0 desde comienzos del siglo XX. Además se encontró una caracterización climática, ante eventos de un incremento de H_0 , viendo un aumento en la magnitud de los vientos del oeste y un desplazamiento de estos hacia latitudes polares como principal forzante. Dado esto, y por los patrones tipo SAM observados, se estudió las relaciones con este modo de variabilidad climática, encontrando relaciones positivas entre ambas variables.

Keywords – Isoterma 0°C, glaciares, vientos del oeste, SAM.

Abstract

Given the current scenario of changes in water availability, and considering the importance of glaciers in this issue, and in a climatic context where melting events are becoming more frequent, it makes it essential to study the variability of glaciers in the face of changes in atmospheric variables. One of the indicators of this climatic variability in glaciers is the altitude of their equilibrium line (ELA), which marks the boundary between the accumulation and ablation zones. Given the impossibility of monitoring this altitude continuously, mainly due to lack of data, and in consideration of the direct relationships between climatic variables (altitude of the 0°C isotherm) and the ELA (Schauwecker et al. (2022) and Carrasco et al. (2005)), this research proposes the study of the annual variability of the 0°C isotherm (H_0), on an interannual and interdecadal scale, for Northern Patagonia between 1141 and 2014.

A study was carried out using ring-width proxies of mountain tree species (*Austrocedrus chilensis* and *Araucaria araucana*) to generate a reconstruction, with a 45 % of r^2 , for the average annual value of the altitude of the 0°C isotherm in the city of Puerto Montt, Chile. Covering, temporally, between the years 1141 to 2014. For the same period, the relationships with topography in Northern Patagonia were also studied, finding a considerable decrease in the portion of land above H_0 since the beginning of the 20th century. In addition, a climatic characterization was found, in the face of events of an increase in H_0 , with an increase in the magnitude of westerly winds and a displacement of these towards polar latitudes as the main forcing factor. Due to this, and to the observed SAM type patterns, the relationships with this mode of climate variability were studied, finding positive relationships between both variables.

Keywords – 0°C isotherm, glaciers, westerlies, SAM.

Índice general

AGRADECIMIENTOS	I
Resumen	II
Abstract	III
1. Introducción	1
2. Objetivos e Hipótesis	11
2.1. Hipótesis	11
2.2. Objetivos	11
2.2.1. Objetivo Principal	11
2.2.2. Objetivos Específicos	12
3. Metodología	13
3.1. Área de estudio	13
3.1.1. Caracterización climática de Patagonia Norte	15
3.2. Datos	18
3.3. Métodos	21
4. Resultados	28
4.1. Variabilidad de H_0 entre 1959 a 2014 en Patagonia Norte	28
4.2. Reconstrucción temporal de la H_0	35
4.2.1. Relación H_0 y series de ancho de anillos	35
4.2.2. Generación modelo de reconstrucción	38
4.2.2.1. Funciones de Correlación RWI- H_0	38
4.2.2.2. Generación de los predictores	39
4.2.3. Validación del Modelo	42
4.3. Isoterma 0°C y variaciones de área de superficie andina	47
4.4. Relaciones entre la H_0 y forzantes climáticos regionales y de gran escala.	48
4.4.1. Relación H_0 y variables climáticas.	48
4.4.2. Análisis de Compuestos	52
4.4.3. Relación con SAM	56

5. Discusión	57
5.1. Variabilidad de H_0 en la zona	58
5.2. Sobre la relación RWI- H_0	59
5.3. Sobre el ajuste del modelo	61
5.4. Sobre el I.A.A y la relación con forzantes climáticos de gran escala.	63
5.4.1. Índice de Área Andina	63
5.4.2. Clima	63
5.4.2.1. Correlaciones	63
5.4.2.2. Análisis de Compuestos	65
5.4.2.3. Relación con SAM	66
6. Conclusiones	68
Referencias	70
Apéndices	75
A. Apéndice	75
A1. Compuestos eventos H_0	75
A2. I.A.A con distintos umbrales y filtros de H_0	77

Índice de figuras

1.0.1. Glaciares según sus áreas, número, volúmenes y equivalente en agua por región, extraído desde DGA (2017)	2
1.0.2. Mapa mundial de la distribución global de los glaciares (puntos grises oscuros) y las principales zonas glaciológicas (encerradas en cuadrados), con el número correspondiente según el RGI (Consortium, 2017). Figura modificada a partir de Fernández and Somos-Valenzuela (2022) . Se destaca en naranja la zona correspondiente a Chile continental	2
1.0.3. Esquema de las zonas principales de un glaciar, extraído a partir de Muñoz-Mellado (2016)	3
1.0.4. Esquema de variables de interés. Las líneas negras discontinuas muestran la altitud de la isoterma de 0°C (Z_{0C}) y la línea de nieve (Z_{SL}). La diferencia entre la Z_{0C} de la ladera de la montaña y la Z_{SL} se denomina Z_D , y δ_{0C} es el desplazamiento entre la Z_{0C} de la ladera de la montaña y su valor a barlovento (también denominado "descenso"). La línea discontinua roja muestra un perfil vertical típico de la temperatura del aire cuando se forma una capa isotérmica. Adaptado de Schauwecker et al. (2022)	5
1.0.5. Distribución espacial de registros de proxies en América del Sur, los distintos símbolos representan distintos tipos de registros, se destaca además con un rectángulo rojo la zona de estudio de esta investigación (Patagonia Norte). Figura modificada a partir de Villalba et al. (2009)	8
1.0.6. Mapas de interés de registros dendrocronológicos: (a) Ubicación distintos sitios de investigación, los círculos rojos/azules representa si se ha generado un estudio de temperatura/precipitación en base a esa cronología, figura modificada desde Villalba et al. (2009) (b) Similar al panel (a), pero se muestran las distintas especies medidas, modificada a partir de Boninsegna et al. (2009)	10

3.1.1.(a) Topografía/Batimetría de la zona de estudio; los puntos rojos/azules representan la ubicación de los sitios de medición de Ciprés de Cordillera/Araucaria, el punto negro corresponde a la ubicación de las mediciones de H_0 en Puerto Montt. (b) Sección latitudinal de la elevación promedio de la zona de estudio, (c) sección longitudinal de la elevación promedio de la zona de estudio.	14
3.1.2.Precipitación anual promedio en un mes (1978-2001), en el cuadrado negro se destaca las latitudes correspondientes a Patagonia. Figura adaptada desde Garreaud et al. (2013).	16
3.1.3.Correlación punto a punto entre la precipitación diaria (P) y las componentes zonal y meridional del viento a 850 hPa (U_{850}, V_{850}). Los colores indican la correlación entre P- U_{850} , los vectores fueron realizados usando la correlación P-U y P-V, mostrando solo valores que superar, en su valor absoluto, 0.3. Figura modificada a partir de Garreaud et al. (2013)	17
3.2.1.(a) Ubicación de las zonas de medición usadas en la construcción de las bases de datos, en rojo/azul los sitios de AUC/ARA. (b) Ejemplar de <i>Austrocedrus chilensis</i> (INTA, 2015). (c) Ejemplar de <i>Araucaria Araucana</i> (Ugarte, 2009)	19
3.3.1.Ejemplo de registro de correlación por sitio, el eje y representa el desfase t asociado y el eje x el mes usado para el calculo de \hat{H}_0	22
3.3.2.Matriz de Correlación entre las series de ancho de anillos usadas como predictoras, solo se muestran aquellos valores que son significativos a un 95 %. La barra de colores muestra los valores de correlación, donde las tonalidades rojizas representan valores positivos.	24
3.3.3.Eschema del proceso de validación empleado	25
4.1.1.Registro mensual obtenido desde lanzamientos de radiosondas para mediciones de H_0 en Puerto Montt (1959 a 2014). El color de las líneas en el gráfico viene dado por el año de su medición, donde tonalidades blancas corresponden a los primeros años del período de interés, evolucionando hasta el 2014 (en azules). La línea roja gruesa representa el promedio mensual entre 1959 a 2014.	29
4.1.2.Amplitud anual de valores mensuales (diferencia máximo y mínimo) de H_0 observada en Puerto Montt (1959 a 2014). La línea roja representa la tendencia lineal, mediante el ajuste de un polinomio de grado uno, presente en los datos, del orden de los 4 m/año. Se muestra, además, la correlación entre el ajuste polinómico de primer grado y los datos. Se verifica en primera instancia, mediante un test de Mann-Kendall que la tendencia presenta no es signigicativa a un 95 %.	30

4.1.3. Representación del promedio estacional de las variaciones de la altitud de la isoterma 0°C de Puerto Montt (1959 a 2014), la línea azul/naranja/morada/amarilla representa el verano/invierno/otoño/primavera austral, la línea negra representa el valor promedio anual (12 meses).	30
4.1.4. Valor promedio de H_0 anual para la zona de estudio entre 1959 a 2014.	31
4.1.5. Similar a 4.1.4, pero para verano (panel a), otoño (panel b), invierno (panel c) y primavera (panel d).	32
4.1.6. Tendencia lineal por año de H_0 para el período de interés (1959 a 2014), se destaca en la parte superior de la figura el mismo cálculo pero para América del Sur. A modo de verificar la significancia estadística de esta medida, se aplicó, a un 95 %, un test de Mann-kendall, mostrando en el resultado final solo aquellos valores estadísticamente significativos. La barra de colores representa el valor como tal (en m/año), las líneas punteadas corresponden a la limitación usada para caracterizar a Patagonia Norte y la estrella blanca representa la ubicación de Puerto Montt.	33
4.1.7. Curva hipsométrica de la zona de estudio y valor promedio latitudinal de la isoterma 0°C. Las líneas verticales segmentadas delimitan la zona de estudio.	34
4.1.8. Porcentaje promedio anual sobre la isoterma 0°C en distintos paralelos en la zona de estudio. Valores positivos representan elevación sobre la altitud de la isoterma 0°C. Las líneas verticales segmentadas delimitan la zona de estudio.	34
4.2.1. Correlación 1959-2014 entre $H_{0_{JL-JN}}$ (Izquierda) Humedad del suelo-Capa 1 y (Derecha) Humedad del suelo-Capa 2. Solo se muestran valores significativos a un 95 %.	35
4.2.2. Correlación 1959-2014 entre RWI promedio (Izquierda) Humedad del suelo-Capa 1 y (Derecha) Humedad del suelo-Capa 2. Solo se muestran valores significativos a un 95 %.	36
4.2.3. Comparación para el período de validación entre la serie de mediciones de ancho de anillos (RWI) y el valor objetivo de la isoterma 0°C a reconstruir, se presenta en (inferior) El valor de la isoterma observada en Puerto Montt ($H_{0_{JL-JN}}$) y el RWI promedio entre las series regionales para ambas especies. (centro) Similar al panel inferior, pero solo usando la serie de <i>A. Chilensis</i> . (superior) Similar al panel inferior, pero solo usando la serie de <i>A. Araucana</i> . El eje y asociado al RWI, fue invertido para generar una mejor representación visual.	37
4.2.4. Correlación para la primera componente principal de los sitios que presentan correlaciones significativas a un 95 % con H_0 (sin autocorrelación) en sus diversos desfases temporales. Solo se muestran valores de r significativos a un 95 %. En verde se muestran aquellos valores de r significativos a un 95 % pero no a un 99 %.	38

4.2.5.Representación gráfica de la serie de datos observados mediante radiosonda en Puerto Montt (<i>serie objetivo</i>) estimada con mejor correspondencia entre el crecimiento radial ($r^2 : 46\%$), esta fue usada para la validación y creación del modelo entre 1959 a 2014 (H_0 JL-JN).	39
4.2.6.Evolución temporal del EPS para la serie regional de Araucaria (azul) y Ciprés de Cordillera (verde). Se marca el umbral de 0.85 como límite inferior de significancia estadística bajo esta medida. .	40
4.2.7.Evolución temporal del índice de ancho de anillo de árboles (RWI) en su aproximación vía series regionales, para la serie de Araucaria (azul) y Ciprés de Cordillera (verde).	41
4.2.8.Modelo de calibración y verificación del nido principal utilizado para el período de la reconstrucción 1355-2014, utilizando como predictor el promedio simple de las cronologías regionales de AUC y ARA. (a) Altitud anual observada y reconstruida de H_0 promedio (Jul-Jun) de Patagonia Norte para el período 1959-2014. Estadísticos de calibración y verificación: (b) autocorrelación de la serie de residuales con distintos desfases de años o <i>lags</i> (las líneas azules indican el umbral de significancia a un 95%), (c) evolución temporal de los residuales, y (d) distribución de los residuales, la línea roja representa el ajuste de una distribución normal.	44
4.2.9.Igual a la figura 4.2.8, pero para un modelo de calibración y verificación del nido secundario para el período de reconstrucción entre 1141-1354, ocupando, utilizando como predictor la cronología regional de AUC.	45
4.2.10Reconstrucción de $H_{0,JN-JL}$ (1141 a 2014). El contorno gris representa el intervalo de confianza asociado al RMSE, la línea negra delgada corresponde a la reconstrucción, la línea negra horizontal corresponde a la media y la línea negra punteada a +/- 2 desviaciones estándar, la línea roja/azul representa un filtro LOESS de 50 años a la reconstrucción cuando es mayor/menor que la media.	46
4.2.11Wavelet de la reconstrucción mostrada en la figura 4.2.10, los colores representan la densidad espectral. El cono de significancia se estimó en base a ruido rojo a un 95%.	46
4.3.1.Mapa de correlación entre la altitud promedio anual de H_0 registrada por radiosondas en Puerto Montt, y los datos grillados ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) de altitud promedio anual de la H_0 calculado por ERA5 para el período (1959 a 2014). La barra de colores representa los valores de correlación. En la parte superior izquierda de la figura se muestra el mismo cálculo pero para todo el continente (solo se muestran correlaciones significativas a un 95%).	47

4.3.2. Variación multidecadal del área andina de Patagonia norte ubicada sobre H_0 , bajo la condición inicial que supere el percentil 5 de la reconstrucción anual de la altitud de H_0 . La serie de tiempo anual ha sido filtrada con una curva LOESS de 50 años. Para la representación visual el eje y ha sido invertido.	48
4.4.1. (Izquierda) Correlación H_0 y SLP. (Derecha) Correlación H_0 y HGT a 500 hPa	49
4.4.2. (Izquierda) Correlación H_0 y Viento Zonal a 500 hPa, (Centro) Correlación H_0 y Viento Meridional a 500 hPa, (Derecha) Correlación H_0 y Magnitud del Viento a 500 hPa ($W = \sqrt{U^2 + V^2}$).	50
4.4.3. Lo mismo que la figura 4.4.2, pero para el viento a 850 hPa.	50
4.4.4. Lo mismo que la figura 4.4.2, pero para el viento a 1000 hPa.	50
4.4.5. Correlación H_0 y Albedo.	51
4.4.6. Diferencia HIGH-LOW Presión superficial a nivel del mar (SLP).	53
4.4.7. Diferencia HIGH-LOW Altura geopotencial a 500 hPa (HGT 500 hPa).	53
4.4.8. Diferencia HIGH-LOW Viento a 500 hPa (los colores representan la diferencia en magnitud, y los vectores en el sentido).	54
4.4.9. Igual que la figura 4.4.8, pero para 850 hPa.	54
4.4.10. Igual que la figura 4.4.8, pero para 1000 hPa.	55
4.4.11(a) SAM promedio 1959-2014 (naranja), H_0 (azul). (b) Diagrama dispersión SAM- Anomalía H_0 . (c) Coherencia espectral SAM- H_0 , las flechas indican el sentido de la relación (vectores hacia la derecha representan relación en fase).	56
A1.1. SLP: (Izquierda) Promedio eventos mayores H_0 . (Derecha) Promedio eventos menores H_0	75
A1.2. HGT 500 hPa: (Izquierda) Promedio eventos mayores H_0 . (Derecha) Promedio eventos menores H_0	76
A1.3. Viento 500 hPa: (Izquierda) Promedio eventos mayores H_0 . (Derecha) Promedio eventos menores H_0 . Los vectores representan el sentido y el contorno coloreado la magnitud.	76
A1.4. Similar a A1.3 pero en 850 hPa.	77
A1.5. Similar a A1.3 pero en 1000 hPa.	77
A2.1. Área sobre H_0 con distintos umbrales (P5, P10, P15 y P20) y valor anual de la reconstrucción de la isoterma 0°C.	78
A2.2. Similar a la figura ?? pero usando el percentil 10 de H_0 como umbral.	78
A2.3. Similar a la figura ?? pero usando el percentil 15 de H_0 como umbral.	79
A2.4. Similar a la figura ?? pero usando el percentil 20 de H_0 como umbral.	79

Índice de cuadros

3.2.1.Datos grillados usados.	18
3.2.2.Información sitios de medición de anillos de árboles usados en esta investigación. Se muestra su código, país (CHI-Chile, ARG-Argentina), año inicial y final (I-F), longitud/latitud, elevación sobre el nivel del mar del sitio (en metros-ELV), especie arbórea y fuente.	20

Capítulo 1

Introducción

En la última década ha surgido la necesidad de establecer mejores sistemas de manejo de recursos hídricos en Chile central (30°S a 38°S) y Patagonia Norte (38°S a 44°S), ante escenarios adversos en lo referido a disponibilidad de estos, esto bajo un escenario de déficit de precipitaciones, (Garreaud et al., 2020), también conocido como Mega Sequía (MS) (CR2, 2015). En relación a que es lo que propicia este período de escasez hídrica, en primera instancia, y representando una variabilidad natural, la oscilación interdecadal del Pacífico (PDO) explica en un 50 % esta tendencia a la baja en las precipitaciones en Chile observadas desde la década de 1970, pero también destacando una componente antropogénica de alrededor de un 25 % en el déficit descrito (Boisier et al., 2016).

Bajo este contexto de déficit en la precipitación y aumento de temperaturas, y si consideramos que un 70 % de la población del territorio nacional se abastece de aguas provenientes de zonas cordilleranas, además de la gran cantidad de glaciares que existen en la Cordillera de Los Andes (Borquez, 2006), es que el entender la dinámica glaciológica toma relevancia a la hora de generar políticas en virtud del manejo de recursos hídricos para el consumo humano y actividades productivas. Para caracterizar el aporte de los glaciares con relación a su cantidad de agua asociada, se presenta en la figura 1.0.1 una caracterización de los glaciares según sus áreas, número, volúmenes y equivalente en agua por región (DGA, 2017).

Macrozona	Región	Área de Glaciares		Número de Glaciares		Vol. De Glaciares		Vol. Equivalente Agua	
		[km ²]	[%]	[Nº]	[%]	[km ³]	[%]	[km ³]	[%]
Norte	XV	12,2	0,05	174	0,72	0,17	0,005	0,09	0,003
	I	24,6	0,10	244	1,01	0,39	0,011	0,27	0,008
	II	7,2	0,03	139	0,58	0,09	0,003	0,05	0,002
	III	89,3	0,38	776	3,22	1,90	0,052	1,49	0,045
Centro	IV	46,9	0,20	809	3,35	0,72	0,019	0,42	0,012
	V	135,8	0,57	715	2,97	4,01	0,11	2,89	0,09
	RM	388,3	1,64	999	4,14	14,41	0,41	11,40	0,36
	VI	292,3	1,24	683	2,83	13,19	0,37	11,52	0,36
Sur	VII	38,2	0,16	218	0,90	0,90	0,03	0,77	0,02
	VIII	45,8	0,19	198	0,82	1,79	0,05	1,61	0,05
	IX	53,3	0,23	124	0,51	2,29	0,06	2,06	0,06
	XIV	42,6	0,18	72	0,30	2,20	0,06	1,98	0,06
Austral	X	785,5	3,32	2.602	10,79	27,36	0,77	24,62	0,78
	XI	10.357	43,81	9.556	39,64	1.743	49,35	1.569	49,40
	XII	11.322	47,89	6.805	28,22	1.720	48,70	1.548	48,75
Total		23.641		24.114		3.532		3.176	

Figura 1.0.1: Glaciares según sus áreas, número, volúmenes y equivalente en agua por región, extraído desde [DGA \(2017\)](#).

En la figura 1.0.2 se destaca la ubicación de glaciares y zonas glaciológicas principales a lo largo del mundo, se marca con un rectángulo naranja las correspondientes a la zona 17 del RGI ([Consortium, 2017](#)), la cual engloba a todas las formaciones de este tipo en Los Andes del Sur.

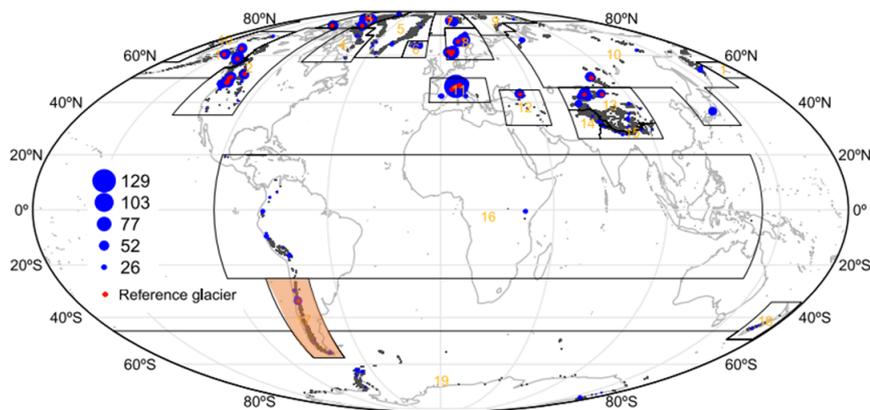


Figura 1.0.2: Mapa mundial de la distribución global de los glaciares (puntos grises oscuros) y las principales zonas glaciológicas (encerradas en cuadrados), con el número correspondiente según el RGI ([Consortium, 2017](#)). Figura modificada a partir de [Fernández and Somos-Valenzuela \(2022\)](#). Se destaca en naranja la zona correspondiente a Chile continental

Es por esto que surge la necesidad de estudiar las variaciones de los glaciares ante forzantes climáticos, tales como precipitación y/o temperatura, y así poder determinar su constancia ante fluctuaciones en distintas escalas temporales. Para este análisis surge el concepto de sensibilidad climática, la cual se puede definir como, asociado a glaciares, al cambio en el balance de masa ante variables climáticas tales como temperatura del aire o precipitación, se suele representar como la respuesta a cambios en la temperatura (o su variante proporcional a

la precipitación) en porcentajes (Fernández and Somos-Valenzuela, 2022). En resumen, la respuesta ante cambios positivos en temperatura de los glaciares/masa de hielo será negativa con relación a su masa neta, es decir, aumentos en la temperatura media inducirán a pérdidas de volumen del glaciar a lo largo del año (lo mismo para una disminución de precipitaciones). El que tanto varían ante estos cambios, corresponde a la sensibilidad climática (Otros factores que colaboran en la construcción de la respuesta del glaciar ante cambios de este tipo son: el clima de la región que se encuentra, su volumen, morfología, su altura, etc).

Entonces, es debido a la importancia de los glaciares como fuente de recursos hídricos y las variaciones climáticas que se han vivido y/o se proyectan en el último tiempo, tanto a nivel local, como a nivel global, que se hace pertinente el estudio de cómo estos varían en su sensibilidad climática ante factores tales como la precipitación y temperatura.

Si consideramos para esto solo las zonas cordilleranas, que es donde se encuentran el mayor porcentaje de glaciares en Chile central (Consortium, 2017), el estudiar la influencia de la altitud de la isoterma 0°C , y en consecuencia su variabilidad, resulta como un buen aproximado a la hora de estimar variaciones de masa en glaciares. Esto dado por relaciones empíricas que se definieron entre la Elevación de la Línea de Equilibrio (ELA por sus siglas en inglés, correspondiente a la altura en que la ablación es igual a la acumulación del glaciar o la altura que delimita la zona en la cual el glaciar gana y pierde masa neta (Alley, 2011). Para más detalles se presenta un esquema de la ubicación de la ELA en la figura 1.0.3) y la altitud de la isoterma 0°C .



Figura 1.0.3: Esquema de las zonas principales de un glaciar, extraído a partir de Muñoz-Mellado (2016)

Se ha establecido, en Patagonia Norte, que existe una gran dependencia de cambios en la ELA con variables meteorológicas/climatológicas (Carrasco et al., 2005). En consideración a los procesos que esta línea separa, es decir, la ablación y la acumulación, es pertinente mencionar que para que un glaciar aumente en su extensión, debe cumplirse que su balance de masa sea positivo (acumulación > ablación), viéndose esta relación influenciada directamente por variaciones climáticas regionales.

Con relación a variables que tiene un rol importante en el proceso de acumulación de nieve, destacan la tasa de precipitación y la altitud de la isoterma 0°C, viendo esto reflejado en un aumento (disminución) en la acumulación por un aumento (disminución) del total de precipitación y/o una disminución (aumento) ante un aumento (disminución) de H0. Por otro lado, la ablación se ve influenciada por la temperatura cercana al nivel del suelo (TCS), donde el mecanismo principal de ocurrencia se da si la TCS supera la temperatura de derretimiento. Así, el integrar las señales climáticas en el flujo de balance de masa de glaciares hace válido el uso de estos como indicadores de cambios climáticos (Braithwaite, 2008; Braithwaite and Zhang, 1999; Hock, 2005).

Pero la incidencia de variaciones climáticas en el balance de masa de glaciares no es algo constante espacialmente, sino se ve influenciado por la topografía y clima regional en la cual se encuentra ubicado. Para el caso de la acumulación, pueden existir contribuciones por el re-congelamiento de aguas de deshielo superficial, sublimación o nevazones (Sauter et al., 2013; Wheler and Flowers, 2011). En el caso de la ablación, esta puede ser cuantificado mediante el estudio del balance energético superficial, considerando *inputs* de radiación solar, flujos turbulentos, etc. Esto se describe en la ecuación 1.0.1.

$$O = S + LQ_s + Q_L \quad (1.0.1)$$

S representa la radiación solar de onda corta, L la radiación de onda larga, Q_s la transferencia de calor sensible y Q_L de calor latente. No todos los términos de la ecuación 1.0.1 se ven determinados por cambios en la TCS, por ejemplo, lo relacionado a la transferencia de calor latente es proporcional a la diferencia de humedad específica de la nieve/hielo y la atmósfera (Kayastha et al., 1999), viendo un contraste grande en las estaciones secas (para latitudes tropicales y

subtropicales), viendo un contraste de carácter estacional asociado a la estación seca (para latitudes tropicales y subtropicales), cuando la humedad relativa es baja, los glaciares se encuentran cercano a su punto de saturación, viendo un aumento en este término, pero el cual no se ve descrito por un aumento en la temperatura sobre el punto de fusión (Vuille et al., 2008), siendo en este caso la ablación dada por un proceso de sublimación (Stichler et al., 2001).

Para poder generar un monitoreo de la ELA se necesita una constante observación de esta medida, lo cual debido a limitantes de disponibilidad de datos y condiciones inhóspitas en los glaciares dificultan esta tarea de manera directa, por lo que el uso de aproximaciones se hace necesario para poder generar una mejor cobertura temporal y espacial para el monitoreo glaciológico. Lliboutry (1965) establece que se puede considerar como un buen aproximado, para latitudes medias, la línea de nieve al finalizar el año hidrológico, esta última se define como el límite inferior topográfico, en altitud, de la acumulación nivosa. En la figura 1.0.4 se muestra una representación esquemática de la altitud de la isoterma 0°C y la línea de equilibrio.

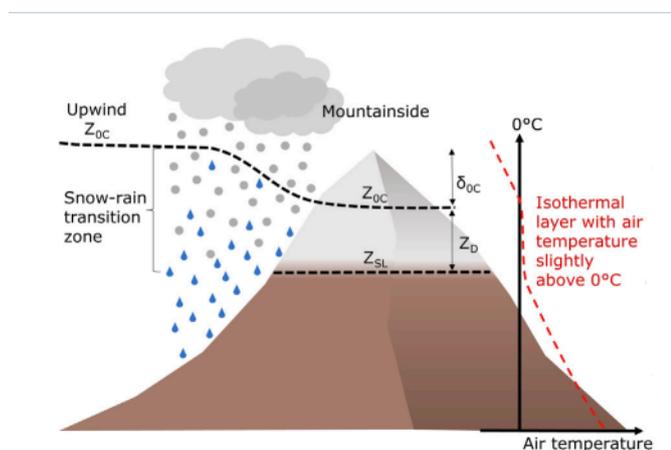


Figura 1.0.4: Esquema de variables de interés. Las líneas negras discontinuas muestran la altitud de la isoterma de 0°C (Z_{0C}) y la línea de nieve (Z_{SL}). La diferencia entre la Z_{0C} de la ladera de la montaña y la Z_{SL} se denomina Z_D , y δ_{0C} es el desplazamiento entre la Z_{0C} de la ladera de la montaña y su valor a barlovento (también denominado "descenso"). La línea discontinua roja muestra un perfil vertical típico de la temperatura del aire cuando se forma una capa isotérmica. Adaptado de Schauwecker et al. (2022).

En lo descrito por Schauwecker et al. (2022) se da una aproximación lineal para la línea de nieve y la altitud de la isoterma 0°C , bajo el supuesto de un *lapse rate*

LR, y en base a mediciones in-situ de temperatura. En las ecuaciones 1.0.2 y 1.0.3 Z_{ST} y T_{ST} corresponde a la elevación y la temperatura de la estación usada para realizar la interpolación y T_{SL} es el umbral de temperatura para que la nieve alcance su punto de fusión.

$$Z_{0C} = Z_{ST} - \frac{T_{st}}{LR} \quad (1.0.2)$$

$$Z_{SL} = Z_{0C} - Z_D = Z_{ST} - \frac{T_S - T_{SL}}{LR} \quad (1.0.3)$$

El problema en usar la línea de nieve como indicador de cambio climático en glaciares es su dificultad y exactitud en su medición, en contraste a lo que puede ser la isoterma 0°C, por lo que para efectos de esta investigación se decidió considerar H0 como representativo de las variaciones glaciológicas a escala interdecadal. Mencionar que el poder hacer esta aproximación radica en que consideramos la línea de nieve promedio del último año hidrológico como un aproximado válido para la ELA, además, según lo propuesto por [Mark and Fernández \(2017\)](#), la relación entre ELA-H0 es más fuerte en zonas donde los glaciares poseen una mayor sensibilidad climática a cambios de temperatura, esto debido a que en estas zonas, el balance energético es mayormente controlado por la radiación solar, la radiación terrestre, y el calor sensible. En cambio, en zonas donde los intercambios de calor latente son importantes (ej. Los Andes Tropicales) esta aproximación deja de ser válida de forma directa, pues la dinámica ambiental se da en mayor medida por gradientes de humedad y viento. Así se puede vislumbrar que el considerar estas aproximaciones hace más factible el estudio de la variabilidad de la ELA, y en consecuencia de la sensibilidad climática de los glaciares en una escala temporal interanual-interdecadal [Carrasco et al. \(2008\)](#).

La variabilidad climática en Patagonia juega un rol primordial en lo referido a cambios regionales en la criósfera y la biósfera ([Lara et al., 2005](#)), pudiendo entregar una visión general en la circulación extratropical del Hemisferio Sur, dada la condición de América del Sur como la única masa continental de extensión considerable después de los 45°S. Si bien no existen datos de isoterma 0°C observados que cubran los últimos años, tanto en la escala interanual para datos observados, y en la escala interdecadal para datos reconstruidos ([Neukom et al., 2011](#)), según lo propuesto por [Villalba et al. \(2009\)](#), la región alberga una gran

variedad de paleoregistros ambientales, incluyendo núcleos de hielo, glaciares, sedimentos lacustres/marinos, y anillos de árboles. Generando esto una excelente oportunidad para explorar los climas en escalas temporales que van desde el Holoceno tardío hasta el Último Glacial Máximo (LGM) y más allá [Garreaud et al. \(2013\)](#). Aportando esto en la detección de tendencias contemporáneas y espacialmente inhomogéneas en las precipitaciones ([Quintana and Aceituno, 2012](#)) y un calentamiento sutil pero generalizado ([Rasmussen et al., 2007](#)), teniendo esto efectos directos en la criósfera y con una relación directa con la altitud de la isoterma 0°C [Mark and Fernández \(2017\)](#).

[Villalba et al. \(2009\)](#) afirma la importancia de contar con reconstrucciones climáticas globales, de cada hemisferio y/o regionales de los últimos 2 milenios para dar un contexto a largo plazo de las tendencias detectadas en el período instrumental (principalmente temperatura y precipitación). Siendo esto primordial para mejorar el entendimiento de los procesos típicos de la dinámica atmosférica en distintas escalas temporales para cuantificar la sensibilidad del sistema climático a la variabilidad y los forzamientos naturales y antropogénicos y, por tanto, para reducir la incertidumbre sobre la magnitud y el impacto del futuro cambio climático mundial ([Parker et al., 2007](#)).

Así, y en búsqueda de acortar la brecha existente en el acceso y disponibilidad de reconstrucciones paleoclimáticas en ambos hemisferios, se hace necesario establecer y/o generar nuevas mediciones de proxys. En los cuales podemos encontrar a los núcleos de hielo, fluctuaciones glaciares, sedimentos lacustres, registros históricos y anillos de árboles. Existiendo entre estos diferencias en su cobertura temporal y/o espacial, siendo solo los últimos 2 mencionados los que poseen una mejor capacidad de calibración y contar con registros anuales, pero existiendo una limitante temporal en su máxima extensión, la cual no va más allá de los miles de años (asociado a la edad de los árboles), además de representar una región espacial mucho menos acotada que otros registros del mismo tipo. En la figura 1.0.5 se muestra la distribución espacial de registros paleoclimáticos en América del Sur, destaca con círculos rojos las mediciones de anillos de árboles, viendo además una clara concentración de mayor disponibilidad de mediciones en el cono sur del continente (15°-55°S) y una predominancia de este registro como proxy principal en el continente.



Figura 1.0.5: Distribución espacial de registros de proxies en América del Sur, los distintos símbolos representan distintos tipos de registros, se destaca además con un rectángulo rojo la zona de estudio de esta investigación (Patagonia Norte). Figura modificada a partir de [Villalba et al. \(2009\)](#).

En consideración a lo visto en la figura 1.0.5 es que se decide el uso de anillos de árboles como predictor de la altitud de la isoterma 0°C, esto motivado por la disponibilidad de registros ya existentes en la zona de Patagonia Norte.

Con respecto al estado actual de la investigación dendrocronológica en América Latina, [Sánchez-Calderón et al. \(2022\)](#) realiza una descripción del estado del arte en relación a los lugares, tipo de estudios (reconstrucción de precipitación, temperatura o ambos) y especies usadas para estos. En la figura 1.0.6, en el panel a), se muestra una distribución espacial de los sitios de investigación dendrocronológicos recopilados por [Sánchez-Calderón et al. \(2022\)](#), destaca en la zona de Patagonia Norte una alta presencia de reconstrucciones de precipitación y de temperatura, y si consideramos la dinámica atmosférica a la cual corresponde la variabilidad de la altitud de la isoterma 0°C, hace viable la realización de una reconstrucción de esa variable. En el panel b) se muestra algo similar a lo visualizado en el a), pero se hace una consideración por especie arbórea, viendo que en la zona de estudio la concentración de cronologías disponibles se da con *A.Chilensis* y *A.Araucana* (además de la disposición típica de estas especies en zonas montañosas). En base a esto, y en consideración de que en la zona se ha reconstruido tanto la precipitación como la temperatura, es que se proponen ambas especies como posibles predictoras.

En esta investigación se planea dar una visión de la variabilidad interanual a interdecadal de la isoterma 0°C, y en consecuencia de la sensibilidad climática para Patagonia Norte, todo esto mediante el uso de proxys dendroclimáticos. Además de responder a preguntas tales como, ¿Son capaces ciertas especies de árboles cordilleranos de captar cambios en la escala interanual-interdecadal de la isoterma 0°C?, ¿Estos se ven más condicionados por los cambios en la temperatura del ambiente o la disponibilidad hídrica para su crecimiento?. Si es que los proxys propuestos son capaces de capturar la señal, se planea responder acerca del como varía la sensibilidad climática a lo largo del tiempo (a una escala interdecadal), y así verificar aquellas zonas geográficas que sus glaciares tengan una menor/mayor sensibilidad ante eventos climáticos condicionantes de posibles cambios.

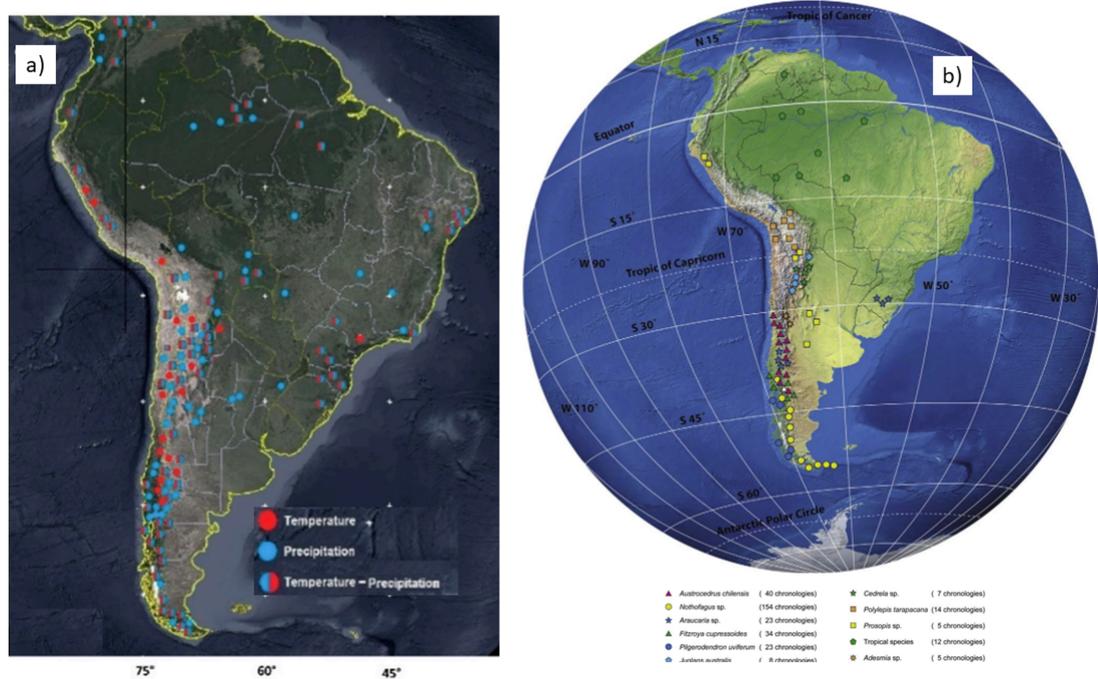


Figura 1.0.6: Mapas de interés de registros dendrocronológicos: (a) Ubicación distintos sitios de investigación, los círculos rojos/azules representa si se ha generado un estudio de temperatura/precipitación en base a esa cronología, figura modificada desde Villalba et al. (2009) (b) Similar al panel (a), pero se muestran las distintas especies medidas, modificada a partir de Boninsegna et al. (2009).

Capítulo 2

Objetivos e Hipótesis

2.1. Hipótesis

El crecimiento radial de las especies arbóreas cordilleranas, Ciprés de Cordillera (*Austrocedrus Chilensis*, AUC) y Araucaria (*Araucaria Araucana*, ARA) al ser restringidas principalmente por la disponibilidad hídrica y la temperatura de la zona, serían indicadores climáticos de la variabilidad anual de la altitud de la isoterma 0°C en Patagonia Norte (44°-38°S / 75°-70°W). Esto asociado a que, y suponiendo precipitaciones constantes, a mayor (menor) temperatura tendremos mayor (menor) evapotranspiración y menor (mayor) disponibilidad de agua en el suelo, resultando en un menor (mayor) crecimiento radial de AUC y ARA y mayores (menores) altitudes de la isoterma 0°C.

2.2. Objetivos

2.2.1. Objetivo Principal

Usar mediciones de ancho de anillos de árboles, para reconstruir la variabilidad anual de la altitud de la isoterma 0°C (H_0) para Patagonia Norte (44°-38°S / 75°-70°W).

2.2.2. Objetivos Específicos

1. Describir la variabilidad temporal de H_0 del norte de Patagonia utilizando registros instrumentales.
2. Reconstruir y caracterizar la variabilidad interanual de la altitud promedio de la H_0 del norte de Patagonia entre los años 1141 a 2014 utilizando registros dendrocronológicos.
3. Cuantificar la variabilidad temporal de la cantidad de área andina, dentro de la zona de estudio, ubicada sobre la H_0 a partir del silo XII.
4. Determinar las relaciones entre la altitud de la H_0 y forzantes climáticos regionales y de gran escala entre 1958 a 2014.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Área de estudio

Se considera Patagonia Norte (PN), que corresponde al área de estudio donde se encuentran espaciadas las cronologías usadas como predictoras, la cual, para efectos de esta investigación, corresponde a porción de continente delimitada entre 38° - 44° S / 75° - 70° W (*zona de estudio*). En la figura 3.1.1 (panel a), se presenta una caracterización topográfica de PN y la ubicación de los sitios de medición usados. La región se destaca por la presencia de la Cordillera de Andes (panel b, figura 3.1.1). Se considera además el punto de interés en el aeropuerto de Puerto Montt, Chile, usando registros de radiosonda de la altitud de la isoterma 0° C para la estimación de la reconstrucción.

Patagonia Norte, que para efectos de esta investigación delimitamos entre los 38° - 44° S / 75° - 70° W, corresponde a una subdivisión de Patagonia. La cual corresponde a una región ubicada en el cono sur de Sudamérica, que cuenta con una larga extensión espacial y una gran diversidad climática (Garreaud et al., 2013). La presencia de la Cordillera de los Andes tiene un rol importante en la dinámica climática en Patagonia. Su lado oeste, que corresponde administrativamente a Chile, tiene un ancho típico entre los 50 a 150 km, con un fuerte gradiente zonal que llega desde la costa a una elevación de 1500 [m.s.n.m] en la frontera este de la Patagonia chilena. En el lado este (Patagonia Argentina), se ubican llanuras de una extensión considerable, con una elevación promedio en el rango de los 100 a 200 m.s.n.m, del orden de los miles de [km], llegando hasta la costa atlántica

argentina.

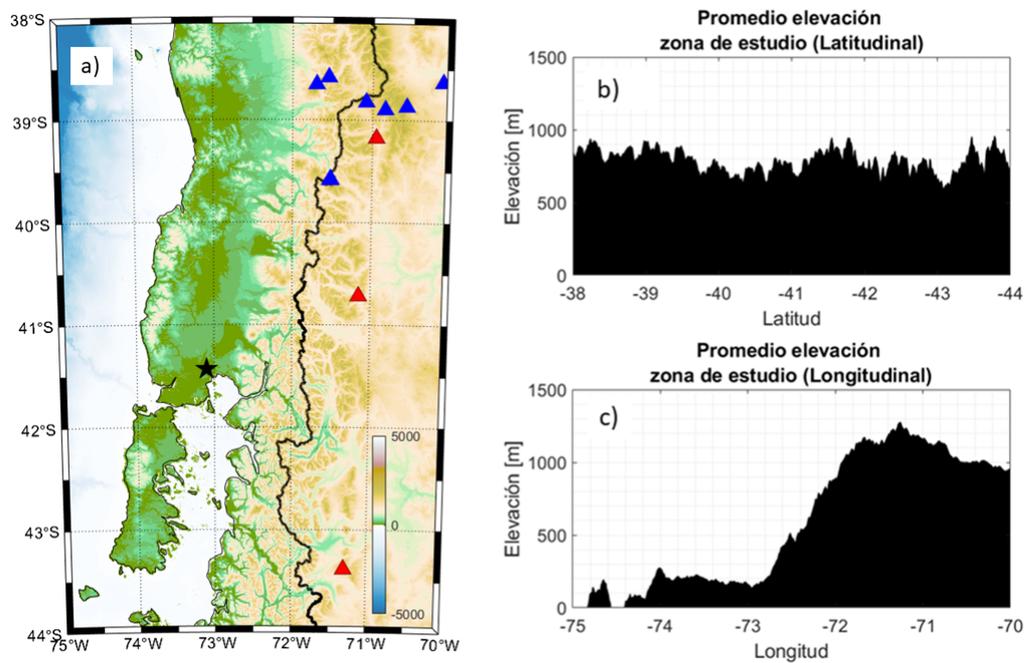


Figura 3.1.1: (a) Topografía/Batimetría de la zona de estudio; los puntos rojos/azules representan la ubicación de los sitios de medición de Ciprés de Cordillera/Araucaria, el punto negro corresponde a la ubicación de las mediciones de H_0 en Puerto Montt. (b) Sección latitudinal de la elevación promedio de la zona de estudio, (c) sección longitudinal de la elevación promedio de la zona de estudio.

3.1.1. Caracterización climática de Patagonia Norte

Por su ubicación en latitudes medias, Patagonia se ve bajo la influencia de los vientos del oeste durante todo el año, viendo este efecto de aprox. Desde los 40°S hacia los 60°S (Garreaud and Falvey, 2009). Las ondas baroclínicas presentes en el flujo principal de los vientos del oeste se ven perturbadas por la porción austral de los Andes, causando un fuerte gradiente zonal de precipitación en la zona (Evans, 2007), esto queda evidenciado en la figura 3.1.2. Se observada una precipitación promedio en el lado oeste del orden de $>5 [m/yr^{-1}]$ y en el lado este de $0.3 [m/yr^{-1}]$ (Garreaud et al., 2013).

Siguiendo lo establecido por Garreaud et al. (2013), que da una generalización y descripción del efecto de modulación de la precipitación (P) y la temperatura superficial (TS) en Patagonia Norte por los vientos del oeste, usando como indicador de estos el viento zonal a 850 hPa, se plantea que:

1. Para la relación U_{850} y P, limitando solo en la escala anual, y a partir de los 40°S hacia el sur, el flujo zonal a 850 hPa se ve fuertemente correlacionado de forma positiva (negativa) con la precipitación en la ladera oeste (este) de los Andes, por lo que se puede inferir que en cualquier latitud en el lado oeste (este) de Patagonia, un aumento en la magnitud de los *westerlies* inducirá a un aumento (disminución) de la precipitación local. Esta idea se refuerza en la figura 3.1.3, donde la escala de colores representa la correlación punto a punto entre U_{850} y P, y los vectores la relación conjunta entre los flujos zonal/meridional a 850 hPa y la precipitación diaria, se puede visualizar como la Cordillera de los Andes cumple un rol de barrera orográfica y actúa como un punto de inflexión en lo relativo al sentido de la relación descrita.
2. En lo referido a la estacionalidad de la relación precipitación y viento, esta se basa en el efecto mecánico de los Andes (levantamiento a barlovento y hundimiento a sotavento), viendo una coincidencia en los mínimos de precipitación sobre los Andes australes con un debilitamiento estacional de los vientos del oeste.
3. Para la relación temperatura superficial y los componentes zonal y meridional del viento, los autores destacan un cambio en el sentido de la correlación a lo largo del año, siendo esta positiva durante JJA y negativa en DEF, viendo este contraste su origen en la variación estacional de la advección

de temperatura del océano Pacífico sobre el continente. Así, si en un año encontramos *westerlies* con una magnitud más fuerte (débil) que lo usual, llevará a una disminución (aumento) en la amplitud del ciclo anual de la temperatura actual, pero además plantean que la dinámica propia de la temperatura superficial no se puede explicar solo en consideración de los flujos zonales y meridionales mencionados, sino que es necesario incorporar la influencia de otros factores en la explicación, siendo el principal la temperatura superficial del mar.

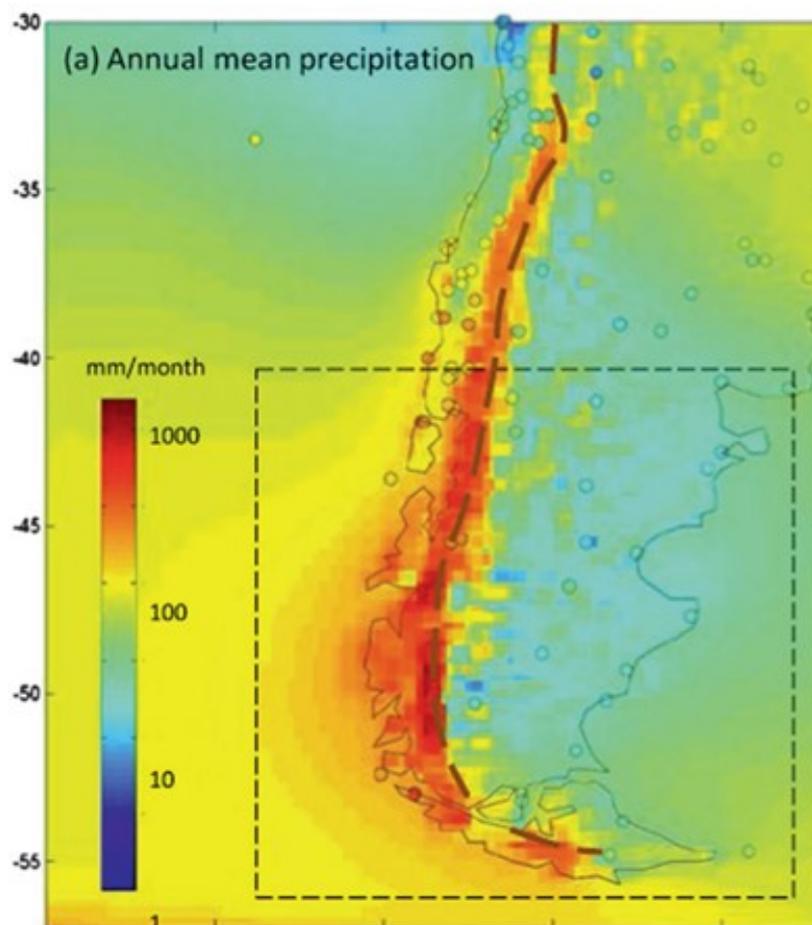


Figura 3.1.2: Precipitación anual promedio en un mes (1978-2001), en el cuadrado negro se destaca las latitudes correspondientes a Patagonia. Figura adaptada desde Garreaud et al. (2013).

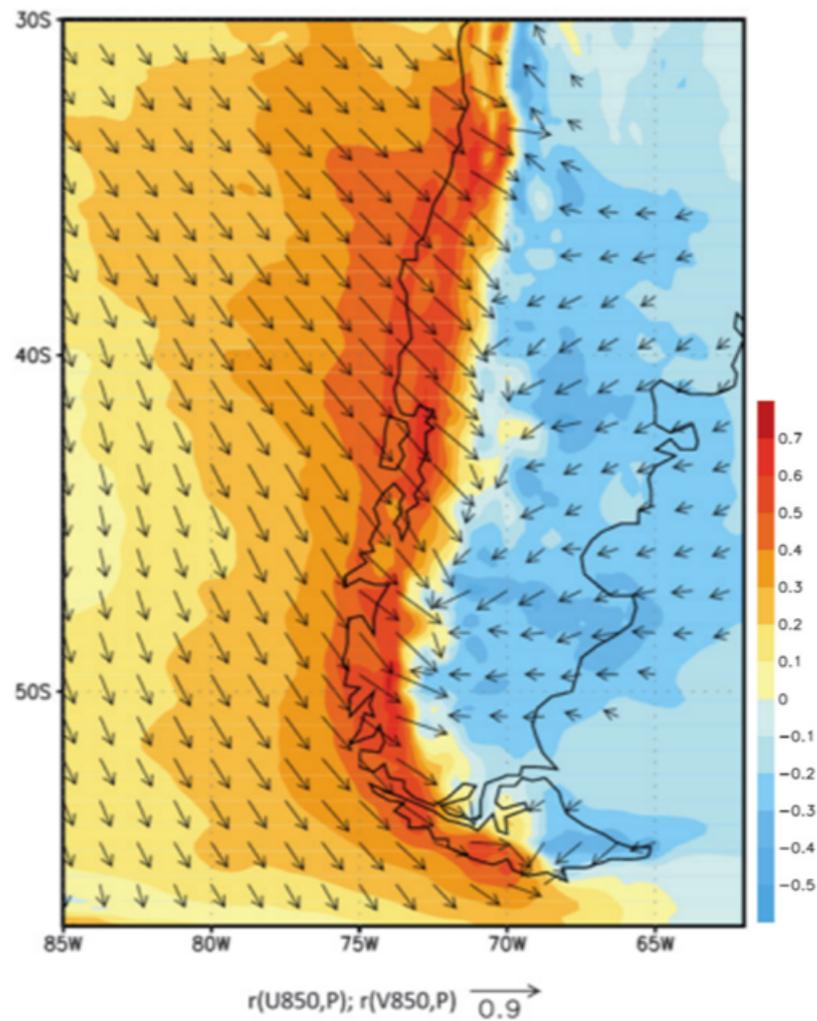


Figura 3.1.3: Correlación punto a punto entre la precipitación diaria (P) y las componentes zonal y meridional del viento a 850 hPa (U_{850} , V_{850}). Los colores indican la correlación entre $P-U_{850}$, los vectores fueron realizados usando la correlación $P-U$ y $P-V$, mostrando solo valores que superan, en su valor absoluto, 0.3. Figura modificada a partir de [Garreaud et al. \(2013\)](#)

3.2. Datos

Para las mediciones de ancho de anillo de árboles se cuenta con un grupo de 12 sitios de cronologías de índice de ancho de anillo (RWI, por sus siglas en inglés) 3 de Ciprés de Cordillera (*Austrocedrus chilensis*) y 9 de Araucaria (*Araucaria Araucana*), teniendo estas distinta cobertura espacial y temporal. En la figura 3.2.1 se muestra en el panel a) la ubicación de los sitios de medición, en b) un espécimen de *Austrocedrus chilensis* y en c) de *Araucaria Araucana*. En la tabla ?? se muestran más datos de los sitios usados.

Además, se usaron datos observados de H_0 , calculados a partir de promedios mensuales, medidos con lanzamientos de radiosonda en el Aeropuerto de Puerto Montt, Región de Los Lagos, Chile (PMC, 1959 a 2014, 41.43°S y 73.09 °O). Para analizar la variabilidad en toda PN se cuenta con datos mensuales de reanálisis de ERA5 (Hersbach et al., 2020) de una resolución espacial de 0.25°x 0.25°, en ambos casos se considera un período entre 1959 a 2014.

Para caracterizar eventos específicos de H_0 se usaron productos grillados de topografía y productos mensuales de reanálisis (1959 a 2014), para todo el hemisferio sur, de presión superficial a nivel del mar (SLP), altura geopotencial (HGT) a 500 hPa, viento zonal y meridional (U,V) a 1000/850/500 hPa, albedo y humedad del suelo, los cuales son descritos en su resolución temporal y fuente en la tabla 3.2.1. Finalmente, para explorar la relación con el modo anular del sur (SAM), se empleó el índice de Marshall, en su versión mensual, entre los años 1959 a 2014 (Marshall, 2003).

Variable	Resolución	unidad	Fuente
Topografía	0.005° x 0.005°	[m]	(Ryan et al., 2009a)
SLP	1° x 1°	[Pa]	NOAA-CIRES (v3) (Slivinski et al., 2019)
HGT a 500 hPa	1° x 1°	[m]	NOAA-CIRES (v3) (Slivinski et al., 2019)
U y V a 1000/850/500 hPa	1°x 1°	[m/s]	NOAA-CIRES (v3) (Slivinski et al., 2019)
Albedo	1°x 1°	[%]	NOAA-CIRES (v3) (Slivinski et al., 2019)
Humedad del Suelo	0.25°x 0.25°	[%]	ERA5 (Hersbach et al., 2020)

Cuadro 3.2.1: Datos grillados usados.

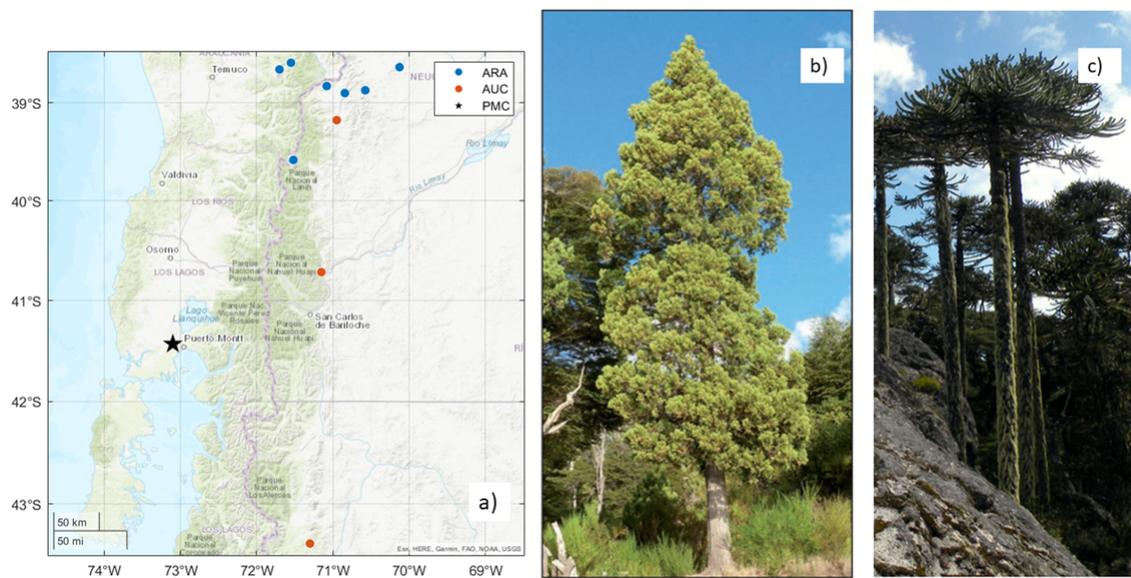


Figura 3.2.1: (a) Ubicación de las zonas de medición usadas en la construcción de las bases de datos, en rojo/azul los sitios de AUC/ARA. (b) Ejemplar de *Austrocedrus chilensis* (INTA, 2015). (c) Ejemplar de *Araucaria Araucana* (Ugarte, 2009)

Sitio	Código	País	Inicio	Final	LON (°W)	LAT (°S)	ELV (m)	Especie	Fuente
Sierra Nevada	NEV	CHI	1760	2017	71.549	38.585	1486	ARA	Lab-PUCV
Pino Hachado	HAC	ARG	1730	2006	70.125	38.630	1622	ARA	Morales et al. (2020)
Captren alta elv.	CAP	CHI	1280	2014	71.700	38.654	1270	ARA	Morales et al. (2020)
Paso del Arco	PAR	ARG	1870	2006	71.080	38.826	1676	ARA	Morales et al. (2020)
Primeros Pinos	PPI	ARG	1700	2019	70.574	38.869	1317	ARA	Morales et al. (2020)
Río Kilca	RKI	ARG	1875	2018	70.842	38.898	1644	ARA	Hadad et al. (2015)
Laguna Escondida	LES	CHI	1810	2017	71.526	39.580	1408.5	ARA	Lab-PUCV
Volcán Lanin I	VIL	CHI	1740	2016	71.531	39.587	1317	ARA	Morales et al. (2020)
Volcán Lanin II	VLA	CHI	1550	2006	71.517	39.583	1344	ARA	Morales et al. (2020)
Aluminé	ALM	ARG	1540	2015	70.949	39.176	1748.5	AUC	Hadad et al. (2021)
Siete Córdones	CEN	ARG	1085	2014	71.150	40.717	1000	AUC	IANIGLA
Refugio	REF	ARG	1505	2014	71.300	43.383	1050	AUC	IANIGLA

Cuadro 3.2.2: Información sitios de medición de anillos de árboles usados en esta investigación. Se muestra su código, país (CHI-Chile, ARG-Argentina), año inicial y final (I-F), longitud/latitud, elevación sobre el nivel del mar del sitio (en metros-ELV), especie arbórea y fuente.

3.3. Métodos

En este estudio, se consideraron 9 cronologías de A. Chilensis y 3 de A. Araucana. Se agruparon todas las muestras de cada sitio en una matriz, usando originalmente las medidas [mm], y luego fueron estandarizadas a modo de remover la variabilidad no asociada a señales climáticas, tales como, el envejecimiento propio de los árboles o alteraciones del entorno en los que se encuentran ubicados (Cook et al., 1990). A modo de aislar la señal del crecimiento arbóreo asociada a la influencia climática, la cual oscila en frecuencias interanuales, y a modo de poder comparar diversas especies que crecen en similares condiciones atmosféricas, se utilizó un método de estandarización para las cronologías propuesto por Cook (1985), el cual establece como sugerencia ajustar una curva exponencial y/o un polinomio con pendiente negativa para cada medición individual de cada sitio.

Luego de estandarizar cada medición, y unificando todas las mediciones individuales en un único archivo, se utilizó una aproximación de series regionales, es decir, fue calculada una única serie (por especie), que represente el crecimiento total del conjunto de árboles utilizados. Esto mediante el uso de un promedio robusto bponderado de las series estandarizadas y el uso de ARSTAN (Cook, 1985).

La calidad de las cronologías fue estudiada mediante EPS (*Expressed Population Signal*), el cual cuantifica lo bien que una cronología basada en una muestra finita de una población de árboles representa la totalidad de estos (Wigley et al., 1984). Aunque no existe un nivel de significancia para EPS, los valores por encima de 0.85 se aceptan generalmente como un buen nivel de fidelidad de señal común entre árboles, por lo que utilizamos sólo la parte de la cronología con $EPS > 0.85$ como predictor de la altitud de la isoterma 0°C en la reconstrucción (Wigley et al., 1984).

Método de Reconstrucción:

A modo de verificar el período que presente una mejor correspondencia con el crecimiento radial, se emplearon funciones de correlación entre las series regionales con la autocorrelación extraída y variaciones mensuales del valor de H0 en Puerto Montt (Blasing et al., 1984). Funciones que vienen descritas, para un sitio r , un mes m y desfase t en la ecuación que sigue.

A modo de generar la reconstrucción se utilizaron métodos de regresión lineal múltiple de la forma que sigue.

$$H_0 = \beta_0 + \sum_{i=1}^n \beta_i * X_i \quad (3.3.2)$$

En donde la variable H_0 representa la altitud de la isoterma 0°C, los coeficientes β_i son asociados a los términos de la regresión lineal, y los términos del tipo X_i corresponden a los predictores, que, en este caso, serían los índices de ancho de anillos de árboles descritos en la sección 3.2.

Para usar este método de reconstrucción y/o predicción hay que considerar ciertos supuestos que hacen posible, y estadísticamente válida, su implementación (Wilks, 2011).

1. Se supone que la variable predictando (H_0) y la variable predictora (X_i) presentan una relación lineal.
2. H_0 exhibe una distribución normal.
3. Las variables predictoras deben ser independientes entre si y no deben presentar multicolinealidad.
4. Los errores de ajustes deben estar distribuidos normalmente y no debe existir algún grado de autocorrelación entre estos y las observaciones.

Ahora, todos estos supuestos son estadísticamente válidos para este caso, a excepción de la presencia de multicolinealidad. Este fenómeno se define según Shrestha (2020), para un modelo de regresión lineal múltiple, como la presencia de índices de correlación entre las variables explicatorias (X_i) significativos estadísticamente, que para efectos de esta investigación, se fijó en 95 %.

En caso de que esto ocurra, como se puede evidenciar en la figura 3.3.2, que corresponde a la matriz de correlación entre las 12 series de RWI usadas con un nivel de significancia estadística del 95 %, se plantea el uso de una aproximación mediante series regionales, la cual ya fue descrita con anterioridad, reduciendo los predictores de total de 12 a 2.

En relación a la forma empleada para validar el modelo, se ocupa el método de validación cruzada tipo leave one out, es decir, se cuenta con un período dado por datos observados entre los años 1959 a 2014 (n=56 años), generando mediante

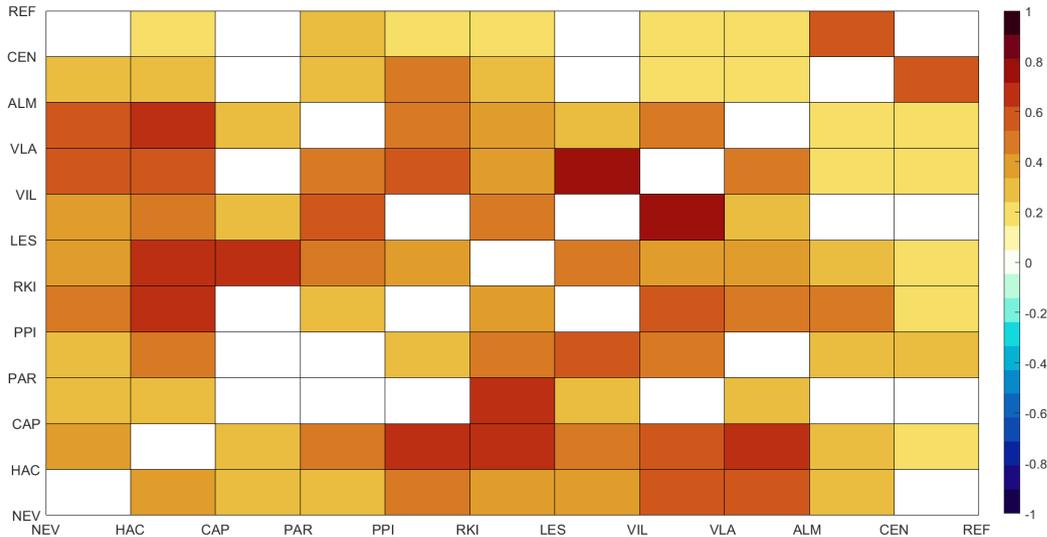


Figura 3.3.2: Matriz de Correlación entre las series de ancho de anillos usadas como predictoras, solo se muestran aquellos valores que son significativos a un 95 %. La barra de colores muestra los valores de correlación, donde las tonalidades rojizas representan valores positivos.

regresión lineal múltiple 56 polinomios predictores según la ecuación 3.3.3, en la cual p corresponde a la cantidad de predictores empleados, excluyendo en cada iteración un dato distinto del dominio de observaciones.

$$f(t) = \beta_0 + \beta_1 * X_1 + \beta_2 * X_2 + \dots \beta_p * X_p \quad (3.3.3)$$

Este proceso debió ser repetido para cada año dentro del período de validación. Así, si queremos estimar el año t , la función predictora f se calibra con todo el dominio a excepción del año de interés. En la figura 3.3.3 se presenta un esquema del método descrito. Finalmente, para poder elegir un modelo dentro de los 56 posibles, se elige aquel que presente una menor error cuadrático medio (no mostrado).

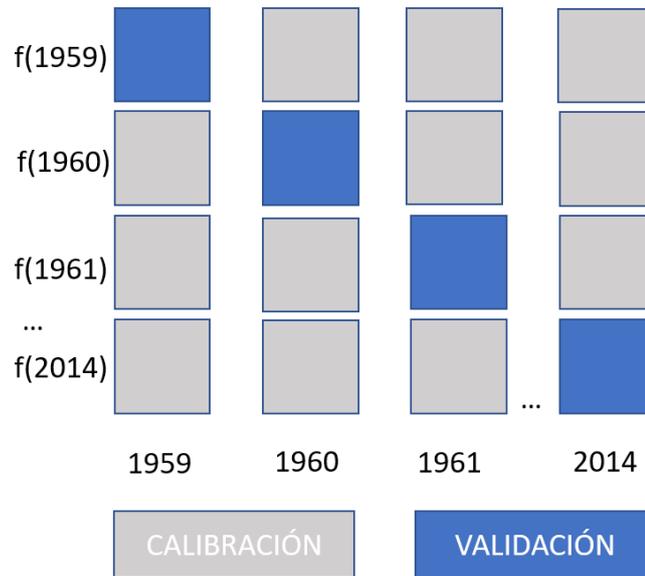


Figura 3.3.3: Esquema del proceso de validación empleado

A modo de verificar la bondad de ajuste, en relación a los datos observados, se obtuvo el porcentaje de varianza explicada por la regresión (R_{adj}^2), se verificó la linealidad, el ajuste a una curva normal y la autocorrelación, mediante la detección de tendencias significativas con un test de Mann-Kendall y el test de Durbin-Watson (Draper and John, 1981). Por último, a modo de estudiar la presencia de incertidumbres inherentes a la reconstrucción (Weisberg, 1985), se obtiene el error cuadrático medio (RMSE).

Variabilidad del área andina sobre H_0 : A modo de determinar la variabilidad de la porción de área que se encuentra sobre H_0 , se determinó una *zona de influencia* de la reconstrucción, definida de la forma que sigue.

- Se generó el valor de H_0 anuales grillado en base a datos de ERA5 entre 1959 a 2014 (promedio julio-junio).
- Se calculó la correlación punto a punto entre H_0 observado (Puerto Montt) y este campo de ERA5.
- Se definió, de forma arbitraria, el conjunto de puntos de grilla sobre el umbral de valores superior a 0.8 de correlación como la porción de terreno a utilizar.

Así, teniendo ya esta zona definida, según la variabilidad interanual e interdecadal

de cambios en la altitud de la isoterma 0°C , es que se plantea un índice referido a la cantidad de área, en km^2 , que supere este valor. Para efectos prácticos se denominó a este **Índice de Área Andino** (I.A.A) y se define como la cantidad de píxeles de un modelo de elevación digital que: 1) Supere cierto percentil de la distribución de los valores de H_0 y 2) Supere el valor de H_0 para ese año. Luego, para pasar el resultado a una medida de área, esa cantidad de píxeles se multiplica por un factor representativo del tamaño de la grilla de topografía, que tal como se describió en la sección 3.2.1 es de aproximadamente 0.416 km.

Este valor corresponde a un estimado anual, y tendrá una relación negativa con la altitud de la isoterma 0°C . Considerando la relación entre la ELA y H_0 , planteada por Carrasco et al. (2005), este valor nos indica en una primera aproximación el área que puede acumular nieve/hielo, debido a que está recibiendo precipitaciones sólidas. Esto tiene implicaciones directas en el balance de masa de glaciares, el caudal de ríos aledaños, etc.

Forzantes climáticos y SAM:

Para determinar la influencia de anomalías climáticas en eventos de interés de valor anuales de H_0 en Patagonia Norte, usamos diversas variables atmosféricas, las cuales vienen descritas en el cuadro 3.2.1. De forma de realizar un análisis exploratorio se plantea un análisis mediante el cálculo de correlación punto a punto entre las variables presentadas en la tabla 3.2.1.

A modo de destacar las zonas que pudieran presentar comportamientos anómalos ante eventos de interés de H_0 , fueron seleccionados los 10 registros mayores (HIGH) y los 10 menores (LOW) de valores de H_0 de la reconstrucción en el período de validación (1959 a 2014), generando 2 campos compuestos para cada variable (HIGH y LOW) y calculando la diferencia para cada punto de grilla entre ambos compuestos.

En lo referido a modos climáticos interanuales de gran escala, Garreaud et al. (2013) destaca la relevancia del Modelo Anular del Sur (SAM) dentro de la variabilidad climática de la PN. Gillett et al. (2006) establece una relación positiva entre este índice y anomalías de temperatura, asociado esto principalmente a anomalías positivas de presión a nivel del mar sobre la zona. Por lo tanto, esperamos que la reconstrucción realizada, dada la directa dependencia de la isoterma 0°C con

la temperatura, muestre una señal tipo SAM considerable. Para cuantificar la relación entre H_0 y SAM, fue estimado, entre los años 1959 a 2014, el patrón de correlación espacial entre el promedio mensual de H_0 y el índice para Patagonia Norte. Además, las relaciones espectrales en el dominio de las frecuencias fueron evaluadas, implementando lo propuesto por [Grinsted et al. \(2004\)](#), usando un análisis de coherencia espectral vía wavelets (WTC), para poder identificar bloques temporales, en distintos períodos, en que ambas series compartan una variabilidad conjunta significativa. El análisis vía WTC detecta relaciones de fase entre series y evalúa la significancia estadística de estas mediante un contraste con ruido rojo vía métodos de Monte Carlo.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Variabilidad de H_0 entre 1959 a 2014 en Patagonia Norte

A modo de describir y poder realizar una reconstrucción histórica de la altitud de la isoterma 0°C , se plantea en primera instancia una descripción de la variabilidad, tanto anual como estacional, que presenta el campo grillado de datos de promedio mensual de esta variable para ERA5, correspondiente para la zona de estudio y valores mensuales entre los años 1959 a 2014. Además de una caracterización, tanto en su ciclo anual como estacional, de las observaciones con radiosonda en el aeropuerto de Puerto Montt (PMC).

La figura 4.1.1 corresponde a una caracterización del ciclo anual de valores mensuales para la isoterma 0°C (H_0) en Puerto Montt, estos datos son registrados por lanzamientos de radiosondas diarios a las 12 UTC y luego promediando para todo el mes. Destaca con una paleta de colores los promedios individuales, para cada mes, entre los años 1959 a 2014, las tonalidades blancas son asignadas al inicio de este bloque temporal, evolucionando a tonos azules hacia el 2014. Se ve en rojo el promedio para el conjunto de todas las observaciones, en un análisis inicial se puede apreciar que H_0 se ve sujeta a una estacionalidad marcada por máximos en verano (DEF) y mínimos en invierno (JJA).

Las variaciones estacionales y el promedio anual se muestran de manera resumida en la figura 4.1.3 entre 1959 a 2014, viendo en general una correspondencia entre

mínimos en invierno y una evolución paulatina hacia un máximo en el verano austral. Así mismo, en la figura 4.1.5 se muestra este promedio estacional (1959-2014) con el producto grillado de ERA5 de H_0 , mostrando en primera instancia: i) Una concordancia en el aumento/disminución estacional notada en 4.1.1 y 4.1.5, ii) Una disminución en general hacia el lado este de la Cordillera de Los Andes y iii) Un aumento latitudinal hacia latitudes ecuatoriales. Se muestra el promedio para un año cronológico, bajo el mismo procedimiento que 4.1.5, en la figura 4.1.4.

A modo de identificar cambios en los peaks estacionales, se estima en la figura 4.1.2 la amplitud de los valores mensuales para cada año cronológico que se presenta en 4.1.1, esto fue realizado mediante la diferencia del máximo y el mínimo de los registros mensuales, viendo un incremento en esta medida con una tendencia de 4 [m/año, aplicando una prueba de Mann-Kendall se demuestra que esta tendencia no es significativa.

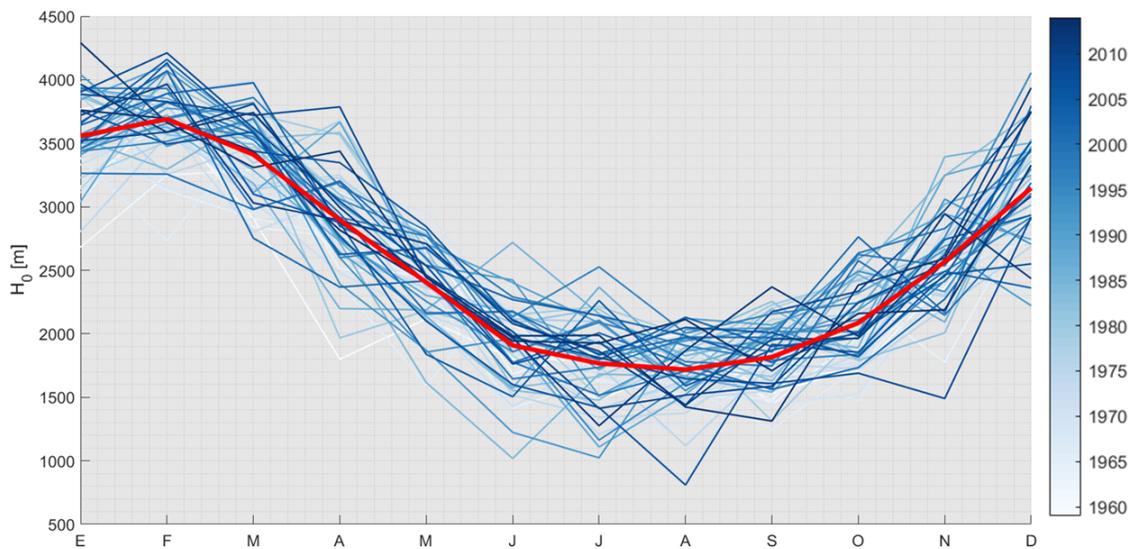


Figura 4.1.1: Registro mensual obtenido desde lanzamientos de radiosondas para mediciones de H_0 en Puerto Montt (1959 a 2014). El color de las líneas en el gráfico viene dado por el año de su medición, donde tonalidades blancas corresponden a los primeros años del período de interés, evolucionando hasta el 2014 (en azules). La línea roja gruesa representa el promedio mensual entre 1959 a 2014.

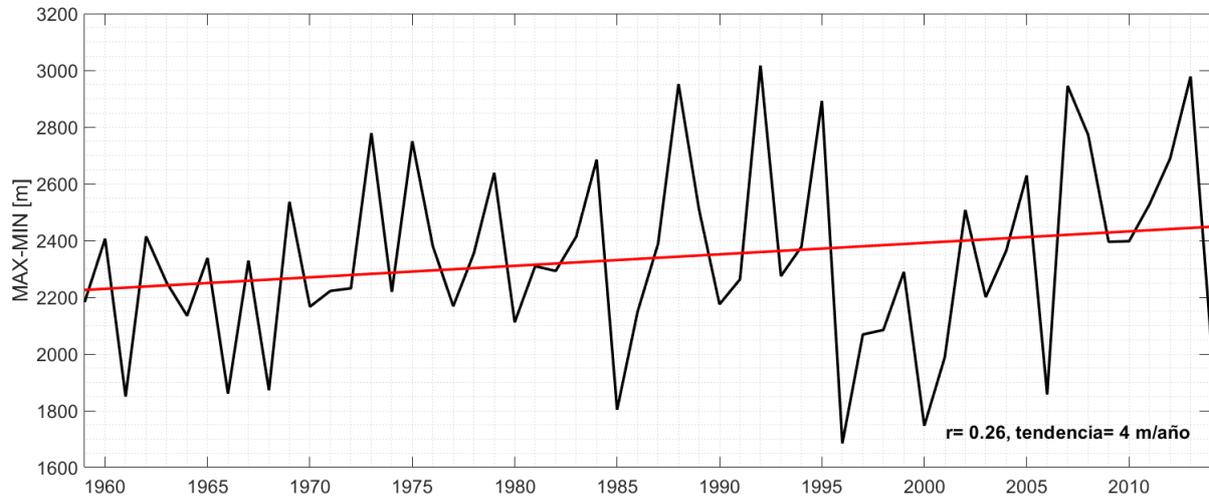


Figura 4.1.2: Amplitud anual de valores mensuales (diferencia máximo y mínimo) de H_0 observada en Puerto Montt (1959 a 2014). La línea roja representa la tendencia lineal, mediante el ajuste de un polinomio de grado uno, presente en los datos, del orden de los 4 m/año. Se muestra, además, la correlación entre el ajuste polinómico de primer grado y los datos. Se verifica en primera instancia, mediante un test de Mann-Kendall que la tendencia presenta no es significativa a un 95 %.

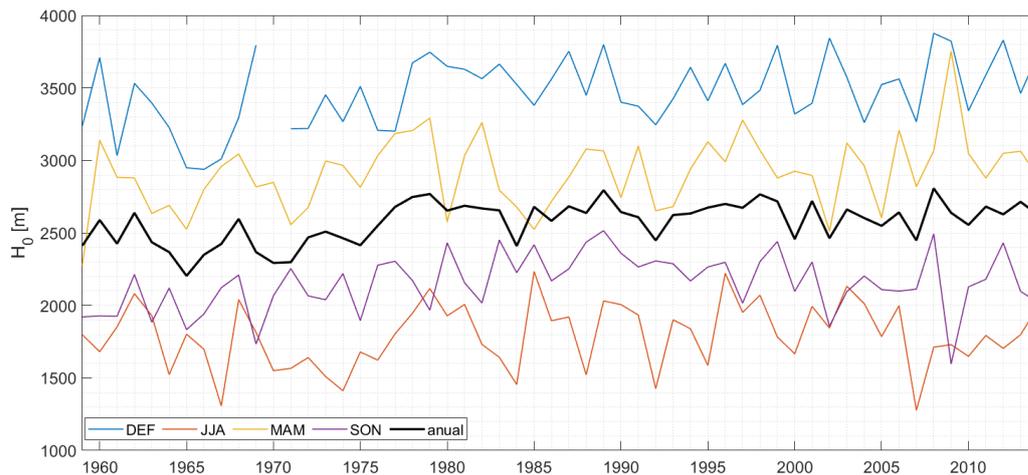


Figura 4.1.3: Representación del promedio estacional de las variaciones de la altitud de la isoterma 0°C de Puerto Montt (1959 a 2014), la línea azul/naranja/morada/amarilla representa el verano/invierno/otoño/primavera austral, la línea negra representa el valor promedio anual (12 meses).

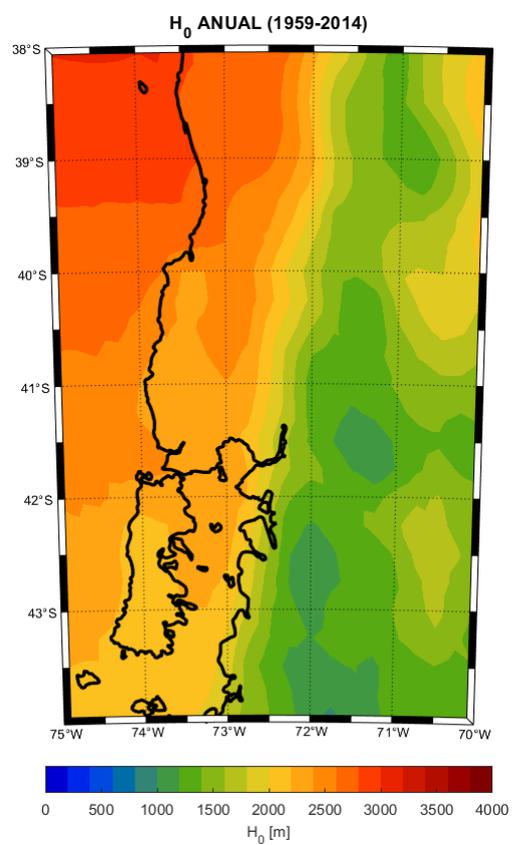


Figura 4.1.4: Valor promedio de H_0 anual para la zona de estudio entre 1959 a 2014.

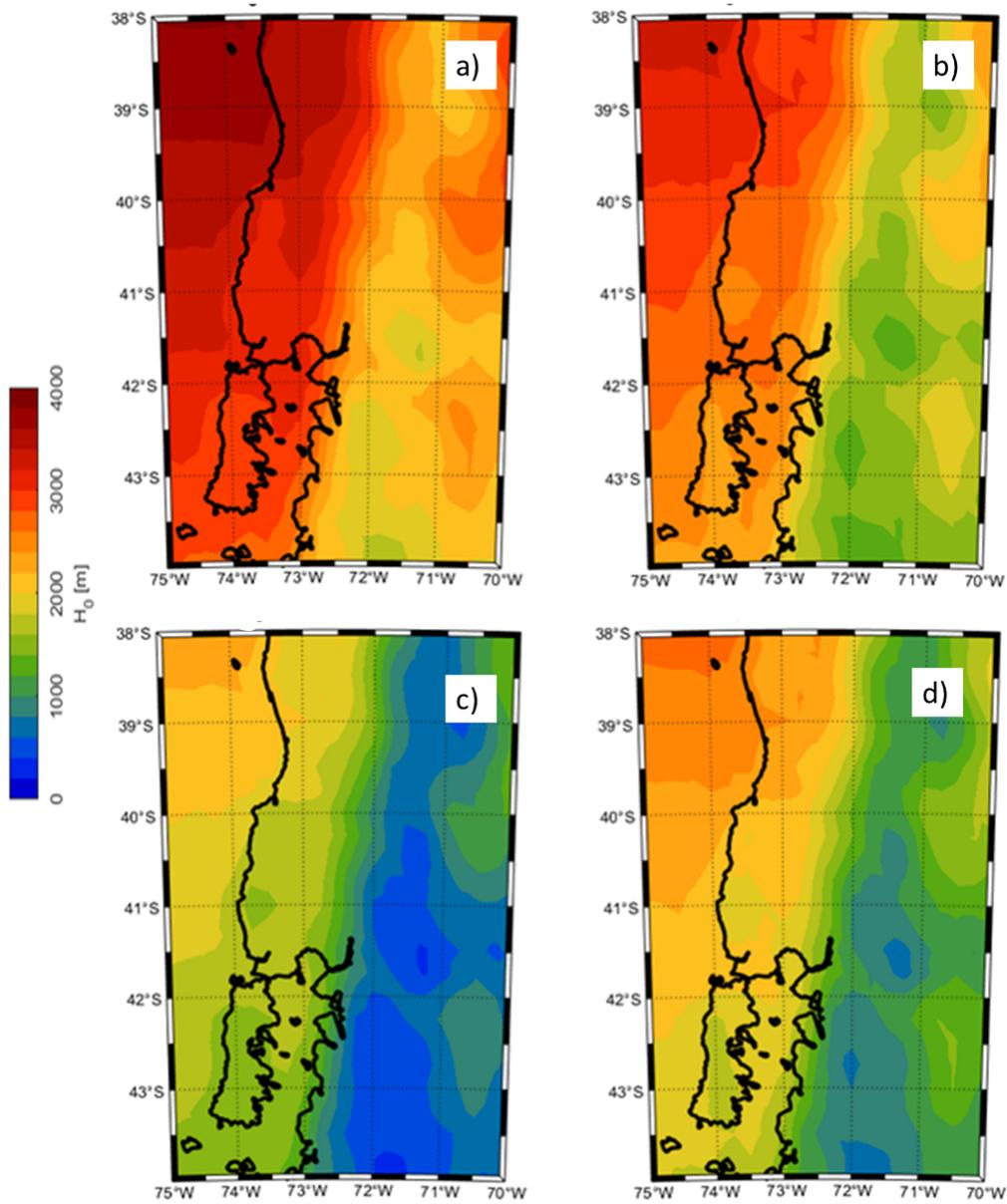


Figura 4.1.5: Similar a 4.1.4, pero para verano (panel a), otoño (panel b), invierno (panel c) y primavera (panel d).

Luego, y a modo de identificar cambios y/o posibles tendencias en la escala interanual (*año a año*), se plantea en la figura 4.1.6 el cálculo de la pendiente por cada punto de grilla de los valores de H_0 estimados por ERA5 para la zona de estudio, realizando esto mediante el ajuste de una regresión lineal simple entre 1959 a 2014, en metros por año. Para verificar la significancia estadística de las tendencias calculadas, se realizó un test de Mann-Kendall a un 95 % de confianza. En la figura 4.1.6 se muestra una disminución hacia latitudes altas, oscilando en aumentos de valores entre los 2 a 3 metros por año, existiendo un patrón en las isolíneas de la tendencia de disposición zonal en el Pacífico, y además viendo un gradiente meridional a lo largo del continente, con un aumento en los valores de la tendencia hacia latitudes altas y un incremento en el gradiente a lo largo de la cordillera de Los Andes en disposición de norte a sur. Es posible ver también que la zona que presenta un mayor aumento anual en el valor promedio de la altitud de la isoterma 0°C , del orden de los 3 metros por año, es lo correspondiente entre los paralelos 41° a 44°S .

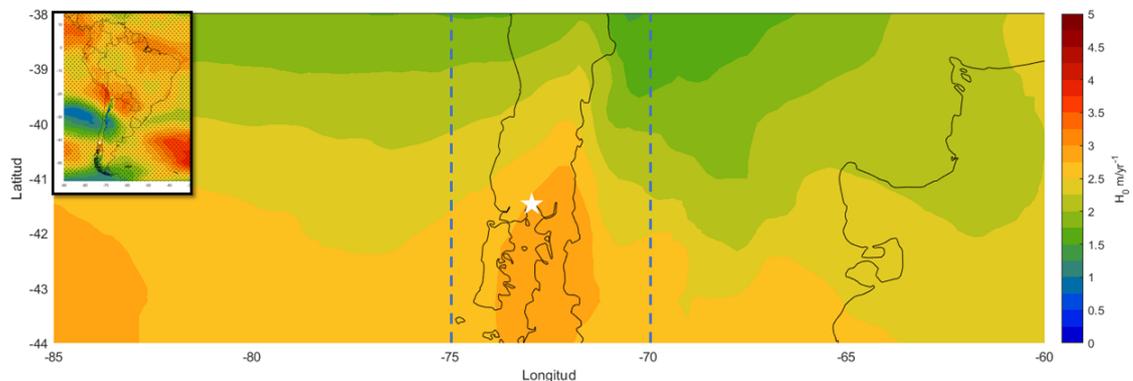


Figura 4.1.6: Tendencia lineal por año de H_0 para el período de interés (1959 a 2014), se destaca en la parte superior de la figura el mismo cálculo pero para América del Sur. A modo de verificar la significancia estadística de esta medida, se aplicó, a un 95 %, un test de Mann-kendall, mostrando en el resultado final solo aquellos valores estadísticamente significativos. La barra de colores representa el valor como tal (en $\text{m}/\text{año}$), las líneas punteadas corresponden a la limitación usada para caracterizar a Patagonia Norte y la estrella blanca representa la ubicación de Puerto Montt.

Finalmente, de forma de caracterizar la variación latitudinal de la isoterma 0°C y su posible relación con la disminución de la elevación hacia al sur, se grafica en la figura 4.1.7 la curva hipsométrica según datos de topografía extraídos desde Ryan et al. (2009b) y la variación latitudinal promedio, desde los datos de ERA5, a nivel tanto estacional como anual, de la isoterma 0°C en la zona de estudio. Así, y llevando solo a esto a lo referido a la escala anual, en la figura 4.1.8 se gráfica el porcentaje promedio sobre la isoterma 0°C por latitud en la zona de estudio, valores positivos representan zonas donde la elevación promedio suele estar sobre la altitud de la isoterma 0°C , y valores negativos representan aquellas zonas en donde la isoterma 0°C suele ser mayor que la elevación promedio.

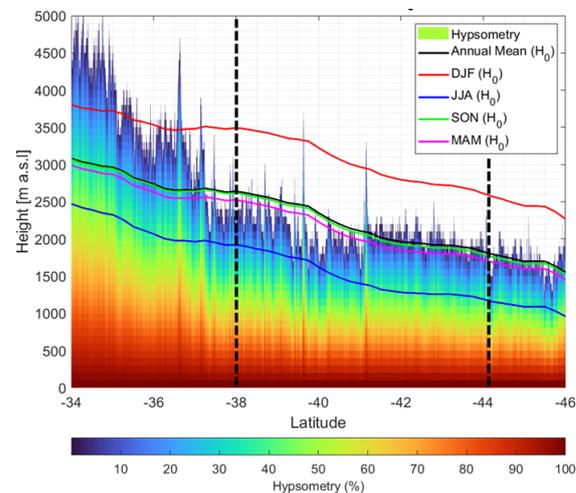


Figura 4.1.7: Curva hipsométrica de la zona de estudio y valor promedio latitudinal de la isoterma 0°C . Las líneas verticales segmentadas delimitan la zona de estudio.

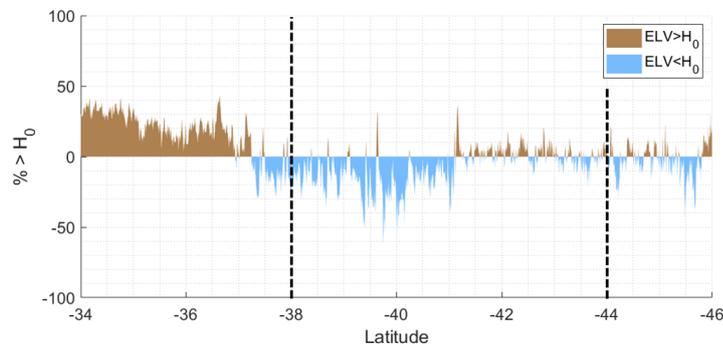


Figura 4.1.8: Porcentaje promedio anual sobre la isoterma 0°C en distintos paralelos en la zona de estudio. Valores positivos representan elevación sobre la altitud de la isoterma 0°C . Las líneas verticales segmentadas delimitan la zona de estudio.

4.2. Reconstrucción temporal de la H_0

4.2.1. Relación H_0 y series de ancho de anillos

El mecanismo físico que relaciona el crecimiento de las especies utilizadas y la variabilidad de la altitud de la isoterma 0°C no es directo, este se encuentra mediado por variables asociadas a cambios en H_0 y como estos cambios tienen consecuencias en paralelo en el crecimiento de los árboles, tales como cambios en temperatura, precipitación o humedad del suelo.

Siguiendo lo planteado por [Gonzalez Reyes et al. \(2022\)](#), donde se destaca la gran capacidad de especies cordilleranas de árboles de reconstruir la humedad del suelo (SM) y mediante el cálculo de correlaciones con productos grillados de ERA5, se encontró que la correlación entre SM y el RWI es significativa para una gran parte de la región de estudio. Se ve una relación positiva entre RWI-SM y una relación negativa entre H_0 -SM, donde se estimó este valor para dos capas de profundidad distintas (capa 1: 0 a 7 cm, capa 2: 7 a 14 cm).

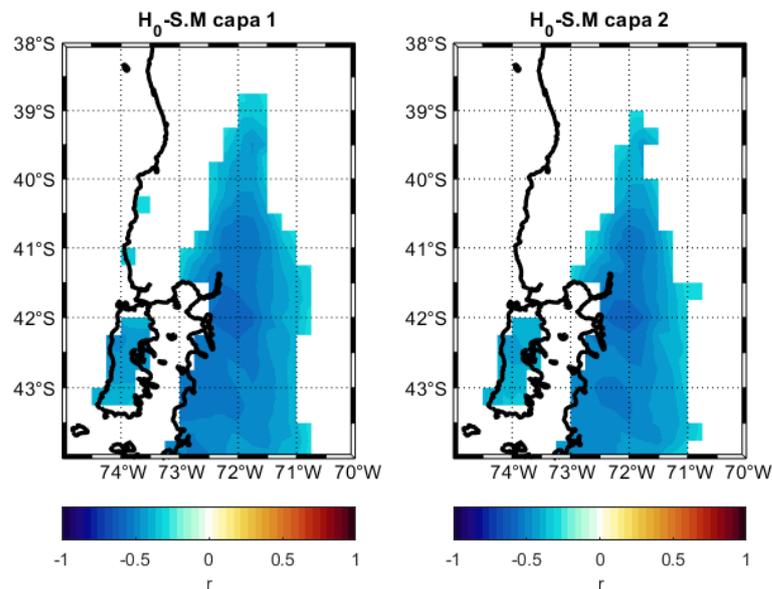


Figura 4.2.1: Correlación 1959-2014 entre $H_{0_{JL-JN}}$ (Izquierda) Humedad del suelo-Capa 1 y (Derecha) Humedad del suelo-Capa 2. Solo se muestran valores significativos a un 95 %.

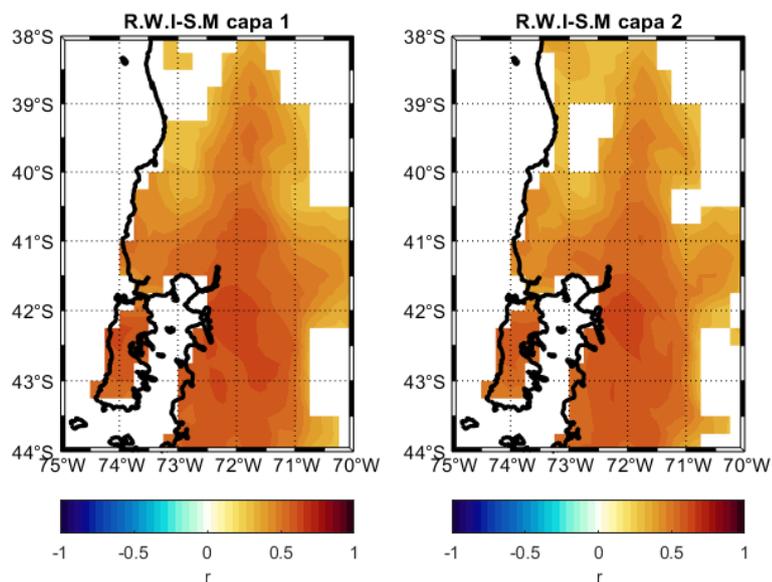


Figura 4.2.2: Correlación 1959-2014 entre RWI promedio (Izquierda) Humedad del suelo-Capa 1 y (Derecha) Humedad del suelo-Capa 2. Solo se muestran valores significativos a un 95 %.

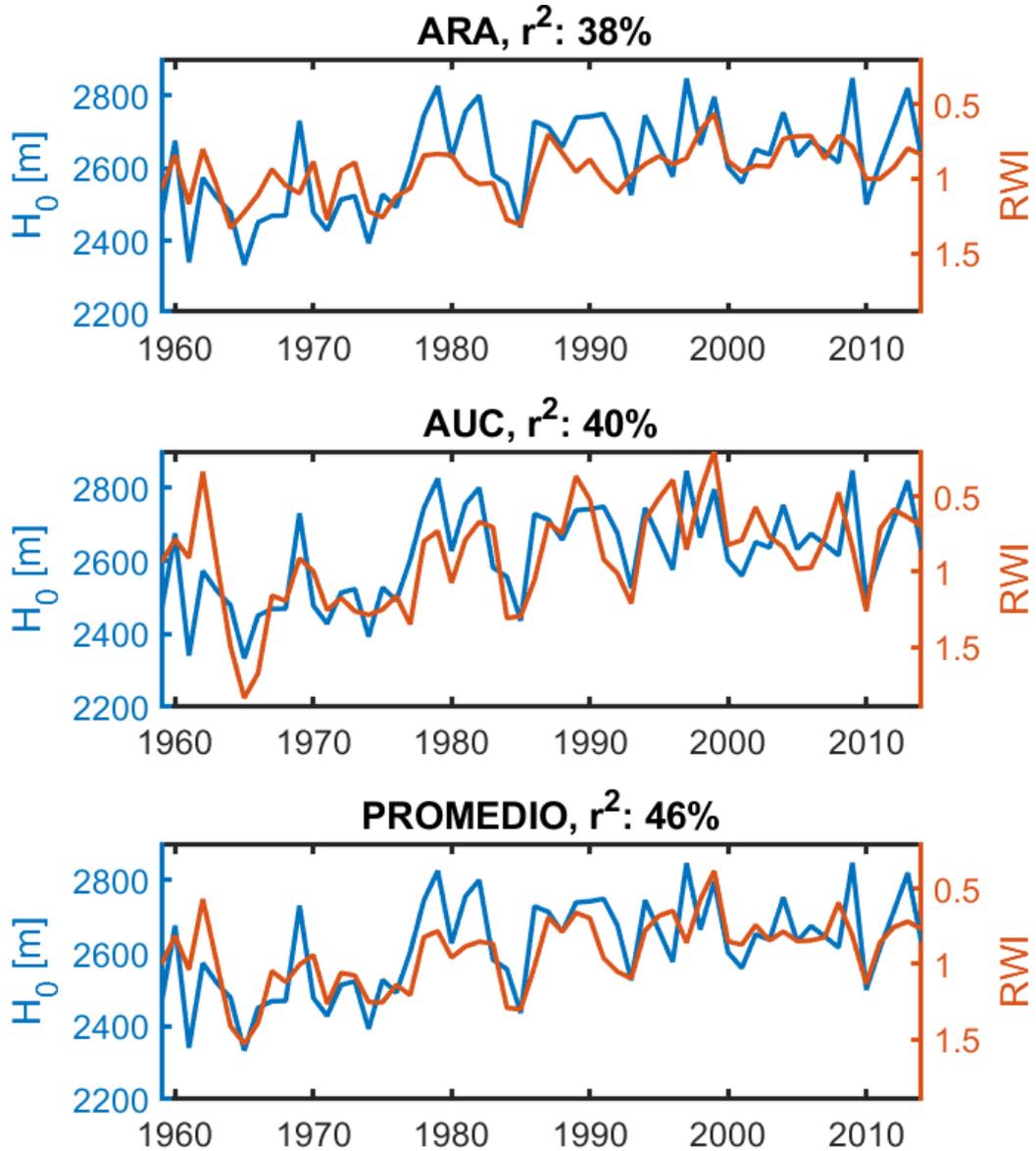


Figura 4.2.3: Comparación para el período de validación entre la serie de mediciones de ancho de anillos (RWI) y el valor objetivo de la isoterma 0°C a reconstruir, se presenta en (inferior) El valor de la isoterma observada en Puerto Montt ($H_{0_{JL-JN}}$) y el RWI promedio entre las series regionales para ambas especies. (centro) Similar al panel inferior, pero solo usando la serie de *A. Chilensis*. (superior) Similar al panel inferior, pero solo usando la serie de *A. Araucana*. El eje y asociado al RWI, fue invertido para generar una mejor representación visual.

4.2.2. Generación modelo de reconstrucción

4.2.2.1. Funciones de Correlación RWI- H_0

Para determinar el período a reconstruir y los sitios que se usaron como predictores, se siguió el método de funciones de correlación descrito con anterioridad, es decir, considerando las cronologías de los árboles y el valor de H_0 , se pudo ver que la mejor correspondencia se da a un nivel de $r=-0.71$ y corresponde a la primera componente principal entre 12 sitios (9 ARA, 3 AUC) y el valor promedio de H_0 entre julio (año previo) y junio (año actual), viendo esto entre los años 1959 a 2014 (la representación de esta serie objetivo se muestra en la figura 4.2.5). Dado esto, y considerando lo visto en la figura 4.2.3, se decidió por el uso del promedio simple entre ambas series regionales como único predictor, por lo que ya no se considera un modelo de regresión lineal múltiple.

Nº meses	1	-0.52	-0.28	-0.44	-0.32	-0.30	-	-	-	-	-0.61	-0.31	-0.35	-0.49	-0.28	-0.27	-0.48	-	-0.37	-0.38	-	-	-0.52	-	-0.35	
	2	-	-	-0.48	-0.49	-	-0.34	-	-	-	-0.49	-0.52	-0.43	-0.37	-0.40	-0.37	-0.45	-	-	-0.32	-0.40	-	-	-	-	-0.38
	3	-	-	-	-0.45	-0.53	-	-0.39	-	-	-0.48	-0.54	-0.57	-0.56	-0.43	-0.42	-0.46	-0.45	-	-	-0.38	-0.39	-	-	-	-0.42
	4	-	-	-	-	-0.56	-0.49	-0.55	-0.50	-	-0.48	-0.51	-0.54	-0.58	-0.58	-0.46	-0.52	-0.43	-0.35	-	-0.42	-0.37	-	-	-	-0.37
	5	-	-	-	-	-	-0.47	-0.31	-0.54	-	-0.48	-0.57	-0.57	-0.52	-0.61	-0.60	-0.53	-0.52	-0.46	-0.38	-0.43	-0.41	-0.39	-	-	-
	6	-	-	-	-	-	-	-0.49	-0.32	-	-0.54	-0.56	-0.61	-0.56	-0.57	-0.60	-0.64	-0.51	-0.41	-0.52	-0.44	-0.41	-	-0.40	-0.47	-
	7	-	-	-	-	-	-	-	-0.57	-	-0.52	-0.53	-0.59	-0.60	-0.56	-0.58	-0.63	-0.62	-0.55	-0.52	-0.54	-0.40	-	-	-0.46	-
	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.44	-0.65	-0.47	-0.40	-0.60	-0.64	-0.58	-0.62	-0.52	-0.64	-0.58	-0.54	-0.45	-0.35	-	-	-0.49
	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.66	-0.67	-0.63	-0.46	-0.64	-0.61	-0.61	-0.64	-0.50	-0.66	-0.54	-0.40	-0.50	-	-	-0.56
	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.67	-0.61	-0.49	-0.49	-0.63	-0.65	-0.52	-0.50	-0.52	-0.63	-0.44	-0.54	-0.53	-0.49	-
	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.69	-0.58	-0.58	-0.48	-0.63	-0.60	-0.57	-0.53	-0.52	-0.59	-0.54	-0.53	-0.52	-
	12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0.71	-0.63	-0.62	-0.64	-0.55	-0.63	-0.48	-0.51	-0.63	-0.62	-0.54	-0.55	-
		J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	
		Año t-1												Año t												

Figura 4.2.4: Correlación para la primera componente principal de los sitios que presentan correlaciones significativas a un 95% con H_0 (sin autocorrelación) en sus diversos desfases temporales. Solo se muestran valores de r significativos a un 95%. En verde se muestran aquellos valores de r significativos a un 95% pero no a un 99%.

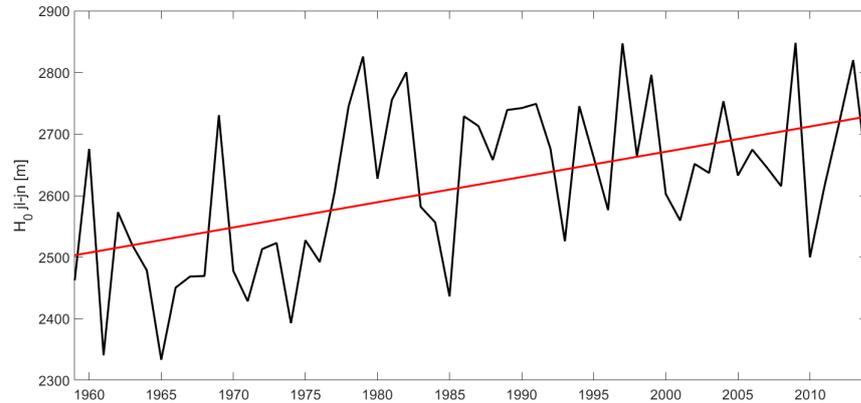


Figura 4.2.5: Representación gráfica de la serie de datos observados mediante radiosonda en Puerto Montt (*serie objetivo*) estimada con mejor correspondencia entre el crecimiento radial ($r^2 : 46\%$), esta fue usada para la validación y creación del modelo entre 1959 a 2014 (H_0 JL-JN).

4.2.2.2. Generación de los predictores

En la figura 4.2.6 destaca que: 1) La serie de *Araucaria Araucana* es válida desde 1355. 2) Su símil para el *Austrocedrus Chilensis* es válido desde el año 1085. En consecuencia se define un Nido Principal, el cual corresponde al período temporal que cubren las cronologías con un r más alto con H_0 , entre 1355 a 2014 (usando ambas especies), y un segundo nido entre 1141 a 2014, pero que solo usa la serie de AUC. Estos predictores, divididos temporalmente como se describió, se muestran en la figura 4.2.7.

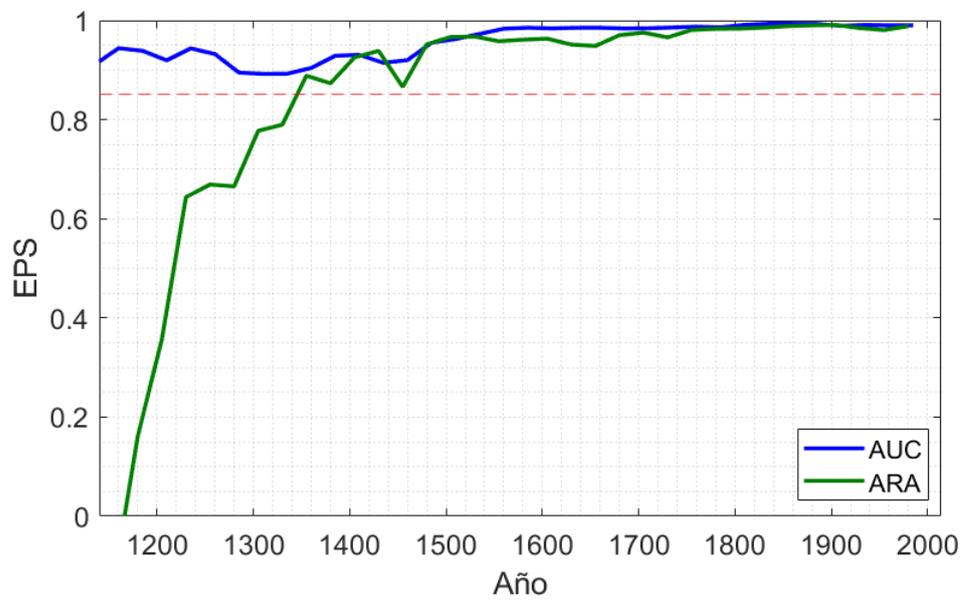


Figura 4.2.6: Evolución temporal del EPS para la serie regional de Aruacaria (azul) y Ciprés de Cordillera (verde). Se marca el umbral de 0.85 como límite inferior de significancia estadística bajo esta medida.

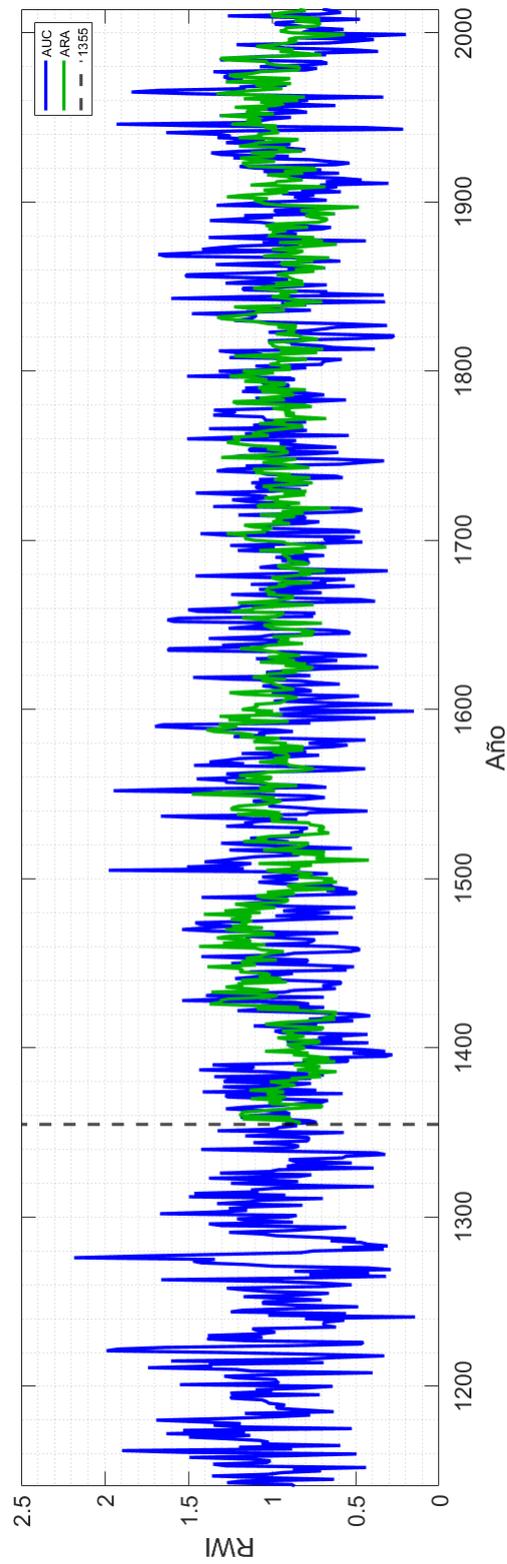


Figura 4.2.7: Evolución temporal del índice de ancho de anillo de árboles (RWI) en su aproximación vía series regionales, para la serie de Araucaria (azul) y Ciprés de Cordillera (verde).

4.2.3. Validación del Modelo

Con el valor a reconstruir ya definido ($H_{0_{JN-JL}}$) se generó el modelo predictor para el período de validación de datos observados, en Puerto Montt, entre 1959 a 2014 (ver figura 4.2.5). Se encontró que los mayores valores de correlación se da al usar el promedio entre ambas series regionales ($r^2 = 45\%$), cubriendo esto entre los años 1355 a 2014.

Antes del año 1354 el EPS de la serie de Araucarias es menor a 0.85, por lo que ya no es estadísticamente válido en su uso como predictor. Así que para reconstruir entre el período de 1141 a 2014 solo se emplea la serie regional de Ciprés de Cordillera, alcanzando un nivel de $r^2 = 39\%$.

Se cuenta con 2 nidos, uno que considera el promedio de ambas especies para reconstruir entre 1355 a 2014 y un segundo, solo con Ciprés de Cordillera, para reconstruir entre 1141 a 1354. Ambos emplean como período de validación el comprendido de 1959 a 2014.

Una de las bases para que un modelo sea estadísticamente válido es que sus residuales no tengan algún tipo de tendencia significativa, a modo de corroborar esto se aplicó un test de t-student y se calculó el estadístico de Durbin-Watson (valor ideal de 2), encontrando en ambos casos valores de 1.95 y 1.86. Posterior a esto, se comprobó también si existe algún grado de autocorrelación entre los residuales. En la figura 4.2.8 y 4.2.9 se presenta, para ambos nidos, la serie reconstruida/observada, la distribución, evolución temporal y autocorrelación de los residuales.

En las figuras 4.2.8 y 4.2.9 se muestran las diversas métricas usadas para la validación del modelo de reconstrucción empleado, mostrando la comparación de la serie reconstruida/observada para el período de 1959 a 2014 (panel a de ambas figuras), viendo en ambos casos una mejor capacidad del modelo en reproducir valores mínimos que máximos, y una disminución del orden de 5% en la calidad de ajuste al solo usar Ciprés de Cordillera como predictor. En los paneles b, c y d de las dos figuras citadas se muestran medidas asociadas a los residuales (observado-reconstruido), todo esto asociado para validar el modelo estadísticamente, en primera instancia se comprueba que para ambos casos no existe algún grado de autocorrelación significativa (panel b), luego se puede ver que no existe alguna tendencia significativa en la evolución temporal de los residuales, además de notar

que las diferencias entre lo observado y lo reconstruido oscila en una amplitud, tanto de subestimación como sobrestimación, del orden de los 300 [m] (panel c), finalmente se comprueba que para ambos casos la distribución de los residuales se puede ajustar a una distribución normal (panel d). Bajo todos estos supuestos se puede validar el modelo para ambos casos.

Mediante un ajuste de sesgo del segundo nido con respecto al primero, se obtiene la reconstrucción final (figura 4.2.10), la cual muestra en negro los valores anuales reconstruidos, con un contorno gris el intervalo de confianza asociado al RMSE y un filtro interdecadal tipo LOESS de 50 años (azul/rojo si es inferior/superior a la media 1141 a 2014). Finalmente, a modo de estudiar variaciones en diversas escalas temporales, en la figura 4.2.11 se estima mediante un análisis de wavelets la densidad espectral asociada a distintos períodos, destacando oscilaciones interdecadales en el rango de 32 a 128 años entre 1300 a 1500 y a partir del siglo XX, además se ven oscilaciones interanuales significativas a lo largo de toda la reconstrucción.

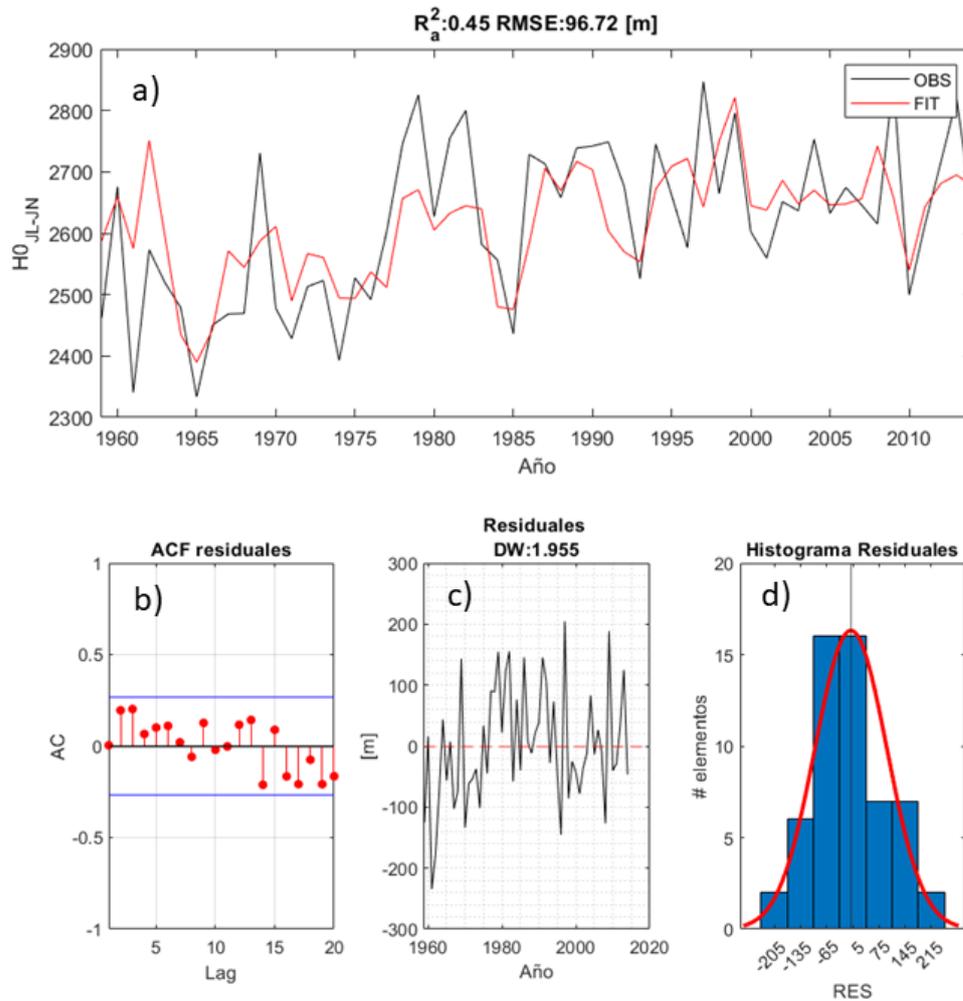


Figura 4.2.8: Modelo de calibración y verificación del nido principal utilizado para el período de la reconstrucción 1355-2014, utilizando como predictor el promedio simple de las cronologías regionales de AUC y ARA. (a) Altitud anual observada y reconstruida de H_0 promedio (Jul-Jun) de Patagonia Norte para el período 1959-2014. Estadísticos de calibración y verificación: (b) autocorrelación de la serie de residuales con distintos desfases de años o *lags* (las líneas azules indican el umbral de significancia a un 95%), (c) evolución temporal de los residuales, y (d) distribución de los residuales, la línea roja representa el ajuste de una distribución normal.

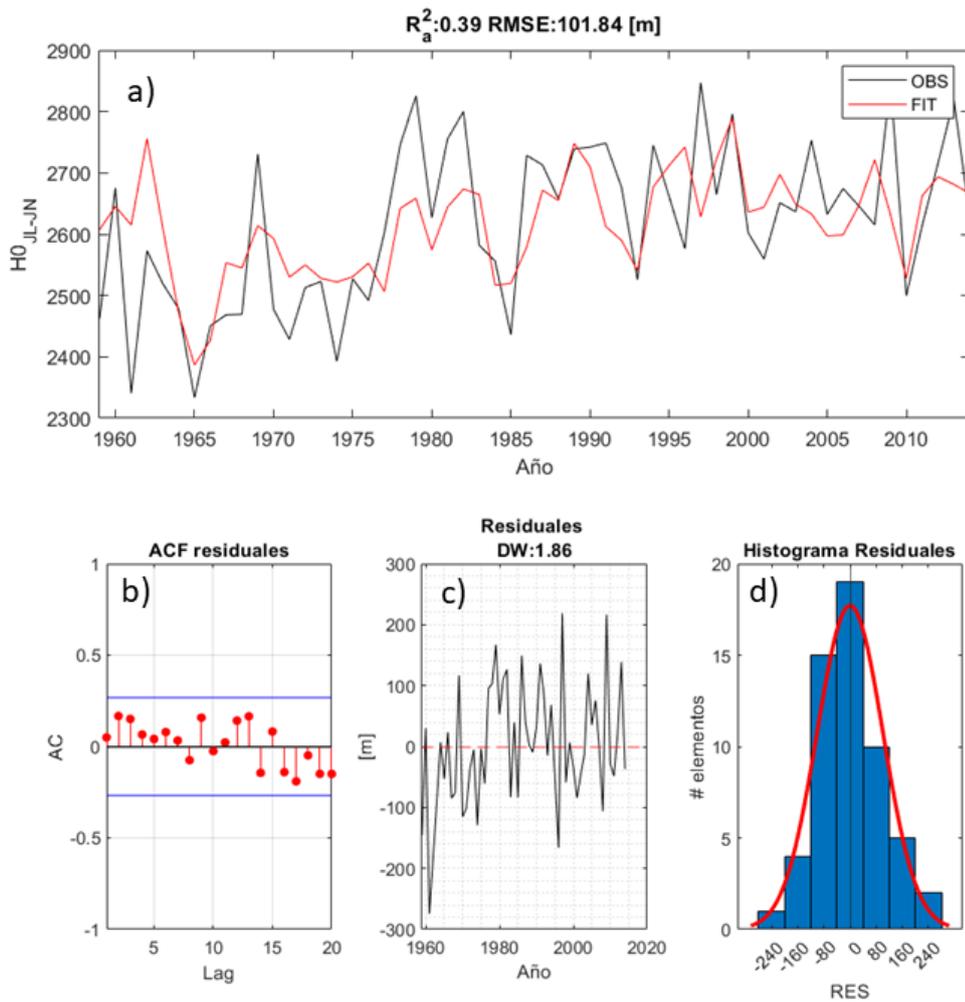


Figura 4.2.9: Igual a la figura 4.2.8, pero para un modelo de calibración y verificación del nido secundario para el período de reconstrucción entre 1141-1354, ocupando, utilizando como predictor la cronología regional de AUC.

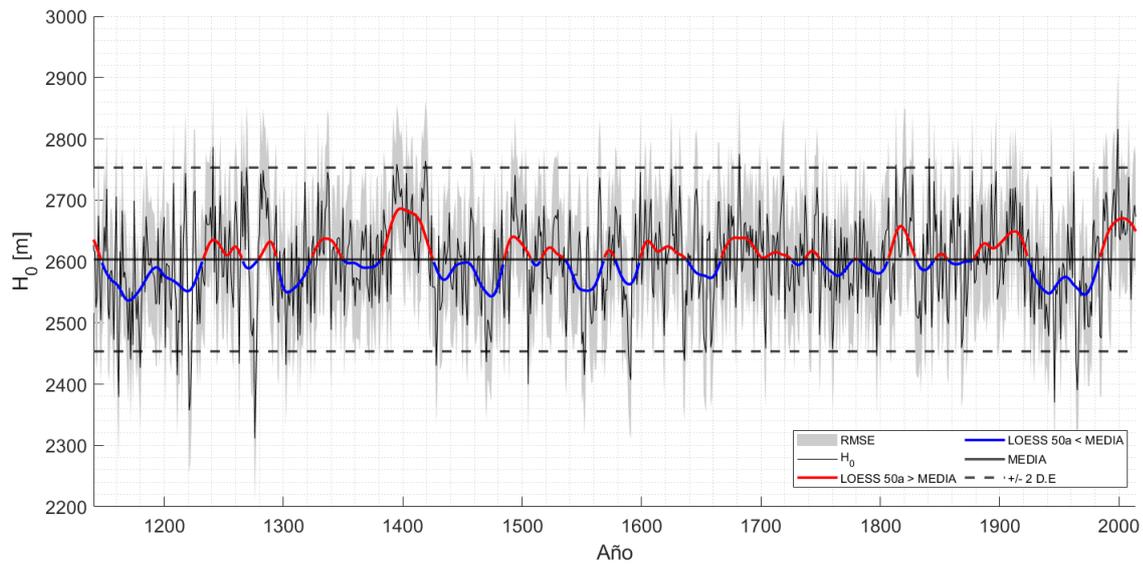


Figura 4.2.10: Reconstrucción de H_{0JN-JL} (1141 a 2014). El contorno gris representa el intervalo de confianza asociado al RMSE, la línea negra delgada corresponde a la reconstrucción, la línea negra horizontal corresponde a la media y la línea negra punteada a ± 2 desviaciones estándar, la línea roja/azul representa un filtro LOESS de 50 años a la reconstrucción cuando es mayor/menor que la media.

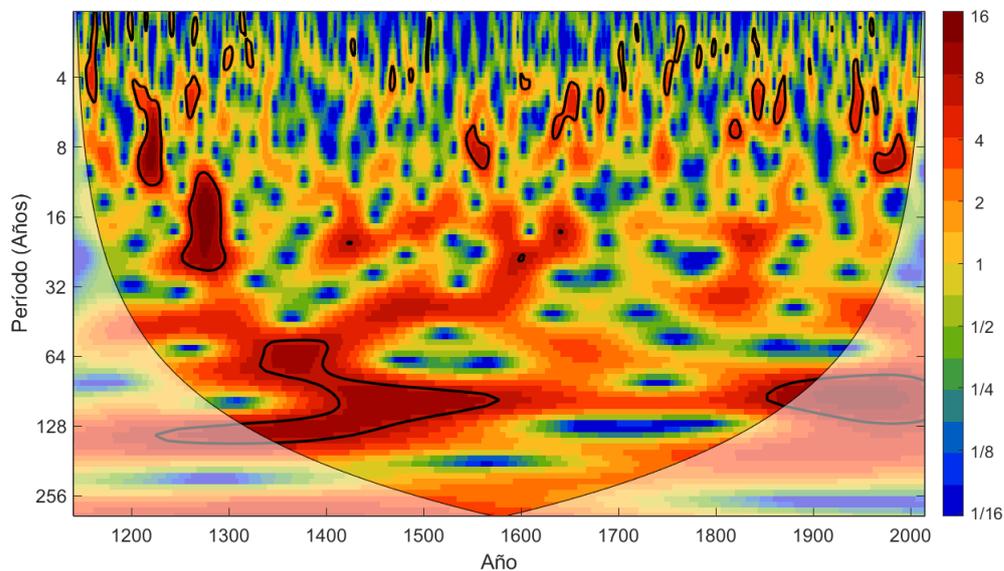


Figura 4.2.11: Wavelet de la reconstrucción mostrada en la figura 4.2.10, los colores representan la densidad espectral. El cono de significancia se estimó en base a ruido rojo a un 95 %.

4.3. Isoterma 0°C y variaciones de área de superficie andina

En la figura 4.3.2 se presenta el resultado de este índice, considerando una máscara inicial de píxeles mayores al percentil 5 de la reconstrucción de la isoterma 0°C para Puerto Montt. Representando así, bajo la condición de porciones de tierra que superen este umbral previamente definido, la variación para cada año del área que también se encuentre sobre H0, considerar que para efectos de destacar posibles variaciones interdecadales se filtró H0 con un LOESS de 50 años. Destaca una relación negativa con H_0 del orden de 0.9 de correlación. Se presentan las variaciones con distintos umbrales y filtros de H_0 en la sección A2 del anexo.

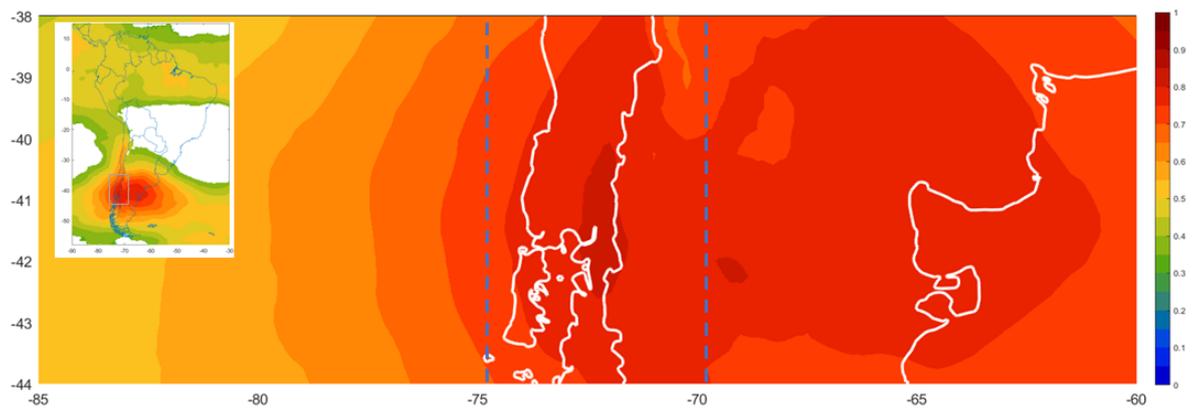


Figura 4.3.1: Mapa de correlación entre la altitud promedio anual de H0 registrada por radiosondas en Puerto Montt, y los datos grillados ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) de altitud promedio anual de la H0 calculado por ERA5 para el período (1959 a 2014). La barra de colores representa los valores de correlación. En la parte superior izquierda de la figura se muestra el mismo cálculo pero para todo el continente (solo se muestran correlaciones significativas a un 95 %).

484.4. Relaciones entre la H_0 y forzantes climáticos regionales y de gran escala.

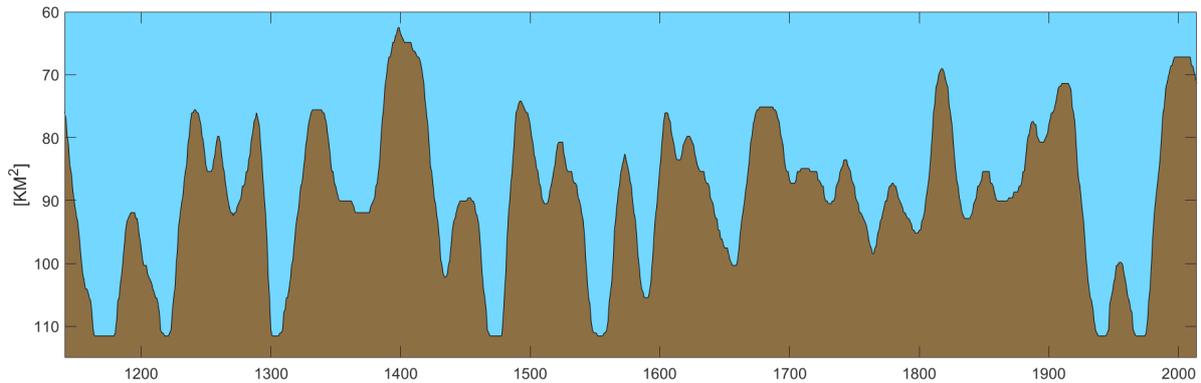


Figura 4.3.2: Variación multidecadal del área andina de Patagonia norte ubicada sobre H_0 , bajo la condición inicial que supere el percentil 5 de la reconstrucción anual de la altitud de H_0 . La serie de tiempo anual ha sido filtrada con una curva LOESS de 50 años. Para la representación visual el eje y ha sido invertido.

4.4. Relaciones entre la H_0 y forzantes climáticos regionales y de gran escala.

4.4.1. Relación H_0 y variables climáticas.

A modo de describir la relación entre diversas variables y el valor promedio de la isoterma 0°C , se muestran mapas de correlación entre H_0 y SLP, HGT a 500 hPa, albedo, y viento (U,V) a 500, 850 y 1000 hPa. Esto para el período de datos observados entre 1959 a 2014.

En el panel izquierdo de la figura 4.4.1 se muestra la correlación entre las mediciones de H_0 en Puerto Montt y SLP para el hemisferio sur (HS) hasta los 15°N (1959 a 2014), notando una proporcionalidad directa entre ambas variables sobre PN, y núcleos de correlación positivas en el Mar de Tasmania, destaca además una correlación negativa sobre la Antártica. Viendo una proporción de las zonas significativas de correlación en el panel derecho de la figura 4.4.1 para la estimación de la correlación entre H_0 y la altura geopotencial a 500 hPa, lo que nos viene a mostrar como varía esta relación en altura.

En las figuras 4.4.2, 4.4.3 y 4.4.4 se presentan los mapas de la correlación para el viento zonal (izquierda), meridional (centro) y su magnitud (derecha) en diversos niveles de presión (500, 850 y 1000 hPa), destaca una estructura barotrópica, para los 3 componentes considerados, en los patrones de correlación encontrados.

4.4. Relaciones entre la H_0 y forzantes climáticos regionales y de gran escala. 49

Siendo el principal modulador el viento zonal, viendo una estructura anular de correlación positiva entre 40°S a 60°S para las 3 alturas usadas, se omite de este análisis el caso del viento meridional por no presentar resultados concluyentes.

Por último, se caracteriza la relación entre el albedo y H_0 en la figura 4.4.5, considerando en este caso el albedo ($> 90\%$) como un indicador de la cobertura nival de zonas cordilleranas, siendo este el motivo para su consideración dentro de este estudio. Podemos ver que: 1) En zonas donde usualmente se caracteriza el paso de sistemas frontales (*storm track*) y coberturas nubosas estables existe una correlación positiva, esto asociado principalmente a la evaporación, inducida por aumento de H_0 /Temperatura en el océano como generador de nubosidad, aumentando así el albedo. 2) Se pueden observar registros de correlación negativa en lo cercano a la Cordillera de Los Andes, con valores de esta medida mayores, en magnitud, a 0.6. Viendo así una relación directa entre aumentos de H_0 que conllevan a una disminución de la cobertura nival en estos entornos cordilleranos, y por lo tanto una disminución en el albedo típico de estos mismos.

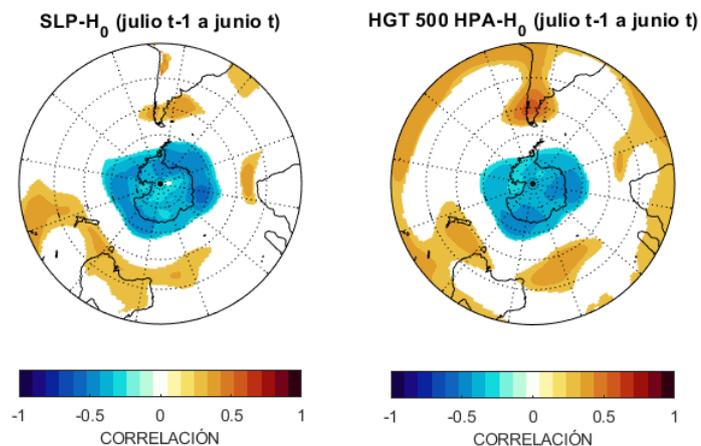


Figura 4.4.1: (Izquierda) Correlación H_0 y SLP. (Derecha) Correlación H_0 y HGT a 500 hPa

504.4. Relaciones entre la H_0 y forzantes climáticos regionales y de gran escala.

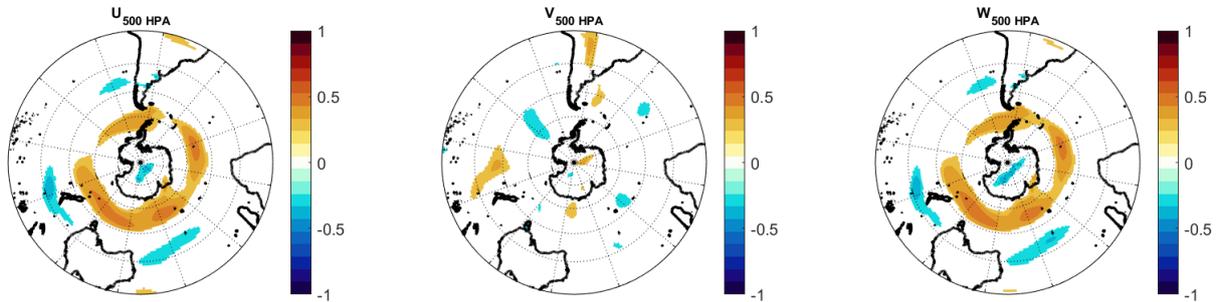


Figura 4.4.2: (Izquierda) Correlación H_0 y Viento Zonal a 500 hPa, (Centro) Correlación H_0 y Viento Meridional a 500 hPa, (Derecha) Correlación H_0 y Magnitud del Viento a 500 hPa ($W = \sqrt{U^2 + V^2}$).

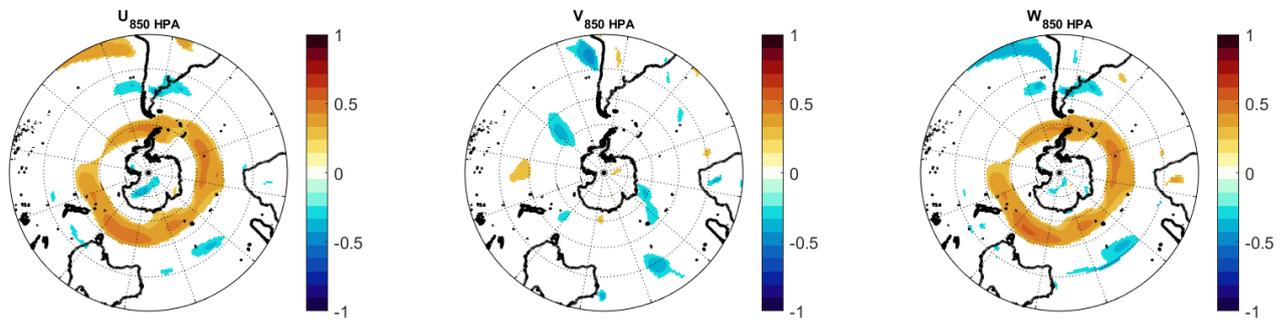


Figura 4.4.3: Lo mismo que la figura 4.4.2, pero para el viento a 850 hPa.

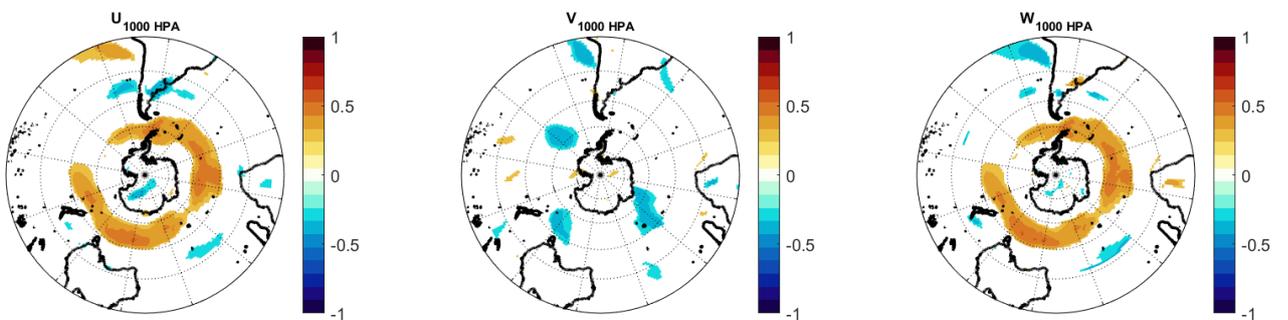


Figura 4.4.4: Lo mismo que la figura 4.4.2, pero para el viento a 1000 hPa.

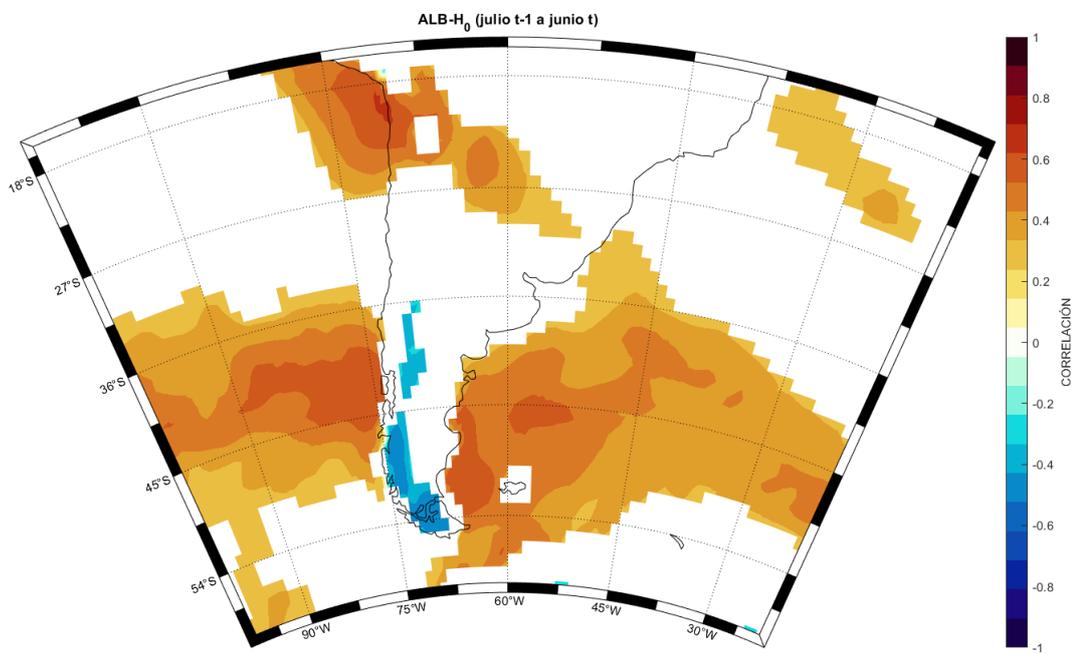


Figura 4.4.5: Correlación H_0 y Albedo.

4.4.2. Análisis de Compuestos

Para caracterizar los patrones espaciales asociados a eventos altos y bajos de H_0 , se seleccionaron los años con valores más altos (2013, 1990, 1987, 1995, 1989, 1996, 2008, 1998, 1962, 1999) y los más bajos (1965, 1964, 1966, 1985, 1984, 1971, 1975, 1974, 1977, 1976) para la reconstrucción entre el período de validación (1959-2014), considerando como criterio un orden en su magnitud de los registros de H_0 . Se eligió este período principalmente para poder usar datos de reanálisis basados en observaciones.

Con los eventos ya definidos se generan los campos promedios asociados a los eventos mayores/menores de H_0 (HIGH/LOW) para las variables descritas en el cuadro 3.2.1, todo esto con el fin de calcular la diferencia entre ambos campos (HIGH-LOW) para cada variable de interés.

Es importante mencionar que el realizar este ejercicio complementa lo planteado entre las figuras 4.4.1 a 4.4.5, que si bien los patrones visuales observados pueden ser similares a los mapas de correlación, el estimar estas diferencias sirve para estimar la magnitud de las variaciones y las zonas de interés ante estos eventos.

En la figura 4.4.6 se aprecia el caso para SLP, destacando en general, entre los 15°N a los 40°S una predominancia de mayores presiones ante eventos de mayor H_0 , lo cual es una relación directa con respecto a como se relacionan ambas variables con la temperatura, además se ve un aumento en eventos bajos de H_0 en el MAB del orden de los 5 hPa, viendo esto asociado a anomalías de presión persistentes (bloqueos atmosféricos). Similar es el caso de la figura 4.4.7, que corresponde a las diferencias de ambos grupos para la altura geopotencial a 500 hPa, viendo la persistencia en altura de estos bloqueos mencionados en el MAB.

Para el caso de las figuras 4.4.8, 4.4.9 y 4.4.10 se presenta la diferencia de magnitud de los vientos en diversas alturas (500, 850 y 1000 hPa), se muestran además los vectores resultantes de la resta (solo aquello con una magnitud >1 m/s). Destaca en los 3 casos un aumento de la magnitud de los vientos del oeste, que ven un máximo en las latitudes cercanas a Nueva Zelanda, teniendo esto coherencia con la estructura barotrópica propia del Modo Anular del Sur, pudiendo así asociar estos eventos de mayor temperatura/ H_0 en PN con fases positivas de este índice.

En esta sección solo se muestra el resultado de las diferencias de los campos

4.4. Relaciones entre la H_0 y forzantes climáticos regionales y de gran escala. 53

medios, para ver los campos como tal ver la sección A1 del anexo.

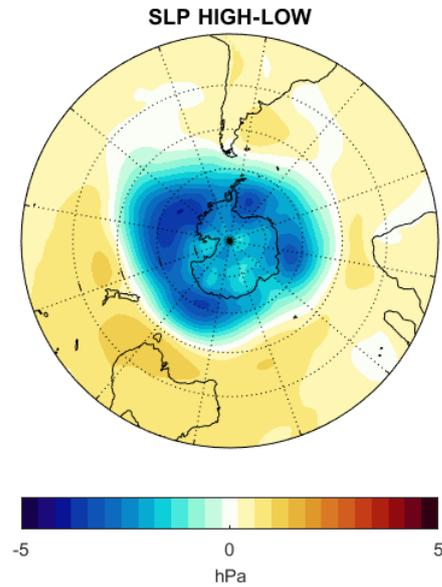


Figura 4.4.6: Diferencia HIGH-LOW Presión superficial a nivel del mar (SLP).

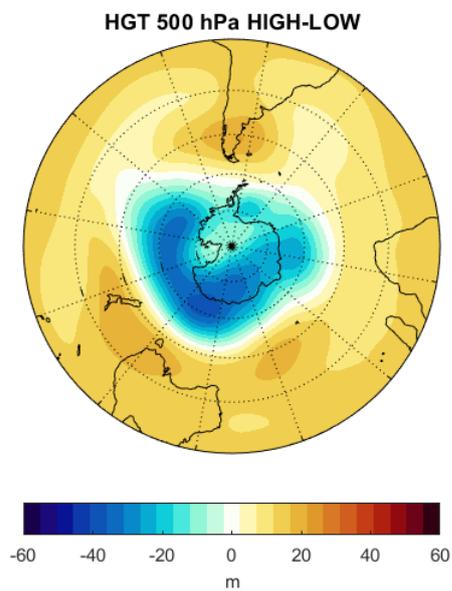


Figura 4.4.7: Diferencia HIGH-LOW Altura geopotencial a 500 hPa (HGT 500 hPa).

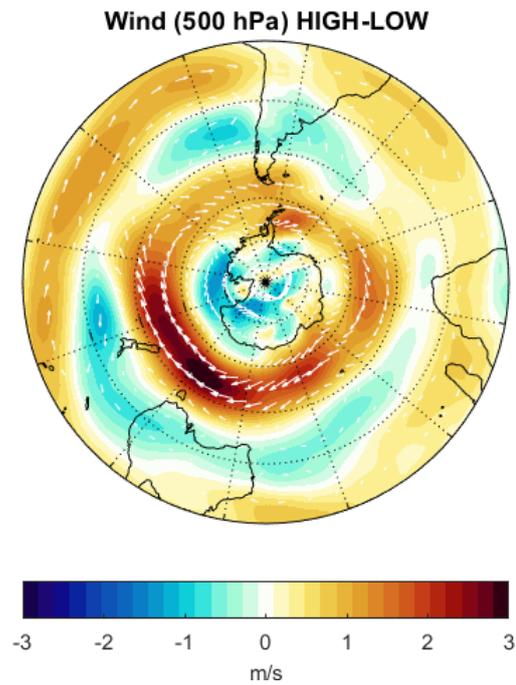


Figura 4.4.8: Diferencia HIGH-LOW Viento a 500 hPa (los colores representan la diferencia en magnitud, y los vectores en el sentido).

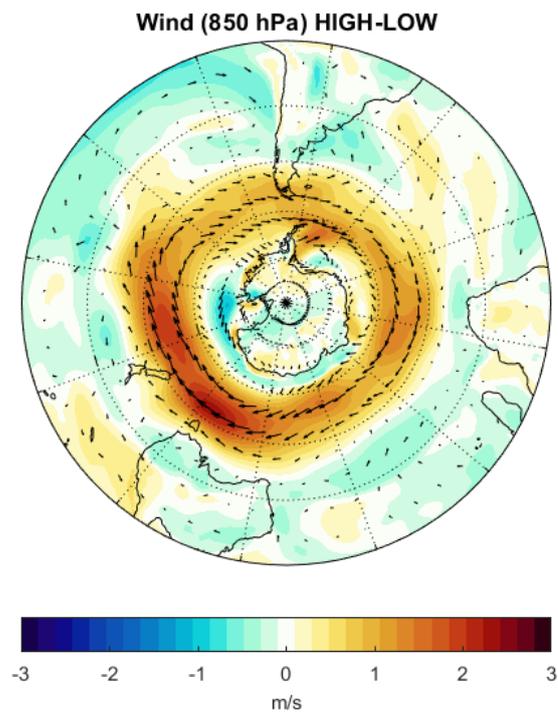


Figura 4.4.9: Igual que la figura 4.4.8, pero para 850 hPa.

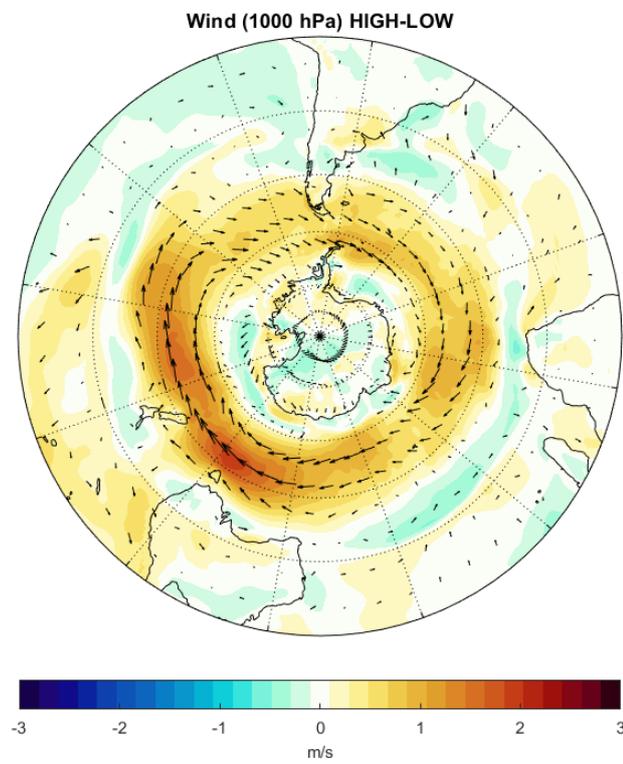


Figura 4.4.10: Igual que la figura 4.4.8, pero para 1000 hPa.

4.4.3. Relación con SAM

En consecuencia de lo visto en la sección 4.4.2, se exploró la variabilidad conjunta entre un valor promedio anual de SAM entre julio-junio y H_0 mediante un análisis de coherencia espectral. El resultado se plantea en la figura 4.4.11.

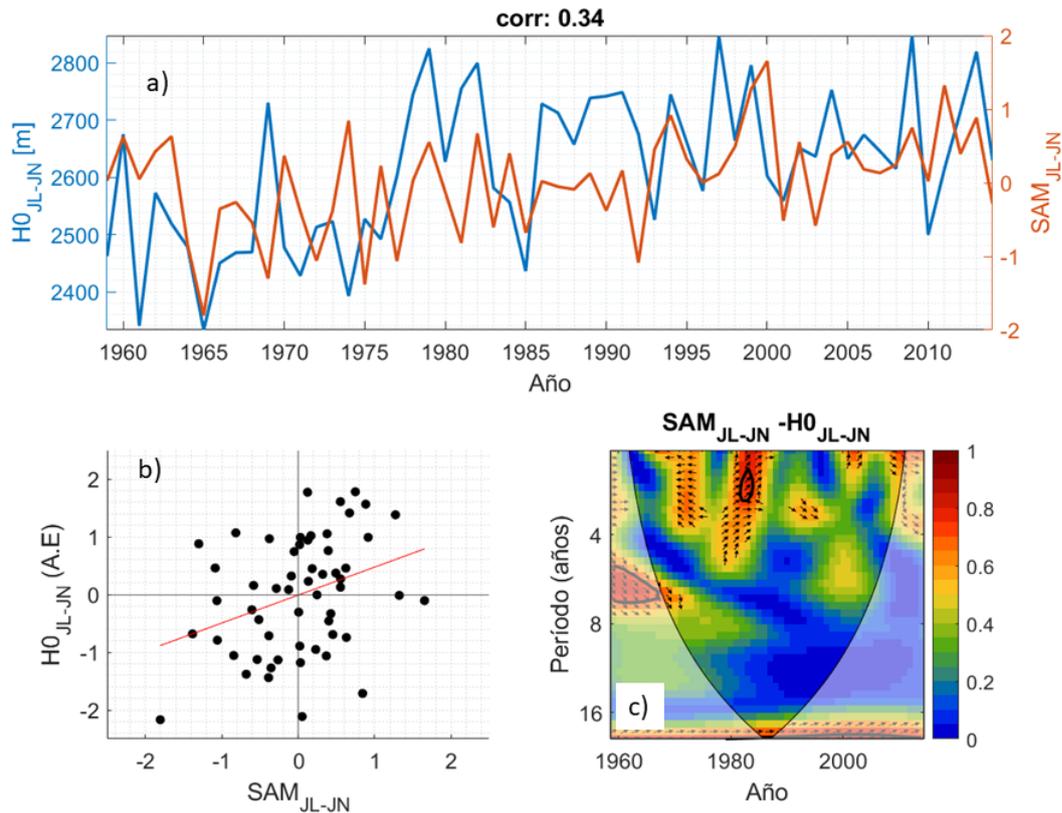


Figura 4.4.11: (a) SAM promedio 1959-2014 (naranja), H_0 (azul). (b) Diagrama dispersión SAM- Anomalía H_0 . (c) Coherencia espectral SAM- H_0 , las flechas indican el sentido de la relación (vectores hacia la derecha representan relación en fase).

Capítulo 5

Discusión

Se exploró la capacidad de especies cordilleranas de árboles (*Austrocedrus Chilensis* y *Araucaria Araucana*) de registrar la variabilidad asociada a cambios en la altitud de la isoterma 0°C para Patagonia Norte (38°S a 44°S) entre los años 1959 a 2014, para posteriormente generar una reconstrucción anual entre los años 1141 a 2014.

Se pudo ver que un conjunto de 12 sitios espaciados en la zona de estudio (9 ARA y 3 AUC) son capaces de reconstruir H_0 a un nivel de $r_{aj}^2 = 46\%$ con respecto al período de validación. Se observó que el uso conjunto de ambas especies como predictoras registra una mayor bondad de ajuste que si se ocupan cada una por separada (diferencias de 5% en r^2), por lo que se centró este estudio en explorar la repuesta compartida entre ambas especies, y no hacer ningún tipo de distinción.

A modo de mostrar las relaciones climáticas asociadas a eventos específicos de H_0 se plantea un análisis de compuestos para variables atmosféricas de interés para eventos altos-HIGH y eventos bajos-LOW. Caracterizando así en una escala espacial de todo el hemisferio sur las zonas que presentan cambios importante en eventos de interés de H_0 . Donde destaca una fuerte señal asociada a patrones típicos de la fase positiva del SAM, para verificar esto se planteó un análisis de coherencia espectral.

Finalmente, a modo de estudiar la relación entre la altitud de la isoterma 0°C y la topografía, se plantea un análisis de las variaciones año a año del área andina, en km^2 , que se encuentra sobre la altura de la isoterma 0°C, teniendo esto consecuencias directas en la cobertura de nieve y/o glaciar.

5.1. Variabilidad de H_0 en la zona

Se ocupó para calibrar el modelo datos observados mensuales de radiosonda de la ciudad de Puerto Montt, Chile, entre los años 1959 a 2014. Se ve en la figura 4.1.1 y 4.1.3 la existencia de un marcado ciclo anual con variaciones estacionales notorias, caracterizado por la baja consistente de H_0 entre los meses de otoño e invierno (MAM-JJA) para un posterior máximo en los meses de verano (DEF), donde estos máximos o mínimos responden al ciclo de temperatura observado de la zona. También destaca un aumento en la amplitud anual (diferencia entre el máximo y mínimo anual) con una clara tendencia positiva (figura 4.1.2), viendo desde el año 2000 un aumento consistente en esta medida.

Expandiendo el análisis anterior a la zona de estudio, en primera instancia se puede caracterizar que:

- En lo visto para el promedio anual (figura 4.1.4) destaca un gradiente meridional a lo largo de la Cordillera de Los Andes en dirección hacia el norte, además de un gradiente zonal notorio entre los 75°O a los 73°O, donde a medida que vamos avanzando hacia la Cordillera de Los Andes vemos una disminución en el valor promedio de H_0 .
- Ya a lo correspondiente al lado de sotavento de la Cordillera de Los Andes (en su mayor parte territorio argentino) destaca una mayor uniformidad en los valores, tanto de forma zonal como meridional, y una disminución en el orden del promedio de H_0 de aproximadamente 1000 metros con respecto al lado de barlovento (territorio chileno en su mayoría).

En lo referido al ciclo anual, es decir, lo mostrado en la figura 4.1.5, se visualiza una dinámica similar a lo visto en la figura 4.1.1, es decir, un máximo en los meses de verano austral y un mínimo en los meses de invierno (JJA). Así, la magnitud de estos se rige de manera similar a los promedios anuales, es decir, los máximos en verano se encuentran en las zonas donde el promedio es mayor (lado chileno, entre los 38°S a los 39°S) y el mínimo donde el valor anual es menor (lado argentino post Cordillera de Los Andes). Tal cual se evidencia en la figura 4.1.6 existe una predominancia de tendencias positivas, es decir, aumentos de H_0 para toda la zona de estudio, encontrando una relación negativa con lo visto en la figura 4.1.4, esto porque si bien se ve un gradiente meridional, se ve que en zonas donde los valores

de H_0 alcanzan menores magnitudes es donde presentan un mayor aumento por una tendencia lineal. Destaca además que el mayor porcentaje de variabilidad explicado por la tendencia lineal se da en la zona de estudio (PN, 38°S-44°S).

De las variaciones de la altitud de la isoterma 0°C con la topografía, es decir, lo mostrado en las figuras 4.1.7 y 4.1.8, destaca en la curva hipsométrica una disminución de la elevación máxima a hacia latitudes altas, donde esta disminución también se ve reflejada en los valores promedios de H_0 graficados. Se ve además que para la zona de estudio existe una gran porción de tierra que se encuentra bajo esta altitud a lo largo de un año, cuantificando esto se logra ver que este porcentaje es del orden de un 30 % entre los paralelos 38°S a 44°S. Resalta un punto de inflexión en 38°S, visto en la figura 4.1.8, entre el porcentaje de tierra que se encuentra sobre H_0 y bajo esta misma (color café y celeste respectivamente), viendo desde esta latitud una predominancia de área bajo H_0 en un promedio anual.

5.2. Sobre la relación RWI- H_0

Tal cual se menciona en la sección 4.2.1, no pudo ser identificado algún mecanismo físico que relacione (de forma directa) el crecimiento de las especies usadas y la variabilidad propia de la H_0 . Por ello, para poder justificar la relación estadística vista se piensa en como la dinámica de la isoterma 0°C se ve modificada por variables que sí tienen directa relación con la formación de los anillos, tales como la temperatura, precipitación y la humedad del suelo.

En la figura 4.2.3 se planteó, para el período de validación, el gráfico conjunto del RWI extraído de las series predictoras usadas. Destaca una relación negativa entre H_0 y RWI, por lo que podríamos esperar que estas especies se vean limitadas en su crecimiento dado aumento de temperatura y/o H_0 . Se ve también un mayor porcentaje de r^2 para el caso del uso de ambas series en su promedio simple.

Dada la alta correlación entre la humedad del suelo (SM) y el RWI (Gonzalez Reyes et al., 2022), se usaron productos grillados de esta variable para verificar las relaciones entre H_0 y RWI. Viendo en las figuras 4.2.1 y 4.2.2 la correlación punto a punto para la zona de estudio entre H_0 -SM Y RWI-SM, replicando en ambos casos para las primeras dos capas de profundidad que ofrece ERA5 en humedad de suelo, que son de 0 a 7 cm y de 7 a 14 cm. A modo de generar las correlaciones

se usó la serie observada de Puerto Montt para H_0 , y la serie promedio de ambas especies para RWI, todo esto realizado entre 1959 a 2014.

Destaca en la relación H_0 -SM una predominancia total de relaciones negativas en la zona de estudio, llegando a máximos del orden de -0.7 entre los 41°S a los 42°S, además de ver reflejado esto en diversos niveles de profundidad de los productos de humedad del suelo. Por último, es interesante notar la presencia de correlaciones significativas en zonas cordilleranas en lo referido a altitud, es posible evidenciar que en lo referido a la humedad de suelo, y por ende, en la disponibilidad de recursos hídricos para el crecimiento de los árboles en estudio, como se ve influenciada de forma negativa por cambios en la temperatura, los cuales pueden ser asociados a variaciones de la altitud de la isoterma 0°C en un máximo de 45 %, asociando esto a una relación negativa de la permeabilidad de los suelos ante aumento de temperaturas.

Ahora, dado que no se identificó algún mecanismo directo entre el crecimiento de los árboles y la variabilidad de la isoterma 0°C, es necesario explorar como se relaciona el RWI con alguna variable que si se ve influenciada por mecanismos similares a los que modulan H_0 y SM. Se propone que esta sea la temperatura (T) de la zona, por lo que a mayor/menor T se esperaría una mayor/menor H_0 y una menor/mayor humedad del suelo (suponiendo un caso de precipitación constante), lo que conllevaría a un menor/mayor crecimiento de estas especies, rechazando en este caso la influencia de la precipitación dado el carácter negativo de la relación encontrada, lo que contrasta con registros de estudios de reconstrucción de precipitación que muestran relaciones de carácter positivo (Quesne et al., 2006). Finalmente, se ve en la figura 4.2.2 un mayor nivel de correlación en zonas cordilleranas en un máximo del orden de 0.7, es decir, que en estas secciones de territorio el crecimiento de los árboles se ve explicado en mayor medida por la disponibilidad de recursos hídricos en el suelo y una mayor sensibilidad a cambios de temperatura en su crecimiento, cuantificado en este caso con SM.

5.3. Sobre el ajuste del modelo

Se demostró en la figura 4.2.4 que la mejor correspondencia entre valores mensuales promedio de la altitud de la isoterma 0°C y el crecimiento, el cual se da entre primavera y verano austral (SON-DEF), del *A.Chilensis* y la *A.Araucana* se da usando el promedio de H_0 entre julio del año previo a junio del año actual. Viendo en esto un sentido físico al aproximarse al año hidrológico y no combinar dos temporadas de crecimiento, como podría ser el caso si es que usamos el valor promedio del año cronológico.

Se vio que las 12 cronologías, agrupadas mediante su primera componente principal, consiguen un valor de correlación de -0.71 con el promedio anual de H_0 . Con respecto a la cobertura espacial de las cronologías usadas, (figura 3.1.1) se encuentran entre los 38°S a los 44°S, pero 10 de 12 sitios se encuentran entre los 38°S a los 40°S, además de 3 sitios de ARA que tienen una distancia entre ellos menor a 100 km.

Se encontró que la mejor aproximación en nivel de correlación como predictores se dio al usar series regionales por especie, además que destaca un r^2 máximo de 45% al usar un promedio de ambas cronologías, por lo que se observó una respuesta en conjunto de ambas especies en la tarea de reconstruir H_0 .

Para verificar la validez temporal de las series predictoras se consideró un filtro mediante EPS, teniendo así una reconstrucción por bloques según los predictores usados, el primero correspondiente al uso del promedio de ambas series entre 1355 a 2014, y el segundo que solo considera AUC entre los años 1141 a 1354.

En ambos nidos (figuras 4.2.8 y 4.2.9) se pudo verificar que los residuales no poseen algún tipo de tendencia significativa, que se pueden aproximar a una distribución normal y no poseen algún grado de autocorrelación estadísticamente significativa. Por lo que el uso de este modelo lineal para la reconstrucción de H_0 se pudo validar estadísticamente para ambos nidos.

Ya con la reconstrucción generada para valores entre 1141 a 2014, resultado final que se plantea en la figura 4.2.10, se ve un error cuadrático medio del orden de los 100 metros, valor que corresponde a un orden de magnitud menos que el valor promedio de H_0 . También notar que la reconstrucción es capaz de registrar de manera notoria la tendencia asociada al calentamiento de origen antropogénico

desde mediados del siglo XX, pero además se pudo mostrar períodos de variaciones interdecadales considerables para el período de estudio.

Finalmente, se puede ver un cierto grado de periodicidad entre las variaciones a escala de períodos mayores a 10 años sobre/bajo la media (colores rojos/azules), lo cual nos puede dar indicio de épocas especialmente cálidas/frías, como la caracterizada por una baja considerable en los valores desde el año 1400. Pero también se registran ciclos de una menor periodicidad que la interdecadal, asociada principalmente a las relaciones presentadas con modos de variabilidad climática internos, asociados principalmente al Modo Anular del Sur (SAM).

En resumen, se puede ver que la reconstrucción generada fue capaz de registrar la variabilidad asociada a H_0 tanto en la escala de bajas y altas frecuencias, viéndose esta capacidad aumentada al usar ambas especies en conjunto como predictoras, respaldado esto por lo visto en el análisis vía wavelets planteado en la figura 4.2.11, en la cual, si bien los valores de mayor densidad espectral se dan en la escala interanual (hasta los 8 años aproximadamente), se puede ver la presencia de oscilaciones importantes en la escala interdecadal, por ejemplo la fracción de mayor densidad espectral visualizada desde el año 1400 entre los 64 a 128 años de período.

5.4. Sobre el I.A.A y la relación con forzantes climáticos de gran escala.

5.4.1. Índice de Área Andina

En la figura 4.3.2 se muestra el resultado de este índice usando la reconstrucción aplicada un filtro LOESS de 50 años como valor a comparar año-año, considerando solo los píxeles del modelo de elevación usados que superen el percentil 5 de la reconstrucción (2552 [m]). Al tener un alto valor de correlación con respecto a H_0 (-0.9), la interpretación de este índice va en el sentido de estimar las consecuencias en la cantidad de área que, dado un límite de altura, supere el valor de la altitud de la isoterma 0°C. Viendo las consecuencias en cambios de I.A.A en la exposición mayores temperaturas, frecuencia de deslizamientos de tierra, y el efecto que podría tener esto en aspectos de la criósfera (eventos de derretimiento de glaciares condicionados por temperatura, precipitación extrema, ríos atmosféricos, etc).

Lo que se refleja en cuestión en la figura es una fuerte disminución de la cantidad de área desde la segunda mitad del siglo XX hasta la actualidad, pero al poder replicar esto hacia años pasados se ve que estos mínimos/máximos tienen cierta frecuencia de ocurrencia de 100 años, destaca así por ejemplo lo visto en el año 1400, donde también se puede ver una tendencia al aumento en la cantidad de área desde este mismo año. Es interesante de notar igual el decrecimiento en km^2 constante hasta el siglo XIX, viendo un punto de inflexión de esta medida desde el año 1900.

5.4.2. Clima

5.4.2.1. Correlaciones

Tal cual se muestra en la sección 4.4.1, se realizó un análisis exploratorio a modo de cuantificar el grado de relación lineal existente entre variables atmosféricas de interés y el objetivo a reconstruir ($H_{0_{jl-jn}}$ observado en Puerto Montt), esto realizado por medio del cálculo de la correlación espacial en el período que se definió como de validación (1959 a 2014) para todo el Hemisferio Sur y el Cono Sur de América del Sur (usando este dominio solo para el albedo). Se hace importante recalcar que en todas las figuras solo se muestran valores de correlación

significativos a un 95 %.

Para el caso de la presión a nivel del mar (SLP) y la altura geopotencial a 500 hPa (HGT 500 hPa), mostrado en la figura 4.4.1, se ve una relación positiva sobre la zona de estudio, esto mediado dado la dependencia de la isoterma 0°C con la temperatura y la directa relación de esta última con las dos variables atmosféricas de interés, es decir, a medida que vemos aumentos de presión/altura geopotencial en PN se esperaría un aumento de la altitud de la isoterma 0°C sobre esta misma. Además destacan dos principales centros de acción, fuera de la zona de estudio, en lo referido a correlación. El primero en latitudes cercanas al polo sur, donde se observa una magnitud negativa del orden de -0.6 en su máximo sobre el mar de Amundsen-Bellingshausen (MAB), pudiendo relacionar esto tanto para el caso de la SLP como de la HGT a 500 hPa, a patrones típicos de bloqueos atmosféricos y/o anomalías positivas de presión persistentes sobre la zona de estudio, es decir, a medida que aumenta la presión en el MAB, veríamos una disminución en el valor de H_0 sobre PN. Y el segundo ubicado sobre el Mar de Tasmania, donde se observa una relación positiva, es decir, ante aumentos de presión/altura geopotencial en la zona la altitud de la isoterma 0°C en PN tendería a aumentar bajo un valor de correlación de 0.4.

En lo referido a vientos, tanto en su componente meridional, zonal y su magnitud, en nivel de 1000, 850 y 500 hPa. (figuras 4.4.2, 4.4.3 y 4.4.4). Se ve una relación con un comportamiento barotrópico en las 3 figuras citadas. Destaca, tanto para el caso de la componente zonal y la magnitud, un centro de acción de correlaciones positivas de forma anular a lo largo de latitudes polares, donde se ve que un aumento en la magnitud de vientos del oeste inducirían aumentos en la altitud de la isoterma 0°C sobre Puerto Montt. (El caso del viento meridional se omitió de este análisis por no presentar resultados concluyentes a la hora de su interpretación). Asociando estos patrones de correlación a fases positivas de SAM, conllevando un desplazamiento de los vientos del oeste hacia latitudes polares, dando paso a anomalías positivas de presiones persistentes entre los 40°S a los 60°S, lo que según Gillett et al. (2006) conlleva a un aumento de la temperatura de la zona de estudio dado cambios en la advección de temperatura desde el Pacífico, lo que por consecuencia lleva a un aumento de la altitud de la isoterma 0°C.

Para el albedo (figura 4.4.5), se observa una predominancia de correlaciones positivas sobre la porción de océano colindante a la zona de estudio, donde la

interpretación de esta relación se ve asociada a : 1) El valor de albedo típico del océano del orden del 10 %. 2) El efecto que tendría un aumento de temperatura (y en consecuencia aumento de H_0) en la aparición de nubes por evaporación y un aumento porcentual en el albedo. Ahora, si nos limitamos a solo lo presente para la zona de estudio, destaca una franja de correlaciones negativas a lo largo de la Cordillera de Los Andes, si consideramos en zonas cordilleranas el albedo como un indicador de la acumulación de nieve (entre más nieve, mayor albedo), se puede concluir que aumentos en la altitud de la isoterma 0°C inducen a mayores temperaturas, y en consecuencia, desfavorecen la acumulación nival, lo que implica menor albedo.

5.4.2.2. Análisis de Compuestos

A modo de complementar y seguir profundizando un análisis exploratorio entre variables atmosféricas de posible interés y eventos de isoterma 0°C , se presentaron en la sección 4.4.2 los resultados de la diferencia entre el promedio de los 10 eventos mayores y los 10 eventos menores de $H0_{JL-JN}$ entre 1959 a 2014.

Para el caso de la SLP (figura 4.4.6) destaca un aumento de presión promedio del orden de los 5 hPa para eventos LOW de $H0_{JL-JN}$ a lo largo de latitudes polares, viendo además que este máximo en la magnitud de diferencia se alcanza en la zona del mar de Amundsen-Bellingshausen, al igual que en panel izquierdo de la figura 4.4.1, se puede ver asociado a patrones de bloqueos atmosféricos que inducirían un aumento en la frecuencia del paso de frentes de baja presión sobre la zona de estudio. También se observa una segunda zona de interés, que como se mostró en la sección 5.4.2.1, corresponde a un aumento de la presión promedio en el mar de Tasmania ante eventos HIGH de la altitud de la isoterma 0°C . Esta última nos puede dar indicios de patrones de teleconexión que propician valores altos de la variable de interés. La interpretación para el caso de la altura geopotencial a 500 hPa (figura 4.4.7) es similar, en el sentido de que se ve una disminución en el espesor de la capa en latitudes polares con una disposición anular ante eventos LOW y un aumento para eventos HIGH en el mar de Tasmania.

Para el caso de los vientos se planteo un análisis tanto en sus diferencias en magnitud (colores) y sentido (vectores, se muestran solo aquellos mayores a 1 m/s), replicando esto para 500, 850 y 1000 hPa (figura 4.4.8, 4.4.9). Destaca en los 3 casos una estructura espacial asociada a la disminución de la magnitud de

los vientos del oeste acompañado de una contracción en dirección hacia Antártica, pudiéndose ver esto en:

- La predominancia de diferencias negativas sobre latitudes entre los 30°S a los 40°S.
- Un aumento en la magnitud de los vientos entre los 40°S a los 60°S, y una dirección común en las diferencias hacia el oeste desde esta misma banda latitudinal.

Este corrimiento de los *westerlies* hacia el sur y un aumento en su magnitud se ven asociados típicamente a una fase positiva del Modo Anular del Sur (SAM, por sus siglas en inglés), pudiendo ver en primera instancia que eventos HIGH de H_0 estarían asociados a esta fase, viendo en fases positivas un aumento en la presión típica de la zona de estudio (disminución nubosidad típica) y un aumento en la advección de temperatura desde el Pacífico.

5.4.2.3. Relación con SAM

Se ve en la figura 4.4.11 las relaciones entre el índice y $H_{0_{jl-jn}}$ en Puerto Montt para los años 1959 a 2014, destaca una correlación entre ambas variables de 0.34. En el panel (b) de la misma figura se muestra el diagrama de dispersión entre las anomalías estandarizadas de $H_{0_{jl-jn}}$ con respecto al promedio de 1959 a 2014 y el índice promedio para este mismo grupo de meses, se ve una mayor frecuencia de eventos positivos de H_0 bajo la fase positiva de SAM. Por último, en el panel (c), y a modo de verificar la estabilidad temporal de esta relación, se observa el análisis de coherencia espectral entre ambas variables, donde se ve un mayor nivel de esta medida en los períodos asociados a la escala interanual y un cambio en el sentido de la relación a mediados de la década de 1970, donde pasamos de una relación en antifase (SAM^- induce mayores temperaturas) a una relación en fase (SAM^+ induce a mayor temperaturas). Teleti and Luis (2016) propone que SAM exhibe una tendencia positiva asociada a la señal de debilitamiento de la capa de ozono en el período instrumental, pudiendo asociar esta tendencia como condicionante en el cambio del sentido de la relación, pero el poder afirmar esto implicaría realizar un estudio con mayor profundidad en la relación SAM-0₃- H_0 . Otro posible motivo, que podría conllevar a cambios en el sentido y magnitud de la relación, es como se ve influenciado SAM con otros modos climáticos, y

como la estabilidad de esta variabilidad conjunta en el tiempo, en lo propuesto por [Garreaud et al. \(2009\)](#) se ve que el efecto que tiene ENSO en PN sobre la temperatura y la altitud de la isoterma 0°C no es estadísticamente significativo para el período temporal en estudio, sin embargo, surge la interrogante que si existe alguna diferencia ante eventos de SAM positivos/negativos, dado ciertas fases de ENSO, es decir, se hace necesario verificar la correlación y/o interacción entre ambos modos de variabilidad climática.

Capítulo 6

Conclusiones

Dado los resultados presentados y su discusión asociada, se puede evidenciar que la hipótesis propuesta se pudo confirmar, es decir, se evidenció que las dos especies de árboles usadas como proxys son capaces de registrar la señal de variabilidad asociada a H_0 en Patagonia Norte. Se resumen los principales hallazgos surgidos desde esta investigación y se plantean preguntas abiertas que quedaron de lo realizado en este trabajo, pudiendo servir para dar indicios iniciales para investigaciones futuras.

1. Se evidenció que la mejor correspondencia entre la altitud de la isoterma 0°C y el crecimiento de AUC/ARA se da con el promedio de H_0 entre julio del año previo a junio del año actual, llegando a valores de correlación de -0.71 .
2. Se estimó el valor anual de $H_{0_{jl-jn}}$ en base a mediciones de ancho de anillo de árboles, registrando un valor de variabilidad conjunta de 45% .
3. Se vio un mecanismo conjunto de respuesta entre ambas especies, evidenciando esto en los mayores valores de r^2 al usar el promedio, en contraste al usar cada especie por separado.
4. Se pudo genera una reconstrucción para el valor de H_0 de Puerto Montt, entre los años 1141 a 2014. También se pudo validar espacialmente, dando como resultado una zona de estudio correspondiente entre los paralelos 38°S a 44°S .

5. La reconstrucción fue capaz de replicar oscilaciones tanto de baja como de alta frecuencia, destacando fuertes variaciones interdecadales y el registro de una tendencia positiva desde mediados del siglo XX.
6. $H_{0_{jl-jn}}$ presentó una relación en fase con SAM, asociado a un desplazamiento hacia latitudes polares y aumento en magnitud de los vientos del oeste. Aunque a mediados de la década de 1970 se ve un cambio en el sentido de la relación entre ambas variables, lo cual ha sido evidenciado como parte de un salto climático registrado en ese período.
7. Se vio una gran dependencia en la cantidad de área cordillerana expuesta ante cambios de la altitud de la isoterma 0°C , teniendo consecuencias directas sobre glaciares, balance y disponibilidad hídrica, etc.

Finalmente, y a modo de plantear interrogantes abierta hacia futuras investigaciones, se pudo evidenciar la capacidad de la *Araucaria Araucana* y el *Austrocedrus chilensis* de captar la señal asociada a H_0 . ¿Otras especies serían capaces de registrar esta señal?, ¿Especies en zonas costeras podrían registrar esta misma señal?. En base al punto anterior, queda pendiente seguir profundizando la relación H_0 y topografía, a modo de determinar si es que existe algún límite en la elevación que se encuentren los árboles que los limite en su capacidad de captar la señal de H_0 . El verificar si es posible replicar la metodología de reconstrucción empleada en otras zonas y/o latitudes también queda como interrogante a plantear en un futuro.

Por lo visto en las relación H_0 -SAM, es propicio seguir explorando las relaciones con modos climáticos, ¿Existe algún tipo de periodicidad en las relaciones entre modos de variabilidad climática y la altitud de la isoterma 0°C ?. ¿La relación H_0 y SAM tiene algún tipo de desfase en su respuesta conjunta?..

Bibliografía

- Alley, R. (2011). K.m. cuffey and w.s.b. paterson. 2010. the physics of glaciers. fourth edition. amsterdam, etc., academic press. 704pp. isbn-10: 0-123694-61-2, isbn-13: 978-0-123-69461-4, hardback, . *Journal of Glaciology*, 57(202):383–384.
- Blasing, T., Solomon, A., and Duvick, D. (1984). Response functions revisited.
- Boisier, J. P., Rondanelli, R., Garreaud, R. D., and Muñoz, F. (2016). Anthropogenic and natural contributions to the southeast pacific precipitation decline and recent megadrought in central chile. *Geophysical Research Letters*, 43(1):413–421.
- Boninsegna, J., Argollo, J., Aravena, J., Barichivich, J., Christie, D., Ferrero, M., Lara, A., Le Quesne, C., Luckman, B., Masiokas, M., Morales, M., Oliveira, J., Roig, F., Srur, A., and Villalba, R. (2009). Dendroclimatological reconstructions in south america: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3):210–228. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives.
- Borquez, R. (2006). Glaciares chilenos : reservas estratégicas de agua dulce para la sociedad, los ecosistemas y la economía. *Catálogo Biblioteca CIREN*.
- Braithwaite, R. J. (2008). Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. *Journal of Glaciology*, 54(186):437–444.
- Braithwaite, R. J. and Zhang, Y. (1999). Modelling changes in glacier mass balance that may occur as a result of climate changes. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4):489–496.
- Carrasco, J., Casassa, G., and Quintana, J. (2005). Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central chile during the last quarter of the 20th century / changements de l’isotherme 0°C et de la ligne d’équilibre des neiges dans le chili central durant le dernier quart du 20ème siècle. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 50:–948.
- Carrasco, J., Osorio, R., and 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*, 57:538–550.
- Consortium, R. G. I. (2017). Randolph glacier inventory 6.0.

- Cook, E. R. (1985). *A time series analysis approach to tree ring standardization*. PhD thesis, University of Arizona Tucson.
- Cook, E. R., Briffa, K., Shiyatov, S., and Mazepa, V. (1990). Tree-ring standardization and growth-trend estimation. In *Methods of dendrochronology: applications in the environmental sciences*, pages 104–123.
- CR2 (2015). Informe a la nación. la megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro.
- DGA (2017). Actualización del balance hídrico nacional.
- Draper, N. R. and John, J. (1981). Influential observations and outliers in regression. *Technometrics*, 23(1):21–26.
- Evans, J. (2007). Orographic precipitation and water vapor fractionation over the southern andes. *Journal of Hydrometeorology*, 8:3–19.
- Fernández, A. and Somos-Valenzuela, M. (2022). Revisiting glacier mass-balance sensitivity to surface air temperature using a data-driven regionalization. *Journal of Glaciology*, pages 1–20.
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., and Rojas, M. (2013). Large-scale control on the patagonian climate. *Journal of Climate*, 26:215–230.
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., and Veloso-Aguila, D. (2020). The central chile mega drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1):421–439.
- Garreaud, R. D. and Falvey, M. (2009). The coastal winds off western subtropical south america in future climate scenarios. *International Journal of Climatology*, 29(4):543–554.
- Garreaud, R. D., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3):180–195. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives.
- Gillett, N. P., Kell, T. D., and Jones, P. D. (2006). Regional climate impacts of the southern annular mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23).
- Gonzalez Reyes, A., Christie, D., Muñoz, A., Lequesne, C., Hadad, M., and Venegas-Gonzalez, A. (2022). Spatio-temporal analysis of soil moisture variations explains the tree-growth decline of multiple species in the mediterranean ecosystems of chile.
- Grinsted, A., Moore, J. C., and Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6):561–566.

- Hadad, M. A., Juñent, F. A. R., Boninsegna, J. A., and Patón, D. (2015). Age effects on the climatic signal in *araucaria araucana* from xeric sites in patagonia, argentina. *Plant Ecology & Diversity*, 8(3):343–351.
- Hadad, M. A., Álvaro González-Reyes, Roig, F. A., Matskovsky, V., and Cherubini, P. (2021). Tree-ring-based hydroclimatic reconstruction for the northwest argentine patagonia since 1055 ce and its teleconnection to large-scale atmospheric circulation. *Global and Planetary Change*, 202:103496.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., and Jean-Noël Thépaut (2020). The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 146(730):1999–2049.
- Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 29(3):362–391.
- INTA (2015). *Austrocedrus Chilensis*. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales de la Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina.
- Kayastha, R. B., Ohata, T., and Ageta, Y. (1999). Application of a mass-balance model to a himalayan glacier. *Journal of Glaciology*, 45(151):559–567.
- Lara, A., Villalba, R., Wolodarsky-Franke, A., Aravena, J. C., Luckman, B. H., and Cuq, E. (2005). Spatial and temporal variation in *nothofagus pumilio* growth at tree line along its latitudinal range (35 40–55 s) in the chilean andes. *Journal of Biogeography*, 32(5):879–893.
- Lliboutry, L. (1965). *Traité de glaciologie. 2. Glaciers, variations du climat, sols gelés*. Masson.
- Mark, B. G. and Fernández, A. (2017). The significance of mountain glaciers as sentinels of climate and environmental change. *Geography Compass*, 11(6):e12318.
- Marshall, G. J. (2003). Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24):4134 – 4143.
- Morales, M. S., Cook, E. R., Barichivich, J., Christie, D. A., Villalba, R., LeQuesne, C., Srur, A. M., Ferrero, M. E., Álvaro González-Reyes, Couvreur, F., Matskovsky, V., Aravena, J. C., Lara, A., Mundo, I. A., Rojas, F., Prieto, M. R., Smerdon, J. E., Bianchi, L. O., Masiokas, M. H., Urrutia-Jalabert, R., Rodríguez-Catón, M., Muñoz, A. A., Rojas-Badilla, M., Alvarez, C., Lopez, L., Luckman, B. H., Lister, D., Harris, I., Jones, P. D., Williams, A. P., Velazquez, G., Aliste, D., Aguilera-Betti, I., Marcotti, E., Flores, F., Muñoz, T., Cuq,

- E., and Boninsegna, J. A. (2020). Six hundred years of south american tree rings reveal an increase in severe hydroclimatic events since mid-20th century. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117(29):16816–16823.
- Muñoz-Mellado, K. (2016). *Estimación de ablación en glaciares de Chile Central: Análisis del efecto del albedo en su modelación con WRF*. PhD thesis, Universidad de Concepción.
- Neukom, R., Luterbacher, J., Villalba, R., Küttel, M., Frank, D., Jones, P. D., Grosjean, M., Wanner, H., Aravena, J.-C., Black, D. E., Christie, D. A., D'Arrigo, R., Lara, A., Morales, M., Soliz-Gamboa, C., Srur, A., Urrutia, R., and von Gunten, L. (2011). Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern south america covering the past centuries. *Clim. Dyn.*, 37(1-2):35–51.
- Parker, D., Folland, C., Scaife, A., Knight, J., Colman, A., Baines, P., and Dong, B. (2007). Decadal to multidecadal variability and the climate change background. *Journal of Geophysical Research*, 112(D18).
- Quesne, C. L., Stahle, D. W., Cleaveland, M. K., Therrell, M. D., Aravena, J. C., and Barichivich, J. (2006). Ancient austrocedrus tree-ring chronologies used to reconstruct central chile precipitation variability from a.d. 1200 to 2000. *Journal of Climate*, 19(22):5731 – 5744.
- Quintana, J. and Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of south america (chile): 30-43° s. *Atmósfera*, 25(1):1–22.
- Rasmussen, L., Conway, H., and Raymond, C. (2007). Influence of upper air conditions on the patagonia icefields. *Global and Planetary Change*, 59(1-4):203–216.
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., and Zemsky, R. (2009a). Global multi-resolution topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3):n/a–n/a.
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., and Zemsky, R. (2009b). Global multi-resolution topography synthesis. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10(3).
- Sánchez-Calderón, O. D., Carlón-Allende, T., Mendoza, M. E., and Villanueva-Díaz, J. (2022). Dendroclimatology in latin america: A review of the state of the art. *Atmosphere*, 13(5):748.
- Sauter, T., Möller, M., Finkelnburg, R., Grabiec, M., Scherer, D., and Schneider, C. (2013). Snowdrift modelling for the vestfonna ice cap, north-eastern svalbard. *The Cryosphere*, 7(4):1287–1301.

- Schauwecker, S., Palma, G., MacDonell, S., Ayala, A., and Viale, M. (2022). The snowline and 0 degrees c isotherm altitudes during precipitation events in the dry subtropical chilean andes as seen by citizen science, surface stations, and era5 reanalysis data. *FRONTIERS IN EARTH SCIENCE*, 10.
- Shrestha, N. (2020). Detecting multicollinearity in regression analysis. *American Journal of Applied Mathematics and Statistics*, 8:39–42.
- Slivinski, L. C., Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Giese, B. S., McColl, C., Brohan, P., Allan, R., Yin, X., Vose, R., Titchner, H., Kennedy, J., Spencer, L. J., Ashcroft, L., Bronnimann, S., Brunet, M., Camuffo, D., Cornes, R., Cram, T. A., Crouthamel, R., Dominguez-Castro, F., Freeman, J. E., Gergis, J., Hawkins, E., Jones, P. D., Jourdain, S., Kaplan, A., Kubota, H., Blancq, F. L., Lee, T.-C., Lorrey, A., Luterbacher, J., Maugeri, M., Mock, C. J., Moore, K., Przybylak, R., Pudmenzky, C., Reason, C., Slonosky, V. C., Smith, C., Tinz, B., Trewin, B., Valente, M. A., Wang, X. L., Wilkinson, C., Wood, K., and Wyszynski, P. (2019). Noaa-cires-doe twentieth century reanalysis version 3.
- Stichler, W., Schotterer, U., Fröhlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gäggeler, H., and Pouyaud, B. (2001). Influence of sublimation on stable isotope records recovered from high-altitude glaciers in the tropical andes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D19):22613–22620.
- Teleti, P. R. and Luis, A. J. (2016). The role of the southern hemisphere polar cell on antarctic sea ice variability. *Int. j. geosci.*, 07(02):120–134.
- Ugarte, A. (2009). *Araucaria araucana-nahuelbuta* (flickr).
- Villalba, R., Grosjean, M., and Kiefer, T. (2009). Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in south america (lotred-sa): state of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4):175–179.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., and Bradley, R. S. (2008). Climate change and tropical andean glaciers: Past, present and future. *Earth-science reviews*, 89(3-4):79–96.
- Weisberg, S. (1985). Applied linear regression, p 344 john wiley & sons. *New York*.
- Wheler, B. A. and Flowers, G. E. (2011). Glacier subsurface heat-flux characterizations for energy-balance modelling in the donjek range, southwest yukon, canada. *Journal of Glaciology*, 57(201):121–133.
- Wigley, T. M., Briffa, K. R., and Jones, P. D. (1984). On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 23(2):201–213.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100. Academic press.

Apéndice A

Apéndice

A1. Compuestos eventos H_0

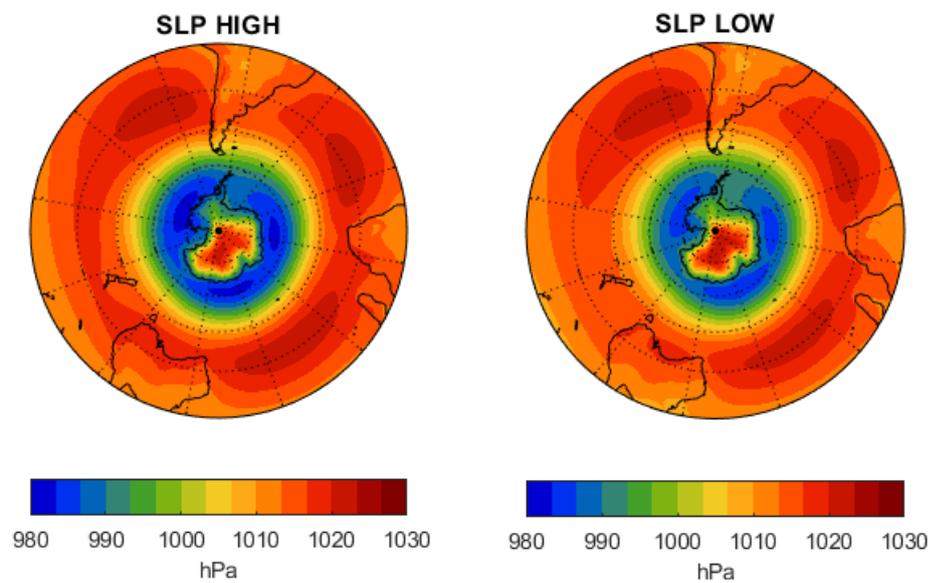


Figura A1.1: SLP: (Izquierda) Promedio eventos mayores H_0 . (Derecha) Promedio eventos menores H_0

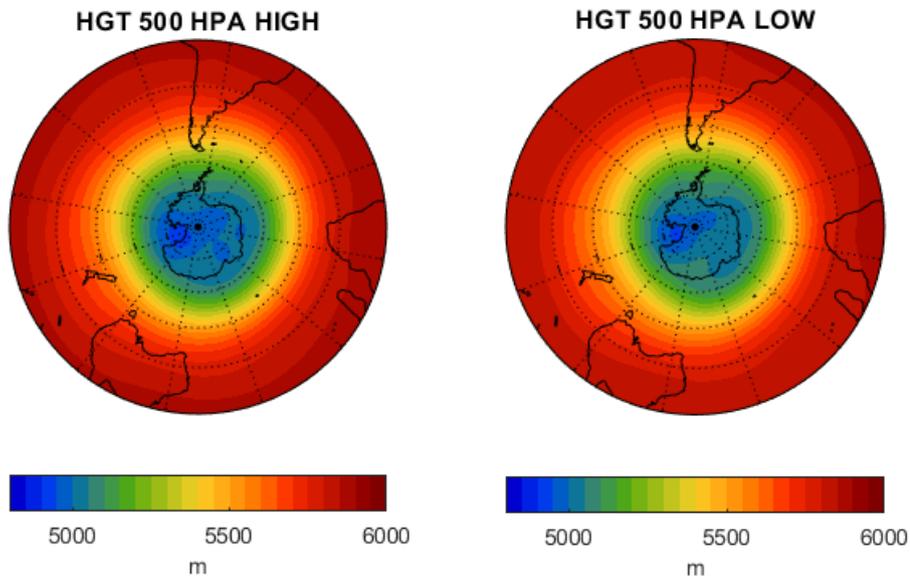


Figura A1.2: HGT 500 hPa: (Izquierda) Promedio eventos mayores H_0 . (Derecha) Promedio eventos menores H_0

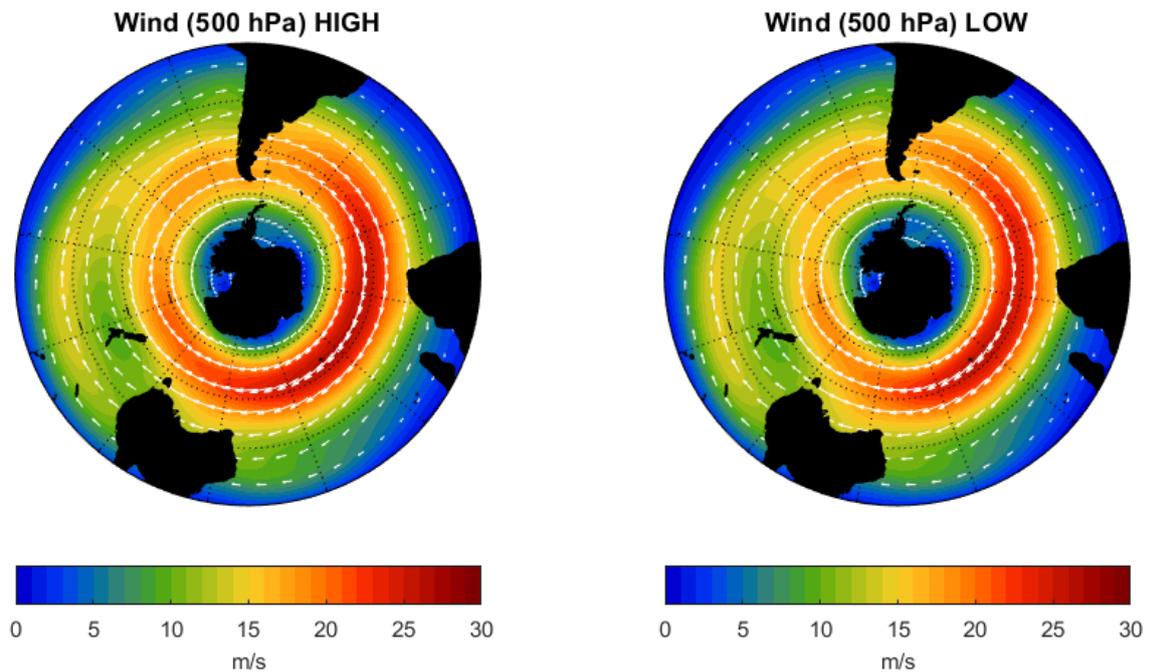


Figura A1.3: Viento 500 hPa: (Izquierda) Promedio eventos mayores H_0 . (Derecha) Promedio eventos menores H_0 . Los vectores representan el sentido y el contorno coloreado la magnitud.

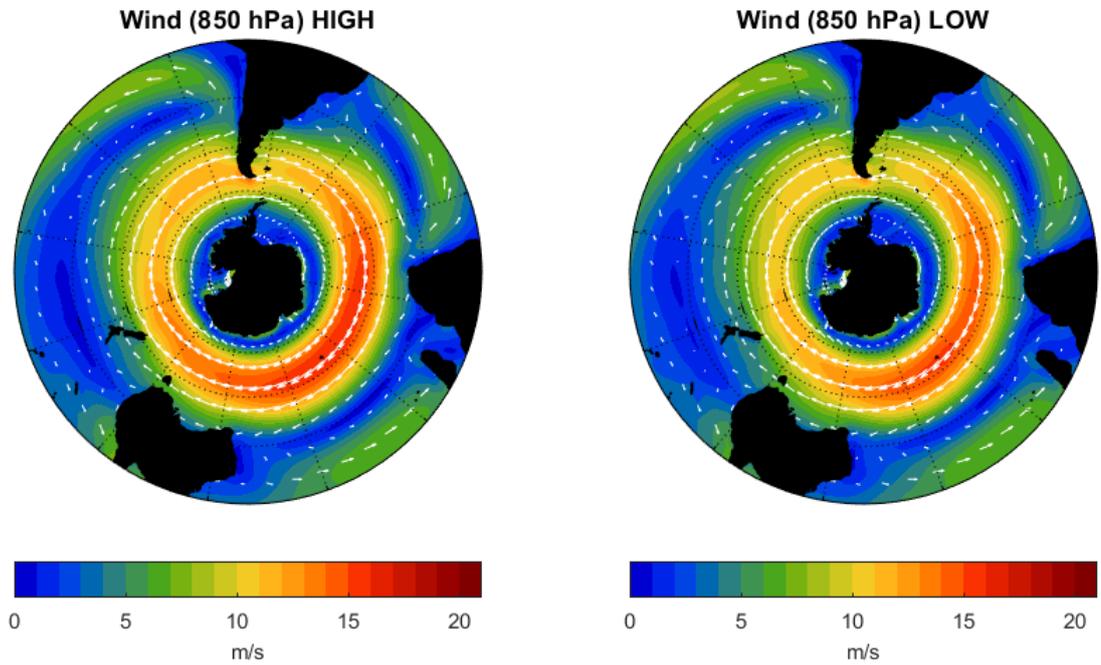


Figura A1.4: Similar a A1.3 pero en 850 hPa.

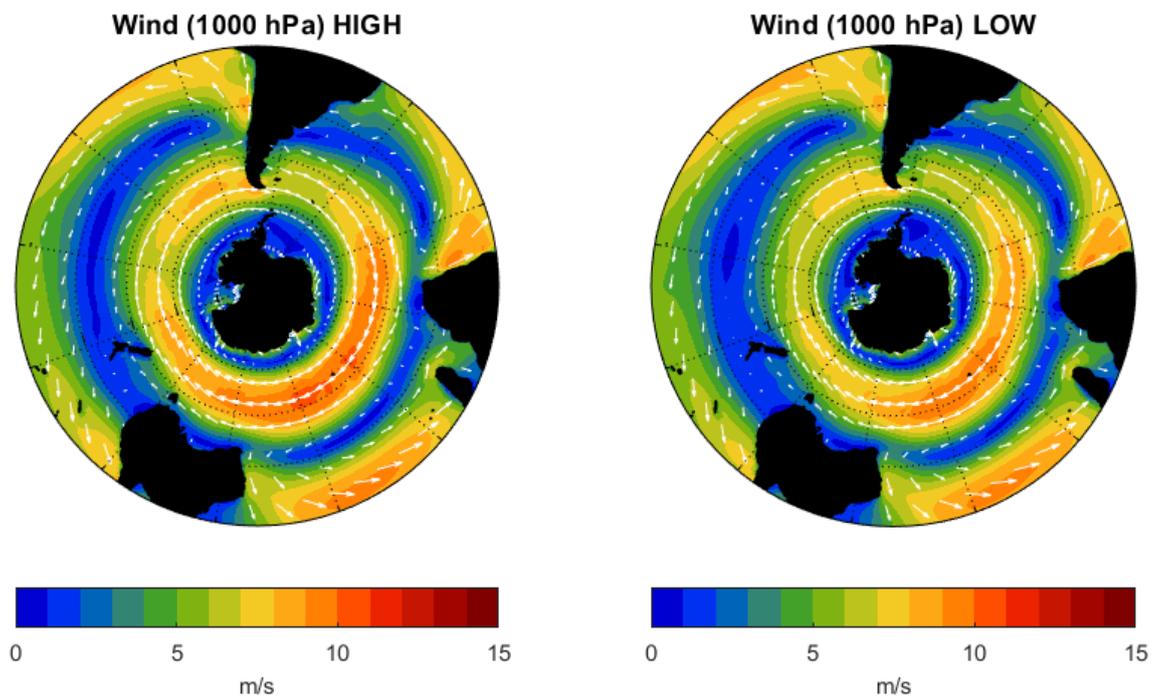


Figura A1.5: Similar a A1.3 pero en 1000 hPa.

A2. I.A.A con distintos umbrales y filtros de H_0

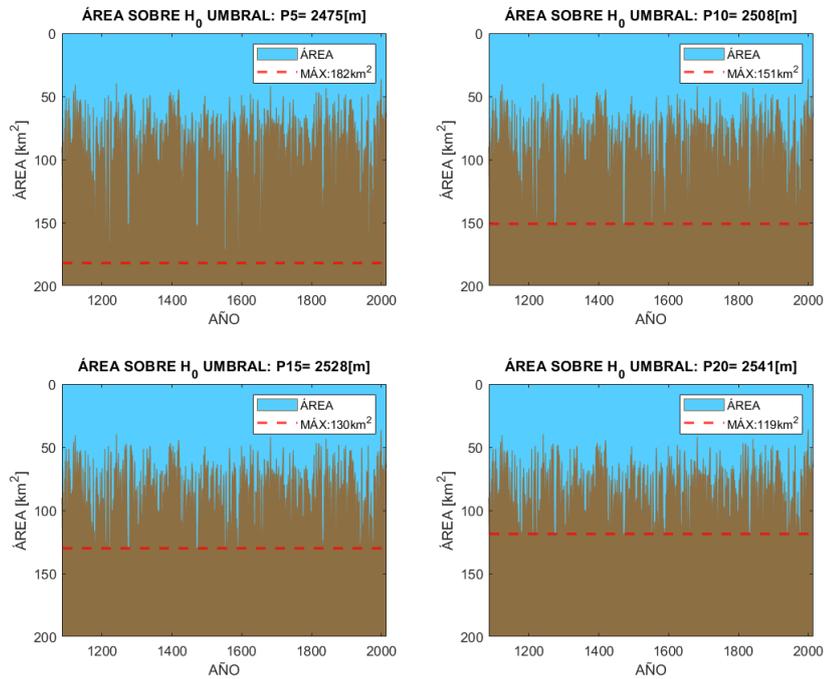


Figura A2.1: Área sobre H_0 con distintos umbrales (P5,P10,P15 y P20) y valor anual de la reconstrucción de la isoterma 0°C.

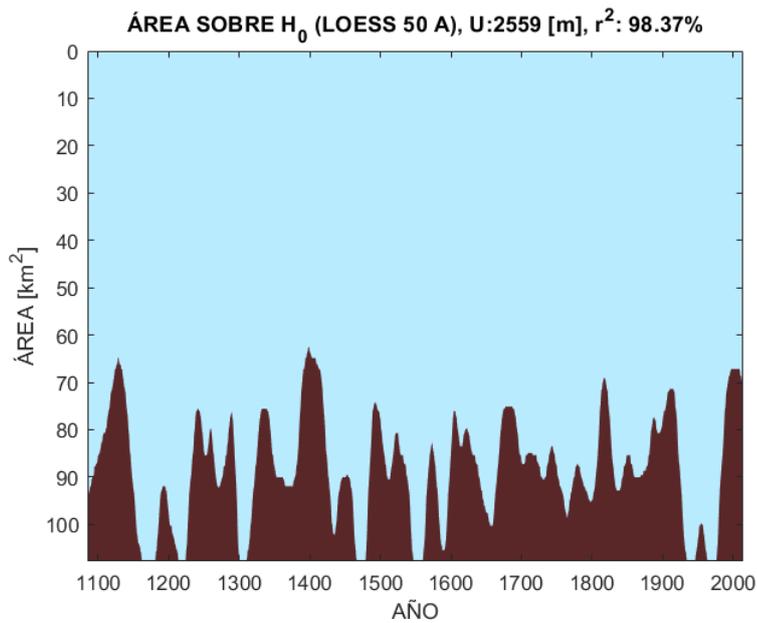


Figura A2.2: Similar a la figura ?? pero usando el percentil 10 de H_0 como umbral.

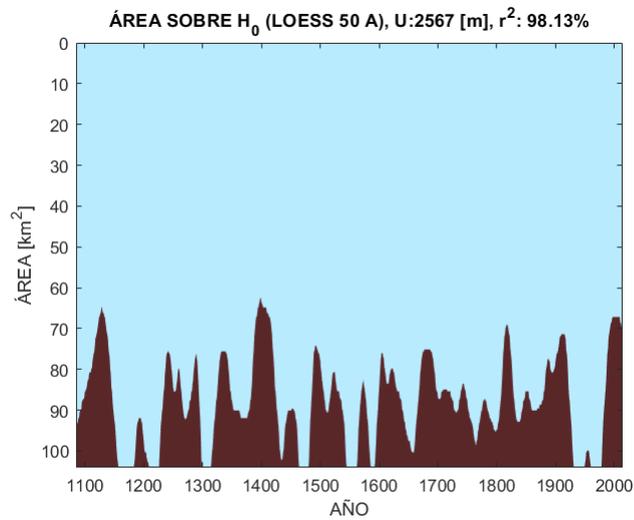


Figura A2.3: Similar a la figura ?? pero usando el percentil 15 de H_0 como umbral.

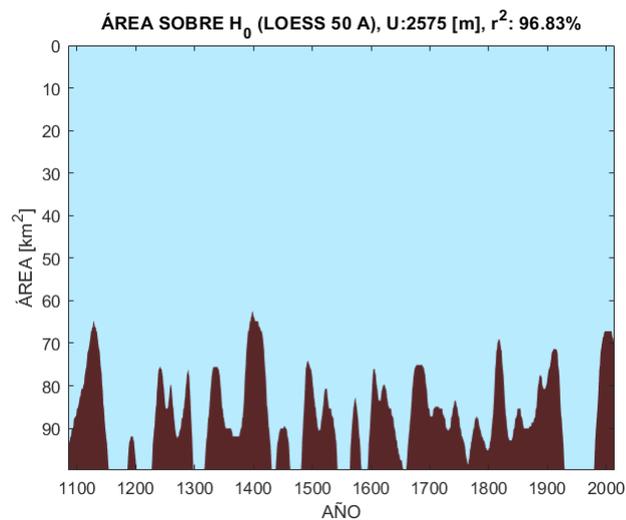


Figura A2.4: Similar a la figura ?? pero usando el percentil 20 de H_0 como umbral.