



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

FACULTAD DE HISTORIA, GEOGRAFÍA Y CIENCIA POLÍTICA

INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

ANATOMÍA DE LAS FLUCTUACIONES GLACIALES EN PATAGONIA NORTE DURANTE LA ÚLTIMA TERMINACIÓN GLACIAL

POR: RODRIGO LEÓN SOTERES GARCÍA

Tesis presentada al Instituto de Geografía de la Facultad de Historia, Geografía y Ciencia
Política de la Pontificia Universidad Católica de Chile para optar al título de
Doctor en Geografía

Profesor guía:

Dr. ESTEBAN ANDRÉS SAGREDO TAPIA

Comisión evaluadora:

Dr. PATRICIO IVÁN MORENO MONCADA

Dr. JUAN LUÍS GARCÍA BARRIGA

Dr. MICHAEL ROBERT KAPLAN

Noviembre 2020, Santiago, Chile

© 2020, Rodrigo León Soteres García

© 2020, Rodrigo León Soteres García

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica que acredita al trabajo o a su autor.

A toda mi gente

'Es imposible permanecer por siempre jamás en las cimas, hay que descender...Entonces, ¿de qué sirve? Mira: lo alto conoce lo bajo, pero lo bajo no conoce lo alto. Al subir observa siempre cuidadosamente las dificultades del camino; mientras subes puedes ir viéndolas; al bajar, ya no las verás, pero si has observado bien, sabrás dónde se encuentran. Al subir, uno ve; al bajar ya no se ve, pero se ha visto. Existe el arte de moverse en las regiones bajas mediante el recuerdo de lo que se ve más arriba. Cuando ya no es posible ver, por lo menos se puede saber'

René Daumal (El monte análogo)

Agradecimientos

Agradezco con cariño a mis padres, Alberto y Valeria, y a mi hermano, Álvaro, por el apoyo constante y la ilusión contagiosa con la que han vivido mis años como estudiante de doctorado y a mi compañera, Patricia, por ofrecerme su cariño infinito en los altibajos de todos estos años y por enseñarme a reconocer las cosas más importantes de la vida.

Agradezco a las innumerables personas que, de manera desinteresada, han compartido sus conocimientos y experiencias conmigo durante estos años. A Emilia Fercovic por su camaradería durante los terrenos en los que coincidimos, a Mateo Martini por su consejo cercano y compañerismo, a Einer Sepúlveda por su disposición a aprender desde el humor, a Carly Peltier por sus opiniones y lecciones humanas y a Scott Reynhout por acompañarme en mis primeros pasos como estudiante de doctorado.

Agradezco también a las profesoras y profesores que han colaborado en pulir mi formación científica invitándome a trabajar con ellas. A Rosa M. Carrasco y Javier Pedraza por confiar en mis capacidades e incluirme en la investigación de las montañas donde me crié, a Thomas Lowell por transmitirme la sabiduría de la experiencia, a Joerg Schaefer y Roseanne Schwartz por compartir conmigo sus conocimientos punteros en Lamont, a Brent Alloway y Rodrigo Villa por sus lecciones sobre la humanidad haciendo ciencia.

Agradezco especialmente a los profesores que me han acompañado durante mis años como estudiante doctoral, a mi tutor Esteban Sagredo, a Patricio Moreno y Mike Kaplan. Gracias a su infinita generosidad y confianza hoy puedo emprender el camino que elegí muchos años atrás con optimismo y seguridad. También agradezco las contribuciones de Juan Luis García durante la preparación de esta tesis.

Finalmente, agradezco el finamiento y el apoyo de la beca CONICYT de Doctorado Nacional #21161417, el proyecto FONDECYT #1160488 y la Iniciativa Científica Milenio de ANID Núcleo Milenio Paleoclima NCN17_079.

Índice de contenidos

Índice de figuras.....	VII
Índice de tablas.....	XII
Resumen.....	XIII
Abstract.....	XV
Capítulo 1 – Introducción.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Hipótesis.....	5
1.3 Objetivos.....	6
Capítulo 2 – Marco teórico.....	7
2.1 Ciclos glaciales-interglaciales del Pleistoceno.....	7
2.2 El Último Máximo Glacial.....	8
2.3 La Última Terminación Glacial.....	9
2.3.1 Reversión Fría Antártica y Dryas Reciente.....	11
Capítulo 3 – Estudios previos.....	14
3.1 El Manto de Hielo Patagónico.....	14
3.2 Cronología revisada de las fluctuaciones glaciales del Manto de Hielo Patagónico durante la Última Terminación glacial.....	16
3.3 Modelo general de las fluctuaciones glaciales en Patagonia durante la Última Terminación Glacial.....	21
3.4 Cambios climáticos en Patagonia norte durante la Última Terminación Glacial.....	24

Capítulo 4 – Área de estudio.....	27
4.1 Patagonia.....	27
4.2 Contexto climático de Patagonia.....	29
4.3 Patagonia norte.....	32
4.4 Áreas de estudio: Archipiélago e Isla Grande de Chiloé y Lago Palena/General Vintter.....	36
Capítulo 5 – Metodología.....	39
5.1 Mapeo de la geomorfología glacial.....	39
5.2 Estratigrafía glacial.....	40
5.3 Cronología glacial.....	40
Capítulo 6 – Resultados.....	45
6.1 Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	45
6.1.1 Principales geoformas glaciales identificadas en Isla Grande y Archipiélago de Chiloé.....	45
6.1.2 Definición de los márgenes glaciales del lóbulo Golfo de Corcovado.....	45
6.1.3 Cronología glacial del lóbulo Golfo de Corcovado.....	80
6.2 Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón.....	94
6.2.1 Geomorfología glacial del Lago Palena/General Vintter.....	94
6.2.2 Geomorfología glacial de Valle de Cerro Riñón.....	99
6.2.2 Cronología glacial de Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón....	102

Capítulo 7 – Discusión.....	110
7.1 Actividad glacial del lóbulo Golfo de Corcovado y el lóbulo de Lago Palena/General Vintter durante el último ciclo glacial.....	110
7.1.1 Fluctuaciones del lóbulo Golfo de Corcovado durante el último ciclo glacial.....	110
7.1.2 Evolución del lago glacial Castro.....	120
7.1.3 Fluctuaciones del lóbulo de Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñó durante el Último Máximo Glacial y la Última Terminación Glacial.....	122
7.2 Evaluación de la sincronía de las fluctuaciones glaciales de los lóbulos Golfo de Corcovado y Lago Palena/General Vintter durante la Última Terminación Glacial.....	125
7.3 Comparación de la historia glacial de Patagonia norte durante el Último Máximo Glacial y la Última Terminación Glacial con otras cronologías glaciales regionales yhemisféricas.....	128
7.4 Contexto paleoclimático regional y hemisférico en relación con las fluctuaciones de los lóbulos Golfo de Corcovado y Palena/General Vintter: posibles forzamientos de la actividad glacial en Patagonia norte durante la Última Terminación Glacial.....	138
7.4.1 Posibles forzamientos climáticos inferidos a partir indicadores paleoclimáticos independientes.....	138
7.4.2 Potenciales forzamientos glaciológicos.....	144
Capítulo 8 – Conclusiones.....	147
Referencias.....	150
Anexos.....	174

Índice de figuras

Capítulo 2 – Marco teórico

Figura 2.1: Registro isotópico de los testigos de hielo EDML (Antártica) y NGRIP (Groenlandia) durante el último ciclo glacial.....8

Figura 2.2: Registro isotópico de los testigos de hielo WAIS (Antártica) y NGRIP (Groenlandia) durante la Última Terminación Glacial.....10

Capítulo 3 – Estudios previos

Figura 3.1: Extensión de Manto de Hielo Patagónico hace 35 ka según Davies et al. (2020).....15

Figura 3.2: Cronología de las fluctuaciones glaciales en Patagonia durante la Última Terminación Glacial.....14

Figura 3.3: Trabajos previos dedicados a la evolución paleoclimática de Patagonia durante la Última Terminación Glacial.....23

Capítulo 4 – Área de estudio

Figura 4.1: Mapa de localización de las áreas de estudio en Patagonia.....27

Figura 4.2: Climatología de América del Sur.....29

Figura 4.3: Influencia de los Vientos del Oeste en los parámetros climáticos en Patagonia.....31

Figura 4.4: Mapa geológico simplificado de Patagonia norte.....33

Figura 4.5: Relación entre perfiles topográficos y de precipitaciones.....34

Figura 4.6: Clima de Patagonia norte.....35

Figura 4.7: Localización de las áreas de estudio en Patagonia norte.....37

Figura 4.8: Vista satelital e imagen del valle de Cerro Riñón.....38

Capítulo 5 – Metodología

Figura 5.1: Ejemplo de bloque errático ubicado en el tope de una cresta morrénica (muestra LV17-25).....	42
Figura 5.2: Materiales para la extracción de testigos lacustres (UWITEC).....	43
Figura 5.3: Materiales para la extracción de testigos de turberas (Barreno barra cuadrada).....	44

Capítulo 6 – Resultados

Figura 6.1: Mapa geomorfológico de Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	46
Figura 6.2: Vista general de la unidad definida como terreno morrénico en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	47
Figura 6.3: Ejemplo general de una pendiente de contacto de hielo Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	49
Figura 6.4: Distribución y ejemplo de los valles túnel en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	51
Figura 6.5: Ejemplo general de las llanuras glaciofuviales Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	52
Figura 6.6: Distribución de los canales de fusión glacial y canales subglaciales en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	54
Figura 6.7: Ejemplo general de terreno irregular glaciolacustre en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	55
Figura 6.8: Ejemplo de acantilado litoral en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé.....	57
Figura 6.9: Sectores de IGC considerados para la identificación de los límites del LGC.....	60
Figura 6.10: Sección depósitos glaciolacustres Castro distal.....	62
Figura 6.11: Sección till de deformación Castro proximal.....	64

Figura 6.12: Sección till de flujo Rilán.....	65
Figura 6.13: Sección paleodelta en Península de Rilán.....	65
Figura 6.14: Sección till de asentamiento en Isla Quinchao.....	66
Figura 6.15: Mapa geomorfológico del sector Laguna Pastahué – Castro – Dalcahue mostrando límites del lóbulo Golfo de Corcovado.....	67
Figura 6.16: Vista general de la pendiente de contacto de hielo de Lago Quilque.....	68
Figura 6.17: Sección pendiente contacto de hielo Quilque.....	69
Figura 6.18: Sección llanura glaciofluvial Quilque.....	70
Figura 6.19: Mapa geomorfológico del sector Quilque – Huillinco – Tarumán – Chonchi – Lemuy – Archipiélago mostrando límites del lóbulo Golfo de Corcovado.....	73
Figura 6.20: Mapa geomorfológico del sector Tepuhueico – Lepué – Melli – Tahuí – Estero Compu mostrando límites del lóbulo Golfo de Corcovado.....	75
Figura 6.21: Mapa geomorfológico del sector Tantauco – Quellón mostrando límites del lóbulo Golfo de Corcovado.....	79
Figura 6.22: Esquema de la sección estratigráfica Quilque.....	82
Figura 6.23: Esquema de la sección estratigráfica Rilán.....	83
Figura 6.24: Esquema de la estratigrafía de los testigos de sedimentos de turbera CHC17-01-CT (Quenac) y CHC17-02-BT (Quehui).....	85
Figura 6.25: Mapa geomorfológico del sector norte de Isla Grande y Archipiélago de Chiloé con la posición de las edades radiocarbónicas disponibles en el área de estudio.....	92
Figura 6.26: Mapa geomorfológico del sector sur de Isla Grande y Archipiélago de Chiloé con la posición de las edades radiocarbónicas disponibles en el área de estudio.....	93
Figura 6.27: Mapa geomorfológico de Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñó.....	96

Figura 6.28: Vista general de las geoformas glacial principales del complejo morrénico PV.....	98
Figura 6.29: Detalles de las crestas CR1 en Valle Cerro Riñón.....	99
Figura 6.30: Detalles de las crestas CR2 en Valle Cerro Riñón.....	100
Figura 6.31: Detalles de las crestas CR3 en Valle Cerro Riñón.....	101
Figura 6.32: Vista general de la llanura glaciofluvial interior de Valle Cerro Riñón.....	102
Figura 6.33: Gráficos de probabilidad y estadística descriptiva de las edades cosmogénicas de los complejos morrénicos del área Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón.....	108
Figura 6.34: Mapa geomorfológico y edades cosmogénicas del área del lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón.....	109
 Capítulo 7 – Discusión	
Figura 7.1: Límites (COR) del lóbulo Golfo de Corcovado durante el último ciclo glacial.....	112
Figura 7.2: Mapa geomorfológico del área comprendida entre Lago Huillín y Laguna Oqueldán.....	118
Figura 7.3: Extensión inferida del lóbulo Golfo de Corcovado durante el último ciclo glacial.....	119
Figura 7.4: Evolución del lago glacial Castro durante la Última Terminación Glacial.....	120
Figura 7.5: Extensión inferida del glaciar de Valle Cerro Riñón durante la Última Terminación Glacial.....	124
Figura 7.6: Comparación rangos de edades radiocarbónicas asociadas al límite COR3 del lóbulo Golfo de Corcovado y edades cosmogénicas obtenidas en el límite PV6 del lóbulo Lago Palena/General Vintter.....	126

Figura 7.7: Distancias normalizadas de los frentes del lóbulo Golfo de Corcovado y el lóbulo Lago Palena/General Vintter y el glaciar del valle de Cerro Riñón durante la Última Terminación Glacial respecto a su posición final durante el Último Máximo Glacial.....	127
Figura 7.8: Cronología de las fluctuaciones del lóbulo Golfo de Corcovado en comparación con otras cronologías glaciales obtenidas en Patagonia y Nueva Zelanda....	132
Figura 7.9: Cronología morrénica de Lago Palena/General Vintter y Valle Cerró Riñón en comparación con otras cronologías morrénicas obtenidas en Patagonia y NuevaZelanda.....	137
Figura 7.10: Comparación de las fluctuaciones del lóbulo Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón con indicadores paleoclimáticos independientes obtenidos en Patagonia norte y Antártica durante la Última Terminación Glacial	143
Anexos	
Mapa 1a: Mapa geomorfológico de Archipiélago e Isla Grande de Chiloé (A3).....	178
Mapa 2a: Mapa geomorfológico de Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón (A3).....	179

Índice de tablas

Capítulo 6 – Resultados

Tabla 1: Edades ^{14}C de este estudio.....	87
Tabla 2: Edades ^{14}C basales obtenidas por otros autores sin publicar.....	90
Tabla 3: Datos geográficos y analíticos de las dataciones de ^{10}Be organizados por complejo morrénico en Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón.....	103
Tabla 4: Conjunto de edades de ^{10}Be Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón.....	105

Anexos

Tabla 1a: Edades radiocarbónicas recalibradas obtenidas en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé en trabajos previos.....	174
Tabla 2a: Edades radiocarbónicas recalibradas del sitio Dalcahue en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé obtenidas en el sitio Dalcahue.....	176

Resumen

La Última Terminación Glacial (~18,0 - 11,7 ka; ka = miles de años antes del presente; presente: 1950 era común) constituye el último periodo de transición entre condiciones de máximo glacial a condiciones interglaciales, considerándose como el cambio climático de origen natural de mayor magnitud de, al menos, los últimos 130.000 años. El abundante registro glacial de Patagonia (40° - 56° S) ha contribuido significativamente a determinar la estructura y cronología de las fluctuaciones glaciales en la región durante la Última Terminación Glacial y, particularmente, su relación con la secuencia de eventos climáticos de escala milenial que caracteriza la fase terminal de la última glaciación, facilitando el análisis de la influencia de los Vientos del Oeste del Sur en los cambios climáticos experimentados en latitudes medias del hemisferio sur. Sin embargo, hasta la fecha, el conocimiento de la historia glacial patagónica durante este intervalo se restringe mayormente a los glaciares localizados al sur de los 47° S, dejando al sector septentrional de Patagonia (40° - 44° S) parcialmente desatendido.

En esta tesis se combinan el mapeo geomorfológico y técnicas geocronológicas basadas en ^{14}C y ^{10}Be , complementadas con el análisis de secciones estratigráficas, para reconstruir el comportamiento del lóbulo Golfo de Corcovado en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé (42,5° - 43,5° S) y el lóbulo de Lago Palena/General Vintter (43,5° S), localizados en los flancos pacífico y atlántico de la Cordillera de los Andes en Patagonia norte, respectivamente.

Mis resultados indican que, por un lado, el lóbulo Golfo de Corcovado registró múltiples eventos de expansión o estabilización antes de ~45,9 y ~32,8 ka durante el Estadío Isotópico Marino 3 ó antes, entre ~25,7 y ~23,9 ka y entre ~17,9 y ~17,7 ka, durante el Último Máximo Glacial y, finalmente, antes de ~16,8 ka, previamente a retirarse de manera catastrófica hasta el continente antes de ~16,7 ka. Por otro lado, el lóbulo Lago Palena/General Vintter y su glaciar tributario Cerro Riñón, experimentaron sucesivas fases de expansión o estabilización en torno a ~19,7 ka, durante el Último Máximo Glacial, ~15,9 ka coincidiendo con el Estadial Heinrich 1, entre ~13,5 y ~13,1 ka, de manera contemporánea con la Reversión Fría Antártica, y, finalmente, a ~12,5 ka coetáneamente con el Dryas Reciente.

En conjunto, mis datos constituyen las evidencias directas de fluctuaciones glaciales durante la Última Terminación Glacial más septentrionales de Patagonia expandiendo nuestro conocimiento sobre el comportamiento de la criosfera durante este intervalo hasta los 43,5° S. En términos generales, los lóbulos Golfo de Corcovado y Lago Palena/General Vintter parecen exhibir una actividad simultánea con otros glaciares de Patagonia y Nueva Zelanda, lo que implica una respuesta zonal sincrónica en latitudes medias del hemisferio sur ante la secuencia de cambios climáticos mileniales detectados en el registro isotópico antártico durante la Última Terminación Glacial.

Las fluctuaciones de ambos lóbulos glaciales durante este intervalo, particularmente en Lago Palena/General Vintter, coinciden con el establecimiento de condiciones frías y/o húmedas en Patagonia norte promovidas por la migración hacia el ecuador y/o intensificación de los Vientos del Oeste del Sur inferidos a partir de otros indicadores paleoclimáticos independientes. Esta circunstancia sugiere que los cambios climáticos mileniales del fin de la última glaciación en las latitudes medias del hemisferio sur fueron mayormente dirigidos por procesos atmosféricos.

Abstract

The Last Glacial Termination (~18,0 - 11,7 ka; ka = thousands of years before present; present: 1950 common era) constitutes the last period of transition between glacial and interglacial conditions, so it has been considered as the largest naturally occurring climate change in at least the last 130.000 years. The abundant glacial record of Patagonia (40° - 56° S) has contributed significantly to determining the structure and chronology of glacial fluctuations in the region during the Last Glacial Termination and, particularly, its relationship with the sequence of millennial-scale climate events that characterize the terminal phase of the last ice age, facilitating the analysis of the influence of the Southwestern Winds on the climatic changes experienced in the mid-latitudes of the southern hemisphere. However, to date, our knowledge about the Patagonian glacial history during this interval is mostly restricted to glaciers located south of 47° S, leaving the northern sector of Patagonia (40° - 44° S) partially unattended.

In this thesis, geomorphological mapping and geochronological techniques based on ¹⁴C and ¹⁰Be, complemented with the analysis of stratigraphic sections, are combined to reconstruct the behavior of the Golfo de Corcovado ice lobe in Archipiélago e Isla Grande de Chiloé (42,5° - 43,5° S) and the Lago Palena/General Vintter ice lobe (43,5° S), both located at the Pacific and Atlantic flanks of the Cordillera de los Andes in northern Patagonia, respectively.

My results, in combination with those of other authors, indicate that, on the one hand, the Golfo de Corcovado ice lobe experienced multiple expansion or stabilization events before ~45,9 and ~32,8 ka during Marine Isotopic Stage 3 or earlier, between ~25,7 and ~23,9 ka and between ~17,9 and ~17,7 ka, during the Last Glacial Maximum and, finally, before ~16,8 ka contemporaneous with the Heinrich Stadium 1, before retreating catastrophically to the continent before ~16,7 ka. On the other hand, the Lago Palena/General Vintter lobe and its tributary the Cerro Riñón glacier, underwent successive phases of glacial expansion or stabilization around ~19,7 ka, during the Last Glacial Maximum, at ~15,9 ka coinciding with the Heinrich State 1, between ~13,5 and ~13,1 ka, contemporaneous with the Antarctic Cold Reversal, and, finally, at ~12,5 ka concurrent with the Younger Dryas.

Taken together, my data constitute the northernmost direct evidence of glacial fluctuations during Last Glacial Termination in Patagonia, expanding our knowledge about the behavior of the cryosphere during this interval as far north as 43,5° S. In general terms, the Golfo de Corcovado and Lago Palena/General Vintter ice lobes seem to exhibit a simultaneous activity with other glaciers in Patagonia and New Zealand, which implies a synchronous zonal response in the mid-latitudes of the southern hemisphere to the sequence of millennial-scale climate changes detected in the Antarctic isotopic record during the Last Termination Glacial.

The fluctuations of both ice lobes during this interval, particularly in Lago Palena/General Vintter, coincide with the establishment of cold and/or humid conditions in northern Patagonia promoted by the migration towards the equator and/or intensification of the South Westerly Winds inferred from other independent paleoclimatic indicators in the region. This circumstance suggests that the millennial climatic changes of the end of the last ice age in the middle latitudes of the southern hemisphere were mainly driven by atmospheric processes.

Capítulo 1 - Introducción

1.1 Planteamiento del problema

El clima de los últimos 800.000 años se caracteriza por la alternancia de fases de enfriamiento paulatino culminando en máximos glaciales (i.e glaciales) y fases cálidas (i.e. interglaciales). Los máximos glaciales ocurren de manera cuasi-periódica coincidiendo con periodos de mínima insolación en latitudes altas del hemisferio norte promovidos por variaciones cíclicas en los parámetros orbitales terrestres (EPICA, 2004; Denton et al., 2010; Hays et al., 1976; Raymo, 1997). Las transiciones entre máximos glaciales e interglaciales suceden de manera abrupta, razón por la cual han sido llamadas Terminaciones (Broecker & van Donk, 1970). Sin embargo, a diferencia de los máximos glaciales, los cuales están directamente correlacionados con mínimos de insolación, las terminaciones no ocurren exclusivamente durante periodos de máxima insolación (Denton et al., 2010). Por lo tanto, los forzamientos orbitales no permiten explicar por sí sola la magnitud del cambio climático que conlleva el fin de las eras glaciales, haciendo necesario evaluar la influencia adicional de otros mecanismos climáticos.

La Última Terminación Glacial (*Last Glacial Termination*; LGT: ~18,0 – 11,7 ka, ka = 1000 años antes del presente; presente = 1950 era común; Denton et al., 2010) constituye la transición entre las condiciones glaciales del Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum*; LGM: ~26,5 – 18,0 ka; Clark et al., 2009) e interglaciales del Holoceno (~11,7 ka - presente; Rasmussen et al., 2014). Durante este intervalo, gracias al registro isotópico de testigos de hielo de Antártica y Groenlandia se ha observado con gran precisión una serie de cambios climáticos de escala milenial que se caracterizan regionalmente por una secuencia de pulsos de calentamiento interrumpidos por un retorno a condiciones cuasi-glaciales (Blunier et al., 1998; Jouzel et al., 1995; Marcott et al., 2014; Sowers & Bender, 1995; WAIS, 2013). En Antártica, el calentamiento gradual que marca el inicio de la LGT comenzó a los ~18,0 ka (EPICA, 2004), aunque existen evidencias provenientes del sector occidental del continente de un pulso de calentamiento predecesor de menor magnitud a los ~22,0 ka (WAIS, 2013). Posteriormente, esta tendencia fue interrumpida por un evento de enfriamiento entre ~14,5 y ~12,9 ka denominado Reversión Fría Antártica (*Antarctic Cold Reversal*; ACR), el cual terminó con un incremento gradual de las temperaturas hasta alcanzar los valores típicos del Holoceno a los ~11,7 ka (Marcott et al., 2014;

Pedro et al., 2011; WAIS, 2013). En Groenlandia, el primer pulso abrupto de calentamiento se inició a ~14,7 ka, siendo posteriormente interrumpido por el evento frío conocido como Dryas Reciente entre ~12,9 y ~11,7 ka (*Younger Dryas*; YD; Steffensen et al., 2008), el cual desemboca rápidamente en las condiciones cálidas del Holoceno. A escala interhemisférica, esta secuencia de eventos paleoclimáticos polares sucede en una condición de antifase, es decir, es sincrónica pero que opera en sentidos climáticos opuestos (Blunier et al., 1998; WAIS, 2015). Sin embargo, el desconocimiento de la extensión geográfica de las señales paleoclimáticas vinculadas a la LGT en latitudes medias del hemisferio sur dificulta tanto la evaluación de la condición de antifase a escala global, como la identificación de los posibles mecanismos responsables de los cambios climáticos abruptos que acompañaron el término de la última glaciación.

En este contexto, se ha propuesto que la migración latitudinal del núcleo de influencia de los Vientos del Oeste del Sur (*Southern Westerly Winds*; SWW) respecto a su posición en el presente (~50° S), en combinación con cambios en su intensidad, podría jugar un papel fundamental en el control de la variabilidad climática milenial de la LGT en el hemisferio sur (Heusser et al., 1999; Moreno et al., 2012). La profunda influencia de los SWW en el clima hemisférico y global está relacionada con su capacidad para promover la desgasificación del Océano Austral mediante el reforzamiento de la surgencia de aguas profundas enriquecidas en CO₂ y la alteración de la circulación oceánica global (Anderson et al., 2009; Denton et al., 2010; Toggweiler et al., 2006).

El comportamiento de los glaciares está controlado principalmente por las variaciones climáticas, por lo que el registro geológico vinculado a la dinámica glacial constituye un indicador indirecto de las condiciones climáticas del pasado (Mackintosh et al., 2017). En las últimas décadas, la aplicación de técnicas de datación radiométricas para asignar una edad numérica a las geformas de origen glacial, especialmente morrenas, ha contribuido tanto a conocer la historia glacial como la evolución del clima global en el pasado (Balco, 2011).

Patagonia (~40° - ~56° S) es un área clave para el estudio de los climas del pasado en el hemisferio sur a través del registro geológico vinculado a la actividad glacial. Por un lado, la región acoge una gran abundancia de geformas bien conservadas que dan cuenta de la actividad glacial del pasado, extendiéndose temporalmente más allá de los ~3,5 millones de años (Clague et al., 2020; Hein et al., 2017; Mercer, 1976). Por lo tanto, Patagonia ofrece una gran oportunidad para determinar la historia glacial a escala regional y hemisférica, contribuyendo a evaluar la

extensión geográfica de los cambios climáticos de escala milenial vinculados a la LGT en latitudes medias del hemisferio sur. La reconstrucción de la historia glacial patagónica ha sido el foco de numerosos estudios basados en la datación de geformas glaciales. No obstante, los datos disponibles aún no permiten elaborar un modelo unificado de la estructura y cronología de los eventos glaciales ocurridos durante la LGT en la región. Actualmente, varias cronologías morrénicas elaboradas en Patagonia norte ($\sim 40^\circ - 44^\circ$ S), Patagonia centro ($\sim 44^\circ - 49^\circ$ S) y Patagonia sur ($\sim 49^\circ - 56^\circ$ S) difieren en cuanto al inicio de la deglaciación, existiendo localidades puntuales que muestran un comienzo temprano respecto a otros registros regionales (e.g. Bendle et al., 2017; Denton et al., 1999; Douglass et al., 2006; García et al., 2019; Hein et al., 2010; Kaplan et al., 2004; Sagredo et al., 2011). Además, las evidencias más robustas de fases de expansión glacial contemporánea con el ACR y el YD se limitan únicamente a Patagonia centro y Patagonia sur (e.g. García et al., 2012; Kaplan et al., 2011; Mendelová et al., 2020; Moreno et al., 2009; Sagredo et al., 2018; Strelin et al., 2011). De esta manera, aun cuando existen otros registros terrestres y marinos que reflejan tanto la señal climática del ACR como del YD en Patagonia norte, hasta la fecha no hay estudios que aporten un registro directo de la actividad glacial durante estos intervalos al norte de los $\sim 47^\circ$ S en la región.

Por otro lado, Patagonia constituye la única masa continental que intercepta en su totalidad la trayectoria de los SWW. Análisis climáticos han constadado una alta correlación entre la distribución regional de las temperaturas y las precipitaciones con la velocidad del viento, lo que indica que el clima patagónico está mayormente controlado por la intensidad y posición del núcleo de influencia de los SWW (Garreaud et al., 2013). Esta circunstancia implica que la dinámica de los glaciares norpatagónicos funciona como un excelente indicador de la evolución de los SWW en latitudes medias del hemisferio sur. Actualmente, el comportamiento de los SWW en Patagonia durante la LGT resulta un tema de debate debido a las divergencias entre los registros terrestres y marinos. Por un lado, análisis polínicos de testigos de sedimentos lacustres de Patagonia norte, los cuales son interpretados como indicadores de precipitaciones, revelan que el núcleo de los SWW se desplazó hacia Antártica entre los $\sim 17,8$ y los $\sim 16,5$ ka durante la primera fase de la LGT. A continuación, migraron hacia el ecuador a los $\sim 16,5$ ka, intensificándose entre los $\sim 15,0$ y los $\sim 12,7$ ka, contemporáneamente con el ACR. Finalmente, se habrían desplazado nuevamente hacia el polo durante el YD entre los $\sim 12,7$ y los $\sim 11,5$ ka (Jara et al., 2019; Moreno et al., 2018; Pesce & Moreno, 2014; Vilanova et al., 2019). Por otro lado, análisis de alkenonas de sedimentos

marinos obtenidos en la costa pacífica de Patagonia norte, los cuales indican variaciones en las temperaturas superficiales del mar, indican un calentamiento oceánico atribuido al desplazamiento hacia el polo de los SWW en conjunto con la contracción de la Corriente Circumpolar Antártica entre los ~19,8 y los ~16,7 ka, durante el inicio de la LGT, para posteriormente desplazarse ligeramente al norte, sin afectar sustancialmente el clima de Patagonia norte, entre los ~16,7 y los ~12,7 ka durante el ACR, seguido de un enfriamiento promovido por una nueva migración hacia el polo del núcleo de los SWW entre los ~12,7 y los ~12,1 ka coincidiendo con el YD (Lamy et al., 2007). Ante esta circunstancia, determinar la estructura y cronología de las fluctuaciones glaciares durante la LGT en Patagonia norte arrojaría información crucial para determinar la influencia de los SWW en los cambios climáticos ocurridos durante este intervalo y, por tanto, contribuiría a probar la validez de los modelos basados en otros indicadores paleoclimáticos terrestres y marinos propuestos anteriormente.

En este estudio reconstruyo el comportamiento durante la LGT del lóbulo Golfo de Corcovado (LGC) en Isla Grande y Archipiélago de Chiloé (IGC; 42° - 43,5° S) y del lóbulo Lago Palena/General Vintter (LPV; 43,5°), ambos localizados en Patagonia norte, con el objetivo de i) extender la cobertura espacial del conocimiento actual sobre la estructura y cronología de las fluctuaciones glaciares en Patagonia durante la LGT, ii) evaluar la sincronía de los eventos glaciares a escala regional, hemisférica y global durante este intervalo, iii) definir el alcance geográfico de las señales climáticas observadas en los testigos de hielo de polares durante la LGT en latitudes medias del hemisferio sur y , finalmente, iv) complementar los modelos del comportamiento de los SWW propuestos sobre la base de otros indicadores paleoclimáticos.

Las razones que convierten IGC y LPV en localidades idóneas para este estudio responden a la configuración geográfica del territorio, el estado de preservación de las geoformas glaciares en la región y a las posibilidades de datación de éstas. Numeros estudios en IGC indican que la posición más interna del LGC durante el LGM cubrió un sector actualmente compuesto por un conjunto de islas que se extienden latitudinalmente hasta el continente (Denton et al., 1999, Moreno et al., 2015), las cuales ofrecen una oportunidad única para rastrear las posiciones del margen del LGC tras el inicio de la LGT. Adicionalmente, la abundancia de cuencas lacustres y turberas en estas islas facilitan la elaboración de una cronología glacial basada en edades radiocarbónicas. En el área del LPV se ha reconocido una secuencia de morrenas bien preservadas en la orilla del lago actual y en un valle tributario interior ubicado a los pies de Cerro Riñón (VCR).

La posición interna de estas últimas respecto al complejo morrénico atribuido previamente al LGM (Caldenius, 1932; Davies et al., 2020) y la geología regional exhiben las condiciones necesarias para realizar un cronología cosmogénica de la actividad glacial durante la LGT.

A través de una aproximación geomorfológica, estratigráfica y geocronológica el presente estudio pretende responder las siguientes preguntas:

1. ¿Cómo fue la estructura y cronología de las fluctuaciones glaciales durante la LGT en Patagonia norte (40°- 44°S)?
2. Durante la LGT, ¿los LGC y LPV avanzaron y retrocedieron en sincronía entre ellos y con otros glaciares de Patagonia centro y sur?
3. ¿Cómo se comparan las fluctuaciones del LGC y el lóbulo LPV con otras cronologías glaciales obtenidas a escala hemisférica?
4. ¿Reproducen las fluctuaciones del LGC y del lóbulo LPV durante la LGT el patrón de de cambios climáticos de escala milenial observado en la composición isotópica de los testigos de hielo antárticos o groenlandicos?
5. Y, finalmente, ¿se correlacionan los eventos glaciales de Patagonia norte con el comoramiento de los SWW durante la LGT inferida mediante otros indicadores paleoclimáticos en la región?

1.2 Hipótesis

Si la estructura y cronología de las fluctuaciones glaciales en Patagonia norte durante la LGT replicó el patrón de cambios climáticos reflejados en la historia glacial de Patagonia centro y sur y en el registro isotópico antártico, entonces espero observar un modelo de deglaciación caracterizado por un retroceso abrupto de los glaciares poco después de ~18,0 ka, seguido de una estabilización o reavance glacial durante el periodo ~14,5 - 12,9 ka correspondiente al ACR, para terminar con un retroceso rápido de los glaciares durante el YD, antes del inicio del Holoceno a los ~11,7 ka.

Por el contrario, si la fluctuaciones glaciales en Patagonia norte durante la LGT siguieron un patrón similar al observado en numerosos glaciares del hemisferio norte y el registro isotópico de Groenlandia, entonces espero observar una estructura de deglaciación caracterizada por un marcado retroceso de los glaciares poco después de los ~18 ka, seguido de una fase de avance o estabilización glacial durante el periodo ~18,0 - ~14,5 ka correspondiente al HS1 y, finalmente, otro evento de expansión o estabilización glacial entre los ~12,9 y los ~11,7 contemporáneo con el YD, antes del comienzo del Holoceno.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Establecer la estructura y la cronología de las fluctuaciones del lóbulo glacial Golfo Corcovado en Isla Grande y Archipiélago de Chiloé (42° S - 43,5° S), y del lóbulo del Lago Palena/General Vintter (43,5° S) durante la LGT.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Confeccionar una cartografía geomorfológica glacial de IGC y LPV.
2. Analizar el registro estratigráfico de superficie para la identificación directa e indirecta de procesos morfogénicos y medios sedimentarios asociados a los eventos glaciales en IGC y LPV durante la LGT.
3. Establecer una cronología radiocarbónica (sector IGC) y cosmogénica (sector LPV) detallada de las pulsaciones glaciales durante la LGT.
4. Comparar el patrón y cronología de las fluctuaciones del IGC y LPV durante la LGT con otras cronologías glaciales a escala regional y hemisférica.
5. Comparar el patrón y cronología de las fluctuaciones del IGC y LPV durante la LGT con el comportamiento de los SWW propuesto sobre la base de otros indicadores paleoclimáticos.

Capítulo 2 - Marco teórico

2.1 Ciclos glaciales-interglaciales del Pleistoceno

Durante el Pleistoceno (últimos ~2,7 Ma; Ma = millones de años), el clima del planeta ha estado dominada por la alternancia cuasi-periódica de fases frías, llamadas glaciales, y fases cálidas, denominadas interglaciales (EPICA, 2004; Zachos et al., 2001). Durante las fases glaciales el planeta experimentó drásticas reorganizaciones climáticas que condujeron a la aparición de mantos glaciales masivos sobre los continentes, la disminución del nivel del mar, la modificación de las corrientes oceánicas, el descenso de la concentración atmosférica de gases de efecto invernadero y profundos cambios en la composición vegetal de los continentes (Clark et al., 2009).

Actualmente, la “Teoría de Milankovitch” constituye la hipótesis más aceptada para explicar la ocurrencia de estos cambios climáticos pleistocénicos. Esta propone que el volumen de hielo global y, por consiguiente el clima, estaría controlado por la cantidad y distribución de la insolación estival en el hemisferio norte, la cual se vería modificada por la variación cíclica de los parámetros de la órbita y el eje terrestres vinculados con la excentricidad, la oblicuidad y la precesión, los cuales presentan ciclos de ~100.000, ~41.000 y ~23.000/~19.000 años, respectivamente (Berger & Loutre, 1991; Huybers, 2006).

Análisis espectrales conducidos sobre los registros de isótopos estables de oxígeno en testigos de sedimentos marinos y de hielo antártico revelan que, durante los últimos ~800,000 años, los ciclos glaciales-interglaciales han ocurrido al compás de la excentricidad (EPICA, 2004; Hays et al., 1976; Lisiecki & Raymo, 2005). Ya que estos eventos paleoclimáticos fueron primeramente reconocidos en sedimentos marinos, se denominaron Estadíos Isotópicos Marinos (*Marine Isotope Stage; MIS*), siendo numerados en función de la condición paleoclimática imperante. Así pues, los MIS pares reflejan condiciones glaciales, mientras que los MIS impares periodos interglaciales (Emiliani, 1955; Lisiecki & Raymo, 2005; Shackleton & Opdyke, 1973).

2.2 El Último Máximo Glacial

El Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum*; LGM) es la etapa del último ciclo glacial (~123 y ~11,7 ka; Wolff et al., 2010) durante el cual los mantos glaciales continentales alcanzaron su máximo volumen integrado a escala global. Sobre la base del registro de las variaciones del nivel del mar, se ha situado temporalmente entre los ~26,5 y los 19,0 ka coincidiendo con el MIS 2 (Fig. 2.1; Clark et al., 2009). Durante este periodo se estima que la temperatura media global disminuyó entre 4° y 6° C respecto al presente (Braconnot et al., 2007).

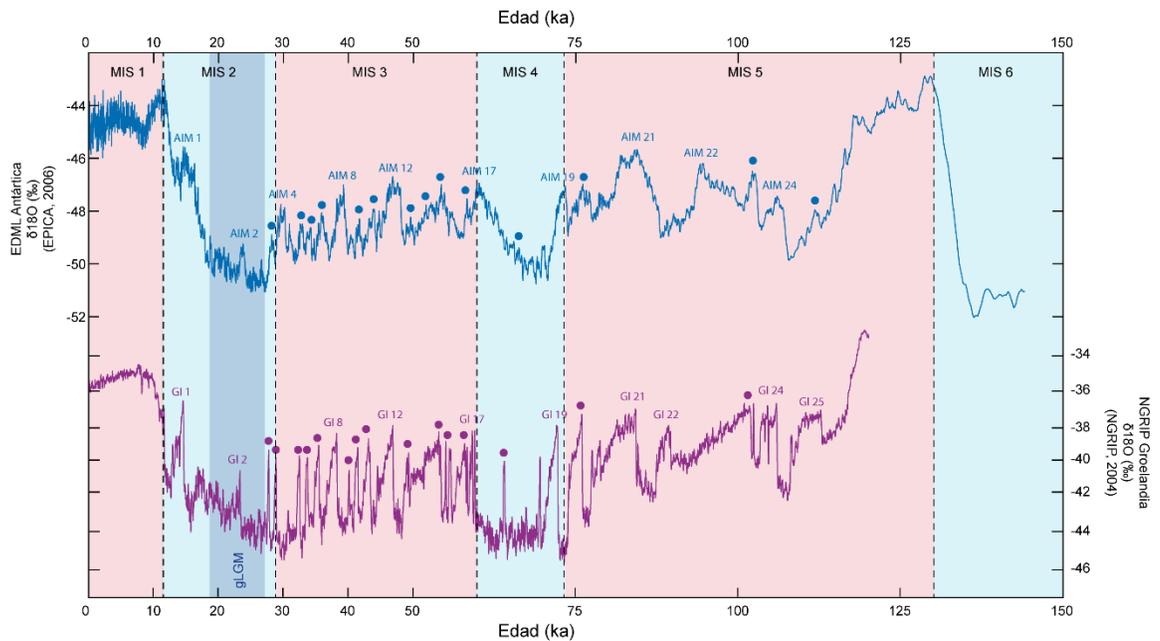


Figura 2.1: Registro isotópico de los testigos de hielo EDML (Antártica) y NGRIP (Groenlandia) durante el último ciclo glacial. Curva azul: registro isotópico antártico del testigo de hielo EDML (EPICA, 2006). Curva morada: registro isotópico groelándico del testigo de hielo NGRIP (NGRIP, 2004). Franjas verticales azules claro indican periodos fríos estadales. Franja vertical azul oscura delimita el Último Máximo Glacial (Clark et al., 2009). Franjas verticales rojas representan periodos cálidos interestadales. Nótese la diferencia en la escala temporal.

Mientras que el hemisferio norte se encontraba dominado por mantos de glaciales masivos que ocupaban el norte de América del Norte, Europa y Asia (Batchelor et al., 2019; Hughes et al., 2016), en el hemisferio sur, la superficie hielo continental era significativamente menor

(excluyendo Antártica), restringiéndose a los mantos de hielos de Patagonia en el sur de América del Sur (Davies et al., 2020), de los Alpes del Sur en Nueva Zelanda (Golledge et al., 2012) y del macizo del Monte Anne en Tasmania (Kiernan et al., 2004).

La presencia de estos mantos glaciales contribuyó a la modificación del sistema climático global mediante la alteración del albedo planetario, los principales ciclos biogeoquímicos y los patrones de circulación atmosférica y oceánica (Clark et al., 1999). De esta manera, el CO₂ atmosférico se desplomó hasta las ~180 ppm (Marcott et al., 2014), el nivel del mar descendió ~134 m a escala global (Lambeck et al., 2014), la intensidad de la circulación termohalina varió respecto a los niveles modernos, probablemente operando bajo un régimen debilitado (Braconnot et al., 2007; Howe et al., 2016; Lynch-Stieglitz et al., 2007) y los principales cinturones de vientos se desplazaron latitudinalmente respecto a sus posiciones actuales (Toggweiler et al., 2006).

2.3 La Última Terminación Glacial

La Última Terminación Glacial (Fig. 2.2) constituye el periodo de transición climática entre las condiciones glaciales del LGM y las interglaciales del Holoceno (~18,0 - ~11,7 ka; Denton et al., 2010), suponiendo el mayor cambio climático de los últimos ~100.000 años (Broecker & van Donk, 1970). Este periodo involucró la desaparición de los mantos de hielos continentales y, por consiguiente, la modificación del albedo planetario, el aumento del nivel del mar (Lambeck et al., 2014) y el incremento del CO₂ atmosférico hasta las ~280 ppm (Marcott et al., 2014), la reactivación de la circulación termohalina (Ritz et al., 2013) y la migración latitudinal de los componentes principales del sistema de circulación atmosférica (Toggweiler et al., 2006).

Gracias al registro isotópico de los testigos de hielo recolectados en Antártica y Groenlandia (Fig. 2.4; Steffensen et al., 2008; WAIS, 2013) se ha reconocido una marcada variabilidad de escala milenial en la estructura general de la LGT, caracterizada por dos fases de calentamiento, interrumpidas por una fase de enfriamiento abrupto (Fig. 2.2). En Antártica el calentamiento característico de la LGT se inicia de manera paulatina en torno a ~18,0 ka, aunque existen registros puntuales en el sector occidental del continente que muestran un leve aumento de las temperaturas a ~22,0 ka (WAIS, 2013), mientras que Groenlandia se mantiene bajo condiciones glaciales hasta los ~14,7 ka durante un periodo denominado como Estadial Heinrich 1 (*Heinrich Stadial 1*; HS1; Bond & Lotti, 1995; Rasmussen et al., 2006; 2014). A continuación, en Antártica, el calentamiento se pausó entre los ~14,5 y los ~12,9 ka, durante un evento

denominado Reversión Fría Antártica (*Antarctic Cold Reversal*; ACR; Jouzel et al., 1995; WAIS Members, 2013). Contemporáneamente, Groelandia sufre un calentamiento repentino seguido durante un enfriamiento gradual, dando lugar a los eventos conocidos como Bølling y Allerød, respectivamente (B/A; NGRIP, 2004). Subsecuentemente, en el momento en que en Antártica se reanuda el calentamiento, en Groelandia se experimenta un retorno abrupto a condiciones glaciales durante un evento conocido como Dryas Reciente (*Younger Dryas*; YD; Steffensen et al., 2008), el cual se desarrolla entre ~12,9 y ~11,7 ka (Rasmussen et al., 2006; Svensson et al., 2008).

Esta secuencia de eventos paleoclimáticos identificados durante la LGT tienen lugar en una condición de antifase temporal entre ambos hemisferios (Fig.2.2; Blunier et al., 1998), lo que sugiere que estos cambios climáticos de escala milenial son sincrónicos pero operan en direcciones climáticas opuestas.

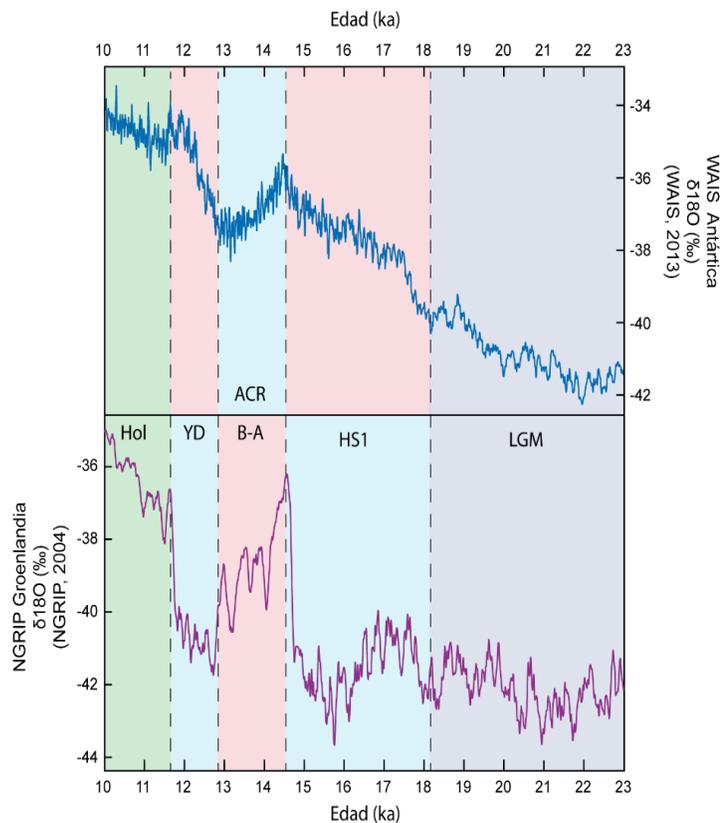


Figura 2.2: Registro isotópico de los testigos de hielo WAIS (Antártica) y NGRIP (Groelandia) durante la LGT. Curva azul: registro isotópico del testigo de hielo antártico WAIS (WAIS, 2013). Curva morada: registro isotópico del testigo groenlandés NGRIP (NGRIP, 2004). Barra morada: condiciones glaciales del LGM. Barra roja: condiciones interstadiales. Barra azul: condiciones estadales. Barra verde: condiciones interglaciales.

Actualmente, la hipótesis de mayor aceptación para explicar la secuencia de eventos paleoclimáticos observados en la transición desde último periodo glacial al actual interglacial, presenta una combinación de mecanismos de carácter glaciológico, orbital, oceánico y atmosférico. De esta manera la LGT se habría iniciado en el hemisferio norte debido (i) a la presencia de mantos glaciales continentales muy extensos con frentes anclados en el fondo marino localizados en regiones especialmente deprimidas debido al ajuste glacioisostático y (ii) al aumento de la insolación estival como consecuencia de la variación de los parámetros orbitales. La existencia de mantos glaciales con “exceso de hielo”, en combinación con el aumento de la insolación estival produciría una elevada inestabilidad glaciológica que promovería un proceso de fusión catastrófico (Raymo, 1997), incrementando el volumen de agua dulce liberada al océano Atlántico Norte. Esta circunstancia conduciría (iii) a un debilitamiento de la circulación termohalina (Broecker, 1998) produciendo el enfriamiento del hemisferio norte, lo que llevaría a inviernos extremadamente fríos y al aumento de la superficie y duración del hielo marino. Esta configuración oceánica generaría (iv) la migración hacia el sur de la zona de convergencia intertropical y de los vientos del oeste en ambos hemisferios (Toggweiler et al., 2006). La suma de las configuraciones atmosféricas y oceánicas anteriores (v) producirían un aumento de temperaturas en la Antártica y el incremento del CO₂ atmosférico como consecuencia del reforzamiento del afloramiento de aguas oceánicas profundas en el Océano Austral (Anderson et al., 2009), promoviendo el inicio de la LGT en el hemisferio sur. Esta organización climática habrían perdurado el tiempo suficiente para sobrepasar el umbral que conduciría al clima global hasta las condiciones interglaciales del Holoceno (Denton et al., 2010).

2.3.1 Reversión Fría Antártica y Dryas Reciente

El ACR constituye el periodo enfriamiento que interrumpe la tendencia general al calentamiento de la LGT en el hemisferio sur (Fig. 2.2; Jouzel et al., 1995; Pedro et al., 2011; WAIS, 2015). Este intervalo ha sido acotado temporalmente con gran precisión gracias al registro isotópico de varios testigos de hielo antárticos entre ~14,5 y ~12,9 ka (Marcott et al., 2014; Pedro et al., 2011; WAIS, 2013), los cuales muestran un descenso paulatino de las temperaturas locales de ~3° C (Jouzel et al., 1995).

La ocurrencia del ACR se atribuye a una expresión del balancín bipolar oceánico (Broecker, 1998; Crowley, 1992; Stocker, 1998), por el cual, ante las condiciones interestadiales del B/A, una fase vigorizada de la circulación termohalina oceánica habría impedido la

transferencia de aguas frías antárticas a través del ecuador promoviendo la reconfiguración del sistema acoplado atmósfera-océano en el hemisferio sur, dando como resultado el enfriamiento del hemisferio sur. Por otro lado, también se han invocado mecanismos atmosféricos para explicar la irrupción del ACR. De esta manera, ante el establecimiento de condiciones interestadiales en el hemisferio norte, los SWW se habrían desplazado hacia el ecuador, posicionando su núcleo sobre latitudes medias del hemisferio sur. Esta situación habría contribuido a debilitar el afloramiento de aguas profundas enriquecidas en CO₂ en el Océano Austral disminuyendo significativamente la inyección de gases de efectos invernadero a la atmósfera y, por tanto, promoviendo un descenso de las temperaturas (Anderson et al., 2009; Toggweiler et al., 2006).

El YD es un evento climático de escala milenial que se extendió entre ~12,9 y ~11,7 ka en el hemisferio norte durante la LGT (Fig. 2.2; Rasmussen et al., 2006; Svensson et al., 2008). Sobre la base de análisis isotópicos de los testigos de hielo groenlandicos se ha estimado que las temperaturas medias locales disminuyeron en torno a los ~10 - ~15° C (Alley, 2000; Kindler et al., 2014) en unas pocas décadas (Steffensen et al., 2008).

Hasta la fecha, varios mecanismos han sido propuesto para explicar la ocurrencia de la excursión climática que supuso el YD. Sin embargo, la hipótesis de mayor aceptación invoca una interrupción de la transferencia de calor desde latitudes tropicales hacia latitudes altas del hemisferio norte promovida por el debilitamiento de la circulación oceánica termohalina. Esta situación habría sido consecuencia de la inyección abrupta de agua dulce proveniente de un gran lago proglacial asociado a los mantos glaciales situados en América del Norte y de la fusión de grandes grupos de témpanos en el Atlántico Norte (Broecker, 1994; Broecker et al., 1989; Murton et al., 2010). Sin embargo, en los últimos años esta hipótesis ha sido cuestionada sobre la base de estudios geomorfológicos y cronológicos en el área anteriormente ocupada por el lago proglacial responsable de la liberación repentina de agua dulce (Fisher et al., 2008; Lowell et al., 2005) y por testigos de sedimentos marinos (Barker et al., 2015; Hodell et al., 2017), los cuales han puesto en duda tanto la cronología del evento de desagüe del paleolago como de la llegada de los témpanos producidos por los mantos de hielo norteamericanos al Atlántico Norte.

En la actualidad, el alcance geográfico de las señales climáticas vinculadas al ACR y el YD es, en cierta medida, elusivo, dificultando la identificación de los mecanismos responsables de su ocurrencia. Por un lado, en el hemisferio sur, modelos numéricos sugieren que el enfriamiento característico del ACR está constreñido entre latitudes polares y los ~40° S (Pedro et

al., 2016). Estos resultados se han comprobado empíricamente en numerosos sitios localizados en Patagonia norte entre los $\sim 41^\circ$ y los $\sim 44^\circ$ S, donde análisis polínicos muestran el establecimiento de especies adaptadas a condiciones frías y húmedas durante este periodo (e.g. Moreno et al., 2015; Moreno & Videla, 2016; Pesce & Moreno, 2014). Del mismo modo, cronologías morrénicas indican una fase de expansión glacial contemporánea con el ACR hasta latitudes medias de América del Sur ($\sim 47^\circ$ S; Davies et al., 2018; Mendelová et al., 2020; Sagredo et al., 2018) y Nueva Zelanda ($\sim 43^\circ$ S; Kaplan et al., 2010; Koffman et al., 2017; Putnam et al., 2010). Adicionalmente, reconstrucciones de la temperatura de la superficie del mar en la costa pacífica Chilena también apuntan a un descenso significativo de las temperaturas durante ACR (Haddam et al., 2018). No obstante, estudios puntuales en los Andes tropicales de Perú a $\sim 10^\circ$ S (Jomelli et al., 2014), en el Sistema Central Ibérico en España a $\sim 40^\circ$ N (Carrasco et al., 2015) y en las montañas de New England en Estados Unidos a $\sim 44,5^\circ$ N (Bromley et al., 2015) han identificado la reanudación de la actividad glacial durante el ACR, sugiriendo el establecimiento local de condiciones frías más allá de las latitudes medias del hemisferio sur, poniendo en entredicho las estimaciones de los modelos numéricos.

Por otro lado, numerosos registros terrestres y oceánicos muestran el establecimiento de condiciones frías durante el YD en el hemisferio norte. Así pues, se ha reportado el enfriamiento de las aguas superficiales del Atlántico entre latitudes medias y bajas (e.g. Bard et al., 2000; Lea et al., 2003), el reanudamiento de la actividad glacial en gran parte de las cordilleras del hemisferio norte (e.g. García-Ruiz et al., 2016; Ivy-Ochs, 2015; Lohne et al., 2012; Palacios et al., 2020; Young et al., 2019) y el aumento en la abundancia de especies alpinas en el centro de Europa y Norteamérica (e.g. López-Saéz et al., 2020; Schwark et al., 2002; Shuman et al., 2002). Sin embargo, en latitudes medias del hemisferio sur, entre los $\sim 41^\circ$ y los $\sim 47^\circ$ S, sobre la base de registros polínicos y fluctuaciones glaciales, se ha observado la persistencia de condiciones relativamente frías y una disminución de las precipitaciones coetáneas con el YD, aunque siempre mostrando una menor magnitud que el ACR precedente (e.g. Mendelová et al., 2020; Moreno et al., 2018), sugiriendo cierta influencia de la señal climática del YD en el hemisferio sur. Así mismo, el análisis estadístico de la señal paleoclimática extraída de varios indicadores en ambos hemisferios sugiere que el YD conllevó a un descenso de la temperatura media global de $\sim 0,6^\circ$ C (Shakun & Carlson, 2010).

Capítulo 3 - Estudios previos

Durante las últimas décadas, numerosos estudios se han enfocado en la reconstrucción de la historia glacial en Patagonia durante la LGT a través de la elaboración de cronologías morrénicas basadas en radiocarbóno e isótopos cosmogénicos. Sin embargo, en casos puntuales, las edades de las morrenas han de considerarse con precaución ya que, o bien no se encuentran acotadas por edades máximas y mínimas de radiocarbono o presentan un número reducido de edades cosmogénicas que, además pueden presentar errores superiores al milenio. Por esta razón, a continuación, se presenta una recopilación crítica de las cronologías glaciales confeccionadas en trabajos previos con el fin de elaborar un modelo conceptual del comportamiento general de los glaciares patagónicos durante la LGT.

3.1 El Manto de Hielo Patagónico

El manto glacial que cubrió las latitudes medias de América del Sur durante el último ciclo glacial se conoce como Manto de Hielo Patagónico (MHP). Depósitos y geoformas glaciales indican el hielo cubrió la Cordillera de los Andes entre los $\sim 38^{\circ}$ S y los $\sim 56^{\circ}$, fluyendo desde la divisoria glaciológica hacia el oeste formando un manto glacial continuo que terminaba en el Océano Pacífico al sur de los $\sim 43^{\circ}$ S, mientras que, hacia el este, presentaba numerosos lóbulos de descarga que se internaban decenas de kilómetros en las estepas patagónicas (Fig. 3.1; Davies et al., 2020; Glasser et al., 2008).

Los primeros estudios dedicados a delimitar la extensión y cronología del MHP se llevaron a cabo a finales del siglo XIX y mediados del siglo XX (Caldenius, 1932; Nordenskjöld, 1899). Sin embargo, no fue hasta el desarrollo de técnicas de datación radiométricas que se ha sabido con certeza que los límites glaciales del MHP representan la actividad glacial ocurrida en Patagonia durante varios ciclos glaciales del Pleistoceno (Rabassa & Coronato, 2009). En la actualidad, numerosos estudios geomorfológicos, estratigráficos y geocronológicos basados en técnicas modernas han conseguido descifrar con gran detalle la historia glacial del MHP durante el LGM (e.g. Denton et al., 1999; Douglass et al., 2006; García et al., 2018; Hein et al., 2010; Kaplan et al., 2004; McCulloch et al., 2005), la LGT (e.g. Ackert et al., 2008; Davies et al., 2018; García et

al., 2012; Mendelová et al., 2020; Sagredo et al., 2018; Strelin et al, 2011) y el Holoceno (e.g. Glasser et al., 2004; Kaplan et al., 2016; Reynhout et al., 2019).



Figura 3.1: Extensión de Manto de Hielo Patagónico hace 35 ka según Davies et al. (2020). En gris aparece la extensión actual de los Campos de Hielo Patagónicos; CPN: Campo de Hielo Patagónico Norte; CPS: Campo de Hielo Patagónico Sur; CCD: Campo de Hielo Cordillera Darwin. Los puntos negros señalan los lóbulos glaciales principales del MHP considerados en este estudio. LLL: lóbulo Lago Llanquihue; LGC: lóbulo Golfo de Cordovado; LPV: lóbulo Lago Palena/General Vintter; LRC: lóbulo Río Cisnes; LBA: lóbulo Lago General Carrera/Buenos Aires; LP: lóbulo Lago Cochrane/Pueyrredón; LLA: lóbulo Lago Argentino; LTP: lóbulo Torres del Paine; LUE: lóbulo Última Esperanza; LEM: lóbulo Estrecho de Magallanes; LBI: lóbulo Bahía Inútil. Modelo digital de elevación SRTM.

3.2 Cronología revisada de las fluctuaciones del Manto de Hielo Patagónico durante la Última Terminación Glacial

La elaboración de un modelo conceptual de la estructura y cronología de las fluctuaciones del MHP en Patagonia durante la LGT se ha realizado considerando las edades radiocarbónicas disponibles, la mayoría de las cuales constituyen edades mínimas, y cosmogénicas que cumplieran con los siguientes requisitos:

1. Las edades cosmogénicas obtenidas exclusivamente de bloques erráticos en reposo y/o enterrados en los puntos culminantes de crestas morrénicas. En los casos en que la interpretación de la geoforma resultara problemática, la edad en cuestión ha sido descartada.
2. Las cronologías cosmogénicas con al menos tres edades por arco morrénico, ya que se considera que es el número mínimo para obtener una aproximación estadísticamente significativa de la edad de la geoforma (Putkonen & Swanson, 2003).

Con el objetivo de favorecer la comparación sistemática de los datos cronológicos publicados, las edades radiocarbónicas han sido recalibradas mediante el programa Calib 7.0.4 (Stuiver & Reimer, 1993) aplicando la curva de ^{14}C atmosférico SHCal13 (Hogg et al., 2013), mientras que las edades cosmogénicas fueron recalculadas con CRONUS V 3.0 (Balco et al., 2008) considerando la tasa de producción de ^{10}Be para Patagonia (Kaplan et al., 2011) y los factores de escala dependiente del tiempo de Lal (1991) y Stone (2000). Así mismo, se asumió una densidad de los bloques morrénicos de $2,65 \text{ g/cm}^3$ y una tasa de erosión superficial de 0 mm/año (i.e. no erosión). Finalmente, las edades radiocarbónicas se presentan como la mediana de la probabilidad acompañada por el error correspondiente a dos desviaciones estándar ($\pm 2\sigma$), mientras que las edades cosmogénicas son reportadas como la media del conjunto de edades obtenidas en cada geoforma en conjunto con el error correspondiente a una desviación estándar ($\pm 1\sigma$) incorporando la propagación de la incertidumbre derivada de la tasa de producción (3%; Kaplan et al., 2011).

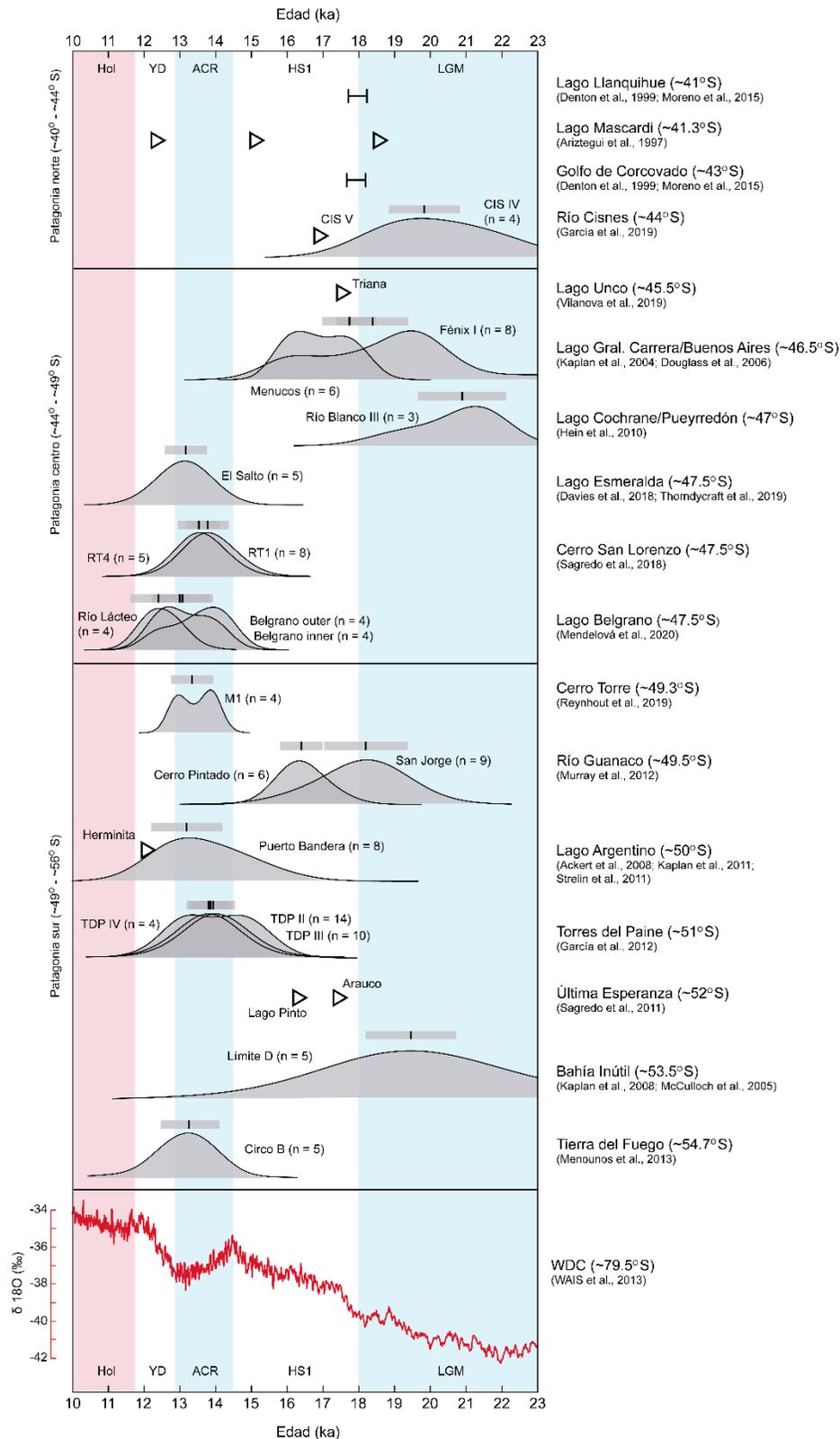


Figura 3.2:
Cronología de las fluctuaciones glaciales en Patagonia durante la fase final del LGM y la LGT. Edades cosmogénicas: Curvas de probabilidad acompañadas de la edad media y 1σ en forma de barra vertical negra y cajas grises. Edades radiocarbónicas máximas y mínimas: Segmento horizontal con esquinas verticales negras. Edades radiocarbónicas mínimas: triángulos negros. $\delta^{18}\text{O}$ testigo de hielo antártico WAIS: Curva roja (WAIS, 2013).

3.1.1 Fluctuaciones glaciales en Patagonia durante la fase final del Último Máximo Glacial y el establecimiento de la Última Terminación Glacial (~18.0 ka)

El registro geomorfológico de Patagonia norte y la cronología radiocarbónica (Fig. 3.2) asociada indican que, en la vertiente pacífica de la Cordillera de los Andes, los lóbulos glaciales de Lago Llanquihue (~41° S), Seno de Reloncaví (~41,5° S), Golfo de Ancud (~42° S) y Golfo de Corcovado (~43° S) experimentaron la fase final de avance o estabilización durante LGM entre $\sim 18,2 \pm 0,2$ y $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka (Denton et al., 1999; Lowell et al., 1995; Moreno et al., 2015). A continuación, los frentes glaciales abandonaron sus posiciones marcando el comienzo de la LGT en la región. Datos cronológicos obtenidos en lagos y secciones estratigráficas asociadas a depósitos glaciales en Chiloé continental indican que los frentes glaciales ya se encontraban cercanos a sus cabeceras andinas a los $\sim 16,7 \pm 0,1$ ka (Moreno, 2020; Moreno et al., 2015), lo que sugiere que tanto el lóbulo Seno de Reloncaví como el lóbulo Corcovado retrocedieron hasta la Cordillera de los Andes en ~1000 años.

En el flanco atlántico de los Andes norpatagónicos, sobre la base de la granulometría de un testigo de sedimentos de Lago Mascardi (~41.3° S), se ha reportado la renudación de la actividad del glaciar de Cerro Tronador hacia el término del LGM a $\sim 18,4 \pm 0,3$ ka (Fig. 3.2; Ariztegui et al., 1997).

Más hacia el sur, edades cosmogénicas obtenidas en morrenas depositadas por el lóbulo de Río Cisnes (~44,5° S) señalan la culminación de una fase de avance glacial a $\sim 19,8 \pm 1,2$ ka anidada en el interior las morrenas más externas del LGM (García et al., 2019).

En Patagonia centro (Fig. 3.2), recientemente, se ha reportado una edad radiocarbónica basal extraída de de Lago Unco (~45,5° S) que sitúa el abandono del lóbulo Coyhaique/Balmaceda de las morrenas Triana previamente a los $\sim 17,5 \pm 0,2$ ka, marcando el inicio local de la LGT (Fig. 3.2; Vilanova et al., 2019).

Más al sur, edades cosmogénicas y de radiocarbono asociadas a varves glaciolacustres sugieren que el lóbulo Lago General Carrera/Buenos Aires (~46.5° S) abandonó su posición final durante el LGM en la morrena Fénix I entre $\sim 18,5 \pm 1,5$ y $\sim 18,1 \pm 0,2$ ka, respectivamente, marcando el inicio de la LGT en la región (Fig. 3.1; Bendle et al., 2017; Douglass et al., 2006; Kaplan et al., 2004).

Inmediatamente al sur de la localidad anterior, edades cosmogénicas sitúan el abandono del lóbulo de Lago Cochrane/Pueryrredón ($\sim 47,5^\circ$ S) del límite Río Blanco III a los $\sim 20,7 \pm 1,3$ ka (Fig. 3.2). Adicionalmente, los autores obtuvieron una única edad cosmogénica en un potencial límite más interno denominado Río Blanco IV de $\sim 19,1 \pm 1,0$ ka, la cual proponen como el inicio local de la LGT (Hein et al., 2010). Adicionalmente, edades radiocarbónicas basales obtenidas en lagos ubicados decenas de kilómetros aguas arriba en el Valle de Chacabuco señalan que el hielo ya había descubierto el área a $\sim 19,4 \pm 0,1$ ka (Henríquez et al., 2017; Villa-Martínez et al., 2012). Por lo tanto, las evidencias geomorfológicas y cronológicas sugieren que, probablemente, el lóbulo Lago Cochrane/Pueyrredón inició una fase de retroceso extensivo a los $\sim 20,9 \pm 1,0$ ka (Hein et al., 2010; Henríquez et al., 2017; Villa-Martínez et al., 2012). No obstante, este comportamiento podría haber estado condicionado por factores locales como la formación de lagos proglaciales que enmascararon la actividad glacial durante la fase terminal del LGM (Thorndycraft et al., 2019).

Varias cronologías morrénicas obtenidas en Patagonia sur (Fig. 3.2) permiten situar temporalmente el inicio de la LGT en la región. Así pues, en el valle del Río Guanaco ($\sim 49,5^\circ$ S), se ha reportado la presencia de un arco morrénico denominado San Jorge con una edad de $18,1 \pm 1,4$ ka (Murray et al., 2012). Más al sur, sobre la base de edades radiocarbónicas mínimas, se ha propuesto que el lóbulo Última Esperanza ($\sim 52^\circ$ S) abandonó las morrenas Arauco antes de $\sim 17,5 \pm 0,2$ ka (Sagredo et al., 2011). En Tierra del Fuego ($\sim 53,6^\circ$ S), edades cosmogénicas sitúan el abandono del lóbulo Bahía Inútil desde su posición más interna, Límite D, a los $\sim 19,6 \pm 1,2$ ka (Kaplan et al., 2007; McCulloch et al., 2005).

3.1.2 Fluctuaciones glaciales en Patagonia durante el Estadal Henrich 1 ($\sim 18,0 - \sim 14,5$ ka)

Hasta la fecha, las evidencias de avances o estabilizaciones glaciales durante el HS1 en Patagonia son puntuales y poco fiables en su control cronológico.

En Patagonia norte, la granulometría de Lago Mascardi señala la ocurrencia de una fase de expansión de los glaciares de Cerro Tronador en torno a $\sim 14,9 \pm 0,3$ ka (Ariztegui et al., 1997), coincidiendo con el final del HS1 (Fig. 3.2).

En Patagonia sur, concretamente en el valle de Río Guanacos, se ha reportado una edad cosmogénica de $\sim 16,4 \pm 1,4$ ka para la morrena más interna del sitio, denominada Cerro Pintado (Murray et al., 2012). Más al sur, en Última Esperanza, una edad radiocarbónica basal obtenida

en Lago Pintito indica que el frente glacial ocupó dicha posición poco antes de $\sim 16,4 \pm 0,1$ ka (Fig. 3.2; Sagredo et al., 2011).

3.1.3 Fluctuaciones glaciales en Patagonia durante la Reversión Fría Antártica ($\sim 14,5$ - $\sim 12,9$ ka)

Actualmente, las evidencias de actividad glacial en la región durante el ACR se encuentran abundantemente distribuidas entre Patagonia centro y sur exclusivamente (Fig. 3.2). Mientras que la dinámica glacial en Patagonia norte durante este periodo aún permanece desconocida ya que hasta la fecha no ha sido posible identificar morrenas potencialmente formadas durante el ACR.

En Patagonia centro, existen numerosas evidencias geomorfológicas y cronológicas de la renovación de la actividad glacial durante el ACR. Sin embargo, el control cronológico de una porción significativa de las morrenas datadas en la zona se compone de menos de tres edades de ^{10}Be por arco morrénico (e.g. Davies et al., 2018; Glasser et al., 2012; Thorndycraft et al., 2019). En este escenario, las cronologías morrénicas más robustas que acotan la actividad glacial coetánea con el el ACR provienen de dataciones cosmogénicas obtenidas en las inmediaciones del cerro San Lorenzo/Cochrane ($\sim 47,5^\circ\text{S}$; Fig. 3.2). En esta zona, el glaciar del valle del río Tranquilo depositó una secuencia de morrenas, denominadas entre RT1 y RT4, entre los $\sim 13,5 \pm 0,6$ y los $\sim 13,4 \pm 0,6$ ka (Sagredo et al., 2018). De la misma manera, el glaciar Calluqueo construyó la morrena Lago Esmeralda a los $\sim 13,2 \pm 0,5$ ka (Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019). Finalmente, los glaciares que ocuparon la cuenca de Lago Belgrano y el valle del Río Lácteo ($\sim 47,5^\circ\text{S}$) también reanudaron su actividad en torno a los $\sim 13,1 \pm 0,9$ y los $\sim 12,9 \pm 0,7$ ka (Mendelová et al., 2020).

En Patagonia sur (Fig. 3.2), evidencias claras de avances glaciales contemporáneos con el ACR son ubicuas en toda la región. En valle del Cerro Torre, edades cosmogénicas sitúan la formación de la morrena M1 en torno a $\sim 13,5 \pm 0,5$ ka (Reynhout et al., 2019). En Lago Argentino ($\sim 50^\circ\text{S}$), numerosas edades radiocarbónicas y cosmogénicas indican la construcción de los complejos morrénicos PB entre los $\sim 13,2 \pm 1,0$ y $\sim 12,1 \pm 0,2$ ka (Ackert et al., 2008; Strelin et al., 2011). Más al sur, en Torres del Paine ($\sim 51^\circ\text{S}$), un elevado número de edades cosmogénicas informan de la renovación de la actividad glacial a los $\sim 14,0 \pm 0,7$ ka (García et al., 2012; Moreno et al., 2009), periodo durante el cual se depositaron los arcos morrénicos TDPII, TDPIII y TDPIV. Finalmente, en Tierra del Fuego ($\sim 54,7^\circ\text{S}$), se han reportado morrenas cuyas edades cosmogénicas

varían entre $\sim 14,7 \pm 1,4$ y $\sim 13,4 \pm 1,0$ ka en Laguna Esmeralda y un circo glacial en las inmediaciones de Ushuaia, respectivamente (Menounos et al., 2013).

3.1.4 Fluctuaciones glaciales en Patagonia durante el Dryas Reciente ($\sim 12,9$ - $\sim 11,7$ ka)

Las evidencias de avances o estabilizaciones glaciales durante el YD en Patagonia son escasas o se sostienen sobre cronologías poco robustas (e.g. Sagredo et al., 2018). De esta manera, en Patagonia norte (Fig. 3.2), la granulometría de un testigo de sedimentos de Lago Mascardi sugiere que los glaciares de Cerro Tronador avanzaron o se estabilizaron a $\sim 12,2 \pm 0,1$ ka coetáneamente con el YD (Ariztegui et al., 1997).

En Patagonia centro (Fig. 3.2), las evidencias de actividad glacial durante el YD más sólidas provienen del valle de Río Lácteo, donde cuatro edades de ^{10}Be sitúan la culminación de un evento glacial a los $\sim 12,4 \pm 1,0$ ka (Mendelová et al., 2020).

En Patagonia sur (Fig. 3.2), la única evidencia de pulsos glaciales contemporáneos con el YD proviene de Lago Argentino, donde edades radiocarbónica mínimas, en conjunto con dataciones cosmogénicas, situán el fin de la construcción de las morrenas Herminita a los $\sim 12,1 \pm 0,5$ ka (Kaplan et al., 2011; Strelin et al., 2011).

3.3 Modelo general de las fluctuaciones glaciales en Patagonia durante la Última Terminación Glacial

En conjunto, las cronologías morrénicas basadas en ^{14}C y ^{10}Be (Fig. 3.2) sugieren que los glaciares patagónicos respondieron en cuasi-sincronía a la secuencia de cambios climáticos de escala milenial ocurridos durante la LGT detectados en los testigos de hielo polar (EPICA, 2004; NGRIP, 2004; WAIS, 2013).

De esta manera, los lóbulos principales del MHP habrían comenzado a retroceder extensivamente en torno a los $\sim 18,4$ ka (Fig. 3.3), dando inicio de la LGT (e.g. Bendle et al., 2017; Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015; Sagredo et al., 2011). Aunque existen algunas excepciones puntuales (e.g. Garcia et al., 2019; Hein et al., 2010; Henríquez et al., 2017; Villa-Martínez et al., 2012), se puede asumir tentativamente que la mayor parte de los glaciares patagónicos respondieron simultáneamente ante el calentamiento observado en los testigos de hielo antárticos durante el inicio de la LGT (Fig. 3.3; EPICA, 2004; WAIS, 2013).

La tendencia al retroceso generalizado de los márgenes glaciales del MHP se mantendría durante el HS1. No obstante, existen evidencias puntuales que sugieren la ocurrencia de reavances menores o estabilizaciones durante la deglaciación en Patagonia en torno a ~16,0 ka (Fig. 3.2; Ariztegui et al., 1997; Murray et al., 2012; Sagredo et al., 2011; Sagredo et al., 2018). La falta de registro de actividad contemporánea tanto en Patagonia norte como centro impide evaluar con certeza la naturaleza de este evento glacial. De cualquier modo, el retroceso generalizado de los glaciares patagónicos durante el HS1 concuerda con el calentamiento observado en los testigos de hielo antárticos durante este intervalo (Fig. 3.3; EPICA, 2006; WAIS, 2013).

Numerosos registros morrénicos señalan la reanudación de la actividad glacial en Patagonia centro y sur durante el ACR. Es más, las evidencias geomorfológicas indican que varios glaciares patagónicos experimentaron múltiples fases de reavance o estabilización que construyeron entre tres (i.e. Lago Argentino; Ackert et al., 2008; Kaplan et al., 2011; Strelin et al., 2011) y cuatro (i.e. Cerro San Lorenzo; Sagredo et al., 2018) arcos morrénicos bien definidos entre ~14,0 y ~13,0 ka de manera sincrónica y en consonancia con el enfriamiento detectado en registro isotópico de los testigos de hielo antárticos (Fig. 3.3; Pedro et al., 2011).

Finalmente, las cronologías morrénicas disponibles sugieren que durante el YD se produjeron reavances de poca magnitud en comparación con el ACR, o estabilizaciones puntuales dentro de una tendencia de retroceso generalizado entre los ~12,4 y los ~12,1 ka en Patagonia (Fig. 3.3; Ariztegui et al., 1997; Kaplan et al., 2011; Mendelová et al., 2020; Sagredo et al., 2018). Aunque el error asociado a la edad de estas morrenas solapa con el final del ACR, la posición morfoestratigráfica de éstas al interior de las morrenas asignadas al ACR, sugiere que fueron formadas tras un periodo de marcada retracción glacial y que, por tanto, fueron originadas por un pulso glacial de escasa magnitud posterior al fin del ACR. Este avance o estabilización glacial contrasta con el registro de $\delta^{18}\text{O}$ de los testigos de hielo antárticos, los cuales indican calentamiento durante este intervalo (Fig. 3.3; EPICA, 2004; WAIS, 2013), por lo que podrían estar reflejando la influencia de condiciones locales en la dinámica glacial o el enfriamiento detectado en los testigos de hielo groenlandésicos (Rasmussen et al., 2006; Steffensen et al., 2008).

Patagonia norte (~40° - ~44° S)

Registro glacial
LLL + SR + IGC (Denton et al., 1999)
LM (Ariztegui et al., 1997)
IGC (García, 2012)
RC (García et al., 2018)

Registro polínico
CP + TH (Moreno et al., 2015)
LP (Moreno et al., 2018)
LES (Moreno & Videla, 2016)
LLP (Pesce & Moreno, 2014)

Registro marino
MD07-3100 (Haddam et al., 2018)

Patagonia centro (~44° - ~49° S)

Registro glacial
LBA (Kaplan et al., 2004;
Douglass et al., 2006; Bendle et al., 2017)
LP (Hein et al., 2010)
CSL (Sagredo et al., 2018;
Mendelová et al., 2020)

Patagonia sur (~49° - ~56° S)

Registro glacial
CT (Reynhout et al., 2019)
RG (Murray et al., 2012)
LA (Kaplan et al., 2011;
Strelin et al., 2011;
Ackert et al., 2008)
TDP (Moreno et al., 2009;
García et al., 2012)
SUE (Sagredo et al., 2011)
TdF (Menounos et al., 2013)
CCI (Hall et al., 2013)

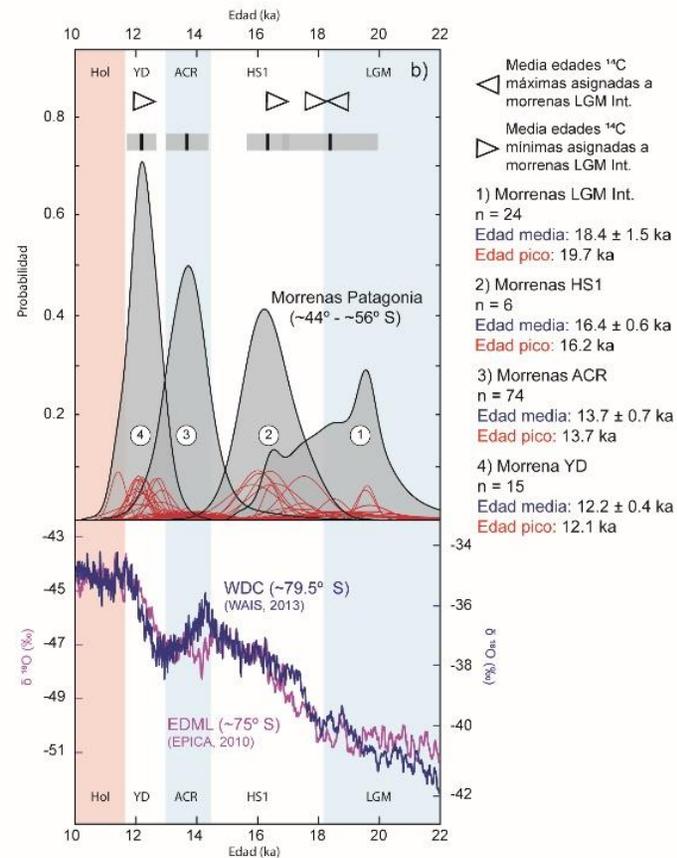


Figura 3.3: Trabajos previos dedicados a la evolución paleoclimática de Patagonia durante la LGT. a) Localización de los registros paleoclimáticos de detalle en Patagonia. Modelo digital de elevación SRTM. b) Cronología glacial unificada de Patagonia durante la LGT. Triángulos: Media de edades radiocarbónicas mínimas asignadas al inicio de la LGT; 1) Morrenas asignadas al inicio de la LGT; 2) Morrenas asignadas al HS1; 3) Morrenas asignadas al ACR; 4) Morrenas asignadas el YD. Curva azul: Registro isotópico del WDC en Antártica (WAIS, 2013). Curva morada: Registro isotópico del EDML en Antártica (EPICA, 2010).

3.4 Cambios climáticos en Patagonia norte durante la Última Terminación Glacial

Ya que las evidencias directas de actividad glacial en Patagonia norte solo abarcan la primera fase de la LGT (e.g. Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015), a continuación expongo los resultados obtenidos de otros indicadores paleoclimáticos tales como análisis polínicos de testigos de sedimentos de turberas y lagos (e.g. Iglesias et al., 2016; Markgraf et al., 2013; Moreno & Videla, 2016; Moreno et al., 2018; Pesce & Moreno, 2014; Whitlock et al., 2006), así como análisis de alkenonas, análogos modernos e isótopos estables de oxígeno conducidos en testigos de sedimentos marinos (e.g. Haddam et al., 2018; Kaiser et al., 2005; Lamy et al., 2007; Lamy et al., 2004).

Numerosas reconstrucciones paleoecológicas a lo largo de ambos flancos de la Cordillera de los Andes, especialmente en la vertiente pacífica, han permitido reconstruir con precisión la secuencia de cambios climáticos ocurridos en Patagonia norte durante la LGT. Tomados en conjunto, los datos palinológicos extraídos en la vertiente pacífica indican la colonización de especies arbóreas típicas del bosque norpatagónico húmedo (*Nothofagus*) poco después de ~17,8 ka, alcanzando máximos interestadiales en torno a ~16,7 ka durante el comienzo de la LGT. Este intervalo se ha interpretado como un periodo cálido y seco (Moreno et al., 2015, 2018; Moreno & Videla, 2016; Pesce & Moreno, 2014). En contraste, la información paleoecológica de la vertiente atlántica muestra que la máxima abundancia de *Nothofagus* se alcanzó alrededor de los ~14,0 ka (Iglesias et al., 2016; Iglesias et al., 2014; Markgraf et al., 2013; Whitlock et al., 2006).

Subsecuentemente, un aumento de coníferas higrófilas del género *Fitzroya*, en conjunto con especies indicadoras del nivel de los lagos de la vertiente pacífica de Patagonia norte, indican un incremento de precipitaciones en torno a ~16,3 ka, seguido de la aparición de especies termófilas asociadas a los bosques norpatagónicos entre ~16,0 y ~14,8 ka (Moreno, 2020; Pesce & Moreno, 2014). Hasta la fecha, este evento húmedo no ha sido detectado en el registro palinológico de la vertiente atlántica de los Andes norpatagónico (Iglesias et al., 2016).

A continuación, la mayor parte de los registros palinológicos de la vertiente pacífica de Patagonia norte muestran un aumento significativo en la presencia de *Podocarpus nubigena* entre los ~14,5 y los ~12,2 ka, alcanzando su máxima abundancia hacia ~13,4 ka, durante el ACR (Moreno et al., 2015, 2018; Moreno & Videla, 2016; Pesce & Moreno, 2014). Por el contrario, los registros obtenidos en la región norpatagónica atlántica no muestran variaciones contemporáneas

significativas de *Podocarpus*. Es más, los registros más septentrionales señalan la aparición de *Nothofagus* entre los ~15,0 y los ~13,1 ka, lo que se ha atribuido a condiciones cálidas y húmedas (Iglesias et al., 2016; Markgraf et al., 2013; Whitlock et al., 2006). Las divergencias entre las reconstrucciones paleoecológicas llevadas a cabo en las vertientes opuestas de los Andes Norpatagónicos pueden explicarse por las diferencias en la riqueza palinológica de los registros, circunstancia que podría haber estado promovida por la distribución espacial de las precipitaciones en la región (Jara et al., 2019).

Posteriormente, las variaciones de las formaciones vegetales durante el YD son menos evidentes entre ambas vertientes andinas. En el flanco pacífico de los Andes norpatagónicos, parte del registro palinológico muestra un aumento en la abundancia de *Weinmannia trichosperma* y carbón macroscópico a partir de ~13,0 ka (Moreno & Videla, 2016; Pesce & Moreno, 2014). La presencia de esta especie oportunística e intolerante a la sombra, a la vez que el aumento de carbón, sugieren una mayor frecuencia de incendios forestales bajo condiciones climáticas frías y más secas o con precipitaciones más variables respecto al ACR. Por el contrario, el registro palinológico y de carbón obtenido en el flanco atlántico de los Andes norpatagónicos muestra resultados variables que no permiten determinar con precisión los cambios en la vegetación o la frecuencia de incendios forestales durante este intervalo (Iglesias et al., 2016; Markgraf et al., 2013; Whitlock et al., 2006).

Los testigos de sedimentos marinos ODP-1233 y MD03-3100, obtenidos en la costa pacífica de Patagonia norte (~41° S), han contribuido significativamente a la definición de la variabilidad climática de la LGT mediante la reconstrucción de los cambios de la temperatura de la superficie del mar en el Pacífico Suroriental (Haddam et al., 2018; Kaiser et al., 2005; Kaiser & Lamy, 2010; Lamy et al., 2004). En conjunto, los resultados señalan que las temperaturas de la superficie del mar presentan un patrón similar al observado en los testigos de hielo antárticos (Lamy et al., 2004), el cual se caracteriza por un aumento de las temperaturas general de ~8-9° C, repartidos en dos fases de calentamiento interrumpido por un intervalo milenario de retorno a condiciones frías durante el ACR (Haddam et al., 2018; Kaiser et al., 2005).

El registro de alkenonas extraído de ODP-1233 (Kaiser et al., 2005; Kaiser & Lamy, 2010; Lamy et al., 2007; Lamy et al., 2004) sitúa un aumento de la temperatura de la superficie oceánica alrededor de ~19,8 ka, lo que se ha interpretado como el inicio de la LGT. A continuación, se detecta una estabilización de la temperatura superficial del mar entre los ~16,7 y los ~12,7 ka,

coincidiendo con el HS1 y el ACR. Y, finalmente, otro pulso de aumento de temperaturas entre los ~12,7 y los ~12,1 ka durante el YD.

Aunque los resultados del testigo marino ODP-1233 ofrecen información de gran valor para el estudio de la evolución paleoclimática de Patagonia norte, el control cronológico del testigo considera el efecto reservorio de carbono marino medio global de ~400 años, lo que puede llevar a errores significativos en el establecimiento de la secuencia temporal de los eventos climáticos de escala milenial ocurridos durante la LGT.

Más recientemente, los registros de análogos modernos e isótopos de oxígeno obtenidos del testigo MD03-3100 (Haddam et al., 2018), cuyo modelo cronológico se ha elaborado considerando un efecto reservorio regional de ~1320 años calculado mediante la sincronización de dataciones radiocarbónicas de tefras depositadas tanto en ambientes marinos como terrestres de la región (Siani et al., 2013), señalan el inicio del aumento de la temperatura superficial del mar característico de la LGT a ~18,0 ka. Subsecuentemente, se observa una reversión de esta tendencia entre ~14,4 y ~12,5 ka, la cual alcanzó un mínimo de temperaturas a los ~13,0 ka, coetáneamente con el ACR. Finalmente, el calentamiento se reanuda a los ~12,5 ka hasta alcanzar su máximo torno a ~11,7 ka.

En conjunto, las reconstrucciones paleoclimáticas realizadas en Patagonia norte basadas en indicadores terrestres y marinos concuerdan en que la LGT comenzó con un aumento abrupto de las temperaturas, tanto en el océano como en el continente, en torno a los ~18,0 ka. Este pulso de calentamiento se vio interrumpido por un leve enfriamiento durante el ACR (~14,5 – ~12,9 ka), aunque existen testigos marinos que detectan este evento (i.e. ODP-1233). Finalmente, la región experimentó una última etapa de calentamiento más suave y precipitaciones escasas durante el YD (~12,9 - ~11,7 ka).

Capítulo 4 - Área de estudio

4.1 Patagonia

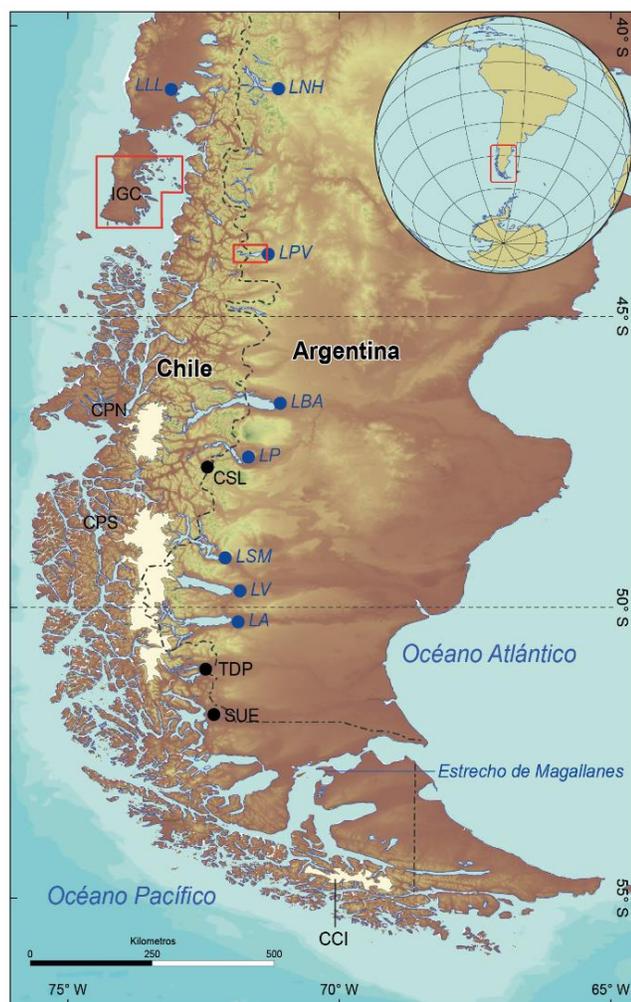


Figura 4.1: Mapa de localización de las áreas de estudio (recuadros rojos) en Patagonia. Puntos azules representan lagos; LLL: Lago Llanquihue; LNH: Lago Nahuel Huapi; LPV: Lago Palena/General Vintter; LBA: Lago General Carrera/Buenos Aires; LP: Lago Cochrane/Pueyrredón; LSM: Lago O'Higgins/San Martín; LV: Lago Viedma; LA: Lago Argentino. Puntos negros representan áreas terrestres; CSL: Cerro Cochrane/San Lorenzo; TDP: Torres del Paine; SUE: Seno Última Esperanza. IGC: Isla Grande de Chiloé; CPN: Campo de Hielo Patagónico Norte; CPS: Campo de Hielo Patagónico Sur; CCI: Campo de Hielo Cordillera Darwin. Modelo digital de elevación SRTM.

Patagonia es el territorio más austral del continente Sudamericano, repartiéndose entre Chile y Argentina (Fig. 4.1). Aunque no existen criterios formales para delimitar su extensión, comúnmente se considera como el territorio que se despliega latitudinalmente entre los $\sim 40^\circ$ y los $\sim 56^\circ$ S, alcanzando longitudinalmente los océanos Pacífico y Atlántico (Coronato et al., 2008).

Ya que el territorio patagónico se desarrolla sobre diversas unidades geológicas, ecológicas y climáticas, en la literatura científica es común dividir la región en los sectores norte, centro y sur, los cuales se emplazan entre los $40^\circ - 44^\circ$ S, los $44^\circ - 49^\circ$ S y los $49^\circ - 56^\circ$ S, respectivamente (Coronato et al., 2008).

En términos fisiográficos, el sector pacífico norpatagónico se articula sobre un territorio montañoso donde predominan macizos graníticos y edificios volcánicos rodeados por una intrincada red de valles de origen glacial. La costa pacífica de Patagonia se distingue por la presencia de numerosas islas e islotes individualizadas por una extensa red de canales marinos y fiordos. Este territorio sostiene una densa formación boscosa dominada por individuos del género *Nothofagus*. En contraste, el sector atlántico patagónico se articula sobre una extensa llanura con escasa vegetación arbórea, comúnmente conocida como estepa patagónica. La unidad fisiográfica más significativa de esta región está representada por las extensas cuencas lacustres de origen glacial que se desarrollan entre los Andes y el Océano Atlántico. Entre estos, destaca los lagos bi-nacionales General Carrera/Buenos Aires, el cual constituye el cuerpo de agua dulce más extenso de Patagonia, Cochrane/Pueyrredón y O'Higgins/San Martín, además de los lagos argentinos Viedma y Argentino.

Otro rasgo destacable del territorio patagónico es la presencia de los Campos de Hielo Patagónicos, los cuales constituyen las masas de hielo continental de mayor superficie en el hemisferio sur, excluyendo Antártica, ocupando una extensión de ~ 15.000 km² (Gourlet et al., 2016). Estos cuerpos de hielo masivos se localizan en Patagonia centro y sur, mientras que la porción septentrional de la región se caracteriza por la presencia de glaciares de circo, de valle y algunos casquetes glaciales asociados a conos volcánicos cuaternarios.

4.2 Contexto climático de Patagonia

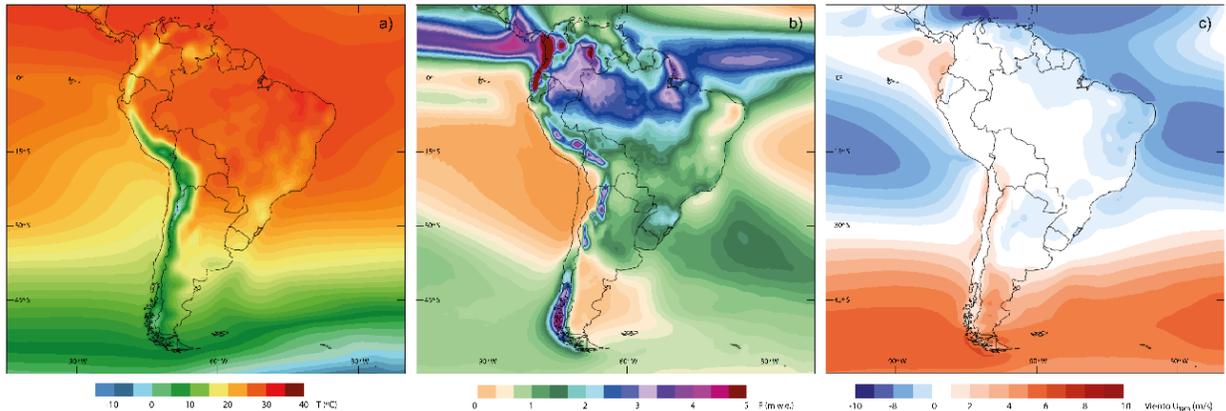


Figura 4.2: Climatología de América del Sur. a) Mapa de temperaturas de América del Sur y principales componentes de circulación atmosférica y oceánica. b) Mapa de precipitaciones de América del sur. c) Mapa de velocidad del viento U_{10m} de América del Sur. Datos de reanálisis ERA-Interim para el periodo 1979 – 2018 (Dee et al., 2011). Imágenes extraídas de Climate Reanalyzer del Climate Change Institute de la University of Maine, USA (<https://climatereanalyzer.org>).

Patagonia se localiza en el sector extratropical de América del Sur (i.e. $\sim 30^\circ - \sim 56^\circ S$) y, por tanto, su clima se encuentra bajo la influencia directa de los SWW y las tormentas asociadas a su eje de influencia (Fig. 4.2). La distribución espacial de las temperaturas y las precipitaciones en Patagonia está fuertemente condicionada por la presencia de la Cordillera de los Andes, la cual alcanza elevaciones de ~ 2000 m.s.n.m., produciendo un efecto orográfico que da lugar a un marcado gradiente zonal en las precipitaciones (Viale et al., 2019). De esta manera, mientras que Patagonia occidental (pacífica) exhibe un clima templado de estacionalidad moderada e hiperhúmedo que alcanza precipitaciones anuales medias entre 5000 y 10000 mm, Patagonia oriental (atlántica) presenta un clima árido de marcada estacionalidad con precipitaciones anuales menores a los 300 mm (Garreaud et al., 2013).

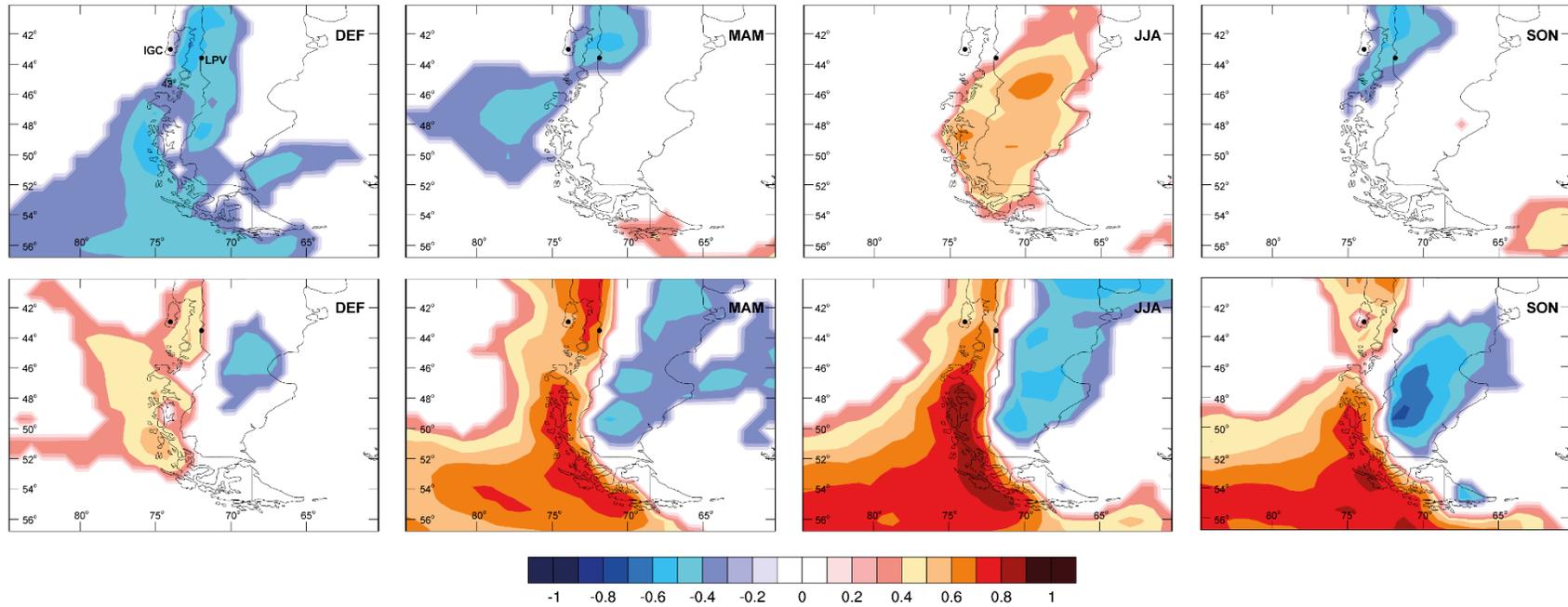
Análisis climáticos muestran una fuerte correlación entre la intensidad de los SWW y las precipitaciones en Patagonia occidental (Fig. 4.3). Por consiguiente, una intensificación (debilitamiento) de los vientos zonales darán lugar a un aumento (reducción) de las precipitaciones independientemente de la latitud considerada. Un patrón similar, aunque de signo contrario, se observa en las temperaturas, especialmente en la amplitud térmica anual (Fig. 4.3). Así pues, años de vientos zonales fuertes (débiles) darán lugar a veranos fríos (cálidos) e

inviernos cálidos (fríos), incrementando (disminuyendo) la estacionalidad de las temperaturas (Fig. 4.3; Garreaud et al., 2013).

A escala estacional, el clima patagónico está modulado por la migración latitudinal del eje de influencia de los SWW. Así pues, este se desplaza hacia el polo durante el verano austral (diciembre-enero-febrero) situándose a los 50° S, adquiriendo una trayectoria continua a lo largo del Océano Austral. Mientras que en invierno (junio-julio-agosto) migra hacia el ecuador, situándose a los 40° S, interrumpiendo su continuidad hemisférica (Garreaud et al., 2013). En términos generales, este comportamiento ocasiona que durante el verano se produzca una condición de antifase entre Patagonia norte/centro y Patagonia sur, así pues, la primera región se encontrará bajo anomalías negativas (i.e. debilitamiento SWW), mientras que la segunda será afectada por una anomalía positiva (i.e. reforzamiento SWW) de la intensidad de los vientos zonales (Garreaud et al., 2013). Durante las últimas décadas, los modelos muestran un debilitamiento generalizado de los SWW en Patagonia norte/centro, especialmente durante el invierno, y un reforzamiento de estos, mayormente estival, en Patagonia sur (Garreaud et al., 2013).

Adicionalmente, se ha observado que las precipitaciones en el flanco oriental de la Cordillera de los Andes en los sectores norte y centro de Patagonia tienden a experimentar un ligero incremento cuando la intensidad de los SWW disminuye (Garreaud et al., 2013). Recientemente, se ha propuesto que esta circunstancia podría estar motivada por la llegada de humedad subtropical de origen atlántico transportada por vientos del este (Agosta et al., 2015; Berman et al., 2012; Quade & Kaplan, 2017) .

1



2 Figura 4.3: Influencia de los Vientos del Oeste en los parámetros climáticos en Patagonia. Fila superior: Correlación estacional (0.95 significancia) entre los vientos
3 zonales U_{10m} (componente total de la dirección del viento a 10 m) y temperatura. Fila inferior: Correlación estacional (0.95 significancia) entre los vientos zonales U_{10m}
4 y precipitaciones. Datos de reanálisis ERA-Interim para el periodo 1979 – 2018 (Dee et al., 2011). Puntos negros: Áreas de estudios; IGC: Isla Grande de Chiloé; LPV:
5 Lago Palena/General Vintter. Imágenes extraídas de Climate Reanalyzer del Climate Change Institute de la University of Maine, USA (<https://climatereanalyzer.org>).

6

7

8

4.3 Patagonia norte (40° - 44° S)

Patagonia norte se despliega entre la Región de los Ríos, la Región de los Lagos e Isla Grande de Chiloé en Chile, frecuentemente nombrada en la literatura científica como *Chilean Lake District* (Denton et al., 1999; Heusser, 1974; Mercer, 1972; Porter, 1981) y las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut en Argentina.

4.3.1 Geología y dominios morfoestructurales de Patagonia norte

Patagonia norte se articula, de oeste a este, sobre los dominios morfoestructurales de la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal de los Andes en Chile y la Pre-Cordillera en Argentina (Ruiz, 2013; SERNAGEOMIN, 2003).

La Cordillera de la Costa (Fig. 4.4) se extiende latitudinalmente en el sector occidental de Patagonia norte limitando al oeste con la plataforma continental pacífica y hacia el este con el Depresión Central. Consiste en un alineamiento montañoso que alcanza elevaciones máximas de ~900 con una dirección NNE, compuesto mayormente por rocas metamórficas Paleozoicas (SERNAGEOMIN, 2003). Hacia el este, la Depresión Central (Fig. 4.4) constituye un área deprimida rellena de secuencias sedimentarias marinas transgresivas del Mioceno y depósitos glaciales y volcánicos del Cuaternario (SERNAGEOMIN, 2003) encajados entre Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal de los Andes. Ésta última se compone en su mayor parte por granitoides del Cretácico Inferior y el Mioceno (SERNAGEOMIN, 2003). En el sector septentrional de Patagonia, la Cordillera Principal de los Andes alcanza una elevación promedio de ~2000 m.s.n.m. en la que destacan los edificios correspondientes a estratovolcanes Cuaternarios que pueden superar los 3000 m.s.n.m. Finalmente, el dominio pre-cordillerano andino (Fig. 4.4) se enclava al este de la Cordillera Principal de los Andes, en territorio argentino. Esta unidad se articula sobre materiales volcánicos de edad Jurásica, Cretácica y Miocena y materiales sedimentarios del Cuaternario (Fernández-Paz et al., 2018). En términos morfológicos, esta unidad se caracteriza por la presencia de cordones montañosos con una orientación preferente N-S que alcanzan una elevación promedio de ~2000 m.s.n.m. separados por valles de origen glacial (Ruiz, 2013).

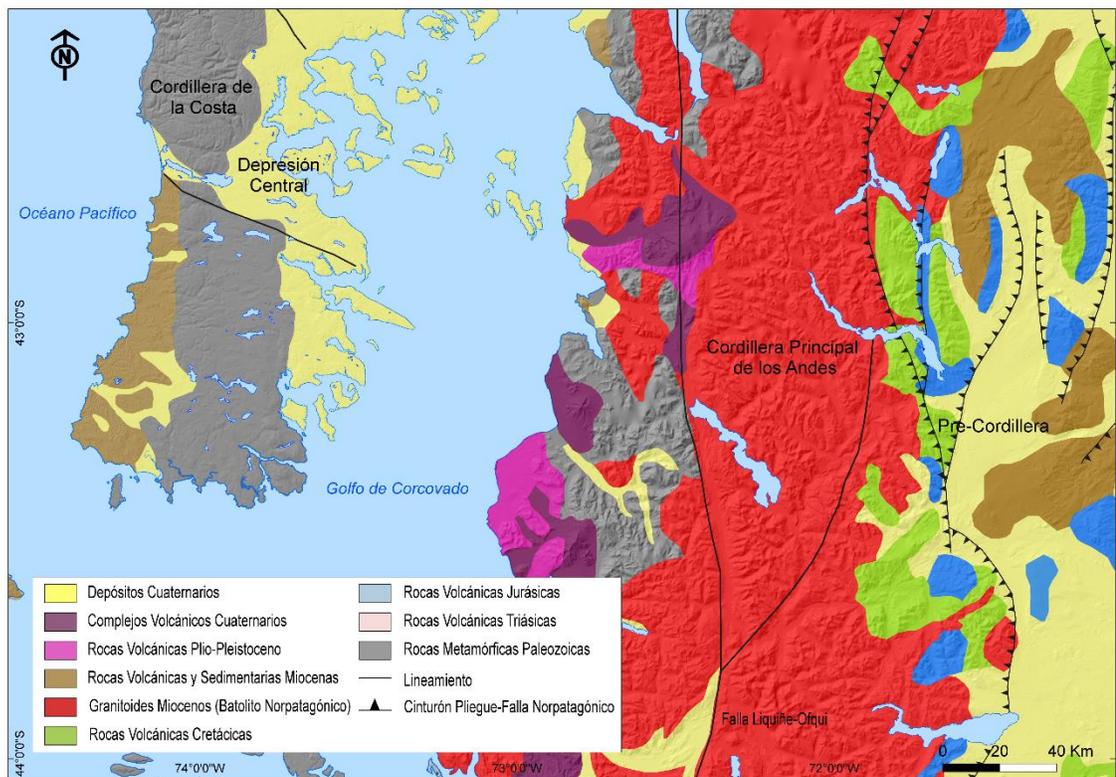


Figura 4.4: Mapa geológico simplificado de Patagonia norte. Modificado de Fernández Paz et al. (2018) y SERNAGEOMIN, (2003). Modelo digital de elevación ALOS Palsar.

4.3.2 Clima de Patagonia norte

Patagonia norte se encuentran en la región extratropical del continente. Según la clasificación climática de Köppen, el clima de ambas vertientes andinas se define como tipo oceánico lluvioso con estación seca estival reducida (Csfb).

Estaciones meteorológicas distribuidas por Isla Grande de Chiloé muestran que las precipitaciones medias anuales para el periodo 1940 – 2020 oscilan entre los 2541 (Chepu, 42° S, 20 m.s.n.m.) y los 1663 mm (Quellón; 43,1° S, 50 m.s.n.m.). La temperatura media anual para el mismo periodo registrada en estaciones fuera de Isla Grande de Chiloé (Puerto Montt; 41,5° S, 85 m.s.n.m.) es de 10,4°C (Datos extraídos del Explorador Climático del Centro de Ciencia del clima y la Resiliencia – (CR)2; <http://explorador.cr2.cl>). En el continente, estaciones meteorológicas ubicadas a lo largo de un transecto latitudinal cruzando la Cordillera de los

Andes revelan una marcada asimetría en la distribución de la humedad entre ambos flancos de la Cordillera de los Andes. De esta manera, de oeste a este, las precipitaciones medias anuales para el periodo 1940 - 2020 disminuyen drásticamente desde los 3614 mm en la costa pacífica (Chaitén; 42,9° S, 10 m.s.n.m.) hasta los 432 mm en la estepa argentina (Esquel; 42,9° S, 799 m.s.n.m.). Mientras que las temperaturas medias anuales oscilan entre 9,9° y 8,9° C, respectivamente, aunque caracterizadas por una gran variación en la oscilación térmica anual, demarcando el aumento del efecto de la continentalidad de oeste a este (Fig. 4.5; Datos extraídos del Explorador Climático del Centro de Ciencia del clima y la Resiliencia – (CR)2; <http://explorador.cr2.cl>).

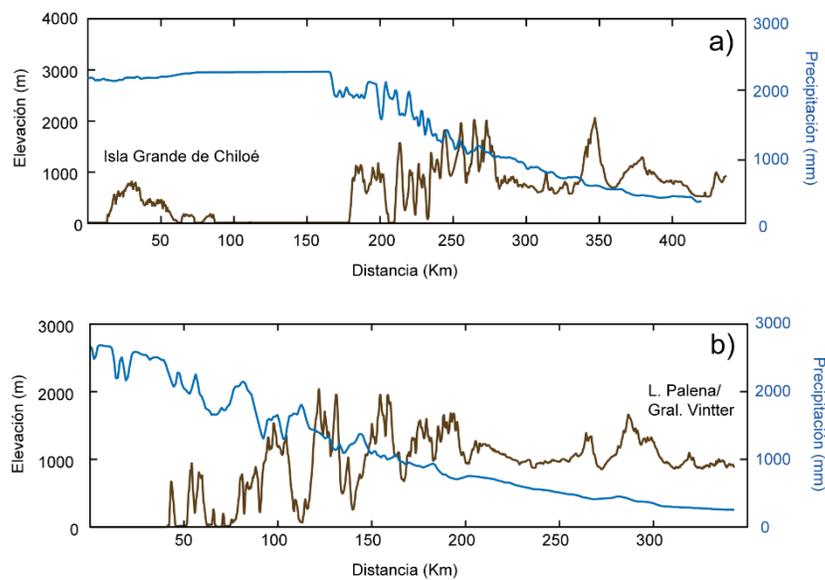


Figura 4.5: Relación entre perfiles topográficos (curva marrón) y de precipitaciones (curva azul). a) Distribución de las precipitaciones totales anuales en IGC. b) Distribución de las temperaturas máximas anuales en LPV. Datos climáticos de Fick & Hijmans (2017). Datos topográficos ALOS Palsar.

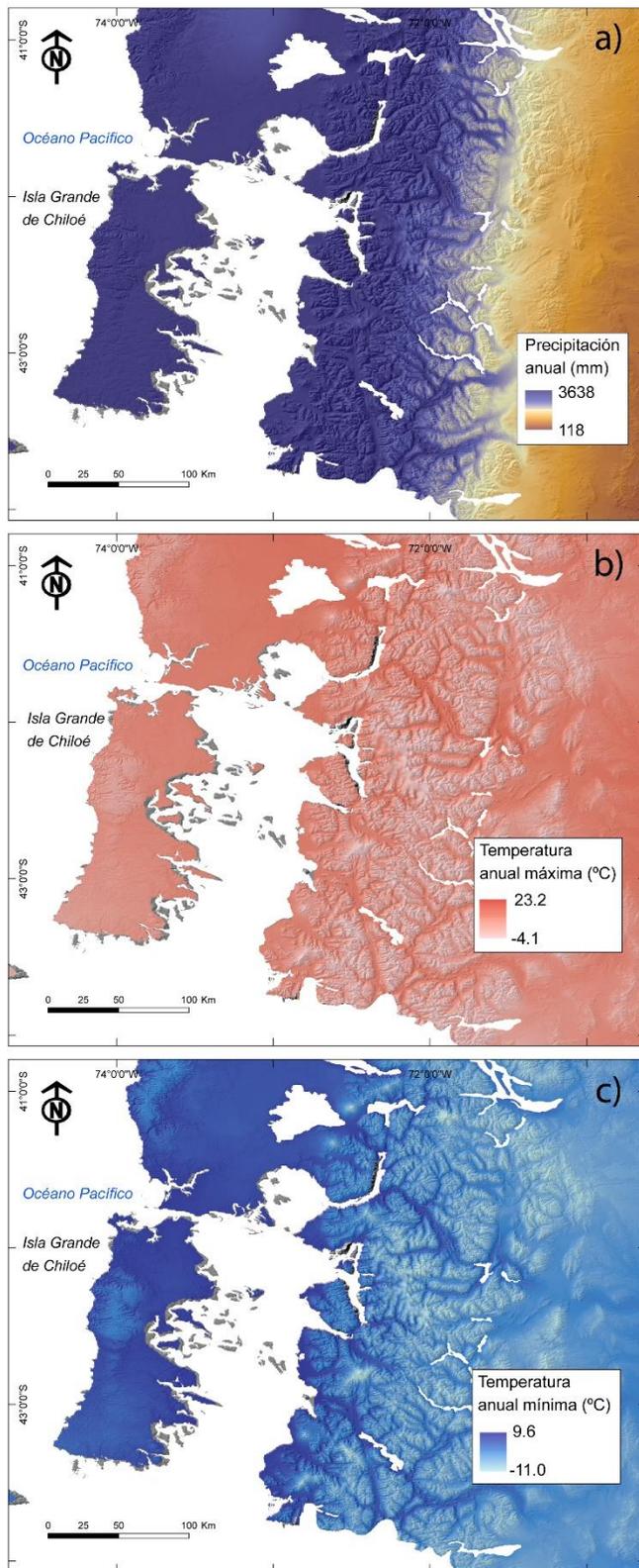


Figura 4.6: Clima de Patagonia norte. a) Distribución de las precipitaciones totales anuales en las áreas de estudio. b) Distribución de las temperaturas máximas anuales en las áreas de estudio. c) Distribución de las temperaturas mínimas anuales en las áreas de estudio. Datos provenientes de Fick & Hijmans (2017).

4.4 Área de estudio: Isla Grande y Archipiélago de Chiloé y Lago Palena/General Vintter

Las áreas de estudio de este trabajo se situán en los sectores centro y sur de Isla Grande de Chiloé, así como en las islas del Archipiélago de Chiloé, y la orilla meridional del lago binacional Palena/General Vintter (Fig. 4.7).

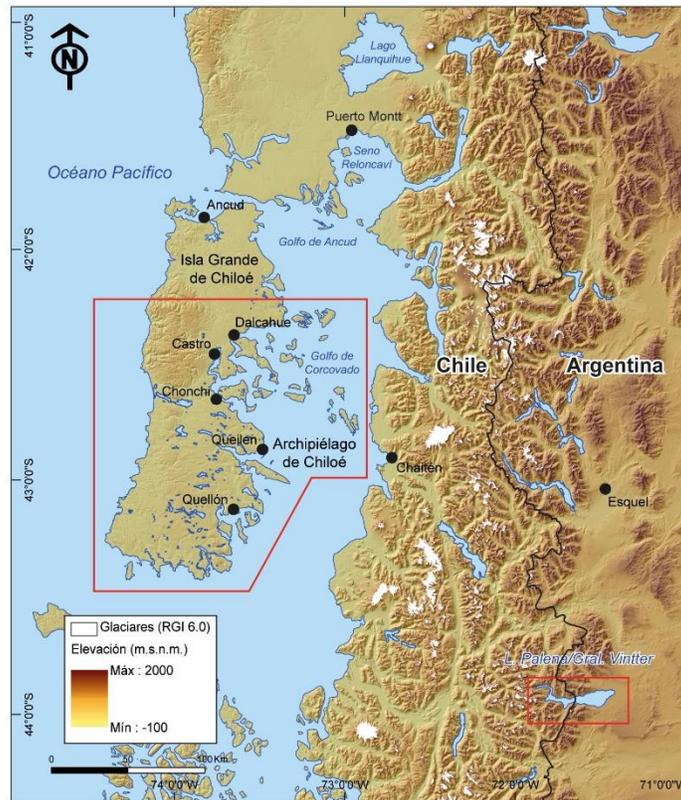


Figura 4.7: Localización de las áreas de estudio (recuadro rojo) en Patagonia norte. Modelo digital de elevación ALOS Palsar.

4.4.1 Archipiélago e Isla Grande de Chiloé

El área de estudio correspondiente a Isla Grande y Archipiélago de Chiloé (IGC) se extiende entre los 42,5° y los 43,5° S y agrupando los sectores centro y sur de Isla Grande de Chiloé y las islas de Quinchao, Lemuy, Quenac, Quehui, Apiao y Archipiélago de los Desertores (Fig. 4.7).

IGC se articula sobre los dominios morfoestructurales de la Cordillera de la Costa y la Depresión Central. La geomorfología local está dominada por una topografía de lomas de poca

elevación y pendientes suaves, separadas por valles de gran amplitud y reducida sobreexcavación (Denton et al., 1999; Garcia, 2012). En términos litológicos, IGC se compone, en el eje oeste-este, de rocas metamórficas paleozoicas, conformando la Cordillera de la Costa, y por depósitos sedimentarios de origen glacial y glaciofluvial pleistocénicos, los cuales se extienden hasta al Mar Interior de Chiloé aflorando puntualmente como islas del archipiélago (SERNAGEOMIN, 2003).

En IGC no existen glaciares actualmente. De la misma manera, el área de estudio tampoco exhibe evidencias geomorfológicas de actividad glacial durante el Holoceno.

4.4.2 Lago Palena/General Vintter

El área de estudio se localiza en el lago binacional Palena/General Vintter (LPV) se ubica a una latitud de 43,5° S entre las fronteras de Chile y Argentina (Fig. 4.7).

LPV se localiza en la transición entre el dominio morfoestructural de la Cordillera Principal de los Andes y la Pre-Cordillera, por lo tanto, su extremo occidental se encuentra dominado por un área montañosa de carácter granítico intercalado de afloramientos volcánicos donde predominan cumbres de elevación media de ~2000 m.s.n.m. surcadas por profundos valles de origen glacial. Mientras que su sector oriental presenta una topografía plana en la que destacan remanentes de antiguos macizos de materiales volcánicos y geoformas de origen glacial que reposan sobre llanuras de materiales sedimentarios de naturaleza glaciofluvial (Fernández Paz et al., 2018).

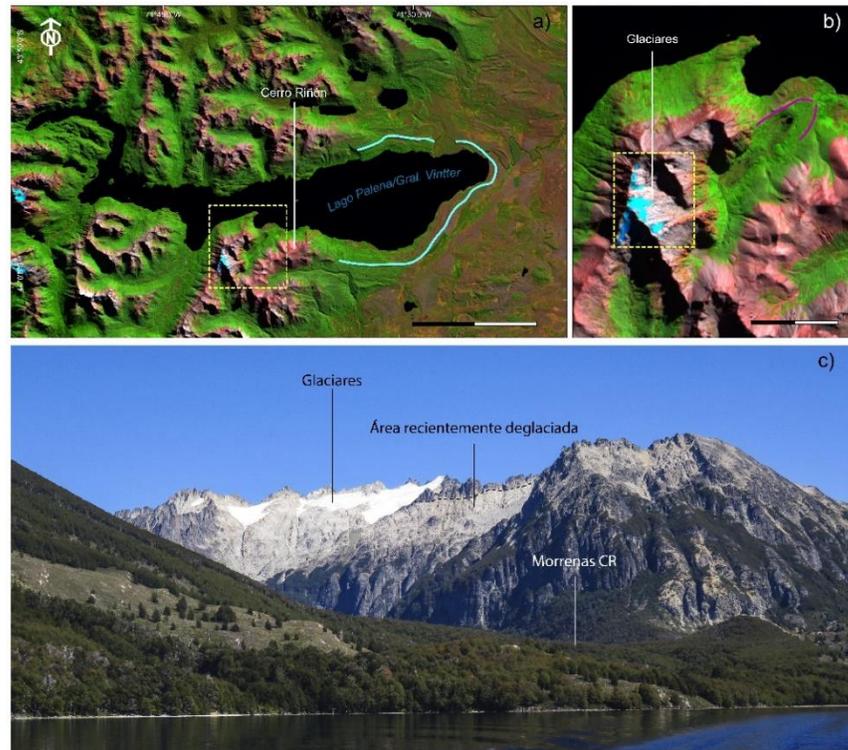


Figura 4.8: Vista satelital e imagen del valle de Cerro Riñón. Imágenes satelitales Sentinel 2 (Bandas 11, 8A, 2)

La superficie glacial en LPV se reduce a unos pocos glaciares de circo localizados en el sector intermedio de la cuenca lacustre principal (Fig. 4.8). Estos glaciares cubren una extensión de $\sim 5 \text{ km}^2$, a partir de los $\sim 1800 \text{ m.s.n.m.}$ en las cumbres de la alineación montañosa que conforma la vertiente occidental del valle de Cerro Riñón (Pfeffer et al., 2014). Aunque estas cumbres parecen no poseer nombres oficiales, las gentes del lugar las conocen como Pico Negro u Oscuro.

Capítulo 5 - Metodología

5.1 Mapeo de la geomorfología glacial

El mapeo de las geoformas glaciales presentes en Isla Grande y Archipiélago de Chiloé y Lago Palena/General Vintter se realizó mediante una combinación de análisis e interpretación remota y comprobación en terreno.

Las fuentes primarias para la fase de identificación remota de geoformas glaciales fueron fotos aéreas a escala 1:70.000 del vuelo GEOTEC obtenidas por el Servicio Aéreo Fotogramétrico (SAF) e imágenes satelitales de alta resolución SPOT (~10 resolución espacial) y multiespectrales Sentinel 2 (10, 20, 60 m resolución espacial). Finalmente, como fuente secundaria se utilizó el Modelo digital de elevación (DEM) obtenido del *Advanced Land Observing Satellite (ALOS)* con una resolución vertical de ~12 m obtenidos de la web <https://vertex.daac.asf.alaska.edu>.

La elaboración preliminar de la cartografía submarina se basó en el modelo digital de batimetría correspondiente al *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)* del año 2019 cuya resolución alcanza los ~0,6 km por pixel. Este se puede obtener de la web https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_2019/gebco_2019_info.html

La cartografía preliminar fue comprobada durante campañas exhaustivas de terreno realizadas entre 2015 y 2019. Adicionalmente, se utilizó un GPS comercial para delimitar geoformas cuya escala imposibilitó la identificación mediante percepción remota.

La cartografía geomorfológica se realizó mediante una combinación de varios sistemas de información geográfica como ArcGIS 10.3 para la digitalización vectorial de geoformas y QGIS 3.2 y SAGA 2.3.2 para el tratamiento de información en formato ráster. Finalmente, la edición final de los mapas geomorfológicos se llevó a cabo en Adobe Illustrator CC7.

Debido a la extensión y dificultad de acceso al sector sur de IGC, esta área fue mapeada exclusivamente mediante percepción remota y sobrevuelos de la zona en helicóptero, dando como resultado una cartografía de menor resolución. No obstante, se ha mantenido una leyenda conjunta

para facilitar la identificación de los márgenes glaciales del lóbulo Golfo de Corcovado a lo largo de toda el área de estudio.

5.2. Estratigrafía glacial

La descripción detallada de secciones estratigráficas asociadas a geoformas glaciales permite la identificación de los ambientes morfogenéticos y procesos sedimentarios vinculados a la dinámica glacial y, por tanto, facilita la reconstrucción del comportamiento de los glaciares en el pasado (Benn & Evans, 2004).

Las secciones estratigráficas fueron descritas mediante la identificación de facies determinadas en base a la composición, tamaños, textura y fábrica de los sedimentos durante las campañas de terreno, así como las principales estructuras sedimentarias (Strelin et al., 2011). Finalmente, a través del análisis de las relaciones estratigráficas entre los diferentes conjuntos de facies y las estructuras sedimentarias se interpretó la secuencia de eventos asociada a la actividad glacial local (Benn & Evans, 2004).

5.3 Cronología glacial

5.3.1 Datación de superficies de exposición de bloques morrénicos

Nuestro modelo conceptual para la interpretación de las edades de superficies de exposición considera que los bloques erráticos situados en las crestas morrénicas representan la culminación de un avance o estabilización del frente glacial (Schaefer et al., 2009). Por lo tanto, la edad de exposición de los bloques morrénicos representará una edad mínima cercana para el término del pulso glacial responsable de la construcción de dicha morrena o, en otras palabras, el inicio de una fase climática no favorable para la expansión del glaciar (Schaefer et al., 2009).

Las muestras de roca para edades de ^{10}Be fueron extraídas preferentemente de bloques graníticos $> 1 \text{ m}^3$ volumen y $\sim 1 \text{ m}$ altura (Heyman et al., 2016) situados en posiciones estables y/o bien enterrados en la culminación de crestas morrénicas. Las muestras de roca fueron recolectadas en superficies horizontales o de mínima inclinación ($< 25^\circ$) prestando especial atención a la presencia de rasgos de erosión glacial (e.g. estrías, pulidos) que indicaran la preservación de la superficie original. Las áreas superficiales con evidencias claras de erosión post-deposicional (e.g. exfoliación) fueron descartadas (Fig. 5.1). Posteriormente, muestras de

roca de ~1 kg de roca fueron extraídas de los ~3 cm superficiales mediante martillo y cincel o una pequeña carga explosiva (Kelly, 2003).

Adicionalmente, las coordenadas y elevación de cada muestra fueron recopiladas con un GPS comercial con una precisión horizontal de ~5 m y vertical de ~10 m y se realizaron mediciones del horizonte topográfico y del rumbo y manto de las superficies de los bloques mediante brújula y clinómetro para posteriores correcciones por apantallamiento (*i.e. shielding*).

La descripción, molido y tamizado inicial de las muestras de roca se realizó en el Laboratorio de Isótopos Cosmogénicos de la Pontificia Universidad Católica de Chile, mientras que la separación del cuarzo y, posterior, extracción del berilio se llevó a cabo en el Cosmogenic Nuclide Laboratory del Lamont-Doherty Earth Observatory de Columbia University siguiendo los protocolos establecidos en Kaplan et al. (2011) y Schaefer et al. (2009), los cuales pueden ser consultados en la web

<https://www.ldeo.columbia.edu/files/uploaded/image/bechem-method.pdf>

Las proporciones $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ finales fueron medidas en el Lawrence Livermore National Laboratory relativas al estándar 07KNSTD con una proporción $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $2,85 \times 10^{-12}$ (Nishiizumi et al., 2007).

Finalmente, las edades de exposición se calcularon a través de CRONUS 3.0 (Balco et al., 2008; <http://hess.ess.washington.edu/math/>) considerando la tasa de producción de ^{10}Be *in situ* establecida para Patagonia en Lago Argentino (50°S ; Kaplan et al., 2011) y los factores de escala no dependientes del tiempo St de Stone (2000) y dependientes del tiempo Lm de Lal (1991) y Stone (2000) y $LSDn$ de Lifton et al. (2014). Así mismo, se consideró una densidad media del granito de $2,65\text{ g/cm}^3$ y no se realizó ninguna corrección por erosión o acumulación de nieve. Las edades de ^{10}Be finales corresponden con la media del rango de probabilidad de la edad y 1σ (68,27%) de error. Las edades finales de cada complejo morrénico se presenta como la media de las edades de ^{10}Be acompañadas por 1σ de incertidumbre considerando la propagación del error de la tasa de producción (3%; Kaplan et al., 2011).



Figura 5.1: Selección de bloques morrénicos para datación mediante ^{10}Be . a) Ejemplo de bloque morrénico en tope de cresta morrénica (muestra LV17-25). b) Ejemplo de superficie seleccionada para muestrear en bloque morrénico,

5.3.2 Datación radiocarbónica de eventos glaciales

Las edades radiocarbónicas se obtuvieron tanto de secciones estratigráficas superficiales como de lagos y turberas. En función de la posición morfoestratigráfica de las muestras radiocarbónicas respecto al registro geomorfológico glacial fueron consideradas como edades ^{14}C máximas o mínimas favoreciendo la acotación temporal de la actividad glacial local.

Las edades radiocarbónicas de lagos o turberas se recolectaron en cuencas asociadas a geoformas de margen glacial que presentaran laderas poco pronunciadas y vegetadas para minimizar la potencial llegada de sedimentos terrígenos de los alrededores. Adicionalmente, en el caso de lagos actuales, se eligieron aquellos con una profundidad mínima de ~ 3 para aumentar la probabilidad de obtener un registro estratigráfico completo con las mínimas perturbaciones externas.

Los testigos de sedimentos lacustres fueron recolectados mediante un barreno de pistón montado sobre una plataforma UWITEC (Fig. 5.2) en el punto de mayor profundidad del lago (i.e. depocentro). El muestreo en esta área minimiza las posibilidades de que la lámina de agua haya desaparecido durante periodos de sequía, asegurando la persistencia de un ambiente sedimentario de carácter lacustre y, por consiguiente, la ausencia de hiatos estratigráficos favoreciendo la conservación de la estratigrafía original.



Figura 5.2: Materiales para la extracción de testigos lacustres. a) Detalle general de la plataforma UWITEC. b) Vista de la plataforma durante el procedimiento de extracción del barreno. Fotos: Einer Sepúlveda.

Los testigos de sedimentos de turberas fueron extraídos mediante un barreno de barra cuadrada de 5 cm de diámetro y 1 m de longitud (Fig. 5.3; Wright et al., 1984) en la zona de mayor espesor de sedimentos.

Tanto para los testigos de lagos como de turberas, se realizaron, al menos, dos perforaciones contiguas en cada sitio de muestreo con una diferencia de 50 cm en la profundidad de extracción para asegurar la continuidad estratigráfica de los testigos de sedimentos.

Finalmente, los testigos de sedimentos fueron etiquetados marcando sus extremos para identificar la base y el techo del testigo y almacenados en una cámara frigorífica a 4° C para asegurar su preservación.

Las muestras de los testigos de sedimentos para datación mediante ^{14}C se extrajeron de la transición entre sedimentos inorgánicos compuestos por arenas y clastos de litologías típicas de la Cordillera de los Andes, cuyo origen se vincula a procesos de transporte glaciar (i.e. sedimentos glaciales), y sedimentos finos orgánicos, los cuales se asume fueron depositados tras la retirada local del hielo (i.e. sedimentos post-glaciales). Por lo tanto, la edad radiocarbónica

obtenida refleja el establecimiento de condiciones libres de hielo. Las muestras para radiocarbono consisten en restos macroscópicos vegetales extraídos manualmente mediante el uso de una lupa o, de no encontrarse estos, porciones de 1 cm³ de sedimento orgánico (*bulk*). A continuación, las muestras fueron secadas en un horno a 105° C durante 24 horas antes de ser empaquetada y etiquetadas. Posteriormente, las muestras fueron enviadas al laboratorio Beta Analytic Limited o Lawrence Livermore National Laboratory para la obtención final de las edades radiocarbónicas mediante la técnica de AMS.

Finalmente, las edades radiocarbónicas recibidas de los laboratorios fueron convertidas a edades calendario usando el software Calib versión 7.0.4 (Stuiver & Reimer, 1993) y la curva de calibración para el hemisferio sur SHCal13 de Hogg et al. (2013). La edad radiocarbónica calendario final se presenta como la mediana de la probabilidad de la edad acompañada del error correspondiente a $\pm 2\sigma$ (95,45%).



Figura 5.3: Materiales para la extracción de testigos de turberas. a) Detalle general de las partes del barreno de barra cuadrada. b) Detalle del pistón móvil de perforación, cabezal de unión de barras de extensión y barreno. c) Detalle de testigo de sedimentos de turbera mostrando una capa de tefra. d) Vista general del empaquetado y almacenado de los testigos recuperados.

Capítulo 6 - Resultados

A través de una aproximación geomorfológica, estratigráfica y cronológica he analizado el registro glacial del LGC y el lóbulo LPV con el objetivo de reconstruir el comportamiento de los glaciares de Patagonia norte, prestando especial atención a la terminación del último ciclo glacial.

6.1 Isla Grande y Archipiélago de Chiloé (IGC)

6.1.1 Principales geoformas identificadas en IGC

Las geoformas originadas por el LGC en el sector centro y sur de Archipiélago e Isla Grande de Chiloé no se encuentran bien preservadas, dificultando la identificación de las posiciones del margen de hielo durante el último ciclo glacial (Andersen et al., 1999; Denton et al., 1999; García, 2012).

Las geoformas identificadas en IGC se han clasificado en función de los mecanismos que intervinieron en su formación y del ambiente sedimentario donde fueron construidas. Las categorías corresponden con i) geoformas glaciales marginales, la cual agrupa geoformas originadas directamente por la actividad glacial de manera subaérea; ii) geoformas subglaciales, donde se encuentran aquellas geoformas que fueron formadas bajo el hielo, sin contacto directo con la atmósfera; iii) geoformas glaciofluviales, considera las geoformas construidas por la acción conjunta de la actividad glacial y fluvial, generalmente en el frente del margen de hielo; iv) geoformas glaciolacustres, agrupa aquellas formas del relieve asociadas a la presencia de lagos proglaciales; v) geoformas fluviales, hace referencia a las geoformas originadas exclusivamente por la acción de los ríos postglaciales; vi) geoformas litorales, reúne las geoformas creadas por la acción litoral y vii) geoformas submarinas, agrupa los rasgos característicos de la topografía del fondo del Mar Interior de Chiloé.

6.1.1.1 Geoformas glaciales marginales

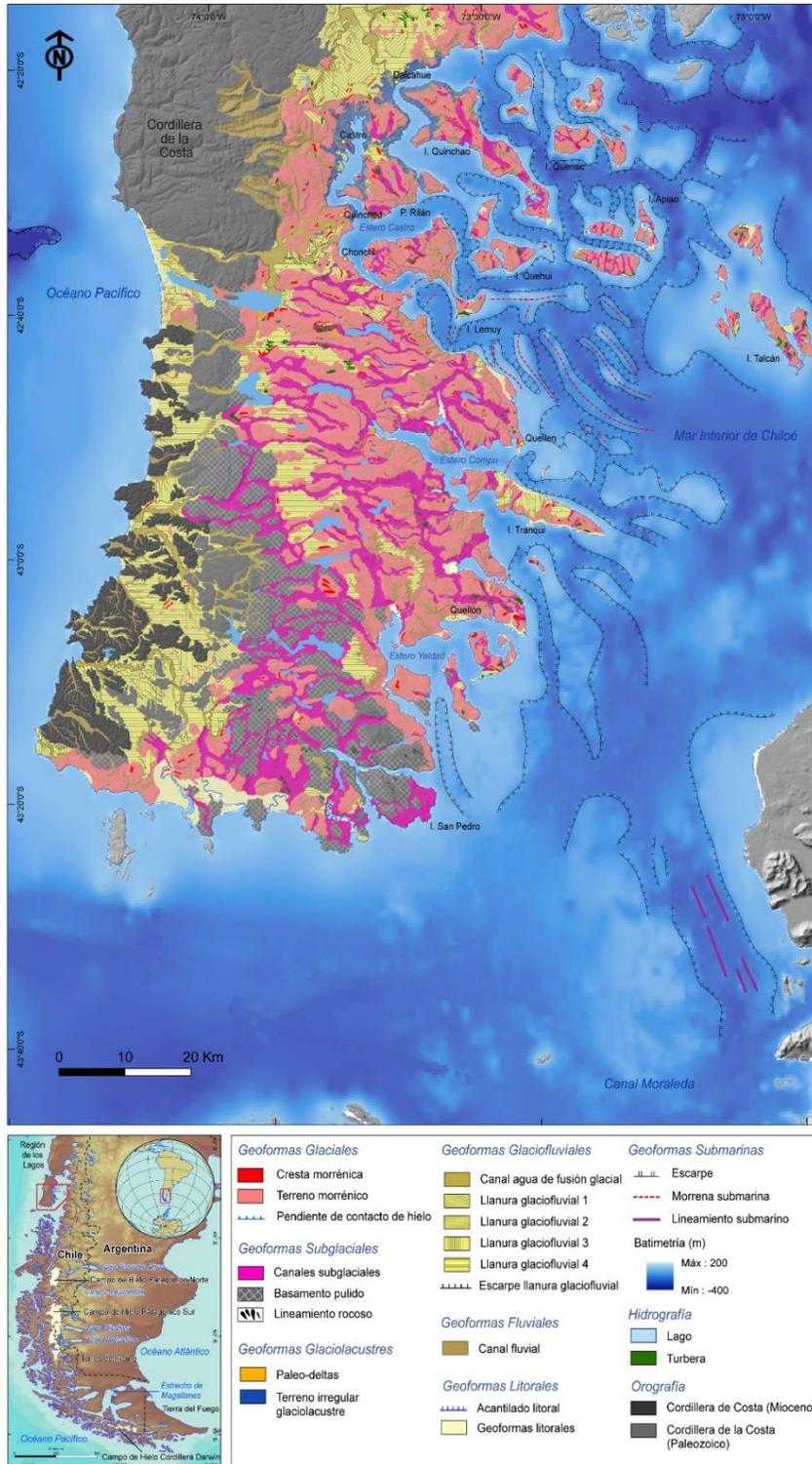


Figura 6.1: Mapa geomorfológico de Archipiélago e Isla Grande de Chiloé (ver anexos).

6.1.1.1.1 Cresta morrénica

Las crestas morrénicas son geoformas compuestas por sedimentos glaciogénicos que resaltan sobre la topografía adyacente varias decenas de metros (Fig. 6.1 y 6.2). En planta, estas crestas presentan una morfología que varía de elongada a semicircular, siendo delimitadas en muchos casos por la red de drenaje local. La mayoría de las veces, estas geoformas aparecen asociadas a terreno morrénico irregular y, en ocasiones, a la culminación de pendientes de contacto de hielo, valles subglaciales y llanuras fluvio-glaciales (*ver sección 6.1.1.1.3, 6.1.1.2.3 y 6.1.1.3.1*) dando lugar al ensamble geomorfológico típico de un margen glacial en IGC.

En el área de estudio las alineaciones/colinas morrénicas aparecen altamente dispersas, dificultando la delimitación clara de las posiciones del frente del LGC. En el sector norte y centro de IGC, numerosas crestas morrénicas han sido identificadas en trabajos previos (Andersen et al., 1999; Denton et al., 1999; García, 2012).



Figura 6.2: Vista general de la unidad definida como terreno morrénico en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé. a) Panorámica de terreno morrénico en península de Rilán. b) Vista aérea de colina morrénica. c) y d) Vista aérea de la morfología del terreno morrénico presente en la gran mayoría de IGC.

6.1.1.1.2 Terreno morrénico

Terreno morrénico hace referencia a las áreas de topografía irregular compuesta por sedimentos glaciogénicos sin crestas morrénicas bien definidas (Fig. 6.1 y 6.2). Por lo general, esta unidad aparece representada por una sucesión de colinas suaves que se levantan decenas de metros sobre la topografía colindante. El terreno morrénico suele aparecer intensamente incidido por la red de drenaje. Esta geoforma domina la mayoría de la superficie del área de estudio (Andersen et al., 1999; Denton et al., 1999; García, 2012).

6.1.1.1.3 Pendiente de contacto de hielo

Las pendientes de contacto de hielo han sido frecuentemente interpretadas como indicadoras de márgenes glaciales (Andersen et al., 1999; Denton, Lowell, et al., 1999; Garcia, 2012). Atendiendo a criterios geomorfológicos, esta geoforma se identifica como una pendiente pronunciada, frecuentemente escalonada, que suele culminar en depósitos morrénicos y/o llanuras glaciofluviales (Fig. 6.3; Denton et al., 1999). Adicionalmente, en Patagonia norte, concretamente en las inmediaciones de Lago Llanquihue, se ha descrito una secuencia estratigráfica tipo para definir estas geoformas. De base a techo, las pendientes de contacto de hielo se caracterizan por la presencia de sedimentos finos, generalmente limos y arenas glaciolacustres, con presencia de rasgos de hidrofractura que evolucionan hacia el techo a unidades sedimentarias con estructuras de deformación y fallamiento. Por encima, las unidades glaciolacustres gradan hacia unidades de till de asentamiento que se extienden hacia la culminación de la geoforma, donde frecuentemente se integran con paquetes de tills de flujo y sedimentos glaciofluviales (Denton et al., 1999; Turbek & Lowell, 1999). No obstante, en este estudio se ha priorizado la identificación de estas geoformas bajo un criterio geomorfológico.

En el área de estudio las pendientes de contacto de hielo con una expresión geomorfológica más clara se encuentran, de oeste a este, en la vertiente oriental y valles transversales de la Cordillera de la Costa y asociadas a la costa oriental de IGC, específicamente al norte de Castro y Dalcahue y, más al sur, en las inmediaciones de Quellón. Puntualmente también es posible identificar pendientes de contacto de hielo en las islas del archipiélago, por ejemplo, en Isla Lemuy e Isla Quinchao.

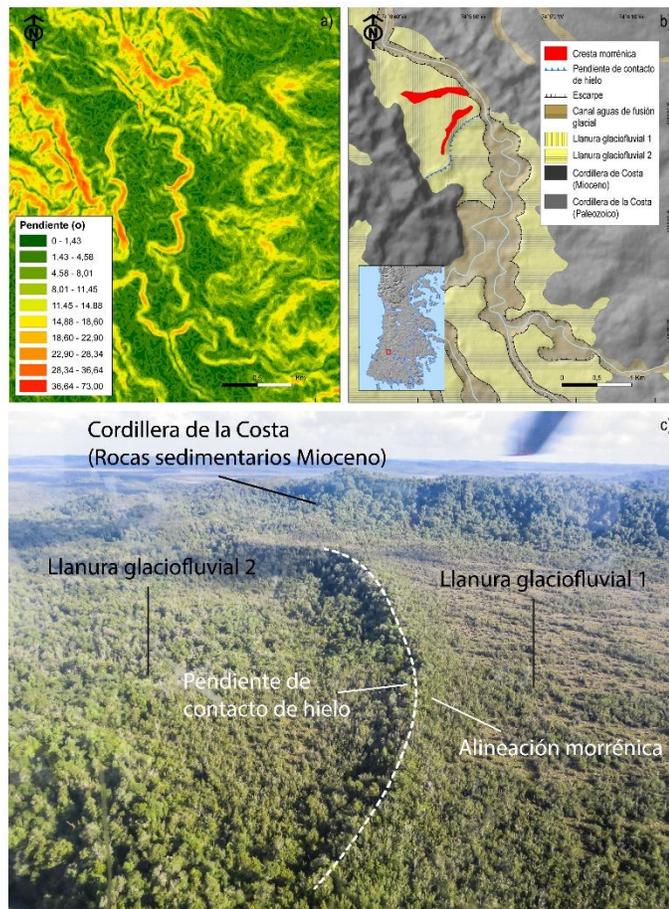


Figura 6.3: Pendientes de contacto de hielo Archipiélago e Isla Grande de Chiloé. a) Modelo digital de pendientes (ALOS Palsar) del sector septentrional de Tantauco al noroeste de Lago Chaiguaco. b) Mapa geomorfológico de detalle mostrando la relación morfoestratigráfica entre la pendiente de contacto de hielo y las llanuras glaciofluviales. c) Foto aérea de la pendiente de contacto de hielo, la cresta morrénica en su culminación y las llanuras glaciofluviales.

6.1.1.2 Geoformas subglaciales

6.1.1.2.1 Basamento esculpido por el hielo

El basamento esculpido por el hielo está constituido por afloramientos de materiales pertenecientes a la Cordillera de la Costa, cuya superficie ha sido suavizada como consecuencia de la acción directa de la erosión glacial (Eyles & Doughty, 2016). En planta, estos afloramientos rocosos presentan una morfología que varía entre semiredondeada y elongada. El perfil transversal de estas geoformas es diverso, existiendo algunos ejemplos con morfología aborregada, lo que permite inferir la dirección y sentido del flujo glacial.

Esta geoforma se encuentra ampliamente representada en el interior de IGC entre sus sectores central y meridional, concretamente entre Lago Tepuhueico e Isla San Pedro (Fig. 6.1).

6.1.1.2.2 Linamiento rocoso glacial

Los lineamientos rocosos de origen glacial son afloramientos rocosos que muestran una morfología en planta lineal y orientada paralelamente al flujo glacial inferido (Eyles & Doughty, 2016; Margold et al., 2015). Estas geoformas son abundantes en áreas previamente cubiertas por mantos de hielo continentales y se asocian a la presencia de corrientes glaciales (i.e. *ice streams*; Eyles & Doughty, 2016; Stokes, 2018). Generalmente, los lineamientos rocosos glaciales se despliegan a lo largo de cientos de metros, elevándose pocos metros sobre la topografía colindante.

En el área de estudio, los lineamientos rocosos esculpidos por el hielo abundan en el extremo suroriental de IGC, especialmente en los alrededores de Isla San Pedro, donde exhiben una orientación preferente NO-SE.

6.1.1.2.3 Canales subglaciales (*valles túnel*)

Los valles tipo túnel (Fig. 6.4) son depresiones alargadas de grandes dimensiones originadas en el ambiente subglacial de los antiguos mantos glaciales continentales (van der Vegt et al., 2012). En términos generales, estos valles se caracterizan por presentar un perfil transversal y una trazado que varía de V a U y de lineal a curvilíneo, respectivamente, independiente de la dirección predominante de la red de drenaje actual (Cofaigh, 1996; Jørgensen & Sandersen, 2006; Kristensen et al., 2007). Los valles túnel son abundantes en áreas dominadas por materiales sedimentarios no consolidados, aunque en ocasiones pueden aparecer excavados en roca (Cofaigh, 1996; van der Vegt et al., 2012). Estos valles presentan un comienzo y una terminación abrupta, generalmente coincidiendo con un cambio en el sustrato, y sin desembocar en ningún cuerpo de agua, ya sea de naturaleza continental o marino. Los sectores terminales suelen aparecer asociados a geoformas glaciales como morrenas, pendientes de contacto de hielo y llanuras glaciofluviales (Cofaigh, 1996; van der Vegt et al., 2012). Finalmente, el relleno de estas geoformas es altamente diverso, siendo frecuente encontrar acumulaciones de arcillas, limos y arenas glaciofluviales y glaciolacustres, till glacial y depósitos gravitacionales (Kristensen et al., 2008).

En el área de estudio los valles túnel aparecen bien representados en el sector sur de IGC, (Fig. 6.4). Estos valles se extienden a través de decenas de kilómetros siguiendo orientaciones preferentes E-O y N-S, atravesando terreno morrénico y afloramientos rocosos de la Cordillera de la Costa. Los de mayor longitud conectan el mar interior de Chiloé con la Cordillera de la Costa, cubriendo una distancia máxima de ~30 km. La anchura de los mismos varía entre ~0,5 y ~3 km, presentando profundidades que alcanzan los ~400 m. Por lo general, los valles túnel de IGC

aparecen asociados a depósitos morrénicos, pendientes de contacto de hielo y llanuras glaciofluviales en sus porciones distales y a pendientes de contacto de hielo y fiordos en sus sectores proximales, lo que sugiere que pudieron ser ocupados por agua de fusión glacial. Es común encontrar cuencas lacustres y gran número de turberas en el fondo de estos valles. Las relaciones de corte entre los valles túnel indican que existen, al menos, dos generaciones de geoformas, lo que sugiere que pudieron ser formados/ocupados durante múltiples ciclos glaciales.

Los valles túnel fueron definidos previamente como depresiones glaciales por García (2012), quien sugiere que su génesis está vinculada, primero, a un proceso de excavación subglacial y, posteriormente, reocupados por el hielo durante el LGM.

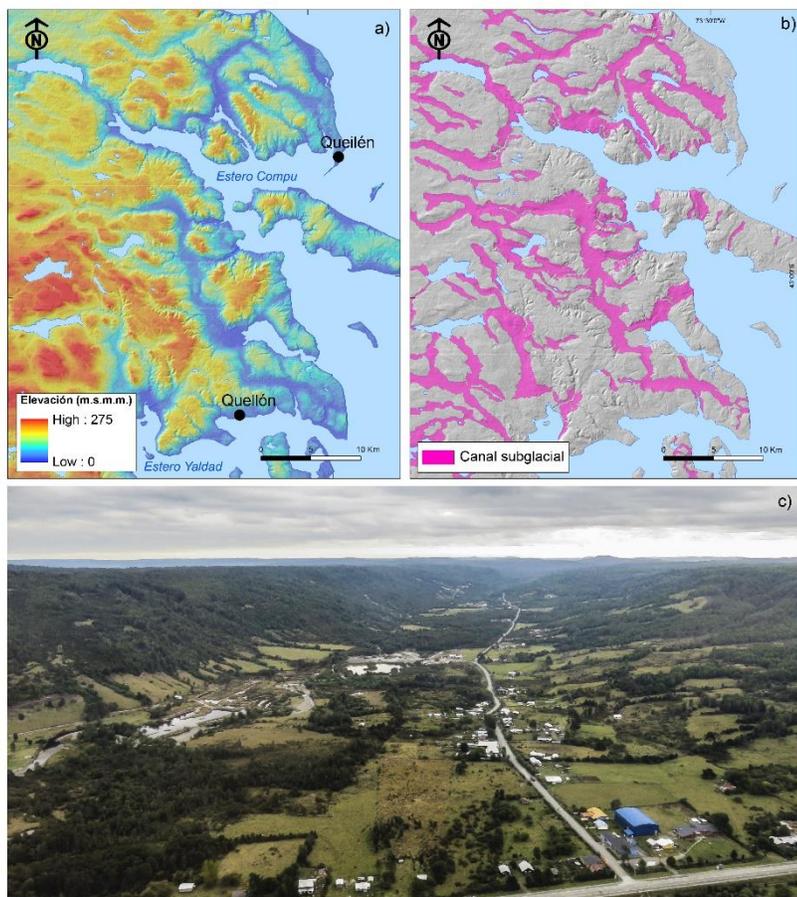


Figura 6.4: Distribución y ejemplo general de los valles túnel Archipiélago e Isla Grande de Chiloé. a) Modelo digital de elevaciones (ALOS Palsar) del área de los esteros de Compu y Yaldad. b) Distribución de los canales subglaciales. c) Foto aérea de un canal subglacial en el área de Queilén.

6.1.1.3 Geoformas glaciofluviales

6.1.1.3.1 Llanuras glaciofluviales

Las llanuras glaciofluviales son extensas planicies de pendientes suaves formadas por la depositación de los sedimentos transportados por cursos anastomosados de agua de deshielo en los ambientes proglaciales (Fig. 6.5). Esta geoforma está compuesta de acumulaciones estratificadas de arenas, gravas y bloques, frecuentemente estriadados, de materiales cristalinos y volcánicos de origen andino. En los sectores cercanos a los márgenes glaciales es común encontrar inyecciones de materiales gruesos que cortan la estratificación horizontal y estructuras de fallamiento y plegamiento ocasionadas por el avance del frente glacial sobre la llanura glaciofluvial (*ver sección 6.1.2.1*).

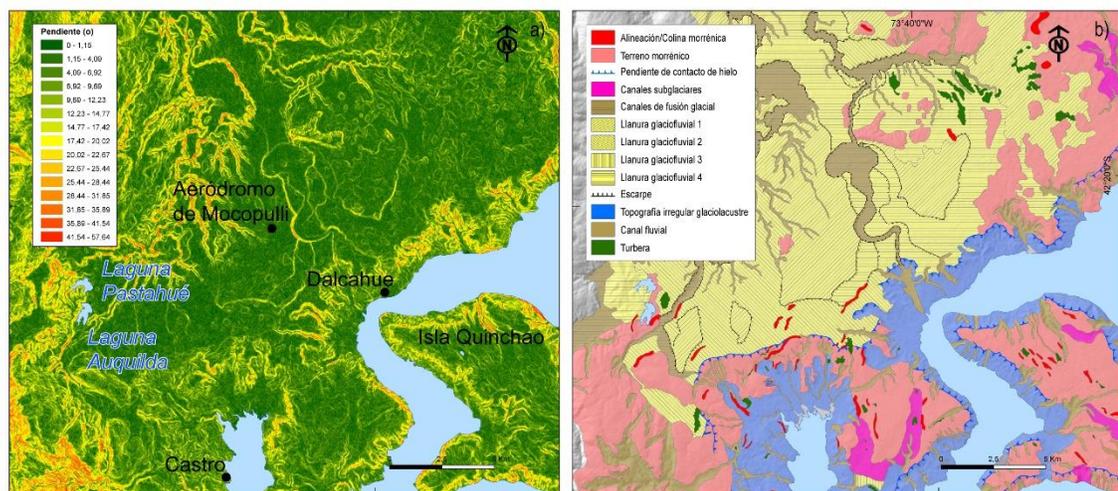


Figura 6.5: Ejemplo general de las llanuras glaciofluviales Archipiélago e Isla Grande de Chiloé. a) Modelo digital de pendientes (ALOS Palsar) del área norte Castro-Dalcahue. b) Mapa geomorfológico indicando los diferentes niveles de llanuras glaciofluviales en el área.

Las llanuras glaciofluviales principales suelen presentar un perfil escalonado asociado a restos de llanuras subsidiarias superiores que indican la ocurrencia de diferentes etapas de construcción, probablemente asociadas a diferentes fases de expansión o estabilización glacial durante el LGM (García, 2012). Así mismo, estas llanuras suelen contener colinas morrénicas remanentes y, muy frecuentemente, son atravesadas por antiguos canales de fusión (Fig. 6.5).

En IGC existen tres sectores donde aparecen extensas llanuras glaciofluviales. El primero de ellos se encuentra al norte de Castro y Dalcahue, donde se localizan las llanuras glaciofluviales

de Mocopulli y Piruquina. Hacia el sur de Lago Tepuhueico, dos conjuntos adicionales de llanuras glaciofluviales aparecen asociadas a ambos flancos de la Cordillera de la Costa, siendo las de mayor superficie las situadas en el extremo suroccidental de IGC en el área de Tantauco (Fig. 6.1).

6.1.1.3.2 Canales de aguas de fusión glacial

Los canales de aguas de fusión glacial corresponden a depresiones lineales de origen fluvio-glacial cuya morfología en planta varía de rectilíneas a meandriformes, presentando perfiles transversales que oscilan desde perfiles en V, cuando discurren por áreas dominadas por materiales rocosos, hasta canales de fondo plano articulados en varios niveles de terrazas excavados sobre depósitos glaciofluviales. Estos canales suelen presentar una morfología sobredimensionada respecto a la red de drenaje actual. Generalmente, discurren a lo largo de decenas de km, alcanzando anchuras de cientos de metros. Los ápices de los canales de aguas de fusión glacial aparecen frecuentemente asociados a geoformas glaciales de margen como alineamientos morrénicos o pendientes de contacto de hielo (Fig. 6.6).

En el área de estudio, existen claras diferencias entre los canales de aguas de fusión glacial y los valles túnel. Mientras que los primeros presentan perfiles transversales que varían desde V a fondos planos, los segundos muestran perfiles en U muy suavizados. Otro rasgo diferencial es que los canales de aguas de fusión glacial desembocan en cuerpos de agua, mientras que los valles túnel suelen terminar de manera abrupta en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa (Fig. 6.6). Adicionalmente, mientras que los valles de aguas de fusión glacial aparecen ocupados frecuentemente por la red fluvial actual, los valles túnel suelen estar desprovistos de cauces fluviales significativos.

Los canales de aguas de fusión glacial se distribuyen a lo largo de toda el área de estudio, siendo especialmente abundantes en los valles transversales de la Cordillera de la Costa fluyendo de E-O, donde suelen aparecer asociados a canales subglaciales y llanuras glaciofluviales (Fig. 6.6). Otros canales de fusión glacial de grandes dimensiones discurren al norte de Castro y Dalcahue en dirección N-S surcando las llanuras glaciofluviales de Mocopulli y Piruquina (Fig. 6.1).

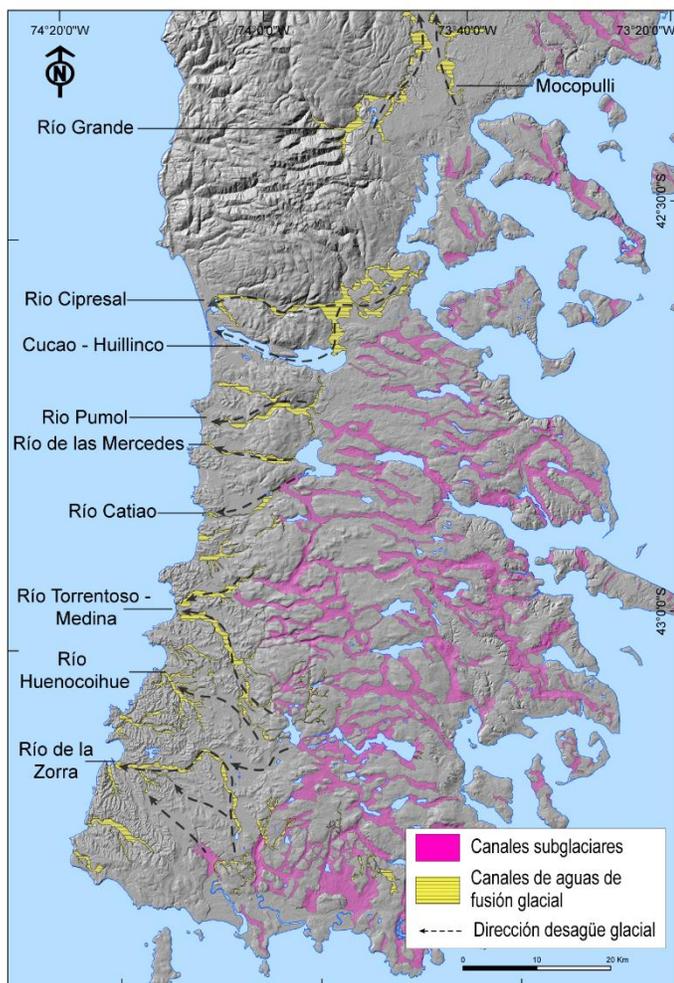


Figura 6.6: Distribución de los canales de fusión glacial y canales subglaciales Archipiélago e Isla Grande de Chiloé. Las flechas indican la posible trayectoria del drenaje glacial durante las fases tempranas del LGM. Modelo digital de elevaciones ALOS Palsar.

6.1.1.4 Geoformas glaciolacustres

6.1.1.4.1 Paleo-deltas

Los paleo-deltas corresponden a planicies con morfología en planta de abanico que puntualmente destacan hacia el exterior de líneas de costa o canales subglaciares de trazado rectilíneo sin sostener ningún cauce fluvial activo en el presente. En términos geomorfológicos, estas geoformas se expresan difusamente por lo que los mejores ejemplos fueron identificados mediante secciones estratigráficas expuestas en cortes de carretera caracterizadas por la presencia

de unidades inclinadas de arenas y gravas coronadas por unidades de estratos horizontales del mismo tipo de sedimentos (Fig. 6.13; ver 6.1.2.1).

En IGC, los paleo-deltas mejor conservados pueden observarse puntualmente en el centro de la península de Rilán (Fig. 6.13; ver 6.1.2.1) y en las cuencas de Lago Huillinco y Lago Natri (Fig. 6.1).

6.1.1.4.2 Terreno irregular glaciolacustre

El terreno irregular glaciolacustre no se trata de una geoforma en si misma, si no que hace referencia al origen de los sedimentos que componen el área. De esta manera, consiste en un terreno compuesto por limos y arenas laminados con cantos y bloques ocasionales y estructuras sedimentarias tipo *ripple* (Fig. 6.10), altamente disectados por la acción fluvial, resultando en una sucesión de colinas y depresiones suaves (Fig. 6.7). Esta unidad está comúnmente asociada al sector proximal de las pendientes de contacto de hielo que bordean la costa oriental de IGC. El origen del terreno irregular glaciolacustres está vinculado al elevado grado de inclinación de las pendientes de contacto de hielo y a los procesos erosivos vinculados de la escorrentía superficial, la cual incide sobre los sedimentos finos otorgándole una apariencia irregular.

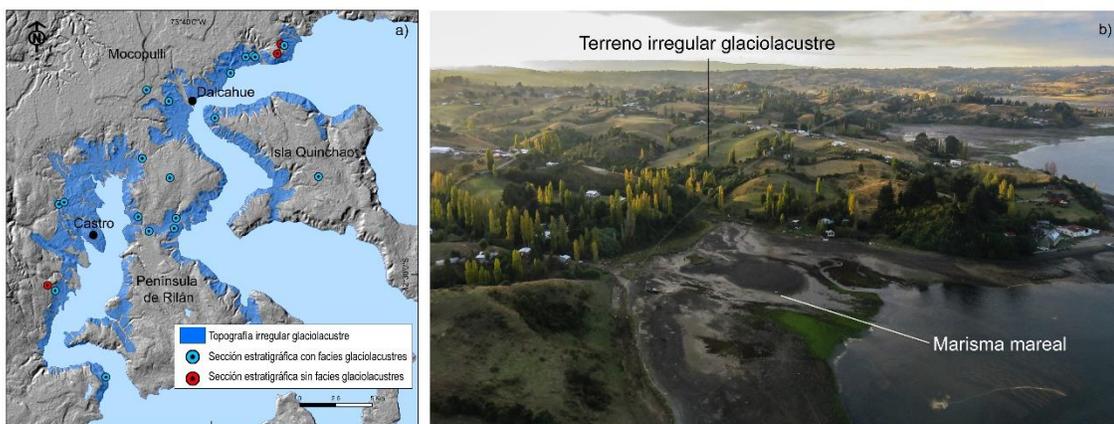


Figura 6.7: Ejemplo general de terreno irregular glaciolacustre en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé. a) Distribución del terreno irregular articulado sobre sedimentos glaciolacustres. b) Foto aérea del terreno irregular glaciolacustre en la costa occidental del estero de Castro. Modelo digital de elevación ALOS Palsar.

Este conjunto de geoformas se extiende desde el nivel del mar hasta una elevación de ~170 m.s.n.m., apareciendo íntimamente asociada a las pendientes de contacto de hielo de la costa oriental de IGC, particularmente en el área comprendida entre Castro, Dalcahue e Isla Quinchao. La extensión de los depósitos de sedimentos glaciolacustres en este sector de IGC fue anteriormente mapeada de manera general desplegándose desde Dalcahue hasta el norte de Chonchi (Heusser & Flint, 1977).

6.1.1.6 Geoformas fluviales

6.1.1.6.1 Canales fluviales

Los canales fluviales actuales se caracterizan por tener un perfil transversal en V, un corto recorrido que raramente supera los ~3 km, una anchura máxima de ~70 m y una profundidad que comúnmente alcanza varias decenas de metros. La mayoría de ellos aparecen excavados sobre sedimentos glaciales o glaciofluviales.

La relación entre las características morfométricas de estos canales y los cursos de agua que discurren a lo largo de los mismos, la mayoría de los cuales presentan un carácter intermitente y caudales reducidos, sugieren que o bien fueron formados durante periodos postglaciales más húmedos que el actual o fueron excavados como consecuencia de eventos torrenciales.

Los canales fluviales son muy frecuentes en IGC, sobre todo en la costa oriental del área de estudio, donde aparecen asociados a acantilados costeros y depresiones subglaciales (Fig. 6.1).

6.1.1.7 Geoformas litorales

6.1.1.7.1 Acantilados litorales

En su mayor parte, la costa oriental de IGC y la mayoría de las islas del archipiélago se caracterizan por presentar una morfología acantilada (Fig. 6.8). Estos acantilados suelen presentar pendientes cercanas a los 90°, alcanzando ocasionalmente alturas de ~30 m a lo largo de decenas de km. A los pies de estos acantilados es común encontrar depósitos de remociones en masa. Estos desprendimientos, generalmente dejan al descubierto secuencias glaciolacustres o glaciofluviales coronadas por unidades de till o directamente unidades de till.

6.1.1.7.2 Geformas litorales

Las geoformas litorales agrupan varios elementos geomorfológicos cuya morfogénesis se asocia a procesos costeros. En IGC suelen estar representadas por playas, marismas mareales y ocasionalmente plataformas de abrasión marinas.

Las playas son geoformas deposicionales de topografía suave formadas por sedimentos que oscilan de arenas a gravas en la línea de costa de IGC. En el área de estudio, el mayor número de playas se localizan al resguardo de afloramientos rocosos de la costa pacífica de IGC.

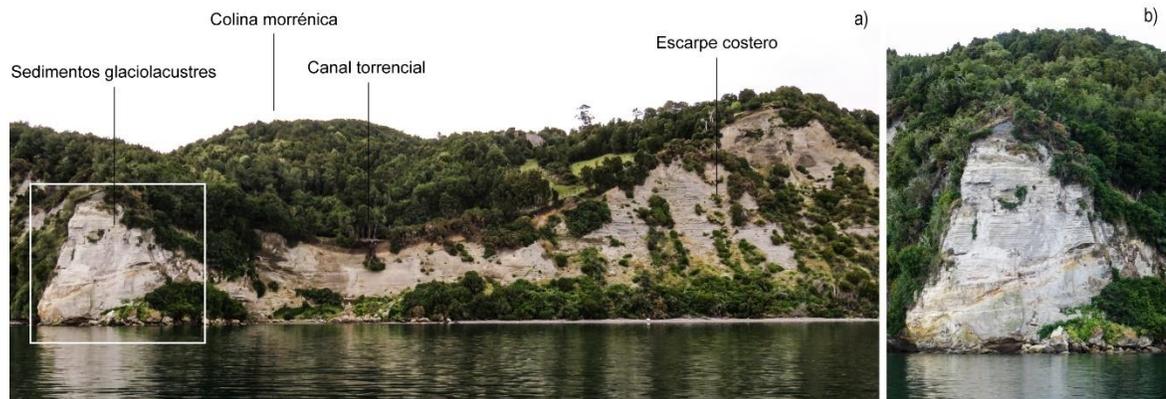


Figura 6.8: Ejemplo de acantilado litoral en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé. a) Vista panorámica de un acantilado costero en la isla de Lemuy. b) Detalle de facies laminadas de sedimentos finos glaciolacustres.

Las marismas mareales están formadas por acumulaciones de sedimentos finos de topografía suave que se depositan por la acción de la actividad fluvial en conjunto con la acción mareal en la desembocadura de valles de origen glacial o fluvial posteriormente ocupados por el mar. Las marismas más extensas se localizan en la costa oriental de IGC, principalmente en las cabeceras de los esteros Castro, Compu y Yaldad.

Finalmente, en algunas islas del archipiélago se han identificados plataformas de abrasión marinas compuestas por unidades de tillitas afectadas por el oleaje y la mareas (Fig. 6.1).

6.1.1.8 Geoformas submarinas

Debido a la escasa resolución de la cartografía batimétrica disponible, el reconocimiento de las geoformas submarinas se ha realizado de manera preliminar prestando atención únicamente a las áreas donde se observan claramente elementos distintivos del relieve subacuático (Fig. 6.1).

6.1.1.8.1 Morrena submarina

Numerosas elevaciones topográficas subacuáticas con una morfología en planta que oscila entre rectilínea y arqueada aparecen frente a la costa oriental de IGC, concretamente al sureste de la costa entre Isla Lemuy y Quellón. Estos alineamientos surgen abruptamente desde el fondo marino hasta culminar a una profundidad que varía entre los ~40 y los ~95 m.b.n.m. Usualmente aparecen agrupadas en una secuencia de alineamientos paralelos siguiendo una trayectoria semiarqueada con dirección SE-NO (Fig. 6.1). El trazado de estos alineamientos submarinos está frecuentemente asociado con georformas subaéreas de margen glacial ubicadas en IGC, especialmente con pendientes de contacto de hielo. En conjunto, los rasgos geomorfológicos de estos alineamientos sugieren que podrían tratarse de morrenas submarinas.

6.1.1.8.2 Canales submarinos

Los canales submarinos abundan en el archipiélago de IGC, donde dan lugar a una red compleja que en muchas ocasiones se alinean con canales subaéreos. Estas geoformas discurren a lo largo de decenas de kilómetros desde el sector central del Mar Interior de Chiloé hacia la costa oriental de IGC. Su morfología en planta varía desde rectilínea hasta meandriforme. Por un lado, los primeros exhiben fondos planos que pueden alcanzar hasta ~10 km de ancho, normalmente ocupados por otras geoformas menores, lo que sugiere una génesis glacial. En general, este tipo de canal submarino discurre en dirección N-S. Por otro lado, los canales meandriformes, aún presentando fondos planos, tienen una anchura restringida a uno pocos km que se despliegan en dirección E-O. Estos últimos ganan profundidad según se alejan de la costa oriental de IGC, variando desde lo ~150 a los ~230 m.b.n.m., lo que podría implicar un origen subglacial (Fig. 6.1). El trazado de estos canales submarinos ha sido mapeados en detalle previamente mediante ecosondas multihaz (Rodrigo, 2006).

6.1.1.8.3 Lineamiento submarino

Los lineamientos submarinos corresponden con geoformas relieve positivo lineales que aparecen asociados a canales submarinos de fondo plano de grandes dimensiones. Estas geoformas presentan una trayectoria rectilínea muy marcada con dirección SE-NO alcanzando longitudes que oscilan desde cientos de metros hasta una decena de km ocasionalmente. Numerosos trabajos han denominado a estas geoformas como lineamientos de mega escala, atribuyéndolos a la acción de corrientes de hielo (King et al., 2009; Stokes, 2018). Estudios batimétricos en los canales de Patagonia norte basados en ecosondas multihaz han interpretado estos lineamientos submarinos con drumlins (Rodrigo, 2006; Fig. 6.1). En el área de estudio, los principales lineamientos submarinos se localizan en la desembocadura de Canal Moraleda, al sureste de IGC.

6.1.2 Definición de los márgenes glaciales del lóbulo Golfo de Corcovado

Las posiciones del margen glacial del lóbulo Golfo de Corcovado en IGC durante el último ciclo glacial han sido identificadas sobre la base de los ensambles de geoformas y secciones estratigráficas descritas en el área de estudio. Con el objeto de facilitar la interpretación de los márgenes de hielo, el área de estudio ha sido subdividida en 4 sectores: i) Pastahué – Castro – Dalcahue; ii) Quilque – Huillinco – Tarahuín – Chonchi - Lemuy; iii) Tepuhueico – Lepué – Melli – Tahuí – Isla Tranqui; iv) Tantauco - Quellón (Fig. 6.9).

Debido a que las de geoformas que representan los límites glaciales en IGC aparecen en diferentes grados de preservación, así como al reducido número de secciones estratigráficas identificadas y las dificultades de acceso, sobre todo en los sectores centro y sur de IGC, la certeza con la se definen las posiciones del margen del LGC varía a lo largo del área de estudio, así pues los límites glaciales reconocidos en un sector determinado no corresponden necesariamente, en término cronológicos, con los límites glaciales identificados en otro sector de IGC, ya que ocasionalmente resulta complejo establecer las relaciones morfoestratigráficas entre ensambles geoforma-sedimento de origen glacial identificadas a lo largo del área de estudio.

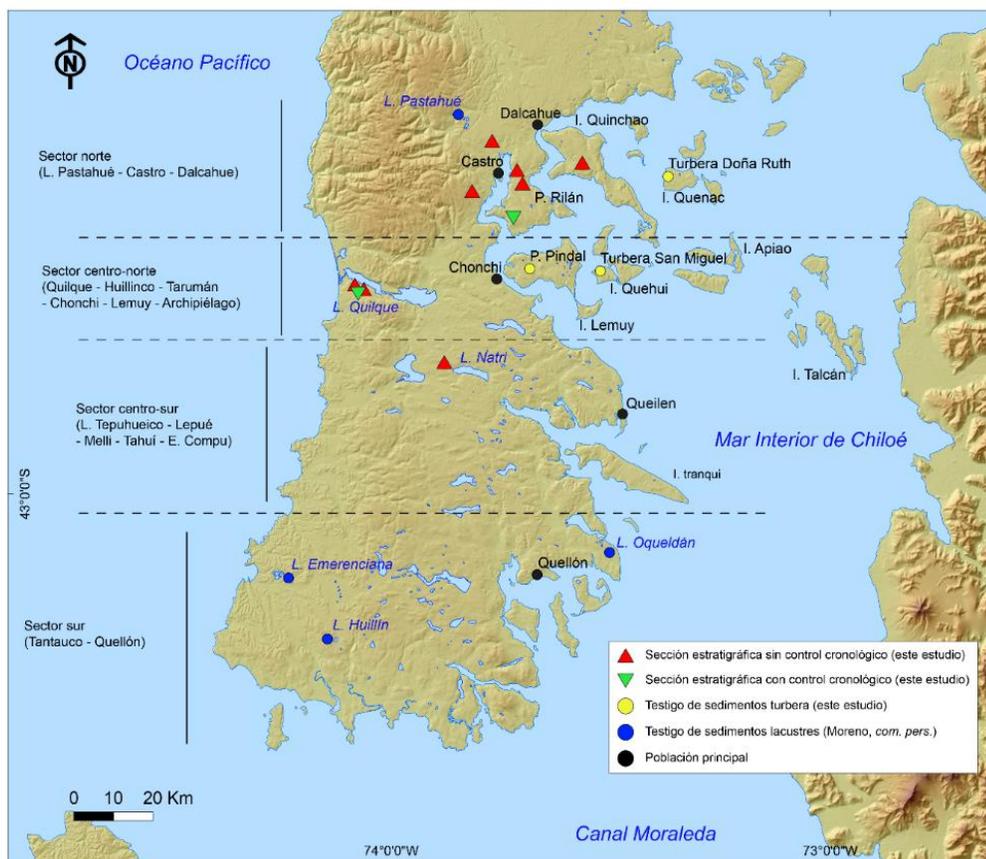


Figura 6.9: Sectores de IGC considerados para la identificación de los límites del LGC. Adicionalmente, se muestra la distribución de las secciones estratigráficas y localización de los testigos sedimentarios analizados en las distintas áreas de estudio. Modelo digital de elevaciones ALOS Palsar.

6.1.2.1 Sector Laguna Pastahué – Castro – Dalcahue

El sector norte del área de estudio se caracteriza, de oeste a este, por la topografía relativamente accidentada del flanco oriental de la Cordillera de la Costa al norte de Castro que conecta con una secuencia aterrazada de extensas llanuras glaciofluviales puntualmente interrumpidas por crestas morrénicas parcialmente truncadas que se despliegan entre Piruquina y Mocopulli. Hacia el este, la costa oriental de IGC presenta una topografía de lomas suaves que descienden a lo largo de una pendiente de contacto de hielo hasta el nivel del Mar Interior de Chiloé. Aquí, se localiza Isla Quinchao, la cual exhibe una topografía suave surcada por canales

de tamaños variables y alineaciones morrénicas puntuales asociadas a pendientes de contacto de hielo en sus costas.

El límite glacial más externo (límite i) del LGC parece haberse situado tentativamente en las cercanías de las lagunas de Pastahué y Auquilda a ~20 km al noroeste de Castro (Fig. 6.15). Hacia el oeste de las lagunas, se aprecia una secuencia poco marcada de pendientes de contacto de hielo acompañada de crestas morrénicas difusas adosadas a la ladera oriental de la Cordillera de la Costa a una elevación de ~370 m.s.n.m. Este conjunto de geoformas terminales coincide morfoestratigráficamente con las morrenas Butalcura identificada previamente por García (2012) ligeramente al norte de las lagunas Pastahué y Auquilda. No obstante, las evidencias geomorfológicas de este sector son demasiado difusas para determinar una posición del margen del LGC con certeza. Más al sur, estas potenciales pendientes de contacto de hielo se relacionan morfoestratigráficamente con parches de terreno morrénico y crestas morrénicas puntuales que reposan sobre las laderas internas de la Cordillera de la Costa a una altura de ~400 m.s.n.m.

El siguiente límite glacial hacia el interior (límite ii) está marcado por la pendiente de contacto de hielo y crestas morrénicas que se despliegan al norte de Dalcahue y el estero Castro y que continúan a lo largo de costa occidental de éste. Este límite glacial también ha sido previamente identificado por García (2012). Desde la culminación de la pendiente de contacto de hielo de Dalcahue y Castro, a distal, gradúa una llanura glaciofluvial que se inclina hacia el N-NO a partir de los ~130 m.s.n.m. ocupando los sectores de Piruquina y Mocopulli. Sobre la llanura glaciofluvial principal reposan remanentes de dos llanuras glaciofluviales colgadas a ~150 y ~170 m.s.n.m. que no presentan ninguna evidencia de haber sido alteradas por el frente del LGC. La llanura glaciofluvial principal es surcada por dos canales de grandes dimensiones actualmente abandonados; uno de estos canales discurre desde el área de Dalcahue a través de Mocopulli en dirección N hasta unirse con la cuenca del río Butalcura, mientras que el segundo, surge desde la costa norte del estero Castro en dirección NO conectando con el canal actual del estero Pellahua, separando las lagunas de Auquilda y Pastahué del nivel de llanura glaciofluvial sobre la que reposan (~150 m.s.n.m.; Fig. 6.15). A proximal de la pendiente de contacto de hielo de Dalcahue y Castro, aparece una topografía irregular compuesta de colinas incididas por numerosos cauces fluviales intermitentes. Aquí, varias secciones estratigráficas revelan unidades de arcillas y arenas bien seleccionadas con laminación horizontal en la que aparecen puntualmente paquetes de arenas gruesas que interpreto como depósitos glaciolacustres (Fig. 6.10). En el sector distal de la

pendiente de contacto de hielo, es común encontrar paquetes de sedimentos finos intercalados por unidades de till altamente deformadas y falladas (Fig. 6.11), las cuales pueden ser definidas como till de deformación (Evans, 2018), que evoluciona lateralmente hacia el exterior hasta unidades de sedimentos finos con estructuras de flujo (e.g. *ripples*) y clastos de caída (*drop stones*), interpretados como depósitos glaciolacustres. En conjunto, las evidencias geomorfológicas y estratigráficas sugieren que el frente del LGC rebasó la cabecera del estero Castro, probablemente sobre un ambiente glaciolacustre.

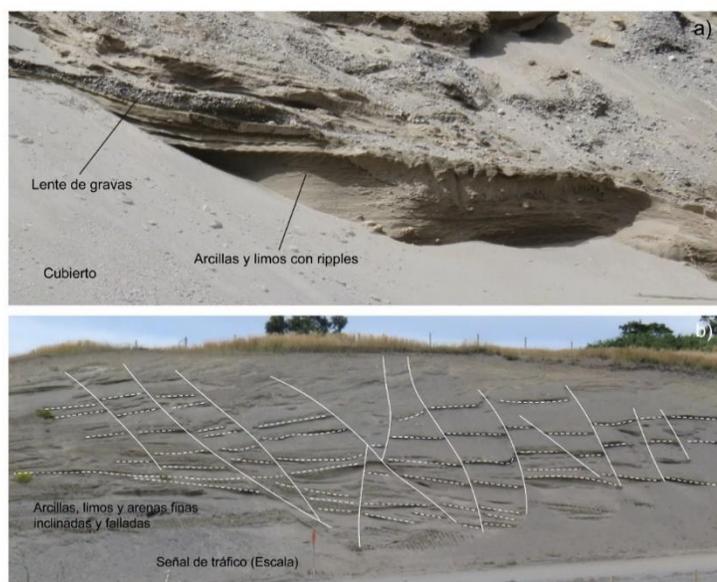


Figura 6.10: Sección depósitos glaciolacustres Castro distal (42° 26' 35.52" S/73° 46' 46.20" W; ~100 m.s.n.m.) a) Detalle de las facies glaciolacustres en la construcción de la carretera de circunvalación de Castro. b) Vista general de una sección de sedimentos glaciolacustres fallados. Las líneas blancas discontinuas muestran los principales planos de estratificación. Las líneas blancas continuas indican los principales planos de fallamiento. Señal de tránsito como escala.

El próximo límite glacial hacia el interior (límite iii) está tentativamente determinado por un conjunto de crestas morrénicas de dirección aproximada N-S que dominan la península de Rilán y que, posteriormente, se conectan con una pendiente de contacto de hielo bien definida que discurre con dirección E-O en la costa meridional de la península hasta alcanzar IGC en el sector de Quinched (Fig. 6.15). La disposición de este límite glacial coincide con la interpretación de Davies et al. (2020). Dos secciones estratigráficas localizadas en la península de Rilán en una posición externa respecto a la posición de margen inferida sugieren que el hielo se mantuvo

contenido en este ensamble de geoformas conformados por las crestas morrénicas asociadas a una pendiente de contacto de hielo. En el primer sitio, la estratigrafía de una pequeña cantera revela una unidad de diamictón masivo, relativamente poco consolidado y pobremente seleccionado con la presencia de abundantes lentes de gravas clasto soportadas, las cuales parecen estar asociadas a estructuras de flujo. Ya que esta unidad de diamictón no presenta evidencias de haber sufrido esfuerzos glaciotectónicos compresivos, la interpreto como un till de flujo o gravedad (Fig. 6.12) cuya genesis se asocia a procesos gravitacionales en los márgenes glaciales (Evans, 2018). La segunda localidad corresponde con un corte en una carretera dejando al descubierto una secuencia bien seleccionada de estratos de arenas finas y, ocasionalmente, gravas, estratificadas con una inclinación homogénea $\sim 30^\circ$ en dirección N-NO hacia una depresión lineal probablemente de origen subglacial. Esta unidad es coronada por otra secuencia de sedimentos similares organizados en estratos horizontales que culminan a los ~ 100 m.s.n.m. Interpreto el primer conjunto de facies como *foresets* y el segundo como *topsets*, por lo que considero que representan un paleo-delta glaciolacustre (Fig. 6.13) asociado a una cuenca proglacial del frente del LGC. Hacia el sur, las crestas morrénicas conectan con una pendiente de contacto de hielo que discurre en dirección E-O hasta el área de Quinched. Es probable que esta posición haya sido ocupada temporalmente por el frente del LGC durante un evento de retroceso.

Finalmente, el límite glacial más interno (límite iv) se encuentra representado por la pendiente de contacto de hielo que domina la costa en el área de la Punta Tenaun y continua por Isla Quinchao y la península de Rilán (Fig. 6.15). Esta pendiente de contacto de hielo recorre la costa oriental de IGC pero a unos ~ 5 km al este de Dalcahue parece dirigirse hacia el mar, donde coincide aparentemente con una elevación submarina lineal que conecta con Isla Quinchao, prosiguiendo a lo largo de su costa oriental. En el sector central de Isla Quinchao, una sección estratigráfica muestra una unidad de diamictón masivo, muy consolidado y pobremente seleccionado caracterizado por la abundancia de materiales finos y cantos con morfología facetada (*stoss-and-lee clasts*) o de bala (*bullet-shaped clasts*) frecuentemente estriados que interpreto como un till de asentamiento (Fig. 6.14; Evans et al., 2006). Este paquete de till reposa sobre secuencias glaciofluviales a través de un contacto erosivo con estructuras de fisibilidad, indicando su depositación durante fases de avance del hielo glacial (Denton et al., 1999).

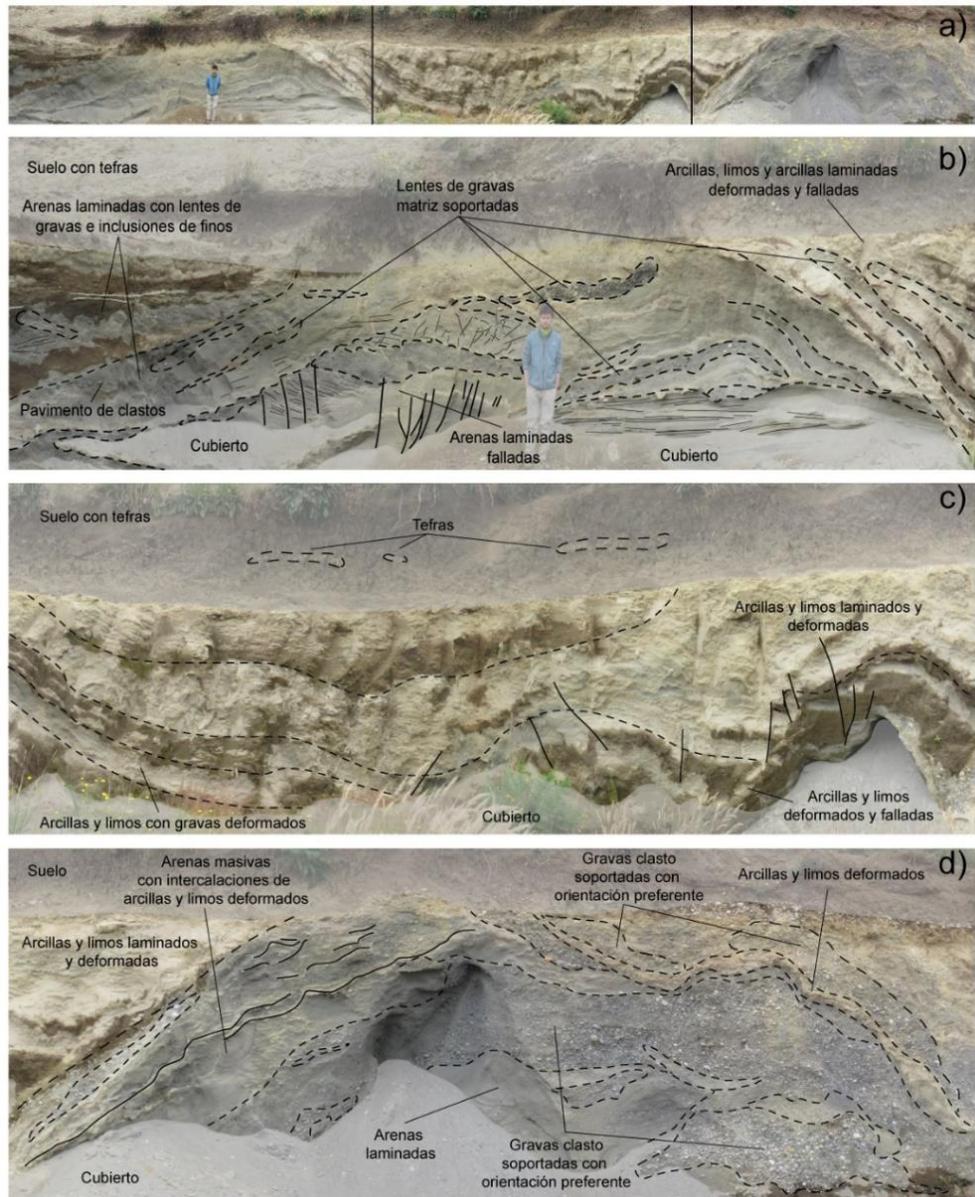


Figura 6.11: Sección till de deformación Castro proximal ($42^{\circ} 29' 38.90''$ S/ $73^{\circ} 47' 50.35''$ W; ~ 160 m.s.n.m.). a) Plano general de la sección estratigráfica observada en las obras de la circunvalación vial de Castro interpretado como un till de deformación. b) Detalle de unidad de arenas laminadas y diamicton arenoso con lentes de gravas deformadas en contacto con arcillas y limos glaciolacustres. c) Detalle de las unidades de arcillas y limos glaciolacustres laminadas, plegadas y falladas. d) Detalle del diamicton compuestos por arenas estratificadas y lentes de gravas con estructuras de deformación.

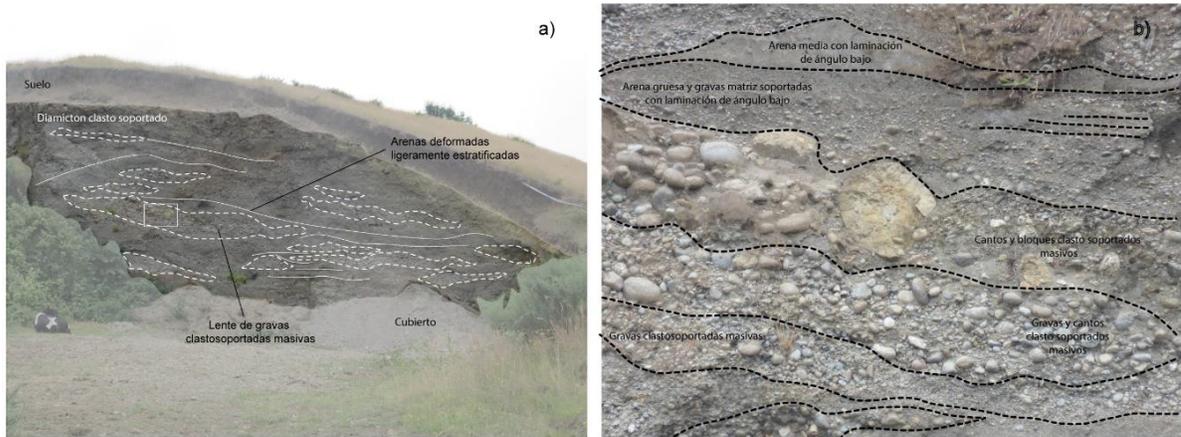


Figura 6.12: Sección till de flujo Rilán ($42^{\circ} 27' 17.24''$ S/ $73^{\circ} 43' 05.23''$ W; ~ 80 m.s.n.m.). a) Till de flujo mostrando las lentes de gravas y otras estructuras de flujo cercano a la costa occidental de la península de Rilán. Los polígonos discontinuos delimitan lentes de gravas. Las líneas blancas muestran los principales planos de estratificación. b) Detalle de las lentes de gravas y cantos y las unidades de arenas ligeramente estratificadas.

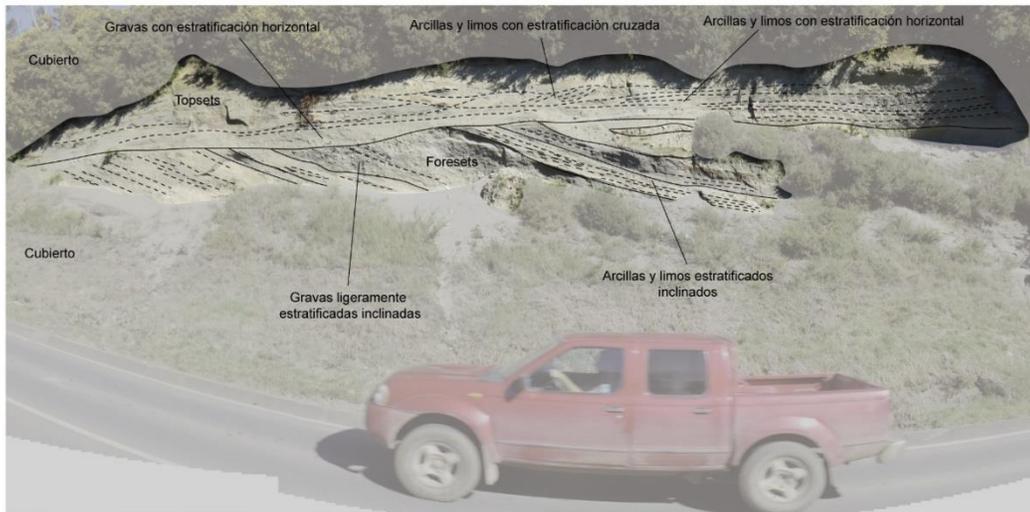


Figura 6.13: Sección paleodelta en Península de Rilán ($42^{\circ} 27' 54.57''$ S/ $73^{\circ} 42' 35.18''$ W; ~ 100 m.s.n.m.). Detalle de la estratigrafía del paleo-delta localizado en la sección central de la península de Rilán. Las líneas negras continuas delimitan las principales unidades de la sección. Las líneas negras discontinuas muestran los principales planos de estratificación.

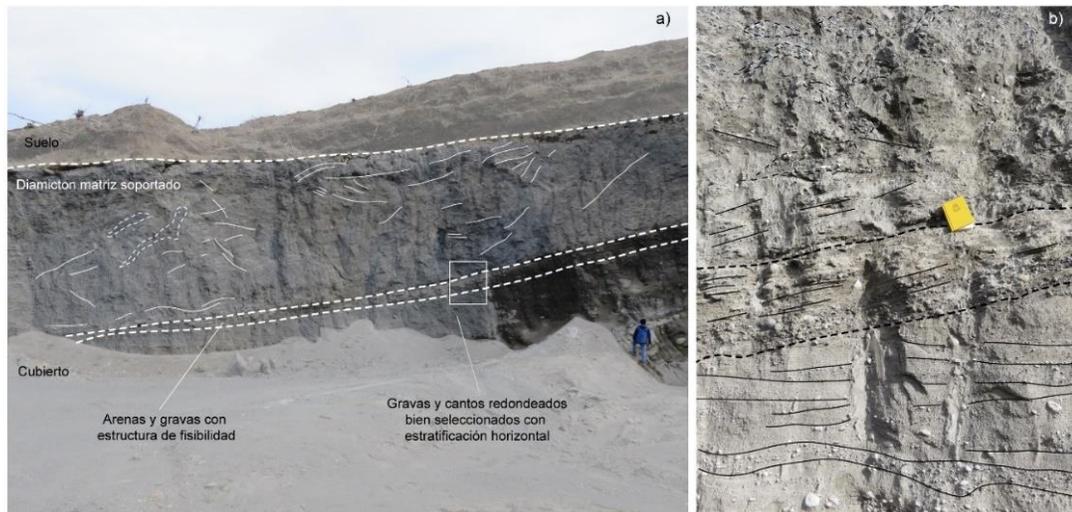
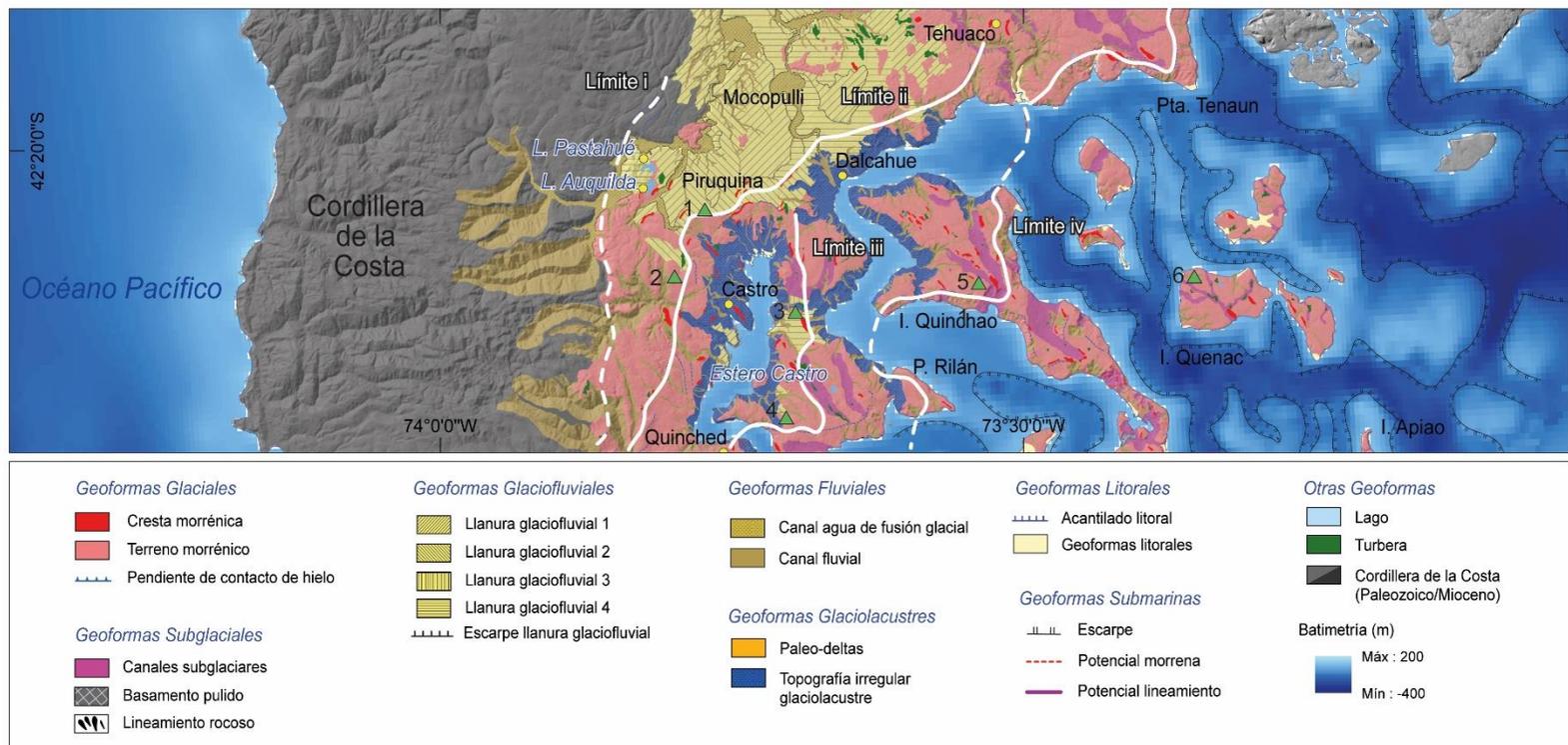


Figura 6.14: Sección till de asentamiento en Isla Quinchao ($42^{\circ} 29' 18.52''$ S/ $73^{\circ} 30' 15.84''$ W; ~ 130 m.s.n.m.). a) Till de asentamiento en contacto erosivo con estructuras de fisibilidad con una secuencia glaciofluvial localizada en Isla Quinchao. Líneas blancas gruesas discontinuas delimitan las unidades principales. Líneas blancas delgadas continuas marcan la presencia de planos de fisibilidad. Plígonos blancos discontinuos indican lentes de gravas. b) Detalle del contacto entre el till y el depósito glaciofluvial. Líneas negras discontinuas delimitan unidades principales. Líneas negras continuas demarcan planos de fisibilidad.

El rumbo de la unidad erosiva de esta sección estratigráfica ($\sim 250^{\circ}$ N), en conjunto con la orientación de los principales alineamientos morrénicos del sector central de Isla Quinchao indican que aquí el hielo fluía en dirección N-NO, en concordancia con la orientación de la pendiente de contacto de hielo de la costa occidental de Isla Quinchao, la cual se dirige hacia el mar para reaparecer en el extremo oriental de la península de Rilán.

En síntesis, en la zona comprendida entre Laguna Pastahué y Dalcahue (Fig. 6.15), se han identificado cuatro posibles posiciones del frente glacial del lóbulo LGC. De más externo a más interno, estos aparecen representados por: i) parches de terreno morrénico, crestas morrénicas y pendientes de contacto de hielo discretas localizadas en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, al oeste de las lagunas Pastahué y Auquilda; ii) la pendiente de contacto de hielo y crestas morrénicas asociadas que discurren a lo largo de la orilla norte de Dalcahue y estero Castro en combinación con crestas morrénicas que se distribuyen a lo largo de la costa occidental de estero Castro; iii) crestas morrénicas y pendientes de contacto de hielo que discurren en la península de Rilán; iv) la pendiente de contacto de hielo que conforma la costa oriental de IGC y que se extiende desde Punta Tenaun hasta Isla Quinchao y la península de Rilán (Fig. 6.15).



1
2 Figura 6.15: Mapa geomorfológico del sector Laguna Pastahué – Castro – Dalcahue mostrando límites del LGC. Línea continua blanca: Posición del margen del LGC
3 durante el último ciclo glacial. Línea discontinua blanca: Posición inferida del LGC durante el último ciclo glacial. Triángulo verde: Sección estratigráfica. 1: Depósitos
4 glaciolacustres (Fig. 6.10). 2: Till de deformación (Fig. 6.11). 3: Paleo-delta (Fig. 6.13). 4: Till de fusión (Fig. 6.12). 5: Till de asentamiento (Fig. 6.14). 6: Testigo
5 Quenac (Fig. 6.24).

6.1.2.2 Sector *Quilque – Huillinco – Tarumán – Chonchi – Lemuy*

El sector centro-norte de IGC, entre la costa pacífica y el archipiélago de Chiloé, se caracteriza al oeste por la presencia de un valle de grandes dimensiones que atraviesan la Cordillera de la Costa hasta conectar con el Océno Pacífico. Actualmente, este valle está ocupado por los lagos Cucao y Huillinco. El área que rodea al primero de ellos está dominada por dos niveles de llanuras glaciofluviales conectadas entre si por una pendiente de contacto de hielo inmediatamente al oeste de Lago Quilque. Hacia el este, la topografía se torna irregular destacando numerosas colinas y alineamientos morrénicos que son surcados por canales subglaciales de grandes dimensiones y canales fluvio-glaciales que discurren desde el área de Petanes hasta la costa oriental de IGC. Aquí, la costa presenta un perfil relativamente suave dominado por parches de terreno morrénico irregular que descienden paulatinamente hasta las inmediaciones de Chonchi. Al este de Chonchi, se encuentra Isla Lemuy, cuya topografía presenta colinas surcadas por canales amplios de poca excavación que se asocian con algunas pendientes de contacto de hielo distribuidas por el sector central y oriental de la isla.

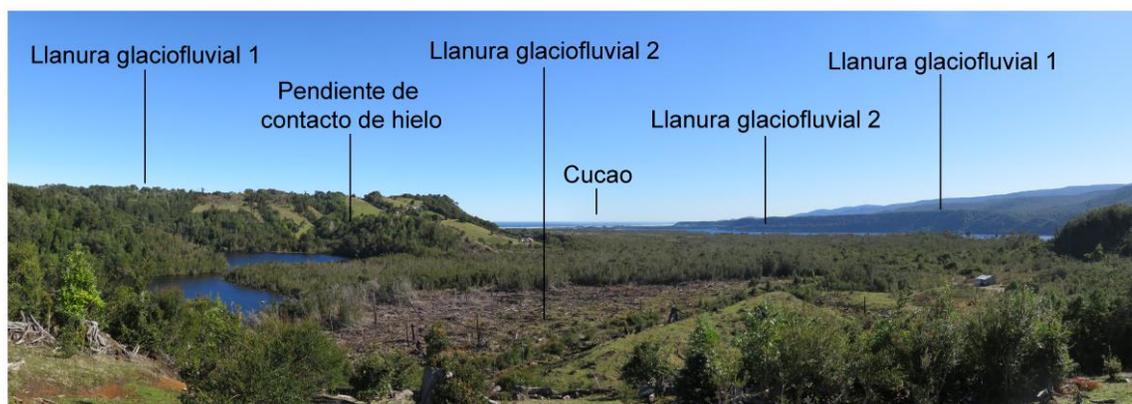


Figura 6.16: Vista general de la pendiente de contacto de hielo de Lago Quilque

El límite glacial del LGC más externo (límite i) está representado por una pendiente de contacto de hielo bien marcada ubicada en el área de Lago Quilque, ligeramente al sur de la desembocadura de Lago Cucao (Fig. 6.16). Ésta se desarrolla entre dos niveles de llanuras glaciofluviales que se inclinan suavemente hacia el oeste desde los ~125 y los ~150 m.s.n.m.,

respectivamente, hasta desembocar en un acantilado litoral que puede superar los ~50 m de elevación. Las llanuras glaciofluviales se componen de secuencias estratificadas horizontalmente de arenas, gravas y cantos predominantemente redondeados y con escasa presencia de estrías y facetas de litologías originales de la Cordillera de los Andes. Las unidades de arenas son abundantes y pueden presentar estructuras sedimentarias como laminación horizontal o cruzada y lentes de materiales fino, mientras que las unidades de gravas y cantos pueden mostrar imbricación. Así mismo, es frecuente encontrar clastos de sedimentos consolidados incorporados durante la formación de la llanura glaciofluvial (*ripped up clasts*; Fig. 6.18).

En la culminación de la geoforma una sección estratigráfica (Fig. 6.17) exhibe una unidad basal compuesta por paquetes de arenas masivos con ligeros rasgos de estratificación y clastos de sedimentos retrabajados puntuales, intercalados con alineaciones y lentes de gravas y cantos orientados paralelamente a la pendiente que son interpretadas como un till de flujo. La unidad superior, en contacto discordante, muestra una secuencia de arenas y gravas estratificadas, ligeramente inclinadas hacia el oeste que son interpretadas como la superposición de sucesivas cabeceras de abanicos aluviales o llanuras glaciofluviales originadas a partir del margen glacial (Fig. 6.17). En conjunto, esta secuencia estratigráfica concuerda con el modelo de facies propuesto para las pendientes de contacto de hielo en la región (Turbek & Lowell, 1999).

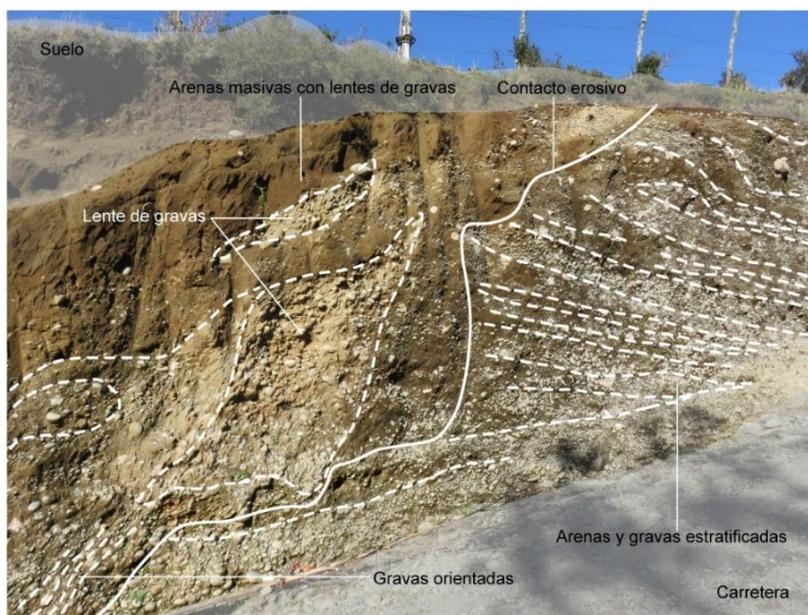


Figura 6.17: Sección pendiente contacto de hielo Quilque (42° 39' 23.90" S/74° 04' 16.86" W; ~130 m.s.n.m.). Detalle de la sección que corona la pendiente de contacto de hielo de Quilque.

Hacia el norte de Lago Huillinco, García (2012) identifica una secuencia de dos pendientes de contacto de hielo se despliegan con dirección aproximada N-S a una elevación que oscila entre los ~200 y los ~250 m.s.n.m., las cuales se asocian morfoestratigráficamente con las pendientes de contacto de hielo del sector Quilque.

En una posición más interna, las evidencias geomorfológicas sugieren que el margen de LGC se situó en un estrechamiento del valle de la Cordillera de la Costa que ocupan los lagos Cucao y Huillinco (límite ii). Esta zona está dominada por terreno morrénico con la presencia de, al menos, una cresta morrénica que aparece contenida entre afloramientos de basamento pulidos. Adicionalmente, este conjunto de geoformas aparece asociado morfoestratigráficamente con el ápice de la llanura glaciofluvial inferior que bordea Lago Cucao (Fig. 6.19). Aunque las evidencias geomorfológicas son escasas, es probable que el frente del LGC se haya situado en esta zona durante la formación de la llanura glaciofluvial inferior.

Este límite glacial parece continuar hacia el norte de Lago Huillinco a través de las pendientes de contacto de hielo identificadas previamente por García (2012).



Figura 6.18: Sección llanura glaciofluvial Quilque ($42^{\circ} 38' 28.58''$ S/ $74^{\circ} 05' 22.98''$ W; ~20 m.s.n.m.). Vista de la estratigrafía general de la llanura glaciofluvial inferior del área Lago Quilque.

La siguiente posición del margen del LGC hacia el interior (límite iii) se ubica en el área de Quinched, donde aparece una secuencia de alineamientos morrénicos relativamente bien definidos que discurren con dirección NE-SO asociados paralelamente a canales de fusión glacial. Estos últimos confluyen en la zona de Petanes, dando lugar a una extensa llanura de inundación que se divide en dos ramas, una de las cuales se extiende hacia el valle del río Cipresal, mientras que la otra termina en la cuenca de Lago Huillinco. En esta zona, las alineaciones morrénicas describen un arco adoptando una dirección NO-SE, generando una morfología en planta lobulada. La costa de IGC contenida al interior de este potencial límite glacial se caracteriza por elevarse suavemente desde el nivel del mar, sin la presencia clara de ninguna pendiente de contacto de hielo, sugiriendo que el hielo no se estabilizó en esa posición. Posteriormente, al norte de Lago Tarahuín, esta alineación morrénica parece virar hacia el oeste extendiéndose hasta la costa suroriental de Lago Huillinco (Fig. 6.19).

El margen glacial más interno del LGC en este sector (límite iv) está representado por una pendiente de contacto de hielo coronada por crestas morrénicas en la costa oriental de Isla Lemuy. Desde estas formas surge una depresión relativamente sinuosa con dirección E-O, probablemente de origen subglacial y, posteriormente, ocupada por la red drenaje vinculada a la fusión glacial, donde se localiza el pantano Pindal. Hacia el sur de este canal, la pendiente de contacto de hielo vira hacia el suroeste hasta conectar con un lineamiento submarino bien definido potencialmente relacionado morfoestratigráficamente con la pendiente de contacto de hielo y crestas morrénicas asociadas a las lagunas Melli y Tahuí en la costa oriental de IGC (Fig. 6.19).

En resumen, en el sector comprendido entre el área de Quilque y Archipiélago de Chiloé se han identificado tres límites glaciales asociados al LGC relativamente claros y una potencial posición de margen adicional. De más externo a más interno, las posiciones de margen se expresan por: i) una pendiente de contacto de hielo bien definida localizada en Lago Quilque; ii) parches de terreno morrénico con crestas morrénicas difusas asociadas al ápice de una llanura glaciofluvial entre los lagos Cucao y Huillinco; iii) un conjunto de alineaciones morrénicas que discurren por el sector central de IGC entre las áreas de Quinched, Lago Huillinco y Lago Tarumán; iv) una pendiente de contacto de hielo localizada en la costa oriental de Isla Lemuy y continúa siguiendo alineamiento submarinos por la costa oriental de IGC conectando con las lagunas Melli y Tahuí (Fig. 6.19).

6.1.2.3 Sector Tepuhueico – Lepué – Melli – Tahuí – Estero Compu

A grandes rasgos, la geomorfología comprendida entre Lago Tepuhueico y Estero Compu, en el sector centro-sur de IGC, se caracteriza, al oeste, por la presencia de llanuras glaciofluviales asociadas a ambas vertientes de la Cordillera de la Costa. En esta área, la ladera oriental de las montañas exhibe una secuencia de pendientes de contacto de hielo poco marcadas. Hacia el este, tras las llanuras glaciofluviales asociadas al flanco oriental de la Cordillera de la Costa, el territorio despliega una topografía irregular con colinas suaves compuestas de depósitos glaciales altamente incidida por una intrincada red de canales subglaciales que discurren hasta la costa oriental de IGC, donde destaca la presencia de una prominente pendiente de contacto de hielo asociada al estero Compu.

Los márgenes glaciales más externos de esta zona (límites i y ii) se encuentran aparentemente representado por una secuencia de dos pendientes de contacto de hielo localizadas en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa al noroeste de Lago Tepuhueico (Fig. 6.20). Estas pendientes de contacto parecen estar relacionadas morfoestratigráficamente con geoformas de margen glacial identificadas en el sector de los lagos Cucao y Huillinco. En esta zona, la presencia de geoformas glaciales terminales indica que el LGC no alcanzó el Océano Pacífico debido al obstáculo ejercido por la Cordillera de la Costa, tal y como señalan trabajos previos (García, 2012).

Hacia el este de Lago Tepuhueico, en el interior de IGC, las evidencias geomorfológicas de una posición del frente del LGC son muy escasas. No obstante, la presencia de numerosas llanuras glaciofluviales organizadas de norte a sur y asociadas en sus ápices a extensos parches de terreno morrénico y la desembocadura de numerosos canales subglaciales podrían estar indicando la localización del margen del LGC de manera preliminar (límite iii; Fig. 6.20).

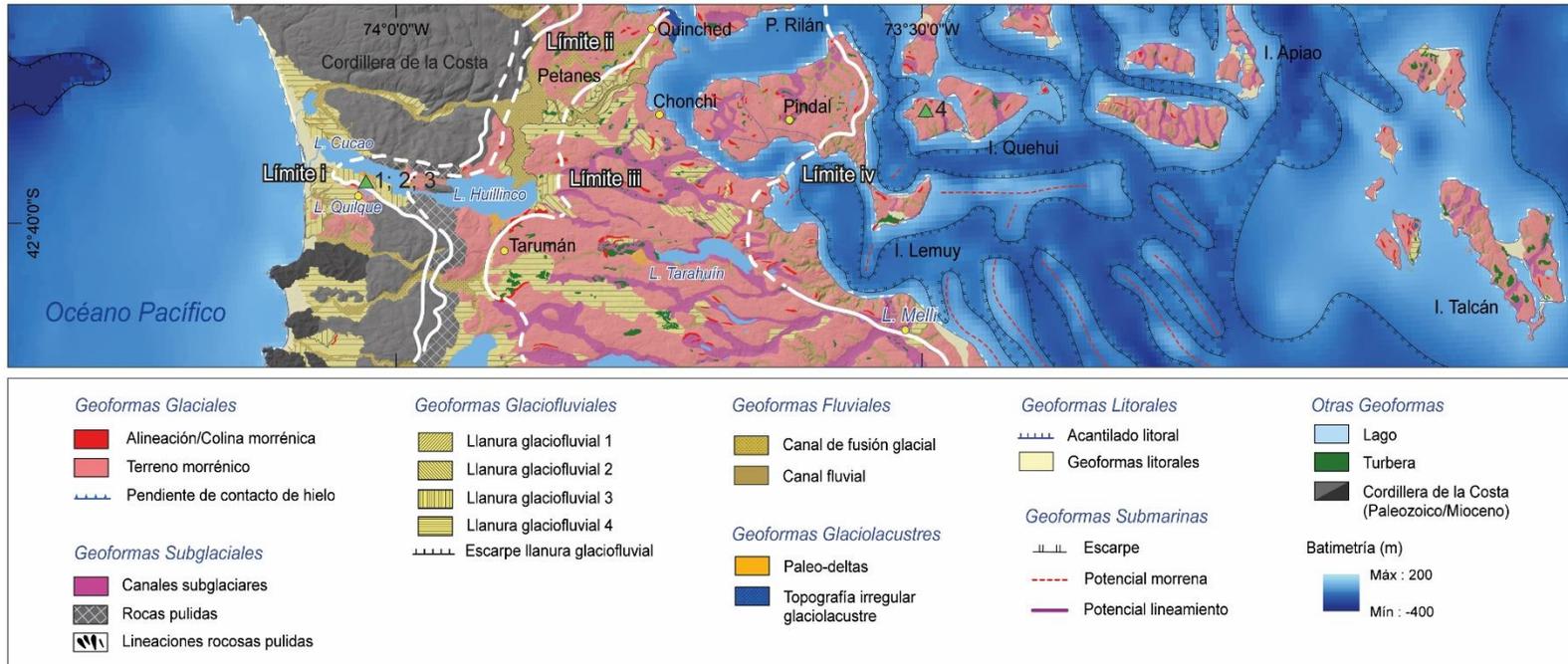


Figura 6.19: Mapa geomorfológico del sector Quilque – Huillinco – Tarumán – Chonchi – Lemuy – Archipiélago mostrando límites del LGC. Línea continua blanca: Posición del margen del LGC durante el último ciclo glacial. Línea discontinua blanca: Posición inferida del LGC durante el último ciclo glacial. Triángulo verde: Sección estratigráfica. 1: Sección Quilque (6.22). 2: Pendiente de contacto de hielo (Fig. 6.17). 3: Llanura glaciofluvial (Fig. 6.17). 4: Testigo Quehui (Fig. 6.24).

En una posición más interna hacia el este, las evidencias de una posición del frente del LGC aparecen dispersas y poco marcadas. Sin embargo, es posible identificar una pendiente de contacto de hielo discontinua (límite iv) asociada al estero Compu que continua cercana a un canal subglacial de dirección NO-SE donde se encuentra Lago Natri. En la costa septentrional del estero Compu surgen varios canales subglaciales de dimensiones restringidas ocupados actualmente por pequeñas cuencas lacustres, una de las cuales corresponde a Lago Lepué, que probablemente funcionaron como canales de desagüe del LGC (Fig. 6.20). Debido a que la escasez de geoformas que delimiten la posición del frente glacial en esta zona, esta posición de margen del LGC ha de considerarse con precaución. No obstante, estudios previos también han señalada que este conjunto de geoformas refleja una posición marginal del LGC (García, 2012).

La posición del margen del LGC más interno (límite v) se refleja en la pendiente de contacto de hielo que discurre al oeste de las lagunas Melli y Tahuí y que parece continuar hacia el sur a través de un lineamiento submarino que surge en el área de Queilén conectando aparentemente con una pendiente de contacto de hielo situada en Isla Tranqui. Hacia el sur, ésta última se relaciona morfoestratigráficamente a través de un lineamiento submarino con una geoforma similar que discurre a lo largo de la costa oriental de IGC hasta el estero Compu (Fig. 6.20).

En síntesis, en el sector centro-sur de IGC, concretamente en la zona comprendida entre Lago Tepuhueico e Isla Tranqui, el estado de preservación de las geoformas glaciales y la profusa vegetación que cubre el sector pacífico solo han permitido identificar las posiciones del margen del LGC de manera tentativa. De más externo a más interno, estos están representados por: i) y ii) una secuencia de pendientes de contacto de hielo localizadas en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa; iii) una serie de llanuras glaciofluviales alineadas de norte a sur cuyos ápices se originan desde áreas dominadas por terreno morrénico y canales subglaciales; iv) fragmentos discontinuos y poco marcado de una pendiente de contacto de hielo bordeando el estero Compu y, finalmente, v) una pendiente de contacto de hielo coronada por crestas morrénicas discretas que bordea la costa oriental de IGC entre las lagunas Melli y Tahuí hasta Queilén y parece continuar asociada a lineamientos submarinos por una pendiente de contacto de hielo en Isla Tranqui (Fig. 6.20).

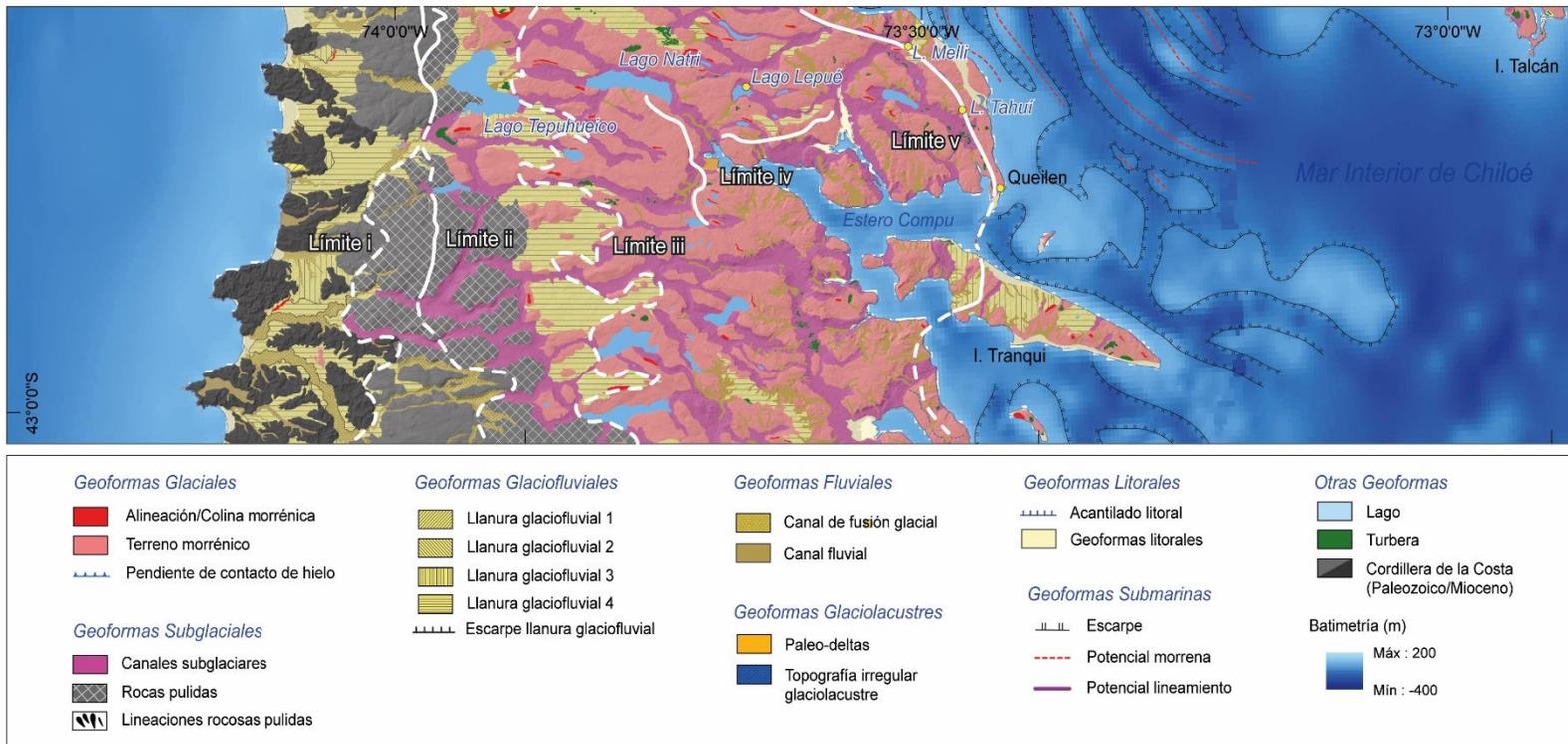


Figura 6.20: Mapa geomorfológico del sector Tepuhueico – Lepué – Melli – Tahuí –Estero Compu mostrando límites del LGC. Línea continua blanca: Posición del margen del LGC durante el último ciclo glacial. Línea discontinua blanca: Posición inferida del LGC durante el último ciclo glacial.

6.1.2.4 Sector Tantauco – Quellón

El sector sur de IGC, concretamente el territorio entre Tantauco y Quellón (Fig. 6.21), está dominado, al oeste, por extensas llanuras glaciofluviales que se despliegan en los amplios valles transversales que atraviesan la Cordillera de la Costa hacia el Océano Pacífico. Estas están surcadas por canales fluviales de grandes dimensiones que, probablemente, funcionaron como drenaje de agua de fusión glacial. En las llanuras glaciofluviales es posible reconocer remanentes de crestas morrénicas parcialmente sepultadas y pendientes de contacto de hielo de escaso recorrido. En el extremo distal de una de estas llanuras glaciofluviales se encuentra Lago Emerenciana. En este sector, la Cordillera de la Costa adquiere una dirección preferente NO-SE ocupando la casi totalidad de IGC hasta desaparecer en el Mar Interior de Chiloé en el sector de Isla San Pedro. La Cordillera de la Costa presenta un perfil muy atenuado, caracterizado por afloramientos rocosos pulidos de poca elevación con la presencia de pendientes de contacto de hielo poco definidas, ocasionalmente con morfología aborregada y lineaciones rocosas paralelas. Estos afloramientos rocosos son atravesados por canales amplios poco marcados, probablemente de origen subglacial. Al este de la Cordillera de la Costa, se aprecia una franja acotada de terreno morrénico irregular con crestas morrénicas puntuales que se extiende hasta la costa oriental de IGC, donde destaca la pendiente de contacto de hielo del estero Yaldad. Hacia el sur, la costa meridional de IGC se caracteriza por una pendiente de contacto de hielo de dirección E-O hasta alcanzar el Océano Pacífico que culmina en una serie escalonada de llanuras glaciofluviales con restos de crestas morrénicas donde reposa Lago Huillín.

El límite glacial más externo (límite i) de este sector aparece escasamente reflejado por crestas morrénicas puntuales localizadas en los fondos de valle de la Cordillera de la Costa, relativamente cerca de la costa pácifica. Estas geoformas se encuentran en el sector distal de un área dominada por varios niveles de llanuras glaciofluviales en las que se encajan algunas pendientes de contacto de hielo bien preservadas, pero de escaso recorrido, por ejemplo, al noroeste de Lago Chaiguaco en el sector medio de Río Medina. Más al sur, en las cercanías de Lago Emerenciana, el límite glacial más externo está representado por algunos alineamientos morrénicos de orientación norte-sur que afloran sobre las llanuras glaciofluviales y por afloramientos rocosos pulidos que se despliegan hasta parches de terreno morrénico asociados a llanuras glaciofluviales colgadas en la topografía a ~170 m.s.n.m. localizadas en el extremo suroccidental de IGC (Fig. 6.21).

La siguiente posición de margen glacial hacia el interior (límite ii) está representada por una pendiente de contacto de hielo localizada entre los lagos Chaiguaco y Chaiguata (Fig. 6.21). Hacia el sur, esta pendiente de contacto de hielo parece conectar con las cabeceras de una secuencia de llanuras glaciofluviales que gradan hacia el océano Pacífico a través de los valles transversales de la Cordillera de la Costa. En estas últimas se observa una pendiente de contacto de hielo asociada a parches de terreno morrénico con alguna cresta puntual bien definida. Estas crestas morrénicas discurren con dirección norte-sur para luego virar hacia el suroeste, situándose ligeramente al sur de Lago Huillín, hasta desaparecer en el Océano Pacífico.

El límite glacial más interno de la zona (límite iii) está definido por las pendientes de contacto de hielo y alineamientos morrénicos que se extienden a lo largo de las costas de la bahía de Quellón, estero Yaldad y continúan por la costa meridional de IGC hasta Isla San Pedro y Tantauco (Fig. 6.21). En el área de Quellón y Estero Yaldad, la costa se caracteriza por la presencia de alineamientos morrénicos coronando una marcada pendiente de contacto de hielo desde la que surgen depresiones subglaciales dejado al interior cuencas lacustres de tamaño restringido, como Laguna Oqueldán. Hacia el sur, la pendiente de contacto de hielo está asociada a terreno morrénico adosado a afloramientos de gran pendiente de la Cordillera de Costa, los cuales muestran signos de erosión glacial hasta una elevación aproximada de ~300 m.s.n.m. Estos dominan el extremo suroriental de IGC, apareciendo bien representados en la topografía de Isla San Pedro, donde se observa la presencia de numerosas lineaciones rocosas pulidas con una dirección preferente SE-NO. Ya en la costa meridional de Tantauco, entre Isla San Pedro y el Océano Pacífico, este límite glacial está representado por una pendiente de contacto de hielo bien definida que culmina en alineamientos y terreno morrénico con dirección E-O (Fig. 6.21).

En resumen, el sector medicinal de IGC, específicamente en el área comprendida entre Tantauco y Quellón, la identificación de los límites del LGC fue realizada exclusivamente mediante percepción remota y vuelos en helicóptero por lo que la interpretación de las posiciones del margen glacial son tentativas. De mas externo a más interno, estas aparecen representadas por i) crestas morrénicas puntuales y pendientes de contacto de hielo que reposan sobre llanuras glaciofluviales asociadas a valles transversales de la Cordillera de la Costa; ii) pendientes de contacto de hielo discontinuas adosadas a las laderas orientales de la Cordillera de la Costa en compañía con afloramientos rocosos pulidos y iii) una pendiente de contacto de hielo bien marcada que discurre a lo largo de la costa del estero de Yaldad y el sur de IGC (Fig. 6.21).

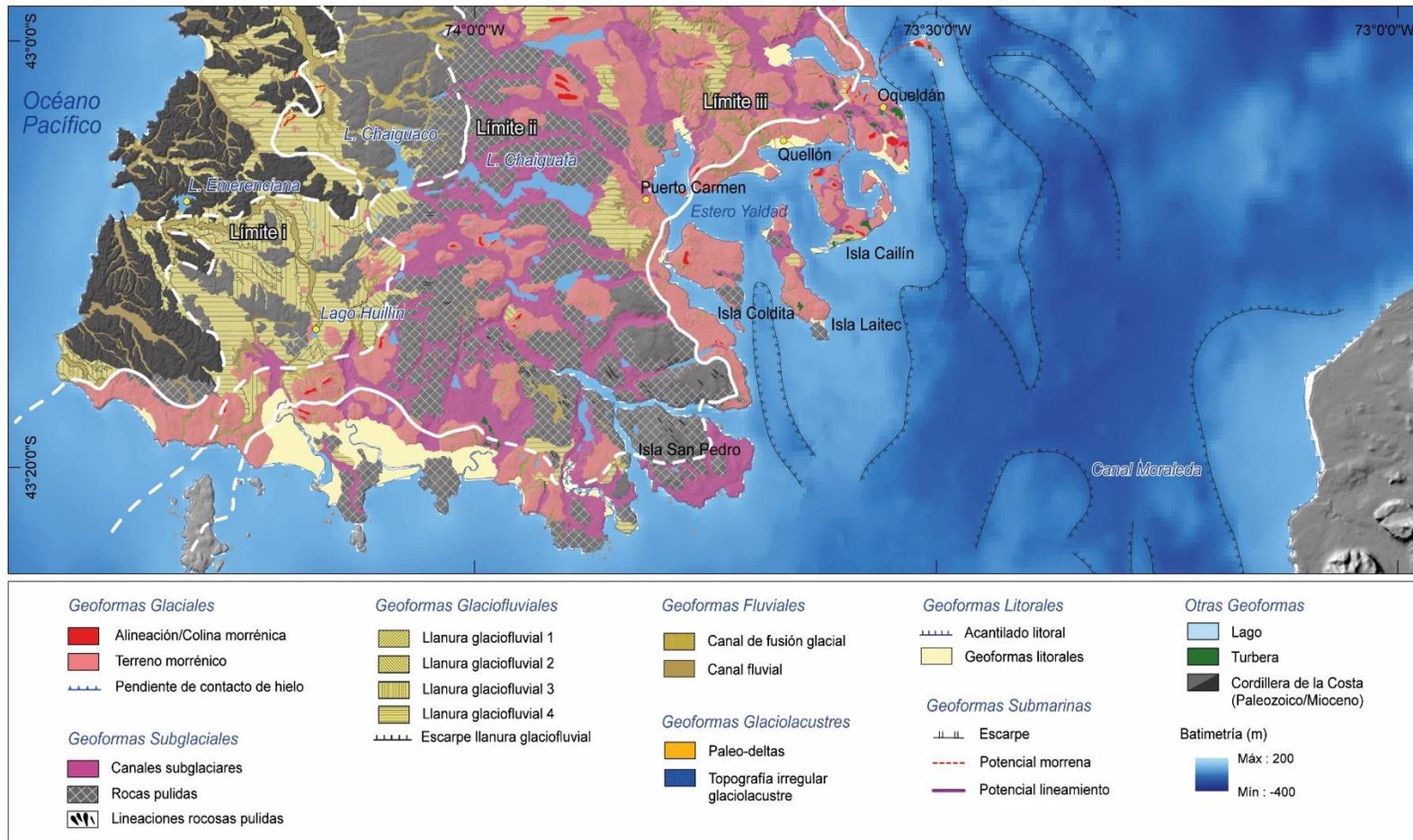


Figura 6.21: Mapa geomorfológico del sector Tantauco – Quellón mostrando límites del LGC. Línea continua blanca: Posición del margen del LGC durante el último ciclo glacial. Línea discontinua blanca: Posición inferida del LGC durante el último ciclo glacial.

6.1.3 Cronología glacial del lóbulo Golfo de Corcovado

A continuación, se presentan las edades radiocarbónicas obtenidas en este estudio acompañadas de la interpretación de las secciones estratigráficas y testigos de sedimentos lacustres y de turberas datados, seguidas de las edades obtenidas por otros autores no publicadas (e.g. Fercovic, 2020; Moreno *com. pers.*; Ugalde, 2016) y la interpretación de la datación sobre la base del contexto geomorfológico inferido en este estudio.

6.1.3.1 Edades radiocarbónicas de este estudio

6.1.3.1.1 Quilque (42° 39' S, 74° 04' O; ~130 m.s.n.m.)

En el área de Lago Quilque un camino deja al descubierto una sección estratigráfica ubicada sobre la llanura glaciofluvial superior que domina la costa meridional de Lago Cucao (Fig. 6.22).

La sección estratigráfica tiene una altura de ~260 cm. De base a techo, ésta se compone de una capa de arenas y gravas estratificadas incorporadas en una matriz de arcillas y limos inorgánicos de color grisáceo que interpreto como un depósito glaciofluvial. Por encima de esta unidad, reposa una capa de arenas cementadas por óxidos de hierro de 6 cm sobre la que se asienta un estrato gris inorgánico de 8 cm con gradación normal que varía desde arenas medias hasta limos, culminando con la presencia de láminas milimétricas de arcillas y limos orgánicos que considero representa un pequeño lago proglacial. Por encima, aparece una capa de 10 cm compuesta de arenas limosas con clastos de pocos centímetros ocasionales. Sobre ésta, en contacto erosivo representado por una capa de clastos alineados de 5 cm de diámetros, yace una unidad de 41 cm de espesor compuesta de bandas alternadas de arcillas y limos marrones orgánicos y limos y arenas grisáceas inorgánicas seguida, nuevamente, de limos y arcillas orgánicas. El nivel orgánico inferior de esta unidad se caracteriza por dos estratos con la presencia de numerosos troncos y restos macroscópicos de madera. En ésta última se obtuvieron muestras para su datación radiocarbónica. Superpuesta a este estrato, a través de un contacto concordante, se observa una capa masiva de 21 cm de arcillas y limos amarillentos ligeramente deformados en la que aparecen restos de raíces recubiertas de costras férrica. Por encima, se reconoce un estrato de 25 cm de arenas arcillosas amarillentas ligeramente estratificadas con gradación normal donde se incorporan clastos arcillosos puntalmente. Sobre ésta, tras una lámina de 3 cm de arenas finas, reposa una unidad de 73 cm de arenas medias amarillentas mayormente inorgánicas ligeramente

estratificadas con gradación normal en la que se aprecian concreciones férricas en su base y clastos arcillosos dispersos. Preliminarmente, interpreto estos estratos como un depósito eólico. Sobre esta unidad, reposa una costra férrica de 5 cm, la cual delimita una unidad superior de 24 cm de espesor formada por limos marrones orgánicos organizados en bloques individualizados con la presencia de numerosas raíces de gran tamaño que interpreto como un suelo. La unidad de techo de esta sección se compone de 40 cm de materiales perturbados (Fig. 6.22).

En el horizonte orgánico situado a ~85 cm de la base de la sección estratigráfica de Quilque se recogieron 10 muestras de madera y una adicional de sedimentos orgánicos. Seis muestras provienen de la unidad inferior de la capa (CH17-100-01, CH17-106-02 – CH17-108-02 y CH02-02) y cinco de la superior de ésta (CH17-101-01 – CH17-103-01 y CH17-105-02, CH02-10). Las muestras inferiores ofrecen edades que varían entre los $\sim 44,8 \pm 0,7$ y los $>46,6$ cal ka, con una media de $\sim 45,9$ cal ka, mientras que las edades superiores oscilan entre los $\sim 33,1 \pm 0,6$ y los $\sim 37,2 \pm 0,6$ cal ka, presentando una media de $\sim 36,0$ cal ka (Fig. 6.25; Tabla 1). Atendiendo a la posición mosfoestratigráfica de la sección Quilque, las edades radiocarbónicas obtenidas de la unidad inferior suponen una edad mínima para el fin de la formación de la llanura glaciofluvial superior y, por lo tanto, para la culminación del avance más extenso del LGC durante el último ciclo glacial reflejada en el límite i (Fig. 6.19).

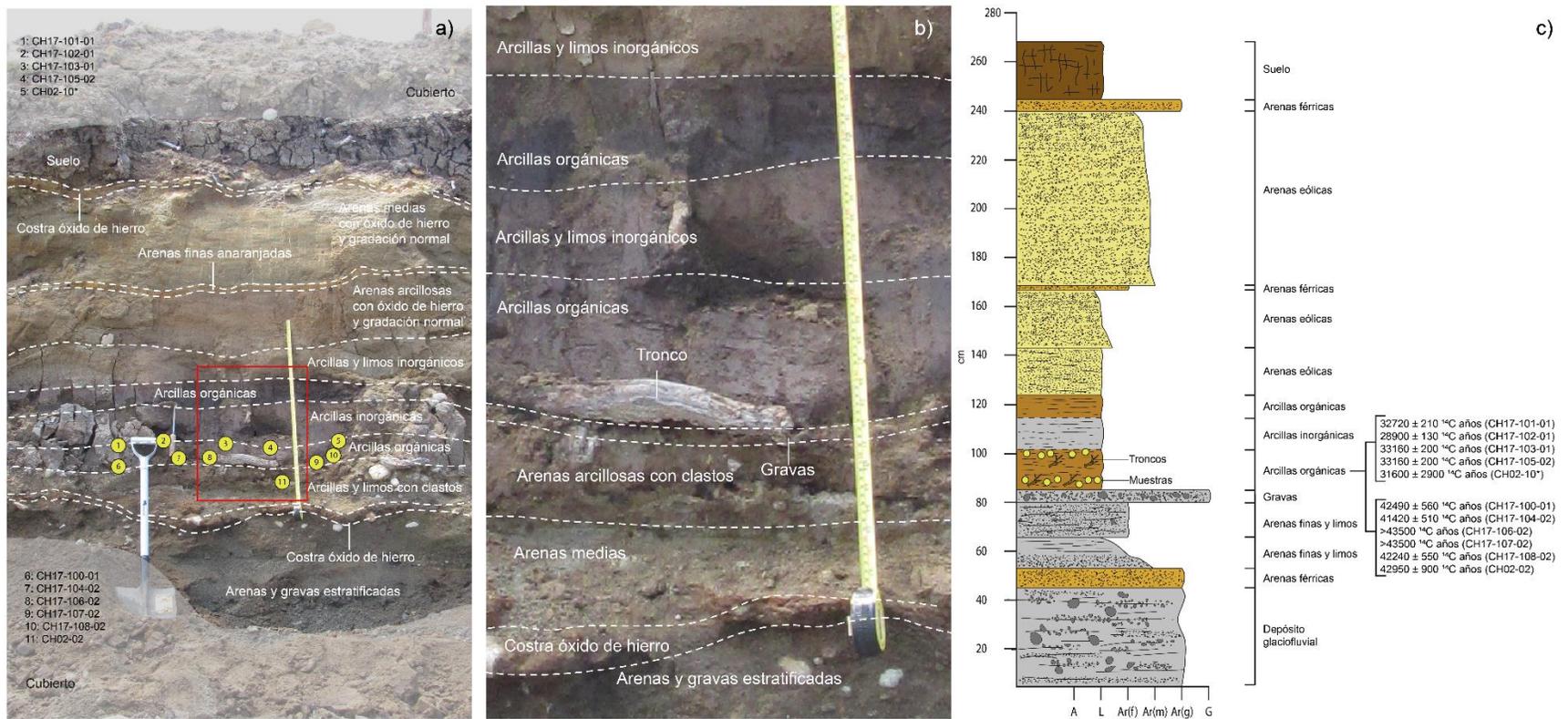


Figura 6.22: Esquema de la sección estratigráfica Quilque. a) Detalle de la sección estratigráfica sobre la llanura glaciofluvial superior del área de Lago Cucao y Lago Quilque. b) Detalle de los troncos incorporados en las capas de arcillas orgánicas de la sección estratigráfica Quilque. c) Columna estratigráfica de la sección estratigráfica de Lago Quilque. A: arcillas; L: limos; Ar(f): arenas finas; Ar(m): arenas medias; Ar(g): arenas gruesas; G: gravas; C: cantos. * muestra compuesta de sedimentos orgánicos.

6.1.3.1.2 Península de Rilán (42° 31' S, 73° 41' O; ~180 m.s.n.m.)

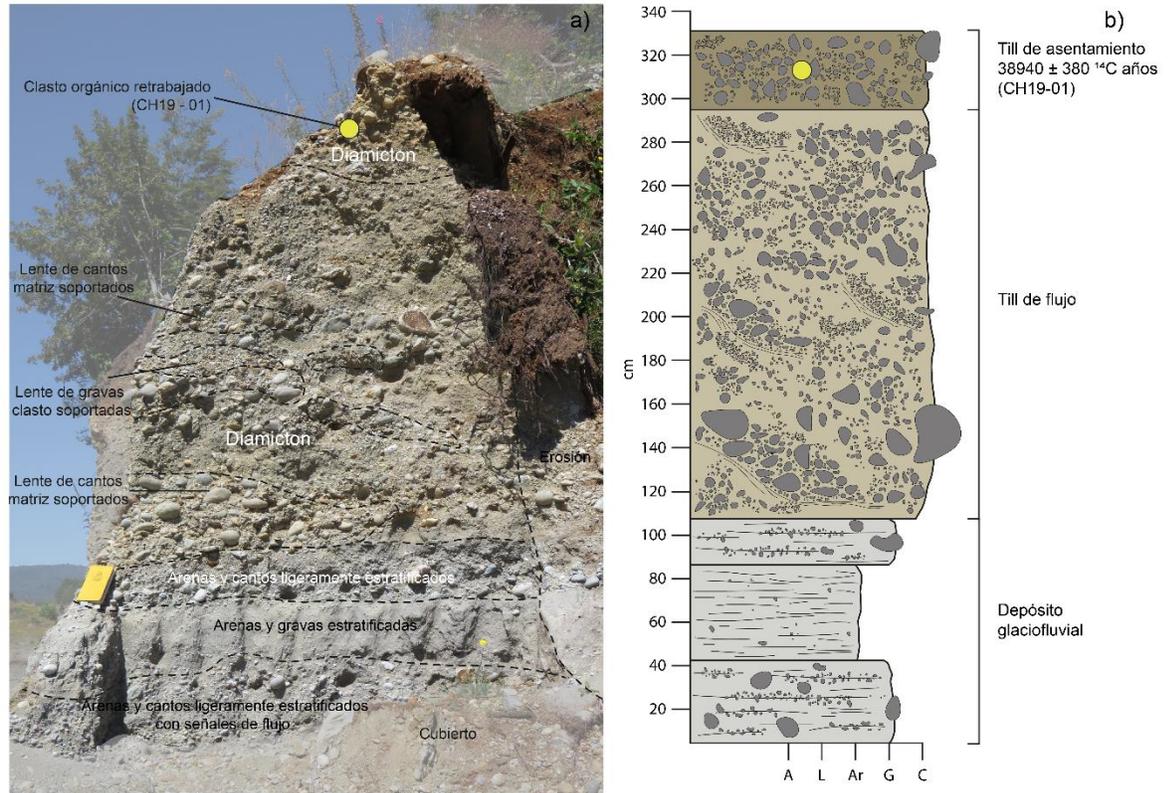


Figura 6.23: Esquema de la sección estratigráfica Rilán. a) Detalle e interpretación de la sección estratigráfica de la cantera en Península de Rilán (cuaderno de campo como escala). Punto amarillo muestra la posición donde se extrajo la muestra CH19-01 para datación radiocarbónica; b) Columna estratigráfica de la sección Península de Rilán. A: arcillas; L: limos; Ar: arenas; G: gravas; C: cantos.

Al sur de la península de Rilán, en la culminación de una pendiente de contacto que discurre de E-O, una cantera deja al descubierto una sección estratigráfica (Fig. 6.23) compuesta por una unidad basal de sedimentos heterométricos, ligeramente estratificados, sobre la que yace una unidad de arenas y gravas estratificadas de 45 cm. Superpuesta a esta unidad se observa una capa de 20 cm de arenas, gravas y cantos redondeados mayormente de naturaleza cristalina ligeramente estratificados con gradación normal. Inmediatamente encima, aparece una unidad de 180 cm de diamictón intercalado con lente de gravas clasto-soportadas y paquetes individuales de cantos cristalinos redondeados que interpretamos como un till de flujo. Finalmente, coronando la sección aparece una unidad alterada de diamictón masivo altamente cohesionado que interpreto como un till de asentamiento (Fig. 6.23).

En la unidad de diamictión superior se obtuvo una muestra de un clasto orgánico retrabajado (CH19-01) que arroja una edad de $\sim 42,8 \pm 0,8$ cal ka (Fig. 6.25; Tabla 1). La posición estratigráfica de la muestra permite considerar la edad como una máxima para la formación de la unidad de till de asentamiento. Sin embargo, debido a la posición morfoestratigráfica interna que ocupa esta sección estratigráfica, es posible que se trate de una unidad de till antigua removilizada de su posición original y depositada posteriormente por avances glaciales más modernos (Fig. 6.19).

6.1.3.1.3 Turbera San Miguel (Isla Quehui; 42° 37' S, 73° 31' O; ~65 m.s.n.m.)

La turbera San Miguel se localiza en Isla Quehui (Fig. 6.25), la cual se sitúa inmediatamente al este de Isla Lemuy. La turbera se enclava en el fondo de una depresión cerrada dominada por terreno morrénico irregular.

En este sitio se extrajeron 737 cm de sedimentos en el testigo CHC17-02-BT (Fig. 6.24). De base a techo, los sedimentos basales corresponden con una unidad de suelo orgánico muy resistente a la penetración con abundantes restos vegetales intercalada con paquetes centimétricos de arenas. Sobre esta, reposan 61 cm de una secuencia de estratos de gyttja limosa y gittja entre las que se intercalan 16 cm de tefras, asignadas tentativamente a la tefra Lepué (Alloway et al., 2017). A esta unidad le siguen 300 cm de gyttja, que culminan en la sección superior del testigo compuesto por 200 cm de turba.

Una muestra de restos vegetales contenidos en la sección más profunda del testigo arrojó una edad radiocarbónica de $\sim 13,1 \pm 0,1$ cal ka (Fig. 6.25; Tabla 1). Debido a que no se recuperaron sedimentos inorgánicos con clastos típicos de la facies que señalan la base de la cuenca, considero esta edad como una mínima no cercana para el retroceso del frente del LGC desde el límite iv (Fig. 6.15).

6.1.3.1.4 Turbera Doña Ruth (Isla Quenac; 42° 27' S, 73° 18' O; ~35 m.s.n.m.)

En Isla Quenac, al este de Isla Quinchao (Fig. 6.25) se encuentra la turbera de Doña Ruth. Esta turbera reposa al fondo de un canal subglacial que probablemente también funcionó como canal de deshielo del LGC. Siguiendo la depresión hacia su cabecera surge terreno morrénico irregular que termina en un acantilado litoral.

En esta localidad se extrajo el testigo CHC17-01-CT (Fig. 6.24) que alcanzó una profundidad de 765 m. La estratigrafía del testigo, de base a techo, está compuesta por arenas

inorgánicas con clastos cristalinos de origen andino. Sobre estas, en contacto gradacional, reposan 25 cm de suelo orgánico con restos de madera, sobre las que yacen 28 cm de tefras con gradación normal, las cuales se asignan tentativamente a la tefra Lepué (Alloway et al., 2017). A continuación, se encuentra una unidad de 50 cm de gyttja, que es coronada por 130 cm de gyttja limosa, seguida de una alternancia de estratos de 230 cm de gyttja. Finalmente, la unidad de techo está compuesta por 210 cm de turba.

Una muestra de madera en contacto directo con las arenas inorgánicas con clastos fue recuperada mediante auger. La edad radiocarbónica asociada indicó que la transición entre sedimentos orgánicos e inorgánicos ocurrió a los $\sim 16,2 \pm 0,3$ cal ka (Fig. 6.25; Tabla 1). Sobre la base de la geomorfología local, considero esta edad como una edad mínima para el cese de la influencia glacial en el canal como consecuencia del abandono del LGC del límite iv (Fig. 6.15).

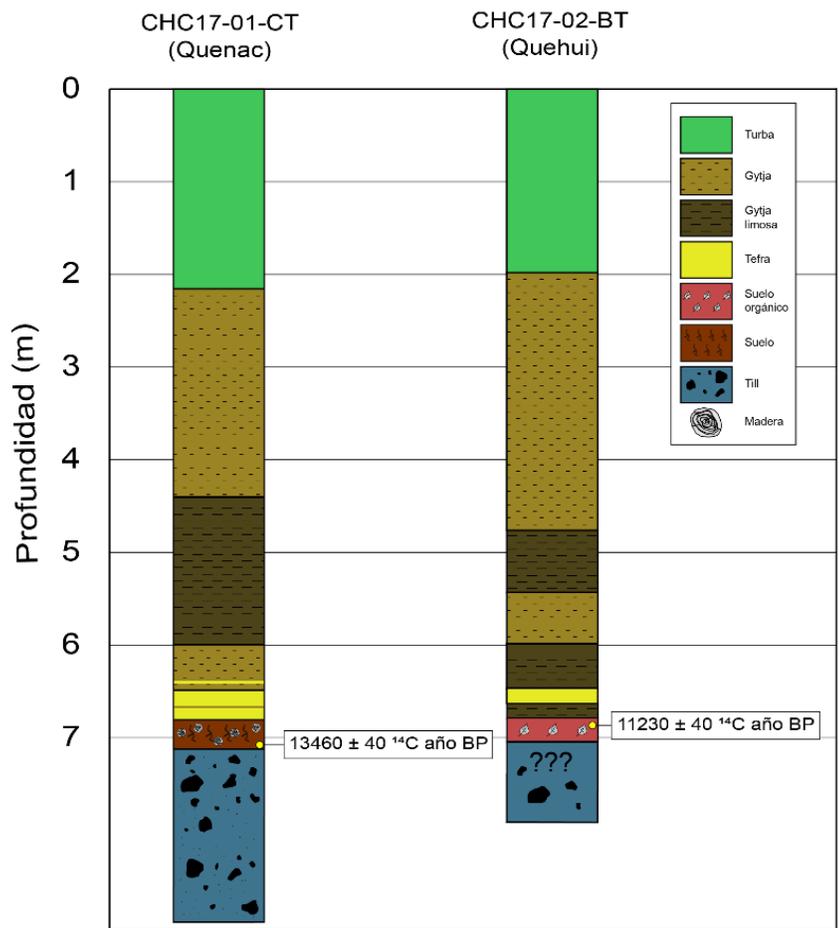


Figura 6.24: Esquema de la estratigrafía de los testigos de sedimentos de turbera CHC17-01-CT (Quenac) y CHC17-02-BT (Quehui).

Sitio	Latitud (°decimales)	Longitud (°decimales)	Código laboratorio	Código testigo	Prof. testigo (cm)	Material	¹⁴ C año BP	¹⁴ C Cal año BP (Mediana)	Rango 2σ (Cal año BP)	Interpretación
Quenac	-42.46392	-73.31655	CAMS- 466622	CHC17- 01-CT	765	Madera	13460 ± 40	16145	15957 - 16233	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quehui	-42.62597	-73.51922	CAMS- 466623	CHC17- 02-BT	737	Madera	11230 ± 40	13061	12959 - 13151	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Rilán	-42.53336	-73.68845	CAMS- 543474	CH19-01	-	Sedimentos orgánicos	38940 ± 380	42789	42248 - 43344	Edad máxima para formación unidad till
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS- 485052	CH17- 101-01	250 bajo techo	Madera	32720 ± 210	36607	36101 - 37414	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS- 485053	CH17- 102-01	250 bajo techo	Madera	28900 ± 130	33058	32613 - 33493	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS- 485054	CH17- 103-01	250 bajo techo	Madera	33160 ± 200	37272	36545 - 38099	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS- 485051	CH17- 105-02	250 bajo techo	Madera	33160 ± 200	37272	36545 - 38099	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS- 156394	CH02-10	250 bajo techo	Sedimentos orgánicos	31600 ± 2900	35778	30260 - 41716	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS- 485056	CH17- 100-01	250 bajo techo	Madera	42490 ± 560	45719	44708 - 46804	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS- 485055	CH17- 104-02	250 bajo techo	Madera	41420 ± 510	44827	43857 - 45737	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS- 485057	CH17- 106-02	250 bajo techo	Madera	> 43500	> 46560	-	Edad mínima para condiciones libre de hielo

Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS-485058	CH17-107-02	250 bajo techo	Madera	> 43500	> 46560	-	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS-485059	CH17-108-02	250 bajo techo	Madera	42240 ± 550	45506	44524 – 46519	Edad mínima para condiciones libre de hielo
Quilque	-42.65664	-74.07135	CAMS-156394	CH02-02	250 bajo techo	Madera	42950 ± 900	46241	44582 – 48185	Edad mínima para condiciones libre de hielo

Tabla 1: Edades ¹⁴C de este estudio.

6.1.3.2 Edades radiocarbónicas de otros autores (no publicadas)

6.1.3.2.1 Laguna Pastahué (42° 22' S, 73° 49' O; ~150 m.s.n.m.)

Laguna Pastahué se ubica a ~20 km al noroeste de Castro, cerca del sector de Piruquina (Fig. 6.25). La topografía predominante donde se sitúa Pastahué está asociada a la llanura glaciofluvial que grada desde la pendiente de contacto de hielo que bordea el norte del estero de Castro. Moreno (*com. pers.*) reporta una edad de $\sim 24,2 \pm 0,5$ cal ka para la transición entre arcillas y limos inorgánicos con clastos cristalinos y arcillas y limos ligeramente orgánicos que caracteriza la base del testigo sedimentario de Laguna Pastahué (Fig. 6.25; Tabla 2). Puesto que la cuenca lacustre reposa sobre un nivel de llanura glaciofluvial, considero que su edad basal indica el fin de la construcción de esta geoforma como consecuencia del cese local de la influencia del LGC (Fig. 6.15)

6.1.3.2.2 Pantano Pindal (Isla Lemuy; 42° 37' S, 73° 39' O; ~60 m.s.n.m.)

Pantano Pindal se enclava en la isla Lemuy (Fig. 6.25) y, por lo tanto, corresponde con una de las localidades en una posición morfoestratigráfica más interna. Pindal es una turbera de gran extensión que discurre en el fondo de un canal subglacial conectado a la pendiente de contacto de hielo que domina la costa oriental de Isla Lemuy. Ugalde (2016; *tesis sin publicar*) reporta una edad de $\sim 16,8 \pm 0,2$ cal ka para la transición entre una unidad compuesta de laminaciones de arcillas y arenas inorgánicas seguida de limos y arenas ligeramente orgánicas (Fig. 6.25; Tabla 2). Puesto que la geomorfología sugiere que es probable que el canal donde se encuentra Pantano Pindal fuera ocupado por las aguas de deshielo del LGC cuando éste se situó en la pendiente de contacto de hielo de la costa oriental de Isla Lemuy, interpreto que esta edad constituye una mínima cercana para el cese local de la influencia glacial vinculado al retroceso del LGC desde la pendiente de contacto de hielo de la costa oriental de Isla Lemuy el cual corresponde al límite iv (Fig. 6.19)

6.1.3.2.3 Laguna Oqueldán (43° 06' S, 73° 30' O; ~25 m.s.n.m.)

Laguna Oqueldán se encuentra a unos ~8 km al noreste de Quellón, a menos de ~2 km de la costa oriental de IGC (Fig. 6.26). Oqueldán es una cuenca cerrada que se extiende en el fondo de una depresión subglacial coronada por alineamientos morrénicos y topografía irregular al interior de la pendiente de contacto de hielo que bordean la bahía de Quellón. Fercovic (2020;

tesis sin publicar) informa una edad de $\sim 15,4 \pm 0,1$ cal ka para la transición en la base del testigo sedimentario entre arcillas laminadas inorgánicas y limos orgánicos (Fig. 6.26; Tabla 2), la cual interpreto como una edad mínima para el cese local de la actividad glacial tras el abandono del LGC de la pendiente de contacto de hielo de la costa oriental de IGC correspondiente con el límite iii (Fig. 6.21)

6.1.3.2.4 Lago Emerenciana ($43^{\circ} 08' S$, $74^{\circ} 15' O$; ~ 45 m.s.n.m.)

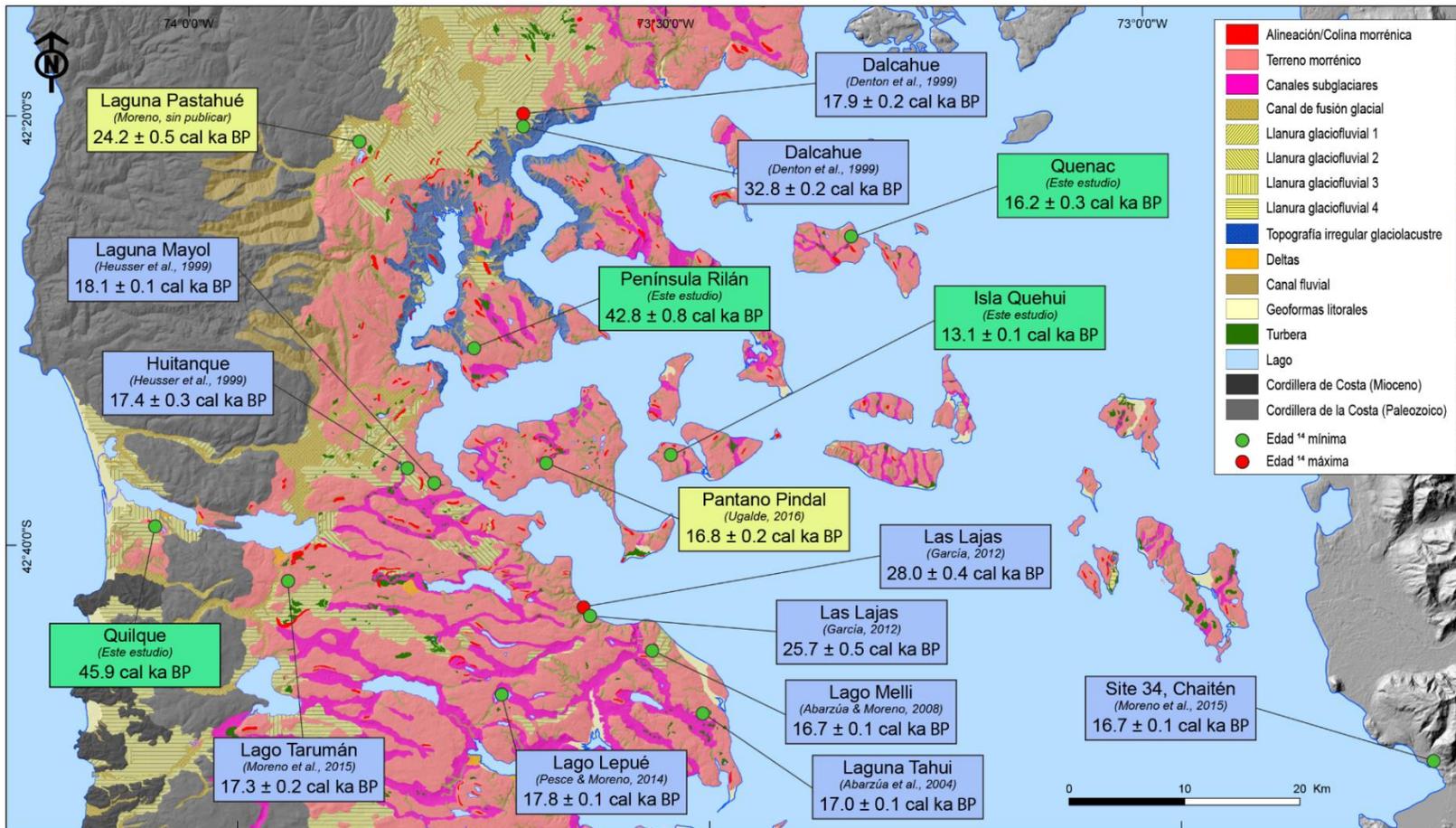
Lago Emerenciana se localiza cercano a la costa pacífica del sector suroccidental de IGC, dentro del Parque Natural Tantauco (Fig. 6.26). La cuenca cerrada donde se asienta el lago se despliega en un área dominada por materiales sedimentarios miocenos de la Cordillera de la Costa (SERNAGEOMIN, 2003), por lo que su morfología en planta presenta un intenso control estructural. La orilla sur está formada por una llanura glaciofluvial inclinada hacia el norte que se eleva sobre la red de drenaje actual unos ~ 10 m a través de un escarpe erosivo. En los alrededores no existen geoformas glaciales o subglaciales evidentes. Moreno (*com. pers.*) indica que la transición entre arcillas y limos inorgánicos y limos orgánicos ocurrió a los $\sim 23,9 \pm 0,7$ cal ka (Fig. 6.26; Tabla 2), evento que interpreto como una edad mínima para el cese local de la influencia glacial promovido por la retirada local del LGC desde el límite i (Fig. 6.21).

6.1.3.2.5 Lago Huillín ($43^{\circ} 14' S$, $74^{\circ} 07' O$; ~ 170 m.s.n.m.)

Lago Huillín se enclava a unos ~ 15 km al sureste de Lago Emerenciana, también en el Parque Natural Tantauco (Fig. 6.26). Se trata de una cuenca lacustre cerrada localizada sobre una llanura glaciofluvial inclinada hacia el noroeste. La orilla occidental presenta terreno morrénico irregular que reposa sobre basamento afectado por la acción glacial, mientras que la orilla oriental presenta un nivel elevado de llanura glaciofluvial adosado a un parche de terreno morrénico. Hacia el sur, la llanura glaciofluvial sobre la que se asienta la cuenca está asociada con un nivel de llanura glaciofluvial que alcanza los ~ 220 m.s.n.m. Finalmente, la cabecera de la llanura glaciofluvial principal se asocia con una pendiente de hielo muy marcada que discurre en dirección E-O. Moreno (*com. pers.*) ofrece una edad de $\sim 18,0 \pm 0,1$ cal ka para la transición entre sedimentos finos inorgánicos y orgánicos (Fig. 6.26; Tabla 2), lo cual interpreto como una edad mínima para el retroceso del frente del LGC, probablemente desde la pendiente de contacto de hielo ubicada al sur del lago correspondiente con el límite ii (Fig. 6.21).

Sitio	Latitud (°decimales)	Longitud (°decimales)	Código laboratorio	Código testigo	Profundidad testigo (cm)	Material	¹⁴ C año BP	¹⁴ C cal año BP (Mediana)	Rango 2σ (cal año BP)	Fuente
Pastahué	-42.46392	-73.31655	CAMS- 182924	GC18-03-AT4		Sedimento	20210 ± 130	24236	23895 – 24559	Moreno (Com. Pers.)
Pindal	-42.62912	-73.65140	CAMS- 156396	CHC14-03B- T11-59-60	1280	Sedimento	13770 ± 70	16576	16303 – 16884	Tesis (Ugalde, 2016)
Oqueldán	-42.62597	-73.51922	CAMS- 180343	GC17-02-BT4	361	Sedimento	12950 ± 35	15365	12754 – 18072	Tesis (Fercovic, 2020)
Huillín	-42.65664	-74.07135	CAMS- 179779	GC17-04-BT4	174	Sedimento	14905 ± 35	18065	17902 – 18239	Moreno (Com. Pers.)
Emerenciana	-42.65664	-74.07135	CAMS- 179793	GC17-05-AT3	470	Sedimento	19930 ± 470	23941	22838 – 25172	Moreno (Com. Pers.)

Tabla 2: Edades ¹⁴C basales obtenidas por otros autores sin publicar.



6.25: Mapa geomorfológico del sector norte de ICG con la posición de las edades radiocarbónicas disponibles en el área de estudio. Cajas azules: Edades publicadas (Anexos). Cajas amarillas: Edades sin publicar (Tabla 2). Cajas verdes: Edades obtenidas en este estudio (Tabla 1). La interpretación de las edades puede ser consultadas en las tablas respectivas.

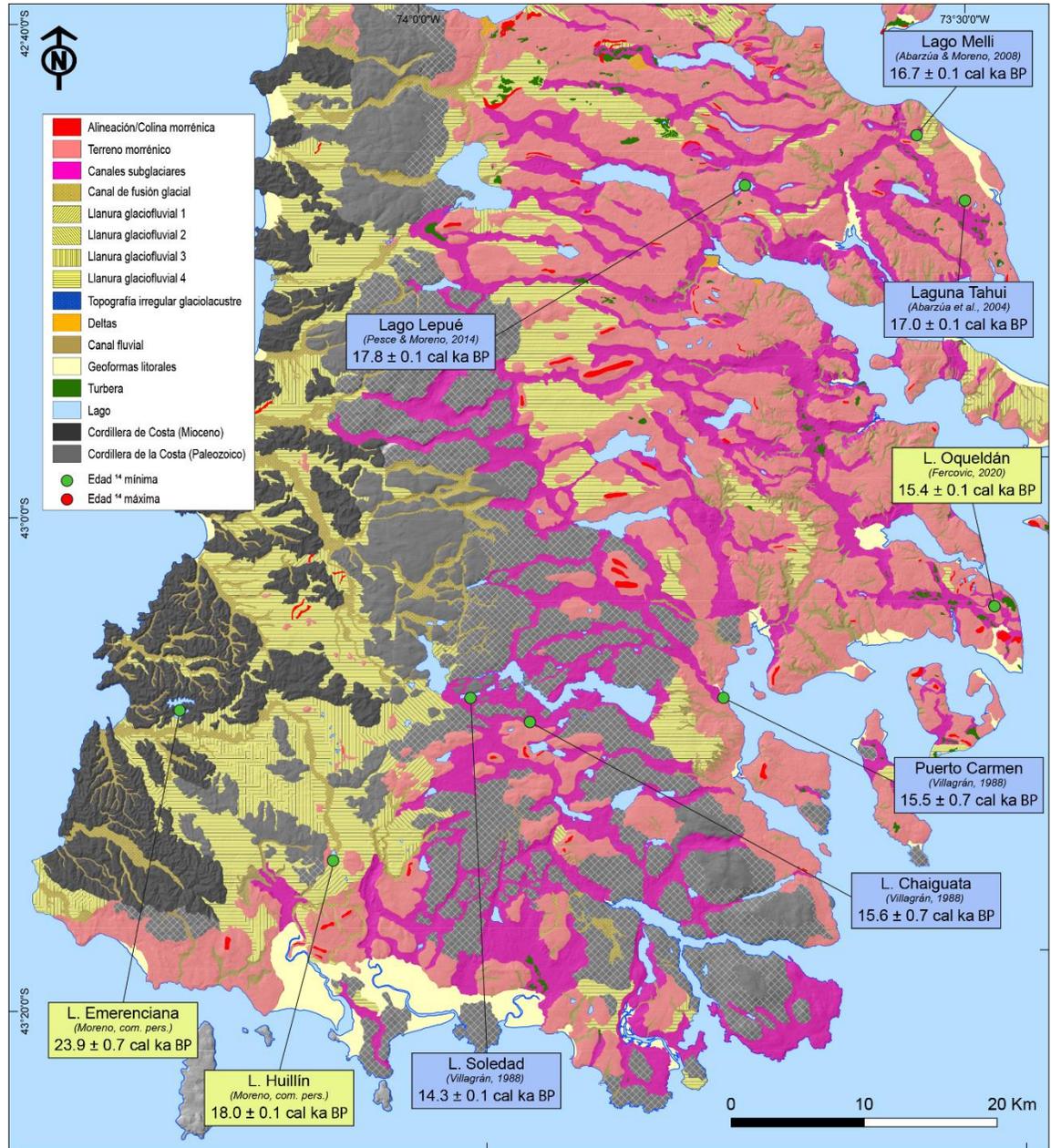


Figura 6.26: Mapa geomorfológico del sector sur de IGC con la posición de las edades radiocarbónicas disponibles en el área de estudio. Cajas azules: Edades publicadas (Anexos). Cajas amarillas: Edades sin publicar (Tabla 2). Cajas verdes: Edades obtenidas en este estudio (Tabla 1). La interpretación de las edades puede ser consultadas en las tablas respectivas.

6.2 Lago Palena/General Vintter (LPV) y valle Cerro Riñón (VCR)

Durante el último ciclo glacial, el lóbulo LPV fluyó desde la Cordillera de los Andes cubriendo la cuenca de lo que hoy es el lago binacional homónimo depositando una secuencia de crestas morrénicas que bordean la ribera oriental de éste. Sobre la base de la posición morfoestratigráfica y la morfometría de estos grupos de morrenas, éstas pueden ser agrupadas en dos complejos morrénicos a los que denomino río Corcovado/Carrenleufú (RCC) y lago Palena/Vintter (PV), de más externo a más interno (Fig. 6.27).

Posteriormente, una vez iniciada la deglaciación, el lóbulo LPV permitió la individualización de glaciares tributarios en los valles adyacentes a la cuenca lacustre principal. En la ribera meridional, a ~10 km de la desembocadura actual del lago, el glaciar del valle del Cerro Riñón (VCR), antiguo tributario del LPV, depositó una secuencia de crestas morrénicas en las inmediaciones de la entrada del valle. Atendiendo a criterios morfoestratigráficos, estas morrenas pueden ser agrupadas en cinco complejos morrénicos, los cuales nombro de Cerro Riñón 1 a 5 (CR1 – CR5), de más externo a más interno (Fig. 6.27).

Ya que el área de estudio se extiende sobre una superficie acotada a unos pocos km², la escala de análisis ha permitido producir un mapa geomorfológico de gran precisión mayormente basado en observación directa en terreno. A continuación, describiré los rasgos geomorfológicos principales del área de estudio, así como, cuando resulte pertinente, las geoformas asociadas a la actividad tanto del lóbulo LPV como del glaciar del VCR.

6.2.1 Geomorfología glacial del LPV

El complejo RCC constituye el límite más externo del lóbulo LPV identificado en el área de estudio. Se trata de una secuencia discontinua de crestas morrénicas que discurren de forma paralela a ~2 km de las orillas del lago (Fig. 6.27). En general, el complejo RCC presenta un perfil transversal caracterizado por pendientes suavizadas que culminan en una superficie aplanada típica de crestas altamente afectadas por la erosión. Los sedimentos que dan forma a estas morrenas son de naturaleza granítica y granulometría variada, abundando tamaños medios y grandes con relativamente escasos de bloques erráticos >1 m³.

Existen dos áreas concretas donde se han conservado estos depósitos glaciales en mayor grado. El primero se sitúa al noreste del canal de drenaje del lago, ocupando una posición latero-

frontal respecto a la línea de flujo glacial inferida. En esta zona, las crestas RCC se extienden entre ~980 y ~940 m.s.n.m. durante ~5,5 km en dirección NO-SE, elevándose ~20 m sobre la topografía aledaña. La cresta morrénica más externa es la única de este complejo que se ha preservado en buenas condiciones. Esta presenta un perfil asimétrico que culmina en una cresta ancha y aplanada. Su vertiente distal es muy pronunciada debido a la acción de un río que discurre en contacto con el flanco de la cresta, mientras que su vertiente proximal conecta mediante una pendiente relativamente suave con una superficie ligeramente irregular donde afloran restos discontinuos y difusos de crestas morrénicas más internas con bloques de dimensiones métricas ocasionales.

Desde el flanco distal de los complejos RCC grada una llanura glaciofluvial que se extiende a una altura que oscila entre los ~960 y los ~1000 m.s.n.m. entre la cresta morrénica más prominente y las elevaciones topográficas colindantes. Esta llanura glaciofluvial, particularmente en su sector suroriental, es surcada por varios canales de poca excavación actualmente ocupados por terreno pantanoso.

El segundo conjunto de morrenas RCC se localiza en una posición lateral a lo largo de la orilla sur del lago. En este sector se despliegan varias crestas relativamente bien definidas a lo largo de ~12 km en dirección SO-NE, desde los ~1050 hasta los ~450 m.s.n.m., alcanzando una elevación máxima de ~15 m sobre el terreno circundante. En esta área, la morrena más externa presenta un perfil asimétrico caracterizado por una cresta bien definida y continua con abundancia de bloques erráticos $>1 \text{ m}^3$. Así pues, la pendiente distal es relativamente pronunciada y ligeramente escalonada extendiéndose hasta una llanura glaciofluvial, donde afloran remanentes muy erosionados de posibles crestas morrénicas externas, mientras que, la pendiente proximal se extiende suavemente mediante escalones marcados hacia una llanura glaciofluvial interna puntualmente inundada en la actualidad.

Aunque el estado de conservación del complejo RCC dificulta la identificación del número de crestas que lo componen, mediante imágenes satelitales y modelos digitales de terreno, observo tentativamente, al menos, tres crestas morrénicas con cierta continuidad morfoestratigráfica.

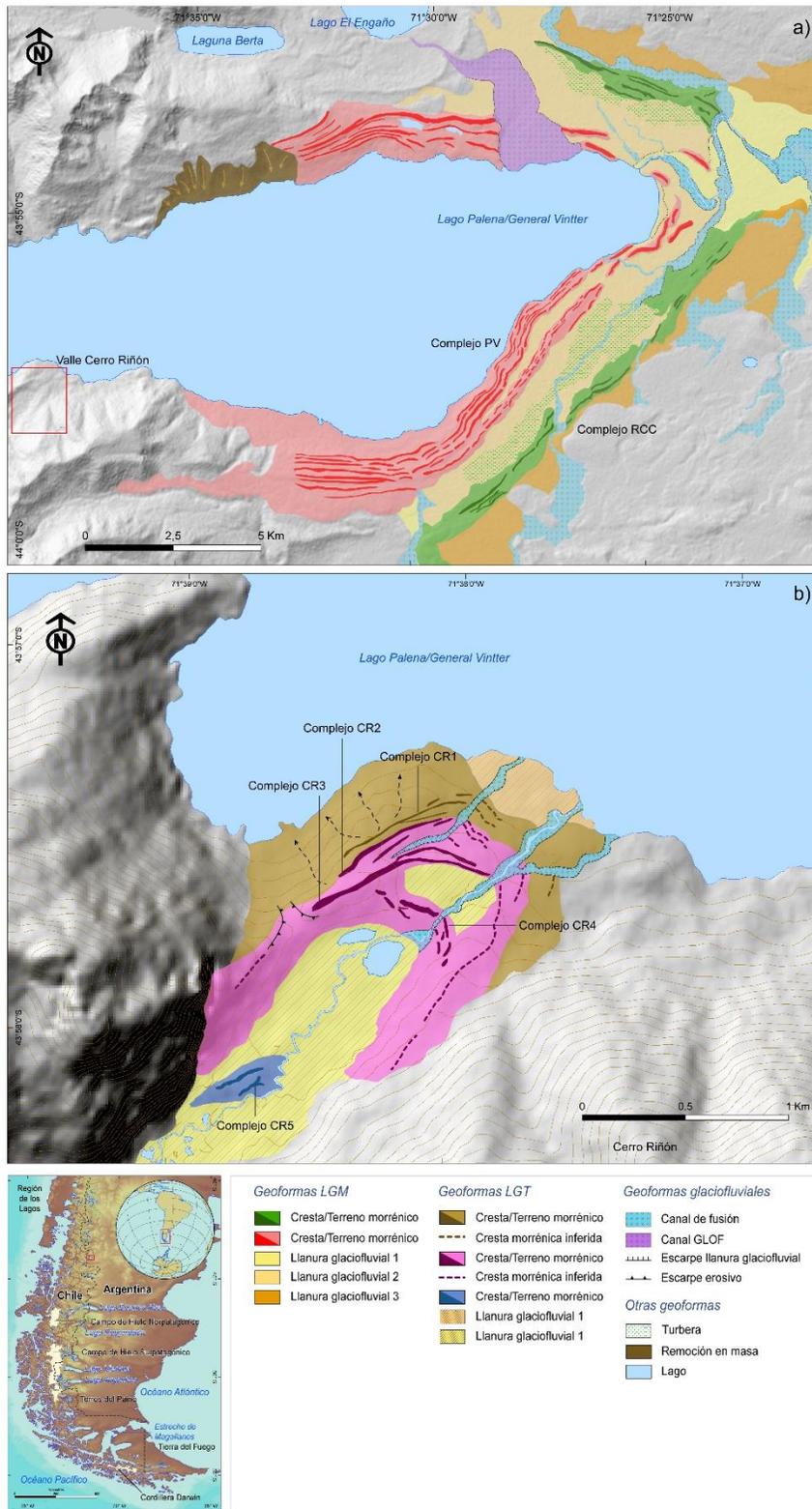


Figura 6.27: Mapa geomorfológico de LPV y VCR (ver *Anexos*). a) Geomorfología glacial asociada al lóbulo LPV. b) Geomorfología glacial asociada al glaciar VCR.

A distal del sector frontal del complejo RCC aparece un canal de grandes dimensiones donde no se reconocen remanentes de crestas morrénicas. Dadas las relaciones morfoestratigráficas de las geoformas identificadas en esta área, es probable que el lóbulo LPV desaguara hacia el Océano Atlántico a través de este canal cuando el frente glacial se encontraba en las morrenas RCC (Fig. 6.27).

El complejo PV, por otra parte, se encuentra en una posición morfoestratigráfica más interna respecto a RCC. PV está formado por una secuencia de crestas laterales continuas y bien preservadas que se extienden paralelamente en las orillas norte y sur del lago (Fig. 6.27). Estas crestas están compuestas de sedimentos cuyos tamaños oscilan entre arenas a bloques de carácter granítico, siendo frecuente encontrar bloques erráticos $>1 \text{ m}^3$.

En la orilla norte identifiqué, al menos, seis crestas morrénicas (i.e. PV1 a PV6, de más externa a más interna) que discurren en dirección E-O a lo largo de ~6.5 km entre los ~1150 y los ~980 m.s.n.m. En su extremo occidental, estas crestas aparecen colgadas en las laderas de las montañas andinas, discurrendo hacia el este hasta alcanzar las planicies precordilleranas. Ya en estas planicies, la cresta morrénica más externa del complejo tiene una pendiente distal que se levanta ~20 m sobre la llanura glaciofluvial exterior, mientras que la pendiente proximal de la cresta morrénica más interna presenta un perfil suave que discurre hasta el lago, sin la presencia de paleo líneas de costa o paquetes de sedimentos glaciolacustres. Antes de alcanzar una posición frontal, estas crestas son cortadas por un canal de grandes dimensiones que proviene de las morrenas que cierran el lago El Engaño. Este sector del complejo PV se encuentra mayormente cubierto por una densa vegetación (Fig. 6.27).

En la orilla sur reconozco, al menos, seis crestas morrénicas principales (Fig. 6.28) que se extienden ~12 km entre los ~1200 y los ~960 m.s.n.m., primero en dirección E-O, para luego adoptar una posición más frontal SO-NE. La cresta morrénica más externa (PV1) se eleva ~20 m sobre la llanura glaciofluvial que gradúa desde su vertiente distal. En el sector central de su recorrido, adosada a su pendiente proximal, aparece una llanura glaciofluvial subsidiaria antes de proseguir mediante la sucesión de crestas morrénicas internas de gran prominencia (PV2 – PV6) hasta la orilla del lago. Al igual que en el caso anterior, el sector interno de esta parte del complejo PV sostiene una vegetación densa que desaparece por completo hacia el este.

Finalmente, en la orilla este del lago, correspondiente con el sector frontal del lóbulo glacial, existen remanentes de las crestas morrénicas PV. Estos restos se levantan unos ~20 m sobre la llanura glaciofluvial que domina esta área del lago. La falta de continuidad dificulta la correlación con otras crestas del complejo PV. No obstante, por su posición morfoestratigráfica y su morfometría, puedo inferir con cautela que corresponden con las crestas más externas identificadas en las orillas norte y sur del lago.

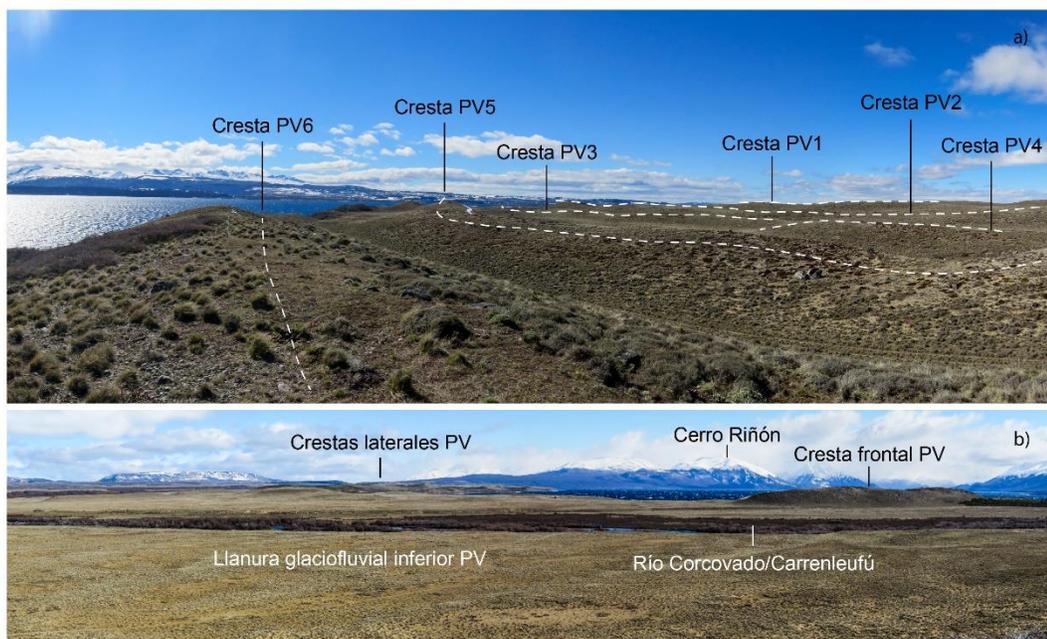


Figura 6.28: Vista general de las geformas glacial principales del complejo PV. a) Detalle de las crestas morrénicas del complejo PV localizado en la ribera meridional de LPV. b) Detalle de la llanura glaciofluvial situada en la orilla oriental de LPV.

A partir de la cresta morrénica más externa del complejo PV gradan, al menos, dos niveles de llanuras glaciofluviales (Fig. 6.28) que discurren entre los ~940 y los ~960 m.s.n.m. hasta contactar con la pendiente proximal del complejo RCC. En la ribera oriental de LPV, los depósitos glaciofluviales entierran parcialmente las geformas glaciales, dejando al descubierto algunos restos dispersos de las crestas morrénicas PV.

Desde el área frontal del complejo PV surge el actual desagüe del lago Palena/General Vintter a una elevación de ~930 m.s.n.m., lugar de nacimiento del río Palena/Carrenleufú/Corcovado. Este río fluye inicialmente hacia el Atlántico para,

posteriormente, describir un pronunciado cambio en su dirección y desembocar en el Océano Pacífico. Este canal presenta un trazado meandriforme que se encaja sobre los materiales de la llanura glaciofluvial más joven del complejo PV. Finalmente, este canal recoge las aguas que fluyen desde las llanuras glaciofluviales laterales, las cuales presentan extensas áreas pantanosas cuyas aguas fluyen por canales poco definidos hacia el río principal.

6.2.2 Geomorfología glacial del VCR

Los complejos morrénicos CR se despliegan en la entrada del VCR en la ribera meridional del lago principal, a ~10 km de su desembocadura (Fig. 6.27). En esta zona, aparece una secuencia de al menos cinco complejos morrénicos latero-frontales (i.e. CR1 a CR5, de más externo a más interno) que discurren a lo largo de ~2,5 km entre los ~1100 y los ~990 m.s.n.m., encontrándose los mejor conservados en la vertiente NO del valle. Todas las crestas de los complejos CR están formadas por sedimentos heterométricos donde abundan los cantos y bloques de litología granítica. La mayor concentración de bloques erráticos >1 m³ se encuentra en las morrenas CR2, CR3 y CR4.

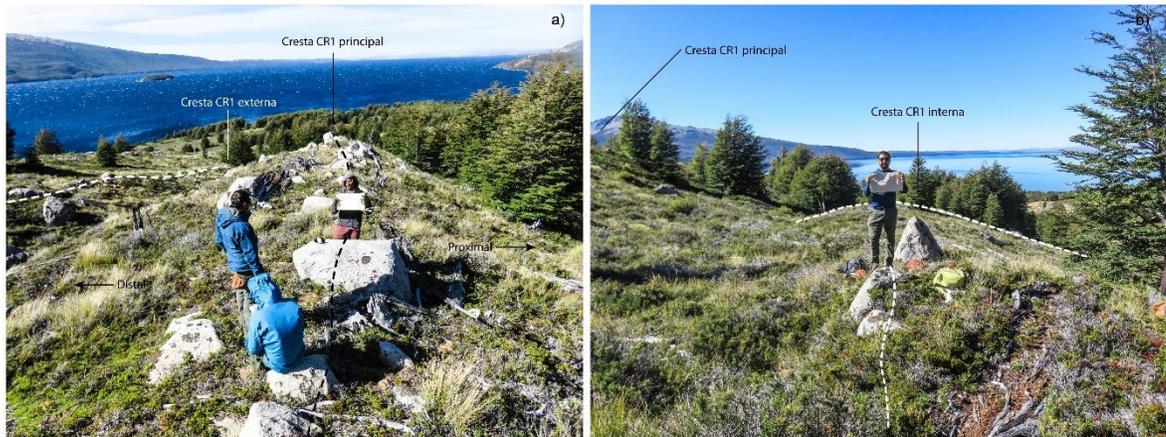


Figura 6.29: Detalles de las crestas CR1 en VCR. a) Vista de CR1 principal hacia el área frontal. b) Vista de CR1 interna hacia el área frontal.

Las crestas comprendidas en el complejo CR1 presentan un trazado continuo y una morfología poco marcada en su vertiente distal, donde aparecen los restos de una cresta secundaria muy suavizada (Fig. 6.29). Su vertiente proximal descende ~7 m a lo largo de una pendiente bien definida hacia el espacio intermorrénico. En este sector se despliega otra cresta secundaria de

menor prominencia topográfica. El área frontal de CR1 está dominada por restos de crestas morrénicas altamente erosionadas y discontinuas probablemente afectadas por procesos fluviales.



Figura 6.30: Detalles de las crestas CR2 en VCR. a) Vista de CR2 hacia el área frontal. b) Vista de CR2 hacia el área interna.

El complejo CR2 (Fig. 6.30) exhibe continuidad morfológica y posee una vertiente distal suave, mientras que su sector proximal grada con mayor pendiente elevándose ~10 m desde el espacio intermorrénico. En esta zona, a una elevación intermedia, surge una pequeña cresta secundaria adicional. El sector frontal del complejo CR2 se caracteriza por una agrupación de crestas morrénicas difusas y discontinuas con claras evidencias de erosión fluvial.

CR3 constituye la cresta morrénica de mayor prominencia topográfica del sector (Fig. 6.31). Esta geoforma discurre de forma continua adoptando una morfología en planta arquada. Esta unidad se eleva ~20 m sobre la topografía colindante a partir de una pendiente distal bien definida en la que se aprecian ciertos rasgos de deflación, mientras que la vertiente proximal está poblada por un denso bosque que se extiende hasta una llanura glaciofluvial intermedia. En su límite SO, la cresta principal de CR3 presenta evidencias de erosión fluvial, lo que sugiere que pudo haber funcionado como represa morrénica antes de ser rebalsada por el lago interior. El sector frontal de CR3 exhibe una cresta secundaria sobre su pendiente distal, cuya vertiente exterior grada hacia un canal actualmente abandonado.

El espacio intermorrénico entre CR2 y CR3 está ocupada por el lecho de un canal que discurre en dirección SO-NE a una elevación que oscila entre los ~1045 y los ~940 m.s.n.m. Este

canal disecta las crestas CR1 y CR2 en su sector frontal, así pues, su relación morfoestratigráfica con las crestas morrénicas adyacentes sugiere que este canal pudo estar activo en el momento en que se construyó CR3.

El complejo CR4 está compuesto por varias crestas morrénicas discontinuas que surgen desde la vertiente proximal de CR3 cerrando el VCR. Estas crestas se elevan ~20 m sobre el terreno adyacente el cual está compuesto por dos llanuras glaciofluviales situadas tanto a distal como proximal del complejo morrénico. La totalidad de CR4 se encuentra cubierto de una profusa vegetación, lo que dificultó la identificación precisa del recorrido de las crestas individuales.



Figura 6.31: Detalles de las crestas CR3 en VCR. a) Vista de CR3 principal hacia el área frontal. b) Vista de CR3 principal hacia el área interna.

Finalmente, CR5 constituye el conjunto de crestas morrénicas más interno del VCR. El estado de conservación de este complejo morrénico es pobre, encontrándose solo un reducto en las cercanías de la ladera SO del valle. Aquí, las crestas destacan ~15 m sobre la llanura glaciofluvial que domina el fondo del valle. Tanto su vertiente distal como proximal presentan pendientes acusadas pobladas de vegetación. El extremo oriental de este conjunto de crestas se encuentra disectado por el río principal, dejando al descubierto la unidad de till que conforma esta geoforma.

En el VCR existen al menos dos llanuras glaciofluviales que se despliegan a una altura constante de ~1030 m.s.n.m (Fig. 6.32). La llanura más externa discurre a lo largo de ~400 m contenida entre las crestas morrénicas CR3 y CR4. La llanura más interna se extiende más de ~1

km a través del fondo del VCR hasta la pendiente proximal del complejo CR4. Sobre ésta abunda pequeñas cuencas lacustres y áreas pantanosas que son atravesadas por un canal fluvial que atraviesa la totalidad de los complejos morrénicos CR.

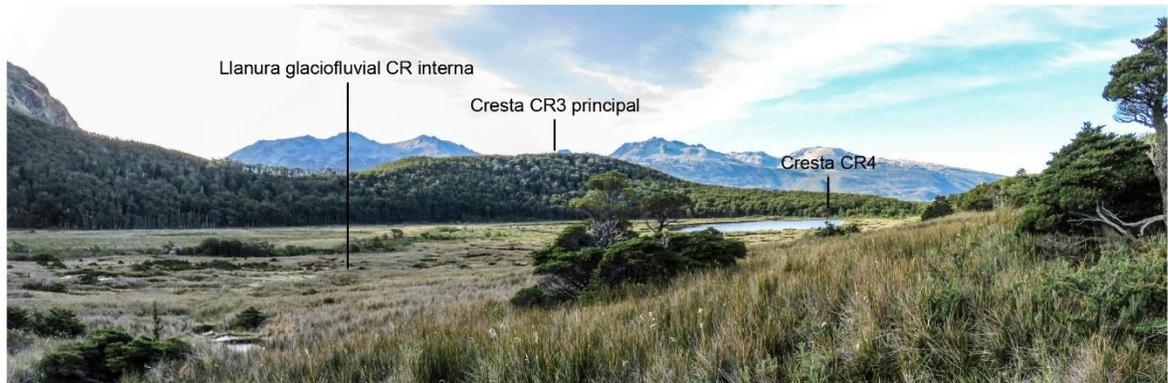


Figura 6.32: Vista general de la llanura glaciofluvial interior del VCR.

6.2.2 Cronología glacial de Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón

En LPV se obtuvieron 30 dataciones cosmogénicas de ^{10}Be (Fig. 6.33), de las cuales 4 provienen de la cresta morrénica más interna del complejo PV (i.e. PV6), 25 de los complejos morrénicos ubicados en el VCR (i.e. CR) y una datación adicional que corresponde bloque errático localizado en una posición morfoestratigráfica exterior respecto a los complejos CR (Tabla 4).

Los datos cronológicos de cada complejo morrénico son representados como gráficos de probabilidad kernel no normalizados (curva negra; Fig. 6.33). Además, se presentan la edad media (línea vertical azul), el error a 1σ (caja amarilla) y 2σ (línea vertical verde). Adicionalmente se muestran las estadísticas descriptivas correspondientes con número de muestras por cada complejo morrénico (n), la media aritmética acompañada de 1σ considerando la propagación del error de la tasa de producción (3%; Kaplan et al., 2011), la media ponderada, la mediana, el pico de probabilidad y el chi cuadrado reducido (RX^2 ; Fig. 6.33), el cual indica que una morrena ha experimentado una historia de exposición compleja (i.e. degradación/herencia) cuando es $>2-3$ (Balco, 2011).

ID Muestra	Latitud (DD)	Longitud (DD)	Elev (m.s.n.m.)	Espesor (cm)	Apantallamiento	Cuarzo (g)	⁹ Be Carrier (g)	¹⁰ Be/ ⁹ Be (10 ⁻¹⁴)	¹⁰ Be (10 ⁴ atoms/g)
Complejo PV6									
LVM17-19	-43.95039	-71.47274	966	1.5	0.99999	10.0587	0.1827 ^d	13.3693 ± 0.2753	16.7204 ± 0.3451
LVM17-20	-43.96147	-71.48231	986	1.46	0.99999	10.0695	0.1824 ^d	14.9934 ± 0.2778	18.7157 ± 0.3475
LVM17-21	-43.96136	-71.48222	987	2.12	0.99999	10.2666	0.1825 ^d	14.2141 ± 0.4076	17.4056 ± 0.4997
LVM17-23	-43.95932	-71.48016	988	1.73	0.99999	10.2027	0.1828 ^d	14.5319 ± 0.4113	17.9385 ± 0.5082
Complejo CR1									
LV17-15	-43.95631	-71.63477	989	0.83	0.99561	10.0593	0.1810 ^b	11.9671 ± 0.2223	14.7759 ± 0.2754
LV17-17	-43.95763	-71.63805	1028	0.92	0.99436	7.3368	0.1811 ^b	8.4723 ± 0.1780	14.3194 ± 0.3024
LV17-18	-43.95779	-71.63845	1033	0.66	0.98835	8.5175	0.1824 ^a	11.9671 ± 0.2223	14.8313 ± 0.2852
LV17-34	-43.95681	-71.63554	999	1.66	0.99431	10.0111	0.1817 ^b	10.0501 ± 0.1932	13.8238 ± 0.3937
LV17-35	-43.95674	-71.63504	991	2.03	0.99035	10.0145	0.1804 ^b	11.9671 ± 0.2223	13.4924 ± 0.3087
LV17-36	-43.95656	-71.63422	977	1.89	0.99531	10.0420	0.1810 ^b	10.8833 ± 0.2483	14.6171 ± 0.3836
LV17-41	-43.95595	-71.63452	993	1.44	0.99553	10.0267	0.1818 ^c	11.4006 ± 0.2171	14.1814 ± 0.2710
Complejo CR2									
LV17-20	-43.95951	-71.64014	1057	1.49	0.99168	9.8171	0.1806 ^b	9.5606 ± 0.2271	12.1003 ± 0.2883
LV17-21	-43.959	-71.6394	1051	0.99	0.99415	10.6714	0.1824 ^b	11.0940 ± 0.1887	13.0509 ± 0.2231
LV17-23	-43.95738	-71.63653	1016	1.47	0.99672	10.0129	0.1817 ^c	9.9408 ± 0.1855	12.3656 ± 0.2318
LV17-24	-43.95723	-71.63578	1007	1.25	0.99564	7.7729	0.1798 ^b	9.5606 ± 0.2271	12.3310 ± 0.2849
LV17-25	-43.95721	-71.63571	1006	0.96	0.99536	10.0773	0.1817 ^c	7.7533 ± 0.1782	11.9031 ± 0.2277
LV17-27	-43.9569	-71.63461	987	1.12	0.99631	10.5152	0.1811 ^b	9.7772 ± 0.1833	11.5858 ± 0.2183
Complejo CR3									
LV17-03	-43.95847	-71.63325	1000	0.98	0.99529	9.4877	0.1823 ^a	9.1395 ± 0.1725	12.1005 ± 0.2285
LV17-04	-43.95846	-71.63338	1003	1.71	0.99529	6.3327	0.1822 ^a	5.8934 ± 0.1295	11.6772 ± 0.2569
LV17-05	-43.95816	-71.6346	997	0.91	0.9947	10.0425	0.1818 ^a	9.1985 ± 0.2390	11.4743 ± 0.2982
LV17-06	-43.95891	-71.63708	1034	0.99	0.99307	10.0736	0.1811 ^c	9.5331 ± 0.1876	11.7448 ± 0.2321
LV17-07	-43.95936	-71.63822	1060	2.53	0.99282	7.1468	0.1801 ^b	6.9884 ± 0.1533	12.1040 ± 0.2675
LV17-08	-43.95942	-71.63835	1066	0.99	0.99467	5.4946	0.1823 ^a	5.3347 ± 0.1266	12.1869 ± 0.2895
LV17-12	-43.96037	-71.64056	1076	1.61	0.99337	10.3945	0.1822 ^a	10.0876 ± 0.1887	12.1851 ± 0.2281
Complejo CR4									
LV17-29	-43.9607	-71.63497	1017	0.83	0.98634	10.0145	0.1825 ^a	9.1901 ± 0.1884	11.5402 ± 0.2367
LV17-30*	-43.9607	-71.63545	1014	1.18	0.99355	11.0143	0.1818 ^c	8.3826 ± 0.1910	94.735 ± 0.2168
LV17-37	-43.96248	-71.63354	1030	1.36	0.98865	15.0622	0.1818 ^c	14.6167 ± 0.2916	12.1180 ± 0.2422
Complejo CR5									
LV17-38	-43.9689	-71.64705	1048	1	0.93103	14.0461	0.1821 ^c	12.9493 ± 0.2468	10.7591 ± 0.2056
LV17-39	-43.9688	-71.64677	1050	1.66	0.93104	12.0197	0.1817 ^c	10.4793 ± 0.1950	10.7913 ± 0.2020
Bloque errático									
LV17-42	-43.95883	-71.62435	962	1.56	0.99333	10.0267	0.1825 ^c	11.3490 ± 0.2922	14.1715 ± 0.3656

Tabla 3: Datos analíticos de las dataciones de ¹⁰Be organizados por complejo morrénico en LPV y VCR mostrando datos atípicos (*). Valores de la proporción corregida por Boro de ¹⁰Be/⁹Be fueron medidos considerando el estandar de AMS 07KNSTD con una proporción de ¹⁰Be/⁹Be de 2.85 x 10¹² (Nishiizumi et al., 2007; ¹⁰Be vida media = 1.36 Ma). Se muestra la incertidumbre 1σ asociado al error interno de la medida AMS. Las concentraciones de ¹⁰Be son corregidas mediante blancos de ¹⁰Be en cada conjunto de edades procesadas. Densidad rocas = 2.65 g/cm³. Corrección

erosión = 0 mm/ka. Concentración de los carrier en ppm, acompañada de las proporciones de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ medidas en los blancos en cada conjunto de edades procesadas es el siguiente: (a) 1031.92; 9.348×10^{-17} ; (b) 1032; 2.51655×10^{-16} ; (c) 1037.83; 6.21585×10^{-16} ; (d) 1029.5; 9.94×10^{-16} ; (e) 1030; 1.06362×10^{-15}

Las edades cosmogénicas finales calculadas considerando los factores de escala no dependientes del tiempo St (Stone, 2000) y dependientes del tiempo Lm (Lal, 1991; Stone, 2000) y $LSDn$ (Lifton et al., 2014) ofrecen resultados similares con diferencias que oscilan entre el ~1 y el ~2% y, por lo tanto, no alteran las conclusiones alcanzadas en este estudio (Tabla 4).

6.2.2.1. Cresta PV6

En la cresta PV6 se obtuvieron cuatro edades cosmogénicas las cuales provienen de las muestras LVM17-19, LVM17-20, LVM17-21 y LVM17-23, arrojando valores de $\sim 18,9 \pm 0,4$, $\sim 20,1 \pm 0,4$, $\sim 19,4 \pm 0,6$ y $\sim 19,9 \pm 0,6$ ka, respectivamente (Tabla 4).

Las edades obtenidas en esta morrena no presentan ningún valor atípico, aunque la dispersión de estas es significativa ($RX^2 = 3,73$). La edad media de esta morrena es de $\sim 19,7 \pm 1,0$ ka, presentando un máximo de probabilidad en torno a $\sim 19,1$ ka (Fig. 6.33).

6.2.2.2 Complejo CRI

Un total de siete muestras fueron extraídas del complejo CR1. La muestra LV17-41 fue tomada en la cresta secundaria más externa, arrojando una edad de $\sim 15,8 \pm 0,3$ ka. En la cresta principal se procesaron las muestras LV17-15, LV17-17 y LV17-18, las cuales resultaron en edades de $\sim 16,4 \pm 0,3$, $\sim 15,5 \pm 0,3$ y $\sim 16,0 \pm 0,3$ ka, respectivamente. Finalmente, las muestras LV17-34, LV17- 35, LV17- 36 fueron extraídas de la cresta secundaria interior, dando edades de $\sim 15,4 \pm 0,4$, $\sim 15,3 \pm 0,4$ y $16,6 \pm 0,4$ ka, respectivamente (Tabla 4).

Ninguna muestra del complejo CR1 arroja valores atípicos, presentando una dispersión relativamente reducida ($RX^2 = 1,91$). La edad media de este complejo morrénico es de $\sim 15,9 \pm 0,7$ ka, mientras que el máximo de probabilidad a $\sim 15,8$ ka (Fig. 6.33).

	Id Muestra	Edad; St (ka)	Edad; Lm (ka)	Edad; LSDn (ka)
Complejo PV6	LVM17-19	19210 ± 400	18860 ± 390	19050 ± 400
	LVM17-20	21150 ± 400	20660 ± 390	20790 ± 390
	LVM17-21	19760 ± 570	19370 ± 560	19530 ± 560
	LVM17-23	20280 ± 580	19860 ± 570	20000 ± 570
	Media ± σ	20100 ± 1030	19690 ± 970	19840 ± 950
Complejo CR1	LV17-15	16620 ± 310	16440 ± 310	16640 ± 310
	LV17-17	15640 ± 330	15510 ± 330	15690 ± 330
	LV17-18	16200 ± 310	16040 ± 310	16220 ± 310
	LV17-34	15550 ± 440	15420 ± 440	15630 ± 450
	LV17-35	15380 ± 350	15260 ± 350	15470 ± 360
	LV17-36	16750 ± 440	16560 ± 440	16770 ± 440
	LV17-41	15980 ± 310	15830 ± 300	16040 ± 310
	Media ± σ	16020 ± 720	15860 ± 690	16070 ± 700
Complejo CR2	LV17-20	13000 ± 310	13070 ± 310	13270 ± 320
	LV17-21	14000 ± 240	13980 ± 240	14170 ± 240
	LV17-23	13660 ± 260	13670 ± 260	13880 ± 260
	LV17-24	13710 ± 320	13720 ± 320	13930 ± 320
	LV17-25	13210 ± 250	13260 ± 260	13500 ± 260
	LV17-27	13060 ± 250	13120 ± 250	13370 ± 250
	Media ± σ	13440 ± 570	13470 ± 550	13690 ± 550
Complejo CR3	LV17-03	13500 ± 260	13530 ± 260	13760 ± 260
	LV17-04	13070 ± 290	13130 ± 290	13370 ± 300
	LV17-05	12830 ± 330	12910 ± 340	13150 ± 340
	LV17-06	12780 ± 250	12870 ± 260	13090 ± 260
	LV17-07	13070 ± 290	13130 ± 290	13330 ± 300
	LV17-08	12910 ± 310	12990 ± 310	13180 ± 310
	LV17-12	12880 ± 240	12970 ± 240	13160 ± 250
Media ± σ	13010 ± 460	13070 ± 450	13290 ± 460	
Complejo CR4	LV17-29	12800 ± 260	12890 ± 270	13110 ± 270
	LV17-30*	10480 ± 240	10720 ± 250	11010 ± 250
	LV17-37	13330 ± 270	13360 ± 270	13590 ± 270
	Media ± σ	13060 ± 540	13130 ± 520	13350 ± 520
Complejo CR 5	LV17-38	12340 ± 240	12460 ± 240	12700 ± 240
	LV17-39	12420 ± 230	12540 ± 250	12770 ± 240
	Media ± σ	12380 ± 380	12500 ± 380	12730 ± 390
Bloque errático	LV17-42	16420 ± 430	16250 ± 420	16470 ± 430

Tabla 4: Conjunto de edades de ^{10}Be de LPV y VCR en ka (miles de años BP) calculadas en CRONUS v.3 (Balco et al., 2008) considerando los factores de escala no dependientes del tiempo (St) de Stone (2000) y los factores de escala dependientes del tiempo de Lal/Stone (Lm; Lal, 1991; Stone, 2000) y Lifton (LSDn; Lifton et al., 2014). En negrita se presenta la edad media de los complejos morrénicos (datos atípicos excluidos (*)) acompañadas por su incertidumbre (1σ) considerando la propagación del error asociado a la tasa de producción local (3%; Kaplan et al., 2011).

6.2.2.3 Complejo CR2

De la cresta morrénica principal del complejo CR2 se procesaron seis muestras etiquetadas con los códigos LV17-20, LV17-21, LV17-23, LV17-24, LV17-25 y LV17-27. Las edades cosmogénicas obtenidas son $\sim 13,1 \pm 0,3$, $\sim 14,0 \pm 0,2$, $\sim 13,7 \pm 0,3$, $\sim 13,7 \pm 0,3$, $\sim 13,3 \pm 0,3$ y $\sim 13,1 \pm 0,2$ ka, respectivamente (Tabla 4).

En el conjunto de datos no se detectaron valores atípicos, mostrando un grado de dispersión relativamente bajo ($RX^2 = 2,00$). Los valores de las muestras indican una edad media de CR2 de $\sim 13,5 \pm 0,6$ ka, mientras que la probabilidad máxima indica una edad de $\sim 13,2$ ka (Fig. 6.33).

6.2.2.4 Complejo CR3

En el complejo CR3 se recolectaron siete muestras en total. Las muestras LV17-03, LV17-04 y LV17-05 fueron obtenidas de la morrena secundaria externa, ofreciendo edades de $\sim 13,5 \pm 0,3$, $\sim 13,1 \pm 0,3$ y $\sim 12,9 \pm 0,3$ ka, respectivamente. Cuatro muestras adicionales fueron extraídas de la cresta principal, las cuales se etiquetaron como LV17-06, LV17-07, LV17-08 y LV17-12, resultando en edades de $\sim 12,9 \pm 0,2$, $\sim 13,1 \pm 0,3$, $\sim 13,0 \pm 0,3$ y $\sim 13,0 \pm 0,2$ ka, respectivamente (Tabla 4).

El conjunto de edades cosmogénicas de CR3 no presenta ningún valor atípico, mostrando una reducida dispersión de los datos ($RX^2 = 0,72$). La edad media de este complejo morrénico es de $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka y la máxima probabilidad de $\sim 13,0$ ka (Fig. 6.33).

6.2.2.5 Complejo CR4

El estado de conservación y la escasez de bloques que caracteriza CR4 solo permitió la extracción de tres muestras, LV17-29, LV17-30 y LV17-37. Los resultados de las mismas ofrecen edades cosmogénicas de $\sim 12,9 \pm 0,3$, $\sim 10,7 \pm 0,2$ y $\sim 13,4 \pm 0,3$ ka, respectivamente (Tabla 4)

La edad correspondiente a LV17-30 se considera como un valor estadísticamente atípico sobre la base del análisis de Grubbs (1969). Excluyendo el valor atípico, la dispersión de las edades restantes es reducida ($RX^2 = 1,62$), mostrando una edad media para CR4 de $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka, con el máximo de probabilidad a los $\sim 13,1$ ka (Fig. 6.33).

6.2.2.6 Complejo CR5

CR5 corresponde con el conjunto de crestas morrénicas más internas del sitio. Por motivos de conservación y falta de bloques, solo se recolectaron dos muestras, LV17-38 y LV17-39, cuyas edades son $\sim 12,5 \pm 0,2$ y $\sim 12,5 \pm 0,2$ ka, respectivamente (Tabla 4).

No se observan edades estadísticamente atípicas y la dispersión de los valores es muy reducido ($RX^2 = 0,06$). La edad media de depositación de CR5 es de $\sim 12,5 \pm 0,4$ ka, mientras que la máxima probabilidad es de $\sim 12,5$ ka (Fig. 6.33).

6.2.2.7 Bloque errático colgado en la topografía

Adicionalmente a las edades obtenidas de bloques morrénicos, la muestra LV17-42 fue extraída de un bloque errático en reposo sobre un afloramiento de roca madre localizado en la ladera norte del Cerro Riñón, ~ 500 m hacia el este de la pendiente distal del complejo morrénico CR y a unos ~ 90 m por encima del nivel del lago. La edad obtenida de esta muestra es de $\sim 16,3 \pm 0,4$ ka (Tabla 4).

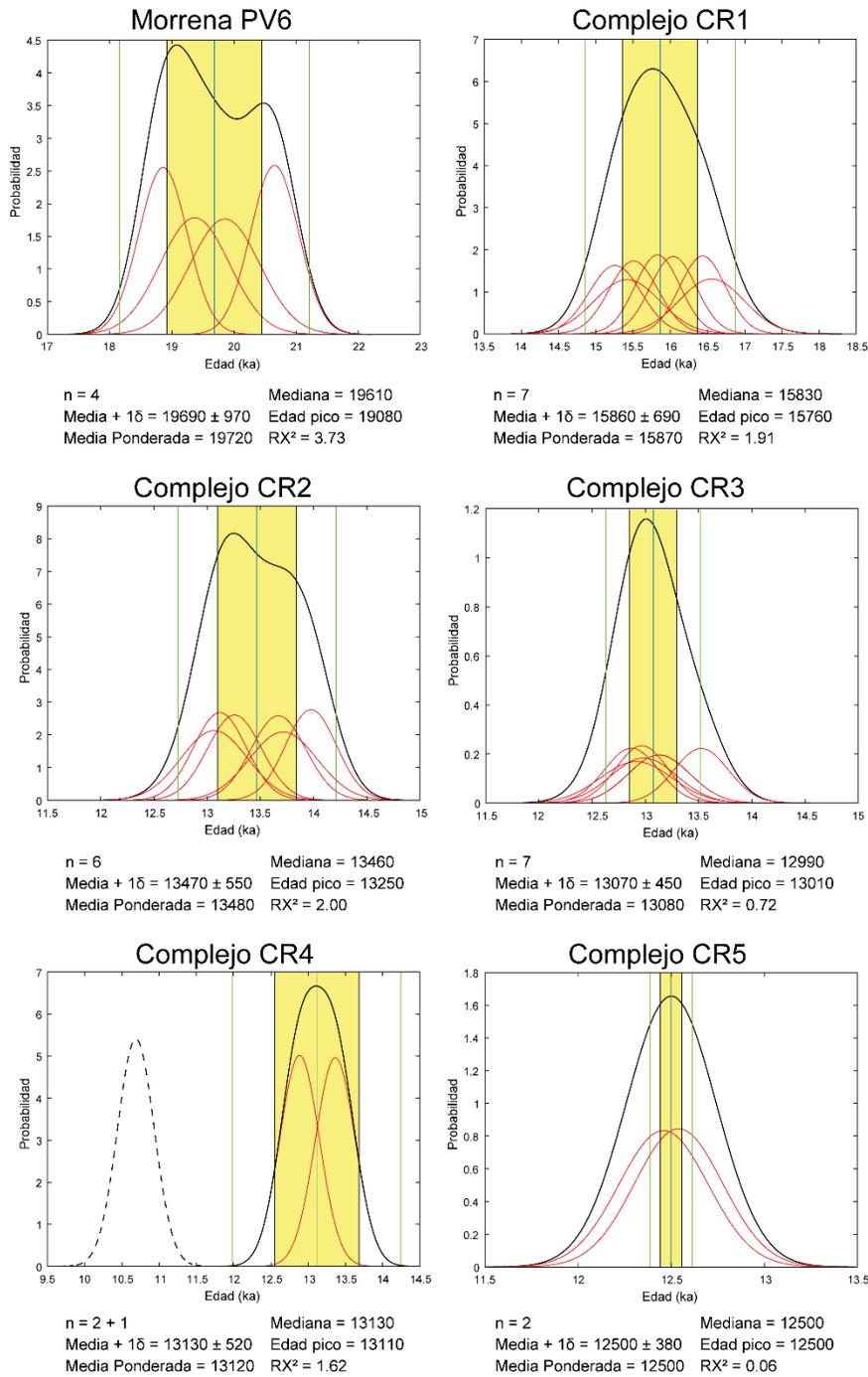


Figura 6.33: Gráficos de probabilidad y estadística descriptiva de las edades cosmogénicas de los complejos morrénicos del área LPV y VCR. Las curvas rojas muestran la probabilidad kernel no normalizada de las muestras individuales. Las curvas negras representan la suma de las curvas individuales. Línea vertical azul muestra la media de la suma de las probabilidades de cada muestra. La caja amarilla corresponde a 1σ , mientras que las líneas verdes son 2σ .

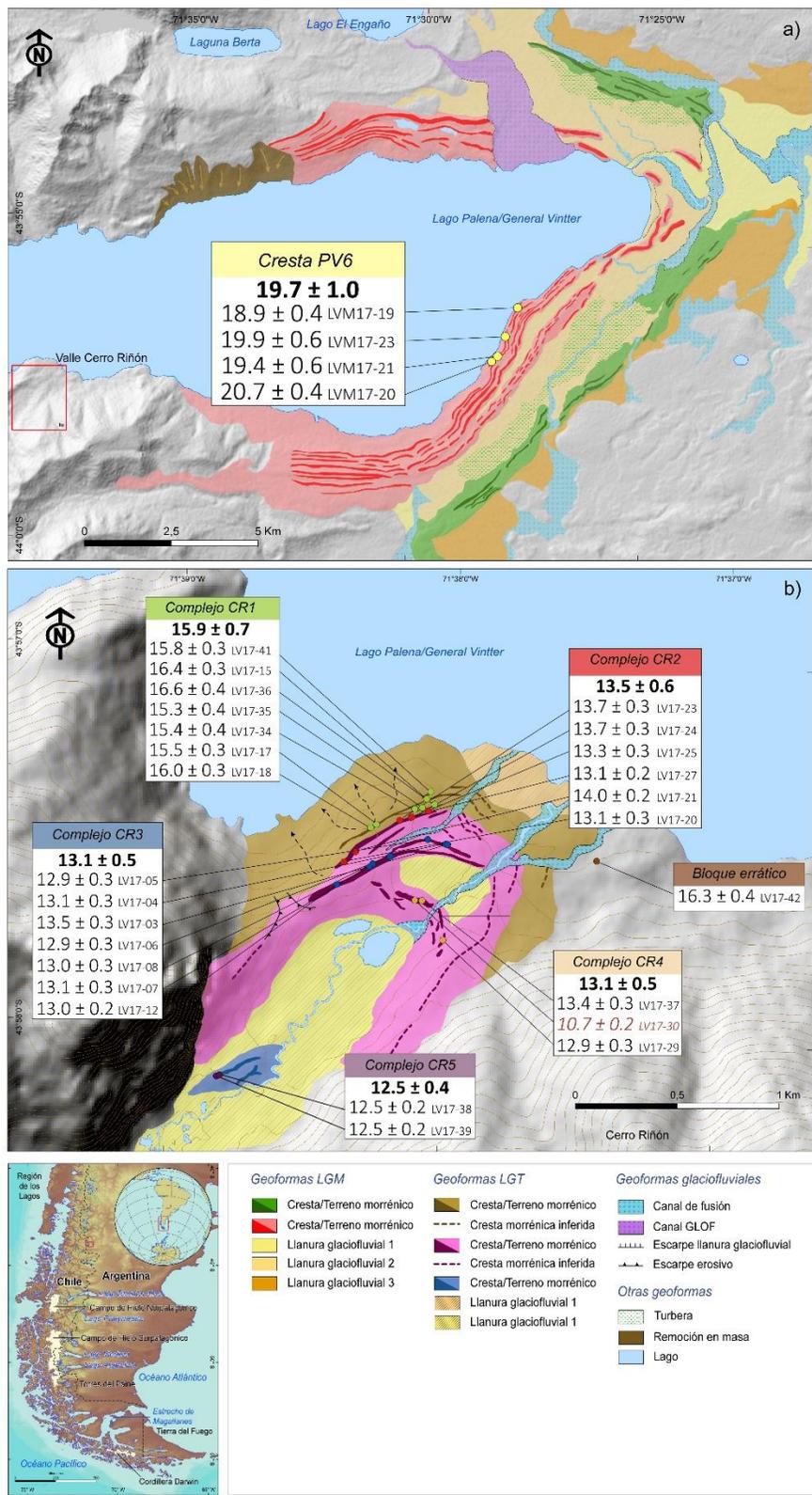


Figura 6.34: Mapa geomorfológico y edades cosmogénicas del área del lago Palena/Gral. Vintter.

Capítulo 7 - Discusión

En este capítulo, primero, discutiré los resultados obtenidos en este estudio con el fin de reconstruir la estructura y cronología de las fluctuaciones del LGC y el lóbulo LPV en Patagonia norte durante el último ciclo glacial. A continuación, compararé el comportamiento de ambos lóbulos glaciales entre ellos y con otros glaciares patagónicos y fuera de América del Sur con el objetivo de evaluar la sincronía de la actividad glacial en latitudes medias del hemisferio sur durante la LGT. Finalmente, integraré la secuencia de eventos glaciales del LGC y el lóbulo LPV con los modelos evolutivos de los SWW durante este intervalo.

7.1 Actividad glacial del lóbulo de Corcovado y el lóbulo de Lago Palena/General Vintter durante el último ciclo glacial

7.1.1 Fluctuaciones del lóbulo Golfo de Corcovado durante el último ciclo glacial

Los ensambles de geformas glaciales marginales, en conjunto con las secciones estratigráficas identificadas en IGC, me permiten inferir tentativamente la existencia de, al menos, cuatro estabilizaciones del frente del LGC durante el último ciclo glacial, las cuales he nombrado de Corcovado 1 a Corcovado 4 (COR1 – COR4) de más externo a más interno. Además, he identificado tentativamente la ocurrencia de una fase adicional de expansión o estabilización del LGC, el cual no está representado en el registro geomorfológico local, al que he llamado Evento 2-3 por situarse temporalmente entre la construcción de los límites COR2 y COR3 (Fig. 7.1).

Para acotar la cronología de las fluctuaciones del LGC durante este intervalo consideraré las edades radiocarbónicas obtenidas en este estudio en combinación con la información levantada por otros autores en trabajos sin publicar (e.g. Fercovic, 2020; Moreno *com. pers.*; Ugalde, 2016) y previamente publicados (e.g. Abarzúa & Moreno, 2008; Abarzúa et al., 2004; Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015; Pesce & Moreno, 2014). Estos datos corresponden en su mayoría a edades mínimas obtenidas en lagos, turberas y secciones estratigráficas asociadas a las posiciones inferidas del frente del LGC.

Debido al estado de preservación de los límites COR, los cuales son frecuentemente difusos y discontinuos, y a que las edades radiocarbónicas disponibles se distribuyen a lo largo

de IGC, la cronología de las fluctuaciones del LGC se realizará extrapolando las edades radiocarbónicas a través de las relaciones morfoestratigráficas entre los ensambles de geoformas que componen los límites glaciales COR.

La posición más externa del LGC (i.e. COR1) está representada por la llanura glaciofluvial de mayor elevación localizada en el área de Cucao y la pendiente de contacto de Lago Quilque. Hacia el sur, en Lago Tepuhueico, las evidencias de este límite glacial son escasas, apareciendo representadas tentativamente por una secuencia escalonada de pendientes de contacto de hielo visibles en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa. Finalmente, en el sector sur correspondiente a Tantauco, identifiqué preliminarmente un grupo de, al menos, dos crestas morrénicas discontinuas asociadas a la culminación de una pendiente de contacto de hielo bien definida excavada en la llanura glaciofluvial sobre la que discurre el río Medina a través de la Cordillera de la Costa.

Las edades radiocarbónicas obtenidas en la sección Quilque, la cual reposa sobre la llanura glaciofluvial superior de Lago Cucao, indican que el LGC alcanzó su máxima extensión durante el último ciclo glacial llegando al límite COR1 antes de ~45,9 ka durante el MIS 3 o antes. Esta interpretación está acorde con la edad basal de la turbera Taiquemó (inmediatamente al norte del área de estudio; *Anexos*; Tabla 1a), la cual se encuentra asociada al límite glacial más externo del LGC en el sector norte de IGC, que indica que el hielo alcanzó su máxima extensión antes de >49,9 ¹⁴C ka (Denton et al., 1999; Heusser et al., 1999). En conjunto, las evidencias geomorfológicas, estratigráficas y cronológicas parecen indicar que el LGC no alcanzó el Océano Pacífico como consecuencia del obstáculo ejercido por la topografía de la Cordillera de la Costa, al menos, durante el último ciclo glacial (García, 2012).

La siguiente posición del frente del LGC hacia el interior (i.e. COR2) está definida preliminarmente por la pendiente de contacto de hielo ubicada a una menor elevación en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, a distal de Laguna Pastahué, y que continúa hacia el sur a través de la costa occidental del estero Castro hasta conectar con restos de crestas morrénicas discretas y afloramientos rocosos pulidos en la conexión de los lagos Cucao y Huillinco y, finalmente, con una pendiente de contacto de hielo adosada al flanco oriental de la Cordillera de la Costa al oeste de Lago Tepuhueico (Fig. 7.1).

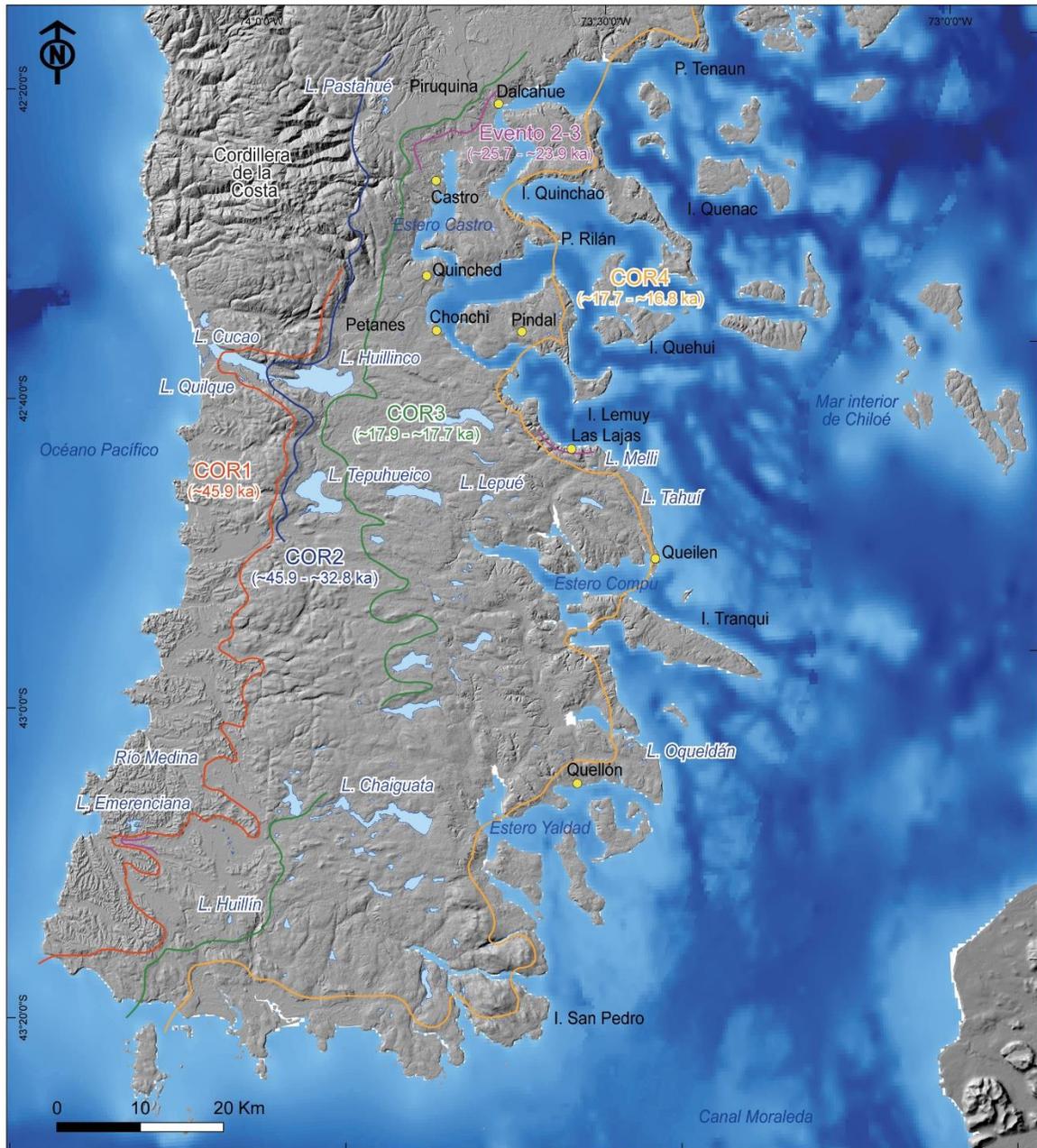


Figura 7.1: Límites del LGC (COR) durante el último ciclo glacial.

A pesar de no obtener un control cronológico directo para la construcción de las geoformas que componen COR2, postulo que este límite glacial podría reflejar el avance glacial identificado en la sección estratigráfica del sitio Dalcahue antes de $\sim 32,8 \pm 0,5$ ka (Denton et al.,

1999). Esta interpretación concuerda con el sitio Las Lajas en el sector centro-norte de IGC, donde existe una unidad de till depositada antes de $\sim 28,0 \pm 0,4$ ka (García, 2012), cuya edad podría representar una edad mínima no cercana para la formación de COR2. Si mi interpretación es correcta, entonces es posible que el LGC haya avanzado hasta el flanco oriental de la Cordillera de la Costa en los sectores norte y centro de IGC antes de $\sim 32,8 \pm 0,5$ ka (Denton et al., 1999) durante el MIS 3, mientras que la extensión del LGC durante este evento glacial en el sur de la isla es desconocida.

Tras el pulso glacial anterior, las evidencias estratigráficas y cronológicas sugieren que algunos sectores del LGC experimentaron un marcado retroceso hasta una posición indeterminada, dejando los sitios Dalcahue y Las Lajas, ambos en la costa oriental de IGC, libres de hielo entre $\sim 32,8$ y $\sim 17,9$ ka (Denton et al., 1999) y $28,0 \pm 0,4$ y $\sim 25,7 \pm 0,5$ ka (García, 2012), respectivamente.

A continuación, sobre la base de la estratigrafía de Laguna Pastahué, la cual reposa sobre el nivel intermedio de la llanura glaciolfuvial de Piruquina en una posición distal respecto a la pendiente de contacto de hielo del estero Castro, propongo tentativamente que la edad basal de esta localidad podría interpretarse como la culminación de un reavance o estabilización del LGC asociado al Evento 2-3 antes de los $\sim 24,2 \pm 0,5$ ka (Moreno, *com. pers.*). Este evento glacial no está directamente representado por geoformas marginales originadas por el frente glacial (i.e. morrenas). No obstante, la posición de las llanuras glaciofluviales superiores de Piruquina y la estratigrafía de Laguna Pastahué sugieren que es probable que el hielo alcanzara, al menos, la orilla septentrional del estero Castro, sitándose al interior del límite glacial precedente (i.e. COR3). En el sector meridional de IGC (Fig. 7.1), la edad basal de Lago Emerenciana sugiere que el frente del LGC se internó a través de la Cordillera de la Costa hasta las cercanías de la costa pacífica antes de $\sim 23,9 \pm 0,7$ ka (Moreno, *com. pers.*). La ocurrencia de este avance glacial es consistente con las evidencias estratigráficas del sitio Las Lajas, el cual indica que el hielo rebasó la costa oriental del sector central de IGC después de $\sim 25,7 \pm 0,5$ ka (García, 2012), así pues, este evento glacial quedaría constreñido cronológicamente entre $\sim 25,7 \pm 0,5$ y $\sim 23,9 \pm 0,7$ ka. Sin embargo, cabe señalar que no existen evidencias claras de geoformas de margen glacial en el área de Lago Emerenciana, por lo que no es posible correlacionar con certeza los eventos glaciales inferidos entre los sectores norte y sur de IGC durante este intervalo.

Si mi interpretación es correcta, entonces, en conjunto, las evidencias estratigráficas y cronológicas de la ocurrencia del Evento 2-3 indican de manera preliminar un comportamiento asimétrico entre los sectores septentrional y meridional del LGC. Así pues, mientras que, en el sector norte, la falta de evidencias geomorfológicas asociadas a este evento sugiere que éste pudo ser de escasa magnitud y, por tanto, destruidas por un avance posterior (i.e. COR3; Denton et al., 1999), en el sector sur, la edad basal de Lago Emerenciana sugiere que, durante el Evento 2-3, el hielo experimentó un avance de magnitud similar a los que construyeron COR1 y COR2, llegando a las cercanías del Océano Pacífico. Pese a que las evidencias son exiguas, propongo cautelosamente que esta circunstancia podría explicarse por la variación del estilo de glaciación en IGC propuesta anteriormente sobre la base de la geomorfología local (García, 2012; *ver sección 7.4.2*).

El siguiente límite glacial hacia el interior (i.e. COR3), en el sector norte, está bien definido por las pendientes de contacto de hielo y crestas morrénicas asociadas que discurren desde el norte de Dalcahue y estero Castro hasta la orilla suroccidental de este último. Hacia el sur, en el sector central de IGC, este conjunto de geoformas contacta con crestas morrénicas que se despliegan entre Quinched, Petanes y Lago Huillinco (Fig. 7.1). Al sur de Lago Tepuhueico, sobre la base de relaciones morfoestratigráficas, infiero preliminarmente que el frente del LGC pudo situarse en el terreno morrénico que domina las cabeceras de una serie de llanuras glaciofluviales que se extienden aproximadamente de norte a sur (Fig. 7.1). En el sector de Tantauco, en una posición morfoestratigráfica similar a las cabeceras de las llanuras glaciofluviales de Lago Tepuhueico, reconozco una pendiente de contacto de hielo asociada a afloramientos rocosos pulidos ubicados al oeste de Lago Chaiguata que se conectan hacia el sur con parches de terreno morrénico y ápices de llanuras glaciofluviales (Fig. 7.1). Las evidencias geomorfológicas sugieren que, al menos, en el sector norte y centro-norte este avance del frente del LGC alcanzó una mayor extensión que en el sector sur de IGC, aunque no es posible identificar con precisión la posición exacta donde se situó el margen glacial.

Aunque no obtuve edades para acotar temporalmente la formación de COR3, varios estudios han reconocido la ocurrencia de una fase de expansión glacial que rebasó el sitio Dalcahue en torno a los $\sim 17,9 \pm 0,2$ ka durante el final del LGM (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). Debido a que no se han identificado límites glaciales claros en una posición más externa de esta localidad, se ha argumentado que este pulso glacial podría corresponder con la

etapa de mayor extensión del LGC durante el LGM en este sector de IGC (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). Las evidencias geomorfológicas y la estratigrafía de Laguna Pastahué no registran este avance glacial, por lo que surgen dos posibles escenarios. Por un lado, es posible que el frente del LGC alcanzara la pendiente de contacto de hielo del estero Castro y el agua de fusión discurriera por un canal que surge de ésta y desemboca en el estero Pellahua, el cual se encaja decenas de metros en la llanura glaciofluvial donde reposa Laguna Pastahué, evitando potencialmente la influencia del LGC en la cuenca lacustre durante este evento glacial. Por otro lado, existe la posibilidad de que el LGC no cubriera el estero de Castro y se situará en las crestas morrénicas de la península de Rilán. Sin embargo, las evidencias geomorfológicas y sedimentológicas del área entre Castro y Dalcahue sugieren que el frente del LGC se situó en península de Rilán de manera puntual, probablemente tras el inicio de la deglaciación. Así pues, sobre la base de las evidencias identificadas, propongo tentativamente que durante la fase final del LGM el frente del LGC se localizó en la orilla septentrional del estero Castro, drenando a través del estero Pellahua. Hacia el sur, en el interior de COR3, edades radiocarbónicas basales obtenidas en Lago Tarumán (Gonzaloren, 2015; Moreno et al., 2015), Estero Huitaque y Laguna Mayol (Heusser et al., 1999; Denton et al., 1999) indican el establecimiento de condiciones libres de hielo poco antes de $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka, lo que implica que el LGC avanzó hasta las cercanías del flanco oriental de la Cordillera de la Costa y, por tanto, la ocurrencia de un pulso glacial de gran magnitud durante el término del LGM (Denton et al., 1999). Esta interpretación también concuerda con la edad basal de Lago Lepué, la cual indica que el hielo permaneció en el interior de IGC hasta $\sim 17,8 \pm 0,1$ ka (Moreno et al., 2015; Pesce & Moreno, 2014), probablemente extendiéndose hasta el área entre los lagos Natri y Tepuhueico (Fig. 7.1). En Tantauco, la edad basal de Lago Huillín indica el cese de la influencia glacial en la cuenca poco antes de $\sim 18,0 \pm 0,1$ ka (Moreno, *com. pers.*), probablemente como consecuencia del abandono del frente del LGC de la pendiente de contacto de hielo meridional desde la surge el canal donde reposa la cuenca lacustre. Debido a que COR3 parece ser resultado de un avance de gran magnitud del LGC, es probable que esta fase de expansión glacial destruyera las geformas resultantes del Evento 2-3 inferido a partir de los registros de los lagos Pastahué y Emerenciana (Moreno, *com. pers.*) y el sitio Las Lajas (Fig. 7.1; García, 2012). Subsecuentemente, el conjunto de edades basales asociadas al límite CO3 sugieren que el LGC comenzó a retroceder de manera simultánea a lo largo de IGC a $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka marcando el inicio local de la LGT (Fig. 7.1; Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015).

Tras el inicio de la deglaciación, la presencia de un paleodelta colgado en la topografía en la península Rilán y depósitos glaciolacustres asociados al sector proximal de COR3 identificados previamente (Heusser & Flint, 1977) y en este estudio sugieren la aparición de un lago proglacial represado por el frente del LGC en el área del estero Castro y Dalcahue. Dada su localización lo he denominado informalmente lago glacial Castro (*ver sección 7.1.2*).

Finalmente, el límite más interno del LGC (i.e. COR4) está representado, en el sector norte, por una pendiente de contacto de hielo que se despliega a lo largo de Punta Tenaun, Isla Quinchao y la costa suroriental de Península de Rilán, aparentemente conectada por alineamientos submarinos. Hacia el sur, la pendiente de contacto de hielo de Península de Rilán parece coincidir morfoestratigráficamente con una geoforma similar que discurre a lo largo de Isla Lemuy, prosiguiendo a través de alineamientos submarinos hasta emerger nuevamente en la costa oriental de IGC dejando en su interior los lagos Melli y Tahuí. Esta interpretación concuerda con la extensión de los sedimentos glaciolacustres que determinan la extensión de Lago Castro (Fig. 7.1 y 7.3; *ver sección 7.1.2*). En el sur de IGC, la evidencia más clara de la posición más interna del LGC se refleja en la pendiente de contacto de hielo que bordea la orilla oriental de Estero Compu y que, posteriormente, se dirige hacia el sur a través de alineamientos submarinos localizados en la costa de Queilen y una pendiente de contacto de hielo en Isla Tranqui. En el estero Yaldad ésta se asocia con afloramientos pulidos y terreno morrénico en su continuación hacia Isla San Pedro, donde parece virar hacia el oeste siguiendo la costa sur de IGC hasta desaparecer en el Océano Pacífico.

La cronología de COR4 está acotada por varias edades radiocarbónicas mínimas obtenidas en localidades en el interior de los ensambles de geoformas que conforman este límite glacial. En el sector norte de IGC, la edad basal de Isla Quenac, localizada en el interior de este límite glacial, sugiere el establecimiento local de condiciones libres de hielo antes de $\sim 16,2 \pm 0,3$ ka, respectivamente. En el sector centro-norte de IGC, concretamente en Isla Lemuy, la edad basal de Pantano Pindal, el cual se encuentra en un canal que probablemente fue ocupado por agua de fusión glacial cuando el LGC se encontraba en la pendiente de contacto de hielo de Isla Lemuy, indica el cese de la influencia glacial antes de los $\sim 16,8 \pm 0,2$ ka (Ugalde, 2016). Mientras que las edades basales de Lago Melli y Lago Tahuí sugieren el abandono local del frente del LGC a $\sim 16,7 \pm 0,1$ y $\sim 17,0 \pm 0,1$ ka, respectivamente (Fig. 7.1; Abarzúa & Moreno, 2008; Abarzúa et al., 2004). En el sector sur de IGC, la edad de Laguna Oqueldán señala la

persistencia local de condiciones glaciales previas a $\sim 15,5 \pm 0,5$ ka (Fercovic, 2020). Sobre la base de la posición morfoestratigráfica de estas edades en relación con el límite COR5, y considerando que los datos cronológicos de Isla Quenac y Laguna Oqueldán (Fercovic, 2020) podrían no corresponder con edades mínimas cercanas, propongo tentativamente que COR5 podría estar reflejando una estabilización del frente del LGC a $\sim 16,8 \pm 0,2$ ka durante la fase inicial del HS1 (Fig. 7.1 y 7.3; *ver sección 7.1.2*).

Finalmente, una edad radiocarbónica obtenida en una sección estratigráfica en Chaitén indica que el frente del LGC ya se encontraba en el continente en torno a $\sim 16,7 \pm 0,1$ ka (Moreno et al., 2015). Ya que esta edad es estadísticamente indistinguible (2σ) de aquella obtenida en Pantano Pindal (i.e. Isla Lemuy), el escenario más probable es que el LGC retrocediera ~ 70 km desde las inmediaciones de Isla Lemuy hasta el continente de manera cuasi-instantánea como consecuencia de un colapso repentino del LGC durante el HS1 (Moreno, 2020). Esto implicaría que, al menos, en este sector norte de IGC, el LGC habría retrocedido lentamente durante el primer milenio de la LGT para, posteriormente, retirarse catastróficamente hasta el continente durante el HS1 (Fig. 7.3).

El hecho de que el frente del LGC ya se encontrara en el continente poco antes de $\sim 16,7 \pm 0,1$ ka (Moreno et al., 2015), sugiere que las potenciales evidencias de actividad glacial durante el ACR y el YD identificadas en otros sectores de Patagonia centro y sur, se localizan cerca de la Cordillera de los Andes y, por tanto, no fueron identificadas al encontrarse fuera del área de estudio.

En el sector meridional de IGC, edades basales obtenidas entre los límites COR3 y COR4 en, concretamente en turberas en Lago Chaiguata, Laguna Soledad y Puerto Carmen indican tentativamente la persistencia del LGC en el interior de IGC hasta los $\sim 15,5 \pm 0,5$ ka (Fig. 7.2; Villagrán, 1988). Esta circunstancia plantea dos posibles escenarios. Por un lado, considerando las edades basales de Huillín y Laguna Oqueldán, las cuales se encuentran en orden estratigráfico con los límites COR 3 y COR4, respectivamente (Fig. 7.2; Fercovic, 2020; Moreno, *com. pers.*) y, por tanto, son coherentes con mi modelo de las fluctuaciones del LGC, cabe la posibilidad de que los datos obtenidos en turberas (Villagrán, 1988) constituyan edades mínimas no cercanas para el abandono local del hielo, sobre todo considerando que las bases de los testigos de sedimentos se describen escuetamente como limos o arenas con presencia de polén fósil (Villagrán, 1988), sugiriendo que estos testigos sedimentarios no representan un

registro estratigráfico completo, a diferencia de la base de Laguna Oqueldán que está compuesta de arcillas inorgánicas laminadas (Fercovic, 2020). Si esta interpretación es correcta, entonces es probable que el LGC retrocediera simultáneamente a los $\sim 17.7 \pm 0,2$ ka, tal y como muestran numerosos registros en IGC (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). Por otro lado, si estos datos corresponden con edades mínimas cercanas, entonces indicarían que el LGC persistió en este sector unos ~ 2500 años después del inicio de la LGT, implicando una respuesta diferencial de los sectores septentrional y meridional del LGC ante el inicio de la LGT, lo que sugiere la intervención de un mecanismo independiente del forzamiento climático típico de la LGT. Esta interpretación podría ajustarse al cambio en el estilo de glaciación ocurrido en el sector centro-sur de IGC propuesto previamente (García, 2012), el cual conllevaría una modificación local del régimen glaciológico que, potencialmente, habría dirigido el comportamiento asimétrico del LGC (ver sección 7.4.2).

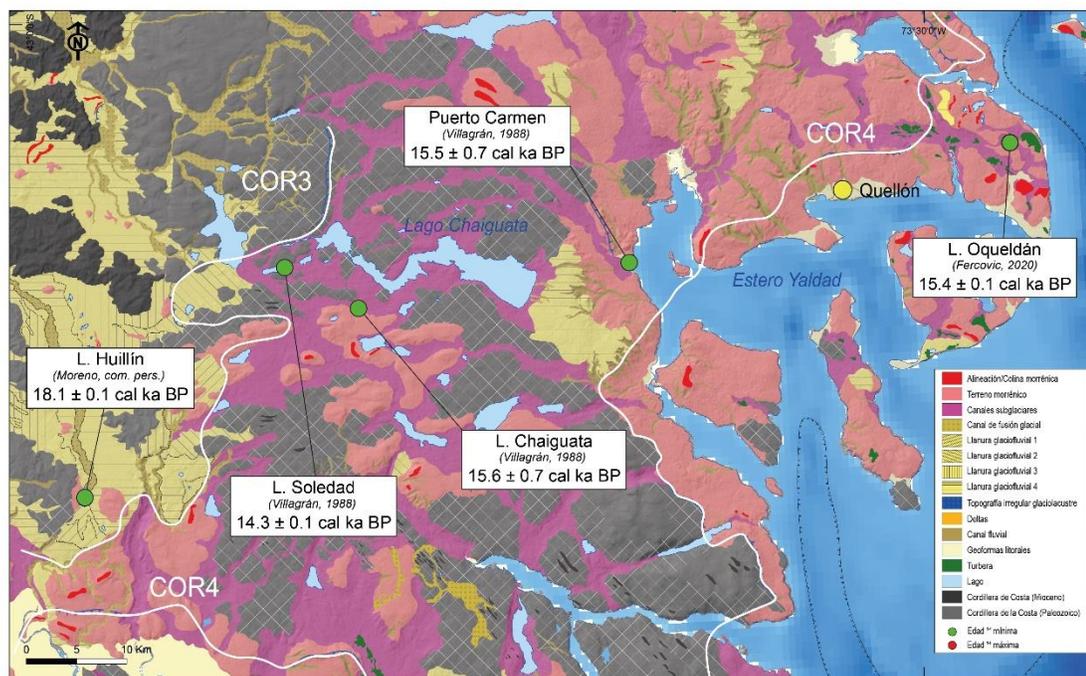


Fig.7.2: Mapa geomorfológico del área comprendida entre Lago Huillín y Laguna Oqueldán.

En síntesis, mi cronología glacial de IGC, en combinación con los resultados de trabajos previos (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015), indican que el LGC avanzó o se estabilizó, al

menos, en cinco ocasiones durante el último ciclo glacial antes de $\sim 45,9$ ka, entre $\sim 45,9$ y $\sim 32,8 \pm 0,8$ ka (Denton et al., 1999), durante el MIS 3 o antes, entre $\sim 25,7 \pm 0,5$ y $\sim 23,9 \pm 0,7$ ka (García, 2012; Moreno, *com. pers.*) y entre $\sim 17,9 \pm 0,2$ y los $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015), durante el LGM, y, finalmente, antes de los $\sim 16,8 \pm 0,2$ ka (Abarzúa & Moreno, 2008; Abarzúa et al., 2004; Ugalde, 2016), durante el HS1 (Fig. 7.1).

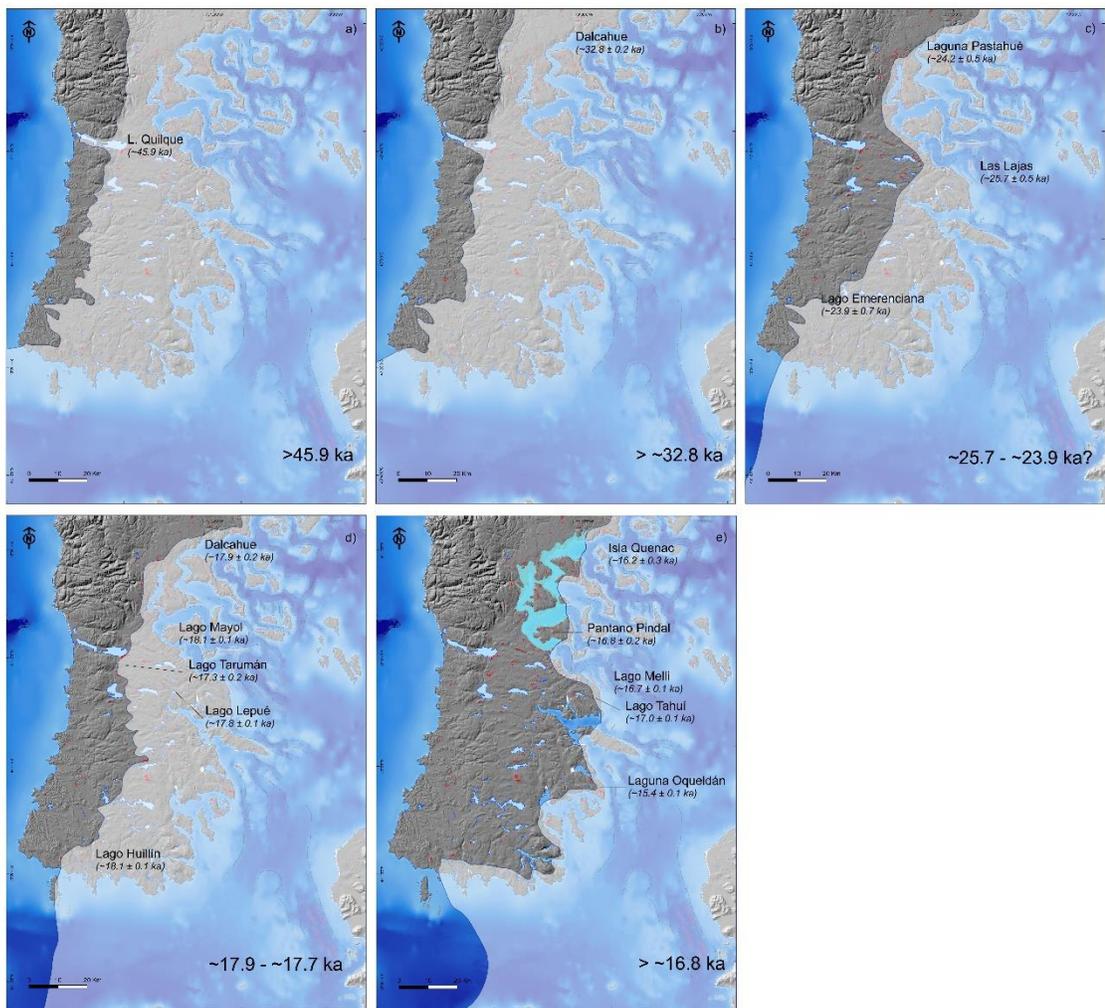


Figura 7.3: Extensión inferida del LGC durante el último ciclo glacial. a) Máxima extensión del LGC durante el MIS 3 o antes. b) Máxima extensión del LGC durante el LGM temprano. c) Extensión durante LGM. d) Extensión durante el último pulso glacial durante el LGM. e) Extensión tras el inicio de la LGT.

7.1.2 Evolución del lago glacial Castro

En la costa oriental de IGC, entre Dalcahue y Chonchi, trabajos previos han reconocido la presencia de depósitos de sedimentos glaciolacustres localizados al interior del límite COR3 que ha sido interpretados como evidencias de la presencia de un lago proglacial tras el inicio de la LGT (García, 2012; Heusser & Flint, 1977). Sobre la base de la distribución y elevación de numerosos afloramientos de estos sedimentos glaciolacustres, en conjunto con la sección de depósitos deltaicos indentificada en la península de Rilán, infiero que el lago glacial Castro ocupó dos subcuencas, una en el estero Castro y otra comprendida entre las costas de Dalcahue e Isla de Quinchao, las cuales aparecen conectadas por una depresión localizada en el sector central de Península de Rilán (Heusser & Flint, 1977; Fig. 7.4).

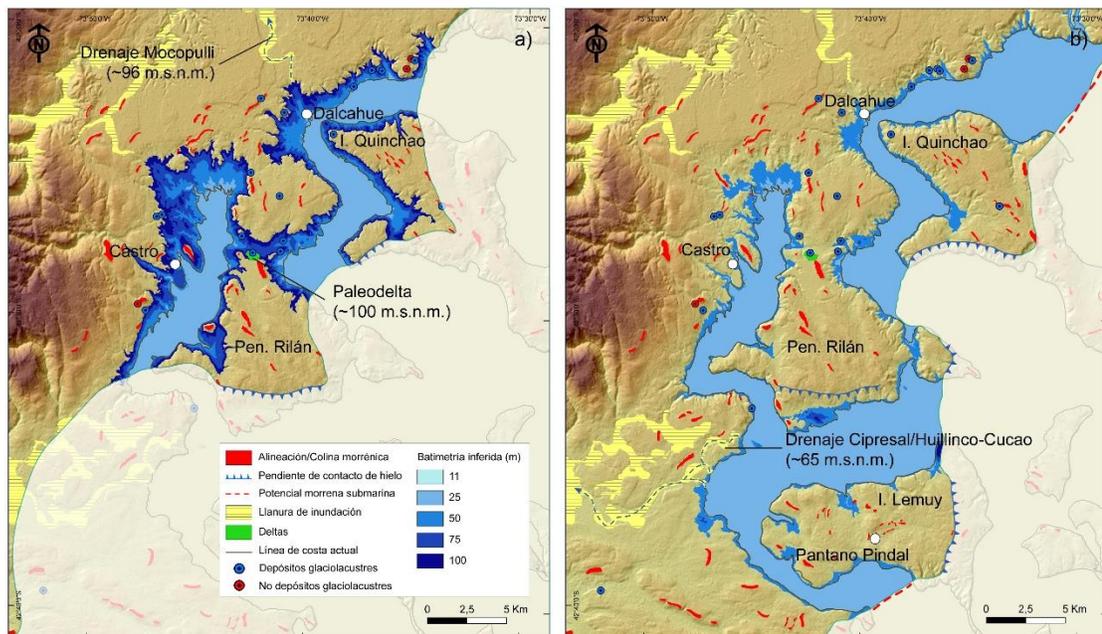


Figura 7.4: Evolución de Lago Castro durante la LGT. a) Extensión potencial del paleolago Castro drenando por el canal de Mocopulli y posición tentativa del frente del LGC alrededor de ~17,7 ka. b) Extensión potencial del paleolago Castro drenando por las cuencas del río Cipresal y los lagos Huillinco y Cucao y posición tentativa del frente del LGC alrededor de ~16,8 ka. Modelo digital de elevaciones ALOS Palsar.

Si la reconstrucción de los límites del LGC durante este periodo es correcta, es probable que el lago glacial Castro comenzara a rellenarse de agua de fusión tras la culminación del último pulso glacial del LGM a $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). En este periodo, sobre la base de las relaciones morfoestratigráficas entre las geoformas glaciales y los afloramientos de sedimentos glaciolacustres, así como las edades basales obtenidas en trabajos anteriores (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015), propongo que el frente del LGC podría haberse situado en la pendiente de contacto de hielo situada al oeste de Dalcahue continuando por crestas morrénicas de Isla Quinchao y, finalmente, por la costa suroriental de la península de Rilán hasta el área de Quinched. Entonces es posible que el nivel del paleolago alcanzara los ~ 100 m.s.n.m., como evidencia la elevación del paleodelta identificado en la península de Rilán (Fig. 7.4), ocupando tentativamente una extensión de ~ 150 km² y conteniendo un volumen de agua en torno a $\sim 8,3$ km³. Durante este periodo, es muy probable que el drenaje del lago glacial Castro hacia el Océano Pacífico ocurriera por el canal que discurre sobre la llanura glaciofluvial de Mocopulli hacia la cuenca del río Butalcura (Fig. 7.4).

A continuación, el frente del LGC retrocedió ligeramente hasta situarse en el límite glacial correspondiente a las pendientes de contacto de Isla Quinchao, Isla Lemuy y el área de los lagos Melli y Tahuí, inundando los canales que rodean Isla Lemuy. En conjunto, las edades basales de Pantano Pindal, Lago Melli y Lago Tahuí sugieren que el hielo se mantuvo en esta posición hasta antes de $\sim 16,8 \pm 0,2$ ka. Durante este intervalo, es probable que el paleolago Castro drenara a través de los canales identificados en el área de Quinched, los cuales discurren desde los ~ 65 m.s.n.m. hacia las cuencas del río Cipresal y los lagos Huillinco y Cucao. En este periodo, el paleolago Castro cubrió una superficie de ~ 260 km², almacenando un volumen de agua de $\sim 9,2$ km³. Posteriormente, cuando el hielo abandonó Isla Lemuy, el paleolago Castro se vació rápidamente hacia el Mar Interior de Chiloé (Fig. 7.4).

En síntesis, debido a las escasas evidencias geomorfológicas y cronológicas para acotar la presencia de Lago Castro, infiero preliminarmente que este se formó como consecuencia de un retroceso pausado y escalonado del margen del LGC hasta la costa oriental de IGC durante la fase inicial de la LGT poco antes de $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka, seguido de un evento de estabilización del frente glacial en las inmediaciones de Isla Lemuy antes de $\sim 16,8 \pm 0,2$ ka. Tras este evento glacial, considerando que la edad de Chaitén es estadísticamente indistinguible (2σ) de ésta

última, las evidencias sugieren que el LGC colapsó catastróficamente, liberando repentinamente el agua contenida en el lago glacial Castro.

7.1.3 Fluctuaciones del lóbulo de Lago Palena/General Vintter y Valle Cerro Riñón durante el Último Máximo Glacial y la Última Terminación Glacial

La geomorfología relativamente simple de las áreas de LPV y VCR, en conjunto con las edades cosmogénicas obtenidas, me permiten reconstruir con precisión el comportamiento del lóbulo LPV y del glaciar de VCR durante la LGT con una resolución submilennial.

En el complejo morrénico más externo de LPV (i.e. RCC) no se obtuvieron edades directas. Sin embargo, basándome en su posición morfoestratigráfica externa y en su morfología suavizada, infiero tentativamente que este ensamble de geoformas podría estar representando la posición del margen del lóbulo de LPV durante las primeras fases del LGM o previamente.

Hacia el interior, bordeando el lago, se encuentran las crestas morrénicas que conforman el complejo PV. Las edades cosmogénicas obtenidas en la cresta morrénica PV6, la cual constituye el límite glacial más interno de este complejo, indican que el lóbulo LPV abandonó su posición final durante el LGM a los $\sim 19,7 \pm 1,0$ ka, marcando el comienzo local de la LGT.

A continuación, el frente glacial continuó retrocediendo hacia la Cordillera de los Andes, probablemente en un ambiente glaciolacustre. En la entrada del valle de Cerro Riñón (VCR), la edad cosmogénica de un bloque errático colgado de la topografía sugiere que el hielo continuaba remitiendo a los $\sim 16,3 \pm 0,4$ ka. Debido a la posición morfoestratigráfica de este bloque errático en relación con VCR, es probable que el lóbulo LPV se dividiera durante esta fase, promoviendo la completa individualización del glaciar VCR (Fig. 7.5).

En la entrada del valle del Cerro Riñón, el glaciar experimentó una fase de avance o estabilización dando como resultado el complejo CR1 poco antes de $\sim 15,9 \pm 0,7$ ka, como demuestran las edades cosmogénicas obtenidas en las crestas del complejo (Fig. 7.5). Aunque las evidencias geomorfológicas y cronológicas apuntan hacia una reactivación de la actividad glacial local durante el HS1, cabe la posibilidad de que el complejo morrénico CR1 tenga su origen en la modificación de la dinámica del glaciar como consecuencia de la transición del margen desde un ambiente lacustre a uno terrestre. De cualquier manera, este grupo de morrenas

sugiere que el glaciar del VCR alcanzó la máxima extensión de su fase individualizada durante la LGT de manera coetánea con el HS1.

Posteriormente, las evidencias geomorfológicas indican que el frente del glaciar de VCR reavanzó nuevamente formando la secuencia de crestas morrénicas correspondientes con los complejos CR2 y CR3, cuyas edades cosmogénicas sitúan el fin de su formación hace $\sim 13,5 \pm 0,6$ y $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka, respectivamente, durante el ACR (Fig. 7.5). Mientras que CR2 representa la máxima extensión local del hielo durante el ACR, CR3 constituye la geoforma más prominente del valle, lo que sugiere que el hielo se mantuvo estable en dicha posición durante un periodo de tiempo más prolongado, probablemente, como consecuencia de la culminación del enfriamiento característico del ACR.

A continuación, el margen glacial retrocedió formando una llanura glaciofluvial antes de reavanzar hasta el límite CR4. A pesar de que el control cronológico de esta geoforma carece de la solidez de otros complejos morrénicos del VCR, las edades cosmogénicas indican que, probablemente, fue originada poco antes de $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka (Fig. 7.5). Aunque esta edad es estadísticamente indistinguible de la obtenida para CR3, la presencia de la llanura glaciofluvial entre ambos complejos morrénicos sugiere que CR4 representa un evento glacial independiente ocurrido durante la fase final ACR. Por lo tanto, basándome en la cronología de las morrenas CR2, CR3 y CR4 concluyo que el glaciar VCR exhibió una secuencia de, al menos, tres pulsos de avance o estabilización durante este intervalo. Merece la pena reseñar que estas morrenas constituyen la evidencia de fluctuaciones glaciales contemporáneas con el ACR más septentrional de Patagonia, expandiendo la influencia de este evento paleoclimático en los glaciares patagónicos hasta los $43,5^{\circ}$ S.

Finalmente, aguas arriba, edades cosmogénicas indican tentativamente el fin de la construcción del complejo morrenénico CR5 a los $\sim 12,5 \pm 0,4$ ka (Fig. 7.5). Aunque estadísticamente (1σ) esta edad solapa con el término del ACR, considero que la presencia de la llanura glaciofluvial indica que este límite refleja una fase de actividad glacial puntual ocurrida tras un periodo de retroceso de gran magnitud, sugiriendo una reanudación discreta de la actividad glacial durante el YD. En términos generales, CR5 representa la mínima extensión del glaciar VCR durante la LGT. No obstante, ya que la edad de este complejo morrénico está acotada solo por dos edades cosmogénicas y no se identificaron más bloques erráticos datables,

para corroborar la ocurrencia de actividad glacial coetánea con el YD es necesario ampliar las cronologías morrénicas a otras localidades de Patagonia norte.

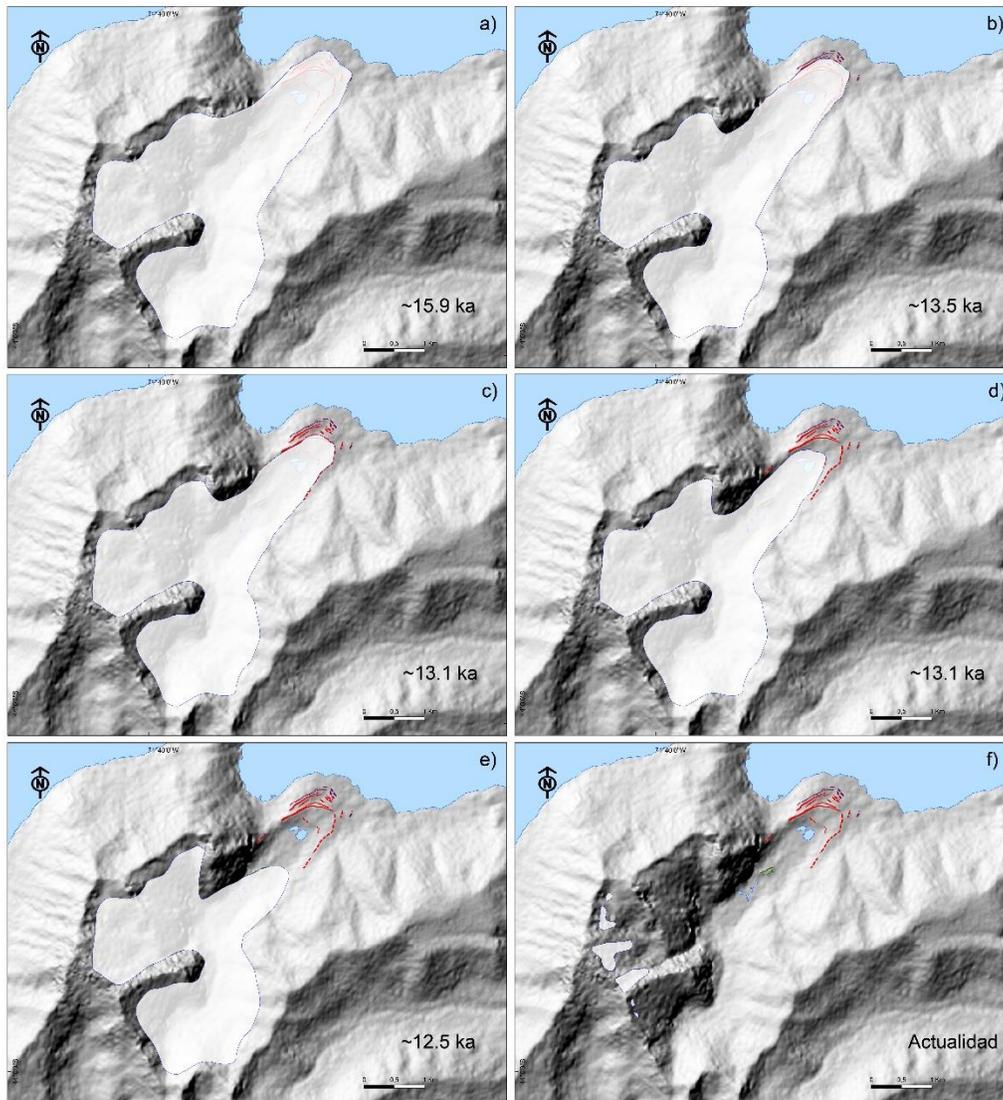


Figura 7.5: Extensión inferida del glaciar de VCR durante la LGT. a) Máxima extensión del glaciar VCR durante el HS1 (CR1). b) Extensión del glaciar VCR durante el ACR temprano (CR2). c) Extensión del glaciar VCR durante el ACR tardío (CR3). d) Extensión del glaciar VCR durante el ACR tardío (CR4). e) Extensión del glaciar VCR durante el YD (CR5). f) Extensión glacial actual hoy (basado en imagen Sentinel 2, ver capítulo área de estudio).

Los resultados presentados permiten establecer con precisión la estructura y cronología de las fluctuaciones del lóbulo LPV y el glaciar del VCR entre los ~19,7 y los ~12,5 ka, constituyendo el único registro glacial de la totalidad de la LGT en una única localidad de Patagonia. Así pues, el conjunto de edades de ^{10}Be sugiere que este glaciar experimentó múltiples fases de expansión o estabilización durante el LGM (PV6: $\sim 19,7 \pm 1,0$ ka), el HS1 (CR1: $\sim 15,9 \pm 0,7$ ka), el ACR (CR2: $13,5 \pm 0,6$ ka; CR3: $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka y CR4: $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka) y durante el YD (CR5: $\sim 12,5 \pm 0,4$ ka). Subsecuentemente, es probable que el glaciar VCR retrocediera a lo largo del valle durante el Holoceno hasta convertirse en un glaciar de ladera y, finalmente, de circo (Fig. 7.5).

7.2 Evaluación de la sincronía de las fluctuaciones glaciales de los lóbulos Golfo de Corcovado y Lago Palena/General Vintter durante la Última Terminación Glacial

En este apartado compararé la secuencia de eventos glaciales del LGC y del lóbulo LPV con el objetivo de evaluar la sincronía de la actividad glacial en Patagonia norte durante la LGT.

Durante el inicio de la LGT, los datos cronológicos obtenidos en este estudio y trabajos previos indican que, en el flanco atlántico de los Andes norpatagónicos, el lóbulo LPV comenzó a retroceder desde su posición final del LGM en PV6 a los $\sim 19,7 \pm 1,0$ ka, mientras que, en la vertiente pacífica, el frente del LGC lo hizo poco antes de los $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). Aunque la probabilidad máxima del conjunto de edades cosmogénicas de LPV podría sugerir que el hielo retrocedió antes en LPV que en IGC, si se consideran 2σ de incertidumbre, entonces las edades que sitúan el inicio de la deglaciación de ambos lóbulos son estadísticamente indistinguibles (Fig. 7.6).

Este escenario podría ajustarse a varias potenciales explicaciones. Por un lado, es posible que el LGC y el lóbulo LPV se comportaran de manera sincrónica avanzando simultáneamente a $\sim 17,9 \pm 0,2$ ka, tal y como indican numerosas edades radiocarbónicas obtenidas en IGC (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). Por otro lado, existe la posibilidad que el comportamiento del LGC y el lóbulo LPV fuera asincrónico. Ante este escenario, es posible que LPV abandonara PV6 a $\sim 19,7 \pm 1,0$ ka y que no haya experimentado reavances o estabilizaciones equivalentes a COR3 en IGC. Esta circunstancia podría estar relacionada con la aparición de un lago proglacial, el cual intensificaría el proceso de *calving* que promovería el desacoplamiento de la dinámica glacial de las condiciones climáticas, facilitando que el hielo entre en un modo de colapso sin

retorno (Hein et al., 2010; Thorndycraft et al., 2019). Otro escenario alternativo, aunque más especulativo, podría ser que el lóbulo LPV haya experimentado una fase de expansión adicional de manera contemporánea con la formación de COR3 a $\sim 17,9 \pm 0,2$ ka en IGC (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015) y que la evidencia geomorfológica de este evento no haya sido identificada en LPV debido a que este avance o estabilización del frente glacial haya ocurrido cuando el margen de hielo reposaba en un lago proglacial, dando lugar a una morrena bajo el lago actual.

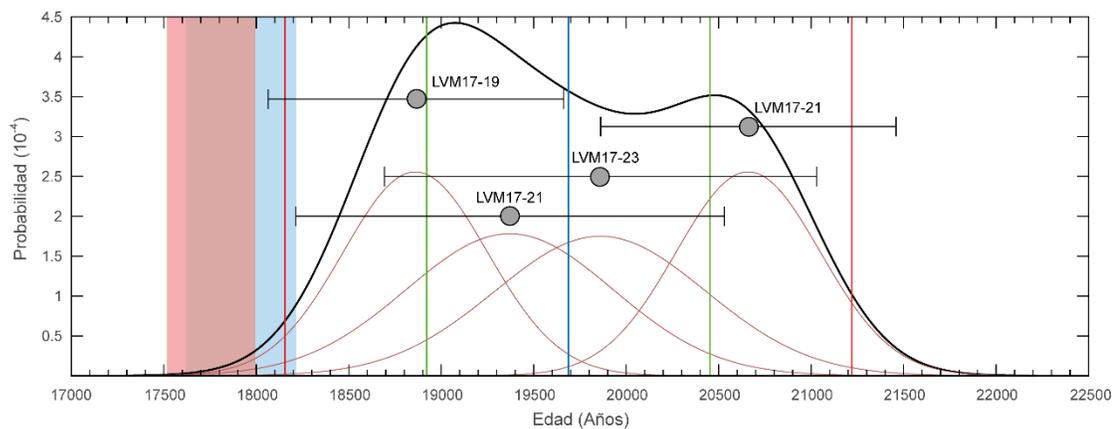


Fig. 7.6: Comparación rangos de edades radiocarbónicas asociadas al límite COR3 del LGC y edades cosmogénicas obtenidas en el límite PV6 del lóbulo LPV. Franja roja vertical: Rango $\pm 2\sigma$ edades radiocarbónicas mínimas (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). Franja vertical azul: Rango $\pm 2\sigma$ de edades radiocarbónicas máximas (Denton et al., 1999). Curva negra: Distribución de la probabilidad del conjunto de edades cosmogénicas. Línea vertical roja: Límite $\pm 2\sigma$ del conjunto de edades cosmogénicas. Línea vertical verde: Límite $\pm 1\sigma$ del conjunto de edades cosmogénicas. Línea vertical azul: Media aritmética del conjunto de edades cosmogénicas. Círculos grises: Edades cosmogénicas individuales acompañada de $\pm 2\sigma$ de incertidumbre y la propagación del error de la tasa de producción (3%).

En conclusión, los datos cronológicos disponibles para acotar la actividad del LGC y el lóbulo LPV durante la fase terminal del LGM son estadísticamente indistinguibles ($\pm 2\sigma$), lo que indica tentativamente que existe la probabilidad de que ambos lóbulos glaciales de Patagonia norte se hayan comportado de manera sincrónica durante este intervalo.

Tras el comienzo local de la LGT, en IGC, la presencia del Lago Castro, así como otras evidencias geomorfológicas, sugieren que el frente del LGC se estabilizó temporalmente en Isla Lemuy antes de $\sim 16,8 \pm 0,2$ ka (i.e. COR4) tras el inicio de la LGT. De la misma manera, el

glaciar tributario del LPV ubicado en el VCR se estabilizó entre $\sim 16,3 \pm 0,4$ y $\sim 15,9 \pm 0,7$ ka, como evidencian las edades del bloque errático colgado en la topografía en las cercanías de la desembocadura del VCR y el complejo morrénico CR1. Las edades que acotan ambos eventos son estadísticamente indistinguibles ($\pm 2\sigma$) lo que sugiere que el LGC y el glaciar del VCR se comportaron de manera sincrónica durante la etapa inicial del HS1. No obstante, la posición morfoestratigráfica de las geofomas que reflejan estas fases de actividad glacial indican que el LGC experimentó una contracción de escasa magnitud desde COR3 antes de estabilizarse en COR4, mientras que el lóbulo de LPV sufrió un retroceso de gran magnitud desde PV6 antes de detenerse en CR1 (Fig. 7.7). Existe la probabilidad de que este comportamiento glacial distinto estuviera modulado por las diferencias en los tamaños de ambos glaciares y por la presencia de un lago proglacial en LPV que promovió el incremento de episodios de *calving* contribuyendo a un retroceso del frente glacial más acentuado (Thorndyraft et al., 2019).

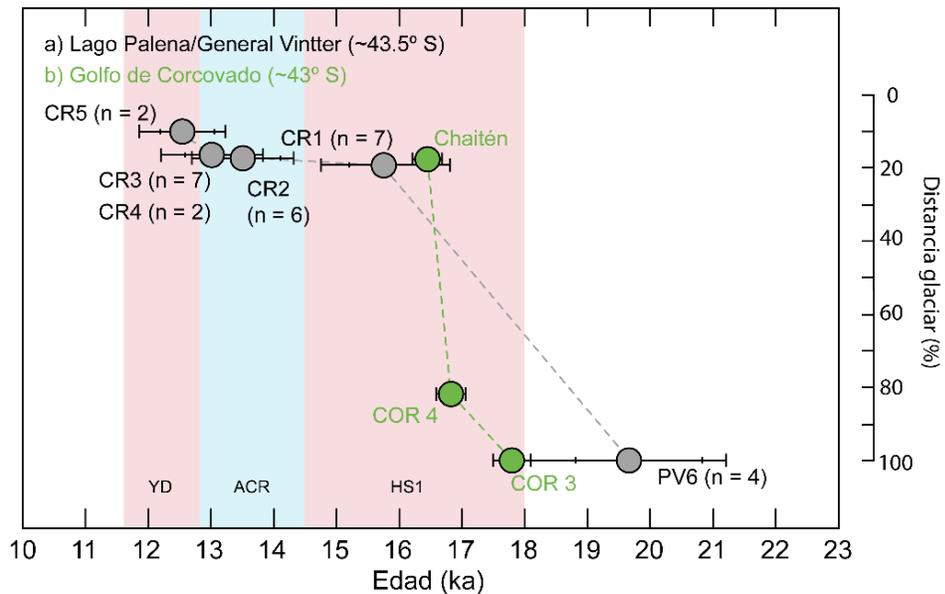


Figura 7.7: Distancias normalizadas de los frentes del LGC y el lóbulo LPC/glaciar VCR durante la LGT respecto a su posición final durante el LGM. Los datos cronológicos derivados de dataciones cosmogénicas se presentan con $\pm 1\sigma$ (línea vertical corta) y $\pm 2\sigma$ (línea vertical larga) de incertidumbre, mientras que las dataciones radiocarbónicas se muestran únicamente con $\pm 2\sigma$ (línea vertical larga) de incertidumbre. Franja vertical roja: Periodo de retroceso glacial. Franja vertical azul: Periodo de avance/estabilización glacial.

A partir de este evento, los límites glaciales del LGC no han sido identificados ya que se encuentran fuera del área de estudio. Por lo tanto, a continuación, la cronología de las fluctuaciones glaciales en Patagonia norte durante el resto de la LGT se basa únicamente en el registro geomorfológico y cronológico del glaciar VCR.

En síntesis, la falta de evidencias geomorfológicas y control cronológico de la actividad glacial del LGC y el lóbulo LPV durante la totalidad de la LGT impide evaluar con seguridad la sincronía de las fluctuaciones glaciales entre ambos flancos de los Andes norpatagónicos. Sin embargo, considerando las incertidumbres de las edades radiocarbónicas y cosmogénicas (2σ), no es posible descartar que el comportamiento de ambos lóbulos glaciales fuera sincrónico, al menos durante la fase inicial de la LGT.

7.3 Comparación de la historia glacial de Patagonia norte durante el Último Máximo Glacial y la Última Terminación Glacial con otras cronologías glaciales regionales y hemisféricas

A continuación, compararé las cronologías del LGC y del lóbulo LPV con la historia glacial de otras localidades en Patagonia y otras regiones de latitudes medias del hemisferio sur con el objeto de evaluar la sincronía de la actividad glacial a escala regional y hemisférica durante la LGT.

7.3.1 Pre-Último Máximo Glacial (>26,5 ka)

A lo largo de Patagonia, las evidencias más claras de actividad glacial durante el Pleistoceno tardío previas al LGM se restringen al MIS 3 (Darvill et al., 2015; Denton et al., 1999; García et al., 2018; Moreno et al., 2015) y, más recientemente, hacia el final del MIS 5 (Mendelová et al., 2020) y el MIS 8 (Hein et al., 2017; Kaplan et al., 2005).

Mi cronología radiocarbónica sugiere que el avance más extenso del LGC (i.e. COR1) ocurrió antes de ~45,9 ka. Esta edad es similar a aquella extraída de la turbera Taiquemó, la cual se asocia morfoestratigráficamente al cinturón morrénico más externo del LGC observable en el norte de IGC, sugiriendo que este límite glacial refleja una fase de avance del hielo probablemente durante el MIS 3 o previo (Denton et al., 1999; Heusser et al., 1999; Moreno et al., 2015). De la misma manera, en Patagonia sur, se ha reportado que los lóbulos de Torres del Paine y Última Esperanza (52° S) experimentaron avances de gran magnitud a $\sim 48,0 \pm 1,6$ ka

(García et al., 2018). Mientras que, en Tierra del Fuego, el lóbulo de Bahía Inútil-Bahía San Sebastián (53,5° S) pudo expandirse en torno a $\sim 45,6$ (+139,9/-14,3) ka (Darvill et al., 2015). Si mi edad radiocarbónica corresponde con una edad mínima cercana, entonces es muy probable que el LGC haya avanzado de manera contemporánea con otros lóbulos glaciales de Patagonia durante el MIS 3 o antes (Fig. 7.8).

Posteriormente, otros autores han demostrado en el sitio Dalcahue la ocurrencia de una reactivación del LGC poco antes de $\sim 32,8 \pm 0,8$ ka (i.e. COR2; Denton et al., 1999). Este evento glacial coincide temporalmente con la actividad inferida de otros lóbulos glaciales de la Región de los Lagos chilena (41° S) alrededor de $\sim 33,6 \pm 0,2$ ka durante el MIS 3 (Moreno et al., 2015). Así como con el comportamiento de los lóbulos de Torres del Paine y Última Esperanza, los cuales experimentaron una fase de construcción morrénica que culminó a $\sim 34,0 \pm 1,3$ ka, también durante el MIS 3 (García et al., 2018). Por lo tanto, si la edad radiocarbónica del sitio Dalcahue corresponde con una edad mínima cercana, entonces es muy probable que el LGC haya avanzado coetáneamente con otros lóbulos patagónicos durante el final del MIS 3 (Fig. 7.8).

Así mismo, en Nueva Zelanda, se han reportado múltiples fases de expansión del lóbulo glacial de Lago Pukaki (44° S) a $\sim 40,7 \pm 1,0$ y $\sim 34,7 \pm 1,4$ ka (Doughty et al., 2015; Kelley et al., 2014) y Lago Ohau (44,3° S) a $\sim 31,6 \pm 1,2$ ka (Putnam et al., 2013) durante el MIS 3 (Fig. 7.8), las cuales coinciden temporalmente con la construcción de los límites COR1 y COR2 del LGC.

7.3.2 Último Máximo Glacial ($\sim 26,5$ - $\sim 18,0$ ka)

En Patagonia, numerosas cronologías morrénicas han demostrado la ocurrencia de múltiples avances glaciales durante el LGM, los cuales parecen haber ocurrido regionalmente en cuasi-sincronía (e.g. Denton et al., 1999; Douglass et al., 2006; Hein et al., 2010; Kaplan et al., 2004; McCulloch et al., 2005).

Las edades basales de Laguna Pastahué y Lago Emerenciana, en combinación con la cronología obtenida en el sitio Las Lajas, sugieren la reanudación de la actividad del LGC entre $25,7 \pm 0,5$ (García, 2012) y $\sim 23,9 \pm 0,7$ ka (Moreno *coms. pers.*) durante el LGM (i.e. Evento 2-3). Esta fase de avance o estabilización del LGC coincide con aquella reportada en trabajos previos para otros lóbulos glaciales de Patagonia norte a $\sim 26,0 \pm 0,1$ ka (Moreno et al., 2015).

Así mismo, en Patagonia centro, edades cosmogénicas indican que los lóbulos de Lago Buenos Aires/General Carrera ($46,5^{\circ}$ S) y Pueyrredón/Cochrane (47° S; Fig. 7.8) avanzaron entre $\sim 26,4 \pm 1,5$ (Douglass et al., 2006; Kaplan et al., 2004) y $\sim 25,1 \pm 0,9$ ka (Hein et al., 2010), respectivamente. Recientemente, se ha informado de un avance del glaciar de Lago Belgrano en torno a $\sim 24,8 \pm 1,1$ ka (Mendelová et al., 2020). En conjunto, mi interpretación de la edad de Laguna Pastahué, Lago Emerenciana y Las Lajas está en consonancia con otras cronologías morrénicas de Patagonia. Por lo tanto, concluyo preliminarmente que el LGC fluctuó en sincronía con otros glaciares patagónicos muy probablemente entre $\sim 26,0$ y $\sim 24,0$ ka.

En LPV registro la culminación de un avance glacial poco antes de $\sim 19,7 \pm 1,0$ ka durante el LGM, justo antes de comenzar a retroceder significativamente. La probabilidad máxima del conjunto de edades cosmogénicas que acotan este evento glacial coincide con el comportamiento reportado para el lóbulo Río Cines (44° S), el cual experimentó un reavance o estabilización alrededor de $\sim 19,8 \pm 1,2$ ka (García et al., 2019). Así mismo, el lóbulo de Cochrane/Pueyrredón también reanudó su actividad a $\sim 20,8 \pm 1,3$ ka (Fig. 7.7; Hein et al., 2010). En Tierra del Fuego, el lóbulo de Bahía Inútil/Bahía San Sebastián se expandió a $\sim 19,6 \pm 1,2$ ka (Kaplan et al., 2007; McCulloch et al., 2005), respectivamente. De la misma manera, en Nueva Zelanda, el glaciar del Lago Pukaki también reavanzó alrededor de $\sim 20,3 \pm 0,7$ ka (Fig. 7.8; Doughty et al., 2015).

Aunque no obtuve edades para acotar la fase final de actividad del LGC durante el LGM (i.e. COR3), trabajos previos determinaron con precisión mediante edades máximas y mínimas de radiocarbono que ésta ocurrió entre $\sim 17,9 \pm 0,2$ y $\sim 17,7 \pm 0,2$ (Fig. 7.8; Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). Este último pulso glacial es contemporáneo con numerosas evidencias de actividad glacial distribuidas a lo largo de Patagonia. En Patagonia norte, coincide con la construcción de la terraza de kame de Lago Llanquihue y Seno de Reloncaví (Denton et al., 1999). En Patagonia centro, varias morrenas del Lago General Carrera/Buenos Aires fueron originadas a $\sim 18,5 \pm 0,7$ y $\sim 18,1 \pm 0,2$ ka (Fig. 7.8; Bendle et al., 2017; Douglass et al., 2006; Kaplan et al., 2004). Mientras que, en Patagonia sur, se han reportado morrenas con edades de $\sim 18,1 \pm 1,4$ y $\sim 17,5 \pm 0,2$ ka en el valle del Río Guanacos (50° S) y el seno de Última Esperanza, respectivamente (Murray et al., 2012; Sagredo et al., 2011).

Una circunstancia similar ha sido observada en Nueva Zelanda, donde las cronologías morrénicas de los lóbulos de Ohau, Pukaki y Rakaia (43° S) muestran la ocurrencia de un pulso

glacial en torno a $\sim 17,9 \pm 0,4$ (Putnam et al., 2013), $\sim 17,9 \pm 0,6$ (Doughty et al., 2015) y $\sim 17,5 \pm 0,6$ ka (Putnam et al., 2013), respectivamente (Fig. 7.8; Doughty et al., 2015; Koffman et al., 2017; Putnam et al., 2013).

En la actualidad, establecer la cronología del inicio de la LGT en Patagonia resulta problemático. Las cronologías glaciales más robustas indican la culminación del último avance glacial del LGM en torno a los $\sim 18,0$ ka, marcando el inicio de la LGT (Fig. 7.9; *ver sección 7.3.2*). Sin embargo, existen evidencias puntuales que sugieren un inicio temprano de la LGT en Río Cisnes y Lago Cochrane/Pueyrredón ($47,5^\circ$ S), donde los glaciares retrocedieron desde su última posición del LGM a $\sim 19,8 \pm 1,2$ y $\sim 19,1 \pm 1,0$ ka, respectivamente (Fig. 7.9; García et al., 2019; Hein et al., 2010).

La cronología de LPV indica que el glaciar se retiró de su última posición durante el LGM a los $\sim 19,7 \pm 1,0$ ka, coincidiendo con los lóbulos de Río Cisnes (García et al., 2019) y Cochrane/Pueyrredón (Fig. 7.9; Hein et al., 2010). Sin embargo, considerando las incertidumbres (2σ) de mi conjunto de datos es imposible distinguir esta fase de actividad glacial de aquella documentada por edades radiocarbónicas y cosmogénicas a los $\sim 18,0$ ka en otros sitios de Patagonia (e.g. Bendle et al., 2017; Denton et al., 1999; Douglass et al., 2004; Kaplan et al., 2004; Moreno et al., 2015; Sagredo et al., 2011), por lo tanto, no es posible asumir con certeza que este evento glacial constituya la fase final de actividad del lóbulo LPV durante el LGM. Puesto que se han observado evidencias de lagos proglaciales en los glaciares que iniciaron su deglaciación de manera temprana en Patagonia, tal y como se ha reportado en Río Cisnes (García et al., 2019), Lago Cochrane/Pueyrredón (Hein et al., 2010) y Valle de Chacabuco (Henríquez et al., 2017; Thorndycraft et al., 2019; Villa-Martínez et al., 2012), analizar la influencia de éstos en el comportamiento de los glaciares podría ofrecer información crucial para determinar la cronología exacta del inicio de la LGT en Patagonia.

Considerando mi interpretación del registro geomorfológico de los lóbulos LGC y LPV, en combinación con las evidencias cronológicas de Patagonia y Nueva Zelanda, parece muy probable que los glaciares de las latitudes medias del hemisferio sur se comportaran de manera sincrónica durante el final del LGM, tal y como indican estudios anteriores (Moreno et al., 2015; Palacios et al., 2020; Schaefer et al., 2006). No obstante, reconozco que los datos de LPV no son concluyentes e invitan a la elaboración de cronologías glaciales adicionales en Patagonia norte.

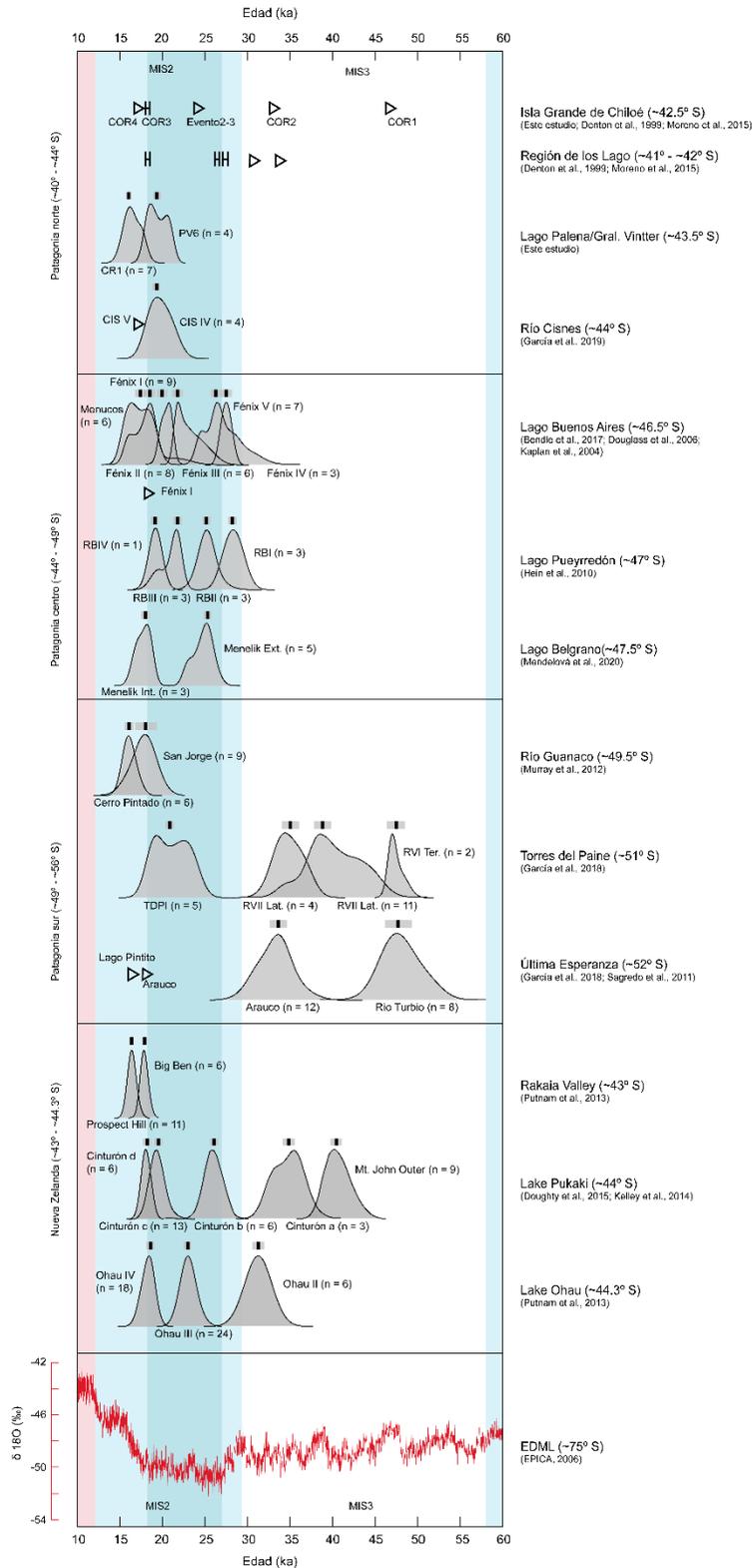


Figura 7.8: Cronología de las fluctuaciones del LGC en comparación con otras cronologías glaciales obtenidas en Patagonia y Nueva Zelanda.

Adicionalmente, se presenta la curva de $\delta^{18}\text{O}$ del testigo de hielo antártico EDML (EPICA, 2006).

7.3.3.1 *Estadial Heinrich 1 (~18,0 - ~14,5 ka)*

Las evidencias geomorfológicas de periodos de avance o estabilización glacial en Patagonia durante el HS1 son escasas o carecen de una cronología robusta (Fig. 7.9; Ariztegui et al., 1997; Murray et al., 2012; Sagredo et al., 2011).

Las cronologías del LGC y del lóbulo LPV sugieren preliminarmente que ambos lóbulos glaciales experimentaron, al menos, una fase de estabilización o avance durante el HS1. En el caso del LGC, si mi interpretación es correcta, esta estabilización en torno a Isla Lemuy culminó $\sim 16,8 \pm 0,2$ ka. Mientras que el LPV habría construido la morrena CR1 previamente a $\sim 15,9 \pm 0,7$ ka. Aunque estas edades son estadísticamente indistinguibles ($\pm 2\sigma$), sobre la base de la posición morfoestratigráfica de las geoformas asociadas a esta fase de actividad glacial, considero que reflejan eventos glaciales individuales.

El comportamiento del glaciar de VCR durante el HS1 coincide temporalmente con unos pocos glaciares de Patagonia (Fig. 7.9). Por ejemplo, en Patagonia norte, evidencias sedimentológicas sugieren la reactivación de los glaciares de Cerro Tronador ($41,3^\circ$ S) a $\sim 14,9 \pm 0,3$ ka (Ariztegui et al., 1997). En Patagonia sur, edades cosmogénicas obtenidas en el valle de Río Guanacos muestran la presencia de morrenas originadas en torno a $\sim 16,4 \pm 1,4$ ka (Murray et al., 2012). Más al sur, una edad radiocarbónica mínima sugiere que el lóbulo de Última Esperanza se reactivó poco antes de $\sim 16,4 \pm 0,1$ ka (Sagredo et al., 2011). Aunque la ocurrencia aparentemente simultánea de este evento glacial en varios glaciares de Patagonia sugiere un origen climático, la mayor parte de las cronologías mencionadas presentan debilidades que dificultan la evaluación de la naturaleza y sincronía de la actividad glacial durante el HS1 en la región patagónica (Fig. 7.9).

Ya que Patagonia no exhibe un registro morrénico claro asociado al HS1, una posibilidad adicional para explicar este avance podría encontrarse en glaciares localizados fuera del territorio patagónico. Así pues, en Nueva Zelanda, sobre la base de un elevado número de edades cosmogénicas, se ha reportado la culminación de una fase de estabilización o expansión glacial a $\sim 16,3 \pm 0,3$ ka en el valle de Rakaia (43° S), el cual está representado por la morrena Prospect Hill (Fig. 7.9; Koffman et al., 2017; Putnam et al., 2013).

En síntesis, el conjunto de evidencias geomorfológicas y cronológicas de la actividad glacial en latitudes medias del hemisferio sur (Koffman et al., 2017; Murray et al., 2012; Putnam

et al., 2013; Sagredo et al., 2011), incluyendo VCR, indican la ocurrencia puntual de estabilizaciones glaciales durante un periodo de retroceso generalizado contemporáneo con el HS1.

7.3.3.2 Reversión Fría Antártica (~14,5 - ~12,9 ka)

La reanudación de la actividad glacial durante el ACR está extensamente documentada en Patagonia centro y sur (e.g. Davies et al., 2018; García et al., 2012; Mendelová et al., 2020; Menounos et al., 2013; Moreno et al., 2009; Sagredo et al., 2018; Strelin et al., 2011). Sin embargo, hasta la fecha no se ha descubierto ninguna evidencia de fluctuaciones glaciales contemporáneas en Patagonia norte, en parte debido a la dificultad de encontrar un registro morrénico en buenas condiciones de preservación.

En LPV, las edades cosmogénicas obtenidas en las morrenas CR2, CR3 y CR4 indican la ocurrencia de una fase de expansión/estabilización del glaciar del VCR entre $\sim 13,5 \pm 0,6$ y $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka de manera contemporánea con el ACR (Fig. 7.9). La formación de esta secuencia de morrenas durante el ACR implica que este evento glacial exhibió una estructura interna compleja con variaciones climáticas de escala submilenial. Si mi interpretación es correcta, entonces el frente del glaciar habría experimentado tres fases de construcción morrénica, interrumpidas por un evento de retroceso alrededor de $\sim 13,0$ ka, el cual queda demarcado por la llanura glaciofluvial presente entre CR3 y CR4.

El comportamiento del glaciar del VCR replica con precisión aquel registrado en Patagonia centro (Fig. 7.9), donde se ha reportado la presencia de numerosas morrenas formadas por varios glaciares provenientes del macizo del cerro Cochrane/San Lorenzo ($47,4^\circ$ S) durante el ACR. Así pues, los glaciares del valle de Río Tranquilo y Calluqueo se expandieron o estabilizaron repetidamente durante la LGT a $\sim 13,5 \pm 0,6$ y $\sim 12,9 \pm 0,6$ ka, respectivamente (Fig. 7.9; Davies et al., 2018; Sagredo et al., 2018). Ligeramente más al sur, el lóbulo del lago Belgrano también experimentó varias fases de reavance o estabilización en torno a $\sim 13,0 \pm 0,9$ ka (Mendelová et al., 2020). Así mismo, en Patagonia sur (Fig. 7.9), el glaciar del valle de Cerro Torre reanudó su actividad a $\sim 13,5 \pm 0,5$ ka (Reynhout et al., 2019). Ligeramente al sur, el lóbulo de Lago Argentino también experimentó dos reavances o estabilizaciones de gran magnitud seguida de un tercer evento más restringido entre $\sim 13,2 \pm 1,0$ y $\sim 12,4 \pm 0,2$ ka (Ackert et al., 2008; Strelin et al., 2011). Mientras que en Torres del Paine, una fase glacial similar

ocurrió alrededor de $\sim 14,0 \pm 0,7$ ka (Moreno et al., 2009; García et al., 2012). Aunque más escasas, en Tierra del Fuego también se ha informado de evidencias de fluctuaciones glaciales durante el ACR en torno a $\sim 13,4 \pm 1,0$ ka (Menounos et al., 2013).

Este comportamiento de los glaciares patagónicos es muy similar al determinado mediante cronologías morrénicas basadas en ^{10}Be de los lóbulos glaciales neozelandeses de Lago Pukaki y su pequeña cuenca tributaria Irishman Stream, donde se han registrado avances glaciales en torno a $\sim 13,0 \pm 0,5$ ka (Fig. 7.3; Kaplan et al., 2010; Putnam et al., 2010), y Valle Rakaia, cuyo lóbulo glacial reavanzó o se estabilizó en varias ocasiones entre $\sim 13,9 \pm 0,4$ y $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka (Fig. 7.9; Koffman et al., 2017; Putnam et al., 2013).

Hasta la fecha, mi cronología morrénica del glaciar del VCR constituye la evidencia más septentrional de Patagonia de fluctuaciones glaciales durante el ACR, expandiendo la influencia geográfica de la señal climática antártica asociada a la LGT en el registro glacial hasta los $43,5^\circ$ S. Además, mis resultados, en combinación con otras cronologías morrénicas independientes, contribuyen también a reforzar la hipótesis de que el enfriamiento característico de este evento paleoclimático de escala milenial podría haber alcanzado al menos los 40° S del hemisferio sur (Pedro et al., 2016).

7.3.3.3 *Dryas Reciente* ($\sim 12,9$ - $\sim 11,7$ ka)

El registro morrénico asociado al YD en Patagonia es puntual y, en la mayoría de los casos, basado en cronologías poco robustas (e.g. Mendelová et al., 2020; Sagredo et al., 2018). Por lo tanto, no ha sido posible determinar claramente si la reactivación de los glaciares patagónicos durante este periodo se debe a la influencia de condiciones locales o al establecimiento de condiciones climáticas propicias para la actividad glacial.

En el VCR, las edades de ^{10}Be sitúan la construcción de la morrena CR5 poco antes de $\sim 12,5 \pm 0,4$ ka. Aunque el error de la edad de esta morrena solapa con el término del ACR, su posición morfoestratigráfica respecto a las morrenas más externas, indica que CR5 se formó durante un reavance o estabilización glacial de menor magnitud, por lo que interpreto tentativamente que el glaciar del VCR reanudó su actividad de manera contemporánea con el YD (Fig. 7.9).

Aunque de manera preliminar, la cronología cosmogénica de mi registro morrénico coincide con aquella de Lago Belgrano, en Patagonia centro, donde varias edades de ^{10}Be indican el fin de la culminación de un avance glacial a $\sim 12,4 \pm 1,0$ ka (Mendelová et al., 2020). En Patagonia sur, concretamente en Lago Argentino (50°S), edades cosmogénicas señalan la formación de la morrena Herminita en torno a $\sim 12,1 \pm 0,5$ ka (Kaplan et al., 2011). Finalmente, en Tierra del Fuego, dos edades radiocarbónicas basales acotan un periodo de construcción morrénica en torno a $\sim 12,0 \pm 0,1$ ka (Fig. 7.9; Menounos et al., 2013).

Debido a que las evidencias de fluctuaciones glaciales durante el YD en Patagonia son poco concluyentes, observar el comportamiento de otros glaciares fuera de la región podría ofrecer información adicional. Así pues, en Nueva Zelanda, pese a que las evidencias geomorfológicas y cronológicas indican un retroceso significativo de los glaciares durante la mayor parte del YD, tanto el glaciar de Irishman Stream como el lóbulo del valle Rakaia contienen morrenas datadas mediante ^{10}Be en $\sim 12,2 \pm 0,5$ (Fig. 7.9; Kaplan et al., 2010) y $\sim 12,2 \pm 0,4$ ka (Koffman et al., 2017).

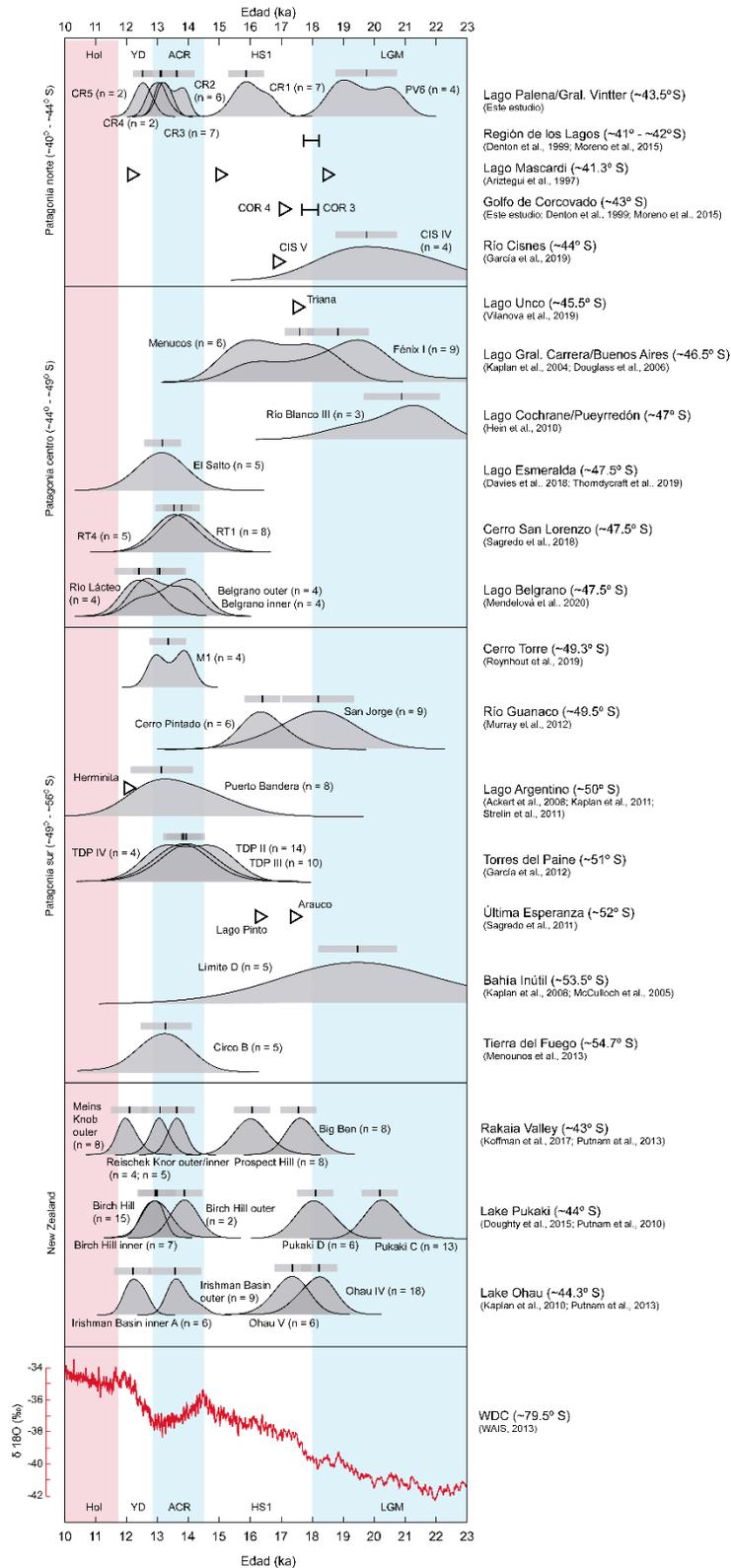


Figura 7.9: Cronología morrénica de LPV y VCR en comparación con otras cronologías morrénicas obtenidas en Patagonia y Nueva Zelanda durante la LGT. Curva de δ¹⁸O del testigo de hielo antártico WDC (WAIS, 2013).

En términos generales, el registro geomorfológico y cronológico del VCR presenta claras semejanzas con otros sectores patagónicos y neozelandeses, en donde las morrenas asignadas al YD se encuentran en una posición muy interna respecto a las morrenas del ACR. Así pues, muy probablemente los glaciares de las latitudes medias del hemisferio sur retrocedieron significativamente durante la mayor parte del YD, experimentando una corta fase de estabilización o potencial reavance de escasa magnitud hacia el final del periodo. Esta interpretación coincide con la expuesta previamente por otros autores (e.g. Kaplan et al., 2010).

7.4 Contexto paleoclimático regional y hemisférico en relación con las fluctuaciones de los lóbulos Golfo de Corcovado y Palena/General Vintter: posibles forzamientos de la actividad glacial en Patagonia norte durante la Última Terminación Glacial

7.4.1 Posibles forzamientos climáticos inferidos a partir de indicadores paleoclimáticos independientes

En las últimas décadas se ha propuesto que el desplazamiento latitudinal del núcleo de influencia de los Vientos del Oeste Australes (*Southern Westerly Winds*; SWW) respecto a su posición actual (50° S) constituye uno de los mecanismos responsables de la variabilidad climática típica de la LGT en el hemisferio sur (Imbrie et al., 1992; Toggweiler et al., 2006). Numerosos estudios apuntan a que este componente de la circulación atmosférica juega un papel fundamental en el clima a escala hemisférica y global a través de la modificación de la circulación oceánica de aguas profundas y del reforzamiento de la desgasificación del Océano Austral (Anderson et al., 2009; Denton et al., 2010). En este escenario, las condiciones estadales (frías) se vinculan con una migración hacia el ecuador de los SWW, favoreciendo la captura de CO₂ en el Océano Austral, mientras que los periodos interestadales (cálidas) estarían relacionados con un desplazamiento de los SWW hacia el polo, promoviendo la liberación de CO₂ a través del reforzamiento del afloramiento de aguas profundas en el Océano Austral. Así pues, varios trabajos han sugerido que la actividad glacial en latitudes medias del hemisferio sur durante la LGT está controlada por la dinámica de los SWW (Putnam et al., 2010; Sagredo et al., 2018).

Actualmente, el comportamiento de los SWW en Patagonia durante la LGT resulta un tema de debate debido a las divergencias entre los registros terrestres y marinos. Por un lado, análisis polínicos de testigos de sedimentos lacustres y de turberas de Patagonia noroeste indican

que el núcleo de los SWW se desplazó hacia Antártica entre los ~17,8 y los ~16,5 ka durante la primera fase de la LGT. A continuación, migraron hacia el ecuador a los ~16,5 ka, intensificándose entre los ~15,0 y los ~12,7 ka, contemporáneamente con el ACR. Finalmente, se habrían desplazado nuevamente hacia el polo durante el YD entre los ~12,7 y los ~11,5 ka (Jara et al., 2019; Moreno et al., 2018; Pesce & Moreno, 2014; Vilanova et al., 2019). Por otro lado, análisis de alkenonas de sedimentos marinos obtenidos en la costa occidental de Patagonia norte, sugieren que los SWW migraron hacia el polo entre los ~19,8 y los ~16,7 ka, durante el inicio de la LGT, para posteriormente desplazarse ligeramente al norte, sin afectar sustancialmente el clima de Patagonia norte, entre los ~16,7 y los ~12,7 ka durante el HS1 y el ACR. Por último, migraron nuevamente hacia el polo entre los ~12,7 y los ~12,1 ka coincidiendo con el YD (Lamy et al., 2007).

Asumiendo que el retroceso del lóbulo de LPV desde la morrena PV6 fue sincrónico con el abandono del LGC del límite COR3 a $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015), este evento está en consonancia con numerosos estudios paleoecológicos realizados en Patagonia norte que indican el aumento de especies arbóreas adaptadas a condiciones cálidas y la disminución del nivel de varios lagos en torno a los $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka (Fig. 7.10; Moreno et al., 2015; Moreno & Videla, 2016; Pesce & Moreno, 2014). Así mismo, el registro de análogos modernos del testigo marino MD07-3100, recogido en la costa pacífica norpatagónica (41° S), también muestra un aumento abrupto de la temperatura estival de la superficie del océano de manera casi simultánea (Fig. 7.10; Haddam et al., 2018). En Antártica, los testigos de hielo de Dronning Maud Land (EDML, 75° S) y WDC registran un inicio contemporáneo de calentamiento atmosférico acompañado por el incremento del CO_2 atmosférico (Fig. 7.10; EPICA, 2006; Marcott et al., 2014; WAIS, 2013). Esta circunstancia se ha interpretado como el establecimiento de un periodo de aumento de las temperaturas y disminución de las precipitaciones promovido por desplazamiento hacia el polo del núcleo de influencia de los SWW (Moreno et al., 2015, 2018).

Por otro lado, si asumimos que la deglaciación en el sector LPV inició a $\sim 19,7 \pm 1,0$ ka, es decir, antes que en el sector occidental de los Andes, entonces este evento glacial coincide con el establecimiento de condiciones cálidas inferidas a partir del aumento de polen arbóreo detectado en la vertiente pacífica de los Andes en los sitios Lago Pichilaguna ($41,2^\circ$ S; Moreno et al., 2018), Canal de la Puntilla (41° S) y Huelmo ($41,7^\circ$ S) entre los ~22,6 y los ~19,3 ka (Fig.

7.10; Moreno et al., 2015) de manera contemporánea con el Interestadial Varas (Mercer, 1972; Moreno et al., 2015), el cual constituye un periodo caracterizado por el aumento regional de las temperaturas (Denton et al., 1999; Mercer, 1972; Moreno et al., 2015). Este intervalo coincide con el registro isotópico del testigo de hielo del Domo C (WDC) recuperado en el Manto de Hielo Antártico Occidental (WAIS; 79° S), el cual muestra el inicio temprano de un pulso de calentamiento a partir de ~22,0 ka (WAIS, 2013), precediendo el retroceso generalizado de los glaciares patagónicos durante el inicio de la LGT (Fig. 7.10).

En síntesis, aunque resulta poco probable, las cronologías de las fluctuaciones del LGC y el lóbulo LPV indican que estos respondieron de manera sincrónica a un incremento acusado de las temperaturas acompañado de una disminución de las precipitaciones motivado por la migración hacia el polo de los SWW hacia los $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka, marcando el inicio local de la LGT, tal y como reflejan indicadores paleoclimáticos terrestres y marinos independientes (Fig. 7.10; EPICA, 2006; Haddam et al., 2018; Moreno et al., 2015).

Tras el inicio de la LGT, la presencia del lago glacial Castro sugiere que el retroceso del frente del LGC fue pausado, llegando incluso a estabilizarse en las islas de Archipiélago de Chiloé antes de contraerse repentinamente a los $\sim 16,8 \pm 0,2$ ka. Este periodo de pausa en el retroceso glacial en IGC coincide con el aumento de especies arbóreas detectado en el registro polínico de los sitios Canal de la Puntilla, Huelmo y Lepué, los cuales alcanzan valores interglaciales de manera contemporánea (Moreno et al., 2015; Pesce & Moreno, 2014). Así mismo, el registro de foraminíferos marinos muestra un aumento significativo de las temperaturas superficiales estivales del mar en la costa chilena en torno a los $\sim 17,0$ ka (Fig. 7.10; Haddam et al., 2018). Por otro lado, los registros isotópicos y de CO₂ provenientes de los testigos de hielo antártico WDC (Marcott et al., 2014; WAIS, 2013) y EDML (EPICA, 2006) señalan una tendencia al calentamiento (Fig. 7.10).

Las edades ¹⁰Be sitúan la construcción de la morrena CR1 en el VCR poco antes de $\sim 15,9 \pm 0,7$ ka durante el HS1, lo que sugiere un retorno a condiciones frías, o al menos una interrupción en el calentamiento, e incremento en las precipitaciones. Esta interpretación está en línea con los registros paleoclimáticos independientes obtenidos en el flanco pacífico de los Andes Norpatagónicos y Patagonia centro. Así pues, el registro polínico de Lago Lepué (43° S) muestra un incremento de coníferas higrófilas y el declive de especies vegetales de aguas poco profundas, indicando un aumento de las precipitaciones a los $\sim 16,1$ ka (Pesce & Moreno, 2014).

Una tendencia similar se evidencia en el registro polínico de Lago Unco (~45,2° S; Vilanova et al., 2019) y Lago Edita (47° S; Henríquez et al., 2017), ambos localizados en Patagonia centro. Por otro lado, foraminíferos marinos señalan un estancamiento en el incremento de las temperaturas superficiales estivales del mar norpatagónico entre los ~16,4 y los ~16,0 ka (Fig. 7.10; Haddam et al., 2018). Adicionalmente, en Antártica, el registro de CO₂ del testigo de hielo WDC presenta una estabilización en el aumento del CO₂ entre ~16,3 y ~14,8 ka (Fig. 7.10; Marcott et al., 2014).

A la luz de los datos derivados de otros indicadores paleoclimáticos considero que la construcción de la morrena CR1 durante el HS1 fue resultado de un aumento local de las precipitaciones motivada por una excursión ecuatorial del núcleo de los SWW en torno a los ~16,4 ka (Fig. 7.10; Henríquez et al., 2017; Pesce & Moreno, 2014; Vilanova et al., 2019).

Subsecuentemente, durante el ACR, la formación de las morrenas CR2, CR3 y CR4 en el VCR entre los $\sim 13,5 \pm 0,6$ y $\sim 13,1 \pm 0,5$ ka coinciden con la máxima abundancia de polen de especies vegetales adaptadas a condiciones frías y húmedas observada en varios testigos de sedimentos lacustres de la región (Fig. 7.10; Moreno et al., 2015; 2018; Moreno & Videla, 2016), así como de Patagonia centro (Henríquez et al., 2017; Vilanova et al., 2019) y sur (Moreno et al., 2009; 2015) y con la mínima temperatura estival de la superficie del mar detectada en los testigos marinos de la costa patagónica (Fig. 7.10; Haddam et al., 2018). De la misma manera, es contemporánea con la interrupción en el aumento del CO₂ y la disminución del $\delta^{18}\text{O}$ registrados en los testigos de hielo antártico WDC (Fig. 7.10; Marcott et al., 2014; WAIS, 2013) y EDML (EPICA, 2006).

Teniendo en cuenta estos datos en comparación con la cronológica morrénica de VCR, concluyo que la formación de las morrenas CR2, CR3 y CR4 durante el ACR fue principalmente dirigida por un enfriamiento y un incremento de las precipitaciones locales promovida por el reforzamiento de los SWW a Patagonia norte, tal como se infiere en otros registros paleoclimáticos regionales (Jara et al., 2019; Moreno, 2020; Moreno et al., 2015, 2018).

Finalmente, aunque la cronología cosmogénica indica tentativamente la construcción de CR5 previamente a $\sim 12,5 \pm 0,4$ ka durante el YD, otros indicadores paleoclimáticos independiente muestran el establecimiento de condiciones climáticas relativamente propicias para la expansión glacial en Patagonia norte (Ariztegui et al., 1997). Concretamente, los

registros polínicos del lago El Salto y Lepué muestran la aparición de especies adaptadas a condiciones relativamente frías y un aumento de incendios forestales ligado a una disminución de las precipitaciones entre los ~12,9 y los ~11,7 ka (Fig. Fig. 7.10; Moreno & Videla, 2016; Pesce & Moreno, 2014). Así mismo, la técnica de análogos modernos en sedimentos marinos recuperados a una latitud similar, muestra la persistencia de temperaturas relativamente frías hasta los ~12,5 ka (Fig. 7.10; Haddam et al., 2018). Sin embargo, estos resultados contrastan con el registro de CO₂ y δ¹⁸O obtenido en los testigo de hielo antártico WDC y EDML, los cuales muestran una tendencia continuada al calentamiento desde el final del ACR en torno a los 13,0 ka (Fig. 7.10; EPICA, 2006; Marcott et al., 2014; WAIS, 2013).

En términos generales, la mayoría de los indicadores paleoclimáticos independientes muestran una ligera tendencia al calentamiento y la disminución de las precipitaciones durante el YD, atribuyéndose al cese gradual de la influencia de los SWW como consecuencia de su migración hacia Antártica (EPICA, 2006; Haddam et al., 2018; Moreno & Videla, 2016; Pesce & Moreno, 2014; WAIS, 2013), circunstancia que coincide con el retroceso del glaciar del VCR seguido de la construcción de la morrena CR5.

En conclusión, las fluctuaciones del LGC y del lóbulo LPV parecen estar en sintonía con el comportamiento de los SWW inferido a partir de indicadores paleoclimáticos independientes de carácter terrestre y marino producidos en Patagonia norte (Fig. 7.10; Haddam et al., 2018; Moreno et al., 2015; 2018; Pesce & Moreno, 2014), así como el registro isotópico y de CO₂ atmosférico de los testigos de hielo antárticos (Fig. 7.10; EPICA, 2006; WAIS, 2013), lo que sugiere fuertemente que la dinámica de los glaciares norpatagónicos siguió un patrón similar al registrado en Antártica durante la LGT mayormente controlado por la posición latitudinal y la intensidad de los SWW y los corredores de tormentas asociados.

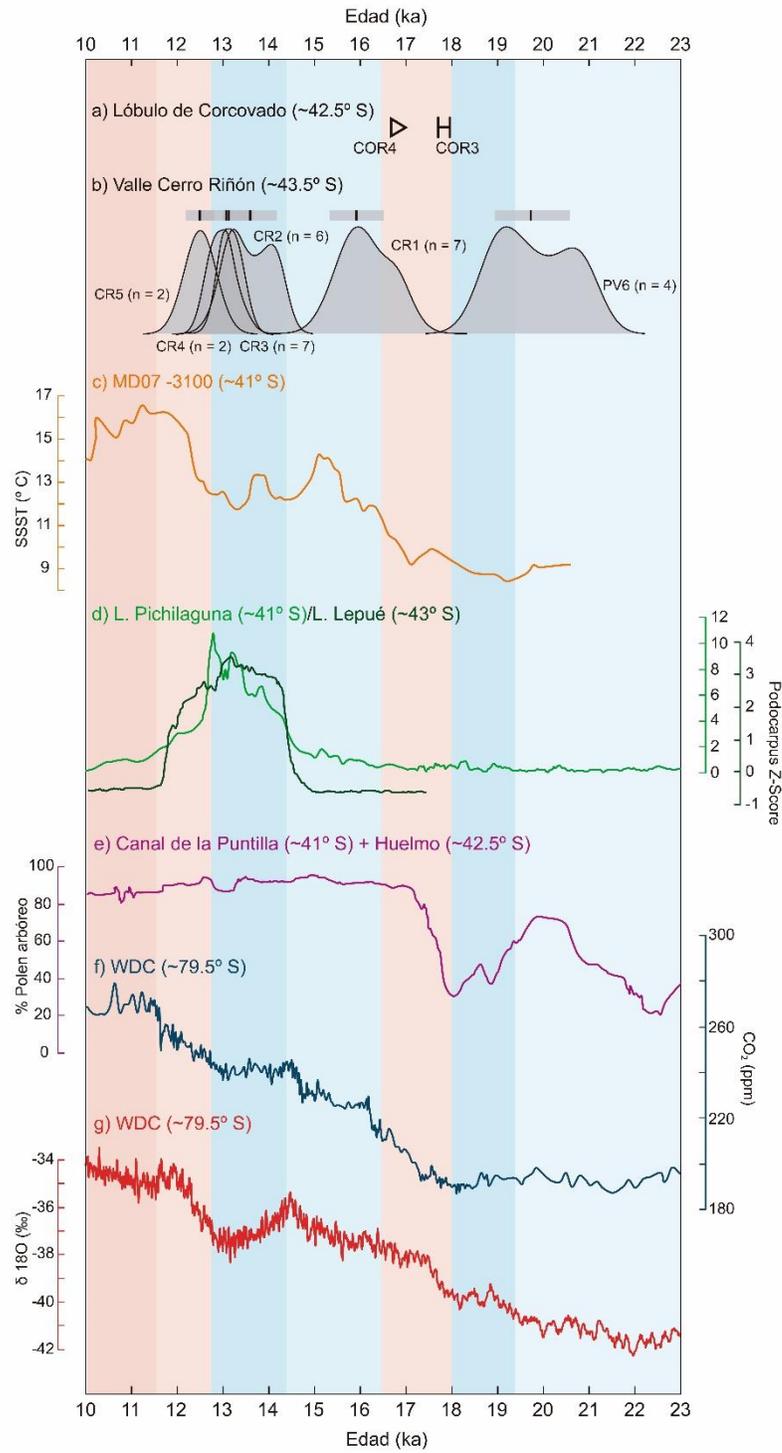


Figura 7.10: Comparación de las fluctuaciones del LGC y el lóbulo LPV con indicadores paleoclimáticos independientes obtenidos en Patagonia norte y Antártica durante la LGT. a) Cronología radiocarbónica del LGC. b)

Cronología cosmogénica del lóbulo LPV y del glaciar VCR. c) Temperatura estival de la superficie del mar (Haddam et al., 2018). d) Abundancia de *Podocarpus nubigena* en Lago Pichilaguna (Moreno et al., 2018) y Lago Lepué (Pesce & Moreno, 2014). e) Abundancia de polen arbóreo en Canal de la Puntilla + Turbera Huelmo (Moreno et al., 2015). f) Concentración de CO₂ en el testigo de hielo antártico WDC (Marcott et al., 2014). g) Registro isotópico ($\delta^{18}\text{O}$) del testigo de hielo WDC de Antártica (WAIS, 2013). Franjas azul oscuro indican máxima influencia de los SWW en Patagonia norte. Las barras azul claro indican influencia de los SWW en Patagonia norte. Franjas rojo claro indican baja influencia de los SWW en Patagonia norte. Franjas rojo oscuro indican mínima influencia de los SWW en Patagonia norte.

7.4.2 Posibles forzamientos glaciológicos

En IGC, las evidencias geomorfológicas y cronológicas plantean el posible escenario de que el LGC haya tenido un comportamiento asimétrico entre los sectores norte y sur durante el último ciclo glacial. Por un lado, las edades basales de las lagunas Pastahué y Emerenciana (Moreno, *com. pers.*) y la sección estratigráfica Las Lajas (García, 2012) indican que el LGC experimentó una fase de expansión glacial entre $\sim 25,7 \pm 0,5$ y $\sim 23,9 \pm 0,7$ ka (i.e. Evento 2-3; García, 2012; Moreno, *com. pers.*). Sin embargo, la posición morfoestratigráfica de estos sitios sugiere que, en el sector norte de IGC, este evento glacial quedó constreñido a la costa oriente, en el sector sur, el hielo avanzó hasta casi alcanzar el Océano Pacífico. Por otro lado, varios autores han demostrado repetidamente mediante edades mínimas cercanas de ^{14}C que el margen glacial septentrional del LGC comenzó a retroceder desde COR3 a $\sim 17,7 \pm 0,2$ ka (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015). Sin embargo, varias edades radiocarbónicas mínimas señalan que el frente meridional del LGC pudo haber perdurado en el interior de IGC hasta $\sim 15,5 \pm 0,5$ ka (Fercovic, 2020; Villagrán, 1988). Aunque he argumentado que estas últimas podrían no corresponder con edades mínimas cercanas, el hecho de que se hayan obtenido resultados similares en varios sitios del sur de IGC, abre el posible escenario, aunque no necesariamente el más probable, de que los sectores norte y sur del LGC presentaran un desfase de ~ 2500 años en el inicio del retroceso generalizado de los márgenes glaciales que acompaña el inicio de la LGT.

Si la interpretación de ambos eventos es correcta, puesto que la extensión del área de estudio es demasiado reducida para exhibir diferencias climáticas relevantes, una posible explicación es que el comportamiento asimétrico del LGC durante este intervalo estuviera dirigido por la dinámica interna del glaciar en relación con el control ejercido por la topografía y la litología local sobre el mismo.

Sobre la base de la geomorfología local se ha sugerido que el Manto de Hielo Patagónico pasó de estar caracterizado por la presencia de glaciares de piedemonte a constituir un manto glacial continuo en el sector central de IGC, indicando un cambio en el estilo de glaciación (García, 2012). En este contexto, sobre la base de la presencia de alineamientos rocosos pulidos y orientados y de alineamientos submarinos de mega escala (Stokes, 2018), localizados preliminarmente en el sector Tantauco-Quellón y el canal Moraleda, respectivamente, propongo tentativamente que el LGC pudo contener corrientes de hielo (i.e. *ice stream*) en el sector meridional de IGC. Si esta interpretación es correcta, entonces es probable que, mientras el sector septentrional de IGC estaba dominado por un lóbulo glacial de descarga en reposo sobre sedimentos poco consolidados, el sector meridional estuviera cubierto por una corriente de hielo sobre los afloramientos rocosos de la Cordillera de la Costa.

Las corrientes de hielo de flujo rápido constituyen las rutas de transferencia de hielo más determinantes para el balance de masas de los mantos de hielo continentales (Stokes et al., 2007). Gracias a observaciones directas de corrientes de hielo vecinas en Antártica Occidental se ha constatado que el comportamiento de éstas es altamente variable tanto en el tiempo como en el espacio (Dowdeswell et al., 2008). Esta circunstancia sugiere que la dinámica de las corrientes de hielo podría estar controlada primordialmente por la variación en las características de su base en lugar de variaciones climáticas (MacAyeal, 1992; Truffer & Echelmeyer, 2003), en particular, a la presencia de áreas de anclaje basales (i.e. *sticky spots*; Alley, 1993; Stokes et al., 2007). Varios estudios geofísicos, geomorfológicos, geocronológicos y modelos numéricos han concluido que el aumento de la rugosidad de la base vinculado a la presencia de afloramientos rocosos, en combinación con las características geométricas de las cuencas, podrían constituir los factores de control más influyentes en la dinámica de las corrientes de hielo (Alley, 1993; Jamieson et al., 2012; Small et al., 2018; Stokes et al., 2007). Así pues, se ha propuesto que las corrientes de hielo sobre sustratos rocosos son poco proclives a experimentar la migración de sus márgenes debido al incremento de la fuerza de arrastre basal, generando la fusión parcial de la base del hielo y posterior recongelamiento del agua subglacial (Alley, 1993; Stokes et al., 2007). Este fenómeno produciría que las corrientes de hielo entraran en un estado de histéresis que las llevaría a experimentar cambios en su extensión en escalas de tiempo mayores (Schoof, 2007; Truffer & Echelmeyer, 2003). Por lo tanto, existe la posibilidad de el sector meridional de IGC estuviera cubierto por una corriente de hielo procedente del canal Moraleda, el cual transferiría una

cantidad significativa de hielo desde las cabeceras andinas hasta IGC, el cual quedaba sólidamente anclado al basamento rocoso como consecuencia de procesos de fusión y recongelamiento de la base del glaciar, dificultando la ocurrencia de grandes fluctuaciones del frente del LGC. Adicionalmente, es posible también, que este fenómeno se viera reforzado por la topografía estrecha del canal Moraleda, el cual fluye entre el continente y el archipiélago Melinka, y que habría generado un incremento de las fuerzas de arrastre en los laterales de la corriente de hielo, ocasionando la desaceleración de la transferencia de hielo. Si esta hipótesis es correcta, es posible que el LGC haya perdurado más tiempo en el sector meridional de IGC debido, por un lado, a la inmovilidad del frente glacial como consecuencia del anclaje basal ejercido por la Cordillera de la Costa y, por otro lado, a la lentitud de la transferencia de grandes volúmenes de hielo provenientes de la divisoria de la Cordillera de los Andes promovida por la relativa estrechez del Canal Moraleda.

En síntesis, las diferencias observadas en la magnitud de los eventos glaciales ocurridos entre los sectores norte y sur del LGC durante el LGM y el inicio de la LGT podrían ser explicadas por la existencia de dos regímenes glaciológicos distintos en IGC (García, 2012). Sobre la base de mi análisis geomorfológico preliminar del sector desplegado entre Tantauco y Quellón, propongo tentativamente que esta zona estuvo bajo la influencia de una corriente de hielo que fluía desde el Canal Moraleda hacia el sector meridional de IGC. Ésta habría reposado sobre materiales rocosos asociados a la Cordillera de la Costa, lo que podría haber promovido, por un lado, fluctuaciones de escasa magnitud durante el LGM, permitiendo que el frente del LGC se mantuviera cercano al Océano Pacífico hasta los ~24,0 ka y, por otro lado, su permanencia local durante el inicio de la LGT. Sin embargo, considerando la abrumadora evidencia cronológica que sitúa la desaparición local del hielo en todo IGC en torno a los ~18,0 ka (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015), incluyendo Lago Huillín en Tantauco, concluyo que muy probablemente las edades radiocarbónicas obtenidas en el área entre Lago Chaiguata y Quellón (Fercovic, 2020; Villagrán, 1988) representan un fenómeno diferente al establecimiento de condiciones libres de hielo.

Capítulo 8 - Conclusiones

El análisis geomorfológico y geocronológico de los ensambles de geoformas y depósitos glaciales localizados en Patagonia norte entre 42,5° y 43,5° S permiten acotar la estructura y cronología de las fluctuaciones de los lóbulos glaciales de Golfo de Corcovado y Lago Palena/General Vintter durante el último ciclo glacial, constituyendo el registro de actividad glacial más completo y septentrional de Patagonia durante la transición desde las condiciones glaciales del Último Máximo Glacial a las condiciones interglaciales del Holoceno.

En la vertiente pacífica de los Andes norpatagónicos, concretamente en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé, el lóbulo Golfo de Corcovado avanzó o se estabilizó, al menos, en cinco ocasiones durante el último ciclo glacial. La máxima extensión alcanzada por el hielo ocurrió antes del Último Máximo Glacial previamente a ~45,9 ka, probablemente durante el MIS 3 o antes. Durante este evento, el frente glacial llegó a localizarse puntualmente en las cercanías del Océano Pacífico a través de los valles transversales de la Cordillera de la Costa, manteniéndose en su mayor parte contenido en el flanco oriental de la cadena montañosa. A continuación, el lóbulo Golfo de Corcovado experimentó sucesivas fases de expansión que oscilaron entre la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa y la costa oriental de Isla Grande de Chiloé entre antes de ~32,8 ka, durante el MIS 3, y entre ~25,7 y ~23,9 ka y, finalmente, entre ~17,9 y ~17,7 ka durante el MIS 2, coincidiendo con el Último Máximo Glacial. Subsecuentemente, el frente glacial abandonó su posición terminal durante el Último Máximo Glacial a los ~17,7 ka dando inicio a la Última Terminación Glacial en la región. Por último, evidencias geomorfológicas y estratigráficas sugieren que el frente glacial experimentó un retroceso pausado seguido de una fase adicional de estabilización en el Archipiélago de Chiloé entre ~17,7 y ~16,8 ka de manera contemporánea con el Estadial Heinrich 1, justo antes de retroceder catastróficamente hasta el continente a los ~16,7 ka.

La abundante presencia de depósitos glaciolacustres contenidos dentro del límite geomorfológico atribuido a la posición final del lóbulo Golfo de Corcovado durante el Último Máximo Glacial, en conjunto con las edades basales extraídas de lagos y turberas a lo largo del sector central de Archipiélago e Isla Grande de Chiloé, indican la formación del paleolago Castro entre los ~17,7 y los ~16,8 ka durante la fase inicial de la Última Terminación Glacial,

gracias al bloqueo de los canales marinos del arpichiélago debido a la estabilización del margen glacial en Isla Lemuy.

Mi interpretación geomorfológica y cronología radiocarbónica, en conjunto con trabajos previos, muestra un comportamiento escalonado del lóbulo de Golfo de Corcovado durante el inicio de la Última Terminación Glacial, caracterizado por un primer evento de retroceso pausado del margen glacial durante el primer milenio de la LGT, seguido de un colapso repentino que habría llevado al hielo hasta el continente de manera prácticamente instantánea durante el Estadial Heinrich 1.

En la vertiente atlántica de los Andes norpatagónicos, en la cuenca de Lago Palena/General Vintter (43,5° S), el lóbulo del mismo nombre se expandió hasta ocupar una posición más allá de la costa del lago actual depositando al menos seis crestas morrénicas durante el Último Máximo Glacial. La edad cosmogénica de la morrena más interna de este grupo indica que el hielo abandonó dicha posición a los ~19,7 ka durante el Interstadial Varas, marcando el inicio de la deglaciación en la zona. A continuación, mientras el lóbulo Lago Palena/General Vintter se retiraba hacia las divisorias andinas, varios glaciares se individualizaron ocupando los valles tributarios de la cuenca lacustre actual durante el Estadial Heinrich 1. Así pues, el glaciar que ocupó el valle de Cerro Riñón experimentó sucesivas pulsaciones que construyeron morrenas hace ~15,9 ka, durante el Estadial Heinrich 1, ~13,5 y ~13,1 ka, coetáneas con la Reversión Fría Antártica, y ~12,5 ka, de manera contemporánea con el Dryas Reciente. Subsecuentemente, el frente glacial se retiró hasta su cabecera sin dejar evidencias de posteriores etapas de avance o estabilización del frente durante el Holoceno.

Mis resultados no permiten evaluar con certeza la sincronía de las fluctuaciones glaciales en ambas vertientes de la Cordillera de los Andes en Patagonia norte durante la Última Terminación Glacial ya que solo se identificaron geformas de margen glacial para ambos lóbulos glaciales originados durante la fase temprana de este intervalo. Las edades obtenidas en Lago Palena/General Vintter que situán el inicio de la deglaciación a los ~19,7 ka son estadísticamente indistinguibles (2σ) de las edades que indican el retroceso glacial generalizado en Isla Grande de Chiloé a los ~17,7 ka, abriendo la posibilidad de que el inicio de la Última Terminación Glacial en la región comenzara de manera sincrónica. De manera similar, la actividad del lóbulo Golfo de Corvado a ~16,8 ka también es estadísticamente indistinguible (2σ) de aquella registrada en Lago Palena/Vintter a ~15,9 ka, indicando un comportamiento

sincrónico de ambos lóbulos durante el Estadial Heinrich 1. Así pues, mi registro geomorfológico y cronológico deja dudas abiertas sobre sincronía en el comportamiento de ambos lóbulos glaciales durante la Última Terminación Glacial.

A escala regional y hemisférica, por un lado, las fluctuaciones del lóbulo Golfo de Corcovado durante el Último Máximo Glacial coinciden temporalmente con el comportamiento de otros glaciares en Patagonia y Nueva Zelanda.. Por otro lado, los eventos glaciales registrados en el valle de Cerro Riñón (Lago Palena/General Vintter) durante la Última Terminación Glacial están en concordancia con cronologías morrénicas de varios sitios de Patagonia centro y sur, expandiendo la señal climática de la Reversión Fría Antártica hasta los 43,5° S en Patagonia norte. Es más, tentativamente también indica la reanudación puntual de la actividad glacial durante eventos de retroceso glacial generalizado contemporáneos con el Estadial Heinrich 1 y el Dryas Reciente. La cronología morrénica del valle Cerro Riñón coincide con las reconstrucciones glaciales de varias localizaciones en Patagonia y Nueva Zelanda, demostrando un comportamiento zonal sincrónico de las fluctuaciones glaciales en latitudes medias del hemisferio sur durante la Última Terminación Glacial.

En términos generales, mi cronología glacial de Archipiélago e Isla Grande de Chiloé y Lago Palena/General Vintter durante la Última Terminación Glacial replican el patrón de deglaciación registrado otros glaciares de latitudes medias del hemisferio, así como la estructura observada en el registro isotópico de Antártica.

Las fluctuaciones del glaciar de Valle Cerro Riñón durante la Última Terminación Glacial coinciden temporalmente con periodos de condiciones frías y/o húmedas detectados en el registro paleoecológico y marino de la vertiente pacífica de Patagonia norte. Ya que estos eventos han sido atribuidos a la migración hacia el ecuador y/o intensificación del núcleo de influencia de los Vientos del Oeste Australes sobre latitudes medias del hemisferio sur, concluyo que la actividad glacial de Patagonia norte durante la Última Terminación Glacial estuvo controlada mayormente por la llegada de humedad de origen pacífico en conjunto con el enfriamiento atmosférico promovido por la expansión hacia el norte del frente polar antártico.

Referencias

- Ackert, R., Becker, R. A., Singer, B. S., Kurz, M. D., Caffee, M. W., & Mickelson, D. M. (2008). Patagonian Glacier Response during the Late Glacial – Holocene Transition. *Science*, 321(July), 392–396. <https://doi.org/10.1126/science.1157215>
- Agosta, E., Compagnucci, R., & Ariztegui, D. (2015). Precipitation linked to Atlantic moisture transport: Clues to interpret Patagonian palaeoclimate. *Climate Research*, 62(3), 219–240. <https://doi.org/10.3354/cr01272>
- Alley, R. B. (1993). In search of ice-stream sticky spots. *Journal of Glaciology*, 39(133), 447–454. <https://doi.org/10.1017/S0022143000016336>
- Alley, R. B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19(1–5), 213–226. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1)
- Andersen, B. G., Denton, G. H., & Lowell, T. V. (1999). Glacial Geomorphologic Maps of Llanquihue Drift in the Area of the Southern Lake District , Chile. *Geografiska Annaler*, 81(2), 155–166. <https://doi.org/10.1111/1468-0459.00056>
- Anderson, R. F., Ali, S., Bradtmiller, L. I., Nielsen, S. H. H., Fleisher, M. Q., Anderson, B. E., & Burckle, L. H. (2009). Wind-Driven upwelling in the Southern Ocean and the Deglacial Rise in Atmospheric CO₂. *Science*, 323(March), 1443–1448. <https://doi.org/10.1126/science.1167441>
- Ariztegui, D., Bianchi, M. M., Masferro, J., Lafargue, E., & Niessen, F. (1997). Interhemispheric synchrony of Late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. *Journal of Quaternary Science*, 12(4), 333–338. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1099-1417\(199707/08\)12:4<333::aid-jqs312>3.3.co;2-s](https://doi.org/10.1002/(sici)1099-1417(199707/08)12:4<333::aid-jqs312>3.3.co;2-s)
- Balco, G., Stone, J., Lifton, N., & Dunai, T. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10 Be and 26 Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3(3), 174–195.

- Bard, E., Rostek, F., Turon, J. L., & Gendreau, S. (2000). Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. *Science*, 289(5483), 1321–1324.
<https://doi.org/10.1126/science.289.5483.1321>
- Barker, S., Chen, J., Gong, X., Jonkers, L., Knorr, G., & Thornalley, D. (2015). Icebergs not the trigger for North Atlantic cold events. *Nature*, 520, 333–336.
<https://doi.org/10.1038/nature14330>
- Batchelor, C. L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D. K., Dalton, A. S., Gibbard, P. L., Stokes, C. R., Murton, J. B., & Manica, A. (2019). The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary. *Nature Communications*, 10(1), 1–10.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-11601-2>
- Bendle, J. M., Palmer, A. P., Thorndycraft, V. R., & Matthews, I. P. (2017). High-resolution chronology for deglaciation of the Patagonian Ice Sheet at Lago Buenos Aires (46.5°S) revealed through varve chronology and Bayesian age modelling. *Quaternary Science Reviews*, 177, 314–339. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.10.013>
- Benn, D. I., & Evans, D. J. A. (2004). *A practical guide to the study of glacial sediments*. Routledge.
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297–317.
- Berman, A. L., Silvestri, G., & Compagnucci, R. (2012). Eastern patagonia seasonal precipitation: Influence of southern hemisphere circulation and links with subtropical South American precipitation. *Journal of Climate*, 25(19), 6781–6795.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00514.1>
- Blunier, T., Schwander, J., Stauffer, T., Stocker, T., Dällenbach, A., Indermühle, A., Tschumi, J. (1997). Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO₂ increase with respect to the Younger Dryas event. *Geophysical Research Letters*, 24(21), 2683–2686.
- Blunier, T., & Brook, E. J. (2001). Timing of Millennial-Scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291(2001), 109–112.
<https://doi.org/10.1126/science.291.5501.109>

- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, a., Stauffer, B., Stocker, T. F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H. B., Hammer, C. U., & Johnsen, S. J. (1998). Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, *394*, 739–743. <https://doi.org/10.1038/29447>
- Bond, G. C., & Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, *267*, 1005–1010. <https://doi.org/10.1126/science.267.5200.1005>
- Braconnot, P., Otto-Bliesner, B., Harrison, S., Joussaume, S., Peterchmitt, J. Y., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Driesschaert, E., Fichet, T., Hewitt, C. D., Kageyama, M., Kitoh, A., Laine, A., Loutre, M. F., Marti, O., Merkel, U., Ramstein, G., Valdes, P., Weber, S. L., Yu, Y., & Zhao, Y. (2007). Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and Last Glacial Maximum - Part 1: experiments and large-scale features. *Climate of the Past*, *3*(2), 261–277. <https://doi.org/10.5194/cp-3-261-2007>
- Broecker, W. S. (1998). Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? *Paleoceanography*, *13*, 119–121. <https://doi.org/10.1029/97PA03707>
- Broecker, W.S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, *372*, 421–424. <https://doi.org/10.1038/372421a0>
- Broecker, W.S., Kennet, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonani, G., & Wolfli, W. (1989). Routing of the meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, *341*, 318–321. <https://doi.org/10.1038/340301a0>
- Broecker, W. S., & van Donk, J. (1970). Insolation changes, ice volumes, and the O¹⁸ record in deep-sea cores. *Reviews of Geophysics*, *8*(1), 169. <https://doi.org/10.1029/RG008i001p00169>
- Bromley, G. R. M., Hall, B. L., Thompson, W. B., Kaplan, M. R., Garcia, J. L., & Schaefer, J. M. (2015). Late glacial fluctuations of the Laurentide Ice Sheet in the White Mountains of Maine and New Hampshire, U.S.A. *Quaternary Research (United States)*, *83*(3), 522–530. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2015.02.004>

- Caldenius, C. C. (1932). Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. *Geografiska Annaler Series A: Physical Geography*, 14, 1–164.
- Carrasco, R. M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Willenbring, J. K., & Villa, J. (2015). Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleoglacier (Iberian Central System) during the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, 129, 163–177. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.021>
- Clague, J. J., Barendregt, R. W., Menounos, B., Roberts, N. J., Rabassa, J., Martinez, O., Ercolano, B., Corbella, H., & Hemming, S. R. (2020). Pliocene and Early Pleistocene glaciation and landscape evolution on the Patagonian Steppe, Santa Cruz province, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 227, 105992. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105992>
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., & McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science (New York, N.Y.)*, 325(5941), 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Clark, P. U., Alley, R. B., & Pollard, D. (1999). Northern Hemisphere Ice-Sheet Influences on Global Climate Change. *Science*, 286, 1104–1111. <https://doi.org/10.1126/science.286.5442.1104>
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., & McCabe, A. M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science (New York, N.Y.)*, 325(5941), 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Cofaigh, C. Ó. (1996). Tunnel valley genesis. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 20(1), 1–19. <https://doi.org/10.1177/030913339602000101>
- Coronato, A. M. J., Coronato, F., Mazzoni, E., & Vázquez, M. (2008). The Physical Geography of Patagonia and Tierra del Fuego. In *Developments in Quaternary Science* (Vol. 11, pp. 13–55). [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)10003-8](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)10003-8)
- Crowley, T. J. (1992). North Atlantic deep water cools the Southern Hemisphere. *Paleoceanography*, 7, 489–497. <https://doi.org/10.1029/92PA01058>

- Darvill, C. M., Bentley, M. J., Stokes, C. R., Hein, A. S., & Rodés, Á. (2015). Extensive MIS 3 glaciation in southernmost Patagonia revealed by cosmogenic nuclide dating of outwash sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, *429*, 157–169. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.030>
- Davies, B. J., Darvill, C. M., Lovell, H., Bendle, J. M., Dowdeswell, J. A., Fabel, D., García, J. L., Geiger, A., Glasser, N. F., Gheorghiu, D. M., Harrison, S., Hein, A. S., Kaplan, M. R., Martin, J. R. V., Mendelová, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, A., Sagredo, E. A., Smedley, R. K., Smellie, J. L., & Thorndycraft, V. R. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.meegid.2020.104171>
- Davies, B. J., Thorndycraft, V. R., Fabel, D., & Martin, J. R. V. (2018). Asynchronous glacier dynamics during the Antarctic Cold Reversal in central Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *200*, 287–312. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.025>
- Denton, G. H., Anderson, R. F., Toggweiler, J. R., Edwards, R. L., Schaefer, J. M., & Putnam, A. E. (2010). The Last Glacial Termination. *Science*, *328*(June), 1652–1656. <https://doi.org/10.1126/science.1184119>
- Denton, G. H., Lowell, T. V., Heusser, C. J., Schlüchter, C., Andersen, B. G., Heusser, L. E., Moreno, P. I., & Marchant, D. R. (1999). Geomorphology, Stratigraphy, and Radiocarbon Chronology of Llanquihue Drift in the Area of the Southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé. *Geografiska Annaler Series A-Physical Geography*, *81*(2), 167–229. <https://doi.org/10.1111/1468-0459.00057>
- Doughty, A. M., Schaefer, J. M., Putnam, A. E., Denton, G. H., Kaplan, M. R., Barrell, D. J. A., Andersen, B. G., Kelley, S. E., Finkel, R. C., & Schwartz, R. (2015). Mismatch of glacier extent and summer insolation in Southern Hemisphere mid-latitudes. *Geology*, *43*(5), 407–410. <https://doi.org/10.1130/G36477.1>
- Douglass, D., Singer, B., Kaplan, M., Mickelson, D. M., & Caffee, M. W. (2006). Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quaternary Geochronology*, *1*(1), 43–58. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.06.001>

- Dowdeswell, J. A., Ottesen, D., Evans, J., Cofaigh, C. Ó., & Anderson, J. B. (2008). Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse. *Geology*, *36*(10), 819. <https://doi.org/10.1130/G24808A.1>
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene Temperatures. *The Journal of Geology*, *63*(6), 538–578.
- EPICA, C. M. (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, *429*(6992), 623–628. <https://doi.org/10.1038/nature02599>
- EPICA, C. M. (2006). One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, *444*(November), 195–198. <https://doi.org/10.1038/nature05301>
- Evans, D. J. A. (2018). *Till: A glacial process sedimentology*. Wiley & Sons.
- Evans, D. J. A., Phillips, E. R., Hiemstra, J. F., & Auton, C. A. (2006). Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. *Earth-Science Reviews*, *78*(1–2), 115–176. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.04.001>
- Eyles, N., & Doughty, M. (2016). Glacially-streamlined hard and soft beds of the paleo- Ontario ice stream in Southern Ontario and New York state. *Sedimentary Geology*, *338*, 51–71. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.019>
- Fercovic, E. I. (2020). *Evolución de la vegetación, regímenes de fuego y clima en el extremo suroriental de Isla Grande de Chiloé desde el término de la última glaciación*. (Tesis de magíster inédita). Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Fernández Paz, L., Litvak, V. D., Echaurren, A., Iannelli, S. B., Encinas, A., Folguera, A., & Valencia, V. (2018). Late Eocene volcanism in North Patagonia (42°30'–43°S): Arc resumption after a stage of within-plate magmatism. *Journal of Geodynamics*, *113*(October 2017), 13–31. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.11.005>
- García-Ruiz, J. M., Palacios, D., González-Sampériz, P., de Andrés, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B., & Gómez-Villar, A. (2016). Mountain glacier evolution in the Iberian Peninsula during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, *138*, 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.022>

- García, J. L. (2012). Late pleistocene ice fluctuations and glacial geomorphology of the Archipiélago de Chiloé, southern Chile. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 94(4), 459–479. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00471.x>
- García, J. L., Kaplan, M. R., Hall, B. L., Schaefer, J. M., Vega, R. M., Schwartz, R., & Finkel, R. (2012). Glacier expansion in Southern Patagonia throughout the antarctic cold reversal. *Geology*, 40(9), 859–862. <https://doi.org/10.1130/G33164.1>
- García, J. L., Hein, A. S., Binnie, S. A., Gómez, G. A., González, M. A., & Dunai, T. J. (2018). The MIS 3 maximum of the Torres del Paine and Última Esperanza ice lobes in Patagonia and the pacing of southern mountain glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 185, 9–26. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.013>
- García, J. L., Maldonado, A., De Porras, M. E., Delaunay, A. N., Reyes, O., Ebensperger, C. A., Binnie, S. A., Lüthgens, C., & Méndez, C. (2019). Early deglaciation and paleolake history of Río Cisnes Glacier, Patagonian Ice Sheet (44°S). *Quaternary Research*, 91(1), 194–217. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.93>
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215–230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>
- Glasser, N. F., Jansson, K. N., Harrison, S., & Kleman, J. (2008). The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38S and 56S. *Quaternary Science Reviews*, 27(3–4), 365–390. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.011>
- Glasser, N. F., Harrison, S., Schnabel, C., Fabel, D., & Jansson, K. N. (2012). Younger Dryas and early Holocene age glacier advances in Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 58(2016), 7–17. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.011>
- Glasser, N. F., Harrison, S., Winchester, V., & Aniya, M. (2004). Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change*, 43(1–2), 79–101. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.03.002>

- Golledge, N. R., Mackintosh, A. N., Anderson, B. M., Buckley, K. M., Doughty, A. M., Barrell, D. J. A., Denton, G. H., Vandergoes, M. J., Andersen, B. G., & Schaefer, J. M. (2012). Last Glacial Maximum climate in New Zealand inferred from a modelled Southern Alps icefield. *Quaternary Science Reviews*, *46*, 30–45.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.05.004>
- Gonzalorena, L. A. (2016). *Historia postglacial de la vegetación del Lago Tarumán en la zona centro-occidental de Isla Grande de Chiloé: Inferencias paleoambientales a partir de un registro palinológico de alta resolución*. (Tesis de magíster inédita). Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Gourlet, P., Rignot, E., Rivera, A., & Casassa, G. (2016). Ice thickness of the northern half of the Patagonia Icefields of South America from high-resolution airborne gravity surveys. *Geophysical Research Letters*, *43*(1), 241–249. <https://doi.org/10.1002/2015GL066728>
- Grubbs, F. E. (1969). Procedures for detecting outlying observations in samples. *Technometrics*, *11*(1), 1–21. <https://doi.org/10.1080/00401706.1969.10490657>
- Haddam, N. A., Thil, F., Duchamp-Alphonse, S., Lamy, F., Michel, E., Kaiser, J., Tisnerat-Laborde, N., Isgüder, G., Hefter, J., Kissel, C., Siani, G., Dewilde, F., Braconnot, P., & Durand, N. (2018). Changes in latitudinal sea surface temperature gradients along the Southern Chilean margin since the last glacial. *Quaternary Science Reviews*, *194*, 62–76.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.06.023>
- Hays, J. D., Imbrie, J., & Shackleton, N. J. J. . (1976). Variations in the Earth ' s Orbit : Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, *194*(4270), 1121–1132.
<https://doi.org/10.1126/science.194.4270.1121>
- Hein, A., Hulton, N., Dunai, T., Sugden, D., Kaplan, M., & Xu, S. (2010). The chronology of the Last Glacial Maximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *29*(9–10), 1212–1227.
- Hein, A. S., Coge, A., Darvill, C. M., Mendelova, M., Kaplan, M. R., Herman, F., Dunai, T. J., Norton, K., Xu, S., Christl, M., & Rodés, Á. (2017). Regional mid-Pleistocene glaciation in central Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *164*, 77–94.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.023>

- Henríquez, W., & Villa-Martínez, R. (2017). The Last Glacial Termination on the eastern flank of the central Patagonian Andes (47° S). *Climate of the Past Discussions*, 13, 879–895. <https://doi.org/10.5194/cp-2016-89>
- Heusser, C. J. (1974). Vegetation and climate of the southern Chilean lake district during and since the last interglaciation. *Quaternary Research*, 4(3), 290–315. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(74\)90018-0](https://doi.org/10.1016/0033-5894(74)90018-0)
- Heusser, C. J., & Flint, R. F. (1977). Quaternary glaciations and environments of northern isla chiloe, Chile. *Geology*, 5, 305–308. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1977\)5<305:QGAEON>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5<305:QGAEON>2.0.CO;2)
- Heusser, C. J., Heusser, L. E., & Lowell, T. V. (1999). Paleocology of The Southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloe During Middle-late Llanquihue Glaciation and Deglaciation. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 81(2), 231–284. <https://doi.org/10.1111/1468-0459.00058>
- Heyman, J., Applegate, P. J., Blomdin, R., Gribenski, N., Harbor, J. M., & Stroeven, A. P. (2016). Boulder height – exposure age relationships from a global glacial 10Be compilation. *Quaternary Geochronology*, 34, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>
- Hodell, D. A., Nicholl, J. A., Bontognali, T. R. R., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J. A., Einsle, J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mleneck-Vautravers, M. J., Rodríguez-Tovar, F. J., & Röhl, U. (2017). Anatomy of Heinrich Layer 1 and its role in the last deglaciation. *Paleoceanography*, 32(3), 284–303. <https://doi.org/10.1002/2016PA003028>
- Hogg, A., Hua, Q., Blackwell, P. G., Niu, M., Buck, C. E., Guilderson, T. P., Heaton, T. J., Palmer, J. G., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Turney, C. S. M., & Zimmerman, S. R. . (2013). SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55(4), 1889–1903. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16783
- Howe, J. N. W., Piotrowski, A. M., Noble, T. L., Mulitza, S., Chiessi, C. M., & Bayon, G. (2016). North Atlantic Deep Water Production during the Last Glacial Maximum. *Nature Communications*, 7, 1–8. <https://doi.org/10.1038/ncomms11765>

- Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. (2016). The last Eurasian ice sheets - a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 45(1), 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Huybers, P. (2006). Early pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. *Science*, 313(5786), 508–511. <https://doi.org/10.1126/science.1125249>
- Iglesias, V., Markgraf, V., & Whitlock, C. (2016). 17,000 years of vegetation, fire and climate change in the eastern foothills of the Andes (lat. 44°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 457(June), 195–208. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.06.008>
- Iglesias, V., Whitlock, C., Markgraf, V., & Bianchi, M. M. (2014). Postglacial history of the Patagonian forest/steppe ecotone (41–43°S). *Quaternary Science Reviews*, 94, 120–135. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.014>
- Imbrie, J., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., & Toggweiler, J. R. (1992). On the structure and origin of major glaciation cycles 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 7(6), 701–738. <https://doi.org/10.1029/92pa02253>
- Ivy-Ochs, S. (2015). Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 41(2), 295. <https://doi.org/10.18172/cig.2750>
- Jamieson, S. S. R., Vieli, A., Livingstone, S. J., Cofaigh, C. Ó., Stokes, C., Hillenbrand, C. D., & Dowdeswell, J. A. (2012). Ice-stream stability on a reverse bed slope. *Nature Geoscience*, 5(11), 799–802. <https://doi.org/10.1038/ngeo1600>
- Jara, I. A., Moreno, P. I., Alloway, B. V., & Newnham, R. M. (2019). A 15,400-year long record of vegetation, fire-regime, and climate changes from the northern Patagonian Andes. *Quaternary Science Reviews*, 226, 106005. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106005>

- Jomelli, V., Favier, V., Vuille, M., Braucher, R., Martin, L., Blard, P.-H., Colose, C., Brunstein, D., He, F., Khodri, M., Bourlès, D. L., Leanni, L., Rinterknecht, V., Grancher, D., Francou, B., Ceballos, J. L., Fonseca, H., Liu, Z., & Otto-Bliesner, B. L. (2014). A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal. *Nature*, *513*(7517), 224–228. <https://doi.org/10.1038/nature13546>
- Jouzel, J., Vaikmae, R., Petit, J. R., Martin, M., Duclos, Y., Stievenard, M., Lorius, C., Toots, M., Mélières, M. A., Burckle, L. H., Barkov, N. I., & Kotlyakov, V. M. (1995). The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics*, *11*(3), 151–161. <https://doi.org/10.1007/BF00223498>
- Kaiser, J., Lamy, F., & Hebbeln, D. (2005a). A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). *Paleoceanography*, *20*(4), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2005PA001146>
- Kaiser, J., & Lamy, F. (2010). Links between Patagonian Ice Sheet fluctuations and Antarctic dust variability during the last glacial period (MIS 4-2). *Quaternary Science Reviews*, *29*(11–12), 1464–1471. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.005>
- Kaplan, M. R., Ackert, R. P., Singer, B. S., Douglass, D. C., & Kurz, M. D. (2004). Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, *116*(3), 308. <https://doi.org/10.1130/B25178.1>
- Kaplan, M. R., Schaefer, J. M., Strelin, J. A., Denton, G. H., Anderson, R. F., Vandergoes, M. J., Finkel, R. C., Schwartz, R., Travis, S. G., Garcia, J. L., Martini, M. A., & Nielsen, S. H. H. (2016). Patagonian and southern South Atlantic view of Holocene climate. *Quaternary Science Reviews*, *141*, 112–125. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.03.014>
- Kaplan, M.R., Coronato, A., Hulton, N. R. J., Rabassa, J. O., Kubik, P. W., & Freeman, S. P. H. T. (2007). Cosmogenic nuclide measurements in southernmost South America and implications for landscape change. *Geomorphology*, *87*(4), 284–301. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.005>

- Kaplan, M R, Schaefer, J. M., Denton, G. H., Barrell, D. J., Chinn, T. J., Putnam, A. E., Andersen, B. G., Finkel, R. C., Schwartz, R., & Doughty, A. M. (2010). Glacier retreat in New Zealand during the Younger Dryas stadial. *Nature*, *467*(7312), 194–197. <https://doi.org/10.1038/nature09313>
- Kaplan, M. R., Douglass, D. C., Singer, B. S., Ackert, R. P., & Caffee, M. W. (2005). Cosmogenic nuclide chronology of pre-last glacial maximum moraines at Lago Buenos Aires, 46°S, Argentina. *Quaternary Research*, *63*(3), 301–315. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.12.003>
- Kaplan, M. R., Strelin, J. A., Schaefer, J. M., Denton, G. H., Finkel, R. C., Schwartz, R., Putnam, A. E., Vandergoes, M. J., Goehring, B. M., & Travis, S. G. (2011). In-situ cosmogenic ^{10}Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for late-glacial climate chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, *309*(1–2), 21–32. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.018>
- Kelley, S. E., Kaplan, M. R., Schafer, J. M., Andersen, B. G., Barrell, D. J. A., Putnam, A. E., Denton, G. H., Schwartz, R., Finkel, R. C., & Doughty, A. M. (2014). High-precision ^{10}Be chronology of moraines in the Southern Alps indicates synchronous cooling in Antarctica and New Zealand 42,000 years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, *405*, 194–206. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.031>
- Kelly, M. A. (2003). *The late Würmian Age in the western Swiss Alps - Last Glacial Maximum (LGM) ice-surface reconstruction and ^{10}Be dating of late-glacial features*. (Tesis doctoral inédita). University of Bern, Bern, Switzerland.
- Kiernan, K., Fifield, L. K., & Chappell, J. (2004). Cosmogenic nuclide ages for Last Glacial Maximum moraine at Schnells Ridge, Southwest Tasmania. *Quaternary Research*, *61*(3), 335–338. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.02.004>
- Kindler, P., Guillevic, M., Baumgartner, M., Schwander, J., Landais, A., & Leuenberger, M. (2014). Temperature reconstruction from 10 to 120 kyr b2k from the NGRIP ice core. *Climate of the Past*, *10*, 887–902. <https://doi.org/10.5194/cp-10-887-2014>

- King, E. C., Hindmarsh, R. C. A., & Stokes, C. R. (2009). Formation of mega-scale glacial lineations observed beneath a West Antarctic ice stream. *Nature Geoscience*, 2(8), 585–588. <https://doi.org/10.1038/ngeo581>
- Koffman, T. N. B., Schaefer, J. M., Putnam, A. E., Denton, G. H., Barrell, D. J. A., Rowan, A. V., Finkel, R. C., Rood, D. H., Schwartz, R., Plummer, M. A., & Brocklehurst, S. H. (2017). A beryllium-10 chronology of late-glacial moraines in the upper Rakaia valley, Southern Alps, New Zealand supports Southern-Hemisphere warming during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 170, 14–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.012>
- Kristensen, T. B., Huuse, M., Piotrowski, J. A., & Clausen, O. R. (2007). A morphometric analysis of tunnel valleys in the eastern North Sea based on 3d seismic data. *Journal of Quaternary Science*, 22(8), 801–815. <https://doi.org/10.1002/jqs>
- Kristensen, T. B., Piotrowski, J. A., Huuse, M., Clausen, O. R., & Hamberg, L. (2008). Time-transgressive tunnel valley formation indicated by infill sediment structure, North sea - the role of glaciohydraulic supercooling. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 546–559. <https://doi.org/10.1002/esp>
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models: Earth and Planetary Science Letters. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2–4), 424–439. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C)
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(43), 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H. W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmermann, A., & Toggweiler, J. R. (2007). Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during Termination I. *Earth and Planetary Science Letters*, 259, 400–413. <https://doi.org/10.1029/2005PA001154>

- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H. W., & Stoner, J. (2004). Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. *Science*, *304*(5679), 1959–1962. <https://doi.org/10.1126/science.1097863>
- Lea, D. W., Pak, D. K., Peterson, L. C., & Hughen, K. A. (2003). Synchronicity of Tropical and High-Latitude Atlantic temperatures over the Last Glacial Termination. *Science*, *301*, 1361–1362. <https://doi.org/10.1210/jcem-10-10-1361>
- Lisiecki, L. E., & Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18O records. *Paleoceanography*, *20*(1), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Lohne, Ø. S., Mangerud, J., & Svendsen, J. I. (2012). Timing of the younger dryas glacial maximum in western Norway. *Journal of Quaternary Science*, *27*(1), 81–88. <https://doi.org/10.1002/jqs.1516>
- Lowell, T. V., Heusser, C. J., Andersen, B. G., Moreno, P. I., Hauser, A., Heusser, L. E., Schluchter, C., Marchant, D. R., & Denton, G. H. (1995). Interhemispheric Correlation of Late Pleistocene Glacial Events. *Science*, *269*(5230), 1541–1549. <https://doi.org/10.1126/science.269.5230.1541>
- Lowell, T. V., Waterson, N., Fisher, T. G., Loope, H., Glover, K., Comer, G. C., Hajdas, I., Denton, G. H., Schaefer, J. M., Rinterknecht, V., Broecker, W. S., & Teller, J. T. (2005). Testing the Lake Agassiz Meltwater Trigger for the Younger Dryas. *Eos*, *86*(4), 365–372. <https://doi.org/10.1029/2005EO400001>
- Lynch-stieglitz, J., Adkins, J. F., Curry, W. B., Dokken, T., Hall, I. R., Herguera, J. C., Hirschi, J. J., Ivanova, E. V., Kissel, C., Marchal, O., Marchitto, T. M., Mccave, I. N., & Mcmanus, J. F. (2007). Atlantic Meridional Overturning Circulation during the Last Glacial Maximum. *Science*, *316*, 66–70. <https://doi.org/10.1126/science.1137127>
- MacAyeal, D. R. (1992). Irregular oscillations of the West Antarctic ice sheet. *Nature*, *359*, 29–32. <https://doi.org/10.1038/359029a0>

- Mackintosh, A. N., Anderson, B. M., & Pierrehumbert, R. T. (2017). Reconstructing Climate from Glaciers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45(1), annurev-earth-063016-020643. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-020643>
- Marcott, S. A., Bauska, T. K., Buizert, C., Steig, E. J., Rosen, J. L., Cuffey, K. M., Fudge, T. J., Severinghaus, J. P., Ahn, J., Kalk, M. L., McConnell, J. R., Sowers, T., Taylor, K. C., White, J. W. C., & Brook, E. J. (2014). Centennial-scale changes in the global carbon cycle during the last deglaciation. *Nature*, 514(7524), 616–619. <https://doi.org/10.1038/nature13799>
- Margold, M., Stokes, C. R., & Clark, C. D. (2015). Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Science Reviews*, 143, 117–146. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.011>
- Markgraf, V., Iglesias, V., & Whitlock, C. (2013). Late and postglacial vegetation and fire history from Cordón Serrucho Norte, northern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 371, 109–118. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.023>
- McCulloch, R. D., Fogwill, C. J., Sugden, D. E., Bentley, M. J., & Kubik, P. W. (2005). Chronology of the last glaciation in central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(2), 289–312. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00260.x>
- Mendelová, M., Hein, A. S., Rodés, Á., Smedley, R. K., & Xu, S. (2020). Glacier expansion in central Patagonia during the Antarctic Cold Reversal followed by retreat and stabilisation during the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 227, 106047. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106047>
- Mendelová, M., Hein, A. S., Rodés, Á., & Xu, S. (2020). Extensive mountain glaciation in central Patagonia during Marine Isotope Stage 5. *Quaternary Science Reviews*, 227. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105996>

- Menounos, B., Clague, J. J., Osborn, G., Davis, P. T., Ponce, F., Goehring, B., Maurer, M., Rabassa, J., Coronato, A., & Marr, R. (2013). Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in southernmost Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, *77*, 70–79. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.008>
- Mercer, J. H. (1972). Chilean glacial chronology 20,000 to 11,000 carbon-14 years ago: some global comparisons. *Science* *176*(4039), 1118–1120. <https://doi.org/10.1126/science.176.4039.1118>
- Mercer, J. H. (1976). Glacial history of Southernmost South America. *Quaternary Research*, *6*(2), 125–166. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(76\)90047-8](https://doi.org/10.1016/0033-5894(76)90047-8)
- Moreno, P. I., Kaplan, M. R., François, J. P., Vila-Martínez, R., Moy, C. M., Stern, C. R., & Kubik, P. W. (2009). Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. *Geology*, *37*(4), 375–378. <https://doi.org/10.1130/G25399A.1>
- Moreno, P.I., Villa-Martínez, R., Cárdenas, M. L., & Sagredo, E. A. (2012). Deglacial changes of the southern margin of the southern westerly winds revealed by terrestrial records from SW Patagonia (52°S). *Quaternary Science Reviews*, *41*, 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.02.002>
- Moreno, P. I. (2020). Timing and structure of vegetation, fire, and climate changes on the Pacific slope of northwestern Patagonia since the last glacial termination. *Quaternary Science Reviews*, *238*, 106328. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106328>
- Moreno, P. I., Denton, G. H., Moreno, H., Lowell, T. V., Putnam, A. E., & Kaplan, M. R. (2015). Radiocarbon chronology of the last glacial maximum and its termination in northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *122*, 233–249. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.05.027>
- Moreno, P. I., & Videla, J. (2016). Centennial and millennial-scale hydroclimate changes in northwestern Patagonia since 16,000 yr BP. *Quaternary Science Reviews*, *149*(August), 326–337. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.008>

- Moreno, P. I., Videla, J., Valero-Garcés, B., Alloway, B. V., & Heusser, L. E. (2018). A continuous record of vegetation, fire-regime and climatic changes in northwestern Patagonia spanning the last 25,000 years. *Quaternary Science Reviews*, *198*, 15–36. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.08.013>
- Murray, D. S., Carlson, A. E., Singer, B. S., Anslow, F. S., He, F., Caffee, M., Marcott, S. A., Liu, Z., & Otto-Bliesner, B. L. (2012). Northern hemisphere forcing of the last deglaciation in southern Patagonia. *Geology*, *40*(7), 631–634. <https://doi.org/10.1130/G32836.1>
- Murton, J. B., Bateman, M. D., Dallimore, S. R., Teller, J. T., & Yang, Z. (2010). Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean. *Nature*, *464*(7289), 740–743. <https://doi.org/10.1038/nature08954>
- NGRIP, M. (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, *431*(7005), 147–151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Nordenskjöld, O. (1899). *Geologie, geographie und anthropologie. Schwedischen Expedition nach den Magellanslandern*. Norstedt and Soner, Norway.
- Palacios, D., Stokes, C. R., Phillips, F. M., Clague, J. J., Alcalá-Reygosa, J., Andrés, N., Angel, I., Blard, P. H., Briner, J. P., Hall, B. L., Dahms, D., Hein, A. S., Jomelli, V., Mark, B. G., Martini, M. A., Moreno, P., Riedel, J., Sagredo, E., Stansell, N. D., ... Ward, D. J. (2020). The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. *Earth-Science Reviews*, *203*(January), 103113. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103113>
- Pedro, J. B., Van Ommen, T. D., Rasmussen, S. O., Morgan, V. I., Chappellaz, J., Moy, A. D., Masson-Delmotte, V., & Delmotte, M. (2011). The last deglaciation: Timing the bipolar seesaw. *Climate of the Past*, *7*(2), 671–683. <https://doi.org/10.5194/cp-7-671-2011>
- Pedro, J. B., Bostock, H. C., Bitz, C. M., He, F., Vandergoes, M. J., Steig, E. J., Chase, B. M., Krause, C. E., Rasmussen, S. O., Markle, B. R., & Cortese, G. (2016). The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*, *9*(1), 51–55. <https://doi.org/10.1038/ngeo2580>

- Pesce, O. H., & Moreno, P. I. (2014). Vegetation, fire and climate change in central-east Isla Grande de Chiloé (43°S) since the Last Glacial Maximum, northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, *90*, 143–157. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.02.021>
- Porter, S. C. (1981). Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, *16*(3), 263–292. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(81\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90013-2)
- Putkonen, J., & Swanson, T. (2003). Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, *59*, 255–261. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(03\)00006-1](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(03)00006-1)
- Putnam, A. E., Denton, G. H., Schaefer, J. M., Barrell, D. J. A., Andersen, B. G., Finkel, R. C., Schwartz, R., Doughty, A. M., Kaplan, M. R., & Schlüchter, C. (2010). Glacier advance in southern middle-latitudes during the Antarctic Cold Reversal. *Nature Geoscience*, *3*(10), 700–704. <https://doi.org/10.1038/ngeo962>
- Putnam, A. E., Schaefer, J. M., Denton, G. H., Barrell, D. J. A., Andersen, B. G., Koffman, T. N. B., Rowan, A. V., Finkel, R. C., Rood, D. H., Schwartz, R., Vandergoes, M. J., Plummer, M. A., Brocklehurst, S. H., Kelley, S. E., & Ladig, K. L. (2013). Warming and glacier recession in the Rakaia valley, Southern Alps of New Zealand, during Heinrich Stadial 1. *Earth and Planetary Science Letters*, *382*, 98–110. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.005>
- Putnam, A. E., Schaefer, J. M., Denton, G. H., Barrell, D. J. A., Birkel, S. D., Andersen, B. G., Kaplan, M. R., Finkel, R. C., Schwartz, R., & Doughty, A. M. (2013). The Last Glacial Maximum at 44°S documented by a ¹⁰Be moraine chronology at Lake Ohau, Southern Alps of New Zealand. *Quaternary Science Reviews*, *62*, 114–141. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.034>
- Quade, J., & Kaplan, M. R. (2017). Lake-level stratigraphy and geochronology revisited at Lago (Lake) Cardiel, Argentina, and changes in the Southern Hemispheric Westerlies over the last 25 ka. *Quaternary Science Reviews*, *177*, 173–188. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.10.006>

- Rabassa, J., & Coronato, A. (2009). Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego during the Ensenadan Stage/Age (Early Pleistocene–earliest Middle Pleistocene). *Quaternary International*, 210(1–2), 18–36. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.06.019>
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., & Ruth, U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111(6), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>
- Rasmussen, S. O., Bigler, M., Blockley, S. P., Blunier, T., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W. Z., Lowe, J. J., Pedro, J. B., Popp, T., Seierstad, I. K., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., Vallelonga, P., Vinther, B. M., Walker, M. J. C., Wheatley, J. J., & Winstrup, M. (2014). A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Raymo, M. E. (1997). The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, 12(4), 577–585.
- Reynhout, S. A., Sagredo, E. A., Kaplan, M. R., Aravena, J. C., Martini, M. A., Moreno, P. I., Rojas, M., Schwartz, R., & Schaefer, J. M. (2019). Holocene glacier fluctuations in Patagonia are modulated by summer insolation intensity and paced by Southern Annular Mode-like variability. *Quaternary Science Reviews*, 220, 178–187. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.05.029>
- Ritz, S. P., Stocker, T. F., Grimalt, J. O., Menviel, L., & Timmermann, A. (2013). Estimated strength of the Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature Geoscience*, 6(3), 208–212. <https://doi.org/10.1038/ngeo1723>
- Rodrigo, C. (2006). Topografía submarina en canales de la Patagonia Norte. In N. Silva & S. Palma (Eds.), *Avances en el conocimiento oceanográfico de las aguas interiores chilenas, Puerto Montt a cabo de Hornos*. Comité Oceanográfico Nacional.

- Ruiz, L. E. (2013). *Análisis geomorfológico, sedimentológico y crono-estratigráfico, de depósitos glaciales, periglaciales y glaciogénicos, en la Cordillera de los Andes y zonas adyacentes entre el paralelo 42° y el 43° LS, desde la última glaciación*. (Tesis doctoral inédita). Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
- Sagredo, E. A., Kaplan, M. R., Araya, P. S., Lowell, T. V., Aravena, J. C., Moreno, P. I., Kelly, M. A., & Schaefer, J. M. (2018). Trans-pacific glacial response to the Antarctic Cold Reversal in the southern mid-latitudes. *Quaternary Science Reviews, March*.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.01.011>
- Sagredo, E., Moreno, P., Villa-Martínez, R., & Kaplan, M. (2011). Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52 S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination 1. *Geomorphology, 125*, 92-108. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.007>
- Schaefer, J M, Denton, G H, Barrel, D J A., Ivy-Ochs, S, Kubik, P W, Andersen, B. G., Phillips, F M, Lowell, T V, Schlüchter, C. (2006). Near-Synchronous Interhemispheric Termination of the Last Glacial Maximum in Mid-Latitudes. *Science, 312*(June), 1510–1513.
<https://doi.org/10.1126/science.1122872>
- Schaefer, J. M., Denton, G. H., Kaplan, M., Putnam, A., Finkel, R. C., Barrell, D. J., Andersen, B. G., Schwartz, R., Mackintosh, A., Chinn, T., & Schluchter, C. (2009). High-frequency Holocene glacier fluctuations in New Zealand differ from the northern signature. *Science, 324*(5927), 622–625. <https://doi.org/10.1126/science.1169312>
- Schoof, C. (2007). Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 112*(3), 1–19.
<https://doi.org/10.1029/2006JF000664>
- Schwark, L., Zink, K., & Lechterbeck, J. (2002). Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology, 30*(5), 463. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0463:ROPTEH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0463:ROPTEH>2.0.CO;2)
- SERNAGEOMIN. (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Digital, 4*.

- Shackleton, N. J., & Opdyke, N. D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238. Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, 3, 39–55. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(73\)90052-5](https://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90052-5)
- Shakun, J. D., & Carlson, A. E. (2010). A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29(15–16), 1801–1816. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.016>
- Shuman, B., Webb, T., Bartlein, P., & Williams, J. W. (2002). The anatomy of a climatic oscillation: Vegetation change in eastern North America during the Younger Dryas chronozone. *Quaternary Science Reviews*, 21(16–17), 1777–1791. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00030-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00030-6)
- Siani, G., Michel, E., De Pol-Holz, R., Devries, T., Lamy, F., Carel, M., Isguder, G., Dewilde, F., & Laurantou, A. (2013). Carbon isotope records reveal precise timing of enhanced Southern Ocean upwelling during the last deglaciation. *Nature Communications*, 4(May), 1–9. <https://doi.org/10.1038/ncomms3758>
- Small, D., Smedley, R. K., Chiverrell, R. C., Scourse, J. D., Cofaigh, C., Duller, G. A. T., McCarron, S., Burke, M. J., Evans, D. J. A., Fabel, D., Gheorghiu, D. M., Thomas, G. S. P., Xu, S., & Clark, C. D. (2018). Trough geometry was a greater influence than climate-ocean forcing in regulating retreat of the marine-based Irish-Sea Ice Stream. *Bulletin of the Geological Society of America*, 130(11–12), 1981–1999. <https://doi.org/10.1130/B31852.1>
- Sowers, T., Bender, M. (1995). Climate records covering the Last Deglaciation. *Science*, 269(July), 210–214. <https://doi.org/10.1126/science.269.5221.210>
- Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-jensen, D., Fischer, H., Goto-azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Sveinbjörnsdóttir, Á. E., Svensson, A., & White, J. W. C. (2008). High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science*, 321, 680–684. <https://doi.org/10.1126/science.1157707>

- Stocker, T. F. (1998). The Seesaw Effect. *Science*, 282, 61–62. <https://doi.org/10.1126/science.282.5386.61>
- Stokes, C. R. (2018). Geomorphology under ice streams: Moving from form to process. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(1), 85–123. <https://doi.org/10.1002/esp.4259>
- Stokes, C. R., Clark, C. D., Lian, O. B., & Tulaczyk, S. (2007). Ice stream sticky spots: A review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams. *Earth-Science Reviews*, 81(3–4), 217–249. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.01.002>
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105(0), B10, 23753–23759. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>
- Strelin, J. A., Denton, G. H., Vandergoes, M. J., Ninnemann, U. S., & Putnam, A. E. (2011). Radiocarbon chronology of the late-glacial Puerto Bandera moraines, Southern Patagonian Icefield, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 30(19–20), 2551–2569. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.004>
- Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended ^{14}C data base and revised Calib 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, 35(1), 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- Svensson, A., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Johnsen, S. J., Muscheler, R., Parrenin, F., Rasmussen, R. O., Röthlisberger, R., Seierstad, I., Steffensen, I., & Vinther, B. M. (2008). A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, 4, 47–57. <https://doi.org/10.5194/cp-4-47-2008>
- Thorndycraft, V. R., Bendle, J. M., Benito, G., Davies, B. J., Sancho, C., Palmer, A. P., Fabel, D., Medialdea, A., & Martin, J. R. V. (2019). Glacial lake evolution and Atlantic-Pacific drainage reversals during deglaciation of the Patagonian Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews*, 203(November), 102–127. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.10.036>
- Toggweiler, J., Russell, J., & Carson, S. (2006). Midlatitude westerlies, atmospheric CO₂, and climate change during the ice ages. *Paleoceanography*, 21, PA2005 <https://doi.org/10.1029/2005PA001154>

- Truffer, M., & Echelmeyer, K. A. (2003). Of isbræ and ice streams. *Annals of Glaciology*, 36(1996), 66–72. <https://doi.org/10.3189/172756403781816347>
- Turbek, S. E., & Lowell, T. V. (1999). Glacial deposition along an ice-contact slope: an example from the southern Lake District, Chile. *Geografiska Annaler*, 81A(2), 325–346. <https://doi.org/10.1111/1468-0459.00061>
- Ugalde, P. I. (2016). *Variaciones en el clima y vegetación durante la Última Terminación Glacial en Pantano Pindal, Isla Lemuy, Archipiélago de Chiloé*. (Tesis pregrado inédita). Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.
- van der Vegt, P., Janszen, A., & Moscariello, A. (2012). Tunnel valleys: current knowledge and future perspectives. *Geological Society, London, Special Publications*, 368(1), 75–97. <https://doi.org/10.1144/SP368.13>
- Viale, M., Bianchi, E., Cara, L., Ruiz, L. E., Villalba, R., Pitte, P., Masiokas, M., Rivera, J., & Zalazar, L. (2019). Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile. *Frontiers in Environmental Science*, 7(69). <https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00069>
- Vilanova, I., Moreno, P. I., Miranda, C. G., & Villa-Martínez, R. P. (2019a). The last glacial termination in the Coyhaique sector of central Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 224, 105976. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105976>
- WAIS, D. P. M. (2013). Onset of deglacial warming in West Antarctica driven by local orbital forcing. *Nature*, 500(7463), 440–444. <https://doi.org/10.1038/nature12376>
- WAIS, D. P. M. (2015). Precise inter polar phasing of abrupt climate change during the last ice age. *Nature*, 520, 661–665. <https://doi.org/10.1038/nature14401>
- Whitlock, C., Bianchi, M. M., Bartlein, P. J., Markgraf, V., Marlon, J., Walsh, M., & McCoy, N. (2006). Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41–42.5°S), Argentina. *Quaternary Research*, 66(2), 187–201. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.04.004>

- Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., & Svensson, A. (2010). Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2828–2838. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.10.013>
- Wright, H. E. J., Mann, D. H., & Glaser, P. H. (1984). Piston corers for peat and lake sediments. *Ecology*, 65, 657–659. <https://doi.org/10.2307/1941430>
- Young, N. E., Briner, J. P., Schaefer, J., Zimmerman, S., & Finkel, R. C. (2019). Early Younger Dryas glacier culmination in southern Alaska : Implications for North Atlantic climate change during the last deglaciation. *Geology*, 47, 550–554. <https://doi.org/10.1130/G46058.1>
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 ma to present. *Science*, 292, 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>

Anexos

Sitio	Latitud (°decimales)	Longitud (°decimales)	Código laboratorio	Código testigo	Prof. testigo (cm)	Material	¹⁴ C Cal año			Interpretación	Fuente
							¹⁴ C año BP	BP (Mediana)	Rango 2σ (Cal año BP)		
Taiquemó	-42.173611	-73.597222	AA-14770	HE94-2B	600	Sedimento lacustre	>49892	-	-	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR1	Heusser et al., 1999
Mayol	-42.643055	-73.759722	AA-20370	HE95-2A	285	Sedimento lacustre	14941 ± 97	18117	17865 - 18376	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Heusser et al., 1999
Mayol	-42.643055	-73.759722	Beta-67039	M-8	540	Gytja	14270 ± 170	17307	16789 - 17803	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Heusser et al., 1999
Mayol	-42.643055	-73.759722	T-9660A	M-8	570	Gytja	13935 ± 270	16827	16074 - 17577	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Heusser et al., 1999
Huitaque	-42.641212	-73.802503	AA-TUa- 258A	EH-4	480	Gytja	13345 ± 105	15995	15678 - 16298	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Heusser et al., 1999
Huitaque	-42.641212	-73.802503	Beta-62029	EH-4	460	Gytja	14350 ± 240	17452	16779 - 18067	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Heusser et al., 1999
L. Tarumán	-42.707430	-73.930487	CAMS- 114969	0504CT8- 52	808	Gytja	14175 ± 40	17357	17037 - 17655	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Gonzalorena, 2015; Moreno et al., 2015
L. Tahui	-42.815947	-73.561000	NSRL-12474	0004D	995	Gytja	14050 ± 80	17011	16671 - 17332	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Abarzúa et al., 2004
L. Melli	-42.779226	-73.552054	ETH-25252	0005C	881	Gytja	13820 ± 90	16658	16331 - 16982	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Abarzúa & Moreno, 2008
L. Lepué	-42.805582	-73.713277	ETH-25455	0201DT12	1182	Gytja	14700 ± 90	17836	17585 - 18072	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR3	Pesce & Moreno, 2014

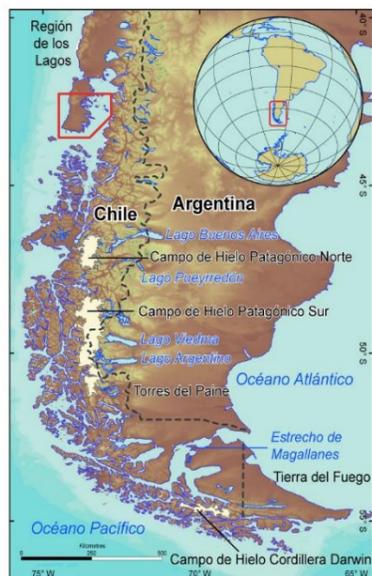
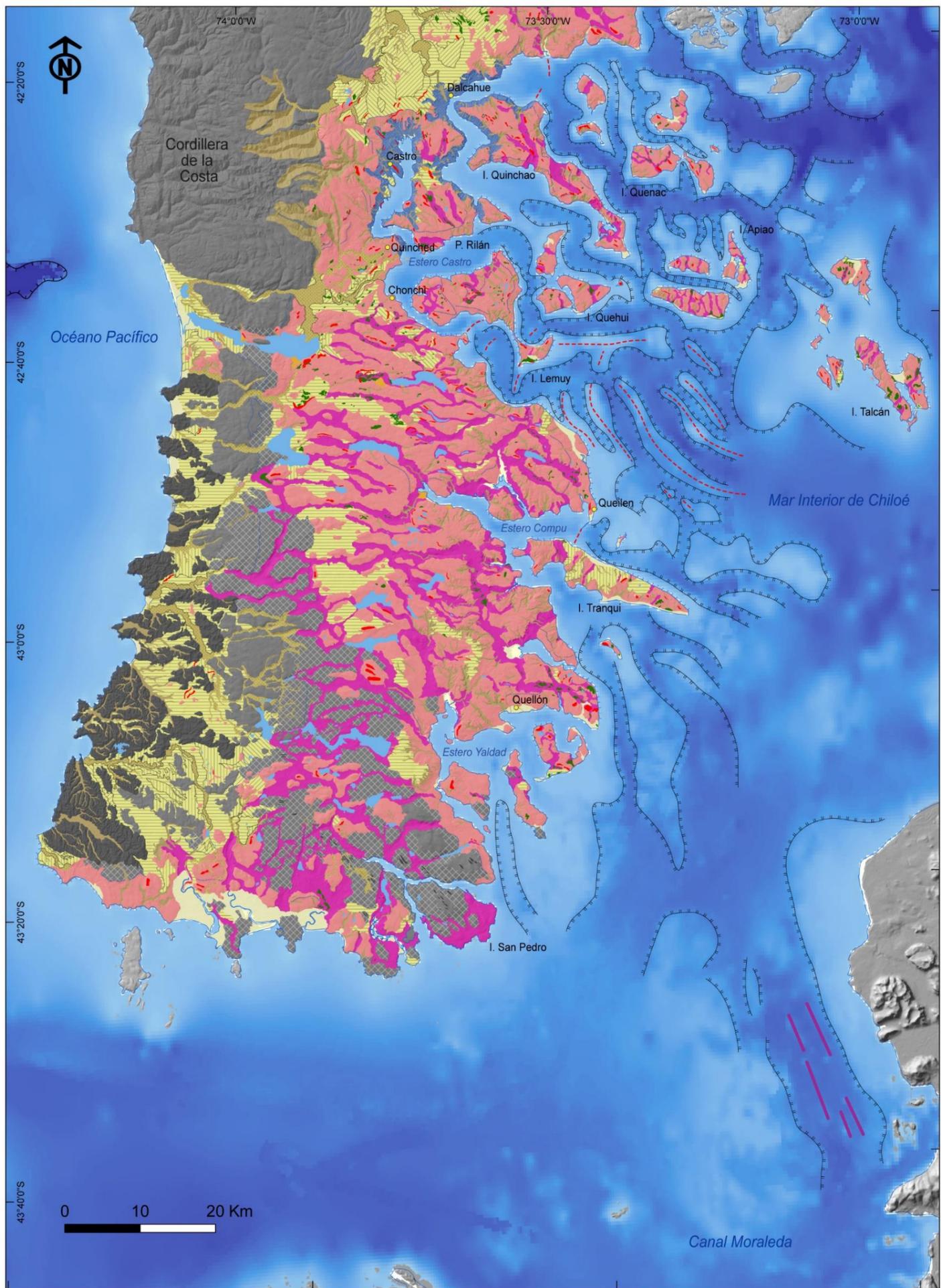
Pindal	-42.629135	-73.651787	CAMS-156396	CHC14-03-BT11	1260	Sedimento lacustre	13770 ± 70	16576	16303 - 16884	Edad mínima para el abandono del frente glacial del límite glacial COR4	Ugalde, 2016
Chaitén	-	-	CAMS-15848	-	-	Limo orgánico	13830 ± 50	16674	16418 - 16934	Edad mínima para condiciones libres de hielo	Moreno et al., 2015
L. Chaiguata	-43.172491	-73.902288	Beta-10485	-	420 - 440	Limo orgánico	13000 ± 260	15472	14461 - 16254	Edad mínima para condiciones libres de hielo	Villagrán, 1988
L. Soledad	-43.172491	-73.902288	Beta-1484	-	260 - 280	Limo orgánico	12350 ± 100	14332	13967 - 14868	Edad mínima para condiciones libres de hielo	Villagrán, 1988
P. Carmen	-43.147607	-73.757959	Beta-10481	-	270 - 280	Arenas	13040 ± 210	15546	14868 - 16205	Edad mínima para condiciones libres de hielo	Villagrán, 1988
Las Lajas	-42.75991	-73.59814	CAMS-125361	-	-	Restos vegetales	24000 ± 130	28034	27724 - 28344	Edad mínima para avance glacial COR2	García, 2012
Las Lajas	-42.75991	-73.59814	CAMS-125362	-	-	Restos vegetales	21510 ± 180	25740	25403 - 26077	Edad máxima para avance glacial correspondiente a Evento 2-3	García, 2012

Tabla 1a: Edades radiocarbónicas obtenidas en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé en trabajos previos.

Sitio	Latitud (°decimales)	Longitud (°decimales)	Código laboratorio	Material	¹⁴ C Cal año			Interpretación	Fuente
					¹⁴ C año BP	BP (Mediana)	Rango 2σ (Cal año BP)		
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13710*	Madera	14458 ± 98	17570	17266 - 17876	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13711	Madera	14697 ± 125	17831	17512 - 18150	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13712	Madera	14799 ± 91	17956	17689 - 18216	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13713	Madera	14689 ± 102	17823	17552 - 18084	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13714	Madera	14653 ± 99	17786	17523 - 18033	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13715	Madera	14710 ± 130	17846	17516 - 18182	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13716	Madera	14682 ± 101	17816	17547 - 18073	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13717	Madera	14703 ± 101	17839	17567 - 18100	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13718	Madera	14589 ± 101	17722	17459 - 17959	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13719	Madera	14663 ± 121	17794	17485 - 18093	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13720	Madera	14620 ± 134	17749	17409 - 18080	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13721	Madera	14880 ± 99	18052	17798 - 18329	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13722	Madera	14991 ± 100	18172	17910 - 18431	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13723	Madera	14720 ± 90	17860	17603 - 18099	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13724	Madera	14951 ± 100	18129	17874 - 18386	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13725	Madera	14836 ± 100	18002	17725 - 18281	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13726	Madera	14874 ± 123	18048	17724 - 18357	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13727	Madera	14834 ± 111	18005	17705 - 18301	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999

Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13728	Madera	14671 ± 133	17802	17468 – 18136	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13729	Madera	14806 ± 104	17965	17678 – 18254	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	AA-13730*	Madera	15062 ± 118	18251	17950 – 18549	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	A-7727	Madera	14915 ± 75	18085	17879 – 18310	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	A-7716*	Madera	15045 ± 80	18229	17979 – 18455	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6822	Madera	14610 ± 180	17734	17246 – 18178	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6921*	Madera	14520 ± 105	17646	17353 – 17937	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6933	Madera	14915 ± 105	18091	17830 – 18367	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6983*	Madera	15260 ± 115	18479	18177 – 18743	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6823	Madera	15050 ± 180	18240	17838 – 18658	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6824	Madera	14700 ± 170	17835	17431 – 18281	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6825	Madera	14620 ± 180	17745	17264 – 18196	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6918	Sedimento orgánico	14480 ± 180	17582	17086 – 18010	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	UGA-6922	Sedimento orgánico	14995 ± 100	18176	17913 – 18436	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	A-6190	Sedimento orgánico	14770 ± 110	17920	17623 – 18220	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999
Dalcahue	-42.379197	-73.651843	A-6189	Sedimento orgánico	14720 ± 100	17859	17585 – 18122	Edad máxima para avance glacial asignado al límite COR3	Denton et al., 1999

Tabla 2a: Edades radiocarbónicas recalibradas del sitio Dalcahue en Archipiélago e Isla Grande de Chiloé obtenidas en el sitio Dalcahue (Denton et al., 1999).



Geoformas Glaciales

- Cresta morrénica
- Terreno morrénico
- Pendiente de contacto de hielo

Geoformas Subglaciales

- Canales subglaciales
- Basamento pulido
- Lineamiento rocoso

Geoformas Glaciolacustres

- Paleo-deltas
- Terreno irregular glaciolacustre

Geoformas Glaciofluviales

- Canal agua de fusión glacial
- Llanura glaciofluvial 1
- Llanura glaciofluvial 2
- Llanura glaciofluvial 3
- Llanura glaciofluvial 4
- Escarpe llanura glaciofluvial

Geoformas Fluviales

- Canal fluvial

Geoformas Litorales

- Acantilado litoral
- Geoformas litorales

Geoformas Submarinas

- Escarpe
- - - Morrena submarina
- Lineamiento submarino

Batimetría (m)

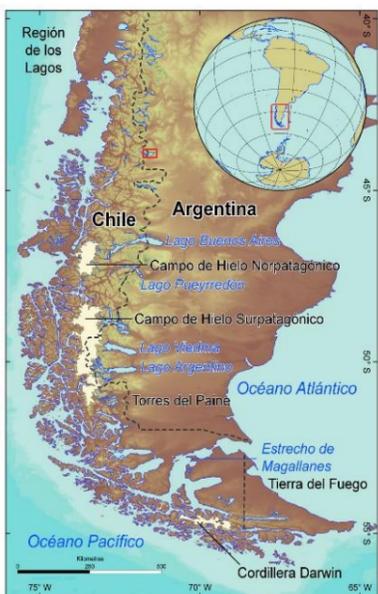
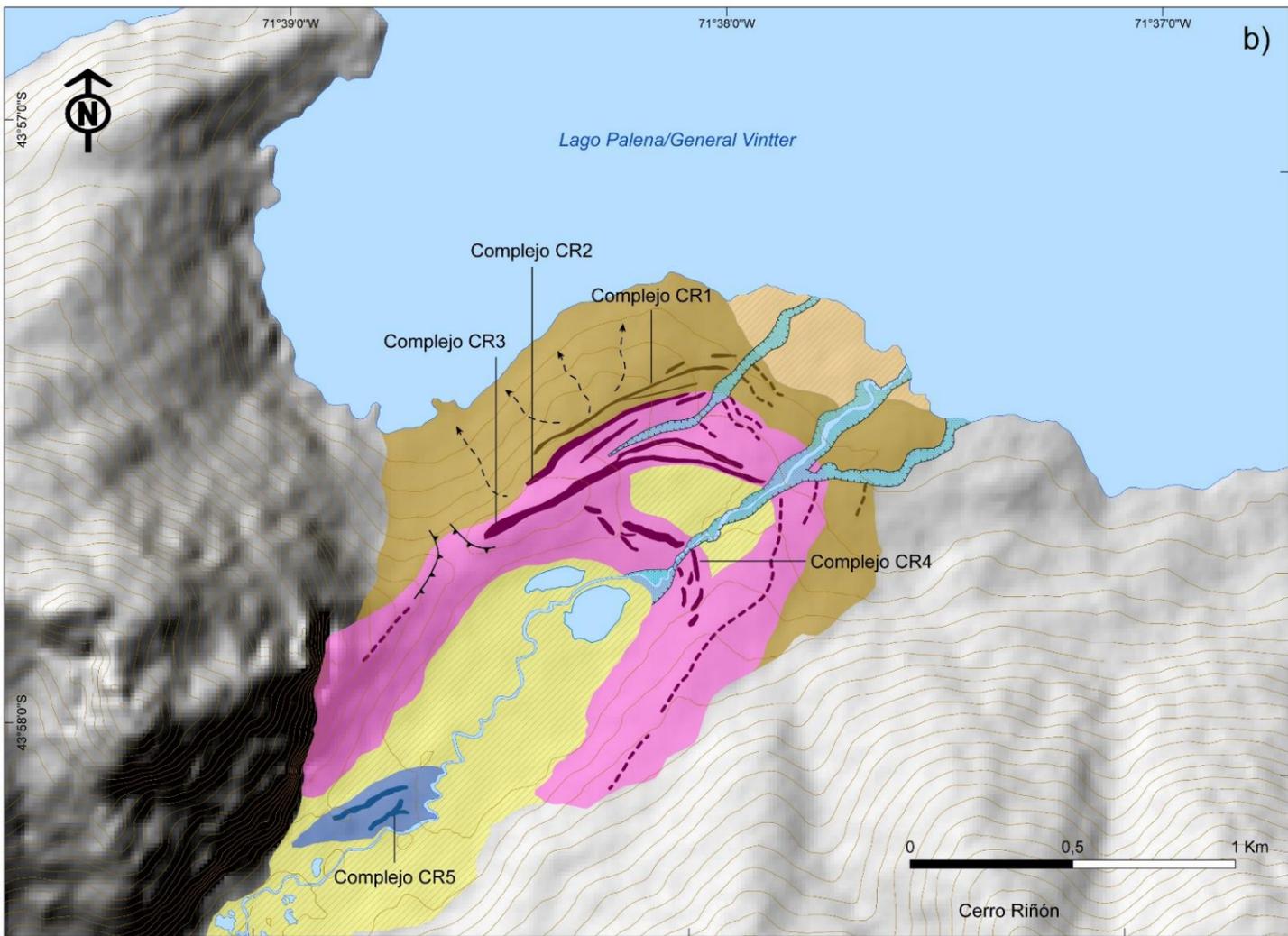
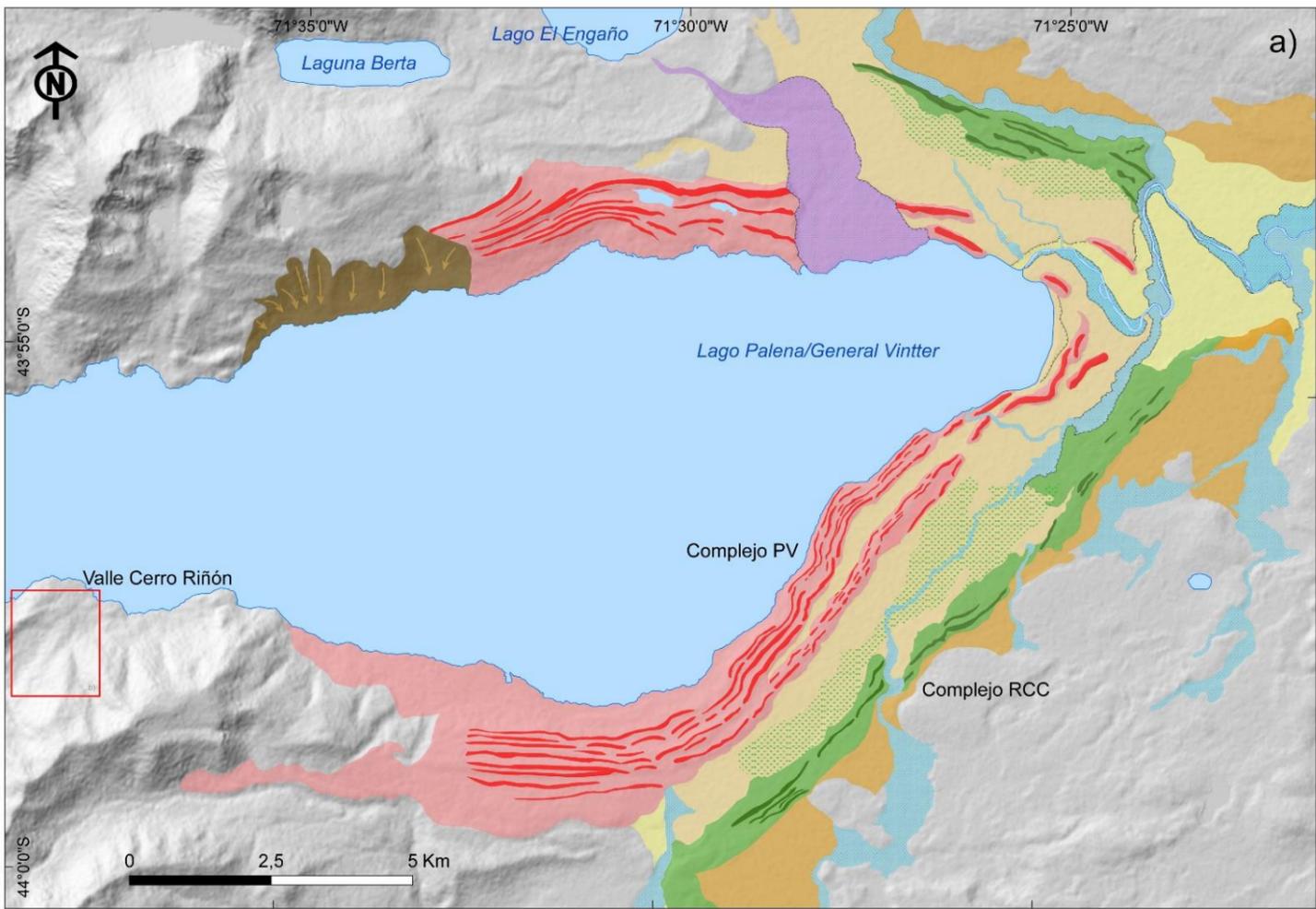
- Máx : 200
- Min : -400

Hidrografía

- Lago
- Turbera

Orografía

- Cordillera de Costa (Mioceno)
- Cordillera de la Costa (Paleozoico)



Geoformas LGM	Geoformas LGT	Geoformas glaciofluviales
Cresta/Terreno morrénico	Cresta/Terreno morrénico	Canal de fusión
Cresta/Terreno morrénico	Cresta morrénica inferida	Canal GLOF
Llanura glaciofluvial 1	Cresta/Terreno morrénico	Escarpe llanura glaciofluvial
Llanura glaciofluvial 2	Cresta morrénica inferida	Escarpe erosivo
Llanura glaciofluvial 3	Cresta/Terreno morrénico	Turbera
	Llanura glaciofluvial 1	Remoción en masa
	Llanura glaciofluvial 1	Lago