



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

DINÁMICA GLACIAR Y SU RELACIÓN CON PROCESOS SEDIMENTOLÓGICOS EN
AMBIENTES GLACIOMARINOS DE FIORDOS EN LOS GLACIARES PIO XI Y AMALIA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MARÍA FERNANDA MANRÍQUEZ JARAMILLO

PROFESOR GUÍA

RODRIGO FERNÁNDEZ VÁSQUEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

CRISTIAN RODRIGO RAMIREZ

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto C23 F17-07

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: María Fernanda Manríquez Jaramillo
FECHA: 16 de diciembre, 2020
PROFESOR GUÍA: Rodrigo Fernández Vásquez

DINÁMICA GLACIAR Y SU RELACIÓN CON PROCESOS SEDIMENTOLÓGICOS EN AMBIENTES GLACIOMARINOS DE FIORDOS EN LOS GLACIARES PIO XI Y AMALIA

En este trabajo de memoria se presenta el estudio realizado para el proyecto “Geoformas submarinas y procesos sedimentarios en los ambientes glaciomarinos de fiordos en la región de los Campos de Hielo sur” financiado vía el concurso Crucero de Investigación Marítima en Áreas Remotas (CIMAR 23). Dada la importancia de los glaciares para la biodiversidad y el efecto que tienen sobre el clima en la región austral, es necesario comprender la evolución de Campos de Hielo sur, tanto su asociación con el clima como por factores no climáticos como las geometrías de las cuencas, geología, geomorfología, entre otros.

Esta investigación pretende contribuir a este entendimiento, enfocándose en evaluar la dinámica y evolución de los glaciares Pio XI y Amalia, la interpretación de depósitos y procesos sedimentarios a través del análisis de testigos de sedimentos (tomografía de rayos X, susceptibilidad magnética, granulometría y mapeos estructurales); glaciología y geomorfología superficial y submarina.

En general, se observó un comportamiento asincrónico entre ambos glaciares, registrando una pérdida de masa continua para el Glaciar Amalia, lo que representa la fase de retroceso de un glaciar de marea, a diferencia del Glaciar Pio XI, el cual se encuentra en constante expansión (fase de avance del ciclo de glaciares de marea) desde al menos 1926, con algunos periodos menores de retrocesos. Un comportamiento sin una explicación clara aún, experimentado periodos de avances sustanciales y algunos retrocesos, lo que se lleva a asociarlo con un glaciar de tipo *surge*, evidenciado principalmente a partir de la morfología de sus morrenas mediales, y que se sustenta en este estudio por la presencia de depósitos *hummocky*. Y para lo cual diversos autores postulan modelos y combinación de ellos para intentar explicar su comportamiento anómalo a diferencia de sus glaciares vecinos, y que, por falta de datos, no es posible seleccionar un modelo explicativo.

Las geomorfologías, tanto subaéreas como submarinas dan indicios de la importancia de los puntos de anclaje o *pinning points*, el cual entrega la estabilidad al frente glaciar y permite la disminución de las tasas de retroceso. Lo que fue posible visibilizar a través de las secuencias sedimentarias que muestran los cambios en los ambientes glaciomarinos en que se depositaron, los cuales estarían dominados, en ambos casos, principalmente por el transporte de plumas de sedimentos provenientes de los frentes glaciares, además de detritos transportados por hielo, corrientes turbidíticas y procesos de deformación producto de la desestabilización de laderas adyacentes. Por otro lado, la respuesta de estos glaciares no puede considerarse como un indicador consistente del cambio climático, al menos a escalas de tiempo de decenas de años. Ya que se registró comportamientos anómalos frente a las forzantes climáticas. Este estudio sirve de apoyo al monitoreo de los glaciares y a comprender las dinámicas y factores que afectan a los ambientes glaciomarinos, así como también se verifica que cada glaciar presenta sistemas complejos únicos y que el cambio climático, si bien es cierto, que afecta a los glaciares en el derretimiento, no es un factor único que controla la dinámica glaciar.

DEDICATORIA

A ti

*Al Hogart, que te acompaña donde sea que se encuentren en
este vasto Universo*

Al Neo

Al Bowie

A la mujer de la pieza de al lado

Al cabro de la pieza del frente

*A todas las mujeres fuertes y maravillosas que se han
atravesado en mi camino y por las que vendrán*

A los glaciares, las montañas, los ríos, lagos y el mar

Y a tod@s quienes luchan por la libertad y las injusticias

AGRADECIMIENTOS

Un agradecimiento formal a CONA y el SHOA, por el financiamiento y los datos facilitados del proyecto CIMAR23 para hacer posible esta investigación. A mi profe guía, Rodrigo, por aceptarme para hacer este trabajo, por ayudarme a conseguir financiamiento para el curso de glaciares en Mendoza, por la orientación, por invitarme a participar de otros cursos y por las largas reuniones. A l@s profes Vale y Cristian, por aceptar a ser parte de mi comisión, la buena disposición, ayudarme con las correcciones y hacer de este un mejor trabajo. A tod@s ellos, por valorar el trabajo científico e incentivarlo.

Los agradecimientos no son suficientes para estas personas. A mi mamá, por ser la mujer más fuerte, cariñosa, inteligente, humilde y caritativa que me han puesto en el camino. Gracias por siempre amarme, retarme, darme fuerza, cariño y comida. Eres mi pilar. A mi hermano, el Pai, el Coto, que es el cabro más bacán que me pudo traer el viejo pascuero de regalo. Gracias por ser tan inteligente, carismático, multifacético, y todo lo bacán de este planeta. A ti, mi papá. Por enseñarme tantas cosas, el amor a la música y al deporte, a soñar despierta, a valorar la tierra y su gente. Gracias a ustedes por siempre apoyarme en todas mis locuras. Por esos almuerzos infinitos. A los perrunos que me han acompañado en esta vida: Hogart, Neo y Bowie. Los amo. Gracias, mamá y hermano, sin ustedes, no hubiese podido terminar. Gracias, papá por seguir cuidándome, gracias por tu poder y “*el poder de Grayskull*”.

A toda mi familia, por apoyarnos y ayudarnos en los últimos años. Gracias infinitas a la Yaye, a su risa, las series y las conversaciones. Al Jeshi, por el apañe, por enseñarme tanto y por las flores. A todas las mujeres fuertes de mi familia, la Mamaria, la Nani, mi Madrina, la Noni, la Mamaeliana y la tía Ceci. A mis tíos Peyo, Yayico y Roberto. A mis prim@s, la Caca y el Papu. A la tía Oriela y su familia.

A tod@s l@s amig@s que he tenido en estos ajetrechos, cambiantes, locos e intensos veintipicos años. En especial a mis amigas de SanVi, la Pauli, la Fran y la Tetito. Por hacer de esos agonizantes años en un colegio de monjas más llevaderos. En especial a la Pauli por acompañarme tantos años en el deporte más bonito, el basket. A l@s cabr@s que acogieron a esta campesina en la capital e hicieron de los dos primeros años de la yuniversiti un poco menos dolorosos, la Camimi, Rojo, Michele, Fabi, Tamarita. A la Vali y la Fran, las más lindas de geo. Gracias por esas noches de estudio intensas, los carretes, los cerros, el tequila y la comida. Algunas de las mujeres más bacanas, inteligentes y fuertes que pude conocer, la Arrocito, Camala, Negrita, Estefi, Carito, Ale, Coty, Jazz, Dani, Gene, Domi, Frani. A todos los cabros que hicieron más amena la estadía en Santiago, me llevaron a la montaña, me hicieron reír, me ayudaron a estudiar, carretiamos, a los que reté más de una vez y les conocí hasta los peos. Negrito, Richi, Pipe, Navia, Seba, Martin, Maxi, Panchito, Mardelito, Chanco, Nico, Foncho, Diego. Y a tod@ l@s compañer@s que tuve en el camino. A tod@s los Wataker@s. A la chela, el blunt y el rock. A los cerros, las risas, los bailes, los cánticos satánicos y toda la música. Al deporte, al basket, la pelota y el nado. A la fotografía. Agradecimientos especiales a todas y todos l@s funcionari@s de la u, en especial de geo. Blanquita, gracias por solucionarle la vida a todo el departamento. A la tía Mariela, a la Rosita y la Weli por siempre ser cordiales.

A todos l@s cabr@s que conocí por la revuelta, que apañaron y me acogieron por bastantes días. Y a tod@s aquell@s que hicieron posible tener una Nueva Constitución, a l@s que dieron su vida, dieron sus ojos, su sangre, su libertad, su tiempo y sus gritos.

Gracias. “*Aquí to toy*”.

TABLA DE CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Ubicación y zona de estudio.....	3
	Accesos.....	4
	Glaciar Pio XI.....	4
	Glaciar Amalia.....	5
1.2	Hipótesis de trabajo	6
1.3	Objetivos	6
	1.3.1 Objetivo general	6
	1.3.2 Objetivos específicos	6
2.	MARCO TEÓRICO.....	7
2.1	Marco geológico regional.....	7
	2.1.1 Antecedentes tectónicos.....	7
	2.1.2 Antecedentes morfoestructurales.....	9
	2.1.3 Principales unidades geológicas	11
2.2	Geología local.....	16
	Zona Fiordo Eyre – Glaciar Pio XI.....	16
	Zona Fiordo Amalia – Glaciar Amalia.....	19
2.3	Isostasia	22
2.4	Marco climático.....	23
	2.4.1 Antecedentes climáticos generales de los Andes sur.....	24
	2.4.2 Tendencias climáticas en la zona de estudio.....	30
2.5	Marco glaciológico	34
	2.5.1 Glaciología general.....	34
	2.5.2 Producción de sedimentos en glaciares de marea.....	44
	2.5.3 Formas deposicionales asociadas a glaciares de marea	48
	2.5.4 Ciclo <i>Tidewater Glacier</i>	51
	2.5.5 Antecedentes paleoclimáticos y glaciaciones en los Andes sur	53
2.6	Antecedentes históricos: Glaciar Pio XI.....	60
2.7	Antecedentes históricos: Glaciar Amalia.....	63
3.	METODOLOGÍA	65
3.1	Introducción.....	65
3.2	Metodologías no invasivas en testigo de sedimento.....	65
	3.2.1 Tomografía de rayos X computacional (TC)	65
	3.2.2 Susceptibilidad magnética.....	69

3.3	Metodologías invasivas en testigo de sedimento.....	72
3.3.1	Descripción de testigos y facies sedimentarias	73
3.3.2	Granulometría.....	74
3.3.3	Datación con ^{210}Pb y ^{14}C	78
3.4	Variación superficial de los glaciares	78
3.4.1	Mapeo de glaciares	79
3.4.2	Variación de posición de los frentes glaciares y variación de área	80
3.5	Mapeo geomorfológico glaciar de la zona de ablación y área proglaciar, subaérea y submarina	82
4.	RESULTADOS GLACIAR PIO XI – FIORDO EYRE	84
4.1	Análisis histórico de la posición del frente glaciar	84
4.1.1	Variación de área de la zona de ablación.....	84
4.1.2	Variación del frente principal sur – Fiordo Eyre – Método de área normalizada... 89	
4.1.3	Variación del frente principal norte – Lago Greve – Método de área normalizada 96	
4.1.4	Variación del frente principal sur – Fiordo Eyre – Método de línea de flujo media 100	
4.2	Mapeo geomorfológico de la zona de ablación y área proglaciar subaérea y submarina 103	
4.2.1	Geomorfología subaérea – 2019.....	103
4.2.2	Cambios geomorfológicos entre 1976 – 2019.....	106
4.2.3	Batimetría – Fiordo Eyre – 2006.....	110
4.3	Descripción del testigo.....	118
4.3.1	Facies sedimentarias	118
4.3.2	Tomografía.....	120
4.3.2.1	Estructuras sedimentarias	122
4.3.2.2	Unidades tomográficas	127
4.3.3	Susceptibilidad magnética.....	133
4.3.4	Granulometría.....	135
4.3.5	Unidades sedimentarias.....	142
5.	RESULTADOS GLACIAR AMALIA (FIORDO AMALIA)	145
5.1	Análisis histórico de la posición del frente glaciar	145
5.1.1	Variación de área de la zona de ablación.....	145
5.1.2	Variación del frente principal – Fiordo Amalia – Método de área normalizada.... 149	
5.1.3	Variación del frente principal – Fiordo Amalia – Metodo de línea de flujo media 154	
5.2	Mapeo geomorfológico de la zona de ablación y área proglaciar subaérea y submarina 156	
5.2.1	Geomorfología proglaciar subaérea – 2019.....	156

5.2.2	Cambios geomorfológicos entre 1986 – 2019	159
5.2.3	Batimetría – Fiordo Amalia – 2006.....	163
5.3	Descripción del testigo.....	168
5.3.1	Facies sedimentarias	168
5.3.2	Tomografía.....	171
5.3.2.1	Estructuras sedimentarias	172
5.3.2.2	Unidades tomográficas	177
5.3.3	Susceptibilidad magnética.....	180
5.3.4	Granulometría.....	181
5.3.5	Unidades sedimentarias.....	185
6.	DISCUSIONES.....	189
6.1	Metodologías de medición de variación frontal de los glaciares	189
6.2	Relación entre el comportamiento glaciar y las variaciones climáticas	192
6.3	Relaciones entre el Glaciar Pio XI y Glaciar Amalia	198
6.4	Interpretación unidades sedimentarias	205
6.5	Relación entre la dinámica glaciar y la sedimentología.....	213
7.	CONCLUSIONES	218
8.	RECOMENDACIONES	221
9.	BIBLIOGRAFÍA	222
10.	ANEXOS	232

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Campos de Hielo sur. En línea punteada amarilla ruta realizada por CIMAR23. En polígonos celestes glaciares en estudio. Imagen de base <i>Basemap</i> de <i>Arcgis 10.4</i> (2019).....	3
Figura 1.2. Glaciar Pio XI en polígono celeste. En estrella roja ubicación de testigo de sedimento obtenido de CIMAR23. Imagen de base <i>Basemap</i> de <i>Arcgis 10.4</i> (2019).....	4
Figura 1.3. Glaciar Amalia en polígono celeste. En estrella roja ubicación de testigo de sedimento obtenido de CIMAR23. Imagen de base <i>Basemap</i> de <i>Arcgis 10.4</i> (2019).	5
Figura 2.1. Configuración geotectónica de Sudamérica. Se presentan zonas de fractura (ZF) de las placas oceánicas, el Ridge de Chile, la Fosa de Chile, volcanes activos de la Cordillera Andina, el Sistema de Fallas de Magallanes. Movimiento relativo de las placas de Gripp y Gordon (1990). Modificado de D’Orazio <i>et al.</i> , 2000.	7
Figura 2.2. Modelo de elevación digital de los Andes Chilenos al sur de los 42° S con las principales características geográficas, tectónicas y morfoestructurales. Abreviaciones: AF, Antepaís Andino; LOFZ, Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; MFZ, Zona de Falla Magallanes; NIF, Campos de Hielo norte; PA, Archipiélago Patagónico; PC, Cordillera Patagónica; SIF, Campos de Hielo sur. Tomado de Charrier <i>et al.</i> (2007).....	10
Figura 2.3. Mapa de extensión del Batolito sur Patagónico en los Andes Patagónicos. También se indican los complejos metamórficos a los cuales intruye el BSP, los complejos ofiolíticos Mesozoicos de la Cuenca de Rocas Verdes y la Formación Tobífera Jurásica Tardía. Tomado de Hervé <i>et al.</i> (2007).	13
Figura 2.4. Distribución de edades obtenidas del Batolito sur Patagónico en estudio de Hervé <i>et al.</i> (2007). Se reconocen edades del Neógeno, Cretácico 1 y Jurásico para la zona de estudio (marcadas en cuadros rojos). Las del Jurásico solo se encuentran en el lado más este del SBP...	14
Figura 2.5. Mapa geológico del sur de los Andes del sur, en el sector chileno. Modificado del mapa geológico de Chile 1:1.000.000 digital del SERNAGEOMIN (2003), y de las cartas geológicas argentinas de El Chaltén y El Calafate de Giacosa <i>et al.</i> (2013) y Nullo <i>et al.</i> (2006), respectivamente. Se marcan en cuadros rojos las zonas de estudio.....	15
Figura 2.6. Mapa geológico del Volcán Lautaro. Tomado de Orihashi <i>et al.</i> (2004).....	17
Figura 2.7. Mapa geológico de la zona de estudio del Glaciar Pio XI, tomando datos del mapa geológico de Chile 1:1.000.000 de SERNAGEOMIN (2003) y Giacosa <i>et al.</i> (2013) para el sector este en Argentina.	19
Figura 2.8. Mapa geológico de la zona de estudio del Glaciar Amalia, tomando datos del mapa geológico de Chile 1:1.000.000 de SERNAGEOMIN (2003) y Nullo <i>et al.</i> (2013) para el sector este en Argentina.	21
Figura 2.9. Mapa regional de predicción del movimiento de la corteza vertical, suponiendo pérdida de hielo con estimación de tasas de masa anteriores. Se considera una viscosidad de $\eta = 4 \times 10^{18}$ Pa s y un grosor $h = 65$ km de la litosfera que proporcionaron un ajuste óptimo a los datos de GPS. Donde asumen un modelo específico de la LIA. Tomado de Dietrich <i>et al.</i> (2010).....	23
Figura 2.10. Esquema de las principales características climatológicas de América del sur (SA). Líneas azules y rojas representan las características de junio-julio-agosto (JJA) y diciembre-enero-febrero (DJF), respectivamente. Tomado de Cai, W., <i>et al.</i> (2020).....	25
Figura 2.11. Transecta W-E a los 52°S en los Andes. Se presenta la precipitación anual, evaporación y velocidades anuales del viento, así como la correlación entre las velocidades del viento y la precipitación. Tomado de Kilian y Lamy (2012).	26
Figura 2.12. Mapa del sur de Sudamérica. Se muestran las posiciones de los centros de presiones atmosféricas Altos y Bajos, el Frente Polar de Invierno Oceánico y las precipitaciones máximas asociadas (>500 mm). 1) Región climática dominada por condiciones de temperaturas frías y	

húmedas y 2) condiciones de temperaturas húmedas sin estaciones secas. Tomado de (Glasser <i>et al.</i> , 2004).	27
Figura 2.13. A) Sudamérica Austral con precipitaciones anuales promedio (New <i>et al.</i> , 2002) y la distribución anual moderna de la temperatura media de la superficie del mar de los océanos circundantes. Se indican la Corriente Circumpolar Antártica (ACC) y la Corriente de Cabo de Hornos (CH). B) Distribución de los vientos zonales de diciembre a febrero sobre el hemisferio sur (Kalnay <i>et al.</i> , 1996). C) Correlación entre el viento zonal y la precipitación (Garreaud <i>et al.</i> , 2013). Tomado de Kilian & Lamy (2012).	28
Figura 2.14. A la izquierda. Climatología del período 1978-2001 utilizando datos mensuales. La línea punteada roja indica las cimas de los Andes. (a) precipitación media anual. (b) Precipitación media del verano austral (diciembre-enero-febrero) menos las de invierno [junio-agosto (JJA)]. (c) Temperatura media anual del aire cerca de la superficie. (d) Temperatura media del aire cerca de la superficie del verano austral (DJF) menos invierno (JJA). Tomado de Garreaud <i>et al.</i> (2013). A la derecha. Promedios de precipitaciones anuales al sur de Sudamérica. Tomado de Garreaud <i>et al.</i> (2014)	29
Figura 2.15. Contexto climático a gran escala durante el verano austral 2016 (enero-febrero-marzo). (a) Índice de El Niño. (b) Índice del SAM. (c) Anomalías de la Temperatura de la Superficie del Mar o aSST (Sea surface temperatura en inglés). (d) Anomalías del SLP. Tomado de León-muñoz et al. (2018).	30
Figura 2.16. Transecta W-E a los ~51°S de los Andes del sur. Los datos meteorológicos provienen de estaciones ubicadas entre los 49°S y 53°S. Se muestran los cambios en las temperaturas medias de enero y julio (a), en la distribución de precipitación estacional (verano e invierno) (b) y en la precipitación anual total (c) asociada con la techoografía (d) y la distancia desde el Pacífico. Las ubicaciones de las estaciones meteorológicas están indicadas por triángulos en (a), por diamantes en (b), y los cuadrados en (c). Tomado de Villalba <i>et al.</i> (2003).....	31
Figura 2.17. Gráfico combinado que muestra las precipitaciones anuales acumuladas (barras), las temperaturas medias anuales (líneas con puntos) y las líneas de tendencia de ambas (líneas punteadas). Estación Puerto Edén (49.1°S, 74.4°W), estación Glaciar Témpano (48.8°S, 74.1°W), estación El Calafate, estación Candelario Mancilla (48.8°S, 72.7°W). Elaboración propia.....	32
Figura 2.18. Gráfico combinado que muestra las precipitaciones anuales acumuladas (barras), las temperaturas medias anuales (líneas con puntos) y las líneas de tendencia de ambas (líneas punteadas). Estación Glaciar Tyndall (51.1°S, 73.2°W), estación Fiordo Amalia (50°57'40" S, 73°46'04" W), estación Lago Grey (51.1°S, 73.1°W). Elaboración propia.	33
Figura 2.19. Estaciones meteorológicas en círculos de colores, de las cuales se obtuvo los datos utilizados en esta investigación. En recuadros rojos las zonas de estudio. Elaboración propia.	33
Figura 2.20. Zonación simple de un glaciar. Se distingue las zonas de acumulación y ablación separadas por la ELA.	36
Figura 2.21. Mecanismos de producción de <i>icebergs</i> desde el término del glaciar. Tomado de Van der Veen (2002).	39
Figura 2.22. Cambios acumulativos en las posiciones del frente de glaciares en Campo de Hielo sur desde 1984 a 2011. El cambio positivo en el eje y representa el avance glaciar. Los glaciares de marea se encuentran en rojo y los de agua dulce en azul. Tomado de Sakakibara y Sugiyama (2014). En recuadros verdes los glaciares en estudio.	42
Figura 2.23. Líneas de Equilibrio regionales calculadas por Condom <i>et al.</i> , (2007) y Carrasco <i>et al.</i> , (2005) comparadas con observaciones. Tomado de Carrasco <i>et al.</i> (2008).....	43
Figura 2.24. Figura superior: procesos depositacionales y productos en ambiente de fiordo con glaciar temperado de tipo <i>tidewater</i> . Tomado de Hambrey y Glasser (1999). Figura inferior: representación esquemática de la sedimentación en un entorno glaciomarino en contacto con un	

glaciar de tipo <i>tidewater</i> . Las flechas verticales representan la precipitación de sedimentos de las columnas de agua de deshielo turbias y rafting en iceberg. Tomado de O' Cofaigh y Dowdeswell (2001).	45
Figura 2.25. Modelo esquemático de la configuración del relieve submarino en fiordos dominados por agua de deshielo, sujeto a condiciones climáticas y oceanográficas relativamente templadas, como en los fiordos del sur de Chile. El recuadro muestra el flujo de salida de un canal de agua de deshielo subglacial en el extremo del glaciar de marea y la columna de sedimento turbio y abanico proximal de hielo producido más allá de la boca del canal. Tomado de Dowdeswell y Vásquez (2013).	49
Figura 2.26. Datos batimétricos del Fiordo Iceberg y el margen del Glaciar Témpano. Se ubica la morrena formada durante la LIA, componente relicto del fondo marino. Tomado de Dowdeswell y Vásquez (2013).	50
Figura 2.27. Batimetría del fondo marino del Fiordo Eyre desde una posición relativamente distal (15 km) del Glaciar Pio XI en su posición actual, mostrando morfologías submarinas aerodinámicas. Tener en cuenta que el norte no está en la parte superior de la imagen. Tomado de Dowdeswell y Vásquez (2013).	51
Figura 2.28. Ciclo de Tidewater Glaciers de Molnia (2008). Se presentan los estados desde el avance y formación de la morrena terminal, su posterior traslado y el retroceso final con la formación de icebergs por medio del calving.	53
Figura 2.29. Límites glaciares Cuaternarios en la Patagonia acorde a Caldenius (1932). Tomado de Rabassa y Clapperton (1990).	56
Figura 2.30. Historial de Deglaciación (22 a 8 ka BP) A: registro $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP (North Greenland Ice Core Project Members, 2004). B: Fases de retirada de hielo en Lago Argentino (Kaplan <i>et al.</i> , 2011). C: Etapas de retirada de glaciares C-E, longitudes de retirada en el Estrecho de Magallanes (McCulloch <i>et al.</i> , 2005), restricciones de retirada (cuadrados rojos, Boyd <i>et al.</i> , 2008) y posición del Holoceno temprano (CD-Re). D: Longitudes de retiro del Seno Skyring (Kilian <i>et al.</i> , 2007b). E: Registro de SST en alquenonas a los 53°S (Caniupán <i>et al.</i> , 2011). F: Cambios en la temperatura de la superficie antártica (desviación de la media del último milenio; Jouzel <i>et al.</i> , 2007) trazados en la escala de tiempo de Lemieux-Dundon (Lemieux-Dudon <i>et al.</i> , 2010). G: Estimaciones globales del nivel del mar compiladas por Siddall <i>et al.</i> (2003). Se indica la transgresión marina en la entrada occidental del Estrecho de Magallanes (MT West, Kilian <i>et al.</i> , 2007b) y su entrada al Atlántico oriental (MT East, McCulloch y Morello, 2009). Tomado de Kilian y Lamy (2012).	58
Figura 2.31. Cronologías neoglaciales propuestas para la fluctuación de los glaciares patagónicos en el Holoceno por Mercer (1970, 1976, 1982) y por Aniya (1995, 1996). Las áreas sombreadas representan períodos de expansión de los glaciares. La cronología 'tipo Mercer' tiene avances glaciares en aproximadamente 4700-4200 14C años BP, 2700-2000 14C años BP y durante la Pequeña Edad de Hielo. La cronología 'tipo Aniya' tiene avances glaciares a aproximadamente 3600 años 14C BP, 2300 años 14C BP, 1600-1400 14C años BP y durante la Pequeña Edad de Hielo. Tenga en cuenta que el volumen total de hielo es esquemático y no pretende representar volúmenes específicos en ningún momento. Diagrama modificado a partir de ideas presentadas por Ivins y James (1999). Tomado de Glasser <i>et al.</i> (2004).	60
Figura 2.32. Posiciones del Glaciar Pio XI entre 1926-1985 en fotografía aérea oblicua (Trimetrogon) de 1945. Tomada de Rivera <i>et al.</i> (1997).	61
Figura 2.33. Fluctuaciones del Glaciar Pio XI. Tomado de Warren y Sugden (1993).	62
Figura 2.34. Pérdida de volumen en Glaciar Amalia. Imagen 1908 de Carl Skattsberg, imagen 2017 de UNCHARTED. Tomadas de unchart.org.	64

Figura 2.35. Retroceso registrado desde 1945. Imagen izquierda de febrero 1945, fotografía aérea del vuelo USAF Trimetrogon. Imagen derecha Landsat de marzo 2017. Tomado de unchart.org.	64
Figura 3.1. Imágenes de tomografía computarizada separadas en 5 cm. Muestran <i>dropstones</i> subangulares en a) y b) (blanco), restos de plantas en b) y c) (gris oscuro), y un dique de arena en la mitad inferior de las tres imágenes. Tomada de Flisch y Becker (2003).	66
Figura 3.2. Testigos de sedimento en escáner Siemens. Fotografía tomada de publicación de Universidad de Chile, 13 de marzo de 2019 (https://uchile.cl/u151874).	68
Figura 3.3. Contribución mineral a la susceptibilidad de las rocas (AGICO, 2011). Tomado de Ramirez (2012).	69
Figura 3.4. Susceptómetro MS2C de Barington Instruments.	71
Figura 3.5. Imagen de corte transversal de tomografía en el software GIMP 2.0. En líneas punteadas blancas se encuentran encerradas las áreas de píxeles con espacios vacíos ($HU < 0$). .	71
Figura 3.6. Planilla de descripción de testigos.	73
Figura 3.7. De izquierda a derecha, sección de testigo, tomografía corregida y susceptibilidad magnética corregida.	74
Figura 3.8. Muestras para granulometría láser disueltas en agua con desfloculante.	75
Figura 3.9. Imán con material magnético obtenido luego de sacar muestra de granulometría del vórtice generado por el oscilador magnético.	75
Figura 3.10. Equipo Malvern™ Mastersizer 2000 5.60 del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.	76
Figura 3.11. Principio de medición para granulometría láser del equipo Malvern Mastersizer 2000 5.60.	76
Figura 3.12. Cuenca Glaciar Pio XI y posición aproximada de la ELA. Imagen de base <i>Basemap</i> de <i>Arcgis 10.4</i> (2019).	81
Figura 3.13. Cuenca Glaciar Amalia y posición aproximada de la ELA. Imagen satelital Sentinel 2, 2019.	82
Figura 4.1. Posición de los márgenes del Glaciar Pio XI desde 1926 hasta 2019. Imagen de base <i>Basemap</i> de <i>Arcgis 10.4</i> (2019).	84
Figura 4.2. Variación de área de la zona de ablación del G. Pio XI desde 1926 hasta 2019. Flechas amarillas indican periodos de área constante y flechas verdes indican aumento de superficie.	85
Figura 4.3. Variación del comportamiento superficial del Glaciar Pio XI. Recuadros rojos indican periodos con tasas negativas. Flechas verdes indican aumento de tasas y superficie.	86
Figura 4.4. Variaciones superficiales en frentes secundarios del Glaciar Pio XI. A) Frente secundario norte, en el medio oriental. B) Frente secundario norte oriental. C) Frente secundario sur oriental. Imagen satelital Sentinel-2 año 2019 con falso color.	88
Figura 4.5. Posición de frente sur del G. Pio XI desde 1976 hasta 2019. Imagen satelital Sentinel-2, 2019. Combinación de bandas 8/4/3.	89
Figura 4.6. Diferencia de área en el frente sur del G. Pio XI entre 1999-2001. Año en que la pérdida fue superior a la acumulación de masa en el frente. En rojo se observa la pérdida de masa y en celeste la acumulación.	90
Figura 4.7 Diferencia de área en el frente sur del G. Pio XI entre A) 2004-2005 y B) 2016-2017. Años en que la pérdida fue superior a la acumulación de masa en el frente. En rojo se observa la pérdida de masa y en celeste la acumulación.	91
Figura 4.8 Diferencia de área en el frente sur del G. Pio XI para los años que registraron los valores más altos de ganancia de masa en el frente. a) 1986-1987, b)2005-2006. En rojo se observa la pérdida de masa y en celeste la acumulación.	92

Figura 4.9 Diferencia de área en el frente sur del G. Pio XI para los años que registraron los valores más altos de ganancia de masa en el frente. a)2014-2015, b)2010-2011. En rojo se observa la pérdida de masa y en celeste la acumulación.	93
Figura 4.10. Avance en el sector NW del frente sur del G. Pio XI entre 2005-2006. Imagen Landsat 7, 2006.....	94
Figura 4.11 Variación frontal del frente sur del G. Pio XI entre 1976 y 2019.....	95
Figura 4.12 Área ganada desde 1999 hasta 2019. Imagen Sentinel-2, 2019.....	95
Figura 4.13. Posición de frente norte del G. Pio XI, cada dos años desde 1999 hasta 2019. Imagen satelital Sentinel-2, 2019. Combinación de bandas 8/4/3.	96
Figura 4.14. Variación frontal del frente norte del G. Pio XI desde 1979 hasta 2019.....	97
Figura 4.15 Variación frontal del frente norte del G. Pio CI desde 1999 hasta 2019.....	98
Figura 4.16 Tasas de variación frontal del frente norte y sur y sus variaciones acumuladas desde 1976 al 2019. Se indican con rectángulos los periodos asincrónicos (rojo) y sincrónicos (amarillo) periodos negativos y verde periodos positivos), y el aumento constante de la posición del frente se indica con una flecha verde.	99
Figura 4.17 Tasas de variación frontal del frente norte y sur y la variación de área de la zona de ablación del Glaciar Pio XI 1976 al 2019.	100
Figura 4.18. Variación de la posición de la línea de flujo media hacia el frente sur del Glaciar Pio XI. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.....	101
Figura 4.19 Variación frontal del frente sur del G. Pio XI con método de línea de flujo media para el periodo 1976-2019.	102
Figura 4.20. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Pio XI para el año 2019.....	104
Figura 4.21 Planicies de lavado en frente sur del G. Pio XI para el año 2019. Se observan también morrenas curvadas (supraglaciares y laterales).	105
Figura 4.22. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Pio XI para los años 1976, 1986, 1998, 2009 y 2019.	107
Figura 4.23 Desarrollo de planicie de lavado en el frente sur del G. Pio XI – Fiordo Eyre, en los años 1979 y 1986.....	108
Figura 4.24 Desarrollo de planicie de lavado en el frente sur del G. Pio XI – Fiordo Eyre, en los años 2001 y 2009.....	109
Figura 4.25 Desarrollo de planicie de lavado en el frente sur del G. Pio XI – Fiordo Eyre, en 2015.....	110
Figura 4.26. Batimetría del Fiordo Eyre de la Carta SHOA N°9520, Fiordos Eyre, Flacon y Exmouth del 2006, cuencas reconocidas y posición del Testigo 28.....	111
Figura 4.27. Batimetría de fondo de la parte interna del Fiordo Eyre, con distancia aproximada de 1 km del frente principal sur del Glaciar Pio XI. En recuadro negro depósitos glaciales de tipo <i>hummocky</i> reconocidos por Dowdeswell y Vasquez (2013). En rojo se encuentra el límite del frente sur para 2019. Editado de Dowdeswell y Vasquez (2013).....	112
Figura 4.28 Batimetría del Fiordo Eyre en la parte más proximal al frente glaciar. Se reconocen los límites del glaciar para 2006 y 2019, además de las morfologías subaéreas presentes en el frente. En el perfil A-A' se marcan los límites, posición de los depósitos <i>hummocky</i> reconocidos por Dowdeswell y Vasquez (2013) y la posición del testigo 28.	113
Figura 4.29 Batimetría del Fiordo Eyre analizada por Dowdeswell y Vasquez (2013). En rojo se encuentra el límite del frente sur para 2019. Se marca las planicies de lavado actuales y se reconoce depósitos <i>hummocky</i> en la batimetría analizada en este estudio (Perfil B-B'). Editado de Dowdeswell y Vasquez (2013).....	114

Figura 4.30 Morfologías principales del Fiordo Eyre. Batimetría del Fiordo Eyre de la Carta SHOA N°9520, Fiordos Eyre, Flacon y Exmouth del 2006.	115
Figura 4.31 Perfiles batimétricos transversales al Fiordo Eyre. En C-C' se reconoce posición de Testigo 28 y en D-D' morfologías submarinas, rasgos lineares glaciales.	116
Figura 4.32. Mapa geomorfológico de la zona de ablación y área proglaciar subaérea y submarina del Fiordo Eyre y el Glaciar Pio XI.	117
Figura 4.33 Posición de extracción de testigo sedimentario en el Fiordo Eyre, Glaciar Pio XI, frente sur, y las geomorfologías y litologías presentes.	118
Figura 4.34. Mosaico de fotografías del testigo C23EY_28.	120
Figura 4.35. Tomografía computarizada del testigo obtenido del Fiordo Eyre. Unión de secciones C23EY_28_2_2 (techo) y C23EY_28_1_2 (bottom).	121
Figura 4.36 Laminación planar.....	122
Figura 4.37 Laminación planar fina.....	123
Figura 4.38 Laminación cruzada	123
Figura 4.39 Laminación ondulítica.....	123
Figura 4.40 Laminación convoluta	124
Figura 4.41 Estructuras de tipo <i>slump</i>	124
Figura 4.42 Laminación tipo <i>flaser</i>	124
Figura 4.43 Laminación lenticular.....	125
Figura 4.44 Fragmentos líticos	125
Figura 4.45. Mapeo estructural unificado del testigo del Fiordo Eyre y las estructuras y contactos reconocidos.....	126
Figura 4.46. Microfalla normal, estructura de tipo slump a los 145 cm en testigo obtenido del Fiordo Eyre.....	127
Figura 4.47. Laminación fina paralela y lente de baja densidad sobre nivel deformado de alta densidad. Unidad 28-4 del testigo 28.....	128
Figura 4.48. Zona de alta deformación en unidad 28-4, testigo 28.	128
Figura 4.49. Estructura de tipo slump, microfalla normal en Unidad 28-6.	129
Figura 4.50. Laminación convoluta, Unidad 28-11, testigo 28.....	130
Figura 4.51. Unidades tomográficas del testigo 28, Fiordo Eyre.	132
Figura 4.52 Tomografía y susceptibilidad magnética del testigo EY_28.	134
Figura 4.53 Diagramas ternarios G-S-M (izquierda) y S-S-C (derecha) para muestras del testigo 28	135
Figura 4.54. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-A.	136
Figura 4.55. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-B.....	136
Figura 4.56. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-C.....	137
Figura 4.57. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-D.	137
Figura 4.58. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-E.....	138
Figura 4.59. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-F.....	138
Figura 4.60. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-G.	139
Figura 4.61. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-H.	139
Figura 4.62. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-I.....	140
Figura 4.63. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-J.....	140
Figura 4.64. Granulometría de cada muestra tomada del testigo EY_28 del Fiordo Eyre (unificado).	141
Figura 4.65. Integración de datos obtenidos para el testigo 28 del Fiordo Eyre y definición de unidades sedimentarias.....	144

Figura 5.1. Posición de los márgenes del frente del G. Amalia desde 1945 hasta 2019. Imagen satelital <i>Basemap</i> , 2019.....	145
Figura 5.2. Zoom de posición de los márgenes del frente del G. Amalia desde 1985 hasta 2019. Imagen satelital <i>Basemap</i> , 2019.	146
Figura 5.3. Variación de área de la zona de ablación del G. Amalia desde 1985 hasta 2019. Flechas rojas indican periodos con mayores tasas de retrocesos.....	146
Figura 5.4. Variación superficial (perdida/ganada) en la zona de ablación del G. Amalia desde 1999 hasta 2019. Flechas verdes: periodos estables; flechas naranjas periodos de pérdida; flechas rojas, periodos con altas tasas de pérdida de masa.	147
Figura 5.5. Posición de los márgenes del frente del G. Amalia desde 2000 hasta 2019, cada 5 años. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.....	148
Figura 5.6. Variación del área del G. Amalia para los últimos 20 años (2019-1999).	148
Figura 5.7. Variación frontal del G. Amalia desde 1986 hasta 2019. Flechas verdes indican disminución de tasas de cambio llegando a valores positivos.....	149
Figura 5.8. Límite del frente Glaciar Amalia en 2007 (imagen superior) en contacto con morrena y 2010 (imagen inferior), donde ya no se encuentra en contacto con la morrena.	150
Figura 5.9. Diferencia de área en el frente del G. Amalia, para los años en los que hubo mayor acumulación que pérdida de masa. En celeste se observa la acumulación y en rojo la pérdida de masa. a) Variación frontal entre 2000-2001. Imagen satelital Landsat 5, 2001, bandas 5/4/3. b) 2015-2016. Imagen satelital Landsat 7, 2016, bandas 5/4/3. c) 2018-2019. Imagen satelital Sentinel-2, 2019, bandas 12/8A/4.....	151
Figura 5.10. Diferencia de área en el frente del G. Amalia entre los años 2010-2011. Imagen satelital Landsat 2011.....	152
Figura 5.11. Variación frontal del G. Amalia para los últimos 20 años (1999-2019). Flechas rojas indican periodos con aumento de tasa de retroceso. Flecha naranja indica periodo con tasas más constantes.	153
Figura 5.12. Área perdida desde 1999 hasta 2019. Imagen Sentinel-2, 2019.....	153
Figura 5.13. Variación de la posición de la línea de flujo media del Glaciar Amalia. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.....	154
Figura 5.14. Variación frontal de línea de flujo media desde 1986 hasta 2019 en el Glaciar Amalia.....	155
Figura 5.15. Variación frontal de línea de flujo media para los últimos 20 años, desde 1999 hasta 2019.....	155
Figura 5.16. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Amalia para el año 2019.....	157
Figura 5.17. Geomorfología proglaciar de brazo secundario del Glaciar Amalia (Amalia Chica) en 18 de marzo 2017. Fotografía de Camilo Rada (expenews.com).	158
Figura 5.18. Depósito en 2019 de la remoción del flanco norte del Vn. Reclus ocurrida en 2017. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.....	159
Figura 5.19. Fotografía del frente del Glaciar Amalia, tomada el 21 de abril, 2008 por Camilo Rada, en la primera ascensión al Volcán Reclus. Se observa el frente fijado a la morrena frontal y desarrollo del sandur posterior a esta. Tomada de expenews.com.	160
Figura 5.20. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Amalia para los años 1986, 1998, 2007 y 2019.....	161
Figura 5.21. Remoción de ladera norte del Volcán Reclus en 2017 sobre zona de ablación de Glaciar Amalia. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.....	162
Figura 5.22. Batimetría del Fiordo Amalia y Peel de la Carta N°10350, Canal Pitt, Esteros Andres y Peel (SHOA, 2006) y posición del Testigo 75. En la figura inferior se observa además la	

geología de la zona de acuerdo con el Mapa Geología de Chile 1:1.000.000, SERNAGEOMIN (2003).	163
Figura 5.23. Batimetría del Fiordo Amalia y perfil batimétrico A-A' de todo el fiordo.	164
Figura 5.24. Batimetría de Fiordo Amalia y perfiles de morrenas anteriores.	166
Figura 5.25. Mapa geomorfológico de la zona de ablación y área proglaciar subaérea y submarina del Fiordo Amalia y el Glaciar Amalia en base a imagen satelital del año 2019.	167
Figura 5.26. Posición de extracción de testigo sedimentario en el Fiordo Amalia, Glaciar Amalia, y las geomorfologías y litologías presentes.	168
Figura 5.27 Mosaico de fotografías del testigo C23PL_75 y sus facies correspondientes.	170
Figura 5.28. Tomografía computarizada del testigo obtenido del Fiordo Amalia. Unión de secciones C23PL_75_2_2 (techo) y C23PL_75_1_2 (bottom).	171
Figura 5.29 Laminación planar	172
Figura 5.30 Laminación planar fina	173
Figura 5.31 Laminación cruzada	173
Figura 5.32 Lentes de baja atenuación	173
Figura 5.33 Lentes de alta atenuación	174
Figura 5.34 Estructuras de inyección	174
Figura 5.35 Fragmentos líticos o <i>dropstones</i>	174
Figura 5.36 Bioturbación	175
Figura 5.37 Fragmentos orgánicos. A la izquierda se encuentra un organismo bivalvo y a la derecha un fragmento de madera.	175
Figura 5.38. Mapeo estructural unificado del testigo del Fiordo Amalia y las estructuras y contactos reconocidos	176
Figura 5.39. Unidades tomográficas testigo 75, Fiordo Amalia.	179
Figura 5.40 Tomografía y susceptibilidad magnética del testigo PL_75.	181
Figura 5.41 Diagrama ternario S-S-C de muestras del testigo 75.	182
Figura 5.42. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 75-A.	183
Figura 5.43. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 75-B.	183
Figura 5.44. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 75-C.	184
Figura 5.45. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 75-D.	184
Figura 5.46. Granulometría del testigo PL_75 del Fiordo Amalia unificado.	185
Figura 5.47. Integración de datos obtenidos para el testigo 75 del Fiordo Amalia y definición de facies sedimentarias.	188
Figura 6.1. Comparación entre resultados obtenidos con metodología de área rectangular en el frente y la línea de flujo media para el frente sur del Glaciar Pio XI y el frente del Glaciar Amalia. Rectángulos en rojo marcan periodos en los que se presentan grandes diferencias en las tasas obtenidas.	189
Figura 6.2 Diferencias de tasas anuales entre el método de área normalizada y el método de la línea de flujo media.	190
Figura 6.3 Dispersión de los datos obtenidos de las tasas por método de área normalizada (AN) y método de la línea de flujo media (LFM) respecto al promedio de ambas (AN/LFM).	191
Figura 6.4. Relación comportamiento de los frentes principales del Glaciar Pio XI y la zona de ablación con las variaciones de temperatura y precipitaciones. A) Series de temperatura media anual desde 1976-2019. b) Series de precipitaciones acumuladas anuales de 1976-2019. c) Tasa de variación frontal del frente sur y norte del Glaciar Pio XI y la variación de la superficie en la zona de ablación desde 1976-2019. Las franjas de colores se interpretan en el texto.	194
Figura 6.5. Relación comportamiento del frente del Glaciar Amalia y la zona de ablación con las variaciones de temperatura y precipitaciones. A) Series de temperatura media anual desde 1985-	

2019. b) Series de precipitaciones acumuladas anuales de 1985-2019. c) Tasa de variación frontal del Glaciar Amalia y la variación de la superficie en la zona de ablación desde 1985-2019. Las franjas de colores se interpretan en el texto.	196
Figura 6.6. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Pio XI para los años 1976, 1986, 1998, 2009 y 2019.	199
Figura 6.7. Comparación entre las tasas de variación frontal y la variación acumulada de los glaciares Pio XI y Amalia. Flecha verde: avance del frente glaciar. Flecha roja: retroceso glaciar. Flecha amarilla: estabilidad del frente.	201
Figura 6.8. Comparación entre las tasas de variación frontal y la variación acumulada de los glaciares Pio XI y Amalia. Rectángulos rojos: tasas negativas en ambos glaciares. Rectángulos verdes: tasas positivas en ambos glaciares. Rectángulo amarillo: periodos de gran diferencia en las tasas de cambio de los glaciares.	202
Figura 6.9 Avance en el sector NW del frente sur del G. Pio XI entre 2005-2006. Imagen Landsat 7, 2006.	204
Figura 6.10. Esquema de tempestitas y las estructuras encontradas por procesos de corrientes de mareas. Tomado de le Roux (2004).	207
Figura 6.11 Modelos de facies de turbiditas de arenas y fangos (limo-arcilla). (a) “Secuencia de Bouma” de turbiditas de arena-limo (Collinson y Thompson, 1989). (b) Secuencia estructural estándar de una turbidita de fango (limo-arcilla) (Stow y Piper, 1984). Tomado de O’Cofaigh y Dowdeswell (2001).....	208
Figura 6.12. Integración de datos obtenidos para el testigo 28 del Fiordo Eyre e interpretación.	211
Figura 6.13. Integración de datos obtenidos para el testigo 75 del Fiordo Amalia e interpretación.	213
Figura 6.14 Esquema del ambiente glaciomarino proximal al Glaciar Pio XI.....	215
Figura 6.15 Esquema del ambiente glaciomarino proximal al Glaciar Amalia	217

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Características Glaciar Pio XI (Casassa et al., 2002).	61
Tabla 2.2. Observaciones y mediciones glaciológicas de diversos investigadores para el Glaciar Pio XI.....	63
Tabla 2.3. Características Glaciar Amalia (Casassa <i>et al.</i> , 2002; Lopez <i>et al.</i> , 2010).....	63
Tabla 3.1. Ubicación de testigos sedimentarios obtenidos durante el proyecto CIMAR 23	67
Tabla 3.2. Secciones de testigos de sedimentos de los fiordos Eyre y Amalia	67
Tabla 3.3. Fórmulas estadísticas utilizadas en el cálculo de los parámetros de tamaño de granos. f es la frecuencia en porcentaje, m es el punto medio de cada intervalo de clase en unidades métricas (m_m) o ϕ (m_ϕ); σ_x y ϕ_x son diámetros de grano, en unidades métricas o ϕ respectivamente, en el valor de percentil acumulado de x . Tomado de Blott (2000), programa GRADISTAT.	77
Tabla 3.4. Escala de tamaño de grano adaptada en el programa GRADISTAT, modificada de Udden (1914) y Wentworth (1922). Tomado de de Blott (2000), programa GRADISTAT.	77
Tabla 3.5. Modelos de Elevación Digital utilizados para estudio de los glaciares.....	80
Tabla 4.1 Tabla resumen de variaciones multianuales (5, 10, 15 y 20 años) por medio de las metodologías de área normalizada y de la línea de flujo media para el Glaciar Pio XI en su frente sur – Fiordo Eyre. Ver detalle en ANEXO D.....	103
Tabla 5.1. Tabla resumen de variaciones multianual (5, 10, 15 y 20 años) por medio de las metodologías de área normalizada y de la línea de flujo media para el Glaciar Amalia. Ver detalle en ANEXO G.....	156
Tabla 10.1. Muestras para ^{210}Pb obtenidas de la sección <i>techo</i> de ambos testigos (fiordos Eyre y Amalia).....	236
Tabla 10.2. Imágenes satelitales utilizadas para Glaciar Pio XI. MSI: Multispectral Instrument. OLI: Operational Land Mapper. ETM+: Enhanced Thematic Mapper. TM: Thematic Mapper. MSS: Multispectral Scanner. USGS: United States Geological survey. GLOVIS: Global Visualization Viewer. Imágenes Landsat ETM+ y OLI tienen una resolución de 15 m en su banda pancromática.....	237
Tabla 10.3. Datos bibliográficos utilizados para los márgenes del Glaciar Pio XI.	238
Tabla 10.4. Imágenes satelitales utilizadas para Glaciar Amalia. MSI: Multispectral Instrument. OLI: Operational Land Mapper. ETM+: Enhanced Thematic Mapper. TM: Thematic Mapper. MSS: Multispectral Scanner. USGS: United States Geological survey. GLOVIS: Global Visualization Viewer. Imágenes Landsat ETM+ y OLI tienen una resolución de 15 m en su banda pancromática.....	239
Tabla 10.5. Variación de área en la zona de ablación del Glaciar Pio XI. La diferencia corresponde a la variación de superficie entre dos años consecutivos.	240
Tabla 10.6. Variación de área del frente principal sur del Glaciar Pio XI. La variación corresponde a la distancia de retirada del glaciar en el frente, que resulta de la división de la diferencia de área (ganada-perdida) por el ancho del canal entre el rango establecido.....	241
Tabla 10.7. Variación de área del frente principal norte del Glaciar Pio XI. La variación corresponde a la distancia de retirada del glaciar en el frente, que resulta de la división de la diferencia de área (ganada-perdida) por el ancho del canal entre el rango establecido.....	242
Tabla 10.8. Variación frontal de la línea de flujo media del Glaciar Pio XI en el frente sur – Fiordo Eyre.....	243
Tabla 10.9. Variación de área en la zona de ablación del Glaciar Amalia. La diferencia corresponde a la variación de superficie entre dos años consecutivos.	246

Tabla 10.10. Variación de área del frente principal del Glaciar Amalia. La variación corresponde a la distancia de retirada del glaciar en el frente, que resulta de la división de la diferencia de área (ganada-perdida) por el ancho del canal entre el rango establecido.	247
Tabla 10.11. Variación frontal de la línea de flujo media del Glaciar Amalia.....	249

1. INTRODUCCIÓN

Esta memoria de título se desarrolla en el marco del proyecto “Geoformas submarinas y procesos sedimentarios en los ambientes glaciomarininos de fiordos en la región de los Campos de Hielo sur”, cuyos datos de terreno fueron obtenidos en Octubre de 2017 a bordo del Buque AGS 61 “Cabo de Hornos” financiado vía el concurso Crucero de Investigación Marítima en Áreas Remotas (CIMAR 23), organizado por el Comité Oceanográfico Nacional (CONA) y el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA), el cual tenía como destino recorrer aguas de plataforma continental interior y fiordos que dan acceso a Campos de Hielo sur en Chile.

En la Zona Austral de Chile, en los Andes Patagónicos, entre los 46°30’S y 51°30’S se localiza la región de Campos de Hielo Patagónicos, en los cuales se encuentran las masas de hielo templadas más grandes del hemisferio sur (Rignot *et al.*, 2003; Rivera *et al.*, 2012). Dentro de esta zona se extienden los Campos de Hielo norte (46°35’S - 47°35’S), con una extensión de 4.200 km², y Campos de Hielo sur (48°20’S - 51°30’S), que tiene un área aproximada de 14.151 km² (Aniya *et al.*, 1997; Martínez & Coronato, 2008; Rivera, 2018).

Se ha observado que muchos de los glaciares de Campos de Hielo sur (CHS) han retrocedido de manera consistente en las últimas décadas (Aniya *et al.*, 1997; Rignot *et al.*, 2003). Y algunos autores (Masiokas *et al.*, 2009; Post *et al.*, 2011; Rivera *et al.*, 2012; Dowdeswell & Vásquez, 2013), proponen que este retroceso ocurre desde una posición terminal asociada a un último máximo glacial del que se tiene registro, conocido como “Pequeña Edad de Hielo” (o “*Little Ice Age*”, LIA por sus siglas en inglés), la que habría ocurrido entre los siglos XVI y XIX. Este adelgazamiento y retroceso de los glaciares se podría explicar por el aumento de la temperatura y/o disminución de las precipitaciones asociadas a los cambios recientes en el clima regional.

Como se ha mencionado, los glaciares en Patagonia se nutren de sistemas climáticos de latitudes medias, caracterizados por abundantes precipitaciones, gradiente pronunciado de balance de masa y altas velocidades en los frentes de los glaciares (Glasser *et al.*, 2004), lo que crea un sistema glaciar dinámico, sensible al cambio climático. Considerando el retroceso generalizado de CHS, con tasas variables pero significativas, el balance de masa de estos es negativo, así como también los cambios de espesor detectados, donde el factor climático es probable que sea la principal causa que explica estos procesos (Rivera *et al.*, 2000).

Si bien es cierto que el clima es una condición importante al evaluar la dinámica de los glaciares, esto es solo válido si los glaciares responden directamente a este en una escala de tiempo establecida. Algunos glaciares, como el Glaciar Pio XI, uno de los glaciares en los que se centra este estudio, exhibe un avance desde 1945 (Wilson *et al.*, 2016), contrario al patrón regional de retroceso. De todas formas, es necesario comprender la evolución de los cuerpos de hielo asociada al cambio climático, para predecir posibles cambios en el futuro.

Los glaciares de marea o “*tidewater*”, cuyo frente se encuentra en el mar, se ven afectados por el proceso de fusión por la transferencia de calor entre agua-hielo, debido al contacto directo de los frentes glaciares con las masas de agua de mar relativamente cálidas (Alley *et al.*, 2016); y por procesos de *calving*, que transfieren rápidamente la masa de los glaciares a las fuentes de agua formándose témpanos de hielo o *icebergs* (Van der Veen, 2002). Es por esto que es importante analizar los procesos que interactúan en la zona de contacto entre el mar y los glaciares, llamada “ambiente glaciomarino”, donde el estudio de ésta podría entregar indicios de la historia del cambio climático, el comportamiento de los glaciares y sus correlaciones climáticas y oceanográficas (Rodrigo, 2013).

Las secuencias sedimentarias del subfondo marino que se encuentran en el ambiente glaciomarino, pueden registrar las fluctuaciones de los glaciares, mostrando las interacciones entre el clima, glaciología y oceanografía (DaSilva *et al.*, 1997; Kilian & Lamy, 2012), por lo que se hace importante también relacionar el conocimiento del ambiente glaciomarino y los procesos sedimentarios asociados, para así contribuir a comprender la evolución de los glaciares, en especial de los frentes de estos en la zona de los fiordos. Por otro lado, se han realizado pocos estudios sedimentológicos o de los procesos glaciomarinos que influyen en la sedimentación de los fiordos de Chile (Dowdeswell & Vásquez, 2013).

Respecto a la geomorfología submarina, en la zona de fiordos se han realizado pocos estudios. Principalmente se han utilizado datos de batimetría monohaz y de perfilador de subfondo de 3,5 kHz y pocos de batimetría multihaz de alta resolución, para así caracterizar algunos de los procesos sedimentarios y glaciológicos que se dan en el ambiente glaciomarino.

En CHS se encuentran geoformas submarinas glaciales como lineamientos glaciales, morrenas, marcas por icebergs (Dowdeswell & Vásquez, 2013), y estructuras producidas por corrientes de turbidez y canales de flujos sedimentarios, como deltas glacifluviales y fluviales, y canales de turbidez, los cuales serían sitios activos de transferencia de detritos (Dowdeswell *et al.*, 2016). Además, también es posible encontrar depósitos morrénicos que podrían asociarse a algún avance glacial pasado, como por ejemplo el propuesto por algunos autores que habría ocurrido durante la LIA (Glasser *et al.*, 2004). Según estudios batimétricos de Rosenbluth y otros (1997), existen evidencias de extensión durante el tiempo moderno, donde al sur de los 41°S prevalecía un periodo de enfriamiento desde los años 50 y 70, pero en el último tiempo ha ocurrido un claro y fuerte retroceso debido a las altas temperaturas del aire y de las masas de agua.

Además de las geoformas submarinas, los sedimentos de grano fino que llenan las cuencas submarinas profundas típicas de fiordos cavados por glaciares también entregan información sobre los cambios ambientales y las fluctuaciones de los glaciares, desde el tiempo de mayor deglaciación regional, que siguió al “Último Máximo Glacial” (UMG o por su sigla en inglés LGM, “*Last Glacial Maximum*”) hace unos 18.000 años (Glasser *et al.*, 2012; García *et al.*, 2016).

En este trabajo de memoria se estudiarán los registros sedimentarios y morfológicos de los fiordos de los Glaciares Amalia y Pio XI, con el fin de identificar los distintos depósitos que se originan de acuerdo con las dinámicas de los glaciares en estudio.

1.1 Ubicación y zona de estudio

La zona de estudio se encuentra en la Cordillera de los Andes del sur en la Región de Magallanes, Chile, donde se definen dos áreas ubicadas al oeste de Campos de Hielo sur ($48^{\circ}20'S - 51^{\circ}30'S$): la cuenca del Glaciar Pio XI al norte y la cuenca del Glaciar Amalia al sur (Figura 1.1).

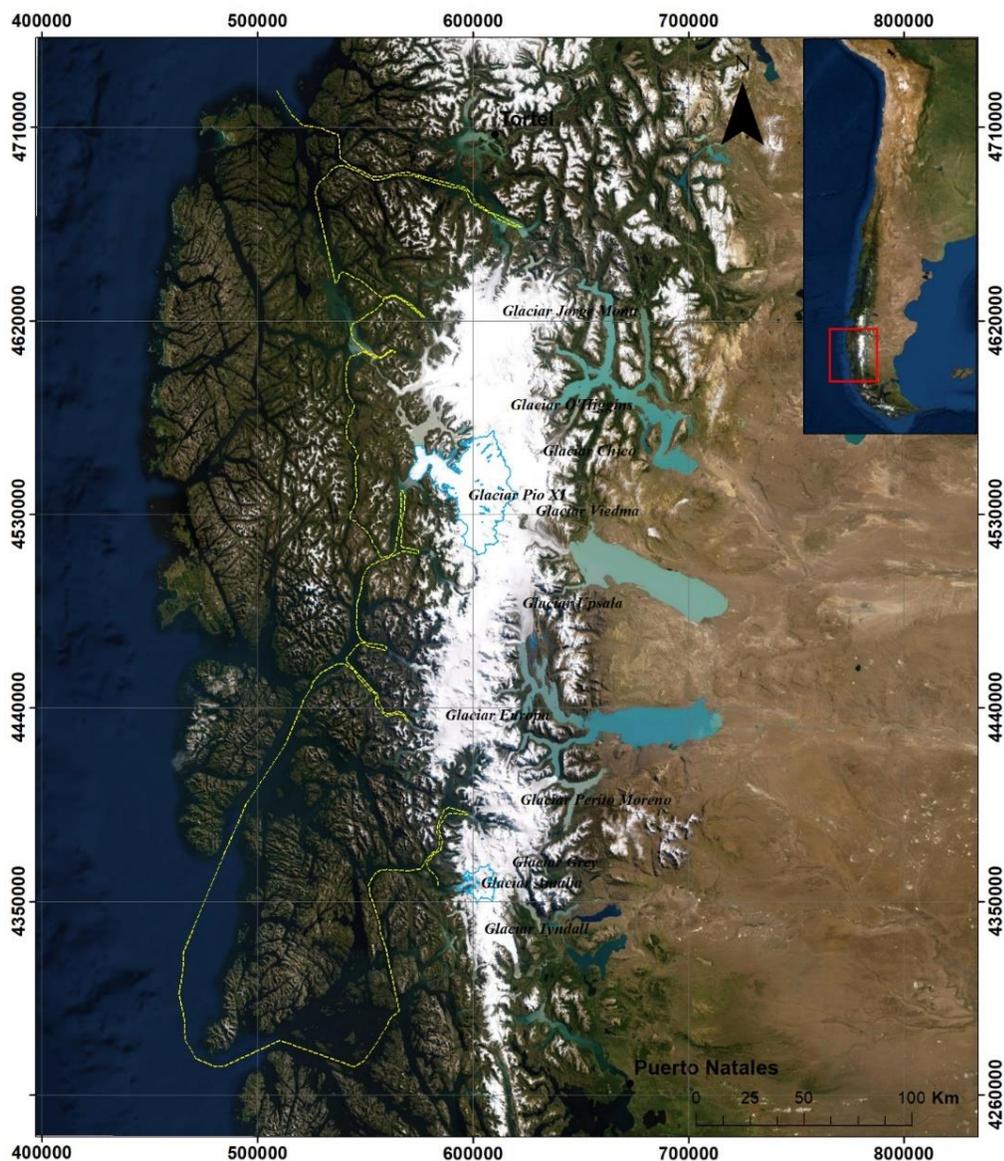


Figura 1.1. Campos de Hielo sur. En línea punteada amarilla ruta realizada por CIMAR23. En polígonos celestes glaciares en estudio. Imagen de base *Basemap* de *Arcgis 10.4* (2019).

Accesos

El acceso al área de estudio es complejo debido a la geografía, al clima de la zona y a los costos operacionales. Para llegar se debe tomar transporte marítimo. En el contexto del proyecto que enmarca CIMAR23, se realizó el viaje en el Buque AGS 61 “Cabo de Hornos” desde la ciudad de Valparaíso hacia la zona Austral de Chile recorriendo la plataforma continental interior y adentrándose a los fiordos que permiten el acceso a los glaciares de estudio. En la Figura 1, en la línea punteada amarilla, se observa el recorrido del buque por CHS, el cual fue en sentido de norte a sur, para adentrarse por los fiordos y llegar a los glaciares de estudio, los cuales se encuentran enmarcados en polígonos celestes.

Glaciar Pio XI

El Glaciar Pio XI, también conocido como Glaciar Brügger o Ana María, se ubica en el Parque Nacional Bernardo O’Higgins a los $49^{\circ}13'S$, $74^{\circ}W$ cubriendo un área de 1304 km^2 en 2018 (Rivera, 2018), siendo el más grande de CHS (Figura 1.2). Se encuentra cercano a Puerto Edén y a la Provincia de Última Esperanza.

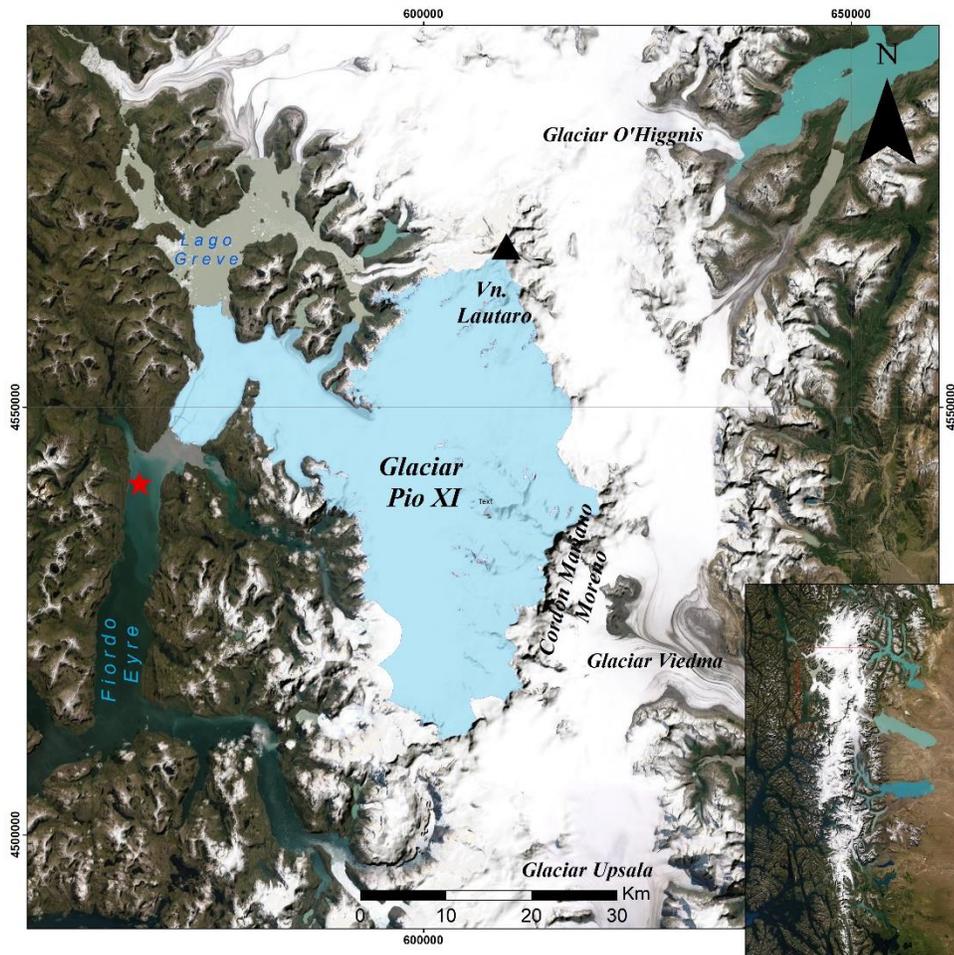


Figura 1.2. Glaciar Pio XI en polígono celeste. En estrella roja ubicación de testigo de sedimento obtenido de CIMAR23. Imagen de base *Basemap* de *Arcgis 10.4* (2019).

La cabecera de este glaciar colinda en su límite norte con el Volcán Lautaro, el cual separa también los glaciares O'Higgins y Lautaro. Hacia el sur, por el límite este, se encuentra el Cordón Mariano Moreno, que separa el Glaciar Pio XI del Glaciar Viedma que da hacia el este. Por el sur y sureste, colinda con los glaciares Upsala y Trinidad. El glaciar presenta dos frentes principales, un frente norte que desagua en el Lago Greve y un frente sur que llega al Fiordo Eyre.

Glaciar Amalia

El Glaciar Amalia se ubica $50^{\circ}56'S$, $73^{\circ}40'W$ (Figura 1.3), siendo parte del Parque Nacional Bernardo O'Higgins en la Región de Magallanes, tiene una superficie de $165,059 \text{ km}^2$ para el año 2018 (CECs, 2018). Hacia el oeste descarga en el Fiordo Amalia y hacia el sur se encuentra el Volcán Reclus. Por el este limita con los glaciares Grey y Pingo. Por el sur con el Glaciar Tyndall y por el norte con el Glaciar Asia.

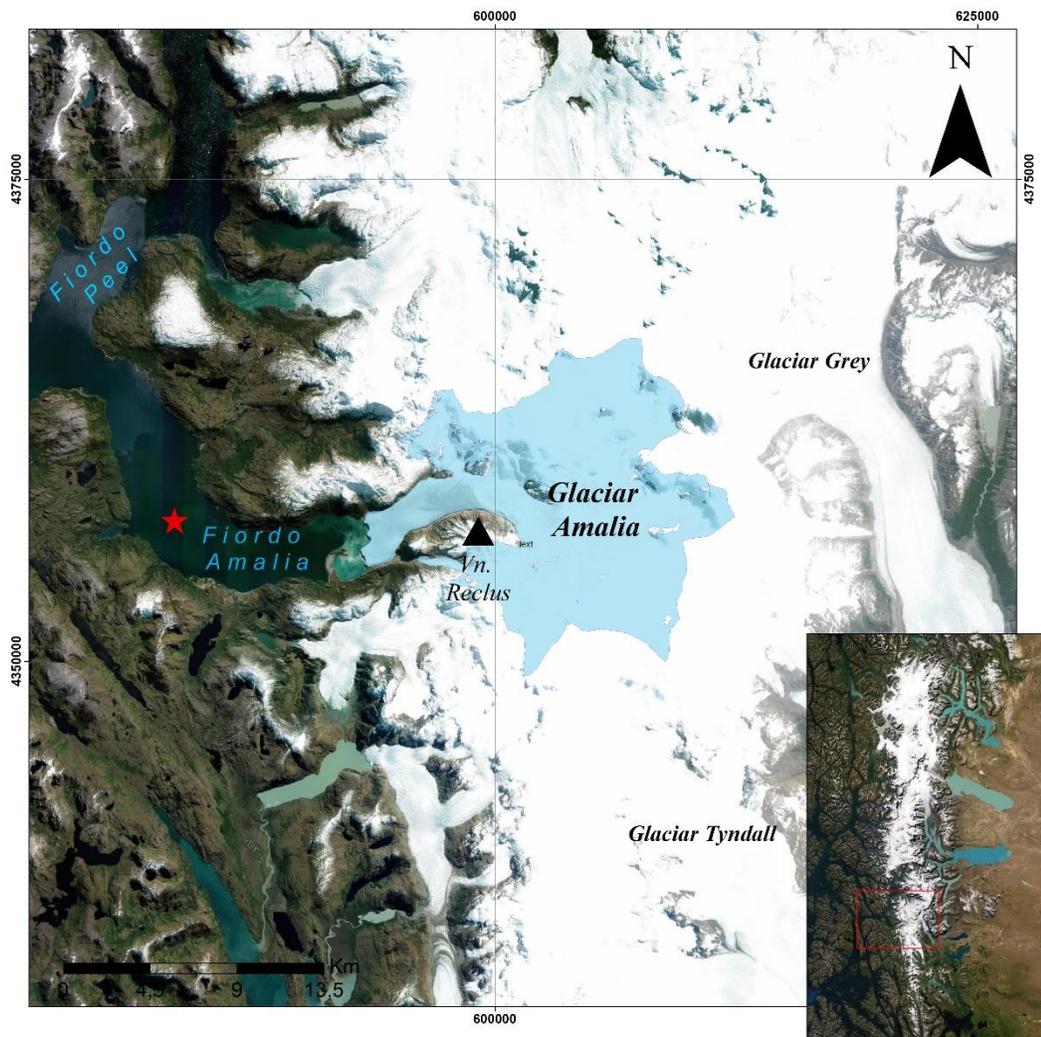


Figura 1.3. Glaciar Amalia en polígono celeste. En estrella roja ubicación de testigo de sedimento obtenido de CIMAR23. Imagen de base Basemap de Arcgis 10.4 (2019).

1.2 Hipótesis de trabajo

El registro sedimentario y morfológico del ambiente glaciomarino de los glaciares Pio XI y Amalia, refleja las dinámicas de avance y retroceso que caracteriza a estos glaciares, respectivamente, a escalas de tiempo de decenas a centenas o miles de años.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Determinar si la dinámica de los glaciares Pio XI y Amalia, marcadamente distinta entre ambos, ha quedado registrada en los sedimentos y caracteres geomorfológicos de sus ambientes proglaciares. Se espera contribuir al entendimiento de la evolución glaciológica de Campo de Hielo sur y de la Patagonia y su relación con cambios climáticos regionales.

1.3.2 Objetivos específicos

i. Reconocer la evolución reciente de los glaciares en estudio y patrones glaciodinámicos. Por medio de la determinación de variaciones frontales y de las áreas de ablación de los glaciares en escala interdecadal, durante la segunda mitad del XX hasta la fecha.

ii. Comprender el ambiente depositacional y variaciones de sucesiones sedimentarias en los fiordos, por medio de la reconstrucción de la evolución glacial y los procesos sedimentarios que se presentan en ellos, a través de la identificación de unidades sedimentarias en testigos de sedimentos.

iii. Establecer la evolución y dinámica del *grounding line*, por medio de la identificación de geoformas subaéreas y submarinas.

iv. Reconocer relaciones en el ambiente glaciomarino entre las dinámicas recientes de los glaciares, las unidades sedimentarias y geoformas reconocidas.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Marco geológico regional

2.1.1 Antecedentes tectónicos

La zona de estudio se encuentra en los Andes del sur Chileno (39°S), un segmento de la Cordillera en el margen oeste de Sudamérica que se ve afectado por la subducción continua de una dorsal oceánica desde el Jurásico tardío (Hervé, F. *et al.*, 2007). En este margen activo se encuentra el Punto Triple Chileno (PTC), actualmente a los 46°30'S, punto desde el cual comienza un segmento muy distinto de los Andes (Ramos & Ghiglione, 2008), el cual coincide con la terminación de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y que está definido por la subducción de dos placas bajo la placa Sudamericana (Figura 2.1): la placa de Nazca por el norte y la Antártica por el sur, separadas por el *Ridge* Oceánico activo de Chile (Espinoza *et al.*, 2005; Adriasola *et al.*, 2006; Corbella & Lara, 2008; Ramos & Ghiglione, 2008; Georgieva, V. *et al.*, 2016), el cual colisiona, en un ángulo aproximado de 20°, con la fosa Perú-Chilena cerca de la Península de Taitao (D'Orazio *et al.*, 2003).

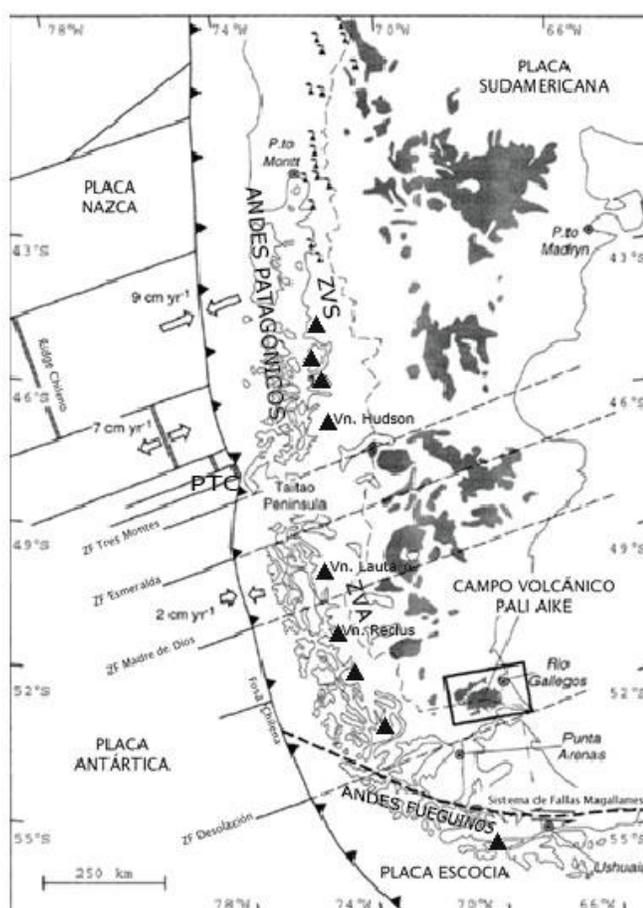


Figura 2.1. Configuración geotectónica de Sudamérica. Se presentan zonas de fractura (ZF) de las placas oceánicas, el *Ridge* de Chile, la Fosa de Chile, volcanes activos de la Cordillera Andina, el Sistema de Fallas de Magallanes. Movimiento relativo de las placas de Gripp y Gordon (1990). Modificado de D'Orazio *et al.*, 2000.

Producto de esto, al sur del PTC, la Cordillera pierde su continuidad existiendo un gap volcánico de 350 km de largo que separa la Zona Volcánica sur y la Zona Volcánica Austral de la Cordillera de los Andes. En este sector de los Andes se produce un alzamiento durante el Neógeno y la formación de la Faja Plegada y Corrida de la Patagonia (D’Orazio *et al.*, 2000).

La convergencia de las placas de Nazca y Antártica y los movimientos transcurrentes entre las placas de Escocia y Sudamericana (Figura 2.1) han provocado la evolución geodinámica al sur de Sudamérica desde el Cenozoico, formando la Faja Plegada y Corrida Patagónica del Cretácico-Neógeno; zonas de falla como el sistema de falla Magallanes-Fagnano, la cual es una falla activa de rumbo sinistral, que ha generado eventos desde al menos el Oligoceno (N. F. Glasser & Ghiglione, 2009), extendiéndose desde el Atlántico hasta el Pacífico y que forma el borde entre las placas Sudamericana y Escocia (Figura 4); y más al oeste el arco magmático del Mesozoico al Presente (D’Orazio *et al.*, 2000; Isla & Bujalesky, 2008; Perucca & Bastias, 2008).

En Campos de Hielo sur las estructuras geológicas de primer orden corresponden a fallas de rumbo que llegan a tener cientos de kilómetros de largo, como la Falla Magallanes-Fagnano. Existen también claros lineamientos de hasta ~10 km de largo, de estos la mayoría tienen un azimut entre 0° y 80°, con un promedio de ~36°, y se presentan otros más oblicuos de ~120° (Glasser & Ghiglione, 2009). Por otro lado, es sobresaliente el cambio progresivo en el rumbo de los Andes Patagónicos orientado de N-S hacia el norte, terminando al extremo sur en los Andes Fueguinos con una tendencia ESE-WNW, lo cual fue producto de los episodios de subducción oblicua durante el Cretácico-Cenozoico Tardío que causaron una deformación de deslizamiento de rumbo (Perucca & Bastias, 2008; Glasser & Ghiglione, 2009).

La Patagonia evolucionó sobre un antiguo basamento, un remanente de Gondwana. Durante el Paleozoico, el margen oeste del basamento sufrió una retención debido a las fuerzas occidentales, formando un relieve positivo. En las depresiones se depositaron paquetes sedimentarios y volcánicos gruesos, continentales y marinos durante el Mesozoico y Cenozoico (Coronato, A. *et al.*, 2008; Martínez & Coronato, 2008), mientras que en el Cretácico se desarrolló un arco magmático al oeste del margen sudamericano (Corbella & Lara, 2008). Durante el Paleógeno-Neógeno, la orogenia Andina formó la Cordillera Andina, donde los Andes Patagónicos se encuentran en la parte más sur de ésta (Coronato, A. *et al.*, 2008).

En los Andes Patagónicos se han distinguido tres etapas de evolución tectónica durante el Ciclo Andino: (1) la extensión regional del Jurásico Medio al Tardío; (2) la subsidencia termal del Cretácico Temprano al medio; y (3) la inversión tectónica del Cretácico Tardío al Presente, con el desarrollo de una cuenca de antepaís y la Faja Plegada y Corrida (Charrier *et al.*, 2007).

La evolución de la Cordillera Patagónica ocurrió al oeste del Terrane Patagonia y estaba inicialmente asociado con el desarrollo de la cuenca de antearco Patagónica durante el Jurásico tardío al Cretácico Temprano. Luego el área se transformó en una cuenca de antepaís. Existió una extensión tectónica generalizada evento seguido de un evento volcánico silíceo durante el

Jurásico Medio al Tardío. Posterior a esto, se desarrolló una cuenca extensional oceánica al sur de los 50° S durante el Cretácico Temprano (Charrier *et al.*, 2007).

En esta zona se definen dos subregiones de acuerdo con las estructuras presentes: (a) la Patagonia Andina, compuesta de cadenas montañosas producto de la actividad plutónica y volcánica y al plegamiento del Paleógeno-Neógeno; (b) y la Patagonia extra-Andina, que presenta mesetas con depresiones y valles fluviales, resultado del relleno sedimentario y volcánico del Mesozoico y Cenozoico. La actividad volcánica que comenzó en el Triásico se desarrolló durante el Jurásico con la formación de ignimbritas riolíticas que cubrieron gran parte de la zona (Corbella & Lara, 2008; Coronato, A. *et al.*, 2008). Durante el Mioceno gran parte de la ladera occidental de la Cordillera Patagónica fue sometida a una erosión extrema debido a la sombra orogénica (*rain shadow*), lo que erosionó profundamente el arco magmático, exponiendo el Batolito Patagónico, el cual resultó del conjunto de plutones relacionados a la subducción desde el Jurásico Tardío hasta el Neógeno y que es prácticamente la columna vertebral de los Andes Patagónicos (Hervé, F. *et al.*, 2007; Hervé, F. *et al.*, 2008; Ramos & Ghiglione, 2008). Por otro lado, se encuentran canales marinos y fiordos, producto de la erosión de los glaciares del Pleistoceno durante el último millón de años, en particular, durante el LGM (Coronato, A. *et al.*, 2008).

2.1.2 Antecedentes morfoestructurales

La provincia de Magallanes se divide en cuatro regiones geomorfológicas. De oeste a este: (1) el Archipiélago Patagónico, que incluye las islas del Pacífico; (2) los Andes Patagónicos (Cordillera Principal); (3) el Cordón de Piedemonte Andino, que corresponde al alto techoográfico al este y norte de la Cordillera Principal y que forma varias cumbres paralelas menores, además su extremo oriental coincide con el límite Cretácico-Neógeno; y (4) la pampa o la Estepa Magallánica, que se extiende desde el este y norte del Cordón de Piedemonte hasta el Océano Atlántico (Natland *et al.*, 1974).

A lo largo de la Patagonia del sur, al sur del Golfo de Penas (47°S), se distinguen 5 unidades morfoestructurales (Figura 2.2), de las cuales 3 se encuentran en territorio chileno (Natland *et al.*, 1974):

(1) El Archipiélago o Cordillera del Archipiélago, una cadena de islas a lo largo de la Costa del Pacífico hasta el sur de Cabo de Hornos. Se puede considerar la continuación de la Cordillera de la Costa hacia el sur, la cual se puede identificar claramente en la zona centro de Chile, la Isla de Chiloé o el Archipiélago de Chonos. Está constituida de rocas dioríticas, rocas sedimentarias Paleozoicas y algunos esquistos micáceos. También se puede encontrar rocas ofiolíticas y basálticas en la parte más al sur del archipiélago en la Isla Hoste (Natland *et al.*, 1974).

(2) La Cordillera Patagónica o Principal, se extiende como una cadena montañosa al este del Archipiélago que llega casi hasta el Estrecho de Magallanes. En esta zona cambia su tendencia

N-S a ESE-WNW, donde es cortada por el mar en varios sectores. Continúa a lo largo de distintas islas, desde la Isla Santa Inés hasta la Cordillera de Darwin, siguiendo a la parte suroeste de Tierra del Fuego hasta la Isla de los Estados, el extremo de Sudamérica (Natland *et al.*, 1974; Diraison *et al.*, 2000). En gran parte se encuentran rocas volcánicas Jurásicas, paquetes sedimentarios del Cretácico siendo intruidos por ofiolitas, granitos, dioritas y extrusiones del Plioceno-Holoceno (Natland *et al.*, 1974).

(3) La Cuenca de Magallanes, corresponde a un rasgo estructural que se encuentra entre la Cordillera Principal y Río Chico en Argentina. Se extiende por casi todo el sur de la Patagonia (47°- 55° S), cubre parte de la provincia de Magallanes en Chile y parte de las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego en Argentina. Por el oeste y sur está limitada por los Andes Patagónicos, por el este por la Costa Atlántica a lo largo de cerca de 150 km, y por el norte la encierra el Arco de Río Chico, Argentina (Natland *et al.*, 1974). Contiene secuencias volcánicas Jurásicas, secciones volcanosedimentarias y sedimentarias marinas y continentales del Jurásico al Neógeno, las cuales componen la Faja Plegada y Corrida Patagónica (Natland *et al.*, 1974; Diraison *et al.*, 2000; Charrier *et al.*, 2007).

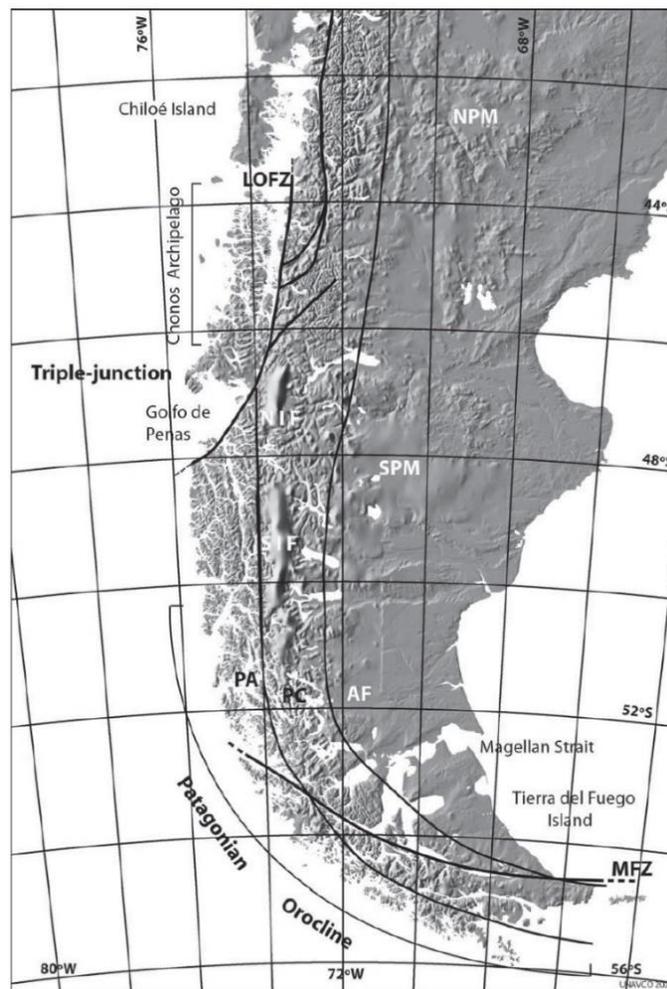


Figura 2.2. Modelo de elevación digital de los Andes Chilenos al sur de los 42° S con las principales características geográficas, tectónicas y morfoestructurales. Abreviaciones: AF, Antepaís Andino; LOFZ, Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; MFZ, Zona de Falla Magallanes; NIF, Campos de Hielo norte; PA, Archipiélago Patagónico; PC, Cordillera Patagónica; SIF, Campos de Hielo sur. Tomado de Charrier *et al.* (2007).

2.1.3 Principales unidades geológicas

Los Andes Patagónicos son un cordón montañoso relativamente bajo que está constituido principalmente por el Batolito sur Patagónico (BSP) del Mesozoico-Cenozoico (Hervé, F. *et al.*, 2008). El basamento regional se caracteriza por secuencias *flysch* o material fisible Paleozoico Medio a Tardío, donde se presentan facies sedimentarias no metamórficas y de bajo grado. Se encuentran también rocas volcánicas dacíticas, riolíticas y escasas andesitas, formando secuencias gruesas del Jurásico tardío, sobreyaciendo secuencias de gravas (Corbella & Lara, 2008; Coronato, A. *et al.*, 2008).

Secuencias Sedimentarias

Formaciones La Paciencia, Río Jackson y Vicuña (Jurásico Superior – Cretácico Inferior): Secuencias sedimentarias marinas litorales o plataformales como calizas, lutitas, areniscas calcáreas, areniscas y coquinas (SERNAGEOMIN, 2003).

Formación Erezcano/Zapata (Cretácico Inferior): Dominada por lutitas bioturbadas y limolitas de color gris oscuro a negro finamente estratificadas, intercaladas con areniscas que sobreyacen concordantemente a la Fm. Tobífera. Presenta pirita diseminada en lutitas, indicando ambiente anóxico de depositación (SERNAGEOMIN, 2003).

Formación Cerro Toro (Cretácico Superior): Secuencia sedimentaria marina, compuesta de intercalaciones de pelitas gris oscuro y areniscas muy finas que presentan lentes de conglomerados. Representa un complejo de sucesiones turbidíticas que se depositó en la Cuenca de Magallanes (SERNAGEOMIN, 2003; Anguita, 2010).

Secuencias volcánicas

La Patagonia Austral se encuentra dentro de la Zona Volcánica Austral (AVZ), donde hay una cadena de volcanes que han estado activos desde el LGM y se pueden identificar extensas capas de tefra. El volcanismo en esta zona comienza durante el Triásico y se desarrolla durante el Jurásico, emplazándose extensas ignimbritas riolíticas (Corbella & Lara, 2008). Entre los 49° y 56°S se encuentran 6 estratovolcanes del pleistoceno-holoceno, dentro de los cuales se encuentran los volcanes Lautaro y Reclus pertenecientes a las áreas de estudio.

Formación Ibañez (Jurásico): rocas volcánicas piroclásticas ácidas, dacíticas a riolíticas, lavas andesíticas e intercalaciones sedimentarias, que se encuentran en disconformidad sobre el EAMC (Faúndez, V., *et al.* 2002; SERNAGEOMIN, 2003).

Formación Tobífera (Jurásico): Corresponde a una zona volcánica silíceo Jurásica de la Patagonia (Hervé *et al.*, 2007). Está compuesta de secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias, ignimbritas riolíticas a dacíticas, tobas soldadas, lavas andesíticas con intercalaciones menores sedimentarias marinas hacia el lado argentino de la cuenca (limolitas marinas), presentes en la Cordillera Patagónica (Natland *et al.*, 1974; SERNAGEOMIN, 2003; Charrier *et al.*, 2007). Sobreyace de forma discordante al basamento metamórfico Paleozoico (Faúndez *et al.*, 2002; Hervé *et al.*, 2007).

Complejos ofiolíticos Sarmiento y Tortuga (Jurásico-Cretácico): Consiste en gabros, diabasas y basaltos almohadillados que se encuentran en la Cordillera Patagónica (SERNAGEOMIN, 2003; Charrier *et al.*, 2007).

Estratovolcanes y complejos volcánicos (Cuaternario): lavas basálticas a riolíticas, domos y depósitos piroclásticos andesítico-basálticos a dacíticos. Se encuentran en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, como en los volcanes Lautaro y Monte Burney (SERNAGEOMIN, 2003).

Rocas metamórficas

Complejo Metamórfico Oriental de los Andes (EAMC por su sigla en inglés) o Complejo Metamórfico Oriental de Magallanes (Devónico-Carbonífero): Corresponde al basamento Paleozoico expuesto, que está compuesto principalmente de sucesiones de turbiditas polideformadas, metaareniscas, filitas y en menor proporción, mármoles, cherts, metabasitas y metaconglomerados; además se presentan metaturbiditas con facies de *mélange* (Faúndez, V. *et al.*, 2002; SERNAGEOMIN, 2003; Hervé, F. *et al.*, 2008; Ramos & Ghiglione, 2008). Se depositó en un entorno de margen continental pasivo (Faúndez, V. *et al.*, 2002; Hervé, F. *et al.*, 2008). Aflora al este del Batolito Patagónico, entre el Lago General Carrera y el norte de Campos de Hielo sur (Figura 2.3 y 2.5). Las metaturbiditas deformadas están compuestas de areniscas gris claro a lutitas negras intercaladas rítmicamente, a escala de milímetros a metros. Cercano al contacto con el BSP, hacia el oeste, presenta facies minerales de grado intermedio a bajo (facies de esquistos verde), en zona de clorita y clorita-biotita (Faúndez, V. *et al.*, 2002).

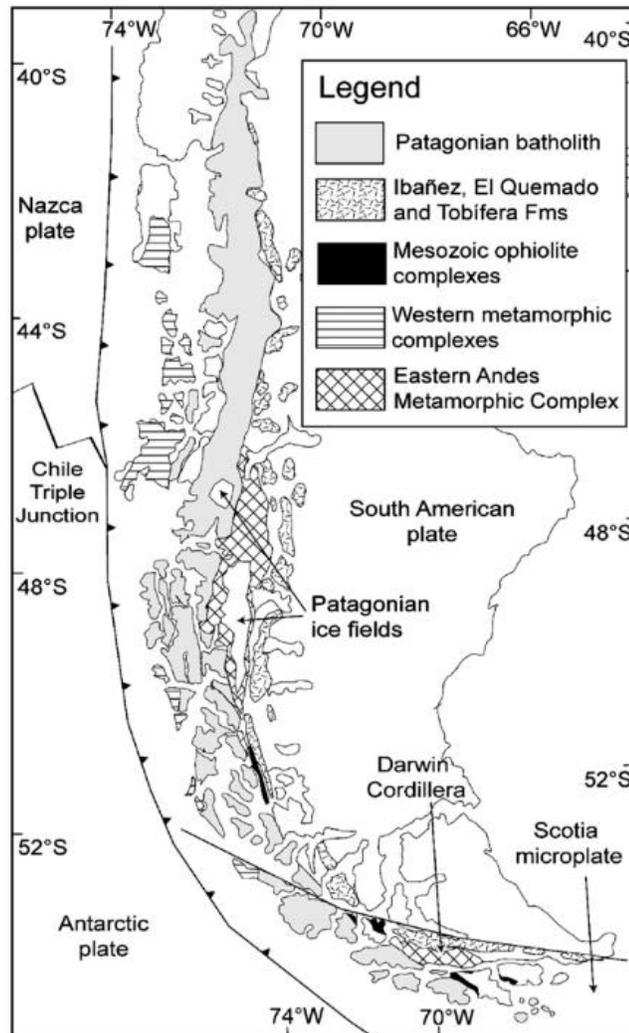


Figura 2.3. Mapa de extensión del Batolito sur Patagónico en los Andes Patagónicos. También se indican los complejos metamórficos a los cuales intruye el BSP, los complejos ofiolíticos Mesozoicos de la Cuenca de Rocas Verdes y la Formación Tobífera Jurásica Tardía. Tomado de Hervé *et al.* (2007).

Complejo Ígneo y Metamórfico de Puerto Edén (PEIMC por su sigla en inglés): Consiste en rocas metamórficas de grado medio a alto, de hace 150 Ma, migmatitas y rocas plutónicas, que surgen al este del BSP. Han evolucionado en entornos de zonas de subducción, donde se registra la acumulación de material basáltico del fondo oceánico (Faúndez, V. *et al.*, 2002; Hervé, F. *et al.*, 2008).

Complejo Duque de York (CDY): Metaturbiditas de muy bajo grado metamórfico asociadas a la zona de subducción y la cual aflora en los Archipiélagos de Madre de Dios y Diego de Almagro, al oeste del BSP. Incluye rocas sedimentarias, plutónicas y volcánicas depositadas en el margen continental activo (Faúndez, V. *et al.*, 2002). Este, junto a las unidades Calizas Tartlo y el Complejo Denaro, componen el Complejo Acrecionario Madre de Dios (CAMD). Su edad de máxima de depositación es de 234 Ma (edad U-PB en zircón detrítico; Thomson & Hervé, 2002).

Rocas intrusivas

Batolito sur Patagónico (Jurásico Superior- Mioceno Medio): Sus afloramientos comprenden desde los 47°S, a la latitud del PTC aproximadamente, hasta cerca de los 53°S (Figura 2.4 y 2.5). Corresponde al resultado de la subducción de la corteza del Océano Pacífico bajo la placa Sudamericana, siendo un conjunto de plutones relacionados a esta subducción desde el Jurásico tardío hasta el Neógeno (Hervé *et al.*, 2007). Durante el Jurásico Tardío se emplazaron cuerpos bimodales en el margen occidental de Gondwana, siendo uno de los episodios más intensos de magmatismo (Hervé *et al.*, 2007). Se encuentran monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas de biotita, piroxeno y hornblenda de los 157 ± 3 a los 142 Ma (Hervé *et al.*, 2007); granitos, granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita con edades entre 142 y 90 Ma; y granodioritas, dioritas y tonalitas del Mioceno, presentes también en el plutón de Torres del Paine y el Fitz Roy (SERNAGEOMIN, 2003; Ramos & Ghiglione, 2008). En este, las rocas plutónicas más antiguas intruyeron un terreno de antearco en un régimen extensional acompañado por volcanismo principalmente riolítico, además se sugiere que el magmatismo se inició primero en el sur, al norte del Estrecho de Magallanes, y luego se extendió hacia el norte (Pankhurst, 2000; Hervé *et al.*, 2007).

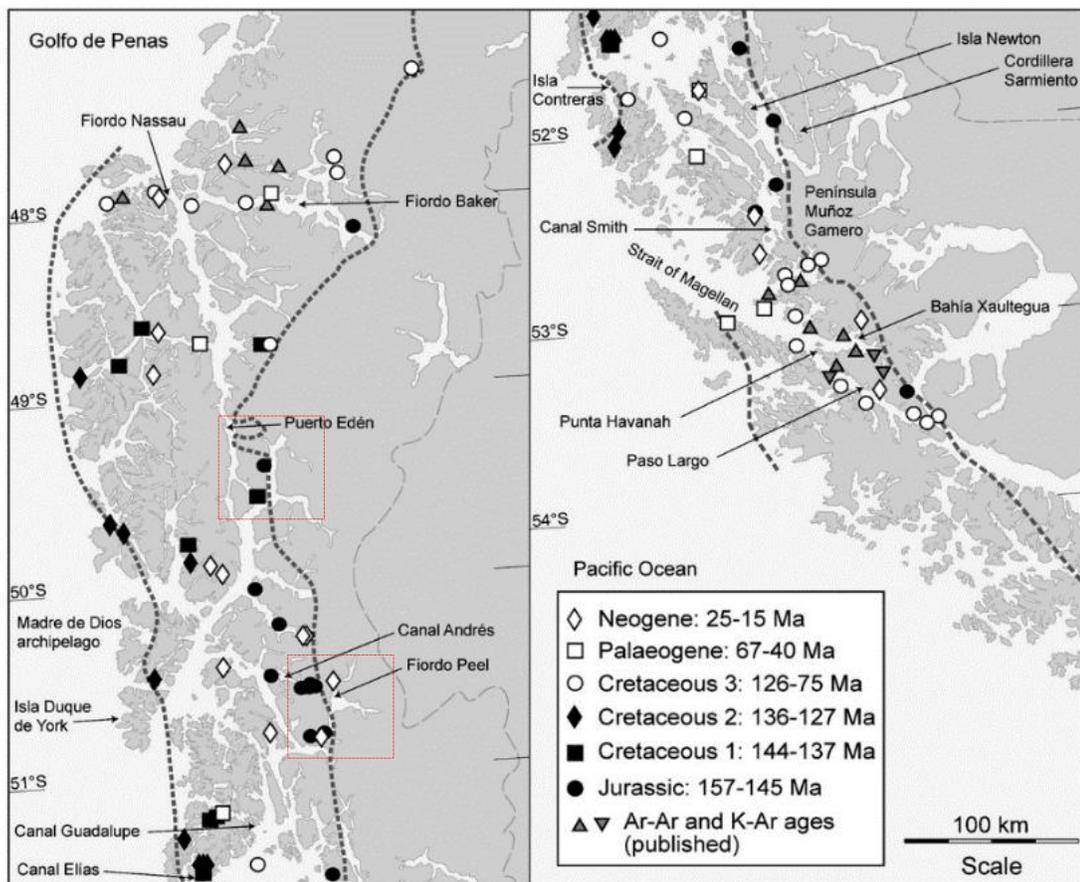


Figura 2.4. Distribución de edades obtenidas del Batolito sur Patagónico en estudio de Hervé *et al.* (2007). Se reconocen edades del Neógeno, Cretácico I y Jurásico para la zona de estudio (marcadas en cuadros rojos). Las del Jurásico solo se encuentran en el lado más este del SBP.

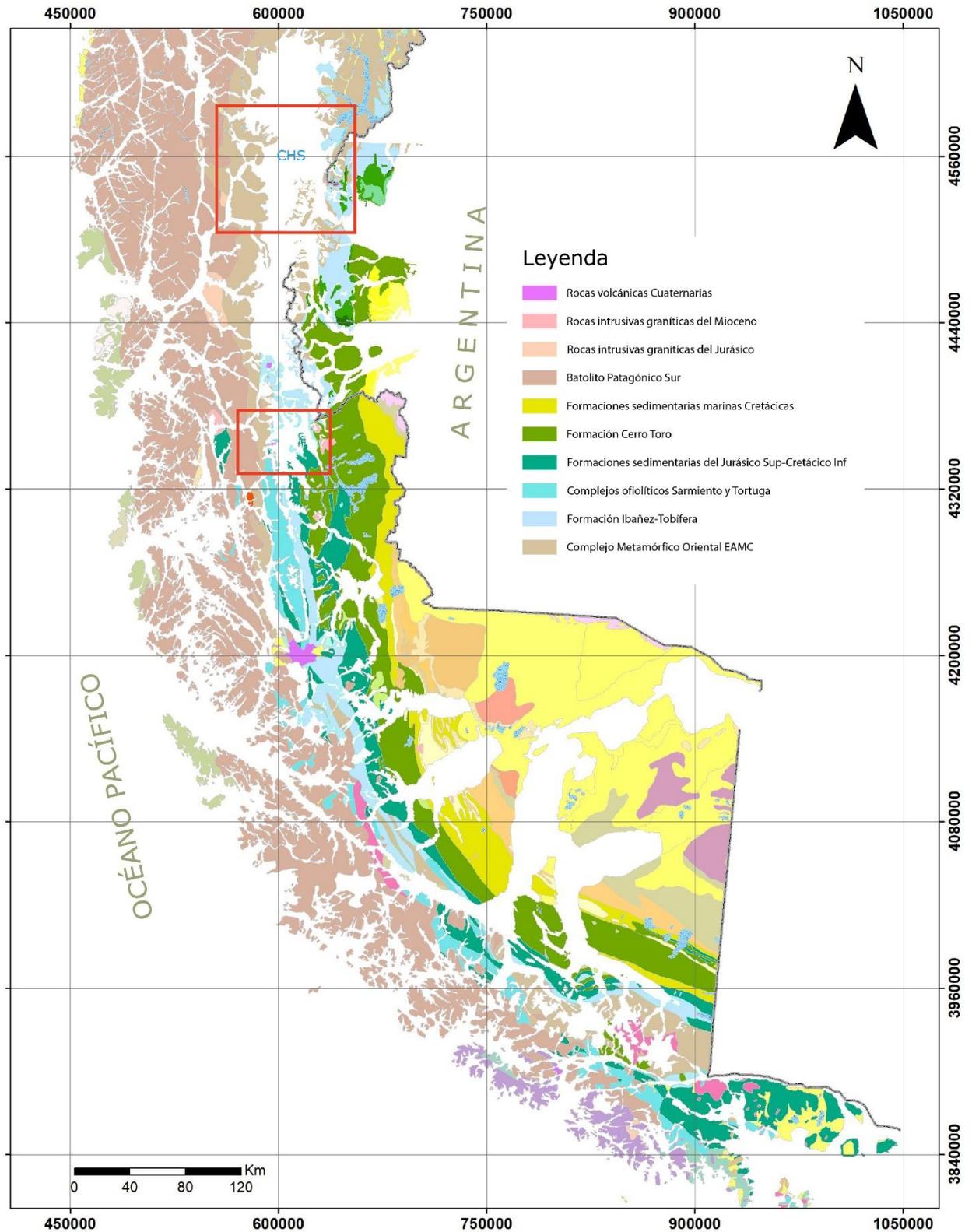


Figura 2.5. Mapa geológico del sur de los Andes del sur, en el sector chileno. Modificado del mapa geológico de Chile 1:1.000.000 digital del SERNAGEOMIN (2003), y de las cartas geológicas argentinas de El Chaltén y El Calafate de Giacosa *et al.* (2013) y Nullo *et al.* (2006), respectivamente. Se marcan en cuadros rojos las zonas de estudio.

2.2 Geología local

Las unidades presentes en las zonas de estudio comprenden edades que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. En esta área se puede destacar la presencia de cobertura volcánica del Plioceno-Holoceno y unidades de rocas Cenozoicas Pre-Tardías, además de la presencia de fallas hacia el oriente con dirección NW-SE, las cuales coinciden con la posición de lagos de origen glaciar (Lago O'Higgins-San Martín, Viedma y Argentino) (Perucca & Bastias, 2008).

Entre los 47°S y los 50°S se presentan principalmente rocas pertenecientes al basamento Paleozoico, al Batolito Patagónico sur y rocas sedimentarias marinas del Jurásico tardío al Paleógeno, que muestran una regresión marina gradual hacia un ambiente continental de la cuenca durante el Paleoceno (Coronato, A. *et al.*, 2008).

Al sur del PTC existe un gap volcánico, pero al sur del volcán Lautaro (49°S) se retoma la actividad volcánica, la cual se presenta durante el Plioceno-Cuaternario, y donde la mayoría de los volcanes tienen una composición adakítica, presentando andesitas silíceas y dacitas (Ramos & Ghiglione, 2008; Giacosa *et al.*, 2013). El emplazamiento de los volcanes, como el volcán Lautaro (49°S) y Reclus (50°54' S), que forman parte de la Zona Volcánica Austral (ZVA), fue producto de el acortamiento y alzamiento de la cordillera durante la formación de la Faja Plegada y Corrida Patagónica, resultante de la convergencia entre las placas Antártica y Sudamericana (Coronato, A. *et al.*, 2008; Giacosa *et al.*, 2013).

Zona Fiordo Eyre – Glaciar Pio XI

Del lado chileno de esta zona de estudio se pueden encontrar rocas pertenecientes a la Formación Tobífera hacia el sector noreste, la cual se encuentra limitada en su parte sureste por una falla inversa la cual tiene orientación NE-SW y que atraviesa un brazo con dirección NNE-SSW del Lago O'Higgins y que la separa del Complejo Metamórfico Oriental de Magallanes. Este último también aflora el oeste de CHS y se encuentra en contacto directo con el Glaciar Pio XI y el Fiordo Eyre. La cabecera de la cuenca del Glaciar Pio XI, hacia el este, donde se encuentra el Cordón Mariano Moreno, donde también aflora el EAMC, se ve afectado por una falla inversa con vergencia al este. Mas al oeste del EAMC se encuentran en contacto plutones de edades del Jurásico (157-145 Ma) y del Cretácico Inferior (144-137 Ma) pertenecientes al Batolito Patagónico sur (Hervé *et al.*, 2007), los cuales afloran en el sector SW del fiordo. Además, hay presencia de productos volcánicos Cuaternarios, resultado de la actividad del Volcán Lautaro (Figura 2.7).

El Volcán Lautaro (49°01'S, 73°33'W), corresponde a un estratovolcán del Pleistoceno-Holoceno, que se encuentra parcialmente cubierto de hielo (Figura 2.6). Es el volcán más próximo al PTC en la ZVA. Tiene una altura de 3.607 m s.n.m., siendo el punto más alto en la parte NW de CHS (Corbella & Lara, 2008; Motoki *et al.*, 2010). Se presentan andesitas y dacitas

junto a depósitos piroclásticos. Su basamento está compuesto de metapelitas de bajo grado metamórfico atravesadas por cuerpos tabulares constituidos por granitos de hornblenda-biotita (Motoki *et al.*, 2010). De este volcán se reconocen seis posibles erupciones históricas, siendo la más reciente en 1959-1960, haciendo de este volcán el más activo de la ZVA (Corbella & Lara, 2008).

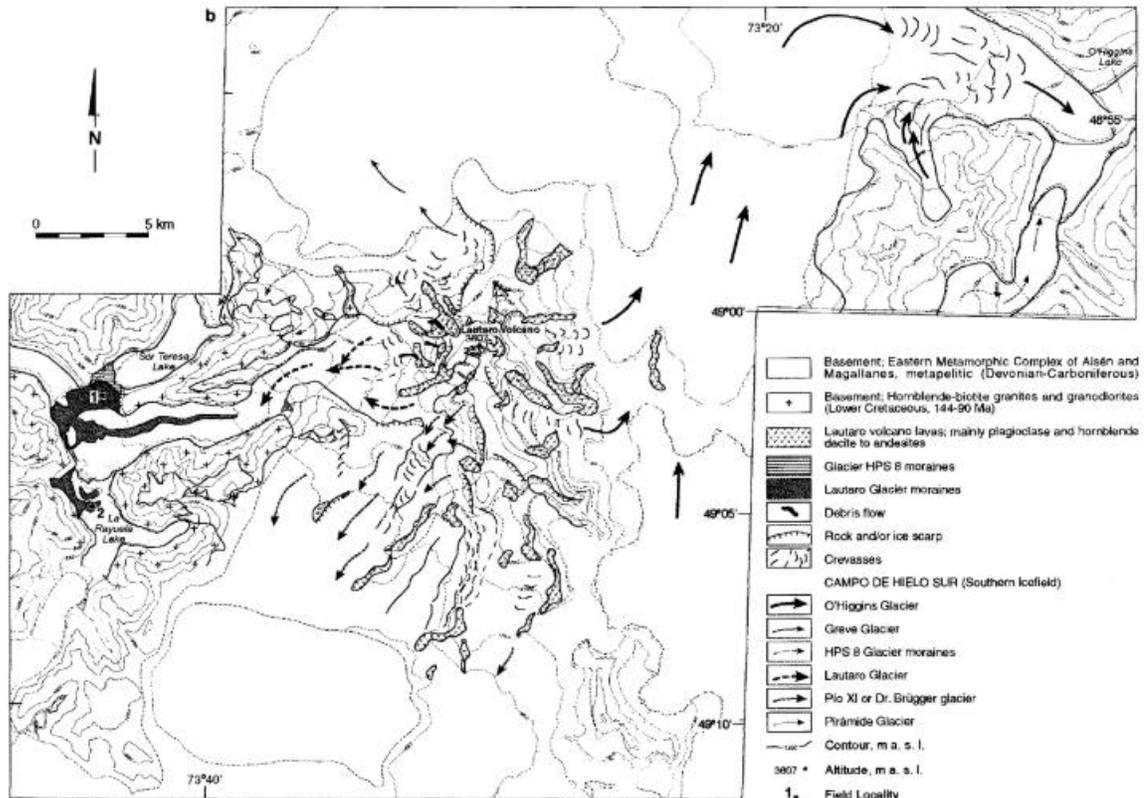


Figura 2.6. Mapa geológico del Volcán Lautaro. Tomado de Orihashi *et al.* (2004).

Hacia el lado oriente del Glaciar Pío XI se encuentran las formaciones Bahía de la Lancha, Springhill, Río Mayer y Lago Viedma; el Complejo El Quemado, y el Complejo Plutónico Fitz Roy (Figura 2.7), definidas por Giacosa *et al.* (2013) en la Hoja Geológica de El Chaltén, de la provincia de Santa Cruz, a escala 1:250.000 para el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

La Formación Bahía de la Lancha, de edad Devónico-Carbonífero, consiste en secuencias marinas compuestas de areniscas cuarcíticas, pelíticas y filitas, la cual se puede correlacionar con el Complejo Metamórfico Oriental Magallánico en Chile.

El Complejo El Quemado, de edad Jurásico Medio al Superior, se compone de rocas volcánicas y piroclásticas ácidas a intermedias, conglomerados y areniscas. Secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias continentales que se pueden relacionar con la Formación Tobífera.

La Formación Springhill, de edad Jurásica Superior al Cretácico Inferior, es una formación marina continental con areniscas, conglomerados y pelitas oscuras, además de presencia de lentes de carbón, calizas y tufitas.

La Formación Río Mayer del Cretácico Inferior, corresponde a secuencias marinas de pelitas, calizas, margas y coquinas.

La Formación Lago Viedma del Cretácico Superior, es una formación de ambiente marino localizada en las cercanías del Lago Viedma, Argentina, compuesta de arenisca, pelitas y conglomerados.

El Complejo Plutónico Fitz Roy, de edades del Mioceno, está compuesto de gabros, dioritas, tonalitas y grandes diques micromonzoníticos.

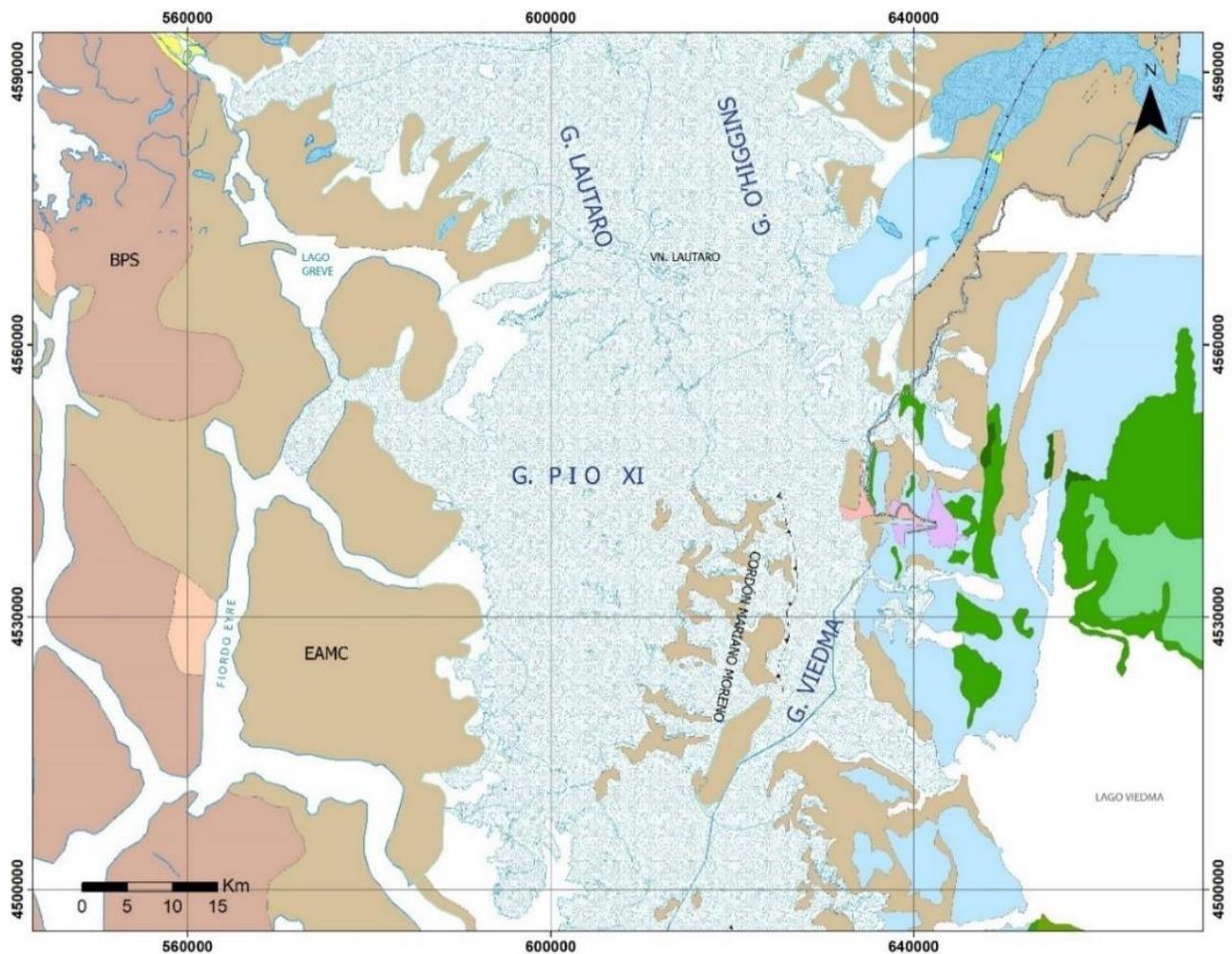




Figura 2.7. Mapa geológico de la zona de estudio del Glaciar Pio XI, tomando datos del mapa geológico de Chile 1:1.000.000 de SERNAGEOMIN (2003) y Giacosa *et al.* (2013) para el sector este en Argentina.

Zona Fiordo Amalia – Glaciar Amalia

En esta área de estudio, a los $\sim 50^{\circ}\text{S}$, se encuentran en su mayoría afloramientos pertenecientes a paquetes volcánicos y volcanosedimentarios del Jurásico pertenecientes a la Formación Tobífera. Hacia el SE y en contacto con el Glaciar Grey, que colinda con el Glaciar Amalia, aflora la Formación Zapata (Figura 2.8), que se compone de lutitas bioturbadas y limolitas de color gris oscuro a negro finamente estratificadas, intercaladas con areniscas.

En el sector oeste del Glaciar en estudio, se encuentran gabros, diabasas y basaltos, pertenecientes a los Complejos Ofiolíticos Sarmiento y Tortuga. Uno de estos afloramientos se encuentra en contacto directo con el frente del glaciar por el lado sur. Directamente al oeste se localiza una falla inversa con dirección NE y vergencia al este, que permite aflorar al basamento Paleozoico (EAMC) poniéndolo en contacto con la Fm. Tobífera al este. Al oeste, por medio de una falla inversa con orientación NW-SE y vergencia al este, permite al BSP sobreponerse al Complejo Metamórfico. Esta falla se une más al sur con la falla que se encuentra más al este. En este sector afloran granitos-granodioritas del Cretácico Inferior.

Hacia el este, en el sector de Torres del Paine, se encuentran los plutones más jóvenes de la zona, con edades del Mioceno (18-6 Ma), granodioritas, dioritas y tonalitas. En contacto con estos intrusivos, se encuentran secuencias sedimentarias marinas, principalmente sucesiones turbidíticas de la Fm. Cerro Toro.

Al sur del frente del Glaciar Amalia se encuentran productos volcánicos dacíticos resultado de erupciones del Volcán Reclus ($50^{\circ}54'S$), que pueden ser correlacionables con tefras de hace 10.330 años AP. Este es un estratovolcán cubierto de hielo, que antes se identificaba como cerro Mano del Diablo y del cual se han informado de posibles erupciones históricas (Corbella & Lara, 2008).

La zona oriental de este sector se caracteriza como una faja plegada con complicada estructura (Nullo *et al.*, 2006). Se presentan fallas inversas observadas con vergencia al este en su mayoría, fallas inversas inferidas, pliegues más al este y pliegues volcados. Estos últimos se pueden encontrar deformando los afloramientos de la Fm. Zapata. En la zona NE se dispone un corrimiento que pone en contacto volcanitas del Complejo El Quemado sobre rocas sedimentarias de la Fm. Cerro Toro en el sur.

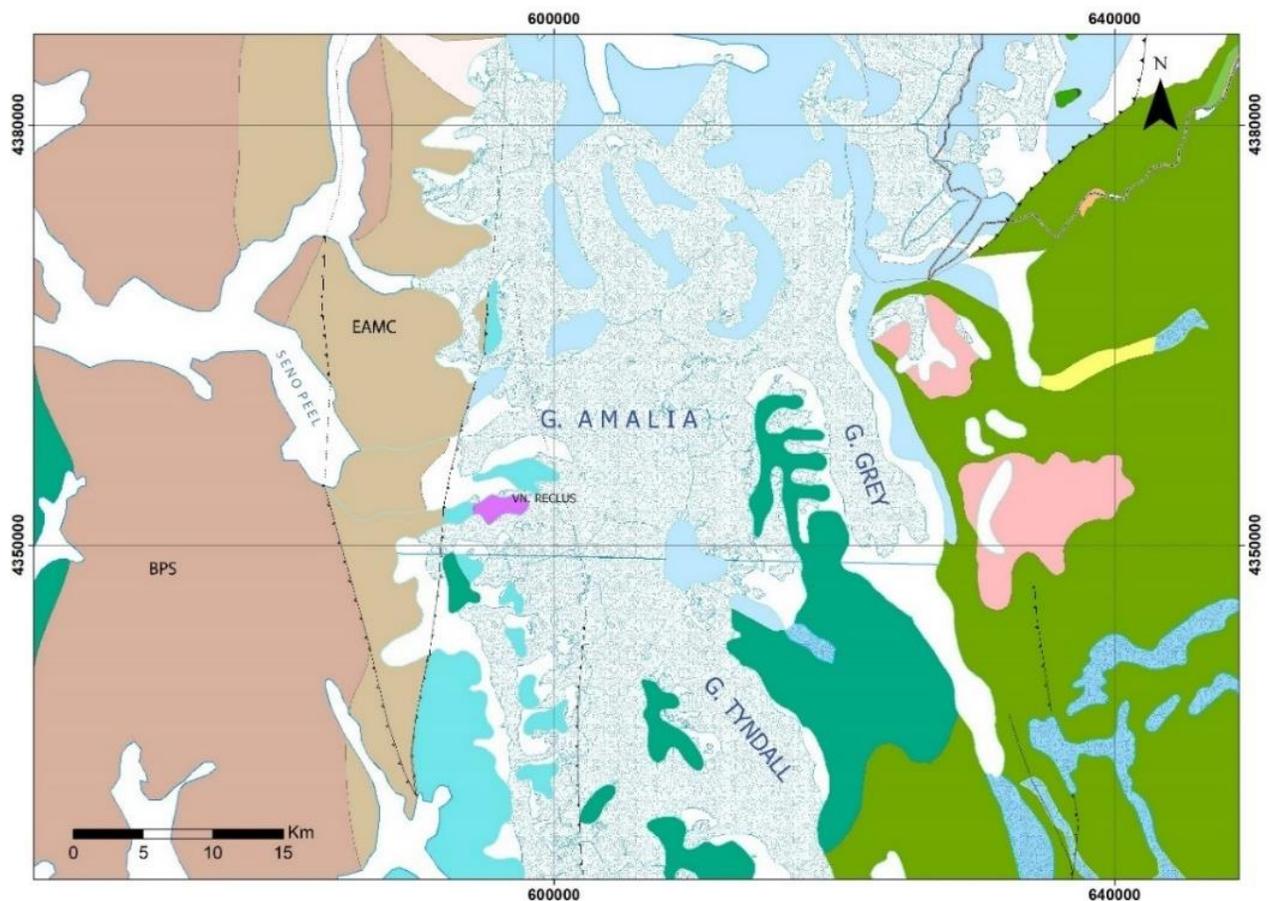




Figura 2.8. Mapa geológico de la zona de estudio del Glaciar Amalia, tomando datos del mapa geológico de Chile 1:1.000.000 de SERNAGEOMIN (2003) y Nullo *et al.* (2013) para el sector este en Argentina.

Hacia el noreste de esta zona se encuentran las formaciones Cerro Toro, Río Mayer, Springhill, Lago Sofia; el Basalto Baguales, y el Complejo El Quemado, definidos por Nullo *et al.* (2006) en la Hoja Geológica de El Calafate, de la provincia de Santa Cruz, a escala de 1:250.000 para el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

Para esta área las formaciones se describen como:

Complejo El Quemado, compuesta de volcanitas y piroclastitas ácidas, areniscas y arcillitas del Jurásico, la cual se puede correlacionar con la Fm. Tobífera.

Formación Springhill, que corresponde a areniscas y conglomerados finos, arcillitas limo-arenosas, lutitas y algunos niveles carbonosos del Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

Formación Río Mayer, series sedimentarias con lutitas, arcillitas y areniscas de color oscuro que se encuentran intensamente plegadas finas del Cretácico Inferior.

Formación Cerro Toro, presenta secuencias sedimentarias de pelitas, areniscas finas y turbiditas de color rojizo muy plegadas del Cretácico Superior.

Formación Lago Sofia, compuesta de conglomerados polimícticos, areniscas y pelitas del Cretácico Superior.

Basalto Baguales, corresponde a basaltos olivínicos y pórfidos basandesíticos y andesíticos del Mioceno Superior.

2.3 Isostasia

El régimen tectónico de los Andes sur produce una elevación relativamente pequeña en comparación con los Andes Centrales. En esta zona la elevación tectónica y la exhumación no han sido significativas desde hace 8 Ma (Fernandez *et al.*, 2016). Entre los 47-27 Ma los Andes Patagónicos estaban regidos por tasas de convergencia lentas y extremadamente oblicuas (Glasser & Ghiglione, 2009). La elevación de esta zona parece ser controlada por el aumento en las tasas de convergencia junto con la disminución en la oblicuidad de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana hace 28-26 Ma, la cual ha sido modificada por las condiciones climáticas del área (Ramos & Ghiglione, 2008).

El cambio en las masas de hielo provoca movimientos isostáticos de la corteza subyacente (Dietrich *et al.*, 2010). La isostasia y el ajuste isoestático corresponden a las respuestas de la Tierra a las variaciones de las cargas en la superficie, ya sean en cargas de, roca o sedimento, hielo o agua, en forma de deformación, vertical y horizontal, y su campo gravitatorio, por la redistribución de la masa. Esta puede ser elástica a escalas temporales pequeñas o viscoelásticas a escalas temporales mayores (IPCC, 2013), como en el caso de la respuesta al Último Máximo Glacial.

Antiguas glaciaciones, como Laurentia, impulsaron una velocidad de alzamiento vertical que actualmente alcanzan máximos de 16 mm/año. Así como al sureste de Groenlandia, la pérdida rápida de masa, entre el 2005-2010, de los glaciares Helheim y Kangerdlussuaq ha llevado a un levantamiento de la corteza acelerado alcanzando los 7 mm/año (Dietrich *et al.*, 2010).

El rebote isostático o tasa de elevación vertical de la corteza a lo largo del eje de la Cordillera Patagónica tiene valores cercanos a los 20 mm/año (Ramos & Ghiglione, 2008) hasta los 39 mm/año (Dietrich *et al.*, 2010), valores anómalos de tasas isostáticas glaciales siendo las más altas registradas y las cuales se han asociado a la deglaciación post-LGM (Ramos & Ghiglione, 2008). Este comportamiento, Ramos y Ghiglione (2008), lo relacionan a un manto superior caliente de viscosidad relativamente baja, generado como consecuencia de varios episodios de subducción de la Dorsal Chilena, favoreciendo el rebote isostático y permitiendo que este sector sur de los Andes registre las primeras glaciaciones durante el Cenozoico Tardío.

Dietrich y colaboradores (2010), también relacionan el rápido derretimiento de CHS y la tectónica regional como mencionan Ramos y Ghiglione, ya que ambas componentes permiten una fuerte interacción de cortos tiempos de relajación con cargas de hielo que cambian a escalas de tiempo comparables. De hecho, reconocen que durante el Mioceno tardío existió un levantamiento que controló la primera glaciación en los Andes, siendo una de las glaciaciones más antiguas del hemisferio sur, dando inicio también a los Campos de Hielo norte y sur (Ramos & Ghiglione, 2008).

Dietrich y colaboradores (2010), concluyen que la elevación rápida y anormal de la corteza en la Patagonia, con un manto anormalmente caliente (Glasser & Ghiglione, 2009), resultado del desgaste glacial acelerado durante los últimos 100 años desde el fin de la LIA (Dietrich *et al.*, 2010; Stern *et al.*, 2011), lo cual se puede observar mejor en la zona noreste de CHS (Figura 2.9).

Esto implicaría altas tasas de elevación vertical de la corteza, cercanas a ~40 mm/año para el sector del Glaciar Pio XI, y valores de ~20 mm/año para la zona del Glaciar Amalia.

La alta topografía que se ha mantenido en CHS se puede ver: en la zona norte, el Volcán Lautaro, con 3.607 m s.n.m, siendo el punto más alto de CHS (Motoki *et al.*, 2010); el monte Fitz Roy (3.405 m s.n.m) y el Cerro Torre (3.133 m s.n.m); en la zona de Torres del Paine, el Cerro Almirante Nieto (2.670 m s.n.m) y Cerro Payne Grande (3.050 m s.n.m) (Ramos & Ghiglione, 2008).

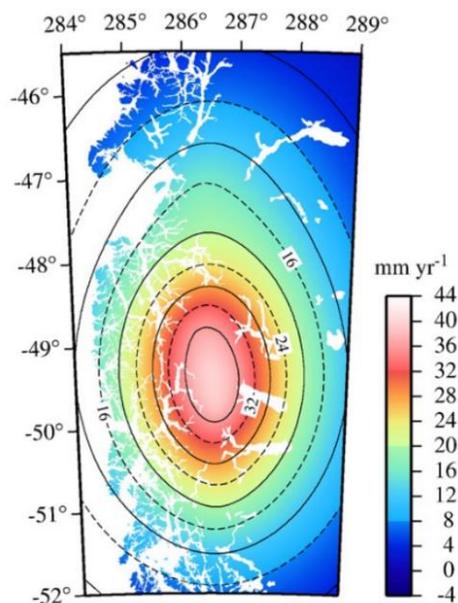


Figura 2.9. Mapa regional de predicción del movimiento de la corteza vertical, suponiendo pérdida de hielo con estimación de tasas de masa anteriores. Se considera una viscosidad de $\eta = 4 \times 10^{18}$ Pa s y un grosor $h = 65$ km de la litosfera que proporcionaron un ajuste óptimo a los datos de GPS. Donde asumen un modelo específico de la LIA. Tomado de Dietrich *et al.* (2010).

2.4 Marco climático

Considerar las condiciones climáticas y las variaciones a las que se ven expuestos los glaciares es muy importante, ya que estos tienen una respuesta sensible ante los cambios climáticos regionales, tanto de temperaturas como de precipitaciones, además de la radiación solar y la disposición de la topografía.

A lo largo de la historia geológica el clima se ha visto forzado por diversos factores, como las variaciones de la órbita de la Tierra alrededor del Sol (teoría de Milankovitch), que afectan a la energía de radiación solar recibida por la superficie de la Tierra y que han sido responsables de los cambios climáticos cíclicos (Ehlers *et al.*, 2016); los intervalos de actividad solar, los cuales controlan la iluminancia solar; las erupciones volcánicas; los cambios internos en los sistemas climáticos y la actividad antrópica.

En general, los factores principales que controlan las zonas climáticas son la latitud, altitud, continentalidad y topografía.

- La latitud determina la duración del día y la cantidad de radiación solar recibida.
- La altitud, factor clave para los glaciares, afecta a todas las variables atmosféricas. La temperatura, densidad y humedad del aire disminuyen con el aumento de la altura, y los vientos y radiación solar entrante son proporcionales al aumento de altitud.
- La continentalidad refleja la distancia desde un punto al mar, afecta a la estacionalidad y al ciclo diario de las temperaturas y precipitaciones.

El clima ha tenido un papel muy importante en modificar el relieve y también en controlar los mecanismos de elevación en el tiempo, relacionándose fuertemente con la tectónica. Los sedimentos producidos por la erosión de la lluvia rellenan la fosa, lubrican la fricción del canal de subducción, produciendo menor acoplamiento entre la placa continental y el *slab* subductado. (Ramos & Ghiglione, 2008). Las terrazas marinas cuaternarias son testigos de la interacción entre las placas y los cambios climáticos que causaron una distribución diferente de los océanos y los glaciares (Glasser *et al.*, 2004). Comprender los cambios climáticos en el tiempo, sobre todo en la Patagonia, permiten estudiar los niveles relativos del mar, las fluctuaciones de los glaciares, los momentos de las expansiones y contracciones de estos (Glasser *et al.*, 2004; Garreaud *et al.*, 2013).

2.4.1 Antecedentes climáticos generales de los Andes sur

La Patagonia occidental se extiende desde los ~40°S a 55°S a lo largo de la costa oeste de América del sur, es limitada al este por los Andes Australes y presenta un clima templado y marítimo hiperhúmedo, con precipitación media anual de 5.000-10.000 mm (Garreaud *et al.*, 2013, 2014).

En esta zona los vientos dominantes provienen del oeste (*Westerlies* en inglés, Figura 2.10). Estos controlan en gran medida el paso de los sistemas frontales y las precipitaciones en las

latitudes medias (Glasser *et al.*, 2012), siendo más altas las tasas de precipitación y erosión en el lado del Océano Pacífico (Figura 2.13c y 2.14), produciendo una erosión asimétrica de la Cordillera y existiendo un abundante suministro de sedimentos proporcionado por la denudación fluvial y glacial de la Cordillera Patagónica (Ramos & Ghiglione, 2008). Durante invierno, la precipitación normalmente ocurre como nieve por encima de 1000 m y 600 m en los sectores norte y sur del sur de los Andes, respectivamente (Villalba *et al.*, 2003).

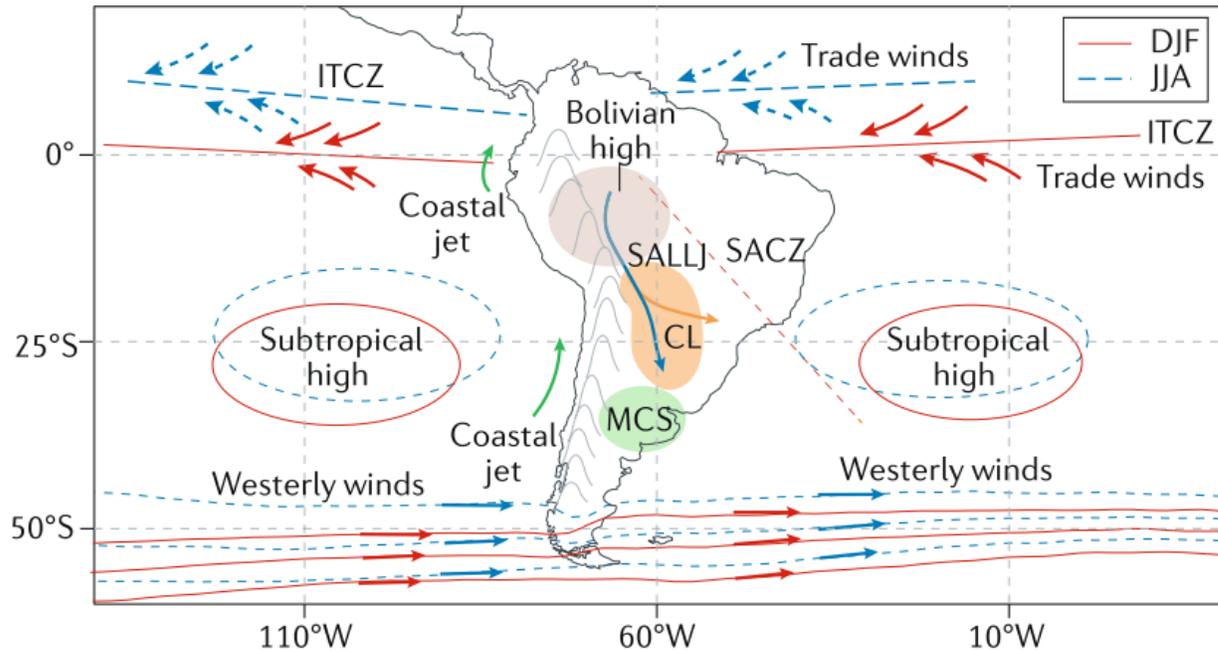


Figura 2.10. Esquema de las principales características climáticas de América del sur (SA). Líneas azules y rojas representan las características de junio-julio-agosto (JJA) y diciembre-enero-febrero (DJF), respectivamente. Tomado de Cai, W., *et al.* (2020).

El Cinturón de Vientos del Oeste, junto con los vientos ciclónicos asociados al Canal Circumpolar Antártico en la Península Antártica, entregan humedad a la vertiente occidental de la Cordillera (Figura 2.13a). La abrupta topografía de esta parte de los Andes permite las altas precipitaciones, generalmente mayores a 2 m/año alcanzando 10 m/año en las cimas de CHS en el lado occidental (Figura 2.13c y 2.14). Mientras que, en el lado extra-Andino, es considerablemente más seco (precipitaciones menores a 0.5 m/año) con altas tasas de evaporación (Figura 2.11) (Isla & Bujalesky, 2008; Ramos & Ghiglione, 2008; Kilian & Lamy, 2012; Garreaud *et al.*, 2013; Fernández *et al.*, 2016; León-muñoz *et al.*, 2018).

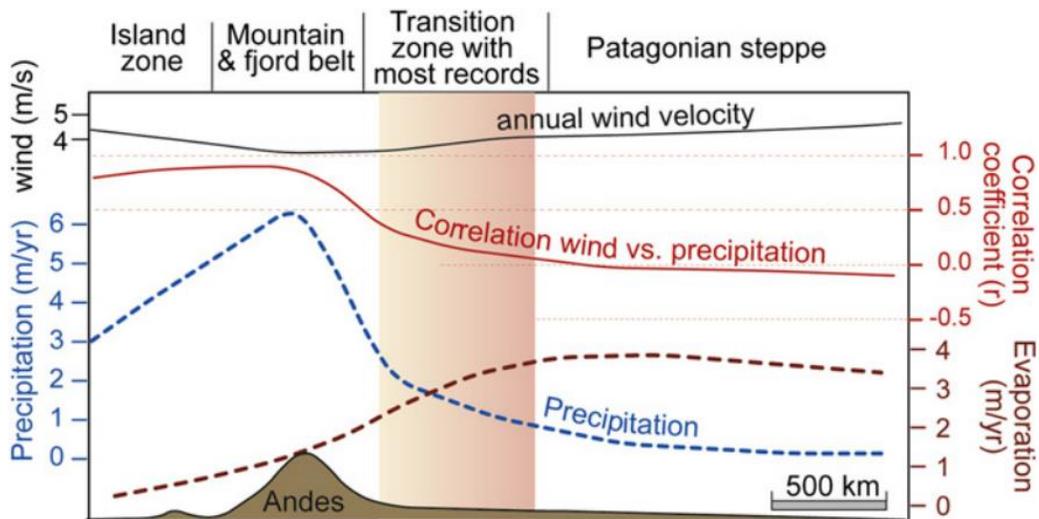


Figura 2.11. Transecta W-E a los 52°S en los Andes. Se presenta la precipitación anual, evaporación y velocidades anuales del viento, así como la correlación entre las velocidades del viento y la precipitación. Tomado de Kilian y Lamy (2012).

La Patagonia y Tierra del Fuego son las únicas regiones continentales que se cruzan con los efectos de los cinturones de viento en las altas latitudes del hemisferio sur (49°- 53°S), estos son los Vientos del sur-Oeste o *Southern Westerly Wind* (en inglés, SWW, Figura 2.10). Los cambios de SWW contribuyen sustancialmente al forzamiento de la Corriente Circumpolar Antártica (*Antarctic Circumpolar Current* en inglés, ACC, Figura 2.13), lo cual afecta a la circulación de la termohalina global y a los contenidos de CO₂ atmosférico, evidenciando así el fuerte control climático global y oceanográfico del SWW (Kilian & Lamy, 2012). Ambos entregan humedad al oeste de la Cordillera en forma de altas precipitaciones

Al sur de los 38°S se pueden esperar altas precipitaciones durante todo el año, debido a las zonas de bajas presiones y tormentas que se desarrollan anualmente por la convergencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico suroriental (ASPS) con el Frente Polar. El punto de precipitación máxima está en cerca de los 50°S (Mcculloch *et al.*, 2005).

En las últimas décadas se exhibió una reducción de los vientos del oeste sobre la Patagonia centro-norte durante todo el año, pero con una mayor amplitud durante el invierno y la primavera. Por otro lado, en el área de latitudes altas aumentan los vientos del oeste la mayor parte del año, pero conduce a tendencias significativas solo durante el verano austral (Garreaud *et al.*, 2013).

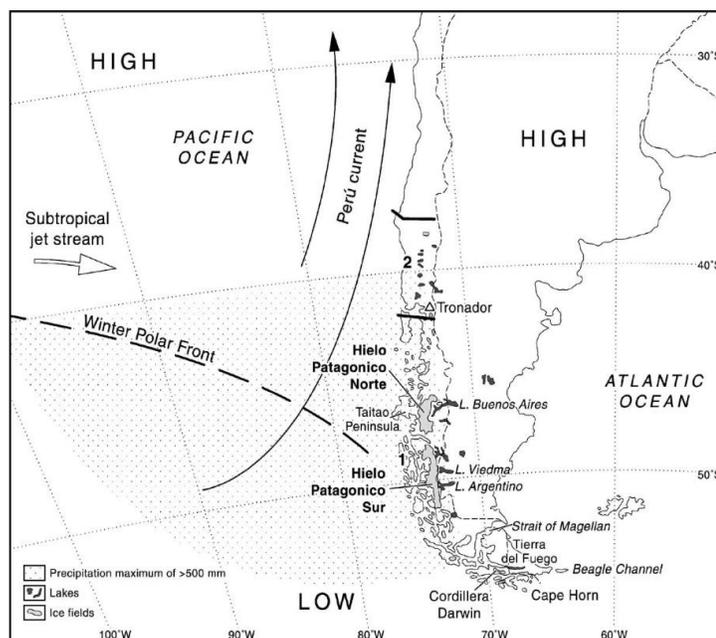


Figura 2.12. Mapa del sur de Sudamérica. Se muestran las posiciones de los centros de presiones atmosféricas Altos y Bajos, el Frente Polar de Invierno Oceánico y las precipitaciones máximas asociadas (>500 mm). 1) Región climática dominada por condiciones de temperaturas frías y húmedas y 2) condiciones de temperaturas húmedas sin estaciones secas. Tomado de (Glasser *et al.*, 2004).

El Niño-Oscilación del sur o ENSO (sigla en inglés de *El Niño-Southern Oscillation*) es un fenómeno de origen natural caracterizado por la alternancia entre tres y siete años de temperaturas del océano Pacífico tropical más frías (La Niña) o cálidas (El Niño) (Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, 2015). Durante La Niña, incluye un debilitamiento de los vientos del oeste sobre Sudamérica y una intensificación del anticiclón del Pacífico, lo que favorece las condiciones más secas. Durante El Niño ocurren situaciones más lluviosas (Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, 2015).

Cuando el fenómeno del ENSO está en su fase cálida (condición de El Niño) durante el verano austral, la Presión del Nivel del Mar o SLP (*Sea Level Pressure* en inglés) aumenta y los vientos del oeste se debilitan en el extremo sur del continente (al sur de los 40°S), lo que lleva a condiciones más secas en la Patagonia occidental (León-muñoz *et al.*, 2018, Figura 2.15a). Los efectos interanuales, como los ciclos del ENSO, pueden afectar significativamente las áreas de recarga de las cuencas de los glaciares, debido a que controlan la variabilidad de la precipitación en la Patagonia, además sus cambios pueden estar vinculados a las variaciones de SWW (Glasser *et al.*, 2004; Kilian & Lamy, 2012; León-muñoz *et al.*, 2018).

El SAM (Modo Anular del sur o *Southern Annular Mode* en inglés) es el principal modo de variabilidad atmosférica en el hemisferio sur al sur de 30°S, caracterizado por una vacilación latitudinal de los vientos del oeste alrededor de los 50°S. Durante su fase positiva, los vientos del oeste se intensifican alrededor de la periferia antártica y se debilitan alrededor de 40°S,

reduciendo así la precipitación y aumentando la temperatura del aire sobre la Patagonia occidental (León-muñoz *et al.*, 2018, Figura 2.15b).

Las tendencias climáticas en el sur de Sudamérica son similares a las del océano subantártico, los cambios de temperatura se pueden relacionar a los cambios de temperatura circumpolar, demostrando la influencia del área antártica en el clima del sur de Sudamérica (Glasser *et al.*, 2004). Durante el invierno del hemisferio sur (junio-agosto) avanza el hielo marino antártico y durante el verano (noviembre-enero) se retira. Esta expansión y contracción estacional coincide con un cambio estacional en la distribución de los vientos del oeste o *westerlies*. Durante los meses de invierno, la expansión del hielo marino obliga al Frente Polar a moverse cerca de 5° de latitud hacia el Ecuador y esto da a la zona central de Chile las precipitaciones de invierno (McCulloch *et al.*, 2005).

La Corriente de Cabo de Hornos se ramifica desde el ACC del norte a unos 45°, hacia el sur (Figura 2.13a) y transporta masas de agua relativamente más cálidas a lo largo de la costa del Pacífico hacia el Paso de Drake. A los 52°C, las temperaturas superficiales marinas anuales (~8.5°C) son ~2°C más cálidas que las temperaturas del aire. Esta agua costera relativamente cálida ingresa al sistema de fiordos como agua de fondo, pasando debajo del agua dulce superficial, que es relativamente fría durante el verano debido a la nieve y al derretimiento de los glaciares (Kilian & Lamy, 2012).

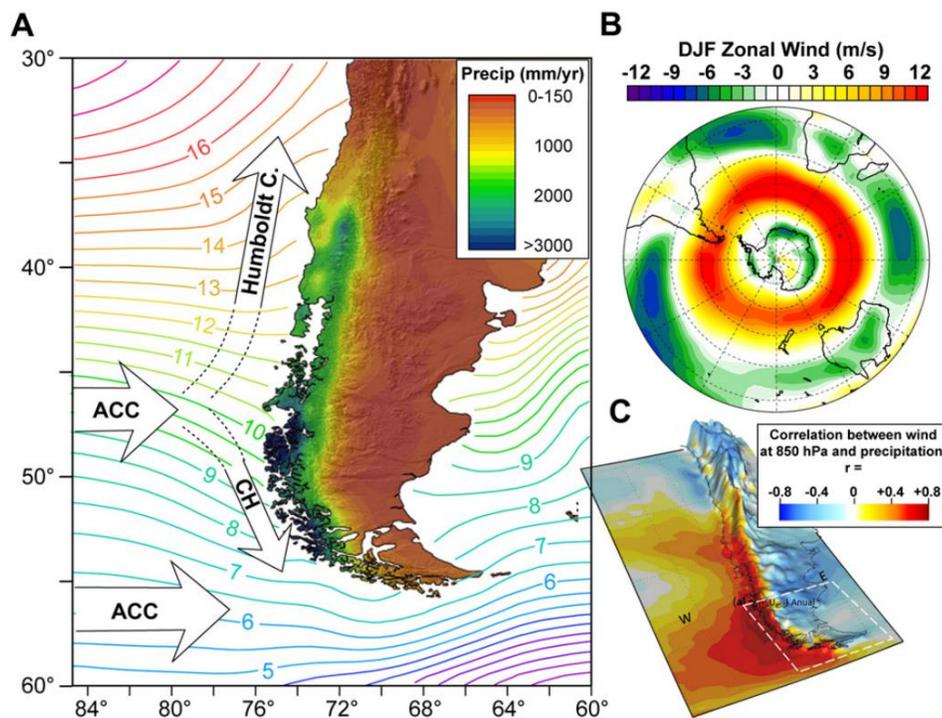


Figura 2.13. A) Sudamérica Austral con precipitaciones anuales promedio (New *et al.*, 2002) y la distribución anual moderna de la temperatura media de la superficie del mar de los océanos circundantes. Se indican la Corriente Circumpolar Antártica (ACC) y la Corriente de Cabo de Hornos (CH). B) Distribución de los vientos zonales de diciembre a febrero sobre el hemisferio sur (Kalnay *et al.*, 1996). C) Correlación entre el viento zonal y la precipitación (Garreaud *et al.*, 2013). Tomado de Kilian & Lamy (2012).

El clima regional de los fiordos se caracteriza por veranos relativamente fríos e inviernos suaves, con temperaturas medias de entre 10°- 16°C en enero, mes más cálido, y entre 0°- 4°C en julio, el mes más frío, llegando a temperaturas menores a -25°C (temperaturas mínimas absolutas). La temperatura media anual del aire está entre 6° y 8 °C, siendo influenciada por la latitud y la elevación (Villalba *et al.*, 2003; Dowdeswell & Vásquez, 2013), estas disminuyen en ~ 0.5°C por grado de latitud, llegando a ~6°C cerca de los 55°S. Sin embargo, en altitudes más altas, las áreas amplias permanecen por debajo de ~ 4°C, y las cumbres más altas están por debajo de cero durante todo el año. Esta temperatura del aire está controlada predominantemente por el SWW (Kilian & Lamy, 2012).

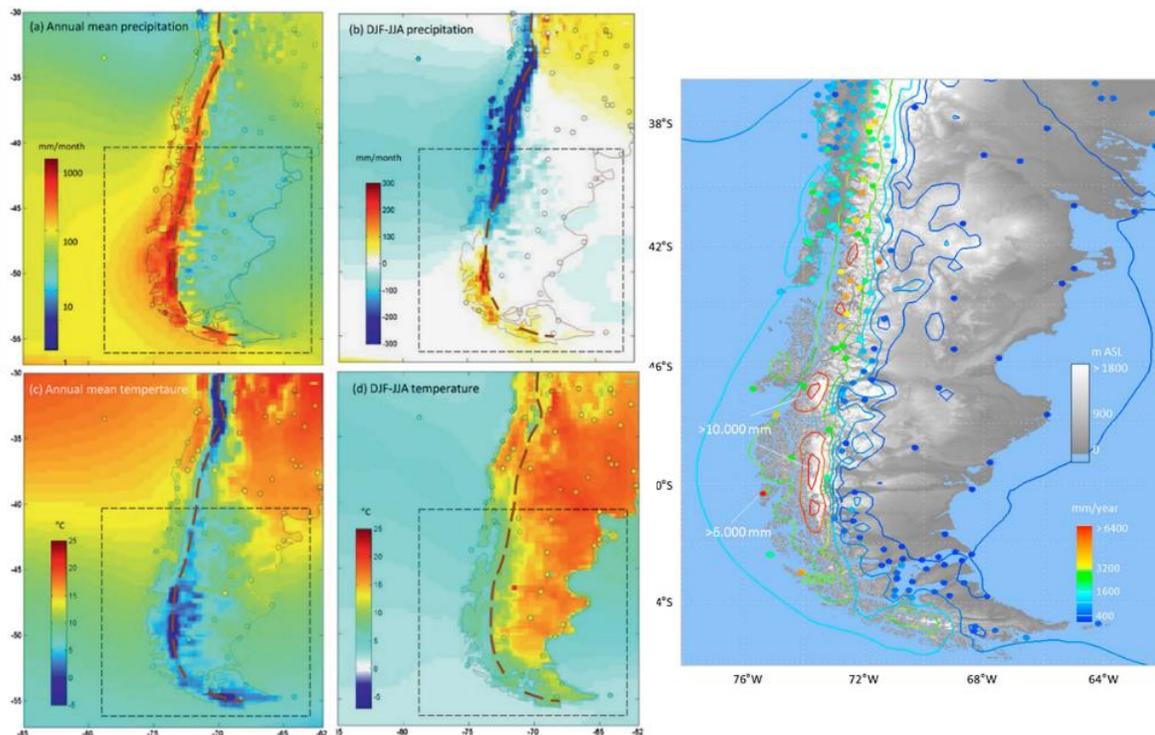


Figura 2.14. A la izquierda. Climatología del período 1978-2001 utilizando datos mensuales. La línea punteada roja indica las cimas de los Andes. (a) precipitación media anual. (b) Precipitación media del verano austral (diciembre-enero-febrero) menos las de invierno [junio-agosto (JJA)]. (c) Temperatura media anual del aire cerca de la superficie. (d) Temperatura media del aire cerca de la superficie del verano austral (DJF) menos invierno (JJA). Tomado de Garreaud *et al.* (2013). A la derecha. Promedios de precipitaciones anuales al sur de Sudamérica. Tomado de Garreaud *et al.* (2014)

En CHS la temperatura del aire cerca de la superficie han aumentado entre 0,4 y 2°C desde principio del siglo XX. En cambio, las precipitaciones no han mostrado tendencias significativas, a pesar de las variaciones interanuales. Los aumentos de temperatura del aire de 1960 a 1999 pueden haber influido en la fracción de precipitación que cae como nieve, reduciendo la acumulación de masa de hielo, además de que el mayor calentamiento se produce cerca del límite del hielo marino, al menos en esta región (Rosenblüth *et al.*, 1997; Wilson *et al.*, 2016). Las condiciones secas sobre la Patagonia, disminución de las precipitaciones y del flujo de las corrientes que vienen del oeste durante verano y otoño, se pueden correlacionar con la tendencia del SAM a una polaridad positiva durante las últimas 3-4 décadas (Garreaud *et al.*, 2013; Leónmuñoz *et al.*, 2018), lo que es opuesto al efecto que produce el ENSO sobre el SAM (Figura 17),

lo que se atribuye a los efectos del cambio climático antropogénico, que lleva a un agotamiento del ozono estratosférico y el aumento de las concentraciones de los gases invernaderos o cambio climático antropogénico, y que se vio fuertemente reflejado durante el 2015-2016 (León-muñoz *et al.*, 2018).

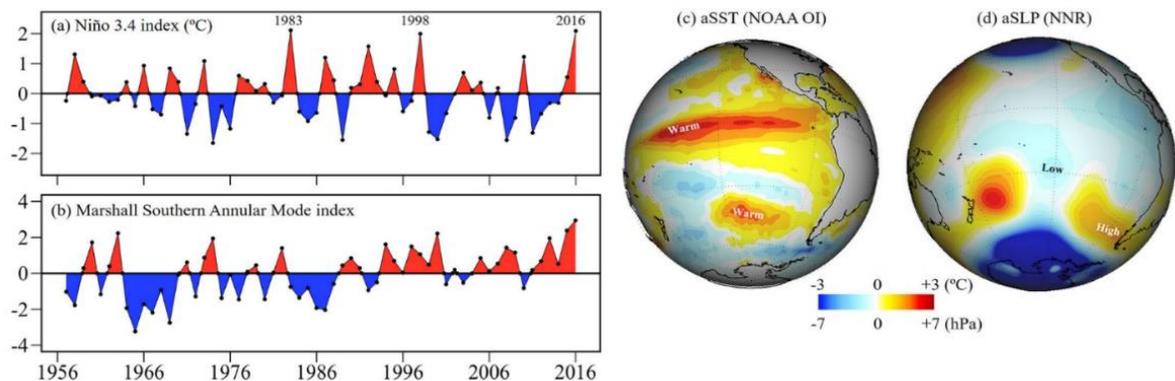


Figura 2.15. Contexto climático a gran escala durante el verano austral 2016 (enero-febrero-marzo). (a) Índice de El Niño. (b) Índice del SAM. (c) Anomalías de la Temperatura de la Superficie del Mar o aSST (Sea surface temperatura en inglés). (d) Anomalías del SLP. Tomado de León-muñoz *et al.* (2018).

Existe un vínculo entre las variaciones a corto plazo de la temperatura atmosférica y las precipitaciones y las fluctuaciones de los glaciares (Glasser *et al.*, 2004). Es por esto que la temperatura del aire cerca de la superficie (SAT) y las precipitaciones interanuales son las características climáticas, que varían de manera más significativa y sistemática, que controlan los cambios en la criósfera, influyen en la dinámica de los glaciares y en la biosfera regional al lado occidental de la Patagonia (Garreaud *et al.*, 2013; Fernandez *et al.*, 2016).

Es la alta acumulación y el rendimiento en masa de los glaciares chilenos lo que permite que algunos alcancen el nivel del mar en los extremos de las mareas, incluso en estas condiciones climáticas relativamente suaves (Dowdeswell & Vásquez, 2013). La migración latitudinal de los vientos del sur podría ser el mecanismo principal que impulsa el cambio en la acumulación en los campos de hielo, ya que la posición de estos vientos con humedad determina los patrones de precipitación a escala temporal (Glasser *et al.*, 2004).

2.4.2 Tendencias climáticas en la zona de estudio

Al sur de los 49°S, durante el verano, se muestran las velocidades de viento más altas del continente sudamericano, marcando el núcleo del SWW, caracterizado también por un máximo de precipitaciones en la costa oeste de los Andes (Kilian & Lamy, 2012).

En la zona de estudio se describen climas fríos húmedos de transición a oceánico. Hacia el este se presentan precipitaciones anuales de 750-1200 mm, temperaturas máximas cercanas a

30°C y mínimas de -20°C. En la zona más occidental se pueden esperar precipitaciones superiores a 5.000 mm/año, temperaturas mínimas de -15°C, manteniéndose las temperaturas máximas de 30°C (Kilian & Lamy, 2012; Coronato *et al.*, 2017) y existe una evaporación comparativamente baja (Figura 13), lo que se evidencia en particular durante el verano (Kilian & Lamy, 2012).

La mayor cantidad de precipitaciones se observa en la cabecera de las cuencas de los glaciares, en la parte más alta de CHS (Figura 2.16), teniendo precipitaciones promedio de ~8 m/año sobre los 3.000 m, lo que se podría esperar a la altura del Volcán Lautaro, el cual se encuentra al lado norte de la cabecera del Glaciar Pio XI. A alturas menores a los 1.000 m, como en los fiordos, se pueden tener precipitaciones de ~4 m/año (Villalba *et al.*, 2003; Sauter, 2019) y temperaturas más constantes durante el año, a diferencia del oriente de CHS, donde existe una mayor amplitud termal entre invierno y verano y condiciones más secas en cuanto a precipitaciones (Villalba *et al.*, 2003).

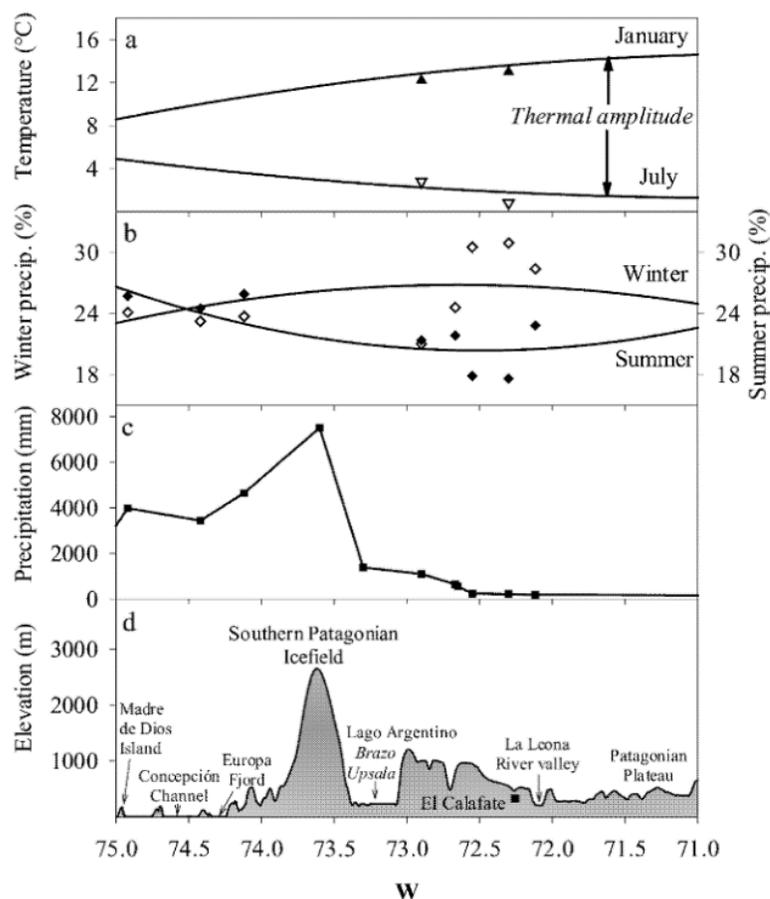


Figura 2.16. Transecta W-E a los ~51°S de los Andes del sur. Los datos meteorológicos provienen de estaciones ubicadas entre los 49°S y 53°S. Se muestran los cambios en las temperaturas medias de enero y julio (a), en la distribución de precipitación estacional (verano e invierno) (b) y en la precipitación anual total (c) asociada con la topografía (d) y la distancia desde el Pacífico. Las ubicaciones de las estaciones meteorológicas están indicadas por triángulos en (a), por diamantes en (b), y los cuadrados en (c). Tomado de Villalba *et al.* (2003).

A comienzos del siglo XX, en Patagonia aumentó la temperatura y las precipitaciones disminuyeron, lo que se replicó en la década del '60. Durante las décadas de 1970 y 1980 se retornó a altas precipitaciones anuales (Warren & Rivera, 1994). Luego, en 2016, se exhibieron condiciones extremadamente secas en enero, lo que se contrastó con las abundantes precipitaciones durante enero del 2017. Al este de CHS, para 2017, a la altura de Cerro Mansilla y Villa O'Higgins, las precipitaciones fueron diez veces mayor que en 2016, variando de 5,6 a 110,1 mm y de 7,9 a 108,3 mm, respectivamente (Villalba *et al.*, 2017).

Según los datos meteorológicos, obtenidos de las plataformas digitales de la DGA y del explorador (CR)² (Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia), en las zonas cercanas al Glaciar Pio XI – Fiordo Eyre, se observa una tendencia a la disminución de las precipitaciones y un alza en las temperaturas en las últimas 3 décadas (Figura 2.17). Con temperaturas medias anuales cercanas a 6,6°C desde el 2012 (Glaciar Témpano) y precipitaciones entre 1.300-3.000 mm/año (Glaciar Témpano – Puerto Edén, periodo 1997-2019) hacia el lado occidental, y ~7,9°C de temperatura media al oriente de CHS en el sector de El Calafate (periodo 2012-2019).

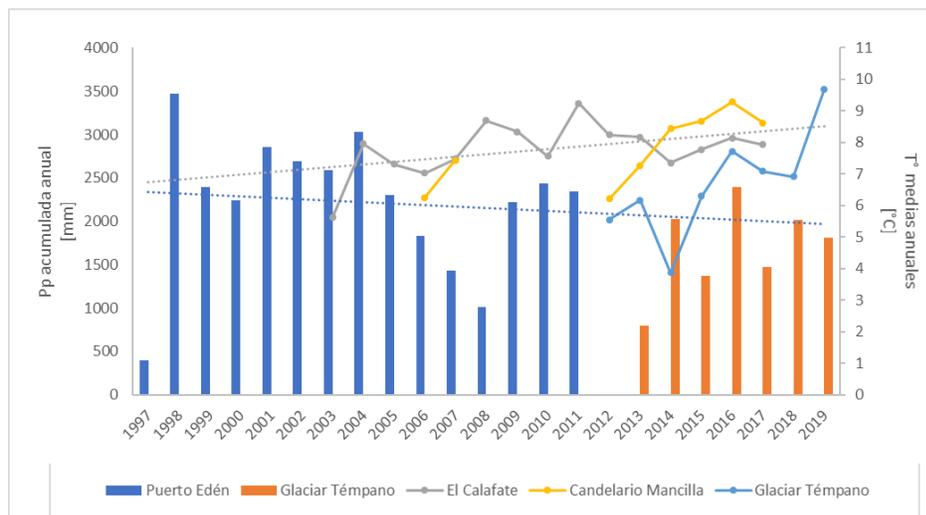


Figura 2.17. Gráfico combinado que muestra las precipitaciones anuales acumuladas (barras), las temperaturas medias anuales (líneas con puntos) y las líneas de tendencia de ambas (líneas punteadas). Estación Puerto Edén (49.1°S, 74.4°W), estación Glaciar Témpano (48.8°S, 74.1°W), estación El Calafate, estación Candelario Mancilla (48.8°S, 72.7°W). Elaboración propia.

Próximo al área de estudio del Fiordo Amalia – Glaciar Amalia (Figura 2.18), se tienen temperaturas medias anuales de ~6,4 y precipitaciones acumuladas entre 1600 – 3600 mm/año (estación Fiordo Amalia) para el sector oeste entre el 2015 – 2019. Para el lado oriental, en la zona del Parque Nacional Torres del Paine, las temperaturas son similares al sector occidental con temperaturas medias anuales entre 5,8-6,5°C, teniendo temperaturas máximas cercanas a 9,2°C, a diferencia del sector oeste donde en general se tienen temperaturas máximas de ~15°C. En el sector del Glaciar Tindall se tienen precipitaciones acumuladas de ~1300 mm/año, la mitad de las que se perciben en el sector occidental.



Figura 2.18. Gráfico combinado que muestra las precipitaciones anuales acumuladas (barras), las temperaturas medias anuales (líneas con puntos) y las líneas de tendencia de ambas (líneas punteadas). Estación Glaciar Tyndall (51.1°S, 73.2°W), estación Fiordo Amalia (50°57'40" S, 73°46'04" W), estación Lago Grey (51.1°S, 73.1°W). Elaboración propia.

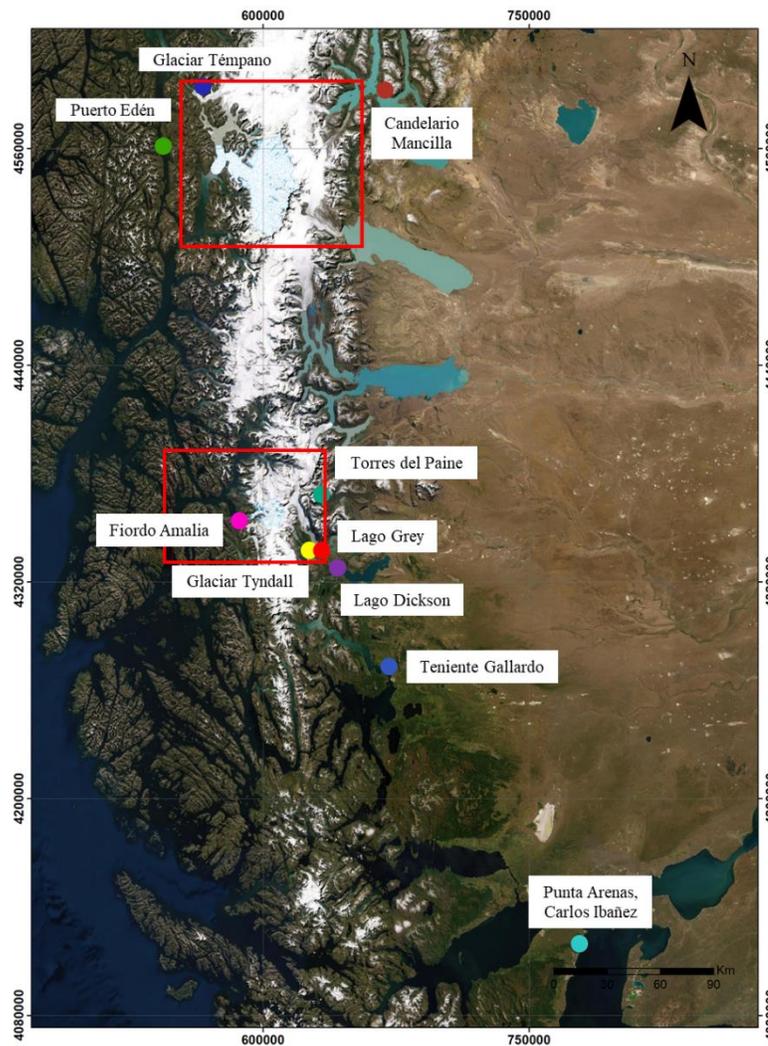


Figura 2.19. Estaciones meteorológicas en círculos de colores, de las cuales se obtuvo los datos utilizados en esta investigación. En recuadros rojos las zonas de estudio. Elaboración propia.

2.5 Marco glaciológico

2.5.1 Glaciología general

Conceptos básicos glaciológicos

El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2013) define a los glaciares como una “masa permanente de hielo sobre tierra originada por nieve comprimida”, que se comporta como un flujo, debido a las características de su material y efectos de su peso y de la gravedad. Se modifican por “el estrés interno y por el rozamiento de su base y de sus lados” y fluyen relativamente lento pendiente abajo (desde centímetros a cientos metros por año). Esta velocidad se controla principalmente por la deformación interna del glaciar y procesos que actúan en la base de estos, como la presión basal efectiva, la cantidad de agua debajo del glaciar y el arrastre que se genera en la base (Van der Veen, 2002; Glasser & Jansson, 2008; CECS – DGA, 2009). Se encuentran encerrados por la topografía que los rodea, ya sean laderas de valles o cumbres. Tienen una alta acumulación de nieve, lo cual se compensa con la fusión del hielo en altitudes bajas o por la descarga vertida en fuentes de agua, ya sea en mar o lagos (Warren & Aniya, 1999; Dowdeswell & Vásquez, 2013; IPCC, 2013).

Dentro de los glaciares se genera la transferencia de masa desde la zona de acumulación, donde existe un exceso de hielo, a la zona de ablación (déficit). Este proceso varía dependiendo del balance de masa, el cual corresponde a la diferencia entre la acumulación y la ablación, durante un período de tiempo.

La acumulación consiste en todos los procesos que añaden masa al glaciar, siendo el principal la precipitación caída en forma de nieve. También considera la deposición de escarcha, nieve levantada por viento y avalanchas (Warren & Sugden, 1993; Glasser *et al.*, 2004; IPCC, 2013).

La ablación corresponde a los mecanismos que reducen la masa de los glaciares y favorecen el retroceso de estos. El factor superficial que más contribuye es la fusión con escorrentía (Glasser & Ghiglione, 2009; IPCC, 2013). Otros factores son la sublimación, pérdida de nieve levantada por el viento y avalanchas. Además, en el caso de plataformas de hielo flotante, se puede perder masa por desprendimiento de *icebergs* o descargas de hielo en la línea de contacto entre el glaciar y la masa de agua (Dowdeswell & Vásquez, 2013; IPCC, 2013).

Estos procesos, tanto de acumulación como de ablación, impulsan la variabilidad del frente de los glaciares, y junto con el aumento de temperaturas y disminución de las precipitaciones resulta en una disminución del área de la zona de acumulación de los glaciares (Warren & Sugden, 1993; Glasser *et al.*, 2004; CECs – DGA, 2011). Existen también factores secundarios que afectan a las fluctuaciones de los glaciares, como el control topográfico y la actividad volcánica. Esta última puede aumentar la fusión de la nieve y hielo o aislar el glaciar,

dependiendo del espesor de la capa de material volcánico que se deposite sobre la superficie del glaciar (CECs – DGA, 2011).

Si balance de masa es positivo implica que hay aumento del espesor, volumen y peso del glaciar, además de incrementar la velocidad de flujo llevando a un avance del frente glaciar. Si es negativo, existiendo una mayor zona de ablación que de acumulación, supone la disminución del espesor y del volumen, disminuyendo la velocidad y por lo tanto el frente retrocede.

Estos valores dependen también de variables locales, como las pendientes y geometría de la cuenca del glaciar, el estado físico del hielo, como la temperatura y cantidad de agua internas del glaciar; y la forma del glaciar, ya sea tamaño y/o espesor de este (CECs – DGA, 2011; Herrera, 2016). En general la respuesta de los glaciares obedece principalmente de la extensión de la zona de acumulación, ya que los cambios en la zona de ablación dependen de la masa que se pierda o gane, lo que se vincula directamente con la alimentación de la cuenca glaciar (Herrera, 2016). Por ejemplo, si un glaciar tiene una extensa zona de acumulación, sus laderas tienen una fuerte pendiente, su base rocosa es irregular y es temperado, es decir que está en el punto de fusión, la respuesta frente al cambio en el balance de masa será rápida y se considerará como un glaciar más sensible.

Altura de la Línea de Equilibrio (ELA)

Dentro de la configuración de los glaciares existe una línea imaginaria que divide la zona de acumulación y la zona de ablación. Un límite promediado espacialmente entre estas dos zonas (IPCC, 2013) que define el lugar en el que el balance de masa es nulo, es decir, que lo acumulado es igual a lo perdido. Esto es lo que se define como la Altura de la Línea de Equilibrio o ELA (sigla en inglés de *Equilibrium Line Altitude*, Figura 2.20). Los avances de los glaciares se ven reflejados en un descenso de la ELA, así como el retroceso en una ELA de mayor altitud. La oscilación de la ELA incide sobre el área de acumulación de nieve, incidiendo además en la alimentación de los glaciares (CECS – DGA, 2009).

Cada glaciar posee características propias que definen su propia ELA, como la topografía, la exposición, la pendiente, entre otros, sin embargo, a nivel regional y en el contexto de cambio climático es un importante indicador de la respuesta glaciar (CECS – DGA, 2009).

La ELA se puede estimar al final de la temporada de fusión en m s.n.m., a partir de la altitud de la línea de nieve, la cual tiene una variación mayor con latitud que con la longitud (Egholm *et al.*, 2009; Fernandez *et al.*, 2016). Se relaciona el área que se encuentra por sobre la ELA que corresponde a la relación del área de acumulación de los glaciares (Fernandez *et al.*, 2016).

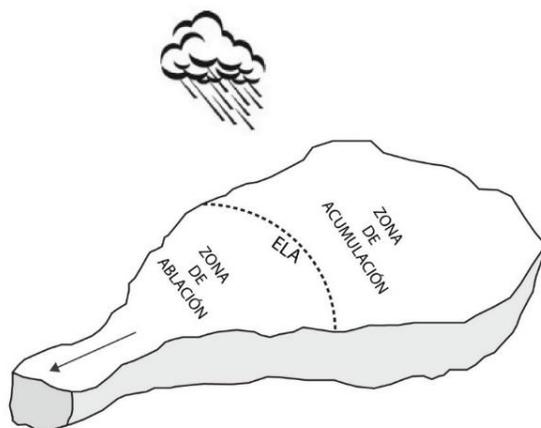


Figura 2.20. Zonación simple de un glaciar. Se distingue las zonas de acumulación y ablación separadas por la ELA.

Como se relaciona con los cambios de las áreas de las zonas de acumulación y ablación, la posición de la ELA se puede definir en función del régimen climático en la cual se estableció (Herrera, 2016). Junto con la línea de nieve, son los mejores indicadores de la variabilidad climática y la magnitud de esta, debido a que son sensibles a los cambios de temperatura y precipitaciones (CECS – DGA, 2009). La estimación de la ELA permite realizar reconstrucciones cuantitativas de las condiciones climáticas que existieron en distintos periodos glaciares y no glaciares, pudiendo estimar las condiciones de precipitación y temperatura durante el LGM hasta el periodo histórico (Herrera, 2016).

Ambiente de fiordos

Los fiordos son canales glaciares ahogados, a menudo lineales, que representan los efectos de las sucesivas glaciaciones y la erosión que causan, donde el flujo de hielo está limitado por la topografía y canalizado a lo largo de un valle (Glasser & Ghiglione, 2009). En general, cerca del frente de los glaciares son poco profundos y/o más estrechos (Rignot *et al.*, 2016), y están sometidos a las fluctuaciones de las mareas (CECs-DGA, 2016). Se erosionan rápidamente en condiciones glaciales y sus dimensiones indican que representan grandes volúmenes de rocas removidas por la erosión glacial (Glasser & Ghiglione, 2009), aunque, según Glasser & Ghiglione (2009), el desarrollo de los fiordos en áreas glaciares es principalmente geológico y no glaciológico, ya que existe una relación entre la estructura geológica, los patrones de drenaje preglacial, las rutas de descarga de hielo y el desarrollo de los fiordos.

Glaciares que drenan – *Outglaciers*

Los glaciares de CHS pueden drenar en masas de agua, terminando en agua de mar, por medio de los fiordos o bahías, o en agua dulce en los lagos (Warren & Aniya, 1999). A estos se les denomina *outglaciers* (en inglés). Presentan frentes desprendentes, los cuales se van a ver afectados por la dinámica de *calving* (Warren & Aniya, 1999) que genera témpanos o hielos desprendentes de los frentes de los glaciares. Son sensibles a las influencias no climáticas, como

la geometría terminal de los glaciares, así como del subfondo de los fiordos o lagos, las pendientes superficiales y subglaciares, la entrega de sedimento terminal, las tasas de fusión del frente y la profundidad del agua en el frente.

Esta última, es uno de los principales mecanismos que explican la condición de flotabilidad del hielo, llegando a la relación entre mayor profundidad, aumento de la flotabilidad, mayor tasa de *calving* (Van der Veen, 1996; Warren & Aniya, 1999; Koppes *et al.*, 2011; CECs-DGA, 2016), y por lo tanto retirarse a agua menos profundas disminuye la producción de *icebergs* y conduce a un punto muerto o de equilibrio llamados "puntos de fijación o *pinning points*" (Dowdeswell & Vásquez, 2013).

En los *outglaciers*, se suman procesos de ablación como la fusión subacuática, el *calving* subaéreo, *calving* subacuático, "*flake calving*", erosión térmica, entre otros. Estos procesos que contribuyen al derretimiento del glaciar lo cual se ve intensificado por el cambio climático actual que provoca la continua retirada de los glaciares (Glasser & Ghiglione, 2009)

Los *outglaciers* que tienen frentes desprendentes en agua oceánica, sometidos a condiciones climáticas y oceanográficas relativamente templadas (Dowdeswell & Vásquez, 2013), con una salinidad de agua variable, mareas y distintas corrientes, se denominan *tidewater glacier* (en inglés) o glaciares de marea templados (CECS – DGA, 2009; Rignot *et al.*, 2016). Se ha detectado que éstos tienen una mayor inestabilidad que los que terminan en agua dulce, debido a las fluctuaciones de las mareas (CECs-DGA, 2016) y tienen un rol fundamental en el control del balance de masa del CHS (Rignot *et al.*, 2016).

Glaciares de *calving*

La formación o parto de *icebergs* es un mecanismo de ablación para transferir rápidamente la masa de los glaciares a las fuentes de agua, ya sea océano o lago (Nick *et al.*, 2010). El proceso que lleva a que se formen estas masas de hielo desprendentes en los frentes de los glaciares terminados en marea o lagos, se define como *calving*, y los glaciares que se ven expuesto a esto se llaman glaciares de *calving*.

Estos glaciares son muy importantes y dinámicos para las masas de hielo en todo el mundo, es dominante en la Antártica y representa aproximadamente la mitad de la pérdida de masa del hielo en Groenlandia (Warren & Aniya, 1999). Su comportamiento puede estar más controlado por la geometría del canal y el suministro de sedimentos que por el clima (Warren & Sugden, 1993).

El parto o *calving* ocurre cuando un trozo de hielo se desprende del frente del glaciar implicando la propagación de la fractura que causó el parto. Esto permite que se pierdan grandes volúmenes de hielo a diferencia de lo que la ablación de la superficie puede hacer (Van der Veen,

2002). La transición entre el proceso de fusión del frente a un mecanismo de *calving* implica un gran impacto en el equilibrio de la masa de los glaciares y tiende a iniciar un rápido retroceso (Warren & Sugden, 1993), por lo tanto es un factor importante en las variaciones rápidas de las capas de hielo.

Este se mide en la tasa de *calving*, en [m a^{-1}], y se define como el volumen de *icebergs* descargados por unidad de tiempo y por unidad de área vertical del frente glaciar (Van der Veen, 1996). Representa la velocidad a la que el término del glaciar se retira debido a la producción de témpanos de hielo, lo que es contrarrestado por el movimiento hacia adelante del flujo de hielo.

Existen dos modelos principales de la producción de *calving*. Uno que relaciona linealmente la tasa de *calving* con la profundidad del agua y geometría local en el término del glaciar (Warren & Aniya, 1999). Y el otro, definido por Van der Veen (1996), que dice que la posición del frente está controlada por factores geométricos, incluido la tasa del cambio del espesor, donde la altura del glaciar está por encima de la flotabilidad. Implicando que el adelgazamiento local, que llevan a cambios en la velocidad y posición del hielo terminal, provocan la tasa de *calving* (Van der Veen, 2002). El flujo de desprendimiento de témpanos aumenta cuando el glaciar acelera, lo que lleva a un adelgazamiento y posterior retirada del frente (Sakakibara & Sugiyama, 2014).

Los factores principales que determinan el tipo de *calving* es determinar si el glaciar es frío, como en la Antártica, o templado, como en los glaciares de fiordos en Patagonia; y si el término del glaciar está en contacto con el subfondo marino o se encuentra flotando.

Los glaciares templados, según Van der Veen (2002), no forman lenguas de hielo flotante. Dentro de la categoría de estos glaciares templados y terrestres, se puede hacer una distinción entre los glaciares que terminan en agua dulce y los que terminan en agua de mar. Los rápidos retrocesos de los glaciares de marea se pueden atribuir a las mayores tasas de *calving* una vez que el frente del glaciar se desprende de su morrena terminal hacia sectores de mayor profundidad de agua al interior de los fiordos, lo que causa una mayor flotabilidad en el término del glaciar. El retroceso del frente causado por el aumento del *calving* conduce a una mayor velocidad del hielo y adelgazamiento de este, lo que permite el fracturamiento y el consecuente parto del hielo formándose los *icebergs* (Van der Veen, 2002).

Existe un flujo diferencial en el hielo, se tiene una mayor velocidad en la superficie y menor en la base del glaciar, lo que permite una mayor apertura y fragmentación del hielo formando *seracs* (Figura 2.21a), sobre todo en las partes de mayor pendiente. Estas fracturas pueden llegar a penetrar en todo el espesor del glaciar produciendo *icebergs* (Figura 2.21b) que pueden llegar a ser de gran tamaño. Puede influir también la erosión térmica en la línea de flotación (Figura 2.21c) y el *calving* subacuático del hielo submarino (Figura 2.21d). La presencia de las grietas y la propagación de éstas pueden controlar en cierta medida la tasa de producción de *icebergs* (Van der Veen, 2002).

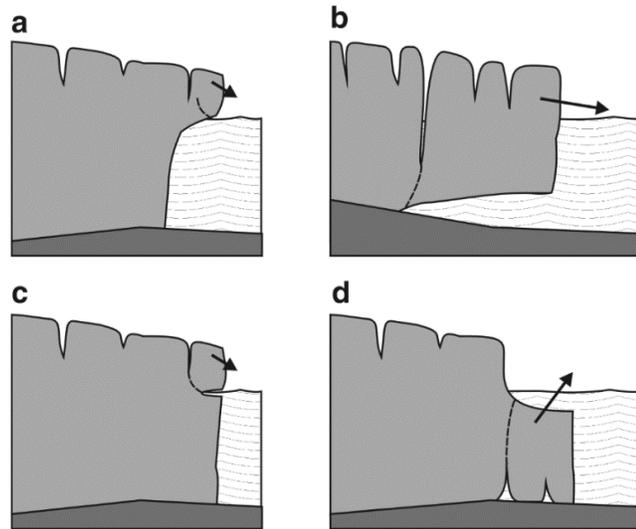


Figura 2.21. Mecanismos de producción de *icebergs* desde el término del glaciar. Tomado de Van der Veen (2002).

Glaciares de tipo *surge*

Existen glaciares que durante su historia han presentado avances repentinos o catastróficos, lo que se denomina también un avance de tipo galopante o *surge*. Un *surge* es un avance de velocidades muy elevadas y superiores a las normales debido a la inestabilidad del glaciar que lo genera, lo que resulta en una transferencia de masa muy rápida desde la zona de acumulación a la de ablación, provocando un gran avance en el frente del glaciar, aumento en la longitud de este y cambios en la elevación o espesor, además de generación de grietas, plegamiento de morrenas centrales supraglaciares y generación de morrenas frontales contemporáneas (Rivera *et al.*, 1997; Wilson *et al.*, 2016; CECs-DGA, 2016)

Los glaciares de tipo *surge* o *surging glaciers* (en inglés) pueden presentar estas tasas de flujo mayores puede deberse a cambios en los perfiles de equilibrio, cantidad de agua subglacial, existencia de lagos subglaciares, entre otros (CECS – DGA, 2009). Este proceso puede repetirse cada cierta cantidad de años, pero no es necesariamente periódico. Esto, además de que se presenta en glaciares particulares con mecanismos propios, implica ser un tema de discusión que se lleva en la actualidad (Rivera *et al.*, 1997a; Rivera *et al.*, 1997b; CECS – DGA, 2009). Este fenómeno tiene como consecuencias la inundación de valles proglaciares, lo que puede llevar a daños en infraestructuras y propiedad.

Se presentan este tipo de glaciares en distintas cadenas montañosas del mundo: en norte América, Islandia, Svalbard, Asia, y en los Andes de Chile y Argentina. La mayoría de estos glaciares ocurren en cadenas montañosas relativamente jóvenes sometidas a fuerte erosión (CECS – DGA, 2009).

Lliboutry, en 1956, estudió glaciares chilenos en Los Andes Centrales que han tenido avances repentinos, similares a uno de tipo *surge*. Estos fueron el Glaciar Nieves Negras, el Glaciar del Río Museo, el Glaciar Juncal sur y el Glaciar Universidad (CECS – DGA, 2009). En Campo de Hielo sur un ejemplo bastante estudiado es el Glaciar Pío XI, el cual, según Rivera y colaboradores (2017), pasó por una fase *surge* a comienzos del siglo XX, causando la destrucción de árboles de 300 años. Naruse, en 1983, también consideró que el Glaciar Pío XI en 1926 presentó un avance rápido y repentino, de corta duración de aproximadamente 20 [md⁻¹] (Warren & Sugden, 1993). Esta hipótesis aún se tiene como una pregunta abierta debido a que el glaciar presenta algunas características de tipo *surge*, pero otros aspectos no son consistentes (Rivera *et al.*, 1997).

Glaciología de la zona de estudio

Los Campos de Hielo o *Icefields* (en inglés), corresponden a “grandes superficies de hielo que exhiben una zona de acumulación compleja compuesta por una planicie en altura o *plateau* y zonas escarpadas que la rodean”. La evacuación de las zonas de acumulación, que corresponde a la parte más ancha de cada cuenca que compone el campo de hielo, se da por medio varias lenguas efluentes (CECS – DGA, 2009). Tienen un gran rango altitudinal (3000-4000 m s.n.m) y altas acumulaciones (varios de miles de mm año⁻¹) (Warren & Aniya, 1999; Dowdeswell & Vásquez, 2013). En general son temperados, con altas tasas de ablación, bajas velocidades de flujo y son sensibles al impacto del calentamiento global y aumento de los gases invernadero (Solari, 2010).

En el extremo sur de Sudamérica, en la Patagonia, existen campos de hielos que concentran el 76% de los glaciares en Chile (CECS – DGA, 2009) y van desde los ~46°S hasta Cabo de Hornos (~56°S), correspondiendo a una parte de la Región de Aysén y a la Región de Magallanes. El Campo de Hielo norte (CHN), de un área total de 3.950 km² (Rivera *et al.*, 2007), Campo de Hielo sur (CHS) y Campo de Hielo de la Cordillera de Darwin (CHCD).

El Campo de Hielo sur se desarrolla en latitudes medias-altas entre los 48° y 51°S y se extiende por 350 km de norte a sur a través de Los Andes del sur (73°30'W). Posee un área aproximada de 14.151 km² (CECs-DGA, 2016; Dowdeswell & Vásquez, 2013) y una elevación que va desde 0 a 3.600 m s.n.m. con un promedio en el *plateau* principal de 1.500 m s.n.m. (Warren & Sugden, 1993; Sakakibara & Sugiyama, 2014; CECs-DGA, 2016). Es la segunda gran masa de hielo en el hemisferio sur luego de la Antártica, y es la masa de hielo templado más grande del hemisferio sur conteniendo más de 48 glaciares que descargan en fuentes de agua, en el lado occidental de CHS llegan a fiordos y en el lado oriental a lagos (Warren & Sugden, 1993; Warren & Aniya, 1999; CECS – DGA, 2009).

En la zona oeste de CHS se puede observar el efecto del mar que penetra hacia el interior por medio de fiordos y canales, provocando un hundimiento tectónico de gran intensidad, existiendo una extensa red de fiordos, canales, islas, estrechos y volcanes. Hacia el lado oriental se encuentran importantes lagos, como el Lago General Carrera y O'Higgins, que se originaron por

el aporte del derretimiento glaciar luego del Último Máximo Glacial y que se encuentran represados por cordones morrénicos (CECS – DGA, 2009).

Desde el siglo XX existe una tendencia general al retroceso de los glaciares de los Campos de Hielo (Aniya *et al.*, 1997; Rignot *et al.*, 2003), lo que puede obedecer al calentamiento troposférico detectado al sur de Sudamérica en las últimas décadas (Solari, 2010).

El balance de masa de los glaciares de CHS en general se ha caracterizado por una gran cantidad de nevadas y precipitaciones en el área de acumulación, alcanzando hasta 8000 mm en la meseta central del CHS, y aunque existe poca variación de estas precipitaciones entre 1950-2000 a los 51°-53°S, se ha observado una disminución del 5% de estas entre 1960 y 1999 (Warren & Sugden, 1993; Sakakibara & Sugiyama, 2014). Las tasas de ablación, que se han medido en una investigación en el Glaciar Tyndall de 1992, promedian entre 3 y 12 cm d⁻¹ en equivalente de agua con una media de 6,5 cm d⁻¹ (Warren & Sugden, 1993).

De acuerdo con los inventarios de glaciares, en los glaciares con tasas de adelgazamiento pequeñas, se observan velocidades más lentas, y en los glaciares que se retiran rápidamente, con velocidades de ~300 ma⁻¹ o más, se han producido grandes tasas de adelgazamiento, mayores a 10 ma⁻¹ (Aniya *et al.*, 1997; Van der Veen, 2002)

Entre el año 2003 y 2011 se perdieron 29 (±10) Gt de hielo por año, esta pérdida de volumen de los glaciares, que viene de hace varias décadas, contribuye al aumento global del nivel del mar (Rignot *et al.*, 2003; CECs-DGA, 2016), la cual desde 1968/1975 al 2000 fue de 0,042 ± 0,002 mma⁻¹ y luego aumentó a 0.067 ± 0.004 mma⁻¹ entre 2000–2012 (Rignot *et al.*, 2003; Sakakibara & Sugiyama, 2014).

En la zona de CHS se extiende el paisaje de fiordos continuo más grande de la Tierra, con ~1.500 km entre el Golfo Corcovado (~42°S) y Tierra del Fuego (~56°S) (Glasser & Ghiglione, 2009), y se encuentran en la latitud más baja en la que los glaciares llegan al mar o entregan sedimentos a través de ríos proglaciales (Dowdeswell & Vásquez, 2013). Aquí los glaciares descargan al Océano Pacífico. Se presenta una baja salinidad de agua, debido al aporte de agua dulce del derretimiento de los glaciares, permitiendo incluso el congelamiento de la superficie del mar en algunas zonas durante períodos invernales muy fríos, coexistiendo una mezcla de hielo marino con témpanos de los glaciares (CECS – DGA, 2009).

Los fiordos están dominados por la circulación de agua subantártica, teniendo una temperatura de ~9°C y una salinidad de 33-34.2 ppt. En los fiordos internos, el agua subantártica se mezcla con agua dulce más fría que proviene de ríos, escorrentía costera y agua de deshielo para formar una capa superficial de agua subantártica modificada de unas decenas de metros de espesor que fluye hacia afuera desde las cabezas de los fiordos, con el agua subantártica que fluye hacia adentro en profundidad, y que llena la mayoría de las cuencas profundas de los fiordos

internos (Dowdeswell & Vásquez, 2013). Los *icebergs*, la mayoría pequeños e irregulares de los glaciares de marea en CHS, se derriten rápidamente cuando se desplazan más allá del agua fría que se produce del deshielo, debido a las temperaturas de agua relativamente altas que proviene del agua subantártica (Dowdeswell & Vásquez, 2013). Glasser y Ghiglione (2009) describen los fiordos en CHS como valles orientados perpendicularmente a la columna vertebral principal de Los Andes del sur, formados por glaciares de salida que drenan (*outglaciers* en inglés) hacia el oeste desde una capa de hielo, sus orientaciones reflejan fuertemente el control geológico estructural de la zona por las cuales los glaciares las explotan para crear los fiordos.

Algunos glaciares han oscilado rápidamente mientras mantienen posiciones frontales casi estables y otros han avanzado a su máximo neoglacial (Warren & Rivera, 1994). Las tendencias climáticas se han superpuesto a las fluctuaciones de los glaciares impulsadas por los cambios internos del sistema glaciar (Warren & Aniya, 1999), como la posibilidad de avances cíclicos de los glaciares de tipo *surge* en respuesta a los sistemas de drenaje subglacial, los cambios en la reología del sustrato y los efectos de los cambios en el grosor y la extensión de la cubierta de detritos supraglaciares (Glasser *et al.*, 2004). Además, de la posibilidad de que los extremos de los glaciares fluctúen en respuesta a cambios importantes en su entorno terminal, como la transición a *calving*, y cambios internos, como en la batimetría y geometría de las cuencas terminales, ya sean marinas o lacustres (Glasser *et al.*, 2004).

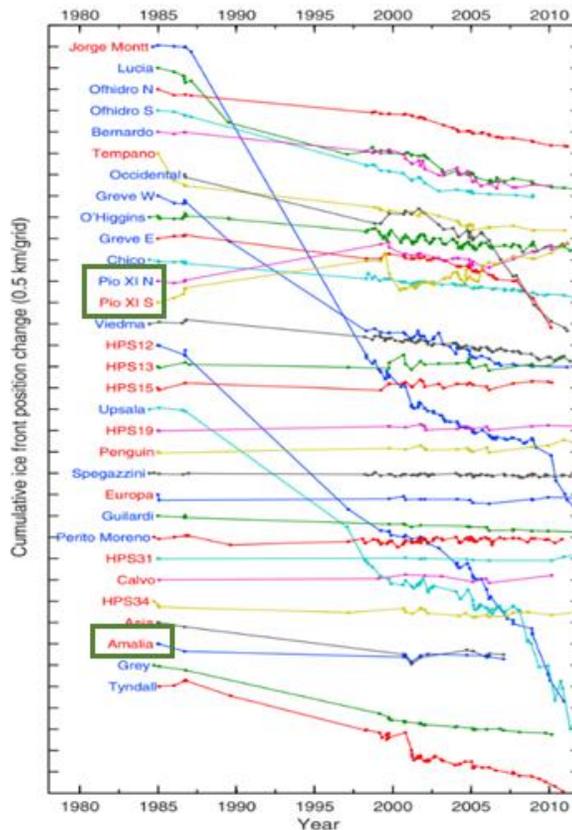


Figura 2.22. Cambios acumulativos en las posiciones del frente de glaciares en Campo de Hielo sur desde 1984 a 2011. El cambio positivo en el eje y representa el avance glaciar. Los glaciares de marea se encuentran en rojo y los de agua dulce en azul. Tomado de Sakakibara y Sugiyama (2014). En recuadros verdes los glaciares en estudio.

En general para el CHS la superficie de la ELA fluctúa ampliamente de año en año, presentado un gradiente oeste-este empinado de 2,9 m/km, con una posición media aproximada de 1.080 m para glaciares que fluyen hacia occidente y de 1.180 m para los glaciares orientales (Warren & Sugden, 1993; Warren & Aniya, 1999), con valores extremos de 500 m s.n.m. y 1.350 m s.n.m, respectivamente (Warren & Sugden, 1993).

Según Fernandez y colaboradores (2016), durante los ciclos neoglaciales, el nivel de la ELA debe haber cambiado verticalmente entre el ELA actual y el del LGM, mientras que la hipsometría ha permanecido constante, lo que implica una variación entre la relación del área de acumulación y el balance de masa de los glaciares. Se estima que la ELA puede haber sido hasta 1.000 m más baja durante el LGM que en su posición actual (Herrera, 2016)

Entre 1958 y 2006 se ha detectado una tendencia positiva o un aumento de la altitud de la isoterma 0° C lo que lleva a la elevación de la línea de nieves y de equilibrio desde la segunda mitad del siglo XX (Carrasco *et al.*, 2008; CECS – DGA, 2009).

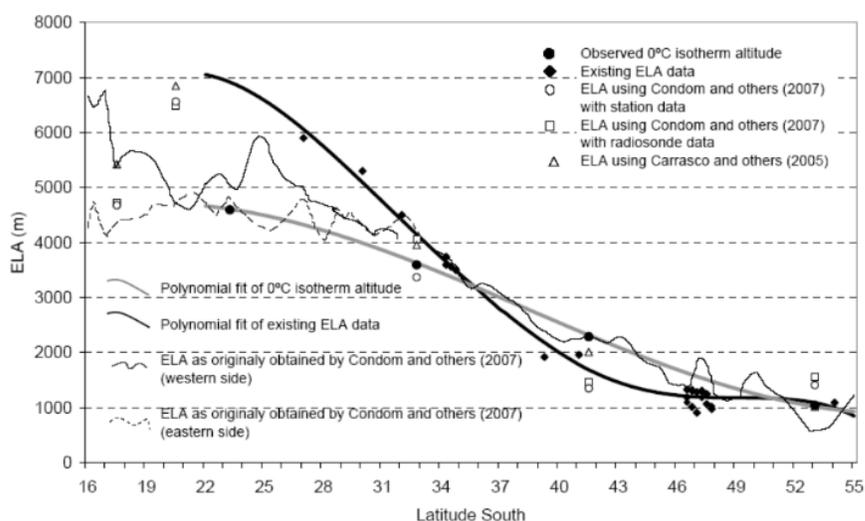


Figura 2.23. Líneas de Equilibrio regionales calculadas por Condom *et al.*, (2007) y Carrasco *et al.*, (2005) comparadas con observaciones. Tomado de Carrasco *et al.* (2008).

En CHS se ha confirmado un contraste entre los glaciares de marea que dan hacia occidente y glaciares lacustres cuyos frentes drenan en lagos de agua dulce proglaciales (Warren & Aniya, 1999). Considerando geometrías de cuencas similares en cada caso, las tasas de desprendimiento de *icebergs* son de una magnitud menor en los glaciares terminados en lagos que en los glaciares de marea (Warren & Aniya, 1999; Van der Veen, 2002). Además, hay observaciones que destacan que en los glaciares con frentes desprendentes que poseen menos grietas, generalmente tienen posiciones terminales más estables (Aniya *et al.*, 1997; Van der Veen, 2002).

Los glaciares de tipo *calving* constituyen la mayoría de los glaciares en el extremo sur de América del sur (Warren & Aniya, 1999). En CHS la mayoría de los glaciares, cuyas lenguas terminales fluyen ya sea hacia fiordos por el oeste o lagos proglaciares principalmente hacia el este, producen témpanos de hielo (CECs-DGA, 2016), y estos influyen en gran medida al balance de masa del campo de hielo (Warren & Aniya, 1999; Rignot *et al.*, 2003; Sakakibara & Sugiyama, 2014). Según Warren y Aniya (1999), lo más probable es que todos estos glaciares sean templados y conectados a tierra, con gradientes de equilibrio de masa pronunciados, y los cuales han presentado un retroceso generalizado desde el siglo XX y una dinámica particular de *calving*; siendo muy probable que la mayoría de la pérdida de masa total del campo de hielo sea a través del desprendimiento de *icebergs* (Warren & Sugden, 1993).

La dinámica de los glaciares de *calving* ha producido algunas excepciones a la tendencia de recesión de los glaciares a través del siglo XX. Los Glaciares Pio XI y Perito Moreno han tenido una muy alta relación de acumulación/área produciendo avances sostenidos, estando cerca sus máximos neoglaciales (Warren & Sugden, 1993). Otros glaciares han tenido retrocesos muy acelerados, como el Glaciar O'Higgins en CHS y Glaciar Marinelli en la CD, y otros con comportamiento más estacionario de larga duración, como el Glaciar Calvo (Warren & Aniya, 1999; Glasser *et al.*, 2004).

2.5.2 Producción de sedimentos en glaciares de marea

La erosión glacial equilibra la elevación de las rocas y mantiene estable el paisaje (Glasser & Ghiglione, 2009). Es un proceso que ha permitido el desarrollo de cadenas montañosas, la exhumación de la cordillera y los ajustes isostáticos por medio de la eliminación del material cortical de los orógenos. La contribución de las glaciaciones a esto depende de la tasa de erosión que causan los glaciares durante sus fluctuaciones (Fernandez *et al.*, 2016).

Existe un vínculo entre la dinámica de los glaciares, la producción de sedimentos y la acumulación de estos en condiciones templadas (Boldt *et al.*, 2016; Fernandez *et al.*, 2016). Cuando un glaciar avanza, las áreas del lecho de roca que están expuestas a la erosión de los glaciares aumentan, y las áreas que están cubiertas por sedimentos proglaciales son reelaboradas. El lecho rocoso es sujeto a distintos ciclos de avances y retrocesos que permiten tasas de erosiones altas. Cuando se observan fluctuaciones en periodos más largos, se espera una reelaboración de los sedimentos en las cuencas. Esto hace muy difícil encontrar sedimentos previos al LGM, ya que las glaciaciones más jóvenes eliminan las secuencias de las más antiguas (Fernandez *et al.*, 2016; Ehlers *et al.*, 2017).

Según Boldt y colaboradores (2016), si la descarga de sedimentos desde el glaciar fuera constante en el tiempo, un retroceso más rápido distribuiría el mismo volumen de sedimento en un área mayor, formando un depósito más delgado. Existiendo una compleja relación entre las tasas de retroceso y la acumulación de sedimento.

Los sedimentos producidos glaciariamente son transportados hasta el frente del hielo (Figura 2.24), definiendo el *Grounding Line*, donde la base del frente glaciar se encuentra en contacto con el lecho, afectando la profundidad del agua y a la vez, al equilibrio y estabilidad de la masa del glaciar. Estos forman bancos morrénicos o de sedimentos que refuerzan el glaciar, reducen la flotabilidad, disminuyen el área de superficie disponible para la fusión submarina y no permiten el avance de los glaciares a aguas más profundas (Boldt *et al.*, 2016).

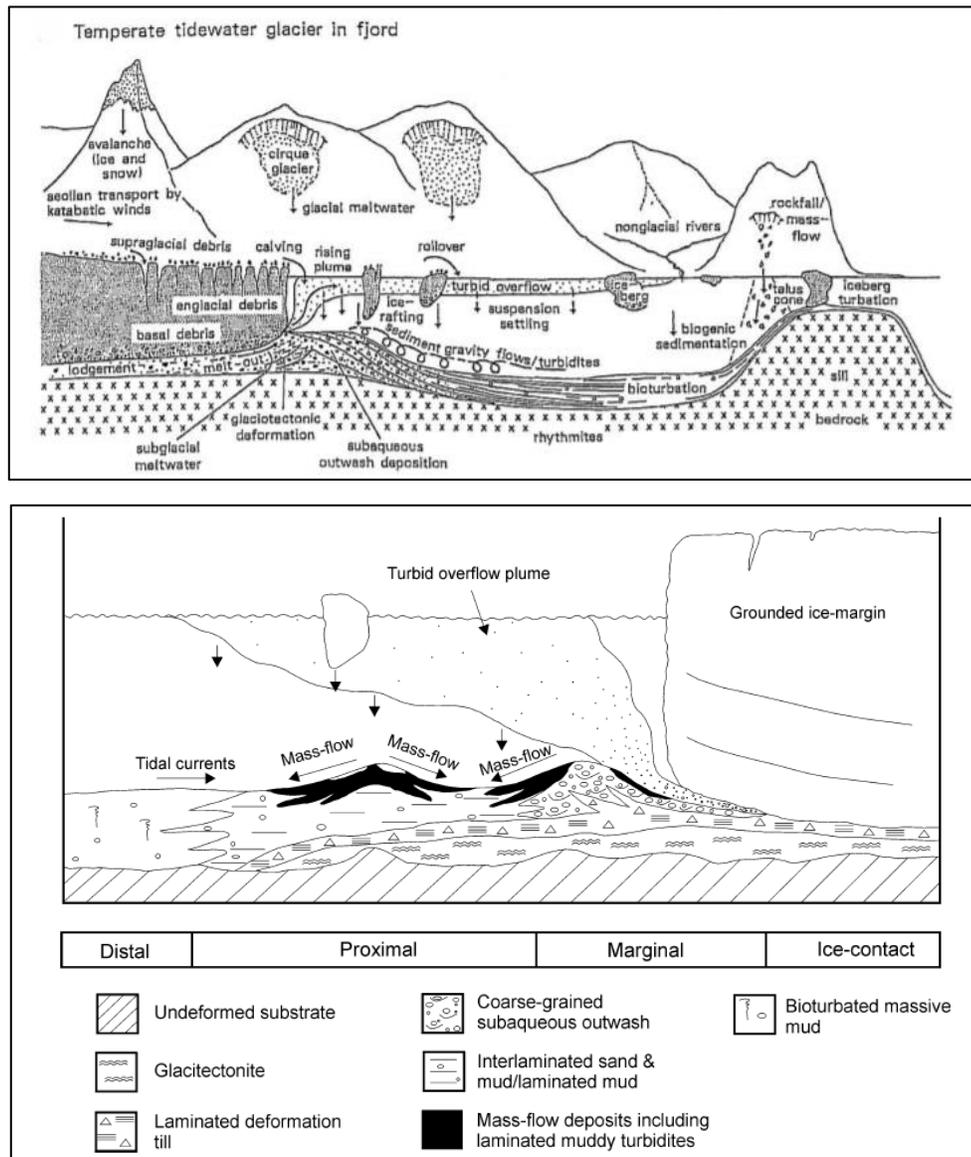


Figura 2.24. Figura superior: procesos depositacionales y productos en ambiente de fiordo con glaciar temperado de tipo *tidewater*. Tomado de Hambrey y Glasser (1999). Figura inferior: representación esquemática de la sedimentación en un entorno glaciomarine en contacto con un glaciar de tipo *tidewater*. Las flechas verticales representan la precipitación de sedimentos de las columnas de agua de deshielo turbias y rafting en iceberg. Tomado de O' Cofaigh y Dowdeswell (2001).

Las tasas de erosión son más altas para glaciares con ELA cercanos a sus máximos hipsométricos, que corresponde a la altura que contiene el mayor porcentaje de área del hielo de

los glaciares, y bajas para las cuales la hipsometría tiene variación en el balance de masas presentando cambios verticales de la ELA, considerando para ambos casos las mismas condiciones climáticas (Fernandez *et al.*, 2016).

En condiciones en que los glaciares cuentan con una cuenca subglacial conocida en el término del glaciar, se sugiere, que la capacidad de transporte y la variación del almacenamiento de sedimentos del sistema hidráulico subglacial afectan al flujo de sedimentos glaciares, además de los cambios climáticos, la tasa de erosión y la dinámica glaciar (Boldt *et al.*, 2016).

Las secuencias glaciares marinas, una vez depositadas, permanecen en gran medida sin modificación durante largos periodos de tiempo. Pueden ser afectadas por flujos de escombros submarinos o, en el caso de las depositadas dentro de fiordos, son retrabajadas por glaciaciones posteriores y cambios en el nivel del mar, lo que puede causar en la eliminación de las secuencias (Ehlers *et al.*, 2017).

Los glaciares de marea descargan sus sedimentos en fiordos o bahías. En el caso de los fiordos, a medida que el este va adquiriendo la forma de valle, el ancho de la zona de acumulación va aumentando con el tiempo mientras que el depósito de sedimentos incrementa su espesor (Figura 2.24). Esto representa cómo la mayor parte de los sedimentos se depositan en el extremo más ancho del glaciar, que corresponde a la parte más proximal al hielo (Boldt *et al.*, 2016).

La tasa de acumulación de los sedimentos disminuye exponencialmente con la distancia en el fiordo desde el término del glaciar. El espesor y volumen total de los sedimentos producidos por el glaciar, por lo general se subestiman, debido a la compactación de estos sedimentos y a la eficiencia de captura de la cuenca donde se depositan (Boldt *et al.*, 2016; Fernandez *et al.*, 2016).

La forma de los depósitos y la estratigrafía interna de las cuencas de los fiordos dependen fuertemente de la difusividad y gravedad del sedimento, lo que afecta a la distancia de caída de estos (Boldt *et al.*, 2016), existiendo una baja tasa de sedimentación a medida que se aleja del frente del glaciar (Fernandez *et al.*, 2016). Estos sedimentos son más bien de grano fino y bien laminados, son inusuales los depósitos de grano más grueso (Boldt *et al.*, 2016).

En los ambientes de fiordos se generan corrientes de turbidez, debido a los flujos de agua de deshielo glacifluviales y la entrega de sedimentos de grano más grueso de planicies trenzadas, las cuales varían diurna y estacionalmente junto con la velocidad de fusión de los glaciares. Estas corrientes de turbidez también pueden ocurrir en los frentes de deltas glacifluviales que desembocan en los fiordos, en los cuales existe una alta y muy variable velocidad de entrega de sedimentos los cuales se depositan de manera inestable en la pendiente del delta frontal (Dowdeswell & Vásquez, 2013).

Los procesos que pueden afectar a la redistribución y reelaboración de los sedimentos después la deposición inicial son aquellos que ocurren en el fondo de los fiordos, como los deslizamientos submarinos, desgarros de grandes *icebergs*, tsunamis inducidos por *calving* y canales activos de corriente turbidítica (Dowdeswell & Vásquez, 2013; Boldt *et al.*, 2016). Las mareas son un mecanismo adicional en la redistribución de sedimentos en fiordos y en el comportamiento de las plumas de sedimento provenientes del deshielo, a través de la generación de fuertes corrientes (Dowdeswell & Vásquez, 2013), esto ocurre especialmente donde los fiordos se estrechan.

El transporte de sedimento por medio de *icebergs* es uno de los principales mecanismos por los cuales el sedimento glacial grueso se dispersa en los cuerpos de agua. La aparición de estos en el fondo del oceánico generalmente se puede interpretar como evidencia de que los glaciares eran lo suficientemente extensos como para haber llegado al mar en algún momento (Ehlers *et al.*, 2017).

Los *Ice-Rafted Debris* (IRD) o detritos arrastrados por hielo corresponden a los depósitos que pueden surgir debido al derretimiento de los *icebergs* (Figura 2.24). Con frecuencia los témpanos producidos de los glaciares templados incluyen detritos congelados. A medida que este se desplaza por las corrientes que se generan en los fiordos, ya sea por marea o viento, son capaces de distribuir sedimentos de grano más grueso a través de las cuencas, llegando a distancias que pueden exceder los 1000 km. Los IRD dependen de la fuente primaria del sedimento, la tasa de *calving*, la tasa de derretimiento del *iceberg*, la temperatura superficial del cuerpo de agua y los factores que controlan el desplazamiento del *iceberg*. Estos se pueden producir cuando las capas de hielo alcanzan el borde de una plataforma continental durante un máximo glaciar, durante los avances glaciares, durante la retirada o por la inestabilidad del hielo que conducen al *rafting* (Ehlers *et al.*, 2017).

Otro proceso de transporte de sedimentos, fuera de las cuencas de los glaciares, es por medio de columnas de sedimentos (Fernandez *et al.*, 2016, Figura 2.24). En los fiordos de Chile existe predominantemente la descarga de sedimentos por medio de columnas ascendentes de alto contenido de sedimentos suspendidos y por corrientes de turbidez, ambos provenientes de una fuerte ablación de los glaciares y de los sistemas glaciofluviales (Dowdeswell & Vásquez, 2013). Estos mecanismos de transporte distribuyen ampliamente los sedimentos de grano fino, formando cuñas proximales al hielo de grano fino bien seleccionadas y laminadas (DaSilva *et al.*, 1997; Boyd *et al.*, 2008; Dowdeswell & Vásquez, 2013); y cubriendo zonas más distales dejando un fondo marino más plano y liso (Dowdeswell & Vásquez, 2013).

En la Patagonia, actualmente, se presenta una rápida erosión glaciar, lo cual correspondería a un fenómeno transitorio relacionado con la retirada de los glaciares desde la Pequeña Edad de Hielo. Existe además una alta variabilidad interregional en las tasas de erosión, en la hipsometría y en la resistencia de la roca a la erosión (Fernandez *et al.*, 2016). Según Dowdeswell y Vásquez (2013), los fiordos chilenos tienen una similitud con los escenarios marinos del sureste de Alaska en el hemisferio norte, con los cuales comparten un entorno climático y oceanográfico más templado.

Fernandez y colaboradores (2016) expusieron una clara tendencia en la disminución de las tasas de erosión con el aumento de la latitud, lo que se puede interpretar por la cantidad de agua subglaciar disponible y la disminución de la temperatura. Tomando valores desde $0,83 \text{ mma}^{-1}$ a los $\sim 46,5^\circ\text{S}$ (Glaciar San Rafael) hasta $0,02 \text{ mma}^{-1}$ en los $\sim 64,5^\circ\text{S}$ (Antártida), siendo tres veces más altos los valores para la zona Patagónica que para la Península Antártica. Dentro de los campos de hielo existe una mayor variabilidad, debido a las diferencias hipsométricas y a la resistencia de la roca a la erosión, con tasas de erosión entre $0,14\text{-}0,83 \text{ mma}^{-1}$.

Los sedimentos disponibles en la Patagonia se han acumulado desde la deglaciación tardía del Pleistoceno-Holoceno temprano en esta área, lo que reafirma que durante el último ciclo glacial cuando los glaciares alcanzaron la plataforma continental exterior los sedimentos glaciares más antiguos fueron reelaborados y transportados desde los fiordos hasta la plataforma continental exterior (Fernandez *et al.*, 2016).

Koppes y colaboradores (2015), estimaron por medio del decaimiento de ^{210}Pb tasas de acumulación de sedimentos para sectores de la Patagonia, provenientes tanto de glaciares de Campos de Hielo norte, sur y de la Cordillera de Darwin, las cuales dieron valores en un amplio rango. Los glaciares de CHN se caracterizaron por tener altas tasas de acumulación cercanas a $\sim 600 \text{ mm/año}$, similar a lo que se encontró para el glaciar Jorge Montt de CHS y para el glaciar Marinelli de CD, valores ampliamente mayores a diferencia de las tasas encontradas para el glaciar Europa de CHS con tasas de $11,4 \text{ mm/año}$, el cual corresponde a un glaciar de marea como los estudiados en esta investigación.

2.5.3 Formas deposicionales asociadas a glaciares de marea

Dowdeswell y Vásquez (2013) definieron un modelo (Figura 2.25) de la configuración del relieve submarino de los fiordos dominados por agua de deshielo, sujetos a condiciones climáticas y oceanográficas relativamente templadas, como en los fiordos del sur de Chile.

En este entorno se definen tres tipos principales de geomorfologías predominantes: morrenas en contacto con hielo, deltas glacifluviales y fluviales, y canales de corriente de turbidez (Glasser & Jansson, 2008; Dowdeswell & Vásquez, 2013). A estos se les asocian abanicos de flujos de detritos en las partes distales del hielo en contacto con las morrenas, y canales y abanicos en las pendientes de los deltas glacifluviales y fluviales que llegan a los fiordos. A medida que aumenta la distancia desde el frente del glaciar, disminuyen las morfologías sedimentarias, con excepción de algunas producidas aerodinámicamente y *pockmarks* ocasionales.

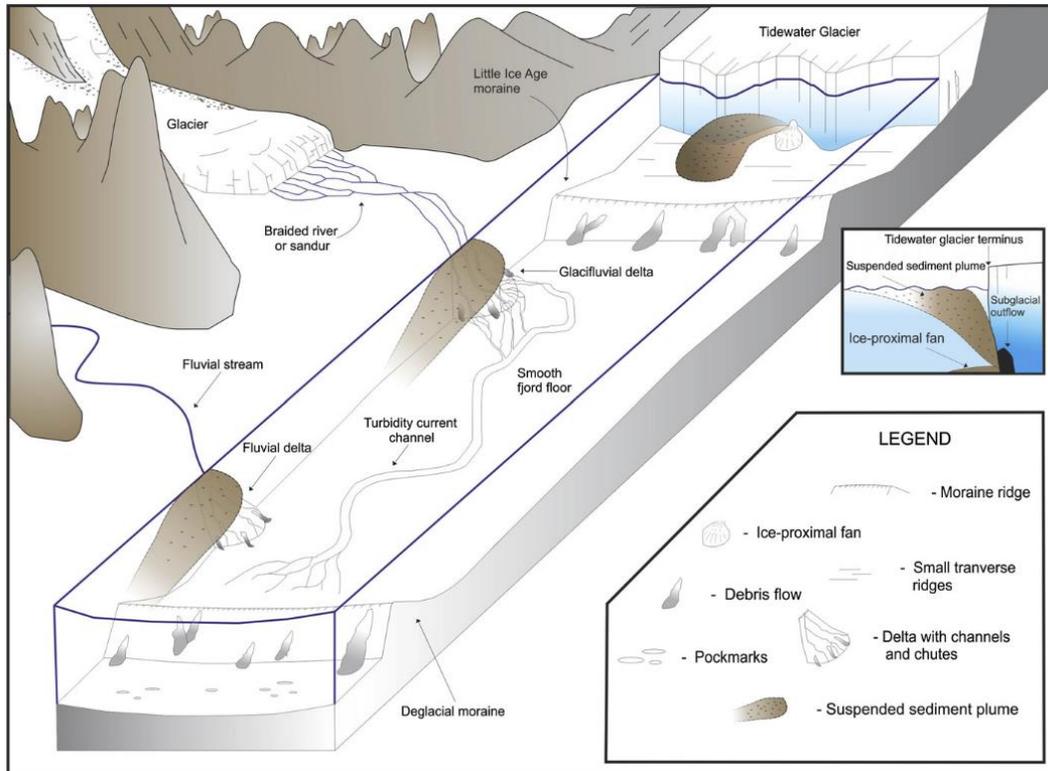


Figura 2.25. Modelo esquemático de la configuración del relieve submarino en fiordos dominados por agua de deshielo, sujeto a condiciones climáticas y oceanográficas relativamente templadas, como en los fiordos del sur de Chile. El recuadro muestra el flujo de salida de un canal de agua de deshielo subglacial en el extremo del glaciar de marea y la columna de sedimento turbio y abanico proximal de hielo producido más allá de la boca del canal. Tomado de Dowdeswell y Vásquez (2013).

Las morrenas marcan las posiciones fijas anteriores que han tenido los glaciares desde sus máximos glaciares (Figura 2.26). Están orientadas transversalmente al flujo de hielo, son asimétricas y, a veces, presentan abanicos de flujo de detritos en sus flancos distales. Se forman una vez que el *Grounding Line* se autoestabiliza, disminuyendo la columna de agua y la pérdida de masa por flotación, y el retroceso permite la acumulación de sedimentos en la *Grounding zone* de los glaciares mediante la entrega continua de detritos basales (DaSilva *et al.*, 1997; Dowdeswell & Vásquez, 2013). Están compuestas de material caótico, muy mal seleccionado, que no presentan estratificación, denominado till o diamicto masivo y donde se mezclan distintas granulometrías (Herrera, 2016; Fernández *et al.*, 2017).

Además de las morrenas submarinas descritas anteriormente, se encuentran también morrenas supraglaciares, morrenas mediales y morrenas laterales, las cuales se desarrollan en los costados de los glaciares y que se producen por la erosión entre el deslizamiento del glaciar y las paredes de los valles que lo confinan, transportando los sedimentos por los márgenes del glaciar.

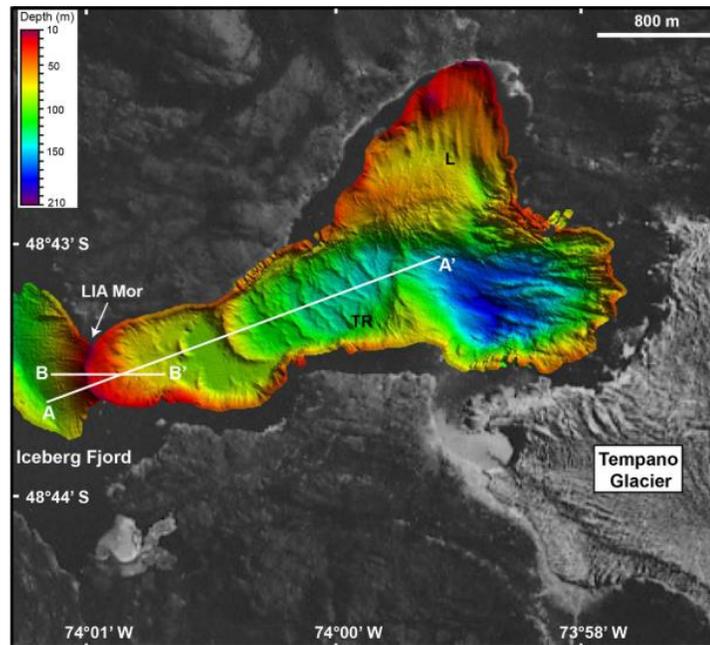


Figura 2.26. Datos batimétricos del Fiordo Iceberg y el margen del Glaciar Témpango. Se ubica la morrena formada durante la LIA, componente relicto del fondo marino. Tomado de Dowdeswell y Vásquez (2013).

Los deltas glacifluviales y fluviales se forman a partir de sedimentos transportados por ríos trenzados desde glaciares terrestres o cuencas fluviales que tienen depocentros en los márgenes marinos de los fiordos y que provienen de cuencas de alto relieve del interior montañoso. Estos se encuentran a lo largo de los costados de los fiordos. Presentan pequeños canales y lóbulos de flujo de detritos en sus caras submarinas, y permiten la conexión entre los sistemas sedimentarios glaciares con los marinos (Dowdeswell & Vásquez, 2013). Estos transportan los sedimentos por corrientes de turbidez predominantemente, y otros por procesos de deslizamiento o pérdida de masa en forma de depósitos.

Los canales de corriente de turbidez son sinuosos, relativamente profundos y se establecen en el fondo submarino predominantemente liso. Estos se forman a partir del flujo de agua de deshielo y la fuente de sedimento de grano relativamente grueso desde las planicies trenzadas, además de las fallas en las pendientes de los frentes de los deltas glacifluviales (Dowdeswell & Vásquez, 2013).

En los fondos marinos de los fiordos también se observan conjuntos de rasgos lineales glaciares o *streamlined lineations* (Figura 2.27), los cuales tienen largos ejes orientados a lo largo del fiordo, interpretados como un producto del flujo del glaciar activo, formados subglacialmente, como depósitos sedimentarios deformables o roca madre del fondo del fiordo esculpida glacialmente. La orientación de su eje puede indicar la dirección del flujo glaciar pasado si es que existe una atenuación del relieve en la dirección del flujo (Dowdeswell & Vásquez, 2013).

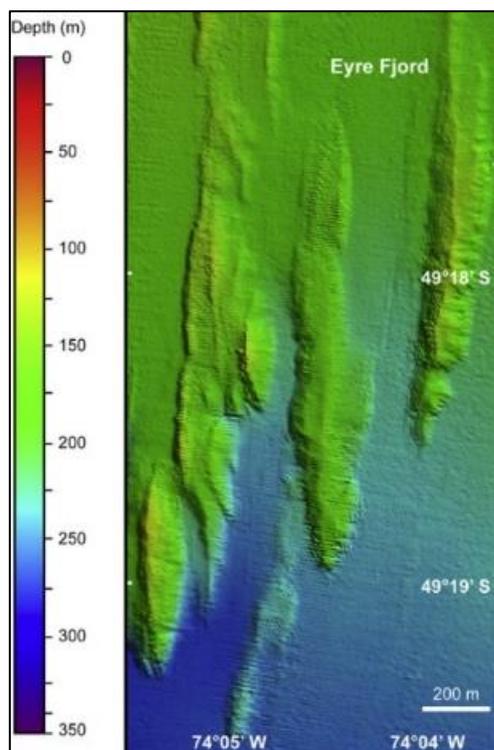


Figura 2.27. Batimetría del fondo marino del Fiordo Eyre desde una posición relativamente distal (15 km) del Glaciar Pio XI en su posición actual, mostrando morfologías submarinas aerodinámicas. Tener en cuenta que el norte no está en la parte superior de la imagen. Tomado de Dowdeswell y Vásquez (2013).

De acuerdo a investigaciones sísmicas marinas (por ejemplo DaSilva *et al.*, 1997; Fernández *et al.*, 2017), en esta región se interpretan depósitos de pérdida de masa, como turbitas, flujos de gravedad y deslizamientos, en facies caóticas internas que se superponen a unidades subyacentes. Estas facies se pueden encontrar cubiertas por sedimentos glaciomarineros progradantes y agradacionales, y se interpretan como depósitos de bancos morrénicos formados durante un avance glaciar y una estabilización temporal (Fernández *et al.*, 2011, 2017).

2.5.4 Ciclo Tidewater Glacier

Los glaciares de marea de ambientes templados tienen un comportamiento cíclico (Figura 2.28). Cada ciclo completo incluye una fase de avance estable y prolongado (10–50 metros por año), un período más corto de retroceso drástico (100–1000 o más metros por año) y otro de inestabilidad dinámica o transición (Post *et al.*, 2011). Este ciclo fue descrito por primera vez por Post en 1975.

La fase de avance se caracteriza por un flujo de hielo moderado y bajas tasas de *calving*. La estabilidad del frente es proporcionada por una morrena submarina, que disminuye la flotabilidad y mantiene el glaciar en tierra (Nick *et al.*, 2010; Post *et al.*, 2011). Este avance estará afectado por la producción de sedimentos y la velocidad en que el glaciar pueda erosionar la morrena

terminal y volver a depositar el sedimento en posiciones más distales. Depende de la geometría de la cuenca, la relación del área de la zona de acumulación con la del glaciar total, independientemente del cambio climático a corto plazo (Van der Veen, 1996, 2002; Post *et al.*, 2011; Rivera *et al.*, 2012). El avance, al aumentar la zona de ablación, lentamente aumenta la sensibilidad del glaciar a los regímenes climáticos (Post *et al.*, 2011).

Los retrocesos de los TWG son rápidos y catastróficos, facilitados por el aumento del flujo del hielo y de las tasas de *calving*. Las cuencas profundas aumentan la flotabilidad cerca del frente glaciar y fomentan el retroceso acelerado afectado por la alta presión basal del agua (Post *et al.*, 2011).

La estabilidad del TWG luego de un retroceso solo se puede recuperar mediante la disminución de la flotabilidad en el término del glaciar, como en las aguas poco profundas de los fiordos. Una transición ocurre cuando el frente retrocede desde la morrena que estabiliza al glaciar, y la desestabilización es provocada por el adelgazamiento impulsado por el clima y/o el efecto del forzamiento oceánico (Post *et al.*, 2011; Rivera *et al.*, 2012). La descarga de hielo a través del *grounding line* y la geometría del fiordo pueden influir en las tasas de *calving* y provocar también la desestabilización (Van der Veen, 1996).

A largo plazo se observa una influencia del clima sobre los TWG, lo que se evidenció durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA sigla en inglés), ocurrida entre los siglos XVI y XIX, provocando un avance generalizado de los TWG y una expansión de las áreas de ablación de baja elevación, lo que afectó en la sensibilidad de los glaciares al cambio climático, provocando posteriormente, el retroceso de los glaciares desde su posición durante la LIA (Post *et al.*, 2011).

Un ejemplo del ciclo completo de los TWG en CHS, donde existen avances con flujos de hielo moderado y bajas tasas de *calving*, es el Glaciar Pio XI. Rivera y colaboradores (2012) describen en este glaciar una estabilidad, caracterizada por un frente glaciar que en su fondo está en contacto con el desarrollo de una morrena terminal submarina, y cuando hay retrocesos rápidos resulta de mayores tasas de flujo de hielo y de *calving*.

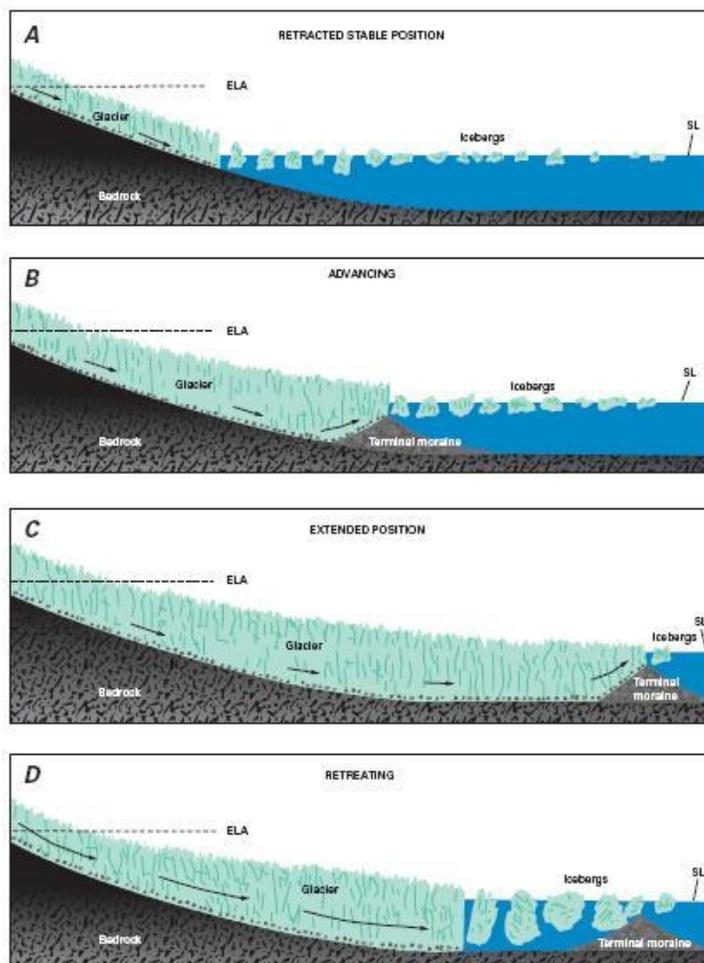


Figura 2.28. Ciclo de Tidewater Glaciers de Molnia (2008). Se presentan los estados desde el avance y formación de la morrena terminal, su posterior traslado y el retroceso final con la formación de icebergs por medio del calving.

2.5.5 Antecedentes paleoclimáticos y glaciaciones en los Andes sur

En el pasado han existido distintos periodos muy fríos, de hecho es probable que hayan existido al menos 20 de estos períodos de glaciaciones extensas durante los últimos 2,6 Ma (Trombotto, 2008; Ehlers *et al.*, 2017). Estos han permitido que los glaciares se expandan y contraigan repetidas veces, debido a la reacción dinámica que generan las variaciones en los sistemas climáticos y la sensibilidad a los cambios en la ubicación de los cinturones de vientos. Ocurriendo entre periodos glaciares, periodos de desglaciación, que corresponden a transiciones entre un periodo glacial y uno interglacial, donde existen condiciones más cálidas y aumentos en el nivel del mar, siendo el último ocurrido hace aproximadamente 129 -116 ka BP (antes del presente o *before present*, definido como 1950) (IPCC, 2013).

Muchas glaciaciones ocurrieron en regiones que actualmente son templadas, permitiendo a las masas de hielo expandirse por grandes áreas de la Tierra. Los cambios climáticos cíclicos que ocurrieron durante el Cenozoico tardío e incluso antes, han estado controlados por las variaciones

de la órbita de la Tierra alrededor del Sol, controlando la cantidad de energía solar que llega a la superficie de la Tierra (Ehlers *et al.*, 2017).

Otro efecto que ha controlado las glaciaciones fue la distribución de los continentes y océanos en la superficie terrestre. En particular, el traslado de la Antártida a su posición en el Polo sur y el aislamiento del Océano Ártico son responsables de la zonificación del clima, siendo cada vez más limitada la transferencia de energía con la deriva de los continentes y la elevación de los cinturones montañosos (Ehlers *et al.*, 2017).

Durante el Paleógeno y Neógeno se produjo una tendencia a largo plazo de enfriamiento de los climas globales. A finales del Oligoceno (35 Ma) se produjo una glaciación significativa en la Antártida oriental (Ehlers *et al.*, 2017), seguido de la glaciación de montañas durante el Mioceno (23 a 5,3 Ma), como en la Patagonia donde también existió una elevación acelerada que desencadenó la denudación glacial de los Andes Patagónicos (Ramos y Ghiglione, 2008; Ehlers *et al.*, 2017), y luego en el Plioceno (Glasser *et al.*, 2004; Adriasola *et al.*, 2006; Ehlers *et al.*, 2017).

Antecedentes del Pleistoceno

El Pleistoceno temprano se caracterizó por fluctuaciones climáticas, pero pocos periodos fueron lo suficientemente fríos y largos para permitir el desarrollo de grandes capas de hielo. En la transición del Pleistoceno Temprano al Medio, que comenzó cerca de 1,2 Ma, las glaciaciones fueron regularmente frías y duraron lo suficiente para que se desarrollaran capas de hielo continentales, fuera de los polos, en este periodo se produjo la “Gran Glaciación Patagónica”, definido por Mercer (1976) que se desarrolló entre 1,15-1 Ma y desarrolló una capa de hielo que alcanzó la costa actual del Océano Atlántico y avanzó hacia la actual plataforma submarina en la Patagonia más austral y Tierra del Fuego (Glasser *et al.*, 2004; Ehlers *et al.*, 2017). Durante el Pleistoceno posterior, se presentó el primero de los eventos fríos más importantes del Cuaternario, pero el cual fue menos extenso en el sur de los Andes (Ehlers *et al.*, 2017).

El Último Máximo Glacial (*Last Glacial Maximum* o LGM sigla en inglés) se refiere al período en que se desarrolló el volumen máximo de hielo global durante el último ciclo glacial, los niveles del mar estuvieron en su nivel más bajo y algunas de las temperaturas más frías. Durante este periodo, en el hemisferio sur, los márgenes de las capas de hielo difirieron muy poco con respecto a la extensión durante el máximo del Pleistoceno y hay evidencias de que habría comenzado antes que en el hemisferio norte, alrededor de 27 ka (Ehlers *et al.*, 2017).

Es así como los Campos de Hielo se han expandido y contraído repetidamente en el pasado, a veces fusionándose para formar una capa de hielo patagónico mucho más grande, debido a la reacción dinámica que generan las variaciones en los sistemas climáticos y la sensibilidad a los cambios en la ubicación de los cinturones de vientos (Glasser *et al.*, 2004, 2012), existiendo evidencias de que de que la temperatura y las precipitaciones han cambiado considerablemente.

El Último Máximo Glacial, hace unos ~20 ka en Campos de Hielo Patagónicos, produjo la expansión de estos para formar un solo campo de hielo continuo, inundando los fiordos de hielo, entre aproximadamente los 35° y 56°S (Mcculloch *et al.*, 2005; Glasser *et al.*, 2012; Dowdeswell & Vásquez, 2013), y se sugiere que los cuerpos de hielo actuales representan el 20% de la extensión que alcanzaron durante el LGM (Fernández *et al.*, 2017). Se detectaron velocidades modeladas para los *outglaciers* de 400 ma⁻¹ en el sector occidental, un flujo de hielo rápido. Además, los glaciares avanzaron hasta el borde de la plataforma continental para terminar en frentes de *calving* (DaSilva *et al.*, 1997; Glasser & Ghiglione, 2009; Fernández *et al.*, 2017). Por otro lado, el nivel del mar global fue más de 120 m más bajo que el actual (Mcculloch *et al.*, 2005) y se encontraron correlaciones entre la tectonografía originada por la subducción y la extensión de los campos de hielo (Glasser & Ghiglione, 2009). De esta forma, el registro sedimentario de los sistemas de los fiordos incluyen un registro glacial y deglacial completo del Cuaternario Tardío desde el retroceso del LGM, además de los procesos glaciomarineros modernos, dejando geomorfologías subglaciales y de contacto con el hielo (DaSilva *et al.*, 1997; Glasser *et al.*, 2012; Dowdeswell & Vásquez, 2013).

Este periodo coincidió con una temperatura de la superficie del mar de ~ 6 ° C bajando en el sureste del Pacífico frente al sur Chile, y modelos numéricos sugieren que bajo estas condiciones, se acumularon más de 500.000 km³ en una capa de hielo a lo largo de los Andes del sur (N. F. Glasser & Ghiglione, 2009). Dicho límite, considerado como un máximo histórico, fue definido por Caldenius en 1932 (Glasser *et al.*, 2004; Mcculloch *et al.*, 2005; Trombotto, 2008; Glasser & Ghiglione, 2009).

Caldenius identificó este límite por medio de cuatro sistemas de morrenas en el sector este de los Campos de Hielo contemporáneos (Figura 2.29). El más externo y antiguo, "Iniciadoglacial", se cree que tiene entre 2,3-1,1 Ma. Los tres límites de morrena más jóvenes los definió como "Daniglacial", "Gotiglacial", ambos relacionados con glaciaciones del Pleistoceno medio, y "Finiglacial", correlacionado con el LGM (Mcculloch *et al.*, 2005; Glasser & Ghiglione, 2009). Entre los periodos transicionales de glacial a interglacial, se sugiere que existió un comportamiento asincrónico entre los sistemas climáticos de los dos hemisferios ocasionadas por la oscilación bipolar del océano, lo que se denomina como el *bipolar seesaw* oceánico, vinculado a la circulación de la termohalina que hace que las condiciones cálidas del hemisferio norte coincidan con las frías en el sur y viceversa (Mcculloch *et al.*, 2005; J. B. Pedro *et al.*, 2011).

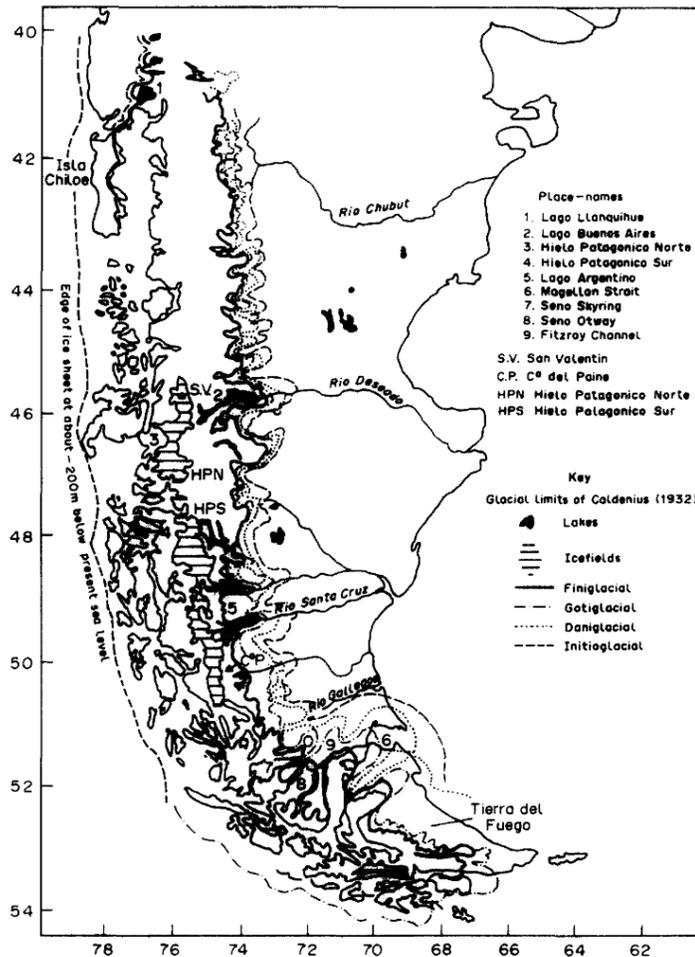


Figura 2.29. Limites glaciares Cuaternarios en la Patagonia acorde a Caldenius (1932). Tomado de Rabassa y Clapperton (1990).

Luego Clapperton y otros (1995), identificaron cinco etapas glaciales, desde la A, más antigua, ocurrida antes de los 90 ka BP; hasta la E, más joven. Estas se reconocieron utilizando métodos geocronológicos, como la datación cosmogénica por exposición superficial; racemización de aminoácidos; datación de ^{14}C ; y tefrocronología. Identificaron las etapas B y C como pertenecientes al LGM, reconociendo morrenas depositadas entre 23-14 ka BP, siendo los primeros avances, los más grandes entre los 25-23 ka cal. BP. Por medio de dataciones que sugieren que el avance B ocurrió después de ~31,25 ka BP, culminando entre los 25,2-23,1 ka cal. BP en el sector del Estrecho de Magallanes. El avance C ocurrió un tiempo después, distinguiendo un retroceso entre los 21,7-20,3 ka cal. BP en la región del Estrecho de Magallanes y Bahía Inútil. La etapa D ocurrió antes de los 14 ^{14}C ka BP, con edades mínimas de deglaciación de 17,5 ka cal. BP (Mcculloch *et al.*, 2005; Kilian & Lamy, 2012). Después de la etapa D, se reconocen edades de ^{14}C de deglaciaciones rápidas que varían entre 14,5 a 13 ^{14}C ka BP (Mcculloch *et al.*, 2005). Y el avance Glaciar Tardío de la etapa E, restringido al sur de la Patagonia, ocurrió entre 16-10,3 ^{14}C ka BP. Etapa donde los glaciares de Magallanes avanzaron hacia el sur del Estrecho de Magallanes, formando una presa de hielo y creando un lago proglacial. Esta etapa se superpone con el inicio del periodo más frío en el hemisferio norte el

Younger Dryas y que se dio entre 12,7-11,5 ka BP (Glasser *et al.*, 2004; Mcculloch *et al.*, 2005; Kilian & Lamy, 2012; Fernández *et al.*, 2017).

Por otro lado, Kilian y Lamy (2012), reconocen distintos registros glaciares, los cuales indican que los glaciares en los campos de hielo experimentaron oscilaciones significativas entre los 60 y 12 ka BP, controladas por las temperaturas y la intensidad y posición latitudinal del Cinturón de Vientos del sur-Oeste (SWW sigla en inglés), el cual es un proxy de paleoclima que permite determinar las tasas de acumulación en los glaciares (Glasser *et al.*, 2004; Glasser *et al.*, 2012; Kilian & Lamy, 2012). Estos fueron los registros Glacial Completo y la Deglaciación.

La etapa Glacial Completo, de 60-20 ka BP, donde las temperaturas de la superficie del mar (TSM o *Sea surface Temperatures* SST, uno de los mejores proxy de paleoclima, ya que modulan las temperaturas del aire que dominan la ablación de los glaciares patagónicos), fueron hasta 8°C más bajas en comparación con las del Holoceno temprano (Koppes *et al.*, 2011; Glasser *et al.*, 2012; Kilian & Lamy, 2012). Registrando una tendencia de calentamiento a largo plazo de ~2°C entre los 50-25 ka BP y luego un enfriamiento de 3°C que culminó a los ~19 ka BP. Lo que se relacionó con la cantidad de agua fría disponible proveniente de la fusión de la capa de hielo patagónica. Además, se reconocen pulsos de IRD entre los ~30 y 18 ka BP. Y finalmente, se indica una extensión máxima del hielo al sur de la Patagonia alrededor de los 25 ka BP y una extensión ligeramente menor antes del LGM global, lo que se explicó por la reducción de la precipitación debido al desplazamiento hacia el norte de los vientos del oeste.

La Deglaciación o última deglaciación, como fue definida por Mcculloch y colaboradores (2005), se desarrolló durante 20-10 ka BP. Representa el retroceso rápido de los glaciares y el calentamiento en el Pacífico suroriental que se dio entre 19-18 ka BP. Fue impulsado por el calentamiento climático, que comenzó a los 14.470 ¹⁴C años BP, y oceánico, representando el cambio climático global importante más reciente forzado naturalmente (Glasser *et al.*, 2004; J. B. Pedro *et al.*, 2011; Kilian & Lamy, 2012; Fernández *et al.*, 2017). El calentamiento inicial duró hasta los 15 ka BP, seguido por un estancamiento y luego otro calentamiento que ocurrió a los 12,5-11,3 ka BP, el cual condujo al período de calentamiento temprano del Holoceno, y que está representado por condiciones más cálidas, húmedas y ventosas (Glasser *et al.*, 2004, 2012; Kilian & Lamy, 2012).

La estabilidad de la temperatura de la superficie del mar coincidió con el final de la reversión del frío antártico (ACR sigla en inglés), el cual da las condiciones para el avance de los glaciares, y el aumento de las temperaturas de la superficie del mar entre los 13-12 ka (Pedro *et al.*, 2011; Kilian & Lamy, 2012; Fernandez *et al.*, 2016). De todas maneras, las temperaturas anuales fueron más frescas que las actuales hasta ~10,3 ¹⁴C ka BP (Glasser *et al.*, 2004).

Se identifican condiciones más húmedas entre los 16,9-14,6 ka BP (Kilian & Lamy, 2012). En el Estrecho de Magallanes, el inicio del calentamiento y retroceso de los glaciares ocurrió en algún momento antes de los 10.315 ¹⁴C años BP, durante el *Younger Dryas*. Lo que da evidencia

del comportamiento de oscilación bipolar termal entre los hemisferios durante la transición glacial en el Holoceno (McCulloch *et al.*, 2005; Pedro *et al.*, 2011; Kilian & Lamy, 2012). Sin embargo, Glasser y colaboradores (2012), concluyen que existe evidencia de que hubo un avance en los glaciares regionales en la Patagonia durante el European Younger Dryas (12.9-11.7 ka BP), o al menos se estabilizaron, evidenciado por las dataciones en morrenas 50 km al este de CHN.

Las condiciones paleoclimáticas desarrolladas en las altas latitudes del sur, antes de los 12,5 ^{14}C ka BP, están representadas por fuertes vientos, precipitaciones anuales de menos de 300 mm, temperaturas de congelación durante todo el año y baja humedad, lo que indica que el SWW estaba ubicado más cerca del ecuador que hoy. Después de los 12,5-9 ^{14}C ka BP, hubo una disminución en la intensidad del viento, aumento de la humedad, precipitaciones y temperatura, con la posición del SWW más cerca del polo (Glasser *et al.*, 2004).

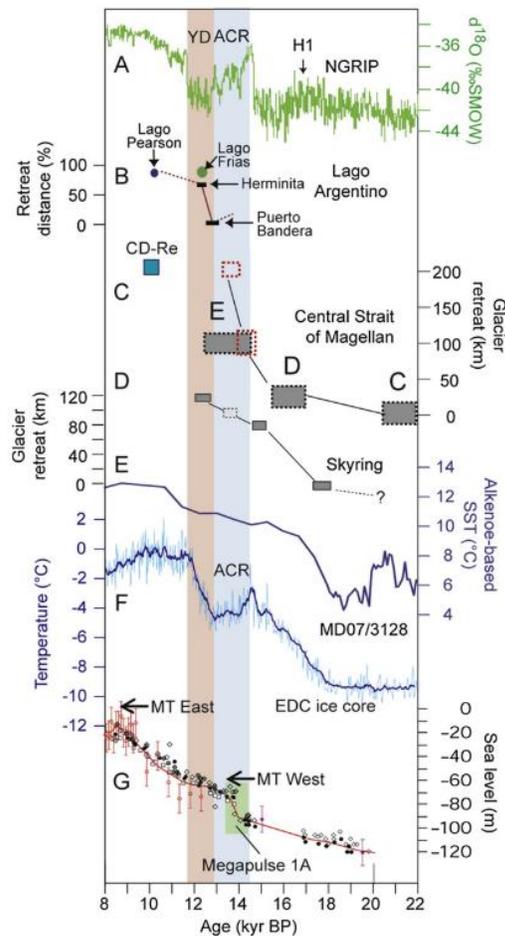


Figura 2.30. Historial de Deglaciación (22 a 8 ka BP) A: registro $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP (North Greenland Ice Core Project Members, 2004). B: Fases de retirada de hielo en Lago Argentino (Kaplan *et al.*, 2011). C: Etapas de retirada de glaciares C-E, longitudes de retirada en el Estrecho de Magallanes (McCulloch *et al.*, 2005), restricciones de retirada (cuadrados rojos, Boyd *et al.*, 2008) y posición del Holoceno temprano (CD-Re). D: Longitudes de retiro del Seno Skyring (Kilian *et al.*, 2007b). E: Registro de SST en alquenonas a los 53°S (Caniupán *et al.*, 2011). F: Cambios en la temperatura de la superficie antártica (desviación de la media del último milenio; Jouzel *et al.*, 2007) trazados en la escala de tiempo de Lemieux-Dundon (Lemieux-Dudon *et al.*, 2010). G: Estimaciones globales del nivel del mar compiladas por Siddall *et al.* (2003). Se indica la transgresión marina en la entrada occidental del Estrecho de Magallanes (MT West, Kilian *et al.*, 2007b) y su entrada al Atlántico oriental (MT East, McCulloch y Morello, 2009). Tomado de Kilian y Lamy (2012).

Durante el retroceso glaciario luego de la etapa Glaciario Tardío (etapa E, Mcculloch *et al.*, 2005), se produjo una transgresión marina gradual en los lagos proglaciales y una transgresión marina en la parte occidental del Estrecho de Magallanes, formando un extenso sistema de fiordos patagónicos, en torno a los 14,3 ka BP. Luego se reconoce una transgresión atlántica al Estrecho de Magallanes cerca de los 9 ka BP, relacionado al aumento del nivel del mar global (Kilian & Lamy, 2012). Para los ~12,8 ka BP, después de varios episodios de calentamiento, el campo de hielo en su máximo glaciario se separó en el CHN y CHS (Glasser *et al.*, 2004, 2012) y se abrieron rutas de drenaje hacia el pacífico. Este episodio que se relaciona con el drenaje de un gran lago con hielo a la altura del Lago General Carrera/Lago Buenos Aires y que ocurrió durante la fase final de la Deglaciación (Glasser *et al.*, 2012).

Antecedentes del Holoceno

Las condiciones climáticas durante el Holoceno son mejor representadas por los registros oceánicos de las temperaturas superficiales del mar, mostrando un máximo termal durante el Holoceno temprano y temperaturas más bajas y constantes durante los últimos 8 ka BP (Kilian & Lamy, 2012). Lo que se ve reflejado en las temperaturas de hace 3,5 y 2,5 ka BP, debido a los períodos de baja actividad solar, y durante la Pequeña Edad de Hielo o LIA (sigla en inglés de *Little Ice Age*), donde se registraron temperaturas de hasta 1,5°C, con precipitaciones relativamente altas (Glasser *et al.*, 2004; Kilian & Lamy, 2012).

Para los últimos 5 ka BP, se observa una clara relación entre la fuerza del SWW, el comportamiento del ENSO, la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ sigla en inglés) y la actividad solar, a escala decenal y de cientos de años. La baja actividad solar se relaciona con un SWW débil y/o desplazado hacia el norte, con eventos de El Niño más frecuentes y una ITCZ desplazada hacia el sur y/o débil (Glasser *et al.*, 2004; Kilian & Lamy, 2012).

Estas condiciones permitieron que luego de los 5,5 ka BP ocurrieran avances glaciares, impulsados por el aumento, a corto plazo, de la fuerza del SWW, las precipitaciones, y ablación y temperatura reducidas, como se registró durante la LIA (Glasser *et al.*, 2004; Kilian & Lamy, 2012), reconocido como un periodo Neoglacial.

En Glasser y otros (2004), se describen dos tipos de asignación a periodos de neoglaciaciones (Figura 2.31). El “tipo Mercer”, que presenta avances glaciares a los 4700–4200 ¹⁴C años BP, 2700–2000 ¹⁴C años BP y durante la LIA; y el “tipo Aniya”, que tiene avances a 3600 ¹⁴C años BP, 2300 ¹⁴C años BP, 1600–1400 ¹⁴C años BP y la LIA. Ambas cronologías se basan en dataciones de radiocarbono, muchos de los cuales corresponden a fechas mínimas, y en el comportamiento de glaciares de *calving*, los cuales no tienen una reacción lineal con el clima.

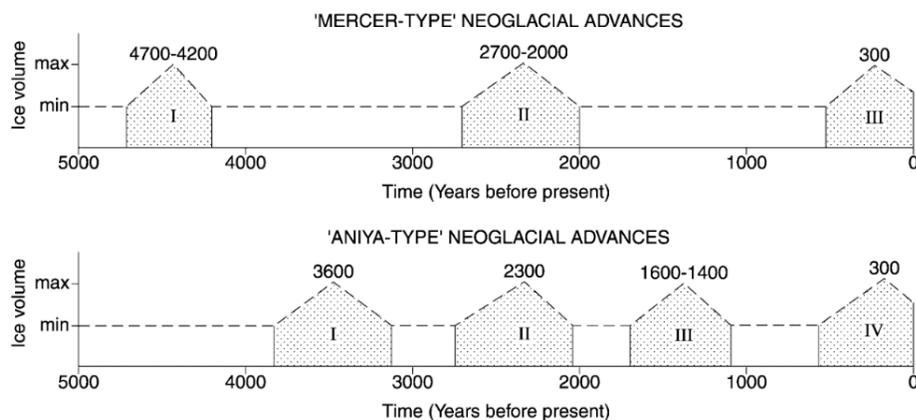


Figura 2.31. Cronologías neoglaciales propuestas para la fluctuación de los glaciares patagónicos en el Holoceno por Mercer (1970, 1976, 1982) y por Aniya (1995, 1996). Las áreas sombreadas representan períodos de expansión de los glaciares. La cronología 'tipo Mercer' tiene avances glaciares en aproximadamente 4700-4200 14C años BP, 2700-2000 14C años BP y durante la Pequeña Edad de Hielo. La cronología 'tipo Aniya' tiene avances glaciares a aproximadamente 3600 años 14C BP, 2300 años 14C BP, 1600-1400 14C años BP y durante la Pequeña Edad de Hielo. Tenga en cuenta que el volumen total de hielo es esquemático y no pretende representar volúmenes específicos en ningún momento. Diagrama modificado a partir de ideas presentadas por Ivins y James (1999). Tomado de Glasser *et al.* (2004).

La Pequeña Edad de Hielo o LIA, se representa por los sistemas de morrenas más cercanos a los márgenes actuales de los glaciares (Glasser *et al.*, 2004). Corresponde a un periodo frío desarrollado durante el último milenio y que se caracteriza por expansiones en los glaciares y retrocesos moderados. Se presentó tanto en el hemisferio sur como en el norte, con momentos diferidos. La mayoría de los límites se sitúan entre el 1400 y 1900 DC (IPCC, 2013). Este intervalo no fue uniformemente frío y existieron anomalías de temperaturas regionales (Villalba *et al.*, 2003).

En la Patagonia es reconocido, durante 1340 y 1640 DC, por un largo intervalo frío-húmedo con temperaturas mínimas, donde los glaciares alcanzaron su extensión máxima entre 1600-1700 DC (Glasser *et al.*, 2004). Se presentaron temperaturas anómalas medias de 0,53°C y 0,86°C en los sectores norte y sur de la Patagonia, respectivamente (Villalba *et al.*, 2003). Luego de este periodo, el comportamiento de los glaciares se ha caracterizado por una tendencia general de retroceso (Villalba *et al.*, 2003; Glasser *et al.*, 2004; Masiokas *et al.*, 2009; Rivera *et al.*, 2012), debido al aumento de la temperatura y la disminución regional de las precipitaciones en la costa del Pacífico en los Andes sur durante el siglo XX (Villalba *et al.*, 2003), lo que claramente se observa en la Patagonia, con excepción del Glaciar Pio XI, que ha avanzado en gran parte durante el siglo XX y XXI.

2.6 Antecedentes históricos: Glaciar Pio XI

El Glaciar Pio XI o Brüggén corresponde a un glaciar de tipo complejo con varios frentes. Actualmente, posee un frente principal sur en el fiordo Eyre, un frente principal norte en el Lago Greve y otros en lagunas proglaciares laterales, tanto por el norte como por el sur.

Este glaciar ha sido estudiado desde 1945 por diversos autores, siendo foco de mucha atención por su particular comportamiento (Agostini, 1945; Mercer, 1964; Aniya, 1992; Rivera, 1992; Warren & Rivera, 1994; Warren *et al.*, 1997; Rivera *et al.*, 1997; Wilson *et al.*, 2016; Rivera, 2018).

Tabla 2.1. Características Glaciar Pio XI (Casassa et al., 2002).

<i>Largo</i>	64 km
<i>Área total</i>	1265 km ²
<i>Área acumulación</i>	1014 km ²
<i>Área ablación</i>	251 km ²
<i>AAR (A.ACC/A.TOTAL)</i>	0,8
<i>ELA (Rivera & Casassa, 1999)</i>	1.100 m
<i>Elevación máxima</i>	3607 m

En 1926 se evidenció un rápido avance con la presencia de una gran acumulación de sedimentos en el frente sur. Se planteó una velocidad diaria de avance de 20 m/día (Warren & Sugden, 1993). Este y otros periodos de avances, 1945-1951, 1976-1981 y 1992-1994 (Sakakibara & Sugiyama, 2014), han llevado a que autores planteen la hipótesis de que este ha pasado por fases de tipo *surge* (Rivera *et al.*, 1997; Rivera, 2018).

En 1945, donde se observó un retroceso en el frente norte, permitió distinguir la presencia de dos cordones morrénicos (Figura 2.32): Greve I, anterior a 1925 y de 150 m de elevación, y Greve II, que se asume como producto de la acumulación de material por el avance de 1926.

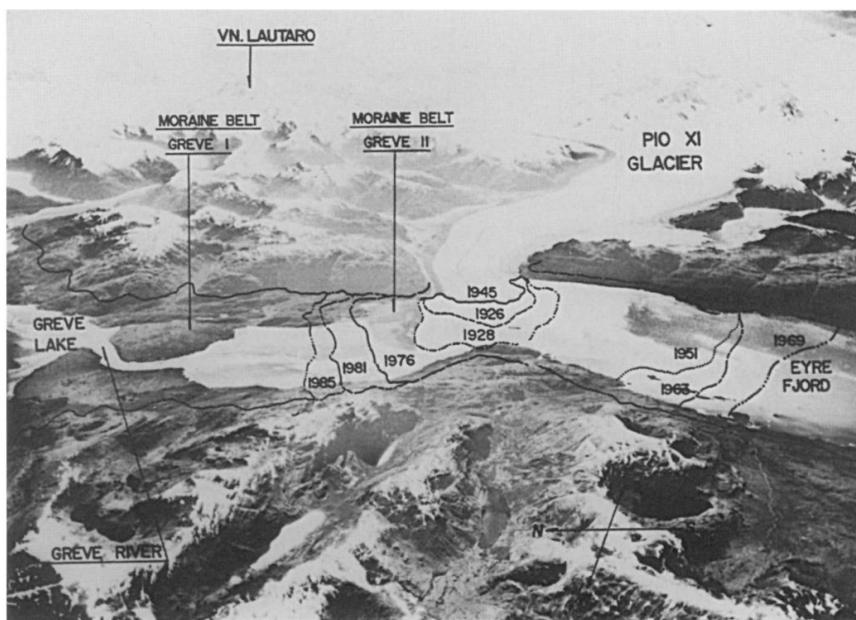


Figura 2.32. Posiciones del Glaciar Pio XI entre 1926-1985 en fotografía aérea oblicua (Trimetrogon) de 1945. Tomada de Rivera et al. (1997).

Para el periodo de 1945-1995, el glaciar aumentó la altitud de la ELA en 220 m, presentando un avance anómalo de aproximadamente 10 km, además engrosó 44,1 m en la zona de ablación entre 1975-1995 (CECS – DGA, 2009).

Diversos terrenos al glaciar han detectado avances y retrocesos del glaciar, además de la formación de bancos morrénicos en el frente sur, dejando en evidencia los retrocesos del glaciar y la baja profundidad del Fiordo Eyre en el término del glaciar.

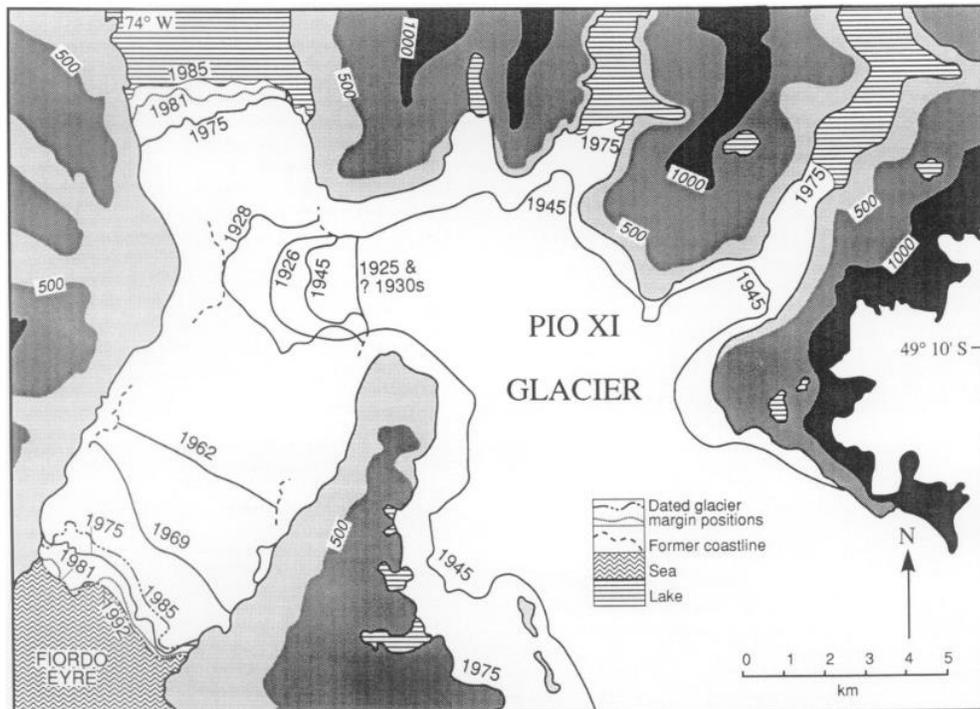


Figura 2.33. Fluctuaciones del Glaciar Pio XI. Tomado de Warren y Sugden (1993).

Para el periodo de 1945-1951 la profundidad variaba entre 8 y 35 m, desde el frente del glaciar hasta 11 km al sur, aproximadamente (Rivera *et al.*, 1997). Luego para el año 1992 fluctuaba entre 8 y 45 m de profundidad, y para 1997 se registró una profundidad media de agua de 26 m (C. Warren & Aniya, 1999).

Por otro lado, la destrucción de un bosque de Cipreses, que se encuentra en el sector Occidental del frente sur, refleja el fuerte avance del glaciar (Rivera *et al.*, 1997).

Sakakibara y Sugiyama (2014) reconocieron el avance consistente que ha tenido el Glaciar Pio XI, registrando un avance de 1,07 km entre 1984 y 2011, con episodios cortos de retroceso (0,86 km entre 1999 y 2000). Además, notaron que durante 1984-1986 y 2000 solo el frente norte avanzó y que entre 2000 y 2010-2011 avanzó el frente sur.

Tabla 2.2. Observaciones y mediciones glaciológicas de diversos investigadores para el Glaciar Pio XI

	<i>Periodo</i>	<i>Variación frontal</i>	<i>Tasa de variación</i>	<i>Área perdida</i>	<i>Velocidad</i>	<i>Referencia</i>
<i>Frente norte</i>	1945-1976	+4100 m	+132 m/día	-18,4 km ²	-	Aniya et al. (1992)
	1976-1986	+1200 m	+120 m/día	-2,7 km ²	-	
	1984/1985/1986-2000	44±8 m/año	-	-	-2,9±0,8 m/día	Sakakibara & Sugiyama, 2014
	1984/1985/1986-2010/2011	-	-	-	-33,1±0,8 m/día	
	2000-2010/2011	19±13 m/año	-	-	-3±3 m/día	
<i>Frente sur</i>	1945-1976	+10.000 m	+323 m/día	-51,4 km ²	-	Iwata (1983)
	1976-1986	-600 m	-55 m/día	+1,4 km ²	-	Aniya et al. (1992)
	1986-1992	+700 m	+117 m/día	-	-	Warren & Sugden (1993)
	1984/1985/1986-2000	7±8 m/año	-	-	34,5±0,7 m/día	Sakakibara & Sugiyama, 2014
	1984/1985/1986-2010/2011	-	-	-	41,4±0,7 m/día	
	2000-2010/2011	97±13 m/año	-	-	-57,5±0,4 m/día	

2.7 Antecedentes históricos: Glaciar Amalia

El Glaciar Amalia corresponde a un glaciar de marea con frente desprendente (*tidewater calving glacier*). En un informe del Centro de Estudios Científicos (2009) se registró una altura aproximada de 70 m en el frente. Respecto a esto, en una observación realizada por Rada (unchart.org), entre 1908 y 2017 perdió 400 m de espesor (Figura 2.34). Se describe además el brazo meridional del glaciar, conocido como Amalia Chica, el cual ha retrocedido y ha dejado un segmento relicto protegido por la ladera sur del Volcán Reclus (CECS – DGA, 2009).

Tabla 2.3. Características Glaciar Amalia (Casassa et al., 2002; Lopez et al., 2010).

<i>Largo</i>	21 km
<i>Área total</i>	178 km ²
<i>Área acumulación</i>	126 km ²
<i>Área ablación</i>	32 km ²
<i>AAR (A.ACC/A.TOTAL)</i>	0,8
<i>ELA</i>	900 m



Figura 2.34. Pérdida de volumen en Glaciar Amalia. Imagen 1908 de Carl Skattsberg, imagen 2017 de UNCHARTED. Tomadas de unchart.org.

Warren y Sugden (1993) han descrito al G. Amalia como el único glaciar en el oeste y suroeste que ha experimentado una retirada sustancial. Para esa fecha todos los demás glaciares que drenan hacia el Occidente habían mantenido sus posiciones, avanzado o retrocedido un poco. Se ha registrado una tasa de retroceso de 278 m/año entre 1945/1945-1985/1986, retrocediendo 11 km (Figura 2.35), mientras que entre 1986-2000 disminuyó esta tasa a 15 m/año (Sakakibara & Sugiyama, 2014).

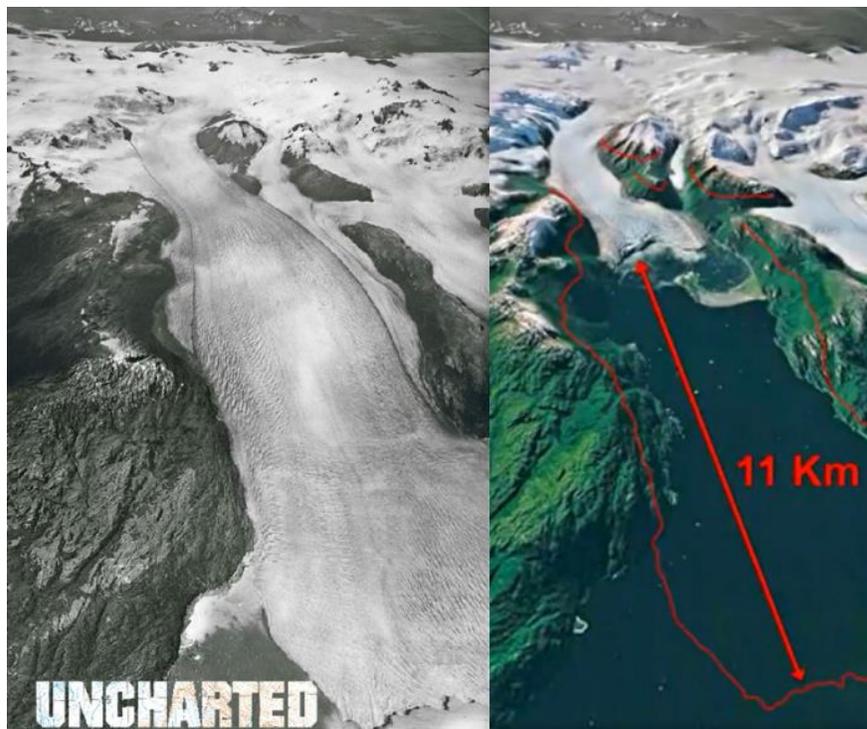


Figura 2.35. Retroceso registrado desde 1945. Imagen izquierda de febrero 1945, fotografía aérea del vuelo USAF Trimetrogon. Imagen derecha Landsat de marzo 2017. Tomado de unchart.org.

3. METODOLOGÍA

3.1 Introducción

Para establecer relaciones entre la dinámica glaciaria y sedimentología, se realizaron análisis glaciológicos, sedimentológicos y geomorfológicos.

En el contexto del proyecto “Geoformas submarinas y procesos sedimentarios en los ambientes glaciomarininos de fiordos en la región de los Campos de Hielo sur”, se tomaron muestras en forma de testigos de sedimento, obtenidos mediante *gravity corer* en puntos específicos de fiordos de Campos de Hielo sur en 2017. A estos testigos se les aplicó técnicas en las cuales no se perturbó su contenido (no invasivas) y otras metodologías invasivas, con el objetivo de visualizar y describir sus características sedimentológicas y sus variaciones.

Por otro lado, se realizó un estudio glaciológico y geomorfológico en base a principalmente imágenes satelitales, modelos de elevación digital (DEM) y mapas batimétricos.

3.2 Metodologías no invasivas en testigo de sedimento

3.2.1 Tomografía de rayos X computacional (TC)

La tomografía de rayos X se desarrolló como una técnica de imagen médica para personas a principios de la década de 1970 por Hounsfield (1973), y ya desde los 80' corresponde a una técnica de registro rápida y no destructiva para la investigación sedimentológica de alta resolución (Orsi *et al.*, 1994; Tanaka *et al.*, 2011), basada en la absorción diferenciada de rayos X, midiendo la atenuación de rayos X y resaltando las diferencias de densidad de distintos materiales, no requiriendo de un muestreo de sedimentos. Con esto es posible definir, en primer orden, donde hay y no hay sedimento dentro de un testigo sedimentario. Estas diferencias se visualizan en un arreglo de tonalidades de grises que representan la atenuación de los distintos tipos de sedimento.

La TC permite la visualización tridimensional de las estructuras internas de las muestras de sedimentos, determinadas principalmente por las variaciones de densidad y composición. Permiten reconocer laminaciones y el grosor de éstas, cambios de composición, bioturbaciones, estructuras milimétricas, como laminaciones convolutas delgadas, características erosivas, deformaciones, propiedades físicas, facies sedimentarias (Rothwell & Rack, 2006) y así, procesos sedimentarios.

Los valores de absorción y variaciones de densidad que entrega la TC se expresan en unidades de Hounsfield [HU], que corresponden a un coeficiente de absorción lineal y que son

proporcionales al coeficiente de atenuación lineal (μ). La imagen resultante, permite una interpretación en términos de densidad, de las estructuras y tejidos que absorben rayos X en la muestra de sedimento. El μ depende de la densidad y la composición química de las muestras y la energía utilizada. Una densidad más alta y números atómicos más altos implicarán una mayor atenuación de los rayos X (Tanaka *et al.*, 2011).

El coeficiente de atenuación lineal (μ) se describe por la ley de atenuación, descrita por Renter (1989),

$$I/I_o = \exp(-\mu d),$$

Con I_o , la intensidad de rayos X al ingresar al material de prueba; I , la intensidad a la salida, y d , la longitud del trayecto del rayo (o grosor del objeto).

Una sección del cuerpo de sedimento se expone a un haz rotativo de rayos X. Los detectores registran las intensidades de los haces atenuados y las transmiten a un computador. Aquí, calcula el valor de densidad de la TC promedio individual de cada píxel en unidades HU. El valor de densidad del agua destilada se establece en 0 HU y la densidad del aire en -1000 HU (Tanaka *et al.*, 2011). Las densidades aparentes de sedimentos, varían entre 700-1400 HU, lo que equivaldría a 1,5-2,25 g/cm³ (Renter, 1989), los valores más comunes están entre 400-1200 HU (Tanaka *et al.*, 2011). El valor para la calcita corresponde a 2500 (Fortin *et al.*, 2013). Las variaciones en las características de los materiales pueden sobre o subestimar los valores.

Las imágenes obtenidas son representadas por escalas de grises, las cuales corresponden al coeficiente de atenuación lineal de los rayos X en unidades HU, y estos valores permiten construir histogramas que muestran la densidad de la TC (Renter, 1989; Tanaka *et al.*, 2011). Tiljander y otros (2002), reconocen que las capas mineralógicas densas tienen más capacidad de absorber rayos X que las capas más orgánicas, por lo que se observan en colores más claros dentro de la escala de grises en las imágenes producidas (Figura 3.1).

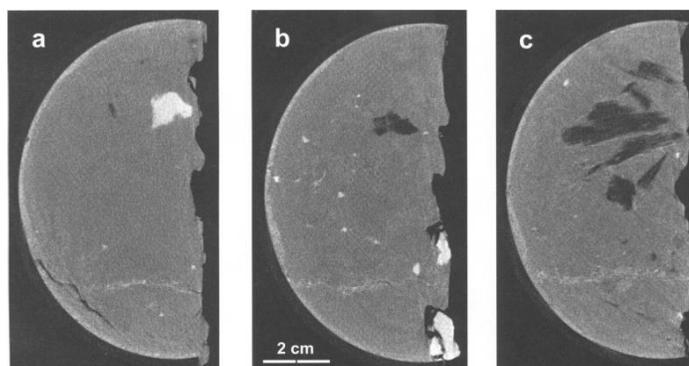


Figura 3.1. Imágenes de tomografía computarizada separadas en 5 cm. Muestran *dropstones* subangulares en a) y b) (blanco), restos de plantas en b) y c) (gris oscuro), y un dique de arena en la mitad inferior de las tres imágenes. Tomada de Flisch y Becker (2003).

En general, el testigo a estudiar se coloca en el centro de una fuente de rayos X y el detector de los rayos, mientras que el área escaneada se determina por medio de un software de escaneo que recibe las señales del detector y las traduce en una imagen. La exploración se realiza mediante un movimiento de rotación gradual de 360° del escáner alrededor del objeto posicionado en un eje XY. La energía e intensidad utilizados se determinan en kilovoltios [kV] y mili-amperaje [mA] en el tiempo [seg].

Para este estudio se realizaron tomografías a los testigos extraídos en los fiordos Eyre y Amalia durante el proyecto CIMAR23, realizado entre octubre y noviembre del 2017 (Tabla 3.1 y 3.2). Estos se obtuvieron mediante un núcleo de gravedad (*gravity corer*) utilizando tubos de extracción de PVC.

Tabla 3.1. Ubicación de testigos sedimentarios obtenidos durante el proyecto CIMAR 23

Estación	Ubicación	Latitud	Longitud	Código Testigo	Profundidad [m]	Largo [m]	Secciones
28	Fiordo Eyre	-49,2959	-74,0718	C23EY-28_G	200	1,86	2
75	Fiordo Amalia	-50,9061	-73,8269	C23PL-75_G	150	2,56	2

Tabla 3.2. Secciones de testigos de sedimentos de los fiordos Eyre y Amalia

Estación	Ubicación	Testigo	Sección	Posición	Largo m
28	Fiordo Eyre	C23EY-28_G	C23EY-28_G_1_2	Bottom	1,5
28	Fiordo Eyre	C23EY-28_G	C23EY-28_G_2_2	Techo	0,36
75	Seno Amalia	C23PL-75_G	C23PL-75_G_1_2	Bottom	1,55
75	Seno Amalia	C23PL-75_G	C23PL-75_G_2_2	Techo	1,01

Estas imágenes fueron tomadas el día 10 de enero, 2019, con las tecnologías asociadas al Centro de Imagenología del Hospital Clínico, J. J. Aguirre, de la Universidad de Chile, mediante el escáner de la empresa Siemens de tomografía computarizada helicoidal y de doble energía modelo SOMATOM Definition Edge que es utilizado para principalmente usos médicos.

Este escáner se basa en la radiación de rayos-X utilizando una fuente motorizada de rayos X que gira alrededor de una estructura circular llamada Gantry. Durante la toma de la tomografía, los testigos permanecen horizontales sobre una plataforma que se desplaza a través de la estructura circular. Este sistema digitaliza las señales de rayos X que son transmitidas a una computadora una vez que se completa una rotación, construyendo una imagen en 2D.



Figura 3.2. Testigos de sedimento en escáner Siemens. Fotografía tomada de publicación de Universidad de Chile, 13 de marzo de 2019 (<https://uchile.cl/u151874>).

Para sacar las tomografías se posicionaron las secciones de los testigos con el techo hacia adelante, pasando este primero por el escáner. Por cada tomografía se pasaron dos secciones de testigos distintos, por esto se marcaron los códigos correspondientes a cada testigo y el del lado derecho se marcó con un alambre para identificarlo en la imagen.

Los testigos fueron pasados por radiaciones de energía baja hasta alta (80-120-140 [kV]) y entre 130-160 [mA], con un tiempo de exploración de aproximadamente 30 segundos para la pasada de energía baja, a ~50 segundos a la pasada con energía intermedia. Sacando tres imágenes a cada testigo, tomando primero una imagen de baja resolución y luego con las mejores, las cuales luego se procesaron en el momento para crear una de mejor resolución.

Mediante este procedimiento se obtuvo imágenes de una resolución longitudinal de 0,6 mm, lo que corresponde a la separación entre cada imagen tomada (la resolución transversal depende del área que se escanea). Con estas imágenes y la utilización del software gratuito *RadiAnt DICOM Viewer* para tomogramas fue posible reconstruir el testigo y obtener imágenes 3D.

En este software fue posible visualizar las tomografías con distintas configuraciones de ventanas de brillo y contraste (WL y WW, respectivamente) para seleccionar las mejores imágenes en las que se distinguieran las estructuras presentes. Para todas las visualizaciones se utilizaron los ajustes de contraste y brillo preestablecidos por el programa y el ajuste *full Dynamic*, donde el píxel con el menor valor de HU se presenta de color negro y el más alto de blanco.

Luego de definir las imágenes, se editaron por medio del software gratuito GIMP 2.0. En este programa se realizó una reducción del rango dinámico de las imágenes, asignándole nuevos valores a los píxeles en una nueva escala de grises. De esta forma se aumentó el contraste de los tonos de grises y, por lo tanto, a la densidad en unidades de HU. Posterior a esto, se utilizó el software *ImageJ* para obtener valores de las escalas de grises que se definieron en las

tomografías, para luego relacionarlos con los valores de densidad en unidades de HU por medio de una regresión lineal ($R^2 > 0,95$).

3.2.2 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética (SM) es el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético. Significa la facilidad con la que una sustancia puede ser magnetizada, atraída o repelida por un campo magnético. Es una medida del cambio de la intensidad de un campo magnético, ya sea positivo o negativo, causado al colocar una muestra en ese campo, controlado por la concentración y la composición (mineralogía y tamaño/forma del grano) del material magnetizable (Robinson, 1992).

Puede ser medida en todo tipo de material, ya sea en laboratorio o en terreno, y no destruye las muestras. Se expresa en unidades CGS (cm. gr. seg.) o SI y tiene dos rangos de medidas que dan una resolución de 1 o 0.1×10^{-6} CGS por volumen específico de mediciones. Corresponde a una función de la cantidad de minerales magnéticos, sobre todo magnetita y pirrotina, que contienen las muestras, pudiendo dar una estimación rápida del carácter ferromagnético de los materiales.

El valor κ o susceptibilidad magnética de bajo campo, corresponde a una constante de proporcionalidad entre la intensidad de magnetización M inducida en el material por la fuerza de un campo magnético aplicado H ($\kappa=M/H$), por lo tanto, la SM no tiene ninguna relación con el campo magnético de la Tierra en el sitio de deposición, pasado o presente (Robinson, 1992).

La SM está dada por el momento magnético de los átomos, los cuales se orientan permitiendo clasificar los materiales en diamagnéticos, cuando los momentos se cancelan teniendo valores de SM negativa ($k < 0$, cuarzo, feldspatos y calcita), ferromagnéticos ($k \gg 0$, magnetita, piritita) y paramagnéticos ($k > 0$, biotita, olivino, sulfatos ferrosos), en los cuales queda un remanente de momento magnético.

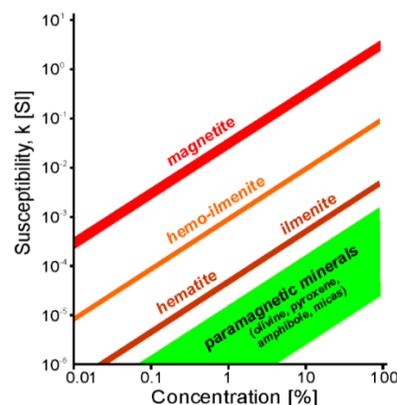


Figura 3.3. Contribución mineral a la susceptibilidad de las rocas (AGICO, 2011). Tomado de Ramirez (2012).

La susceptibilidad magnética inicial se puede medir directamente en testigos de sedimento sin abrir en un revestimiento de plástico con un sensor. Esto permite caracterizar el espectro magnético del testigo, en función de la concentración, por unidad de volumen, de material magnetizable que contienen, ya sea, niveles ricos en elementos aluminosilicatos de los aportes detríticos o niveles de oxidación, los cuales residen en general en la fracción litogénica de los sedimentos, incluyendo las sustancias magnetizables de óxidos de hierro (por ejemplo, magnetita y hematita) y cualquier compuesto que contenga los iones Fe^{2+} , Fe^{3+} o Mn^{2+} (Robinson, 1992). Además, puede reflejar variaciones temporales o ciclos en la adquisición de minerales detríticos, ligados a cambios climáticos por ejemplo, y por medio de parámetros ferrimagnéticos, refleja la concentración de magnetita de grano fino (Tiljander *et al.*, 2002), y así definir cambios estratigráficos en los testigos de sedimentos marinos.

Los minerales magnéticos más comunes encontrados en sedimentos de aguas profundas incluyen: óxidos de hierro-titanio fuertemente magnéticos (ferrimagnéticos) como la magnetita ($\text{SM} = 10^{-3}$ a 10^{-1} CGS) y monosulfuros de hierro como la pirrotina ($\text{MS} = 10^{-6}$ a 10^{-3} CGS), y óxidos de hierro débilmente magnéticos (antiferromagnéticos) como la hematita y oxihidróxidos de hierro como goetita ($\text{MS} = 10^{-7}$ a 10^5 CGS) (Robinson, 1992).

Las sustancias paramagnéticas, son materiales moderadamente magnetizables, en estos se incluyen minerales arcillosos (clorita, esmectita y glauconita), silicatos ferromagnesianos, carbonatos de hierro y manganeso, disulfuros de hierro (pirita), y mineraloides autógenos, como el oxihidróxido férrico (limonita). Estos se presentan con frecuencia como complejos coloidales en las aguas de los poros de sedimentos marinos (Robinson, 1992). En general el carbonato biogénico y la sílice son materiales muy débilmente magnetizables y presenta un comportamiento diamagnético, teniendo valores de SM negativos extremadamente débiles (entre -1 y -5×10^{-7} CGS).

En el contexto del estudio sedimentológico de los testigos obtenidos de los fiordos Eyre y Amalia se realizaron mediciones de la susceptibilidad magnética de los testigos antes del muestreo.

Este proceso se llevó a cabo en las mediaciones del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, utilizando el susceptómetro MS2C de Bartington Instruments (Figura 3.4). Este equipo posee sensores que permiten entregar valores volumétricos de SM en una alta resolución en cualquier tipo de testigo.

Las mediciones se realizaron de forma directa y secuencial al testigo, el cual se posicionó sobre unos soportes de madera que permitieran que el testigo estuviera nivelado y lograra pasar a través de los sensores del equipo. La programación del equipo se realizó para obtener una resolución de 1 cm, es decir, que cada 1 cm se fue pasando el testigo a través de los sensores para que realizaran una medición. A estas medidas se les sumó mediciones en blanco al principio y

final del testigo para así calibrar el equipo, la cual se realiza con respecto al diamagnetismo del agua (Montiel, 2019). Así se entregaron resultados en unidades de medidas de $[x 10^{-5} \text{ SI}]$.



Figura 3.4. Susceptómetro MS2C de Barington Instruments.

El equipo utilizado entrega mediciones en torno al centímetro medido en un total de 2 cm (valores corregidos por deriva del equipo), por lo tanto, entrega valores promedio entre la SM del sedimento y aire que se encuentran en los 2 cm de espesor. Debido a esto, se realizó una corrección adicional para disminuir el error ocasionado por estos factores, con el objetivo de eliminar las zonas dentro del testigo que tuviesen densidades negativas (aire) y llevar los valores de SM al área de sedimento que corresponde (Montiel, 2019).

La corrección se basa en tomar imágenes transversales de la tomografía del testigo cada 1 cm las cuales se correlacionan con las mediciones de SM. Estas se llevaron al software GIMP 2.0, donde se realizó un conteo de píxeles de los espacios vacíos (Figura 3.5), los cuales poseen densidad (HU) <0 , y de la circunferencia de sedimento total.

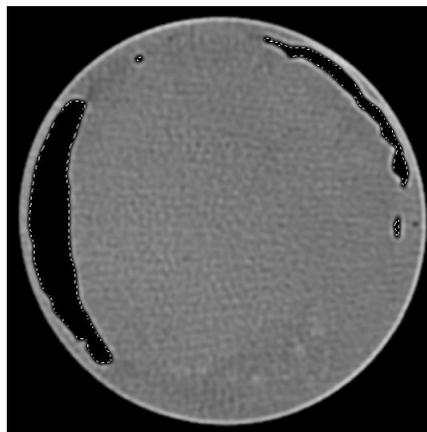


Figura 3.5. Imagen de corte transversal de tomografía en el software GIMP 2.0. En líneas punteadas blancas se encuentran encerradas las áreas de píxeles con espacios vacíos (HU <0).

Estos valores se tabularon para calcular el porcentaje de área vacía en cada corte transversal, un factor que permitió recalcular el valor de la SM del sedimento presente en cada sección, considerando que el valor de la susceptibilidad magnética del aire es 0, por medio de la relación (Montiel, 2020),

$$SM_o = SM_a X + SM_s Y,$$

Con SM_o susceptibilidad magnética con corrección por deriva entregada por el equipo, SM_a susceptibilidad del aire, SM_s la susceptibilidad magnética del sedimento, X e Y los factores de porcentaje de área que corresponde al aire y sedimento, respectivamente. Debe considerarse que en las zonas donde hay mayor área de aire o espesores donde cambia drásticamente el sedimento, existe una subestimación del valor de la SM.

3.3 Metodologías invasivas en testigo de sedimento

Los estudios de descripción y submuestreo de los testigos de los fiordos Eyre y Amalia se realizaron en los laboratorios de Sedimentología de la Universidad de Chile.

El primer trabajo consistió en abrir y separar cada sección de los testigos, para una posterior descripción con observaciones de primer orden, incluyendo color, granulometría, estructuras sedimentarias, contactos si fuese posible, presencia de fósiles y deformaciones del testigo por manejo de este.

Para realizar la apertura de los testigos se utilizó una guía de madera donde se posiciona el testigo al cual se le marcó en las tapas de los extremos los puntos medios por donde se procedió a cortar con un *Dremel*, procurando que la profundidad de corte no llegara a cortar el sedimento. Esto se realizó por ambos extremos. Con una cuchilla se terminó por separar ambas partes del tubo. Luego de esto, se procedió a separar el sedimento por medio de un alambre con dos extremos de madera que se deslizó desde el techo del testigo hasta la base, cuidando de no producir mayor deformación dentro del sedimento. Con paletas húmedas se fue despegando las mitades de los testigos.

Una vez lograda la separación, se procedió a elegir la sección que utilizó de muestra y la sección de archivo, a la cual no se le realizaron muestreos, manteniéndose como respaldo. Ambas secciones, cuando no estuvieron en uso, se mantuvieron envueltas en papel film refrigeradas a 4°C y con el código correspondiente a cada testigo, indicando además el techo y base de este.

3.3.1 Descripción de testigos y facies sedimentarias

La descripción de unidades y facies sedimentarias se realizó en primera instancia detallando las características de los testigos en base a la planilla de descripción de testigos, como se observa en la Figura 3.6 (ANEXO A). Reconociendo rasgos inmediatos y más predominantes, como el largo de estos, la recuperación de sedimento dentro del testigo (%), el tamaño del grano, perturbación del testigo, estructuras sedimentarias y/o presencia de fósiles.

CORE: C23EY-28-6		Core Description Sheet				Section: 2/2		
LENGTH:						Section Length: 0.36		
Lat		Long		Water depth	Date: 19/06/2019	Describer		
cm	Recovery (%)	Graphic Lithology	grain size		Coring Disturbance	sed. struct./fossils	Samples	Description
			CLAY	SILT				
0	100%							2cm @ Unidad de los 0-3cm (intermediate limo, presencia de arena y en menor medida)
10	0%							① 11.5cm Unidad de los (8-36) principalmente de limo arenoso (presencia de granos de arena muy finos y 1/10)
20								② 24cm Ambas unidades se observan mejor, sin presencia de interacción ni cambio de color.
30								③ 26.2cm color: Dark Gray (6EY 1-4/N)

Figura 3.6. Planilla de descripción de testigos.

Posterior a esto, se predefinieron unidades a las cuales se les realizó una descripción general. La selección de estas se basó en los protocolos de geología marina (*Visual Core Description*), incluyendo color, granulometría, selección, estructuras sedimentarias, bioturbación, presencia de fósiles. Estas unidades permitieron definir secciones para la obtención de muestras de sedimento para el análisis granulométrico y dataciones, ^{14}C en material orgánico encontrado y ^{210}Pb .

Para definir la granulometría a muestra de mano, se procedió a tomar una pequeña porción de sedimento en distintas posiciones a lo largo del testigo. Estas se depositaron en una placa Petri y se disolvieron con agua, luego se testeó la textura y se identificó dentro de lo posible el tamaño de grano.

La identificación de color de las unidades se logró utilizando el Sistema de Colores de Munsell, otorgándole a cada una un nombre y un código.

Estas características permitieron definir la extensión de cada unidad, una granulometría aproximada, relaciones de contacto, regularidad, estructuras y así las facies representativas de los testigos.

3.3.2 Granulometría

La granulometría láser es una técnica que permite medir el tamaño/diámetro de las partículas de la una muestra, también permite determinar la frecuencia estadística en función del tamaño dentro de la misma muestra en estudio. Esta metodología utiliza el principio de difracción y de difusión de un rayo láser.

El muestreo granulométrico se realizó a través de la toma de muestras en posiciones de interés, las cuales se eligieron en base a las unidades definidas en la primera descripción de los testigos, la tomografía corregida y la susceptibilidad magnética corregida (Figura 3.7).

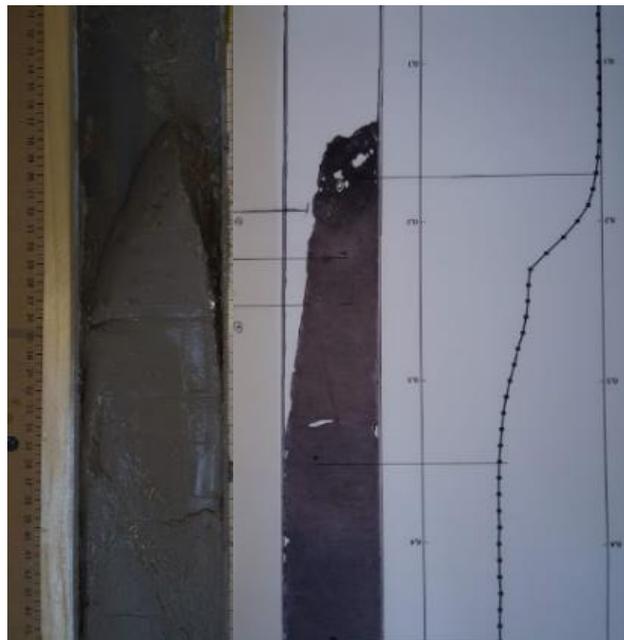


Figura 3.7. De izquierda a derecha, sección de testigo, tomografía corregida y susceptibilidad magnética corregida.

Se marcó puntos específicos para la obtención de las muestras para definir las unidades y facies sedimentarias de manera más específica. Estas muestras se tomaron en el centro de la posición correspondiente con un volumen de 1 cm^3 . Estas muestras fueron depositadas en vasos precipitados, se les agregó 150 ml de agua corriente y una cucharadita de defloculante. Se revolvió hasta que no quedaran grumos. Se dejó defloculando las muestras por al menos 2 días, revolviendo cada cierto tiempo.

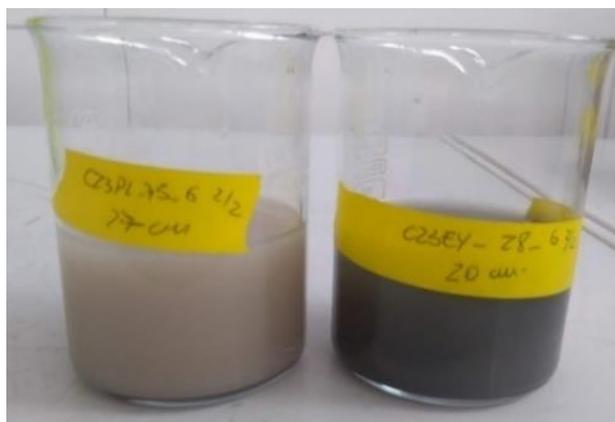


Figura 3.8. Muestras para granulometría láser disueltas en agua con desfloculante.

Para obtener la granulometría, antes de verter la muestra en el granulómetro láser, se preparó la muestra poniendo un oscilador magnético dentro del recipiente para que generara un vórtice y se mezclaran las granulometrías. De esta forma cuando se procedió a obtener la muestra para el equipo se adquirió una muestra con todas las granulometrías. La muestra que se depositó en el granulómetro láser fue sacada entre el vórtice y la pared del vaso y hasta la mitad de la columna de agua.

Durante el proceso de la toma de la granulometría de cada muestra se anotó el código de la muestra, la granulometría que se obtuvo de la muestra de mano, observaciones respecto a la obscuración obtenida, procurando que fuera la óptima (~15%), y la presencia y cantidad de material magnético perdido en el oscilador magnético y la granulometría aparente de este material (Figura 3.9).



Figura 3.9. Imán con material magnético obtenido luego de sacar muestra de granulometría del vórtice generado por el oscilador magnético.

Para obtener la granulometría se utilizó el equipo Malvern™ Mastersizer 2000 5.60 del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (Figura 3.10), el cual permite determinar la distribución granulométría de muestras de sedimentos finos entre 0.02 y 2000 [μm].

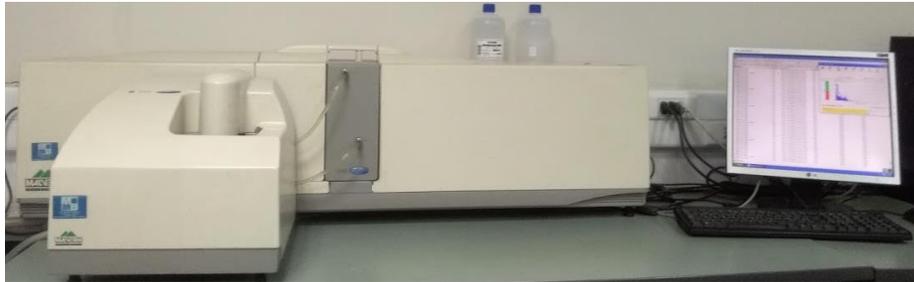


Figura 3.10. Equipo Malvern™ Mastersizer 2000 5.60 del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Este equipo utiliza el modelo de dispersión de Mie (1908) que predice la dispersión de partículas. Durante la medición por difracción del láser, las partículas pasan a través de un rayo láser enfocado. Éstas dispersan la luz en un ángulo inversamente proporcional al tamaño de cada partícula. La intensidad angular de la luz dispersada es medida con detectores fotosensibles, siendo esta la fuente principal de información para calcular el tamaño de las partículas.

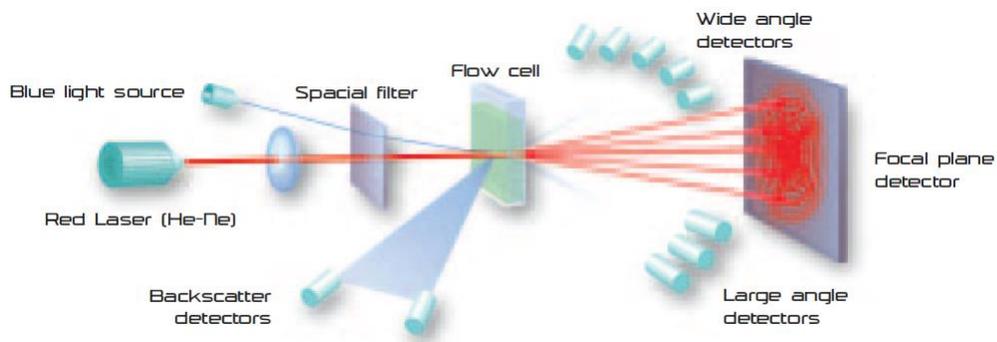


Figura 3.11. Principio de medición para granulometría láser del equipo Malvern Mastersizer 2000 5.60.

La información entregada por el analizador de partículas fue trabajada en el software Malvern, para así obtener las propiedades y datos granulométricos de cada muestra. Y luego estos se procesaron por medio del programa GRADISTAT 4.0 (Blott, 2000) para obtener distintos parámetros sedimentológicos como la asimetría, curtosis, selección y promedios, dados por el “método de momentos geométricos”.

Tabla 3.3. Fórmulas estadísticas utilizadas en el cálculo de los parámetros de tamaño de granos. f es la frecuencia en porcentaje, m es el punto medio de cada intervalo de clase en unidades métricas (m_m) o ϕ (m_ϕ); σ_x y ϕ_x son diámetros de grano, en unidades métricas o ϕ respectivamente, en el valor de percentil acumulado de x . Tomado de Blott (2000), programa GRADISTAT.

Mean	Standard Deviation	Skewness	Kurtosis		
$\bar{x}_g = \exp \frac{\sum f \ln m_m}{100}$	$\sigma_g = \exp \sqrt{\frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^2}{100}}$	$S\hat{k}_g = \frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^3}{100 \ln \sigma_g^3}$	$K_g = \frac{\sum f (\ln m_m - \ln \bar{x}_g)^4}{100 \ln \sigma_g^4}$		
Sorting (σ_g)	Skewness ($S\hat{k}_g$)	Kurtosis (K_g)			
Very well sorted	< 1.27	Very fine skewed	< -1.30	Very platykurtic	< 1.70
Well sorted	1.27 - 1.41	Fine skewed	-1.30 - -0.43	Platykurtic	1.70 - 2.55
Moderately well sorted	1.41 - 1.62	Symmetrical	-0.43 - +0.43	Mesokurtic	2.55 - 3.70
Moderately sorted	1.62 - 2.00	Coarse skewed	+0.43 - +1.30	Leptokurtic	3.70 - 7.40
Poorly sorted	2.00 - 4.00	Very coarse skewed	> +1.30	Very leptokurtic	> 7.40
Very poorly sorted	4.00 - 16.00				
Extremely poorly sorted	> 16.00				

Tabla 3.4. Escala de tamaño de grano adaptada en el programa GRADISTAT, modificada de Udden (1914) y Wentworth (1922). Tomado de de Blott (2000), programa GRADISTAT.

Grain Size		Descriptive term	
phi	mm		
-10	1024	Very Large	} Boulder
		Large	
-9	512	Medium	
-8	256	Small	
-7	128	Very small	
-6	64	Very coarse	} Gravel
-5	32	Coarse	
-4	16	Medium	
-3	8	Fine	
-2	4	Very fine	
-1	2	Very coarse	} Sand
0	1	Coarse	
1	microns 500	Medium	
2	250	Fine	
3	125	Very fine	
4	63	Very coarse	} Silt
5	31	Coarse	
6	16	Medium	
7	8	Fine	
8	4	Very fine	
9	2	Clay	

3.3.3 Datación con ^{210}Pb y ^{14}C

Para conocer tasas de acumulación de sedimentos en los testigos de sedimentos y acotar temporalmente los eventos de las dinámicas glaciares se tomó muestras a las cuales se les realizó una datación por medio de ^{210}Pb . Estas muestras debían pesar mínimo 5 gr en sedimento seco. Para esto solo se utilizó la sección techo de los testigos.

Considerando tasas de erosión en ambientes glaciomarineros de la Patagonía (0,24-8 mm/año, Koppes *et al.*, 2015; 0,14-0,83 mm/año, Fernandez *et al.*, 2016), y tasas de acumulación de sedimentos similares a los expuestos en el Glaciar Europa (Koppes *et al.*, 2015) de 11,4 mm/año, se muestreó cada 1 cm tomando una muestra de espesor de 0,5 cm, tomando en total 10 muestras, para abarcar un periodo estimado de 150 años (ANEXO B).

Las muestras frescas fueron depositadas en vasos precipitados, previamente pesados y rotulados, luego se pesó el vaso junto con el sedimento en una balanza Sartorius modelo TE-412 para así conocer el peso de la muestra húmeda. Posterior a esto, se secaron las muestras en un horno a 40°C para así eliminar la humedad y obtener el peso en seco del sedimento. Una vez obtenidas las muestras en seco, se traspasaron a bolsas plásticas rotuladas y pesadas, y se volvió con el sedimento seco.

Además, se buscaron muestras fósiles para realizar una datación de radiocarbono y completar la información respecto a las tasas de sedimentación. Para esto se definieron posiciones de posibles muestras orgánicas por medio de la tomografía. Estas muestras tenían las características de poseer una mayor densidad de HU, tenían formas más definidas y se encontraban ligadas a una posible bioturbación.

Una vez definidas estas posiciones, se buscó las muestras en el testigo utilizando una aguja que atravesara el sedimento. Una vez obtenidas se depositaron en vasos precipitados, se les agregó 70 ml agua destilada y desfloculante. Se dejó desflocular por dos días.

Para definir las mejores muestras y que quedaran limpias para poder procesarlas, se pasaron por ultrasonido durante 30 minutos en el equipo S100 Elmosonic Elma Equilab y luego se procedió a tamizar con un tamizador de 63 [μm] No. 230 (0,0025 inches).

3.4 **Variación superficial de los glaciares**

El estudio glaciológico se basó en la obtención de variaciones frontales, variaciones de áreas, cambios de elevación de los glaciares y en la geomorfología supraglaciar y periglaciar.

3.4.1 Mapeo de glaciares

Para la fase de mapeo de ambos glaciares y observar el desplazamiento del frente y variaciones de área de estos, se delimitó manualmente los márgenes de un periodo comprendido desde la segunda mitad del siglo XX hasta el año 2019, durante el término del periodo de ablación (febrero-abril) y que estuvieran en lo posible libres de nubes, mediante el software *ArcGIS 10.4*. Se utilizó de base imágenes satelitales Landsat y Sentinel-2 de resolución espacial media obtenidas del sitio web del USGS *EarthExplorer* (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). También se empleó una imagen de alta resolución (2 m) del 2015 disponible en el software *ArcGIS 10.4*. Además, para el caso del glaciar Pio XI, se utilizó los límites definidos por Warren y Rivera (1994) y Rivera (2018), los cuales fueron georreferenciados con el software *ArcGIS 10.4* (ANEXO C).

Los límites se establecieron en función de los cambios de tonalidad y textura de las imágenes, considerando que el hielo se distingue del resto de los terrenos, destacando su tonalidad blanca y a veces celeste con textura de flujo, mostrando frecuentemente grietas en el frente. Se utilizó, además, imágenes de composición de falso color con distintas bandas de color visible y el infrarrojo cercano. Principalmente se empleó las combinaciones de bandas 5/4/3 y 6/5/4 para las imágenes de Landsat 8, 8/4/3 y 4/3/2 para las Sentinel-2, y 4/3/2 y 5/4/3 para las Landsat 7, 5 y 3. Esto con el objetivo de discriminar de mejor manera las superficies glaciares de lo que no es glaciar, y las superficies que contienen más hielo que nieve.

Muchos de los límites mapeados para el Glaciar Pio XI ya fueron descritos y delimitados por otros autores, como Warren, Rivera y Wilson, pero estos se redibujaron para tener una base de datos más uniforme y que contuviera el mismo error de mapeo para el periodo de estudio. Solo para los años que no se pudo obtener una imagen satelital que mostrara los glaciares, debido a la excesiva nubosidad, se utilizó los márgenes de bibliografía.

También se digitalizaron las cuencas de drenaje de los glaciares para el año 2018, a partir de modelos de elevación digital (DEM), imágenes satelitales y *shapes* de los márgenes 2015 de las cuencas hidrológicas de Campos de Hielo sur, obtenidos del Centro de Estudios Científicos de Valdivia (CECs), utilizando el software *ArcGIS 10.4*.

Se utilizó una base de datos de modelos de elevación de distintos años para ambos glaciares (Tabla 3.5) de ALOS PALSAR, obtenidos del sitio web EarthData de la NASA (<https://search.asf.alaska.edu/#/>); ASTER, obtenidos del USGS; y SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), obtenidos del sitio web de SRTM del CGIAR CSI (<http://srtm.csi.cgiar.org/srtmdata/>).

Tabla 3.5. Modelos de Elevación Digital utilizados para estudio de los glaciares.

<i>Año</i>	<i>DEM</i>	<i>Resolución m</i>	<i>Error vertical m</i>	<i>Fuente</i>
2011	ASTER GDEM 2	~25	< 10	USGS
2010	ALOS PALSAR	12,5		NASA
2000	SRTM	90	±7	CGIAR-CSI

Las imágenes satelitales, DEMs y shapes utilizados fueron proyectados en el formato Universal Transversal Mercator (UTM-zona 18S), datum WGS84, utilizando la georreferenciación que incluye cada producto por defecto.

3.4.2 Variación de posición de los frentes glaciares y variación de área

Para definir cuánta masa han ganado/perdido y medir la distancia de retirada anual de los glaciares, se utilizaron tres diferentes métodos, los cuales entregaron datos de superficie y longitud de los glaciares.

Luego de definir los límites frontales de los glaciares, se definió un área desde este límite hasta más o menos la altura de la línea de nieve, de acuerdo con datos bibliográficos (área de ablación, secciones 2.6 y 2.7), suponiendo que en el área de acumulación la variación de área es insignificante. Esta zona se limitó con la posición aproximada de la línea de nieve, por medio de datos bibliográficos de la posición de la línea de equilibrio o ELA y las cotas obtenidas de DEMs, y las diferencias de tonalidades que se generaba al utilizar combinación de bandas de las imágenes satelitales. Una vez digitalizada esta extensión manualmente (zona de ablación) de los glaciares para todos los años, se determinó el área de esta zona utilizando la calculadora de campos de *ArcGIS 10.4*, la cual realiza un cálculo en base a la configuración del elipsoide proyectado.

De una forma similar, para obtener la distancia media de retirada, se utilizó un área rectangular que depende del ancho del canal de salida en el cual se encuentra el frente. Para esto se dividió el cambio de área del frente del glaciar, entre dos años consecutivos de los que se tuvo imágenes, por el ancho del canal para esos años. Esta metodología se define como el método de área normalizada. También, se realizó la metodología de la línea de flujo media. Para esto se digitalizó manualmente la línea de flujo en el punto medio de los glaciares en el área de ablación para cada año, y se analizó la diferencia de longitud entre año y año.

Las tasas de variación calculadas en este estudio son anuales (normalizadas por año), tomando en consideración las fechas en que fueron tomadas las imágenes satelitales (ANEXO C). Para aquellos datos de los que no se tuvo fecha, se calculó el factor considerando un año (365 o 366 en caso de ser bisiesto) desde la fecha en que fue tomada la imagen anterior.

En general las principales fuentes de error en estas mediciones corresponden a los errores de corrección de las imágenes satelitales, momento de la toma de éstas, la precisión, resolución, condiciones atmosféricas, etc., y el error asociado al mapeo manual, a la escala de análisis y a la variabilidad de interpretación al mapear, sobre todo en zonas donde los glaciares se encuentran cubiertos de detritos (Paul *et al.*, 2013).

El estudio de los cambios superficiales de la zona de ablación del Glaciar Pio XI se delimitó por una ELA, o una aproximación de la línea de nieve al término de la temporada de ablación, en la cota 1.100 m (Rivera & Casassa, 1999; Tabla 2.1; Figura 3.12). Esto se realizó en un periodo de 93 años (1926-2019), considerando el error asociado a los datos más antiguos obtenidos de bibliografía georreferenciada. Se utilizaron, de manera detallada, las imágenes satelitales correspondientes a un periodo de 43 años (1976-2019) y con mayor énfasis en la dinámica presentada en el frente sur que se encuentra en el Fiordo Eyre, del cual se extrajo uno de los testigos estudiados en esta investigación.

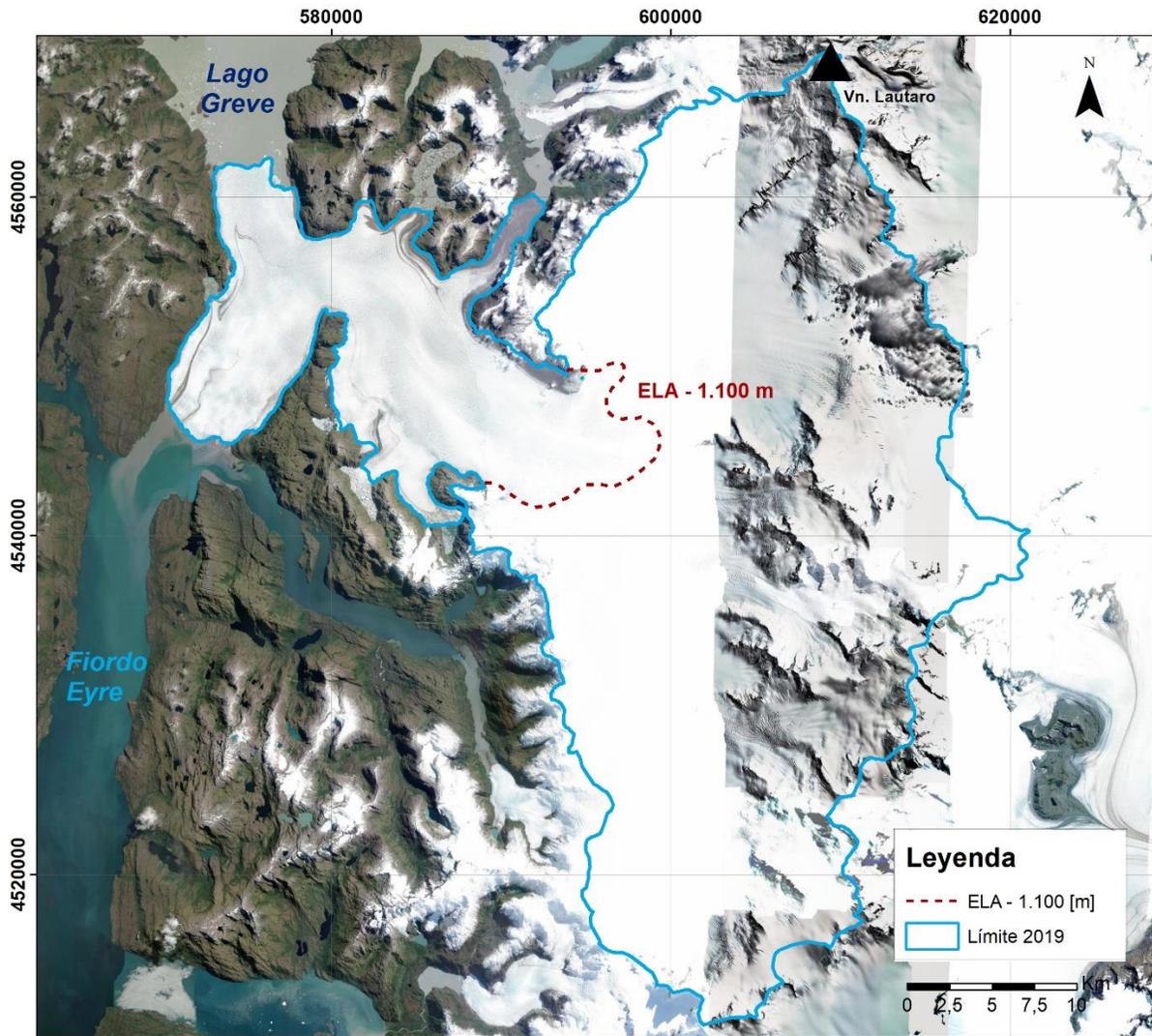


Figura 3.12. Cuenca Glaciar Pio XI y posición aproximada de la ELA. Imagen de base *Basemap* de *Arcgis 10.4* (2019).

Para el análisis del Glaciar Amalia se utilizó una zona de ablación definida por una ELA en la cota 900 m (Casassa *et al.*, 2002; Lopez *et al.*, 2010; Tabla 2.3; Figura 3.13). Se delimitó los márgenes para un periodo de tres décadas aproximadamente (1985-2019) en base a las imágenes satelitales disponibles y se utilizó la fotografía aérea del vuelo USAF Trimetrogon del año 1945 tomada de unchart.org.

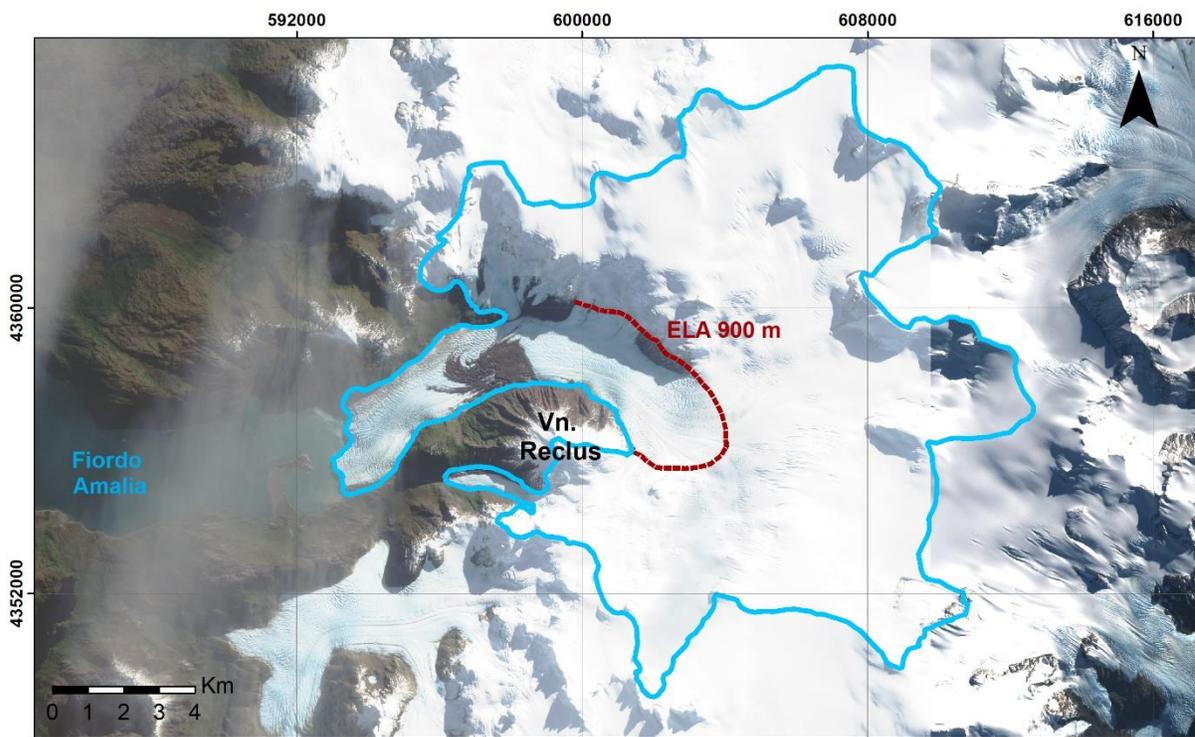


Figura 3.13. Cuenca Glaciar Amalia y posición aproximada de la ELA. Imagen satelital Sentinel 2, 2019.

3.5 Mapeo geomorfológico glaciar de la zona de ablación y área proglaciar, subaérea y submarina

Para caracterizar, determinar y clasificar las morfologías de origen glaciar y analizar su distribución y localización espacial, se realizó un mapeo geomorfológico manual para el año 2018 sobre imágenes satelitales Sentinel-2 de resolución de 10 m sobrepuestas en un DEM y en base a las geomorfológicas mapeadas por Glasser y Jasson (2008). Esto para proveer un contexto techoográfico más apropiado y reconocer de mejor manera los relieves de áreas más complejas.

Se identificaron geoformas en la zona de ablación y en el área proglaciar, morfologías de origen glaciar, glaciofluvial y fluvial, las cuales se digitalizaron manualmente por medio del software *ArcGIS 10.4* a escala 1:15.000. Identificando planicies de outwash, canales de salida, deltas, fuentes de sedimento, morrenas laterales, supraglaciares y frontales, glaciares tributarios, icebergs (dirección y acumulación), lagunas proglaciares, plumas de sedimento, abanicos aluviales, entre otros.

Para el mapeo submarino se utilizó datos batimétricos facilitados por el SHOA. Para la zona del Glaciar Pio XI - Fiordo Eyre se usó la Carta SHOA N°9500, Paso del Indio a Fiordo Penguin a escala 1:100.000, que contiene datos de sondajes multihaz de los años 2005, 2006 y 2008 y datos monohaz de los años 1997 y 2008, además de un sondaje exploratorio realizado en 2008 (editada en 2011).

También se utilizó la Carta SHOA N°9520, Fiordos Eyre, Flacon y Exmouth, que tiene datos de sondajes multihaz, monohaz y exploratorios del año 2006, a escala 1:40.000 y editada en 2008. Para el caso de la zona del Glaciar Amalia – Fiordo Amalia se utilizó la Carta SHOA N°10350, Canal Pitt, Esteros Andres y Amalia, de escala 1:70.000, editada en 2002 y actualizada en 2012.

Estos datos se trabajaron en *ArcGIS 10.4* con el fin de generar mapas batimétricos. Se generaron *rasters* a través de la interpolación generada por la función “*Techoo to raster*” y, para visualizar de mejor manera, se utilizó el *software* *CARIS Easy View 5.5* disponible de manera gratuita.

4. RESULTADOS GLACIAR PIO XI – FIORDO EYRE

4.1 Análisis histórico de la posición del frente glaciar

4.1.1 Variación de área de la zona de ablación

El análisis superficial del Glaciar Pio XI mostró un aumento de 137,44 km² de superficie englacada desde 1926 hasta 2019, aumentando su área tanto frontalmente como lateralmente, lo que ha permitido también la formación de varios frentes secundarios que dan tanto al Lago Greve por el norte, como a lagunas proglaciares en el sector sur (Figura 4.1).

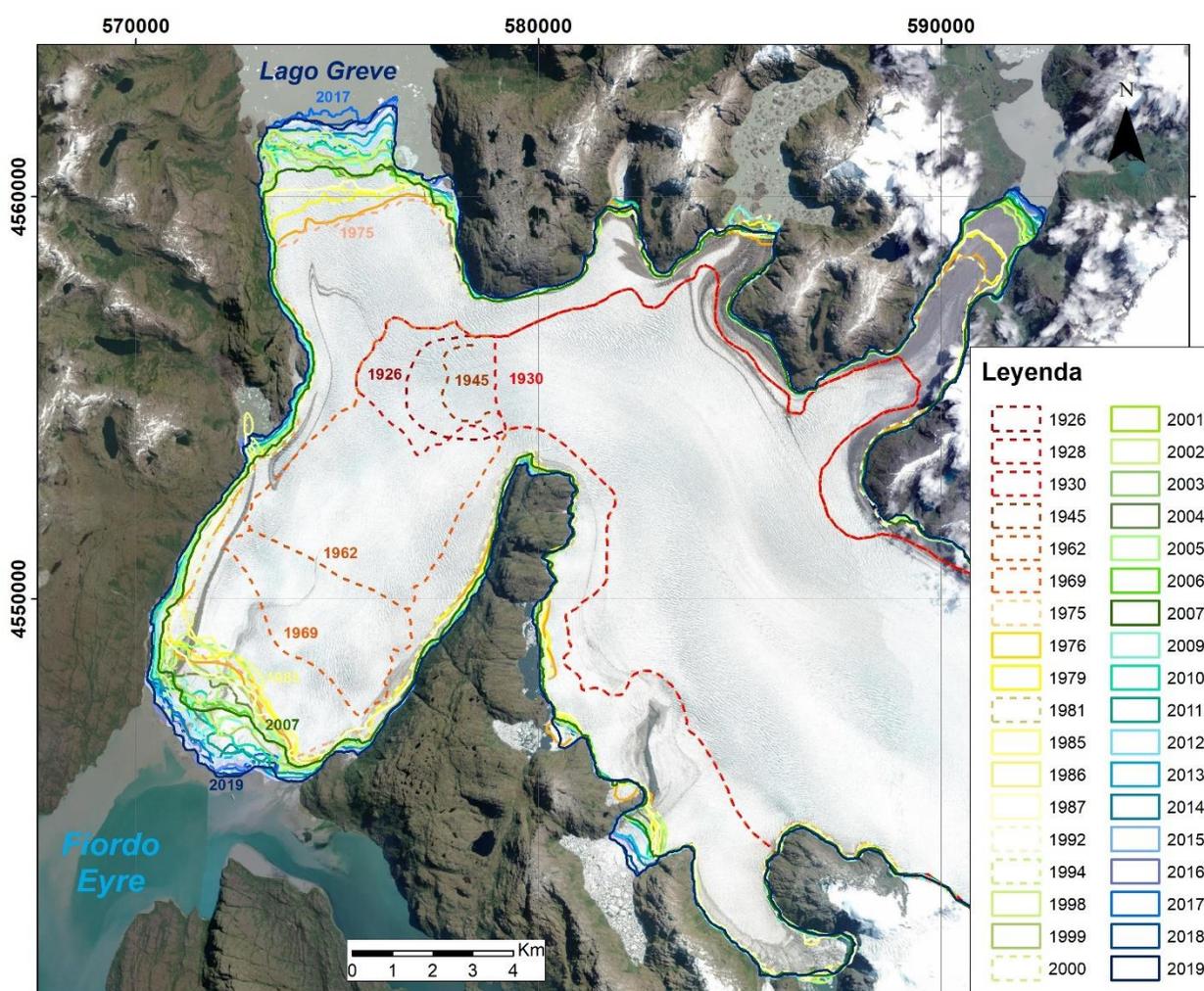


Figura 4.1. Posición de los márgenes del Glaciar Pio XI desde 1926 hasta 2019. Imagen de base *Basemap de Arcgis 10.4* (2019).

En general se observó una tendencia al aumento de la superficie, tanto en los frentes del glaciar como lateralmente, lo cual se evidencia de mejor manera y constante en los últimos 20

años (Figura 4.2). Se registró periodos en que la superficie del glaciar se mantuvo sin grandes cambios (flechas amarillas, Figura 4.2), como entre 1930-1945, 1975-1987 y 1994-1999, y otros en que el aumento del área fue sustancial (flechas verdes, Figura 4.2), incrementando hasta un 28% más su superficie (1969-1975).

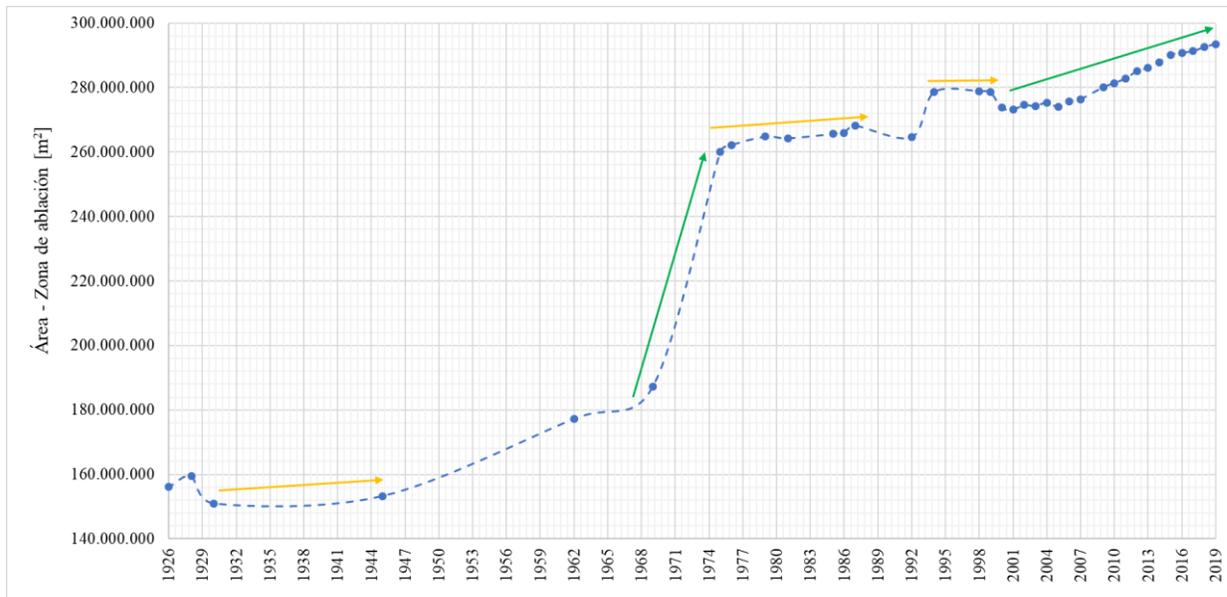


Figura 4.2. Variación de área de la zona de ablación del G. Pio XI desde 1926 hasta 2019. Flechas amarillas indican periodos de área constante y flechas verdes indican aumento de superficie

Respecto a las tasas de cambio superficial, se observó que, hasta comienzos del siglo XXI, el glaciar presentó gran variabilidad en su comportamiento, con altas tasas de avance y varios periodos de tasas negativas. En los últimos 20 años las tasas más altas tienden a ser menores, en comparación con las anteriores al 2000, presentan menor variabilidad y se caracterizan por su positividad (Figura 4.3). Tomando los datos de los límites registrados por Rivera y colaboradores (1997), el cambio superficial desde 1926 se produjo a una tasa promedio de $\sim 1 \text{ km}^2/\text{año}$, la cual ha variado en las últimas décadas disminuyendo hasta $0,6 \text{ km}^2/\text{año}$ en los últimos 20 años (1999-2019), y luego aumentó a $1,4 \text{ km}^2/\text{año}$ en los últimos 10 años.

Entre 1999-2000 se registró la mayor pérdida de superficie, a una tasa de $4,784 \text{ km}^2/\text{año}$ (Figura 4.3 y 4.6). A pesar de que en general el comportamiento de este glaciar es el aumento de área y avance de los frentes, se presentaron episodios de pérdida de área y el consiguiente retroceso de los frentes. Además de lo registrado entre 1999-2000, también se observó este comportamiento en los años 1979-1981, 1987-1992, 2000-2001, 2002-2003 y 2004-2005 (Figura 4.6 y 4.7), con tasas de pérdida de superficie de $0,257\text{-}1,272 \text{ km}^2/\text{año}$.

Respecto a la dinámica de aumento de área de este glaciar, se observaron tasas de hasta $12,147 \text{ km}^2/\text{año}$ (1969-1975, flecha verde Figura 4.3, ANEXO D). En las últimas dos décadas se registraron tasas de aumento de superficie de hasta $2,661 \text{ km}^2/\text{año}$ para el periodo comprendido

entre 2014-2015. Tasas cercanas a este valor también se reconocieron entre los años 2008-2009 y 2011-2012. Estos comportamientos contrarrestaron la pérdida de masa que se observó a principios de los 2000, observándose finalmente un aumento constante de masa principalmente en los frentes que se encuentran en contacto con los cuerpos de agua.

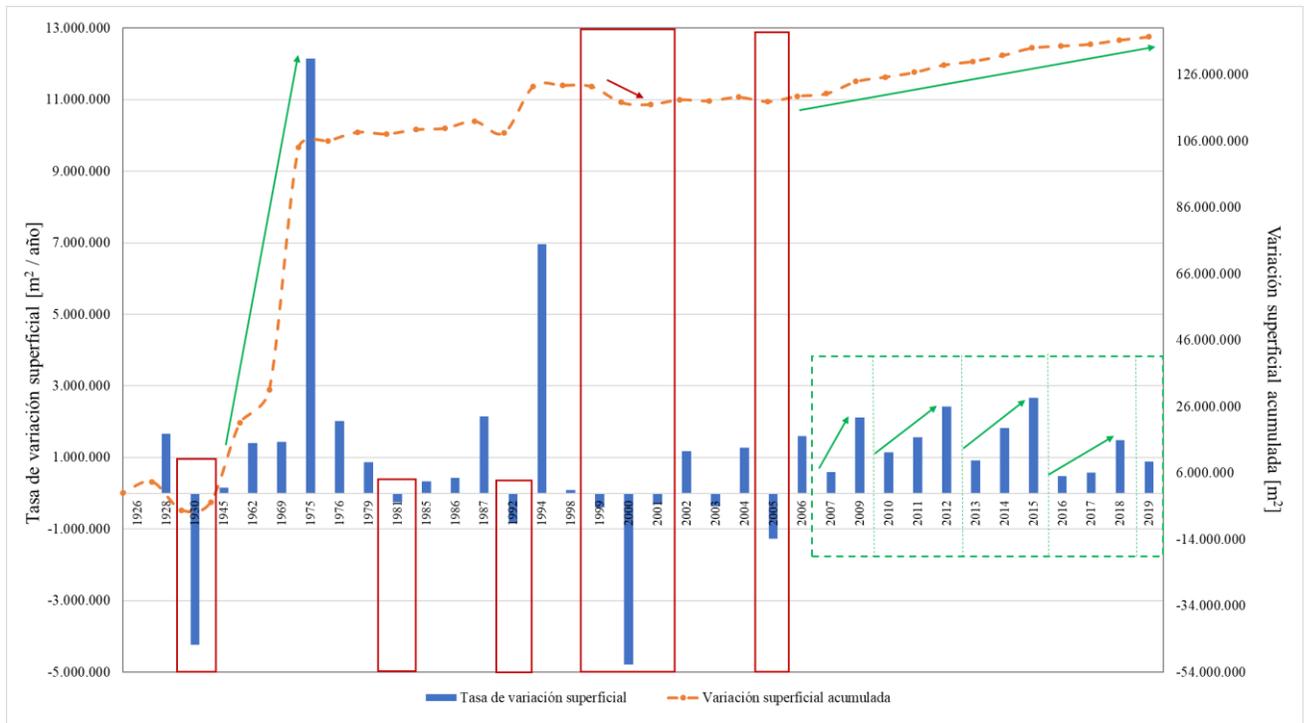


Figura 4.3. Variación del comportamiento superficial del Glaciar Pio XI. Recuadros rojos indican periodos con tasas negativas. Flechas verdes indican aumento de tasas y superficie.

Se reconoce variabilidad a inicio del siglo XXI con tasas bajas con tendencia al aumento moderado del área del glaciar hasta 2007, luego de esto las tasas incrementan manteniéndose positivas. Se distingue una clase de ciclicidad o patrón interanual en el comportamiento de las tasas desde 2007 (Figura 4.3, recuadro verde). Este constaría de un periodo de 3 años (2006-2009, 2009-2012, 2012-2015, 2015-2018), reconociendo de esta forma 4 de estos ciclos, en los cuales aumenta la tasa en los 3 años y luego disminuye al comenzar el siguiente periodo.

Como se ha mencionado anteriormente, el Glaciar Pio XI cuenta con varios frentes en los cuales se registran los mayores cambios de superficie, avances y retrocesos, a diferencia de lo observado en las variaciones laterales. En el norte se desarrollaron dos brazos que están en contacto actualmente con el Lago Greve, el principal y uno secundario que dio origen a la Laguna La Rayuela la cual luego se conectó al Lago Greve con el retroceso del Glaciar Lautaro, que se encuentra más al norte, y el cual represaba la laguna allí formada (Figura 4.4b). Además, se encuentran dos frentes secundarios de menor tamaño, uno de estos, el más oriental, presenta el desarrollo de una laguna proglaciar (Figura 4.4a). En la zona sur, se encuentran tres frentes secundarios que han permitido la formación de lagunas proglaciares, de los cuales solo uno de ellos (más oriental) ha presentado mayores variaciones en el periodo de estudio (Figura 4.4c). Por

estos frentes, al igual que por los frentes principales, se observan variaciones superficiales, pero de menor impacto.

En relación con esto, para el periodo 1976-1979, se registró mayor ganancia de área en el frente norte y en los frentes secundarios (Figura 4.4^a y b), en el frente norte secundario, que daba a la Laguna La Rayuela, mostró un avance notable (Figura 4.4b), lo que también se observó entre 1987 y 1999. Entre 2011-2013 se observó una ganancia de área importante en uno de los brazos sur (Figura 4.4c). Para los años posteriores a 1999 en los frentes secundarios norte, no se observan grandes avances, estos disminuyen manteniendo los frentes más estables e, incluso, registrando retrocesos, algo similar ocurre en el frente secundario sur hasta 2011, luego de esto se observa el avance antes mencionado y otro más entre 2017 y 2019. Esta disminución en los avances de los frentes secundarios se puede deber a la inestabilidad que les da estar en contacto con las lagunas proglaciares, en las cuales se observa gran cantidad de desarrollo de témpanos de hielo, lo que implicaría altas tasas de *calving*.

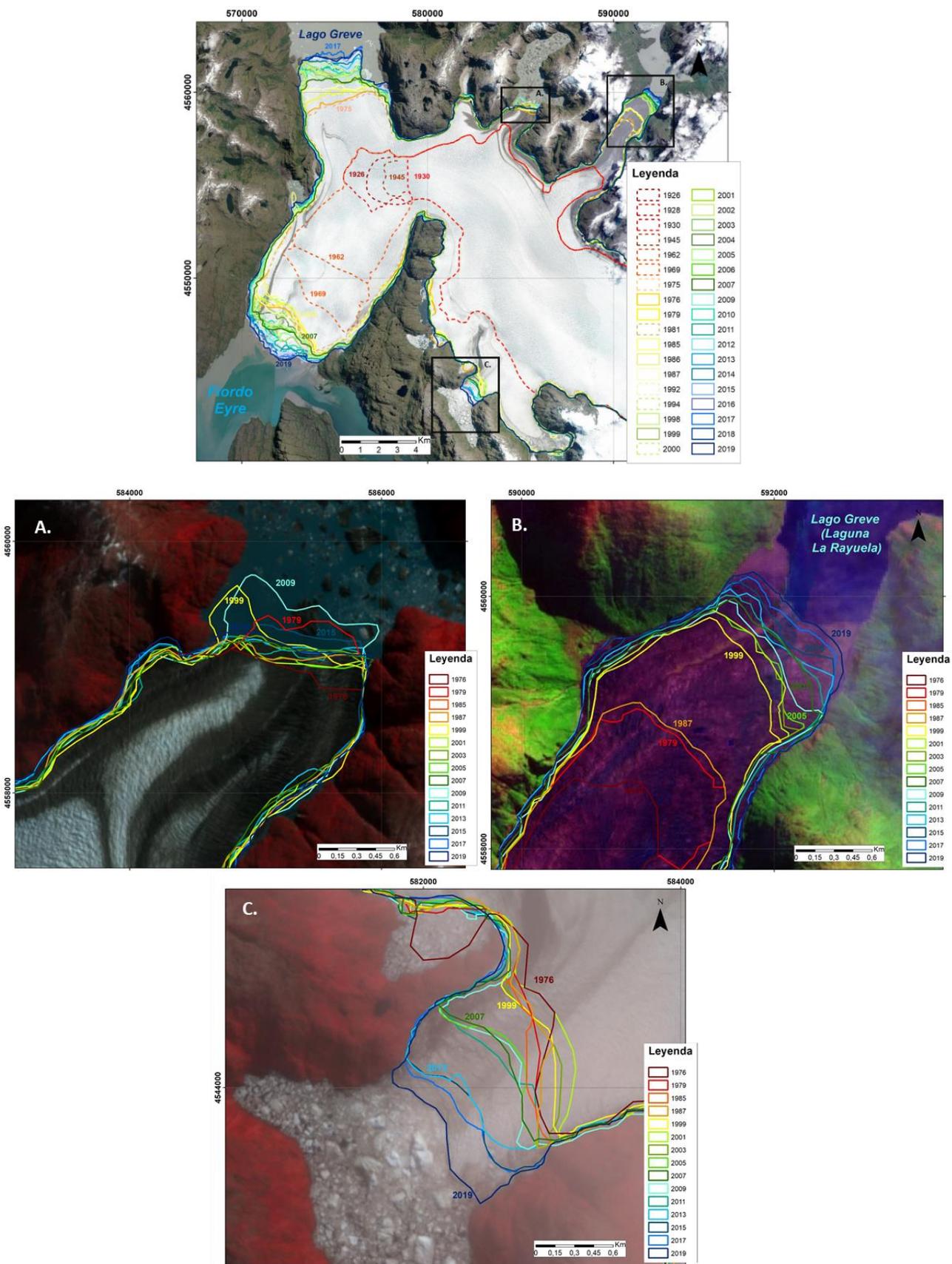


Figura 4.4. Variaciones superficiales en frentes secundarios del Glaciar Pio XI. A) Frente secundario norte, en el medio oriental. B) Frente secundario norte oriental. C) Frente secundario sur oriental. Imagen satelital Sentinel-2 año 2019 con falso color.

4.1.2 Variación del frente principal sur – Fiordo Eyre – Método de área normalizada

El análisis realizado a la variación frontal en el frente sur del Glaciar Pio XI mostró un comportamiento de avance en casi todo el periodo de estudio (Figura 4.5), teniendo una tasa promedio de 67 m/año desde 1976 hasta 2019, con algunos episodios de retrocesos, pero a tasas más bajas que en los periodos de acumulación (ANEXO D). Durante este periodo se acumularon 16.184.354,31 km² de área englacada en la zona del frente, con una ganancia neta de 7.018.780,407 km² entre 1976 y 2019. En general, se observa una variación de área frontal variable, mostrando un leve cambio positivo hacia los últimos años, con una variación de área frontal promedio de 292.449,18 km² desde 1976.

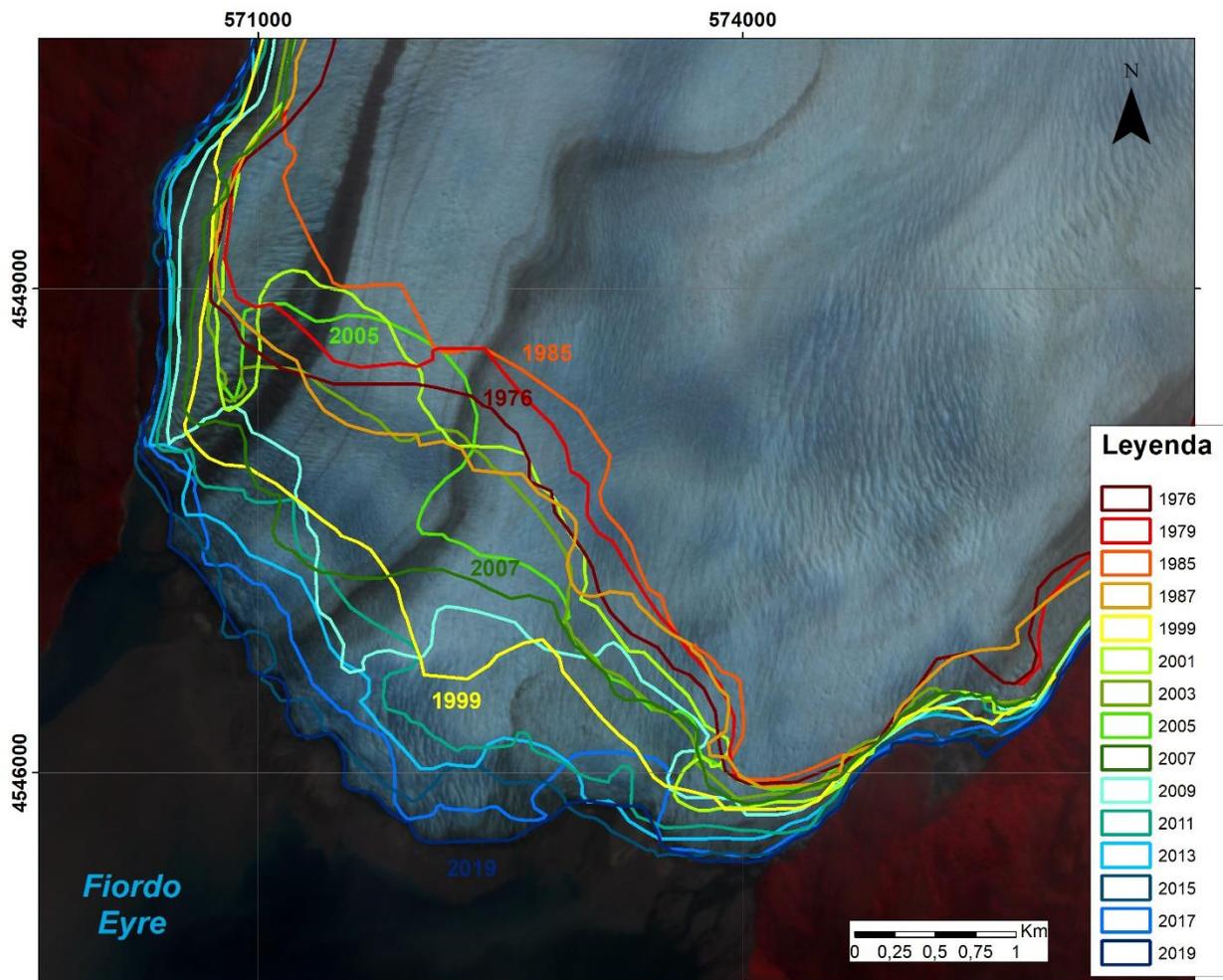


Figura 4.5. Posición de frente sur del G. Pio XI desde 1976 hasta 2019. Imagen satelital Sentinel-2, 2019. Combinación de bandas 8/4/3.

Si bien es cierto que, la mayoría de los años analizados mostraron un avance del frente, también se encontró periodos en los cuales ocurrió una pérdida de masa, ya sea de forma de una gran pérdida localizada en un sector del frente (Figura 4.7a), como también en forma de menores pérdidas a lo largo de todo el frente (Figura 4.7b). Los periodos que presentaron pérdidas de área

corresponden a: 1976-1979, 1979-1985, 1999-2001, 2004-2005 y 2016-2017. En estos últimos periodos, los valores de las tasas de variación se encontraron del orden de cientos de metros perdidos. Teniendo la máxima pérdida entre 1999-2001 (Figura 4.6), perdiendo 3.341.000 km² en el frente, a una tasa anual de 357,09 m/año.

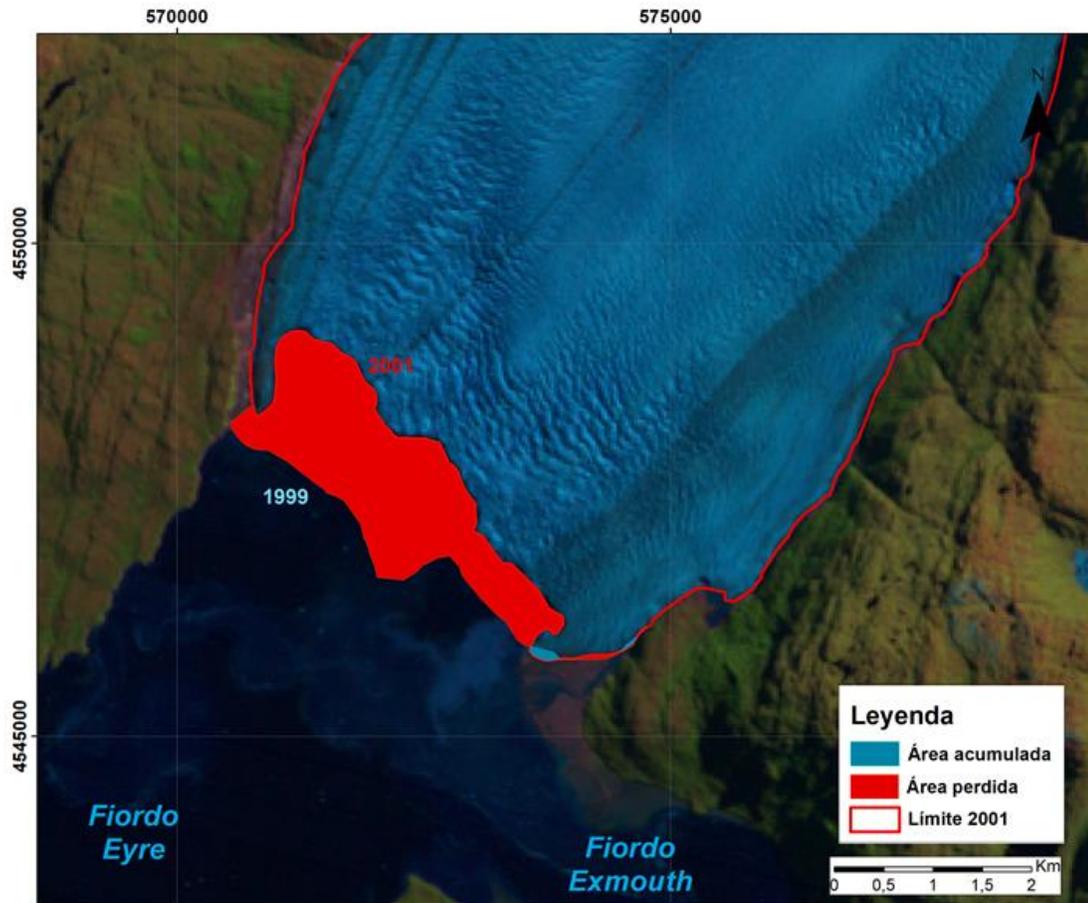


Figura 4.6. Diferencia de área en el frente sur del G. Pio XI entre 1999-2001. Año en que la pérdida fue superior a la acumulación de masa en el frente. En rojo se observa la pérdida de masa y en celeste la acumulación.

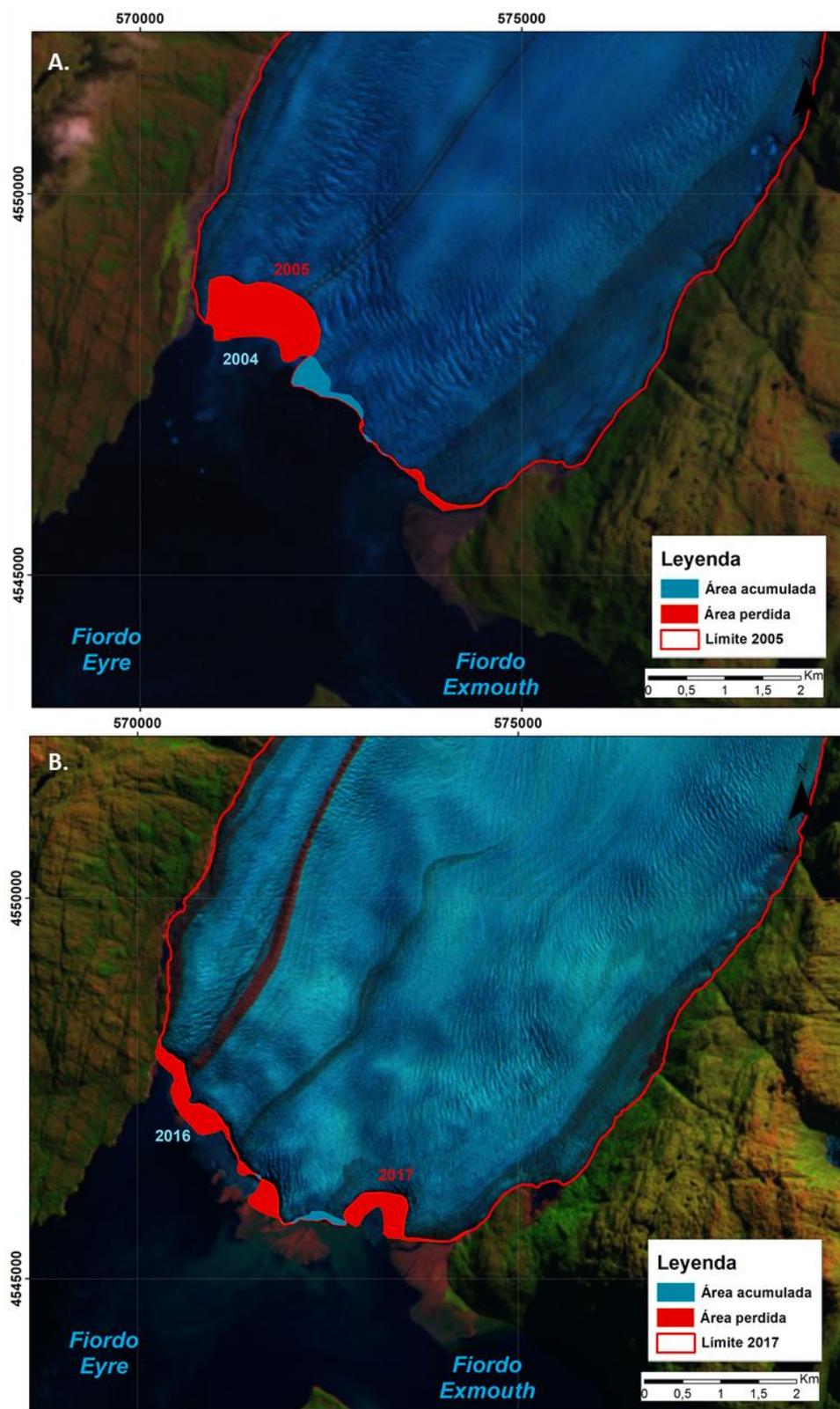


Figura 4.7 Diferencia de área en el frente sur del G. Pio XI entre A) 2004-2005 y B) 2016-2017. Años en que la pérdida fue superior a la acumulación de masa en el frente. En rojo se observa la pérdida de masa y en celeste la acumulación.

Por otro lado, los periodos en los que se ocurrió los mayores avances en el frente sur corresponden a 1986-1987, 2005-2006, 2010-2011 y 2014-2015 (Figuras 4.8 y 4.9).

Específicamente, entre 2005-2006 (Figura 4.8b), ocurrió el mayor avance registrado en este estudio, con una tasa de variación de 412,3 m/año y un aumento de área de 1.972.214,03 km².

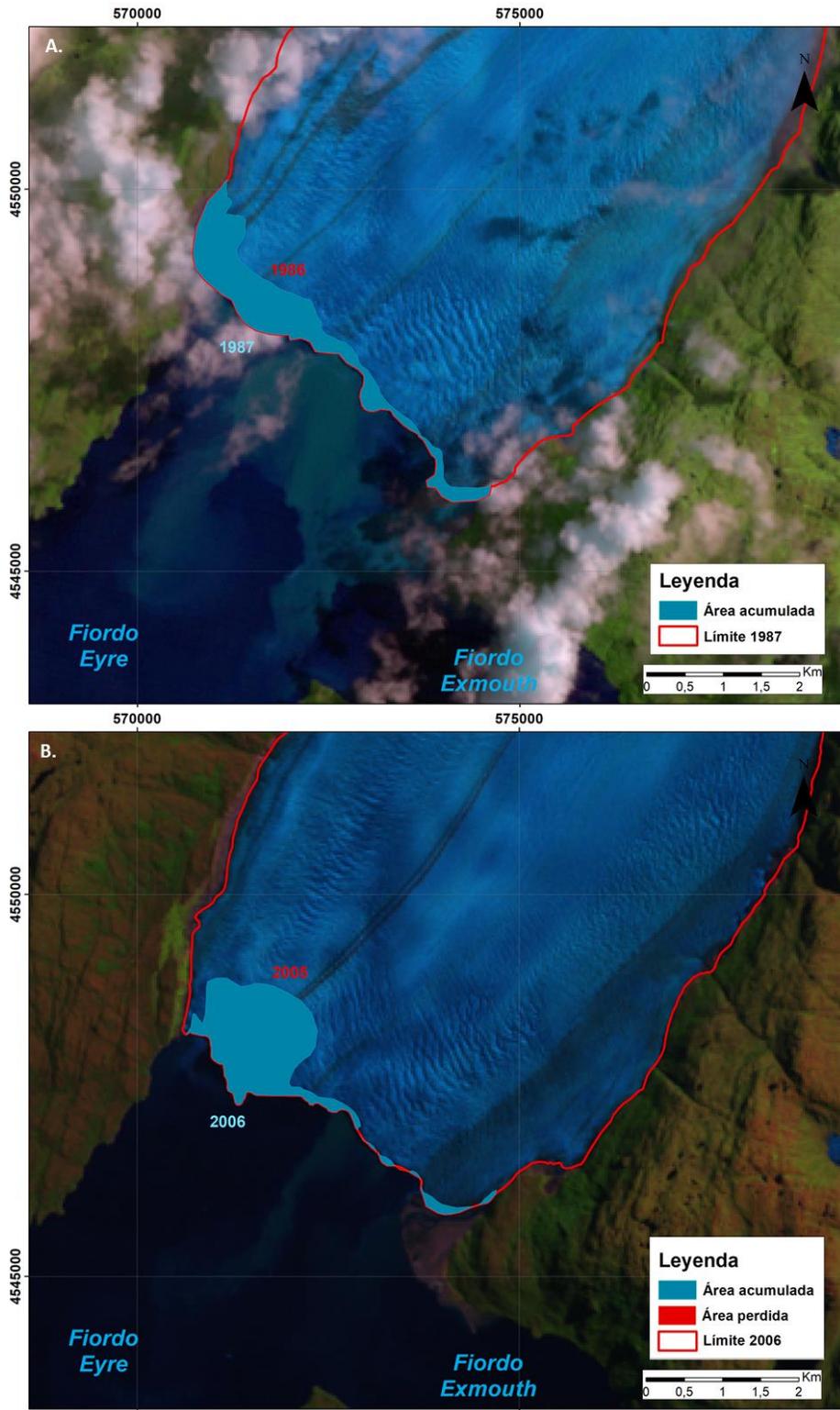


Figura 4.8 Diferencia de área en el frente sur del G. Pio XI para los años que registraron los valores más altos de ganancia de masa en el frente. a) 1986-1987, b)2005-2006. En rojo se observa la pérdida de masa y en celeste la acumulación.

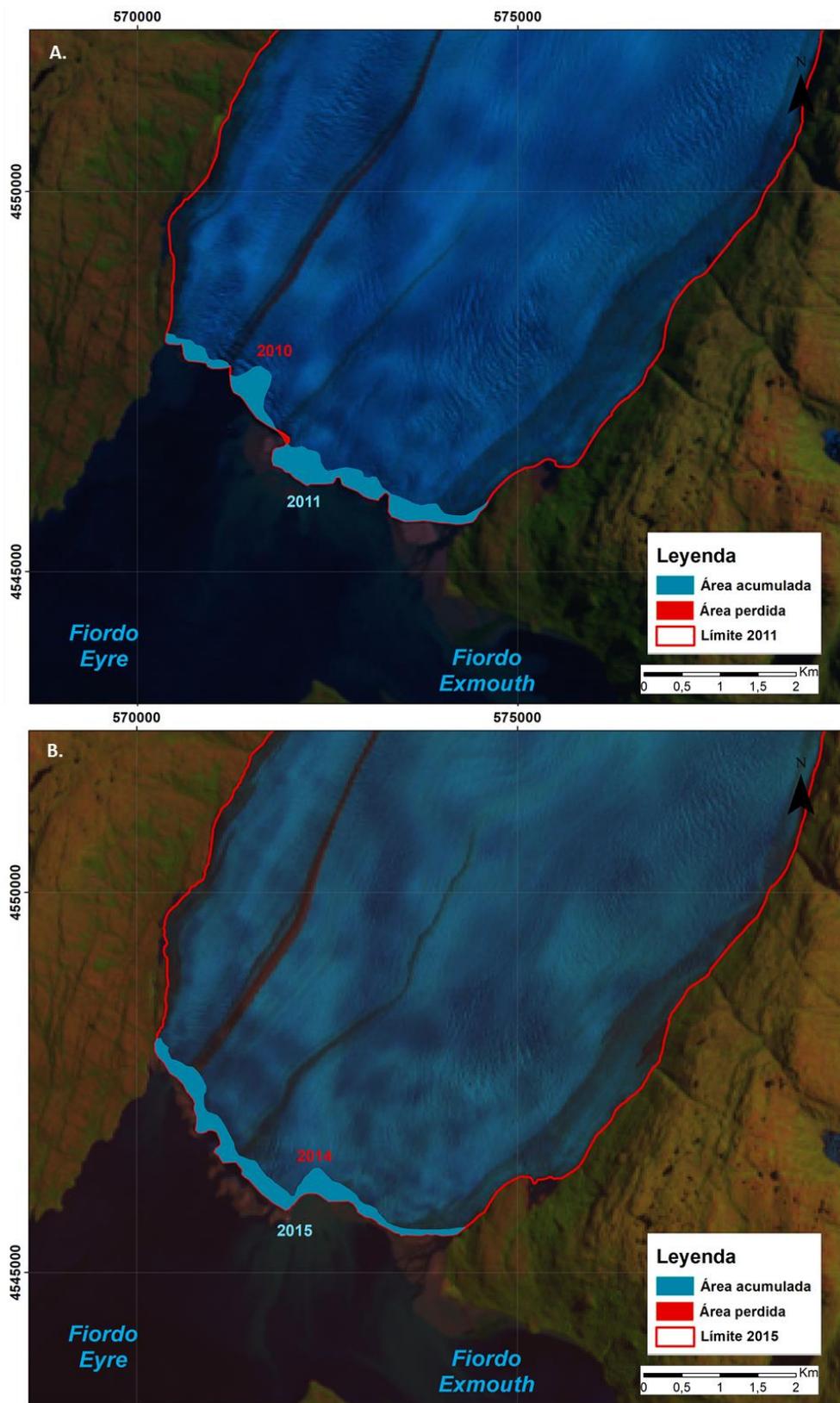


Figura 4.9 Diferencia de área en el frente sur del G. Pio XI para los años que registraron los valores más altos de ganancia de masa en el frente. a)2014-2015, b)2010-2011. En rojo se observa la pérdida de masa y en celeste la acumulación.

Cabe mencionar que, el área ganada durante 2005-2006, ocurrió en el mismo sector en el cual se registró una gran pérdida de masa entre 2004-2005 (Figura 4.10), a una tasa de 187,3 m/año, disminuyendo en 945.548,1 km² el área del frente. Entre 2005-2006 el sector NW del frente alcanzó a avanzar hasta una distancia de 1430 m (flecha blanca Figura 4.10).

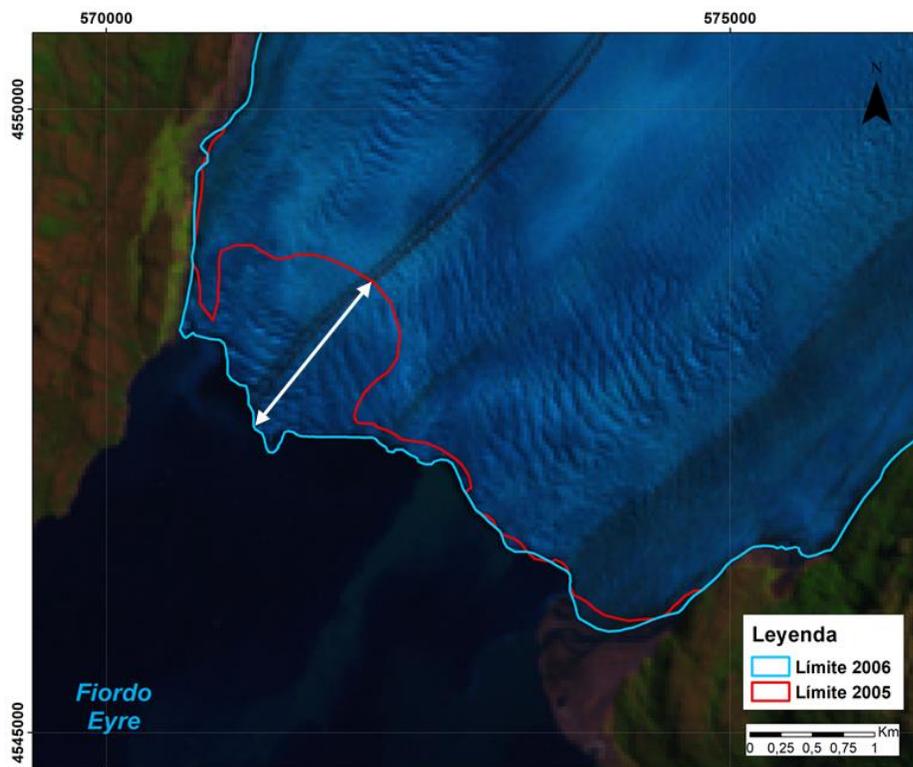


Figura 4.10. Avance en el sector NW del frente sur del G. Pio XI entre 2005-2006. Imagen Landsat 7, 2006.

Considerando los últimos 20 años, se observó un aumento más pronunciado en la variación de área (Figura 4.11), y más específicamente, en los últimos 10 años, se puede distinguir una especie de ciclicidad o patrón en la tasa de variación frontal (Figura 4.11, línea punteada roja), al igual que con la variación de superficie de la zona de ablación del glaciar. En este caso el periodo es de aproximadamente 4 años, donde se observa un avance del frente y luego un retroceso. Los ciclos completos que se pueden distinguir más fácilmente corresponderían a 2009-2013, 2013-2017 y 2017-2019. Durante los periodos en los cuales no ocurrió un *peak*, se registraron generalmente tasas de variación del orden de decenas de metros, entre ~20 y 100 m/año. La diferencia que presenta con el patrón observado en la variación de superficie de la zona de ablación (Figura 4.3), es que en este caso la tasa disminuye en un periodo de dos años, en cambio en la de área total ocurre más rápido (1 año) para luego comenzar a aumentar su tasa.

Como se mencionó anteriormente, si bien es cierto que, el glaciar presentó periodos con retrocesos y tasas negativas, son más importantes los avances y la positividad de las tasas, resaltando entre ellas las de 1986-1987 y 2005-2006 (recuadros verdes, Figura 4.11). En estas

últimas dos décadas (1999-2019) el frente sur del glaciar avanzó a una tasa promedio de 60,89 m/año, aumentando su área frontal en ~3.500.000 km² (Figura 4.12).

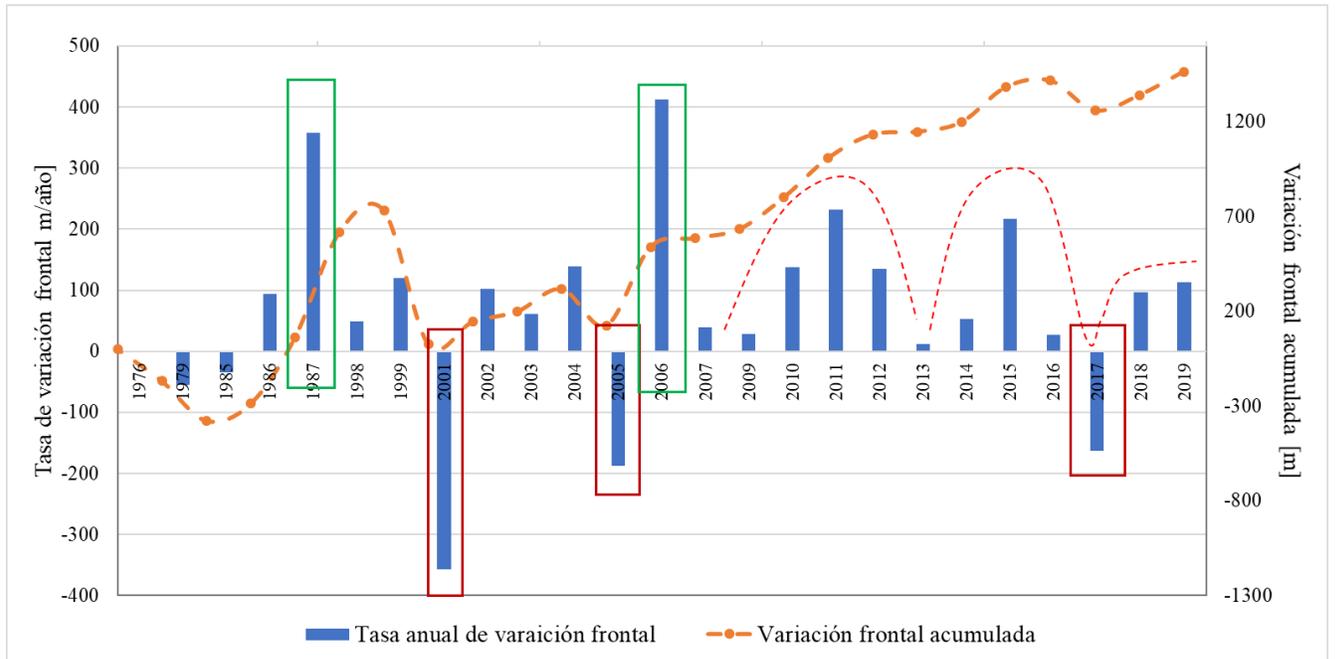


Figura 4.11 Variación frontal del frente sur del G. Pio XI entre 1976 y 2019.

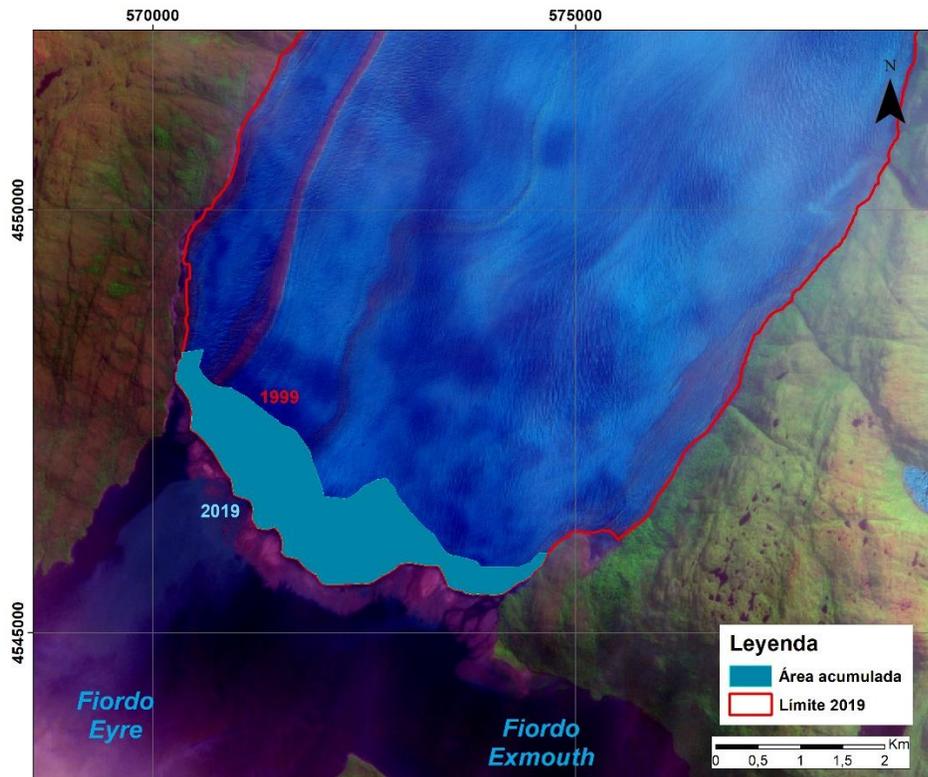


Figura 4.12 Área ganada desde 1999 hasta 2019. Imagen Sentinel-2, 2019.

4.1.3 Variación del frente principal norte – Lago Greve – Método de área normalizada

Respecto a las variaciones observadas en el frente principal norte del Glaciar Pio XI, el cual drena hacia el Lago Greve, se observó un comportamiento de avance similar al registrado en el frente sur (Figura 4.13). Estos difieren en que el frente norte presentó mayor cantidad de periodos con tasas de variación frontal negativas.

Desde 1976 hasta 2019 se registró una tasa promedio de 20,8 m/año, lo que corresponde a un tercio de la tasa de variación presentada en el frente sur. El aumento de área frontal fue 8.777.003,85 km² desde 1976, 1.758.223,445 km² más que los registrados en el frente sur.

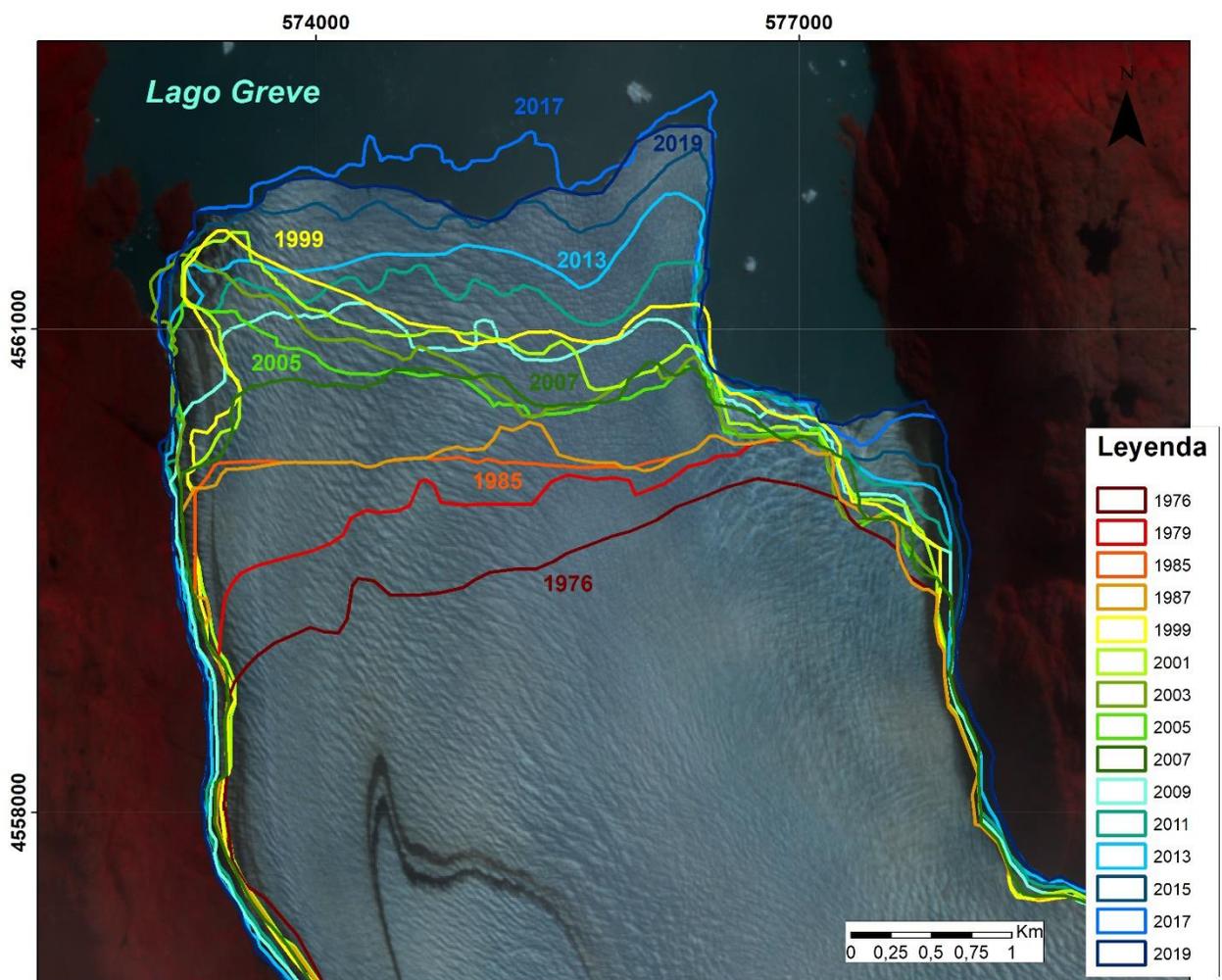


Figura 4.13. Posición de frente norte del G. Pio XI, cada dos años desde 1999 hasta 2019. Imagen satelital Sentinel-2, 2019. Combinación de bandas 8/4/3.

Se observa una disminución en la variabilidad entre año a año con una menor presencia de periodos con variaciones negativas desde los últimos 15 años (Figura 4.14). Se presentó un

periodo de variabilidad de tasas más similares entre 2009-2015, con tasas de avance frontal entre ~30 y 144 m/año (ANEXO D). Luego para el periodo entre 2017-2018 se observa un claro retroceso (Figura 4.14), el cual no logra ser igualado por el avance registrado entre 2018-2019. En la Figura 4.13 se logra visualizar los últimos márgenes, el límite 2016-2017 (color celeste) se encuentra dibujado sobre el cuerpo de agua, correspondiendo a la posición más distal registrada del frente desde comienzos del siglo XX, mientras que el margen 2018-2019 se posiciona en el límite, decenas de metros más atrás.

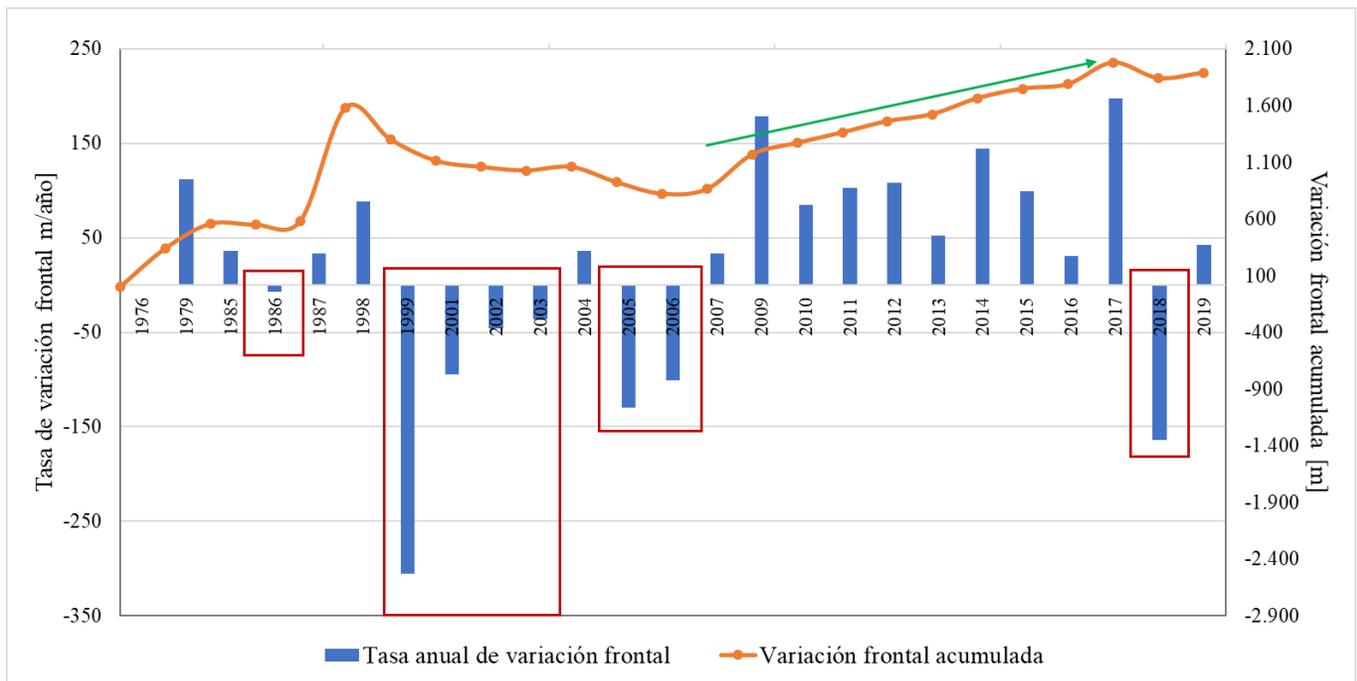


Figura 4.14. Variación frontal del frente norte del G. Pio XI desde 1979 hasta 2019.

Para los últimos 20 años registrados se observa un aceleramiento de la tasa de variación (Figura 4.15), teniendo como promedio una tasa de 30,1 m/año, la mitad de la tasa promedio obtenida del frente sur; y un aumento de área en el frente de 2.880.813,655 km², alrededor de 620.000 km² menos que lo ganado en el frente sur en el mismo periodo de tiempo.

Se destaca la variabilidad en las tasas y el comportamiento positivo de este frente desde 2006-2007 (Figura 4.15, flechas verdes). Antes de esto, la dinámica del frente provocó un retroceso de 476 m acumulados entre 1999 y 2006. Solo entre 2004 y 2006 sufrió una pérdida de 235 m, periodo en que se presentan las tasas más altas de retroceso, además de la de 2017-2018, en la cual se perdió 136 m.

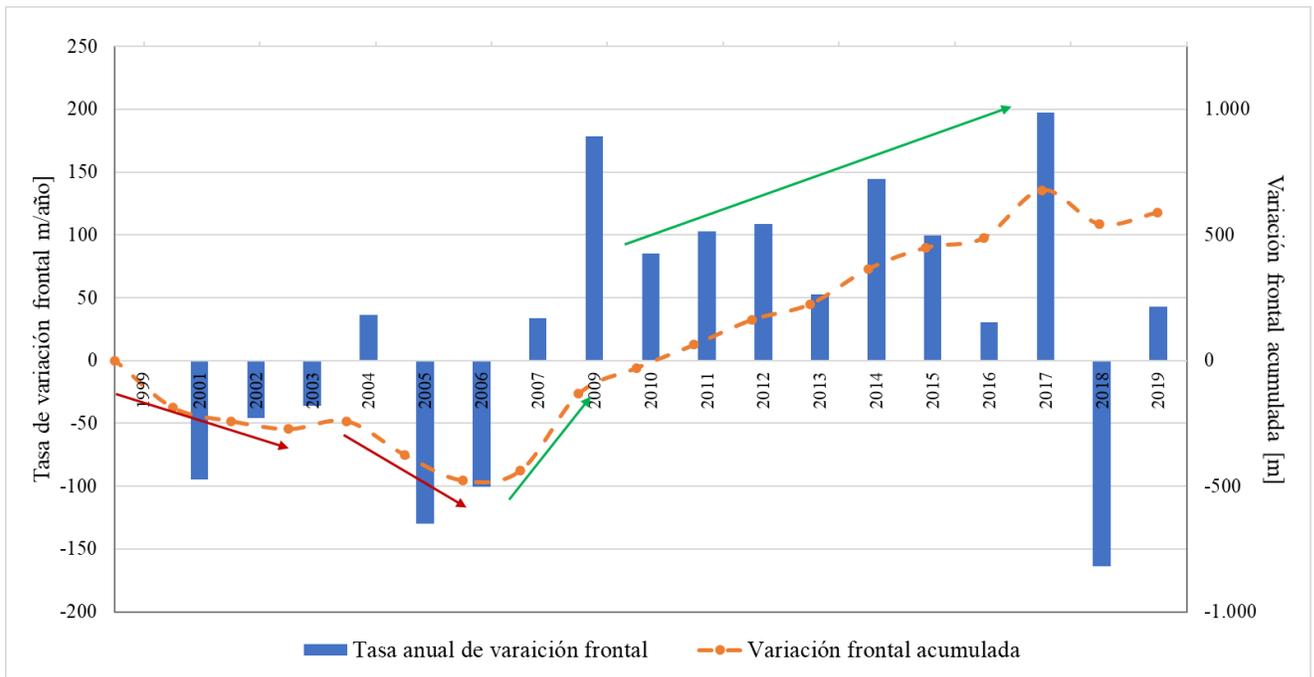


Figura 4.15 Variación frontal del frente norte del G. Pio CI desde 1999 hasta 2019.

A diferencia del frente sur, no se observa un patrón claro de comportamiento de las tasas, los periodos 2010-2013 y 2013-2016 podrían corresponder a ciclos antes mencionados (Figura 4.15 flecha verde) y que serían simultáneos a la dinámica observada en el frente sur, pero de todas formas no se observa tan evidente como se registró en el frente sur.

Por otro lado, en el frente sur, en el cual los avances máximos registrados fueron en los periodos 2005-2006, 2010-2011, 2014-2015, en el frente norte, se registraron los mayores aumentos de área frontal durante 2007-2009, 2013-2014 y 2016-2017 (Figura 4.16). Este último periodo, corresponde a uno de los periodos en el frente sur en los cuales la tasa de variación frontal es negativa (-163,1 m/año). Y durante 2004-2005, en ambos frentes se registró un retroceso y pérdida de área frontal, ambas tasas sobre 120 m/año: 129,7 m/año para el frente norte y 187,32 m/año para el frente sur (ANEXO D). También se registró este retroceso en ambos frentes durante 1999-2001, siendo el frente sur el más afectado (Figura 4.16, recuadro amarillo).

De esta forma se reconocen 5 periodos de comportamiento asincrónico: 1976-1986, 1998-1999, 2001-2003, 2005-2006 y 2016-2018 (Figura 4.16, recuadros rojos). Dentro de estas fases asincrónicas se observan algunas de las tasas más altas de tanto avances como retrocesos. Entre 1998-1999 se tiene la mayor tasa de retroceso del frente norte, entre 2005-2006 se tiene la mayor tasa de avance del frente sur y entre 2016-2017 se tiene la mayor tasa de avance del frente norte. Cabe destacar que dentro de esta dinámica de comportamiento distinto entre ambos frentes, resalta que el frente norte ha sufrido más retrocesos en su frente, pero, como se ha mencionado anteriormente, de todas formas sus avances fueron sustanciales, generando más aumento de área en su frente que lo registrado en el sur.

Por otra parte, se tiene que priman los periodos de comportamiento sincrónico (Figura 4.16, recuadros verdes y amarillos), sobre todo después de 2006, siendo el lapso más largo de conducta similar entre ambos frentes. Esta dinámica se caracteriza por la positividad de las tasas, solo entre 2000-2001 y 2004-2005 se registró un comportamiento negativo en ambos frentes (Figura 4.16, recuadros amarillos), uno de estos, 2000-2001, se tuvo la tasa más alta de retroceso para el frente sur. Un periodo de 10 años aproximadamente entre 2006 y 2016 se observa este comportamiento positivo tanto en el frente sur como en el norte. Este modo también se observa en los periodos 1986-1998, 2003-2004 y 2018-2019.

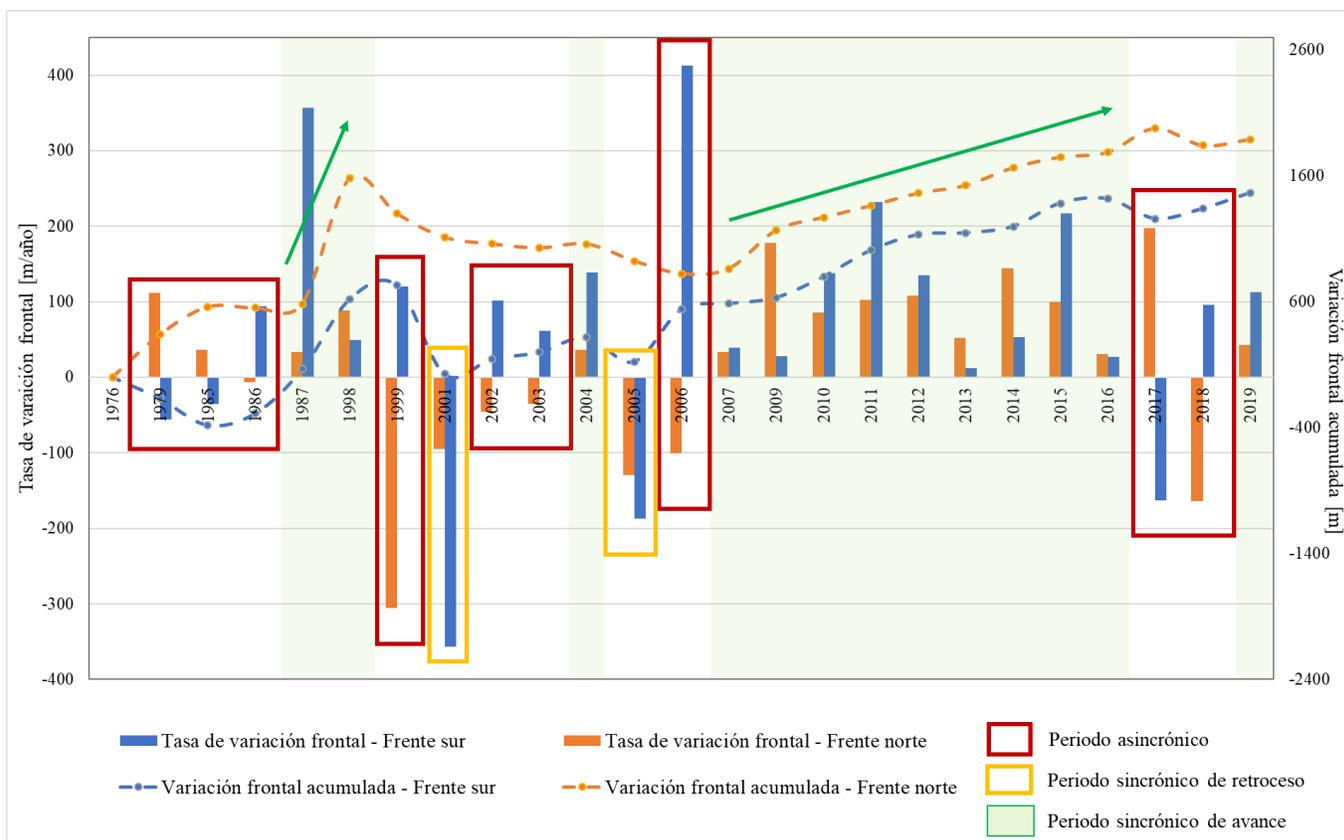


Figura 4.16 Tasas de variación frontal del frente norte y sur y sus variaciones acumuladas desde 1976 al 2019. Se indican con rectángulos los periodos asincrónicos (rojo) y sincrónicos (amarillo periodos negativos y verde periodos positivos), y el aumento constante de la posición del frente se indica con una flecha verde.

Es destacable que en los últimos 20 años el frente sur ha presentado solo tres años con tasas negativas (2001, 2005 y 2017), de los cuales solo en 2 se registró una pérdida en ambos frentes. Además, se reconoce que para el año 2006, el avance para el frente sur fue mucho mayor que la pérdida generada en el frente norte.

En la Figura 4.17 se observa la relación que tienen las tasas de variación frontal de los frentes norte (naranja) y sur (azul) con la variación del área de la zona de ablación del glaciar. De esto se destacan los periodos en que las altas tasas de avance de los frentes en periodos sincrónicos permitieron el aumento del área del glaciar (franjas verdes), como entre 1986 y 1998,

donde el área aumentó sustancialmente, más de 12 millones de m², de los cuales el 71,1% corresponde al avance de los frentes principales norte y sur. De forma inversa, es claro el efecto de pérdida de área del glaciar en los periodos sincrónicos de tasas negativas (2000-2001 y 2004-2005) de los frentes (Figura 4.17, recuadros rojos)

Se reconoce que el área total del glaciar estaría sujeta a las variaciones observadas principalmente en el frente sur. De esto resalta el efecto negativo de las tasas de retroceso del frente sur entre 1999-2001 y 2004-2005 y, por el contrario, el efecto positivo de sus tasas entre 2010-2011 y 2014-2015. Cabe destacar que las tasas negativas de 2016-2017, en el frente sur, y entre 2017-2018, en el frente norte, no afectaron a la pérdida de superficie glaciar (Figura 4.17).

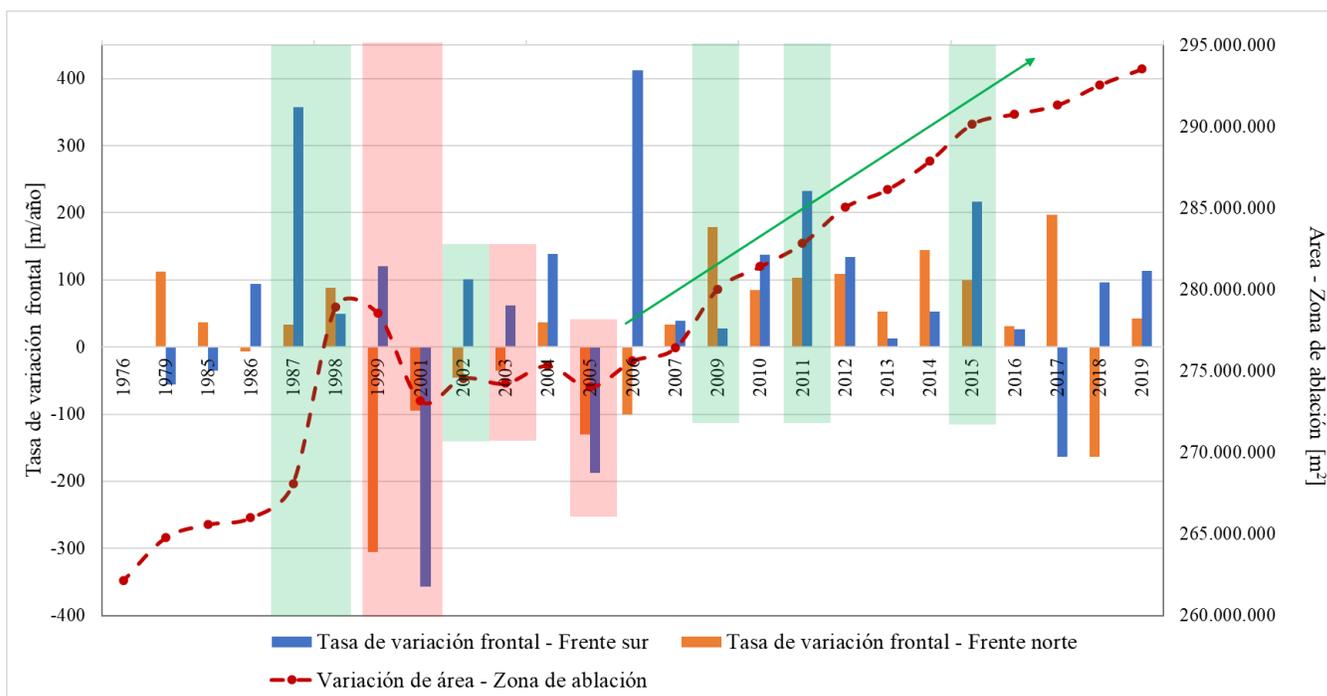


Figura 4.17 Tasas de variación frontal del frente norte y sur y la variación de área de la zona de ablación del Glaciar Pio XI 1976 al 2019.

4.1.4 Variación del frente principal sur – Fiordo Eyre – Método de línea de flujo media

El estudio de la variación frontal del frente sur con la metodología de la posición de la línea de flujo media en el frente mostró una tendencia al avance del frente desde 1926 hasta 2019, con una mayor variabilidad en el comportamiento del frente hasta mediados de la segunda mitad del siglo XX, para luego presentar una dinámica más constante y estable, con menor diferencia entre las variaciones entre año y año (Figura 4.18)

Se registró para los años 1976, 1994, 1999 y 2010 los mayores avances en la posición de la línea de flujo media en el frente, con valores desde 437,91 m/año (2009-2010) hasta 842,32

m/año (1975-1976). Así como también se observaron 7 periodos con retrocesos. Registrando variaciones desde -4 m, entre 2002-2003, hasta un retroceso de -1336 m entre 1999 y 2000 (Figura 4.19).

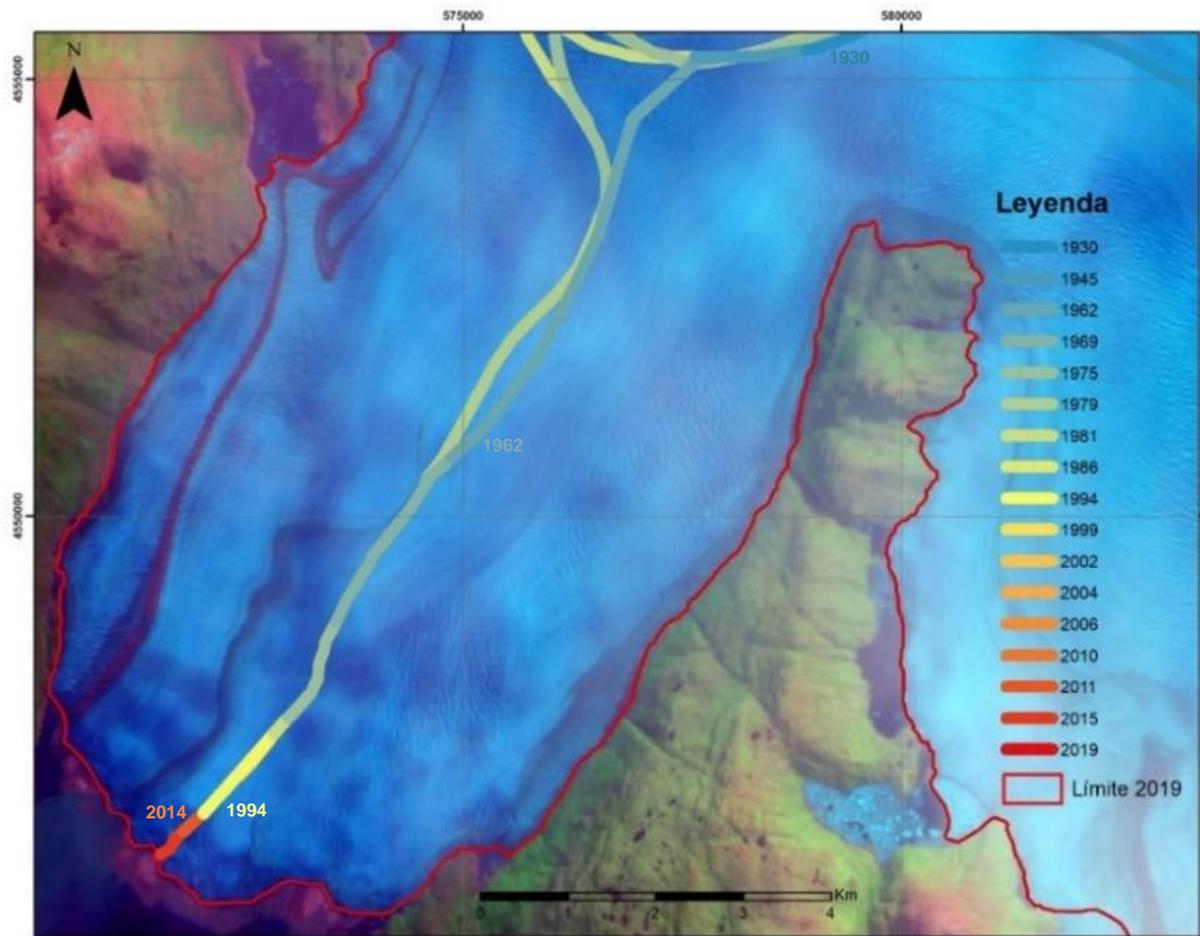


Figura 4.18. Variación de la posición de la línea de flujo media hacia el frente sur del Glaciar Pio XI. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.

En total, se observó un avance de ~12,9 km desde 1926 hasta 2019, a una tasa promedio de 90 m/año. Durante las últimas tres décadas (1979-2019), se registró una ralentización del frente, disminuyendo la tasa de cambio de 90 m/año a 77,2 m/año promedio. En este periodo se observaron más periodos en los cuales la línea de flujo media retrocedió, registrando un avance total desde 1979 hasta 2019 de 1973,9 m, lo cual es menor a lo acumulado entre 2001-2019, periodo que presentó un avance de 2058,5 m (flechas verdes, Figura 4.19). Antes de esto se observó mayor variabilidad en el comportamiento de la posición terminal de la línea de flujo media, con altas tasas de avance y algunos retrocesos, culminando con el mayor retroceso observado entre 1999-2000.

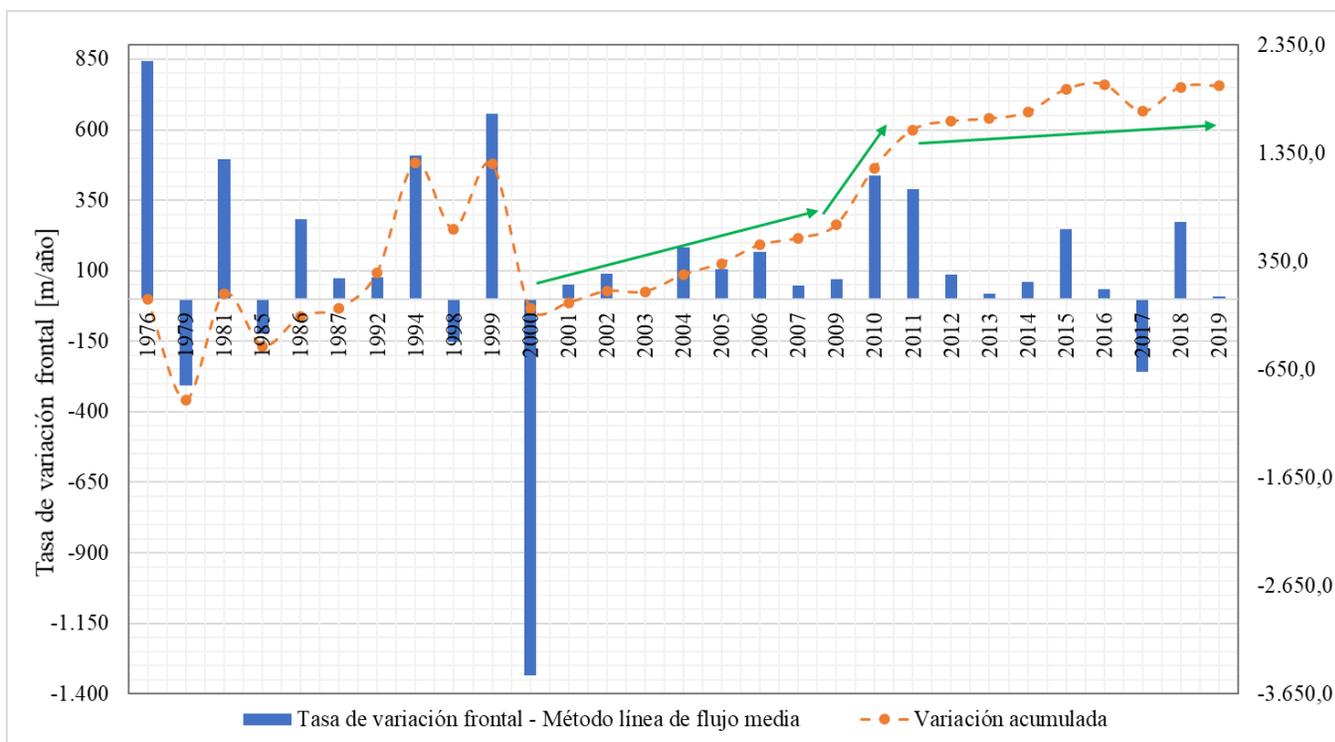


Figura 4.19 Variación frontal del frente sur del G. Pio XI con método de línea de flujo media para el periodo 1976-2019.

Es más claro observar la variación de la posición de la línea de flujo desde 2001 hasta 2019, presentando una tasa de 110,4 m/año en promedio desde 2001, con un avance total de ~2 km. Se distinguen *peaks* entre ~250 hasta ~450 m/año y solo un periodo que presentó un retroceso (2016-2017). Por otro lado, durante los años 2003, 2013 y 2019, la posición de la línea de flujo media se mantuvo prácticamente estable. Cabe destacar que entre 2004-2005 el comportamiento de la línea de flujo media fue positivo, contrario a lo observado por la metodología de área normalizada, la cual mostró el retroceso del frente en el sector NW (Figura 4.7a).

A continuación, se presenta una tabla resumen con los valores de variaciones del frente sur del Glaciar Pio XI obtenidos por medio de la metodología de área normalizada y de la posición de la línea de flujo media (Tabla 4.1).

De estos datos se destacan los valores entregados por el método de la línea de flujo para los periodos 2001-2005 y 2005-2010 (marcados en rojo), en los cuales se obtuvo un avance sobrestimado a lo calculado con la metodología de área normalizada. Hay que considerar que, como se ha mencionado anteriormente, durante 2004-2005 el glaciar tuvo un retroceso importante de más de 1 km en el sector NW, comportamiento que pudo notar el método de área normalizada, no así el de línea de flujo media, otorgando un valor de avance de casi 4 veces más que la tasa obtenida por el método de las áreas.

Por otro lado, también se reconoció subestimaciones de esta metodología para el periodo de 1985-2001, lo que podría indicar que no estaría considerando el avance del frente ocurrido entre 1986-1987 en la parte NW del frente, así como también entre 1999-2001.

Tabla 4.1 Tabla resumen de variaciones multianuales (5, 10, 15 y 20 años) por medio de las metodologías de área normalizada y de la línea de flujo media para el Glaciar Pio XI en su frente sur – Fiordo Eyre. Ver detalle en ANEXO D.

<i>Periodo</i>	<i>Variación de área en el frente Método de área normalizada</i>		<i>Variación de posición del frente Método de línea de flujo media</i>	
	Variación [m]	Tasa [m/año]	Variación [m]	Tasa [m/año]
25-02-1976 / 27-01-1985	-377,592	-42,29	-433	-48,495
27-01-1985 / 12-03-2001	686,798	42,73	400,6	24,9223
12-03-2001 / 19-02-2005	89,581	22,71	364,2	92,3146
19-02-2005 / 29-03-2010	666,171	130,45	882,7	172,846
29-03-2010 / 21-01-2015	600,680	124,64	725,7	150,586
21-01-2015 / 27-03-2019	81,676	19,54	33,7	8,06062
23-03-1999 / 27-03-2019	730,834	36,52	722,4	34,3597
29-03-2010 / 27-03-2019	663,806	73,76	759,4	84,3778

4.2 Mapeo geomorfológico de la zona de ablación y área proglaciar subaérea y submarina

4.2.1 Geomorfología subaérea – 2019

Las geomorfologías subaéreas reconocidas en la zona de ablación y área proglaciar fueron morrenas supraglaciares mediales y laterales, cobertura detrítica, lagunas proglaciares y llanuras fluvio-glaciares o *sandur*. Además, se reconocieron lineaminetos glaciares y *trimlines*, concentraciones de *icebergs* y plumas de sedimentos, tanto en el Lago Greve por el lado norte como en el sur en el Fiordo Eyre. Este reconocimiento se realizó en detalle para el año 2019 (Figura 4.20) y también para los años 1976, 1986, 1998 y 2009 (Figura 4.22), para así visualizar si han existido cambios geomorfológicos en los alrededores del Glaciar Pio XI.

En general se destacan líneas de flujos marcadas por morrenas supraglaciares, algunos bandeamientos en la parte de los frentes y prácticamente todo el glaciar presenta grietas. Además, cuenta con 13 lagunas proglaciares y la presencia del Lago Greve.

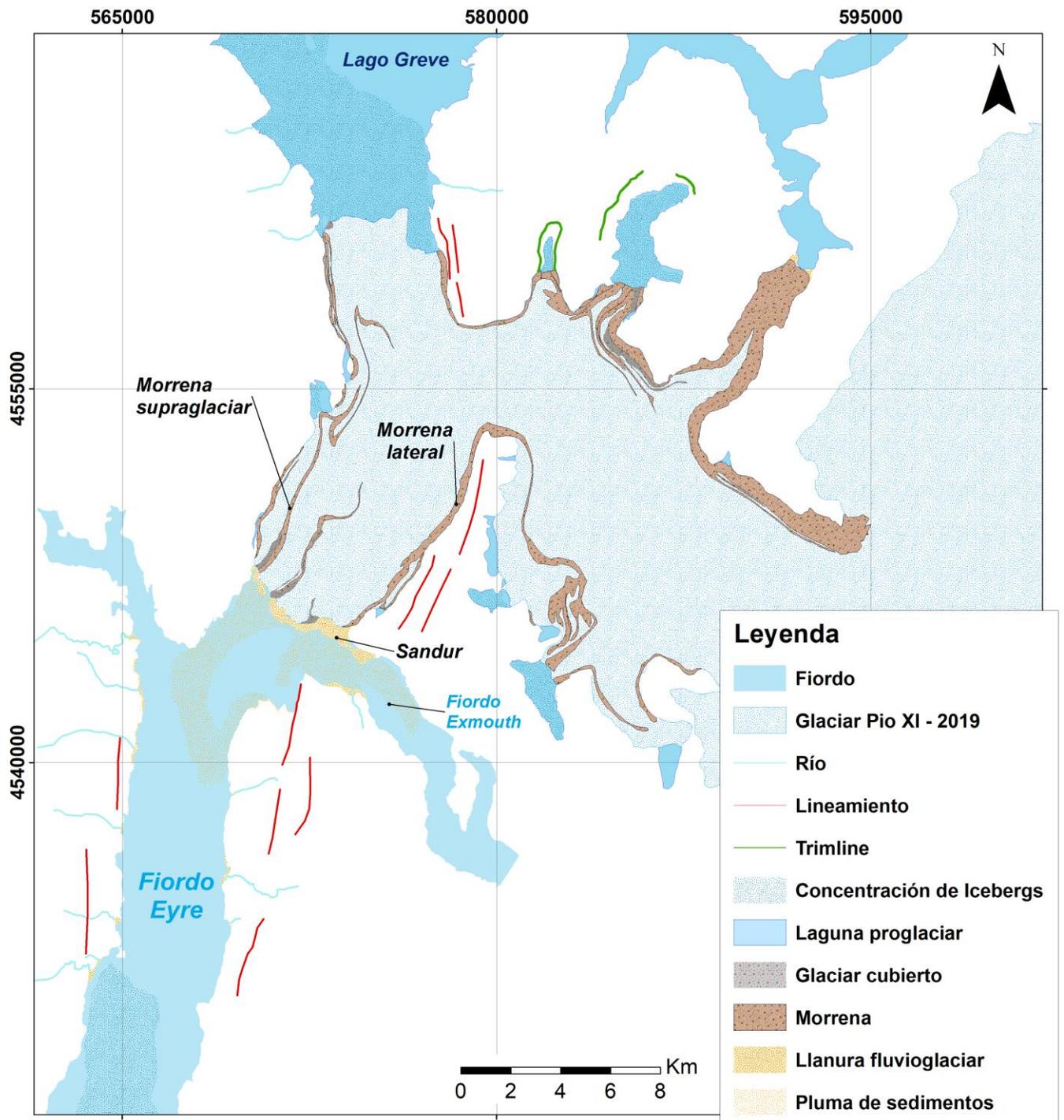


Figura 4.20. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciaria del Glaciar Pio XI para el año 2019.

Para el año 2019 se observan morrenas laterales en casi todo el borde de la zona de ablación del glaciar. Se incrementa la potencia de las morrenas hacia el lado norte del glaciar, donde los brazos secundarios se encuentran casi totalmente cubiertos de detritos. De estos, en el brazo que se encuentra más al E y que se encuentra en el Lago Greve, se han desarrollado dos *sandur* laterales.

En los otros dos frentes secundarios norte, se observan lineamientos que pueden corresponder a una posición y dimensiones verticales antiguas del glaciar (*trimlines*). Estos coinciden con unos mapeados por Glasser y Jansson (2008). También se reconocen lineamientos glaciares, producto de la erosión provocada por el glaciar y que nos indican la dirección del flujo de este en tiempo antiguo.

En la zona del frente sur se reconocen morrenas superficiales mediales deformadas. En la más Occidental se presentan pliegues en la parte de la bifurcación del glaciar, reconociendo la compresión de la morrena por el movimiento del flujo del glaciar y dando a conocer la complejidad del movimiento de este. Esta curvatura también se observa en los frentes secundarios sur más al E y con mayor densidad de detritos. Estas deformaciones o inflexiones se les denomina también *loops* y han sido descritas para este glaciar por Rivera (1992, 2018) y Wilson y colaboradores (2016) para distintos años.

En el frente sur también se presenta una planicie de lavado o *sandur*, con un mayor desarrollo en la mitad Oriental del frente, parte que se encuentra más retirada, cubriendo más de la mitad Este del frente. En la parte más Occidental se observa una llanura glacial pero más pequeña y con mayor presencia de canales de agua de fusión sin la presencia de *icebergs* (Figura 4.21).

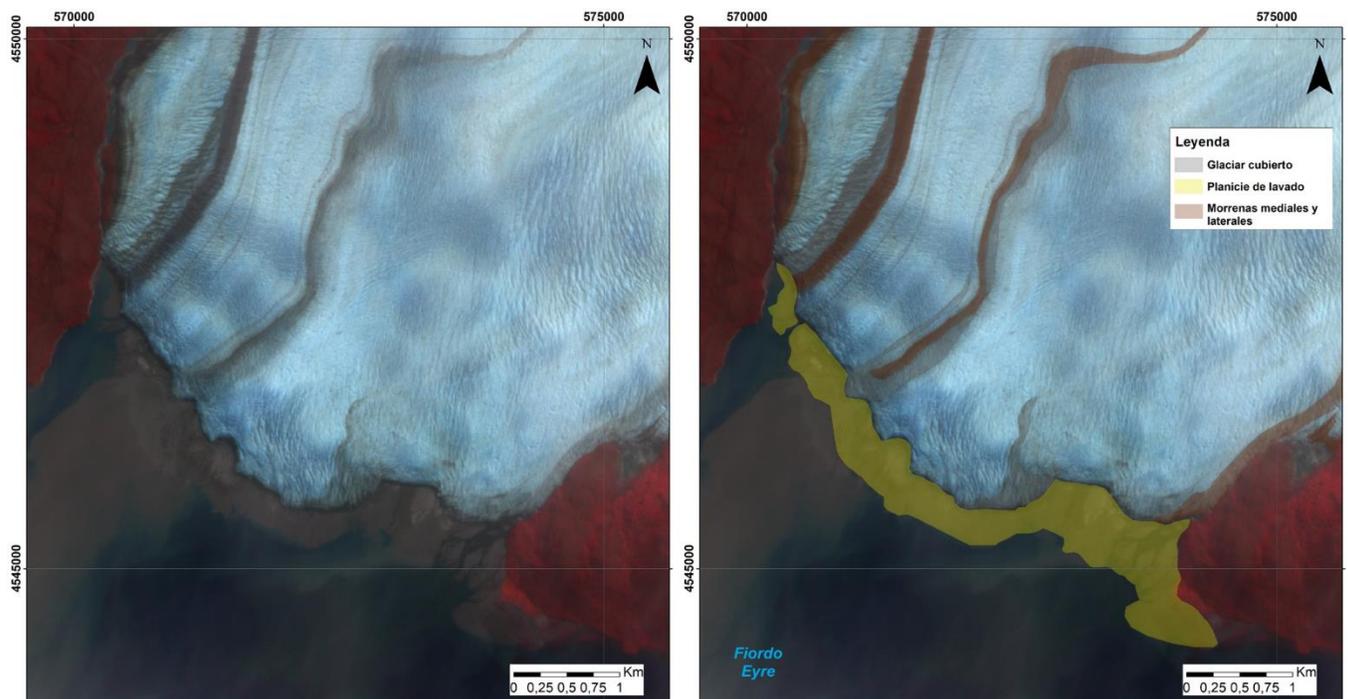


Figura 4.21 Planicies de lavado en frente sur del G. Pio XI para el año 2019. Se observan también morrenas curvadas (supraglaciares y laterales).

De estas planicies de lavado se pueden reconocer plumas de sedimento que recorren hacia el sur del fiordo por el costado NW del glaciar y las cuales son distinguibles por casi 10 km de longitud. Por el frente norte que da al Lago Greve no se logró reconocer estas plumas de sedimento.

Se observó también la presencia de planicies fluviales a lo largo del Fiordo Eyre que se han mantenido desde varios años pero que son de menor tamaño que las desarrolladas en el frente glaciar y no se reconoció plumas de sedimento provenientes de éstas. Estas llanuras se habrían desarrollado por el aporte de sedimentos de deltas de ríos de valles laterales, posiblemente de origen glaciar antiguo y/o lagunas pequeñas que también tendrían origen glaciar.

Respecto a los témpanos desprendidos de los frentes, se distingue la presencia de estos predominantemente en el frente principal norte y en las lagunas proglaciares. El lado más Occidental del Lago Greve concentra gran cantidad de *icebergs*, siendo los de mayor tamaño de 160 m de ancho. En las lagunas proglaciares se encontraron *icebergs* de mayor tamaño de hasta 500 m de ancho y varios de 200 m. En el frente sur se logró distinguir una concentración de *icebergs* en la parte más distal del fiordo, que podría provenir del Fiordo Falcon (sureste).

4.2.2 Cambios geomorfológicos entre 1976 – 2019

Al observar las geomorfologías de años anteriores (Figura 4.22), se reconoce principalmente el aumento de sedimentos acumulados en el frente sur formando una planicie de lavado de mayor extensión y los cambios que han tenido las morrenas superficiales mediales. Se identifican periodos de mayor deformación en forma de contracción de las morrenas (1976, 1998 y en menor medida en 2019) y periodos en los cuales se observa mayor extensión (1986 y 2009).

Por otro lado, se registró para el año 1976 la ausencia de varias lagunas proglaciares las cuales se encontraron desarrolladas para 1986 y que, el brazo secundario norte más Oriental, drenaba a una laguna proglaciar represada por el frente del Glaciar Lautaro (Laguna La Rayuela), la cual entre 2007 y 2009 se unió al Lago Greve por el retroceso del Glaciar Lautaro.

Las planicies de lavado en el frente sur comenzaron a desarrollarse posterior a 1976. Se reconoció la formación de dos planicies menores en 1979 en el sector E del frente (Figura 4.23). Luego, con el avance del glaciar hacia el sur y el aporte de sedimentos a través de las morrenas, principalmente la lateral SE y las mediales, se observó aumento de superficie de las planicies y se reconoció la aparición de depósitos más al NW en 1986 (Figura 4.23).

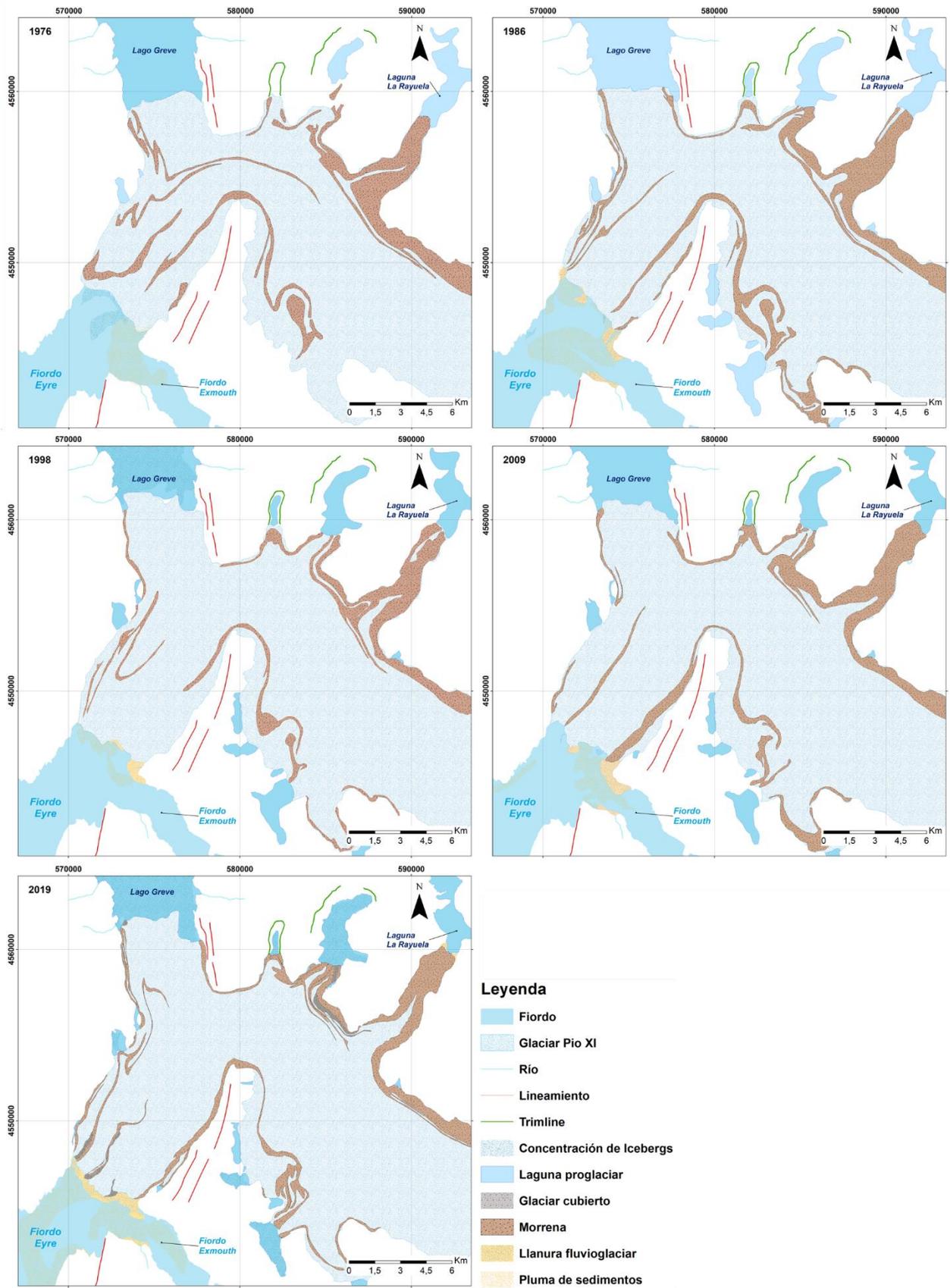


Figura 4.22. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Pio XI para los años 1976, 1986, 1998, 2009 y 2019.

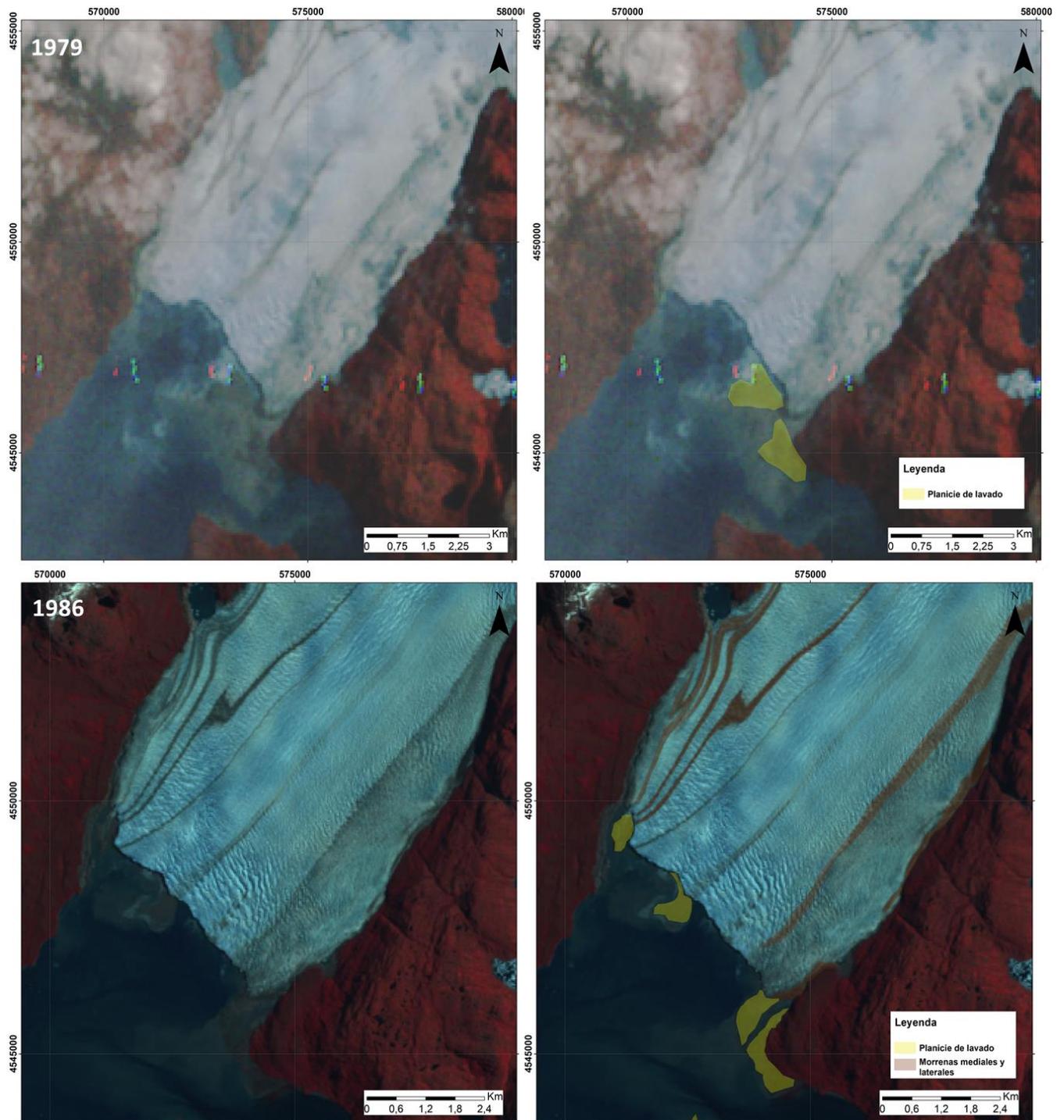


Figura 4.23 Desarrollo de planicie de lavado en el frente sur del G. Pio XI – Fiordo Eyre, en los años 1979 y 1986.

Luego debido a las dinámicas de retroceso que afectaron al frente sur, estas planicies volvieron a quedar sumergidas, solo en el sector SE, en contacto con la ladera del valle que encausa al glaciar, se reconoce el desarrollo de un *sandur*, el cual recibe aporte constante de la morrena lateral (Figura 4.24, 2001).

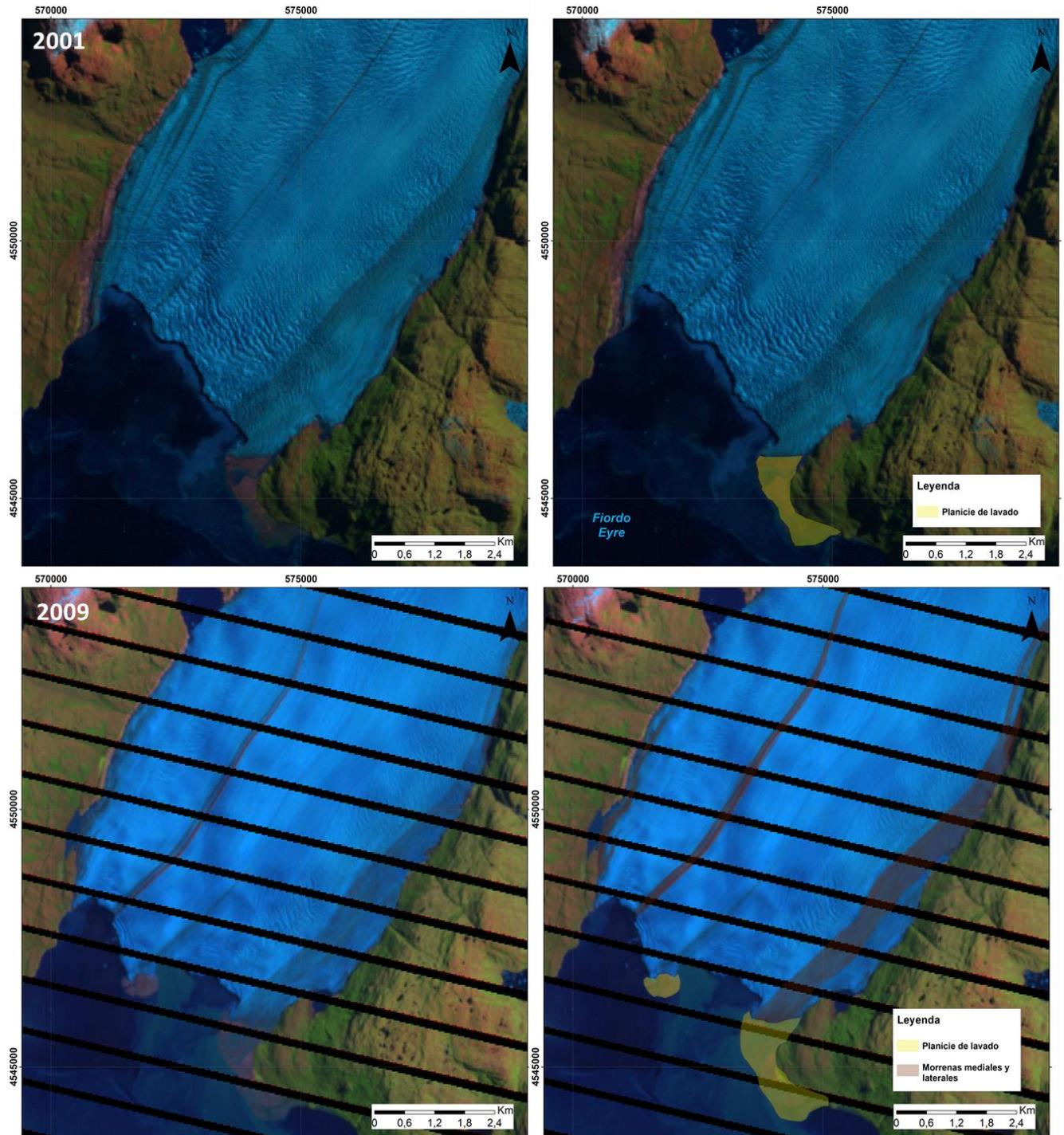


Figura 4.24 Desarrollo de planicie de lavado en el frente sur del G. Pio XI – Fiordo Eyre, en los años 2001 y 2009.

De acuerdo con el comportamiento positivo del frente posterior a 2001, a excepción del periodo 2004-2005, se observó un aumento en el desarrollo de la planicie de lavado, tanto en la zona SE como en la zona media (para 2009, Figura 4.24). Ya para 2015 (Figura 4.25), se observó un crecimiento de la planicie encontrando depósitos glaciofluviales en casi todo el ancho del frente, lo cual se mantuvo hasta 2019 (Figura 4.21).

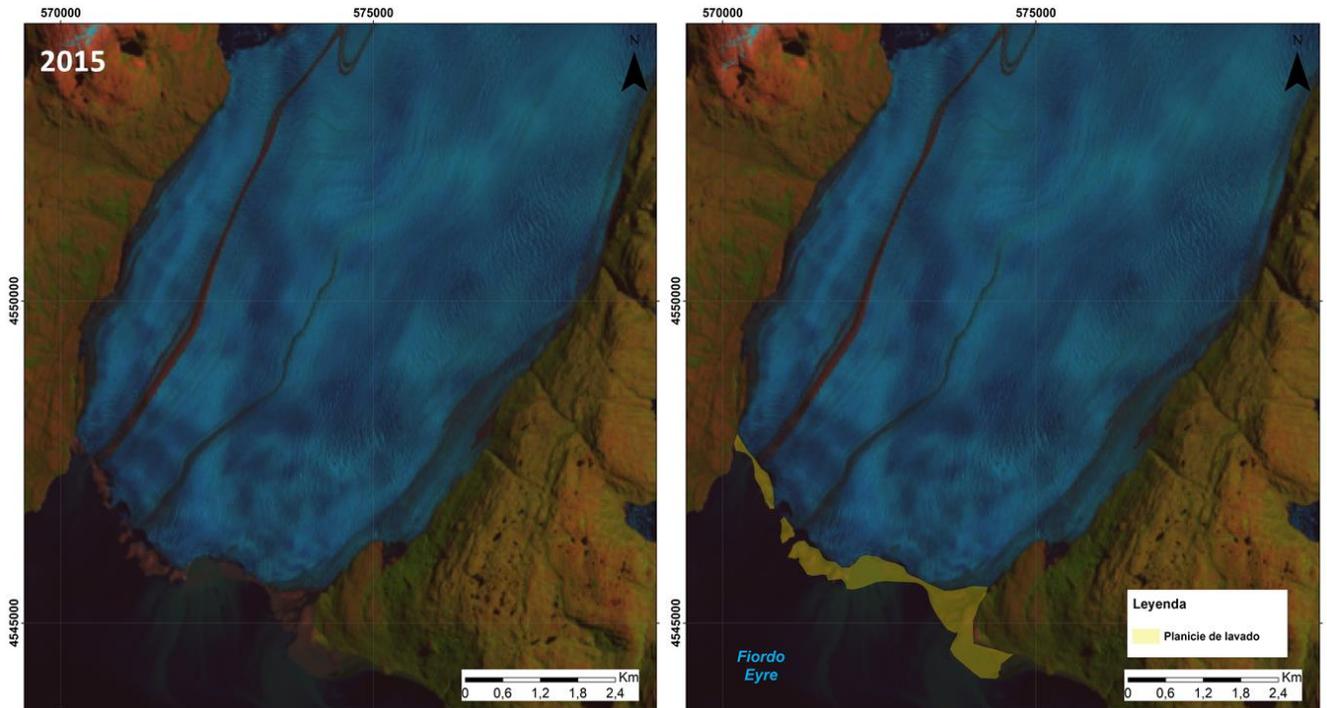


Figura 4.25 Desarrollo de planicie de lavado en el frente sur del G. Pio XI – Fiordo Eyre, en 2015.

4.2.3 Batimetría – Fiordo Eyre – 2006

De los datos de batimetría facilitados por el SHOA (2006), se observó un fondo marino con una pendiente que desciende lentamente hacia el sur por el Fiordo Eyre hasta más o menos 20 km al sur, para luego encontrarse con una cuenca más profunda delimitada por un accidente geográfico submarino alargado y transversal al fiordo, lo que podría interpretarse como un lineamiento glacial (Figura 4.28b).

Se reconocen tres cuencas en la zona del Fiordo Eyre (Figura 4.26). En la parte proximal, se define la Cuenca I, que se destaca por presentar un suelo marino liso y con pendiente suave. Luego, la Cuenca II correspondería a una subcuenca separada de la Cuenca III por una morfología elongada, ésta presenta menor profundidad que la Cuenca III, la cual tiene profundidades de 550 m en promedio, aproximado, y una profundidad máxima de 598 m.

Describiendo la batimetría del Fiordo Eyre de más proximal a distal se reconoce que, con la resolución otorgada por los datos del año 2006, fue difícil visualizar una serie de montículos irregulares descritos por Dowdeswell y Vasquez (2013), los cuales interpretaron como depósitos glaciares *hummocky* (Figura 4.27), que tienen una altura de hasta 14 m de altura y se encuentran en la parte más proximal al frente del glaciar.

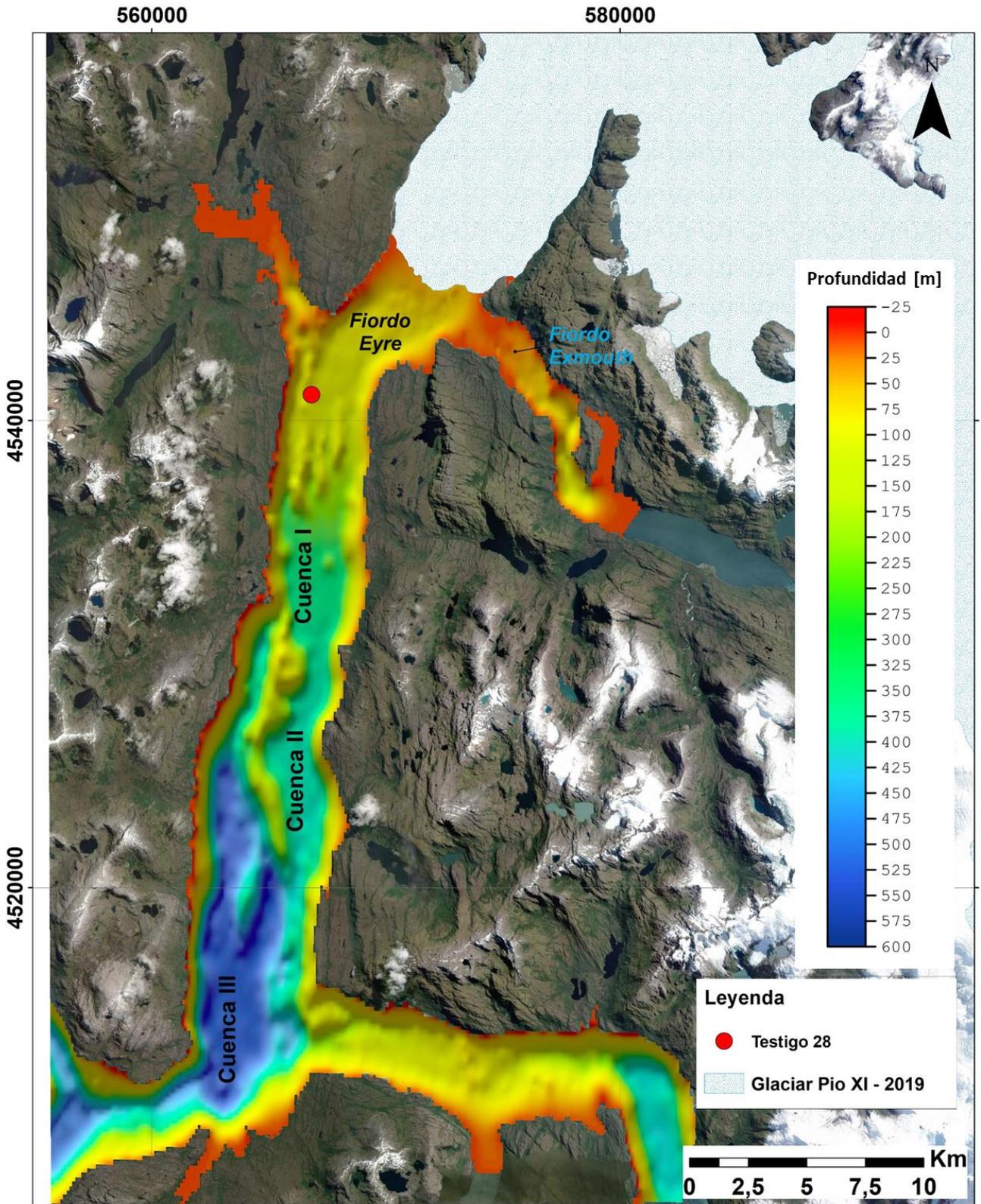


Figura 4.26. Batimetría del Fiordo Eyre de la Carta SHOA N°9520, Fiordos Eyre, Flacon y Exmouth del 2006, cuencas reconocidas y posición del Testigo 28.

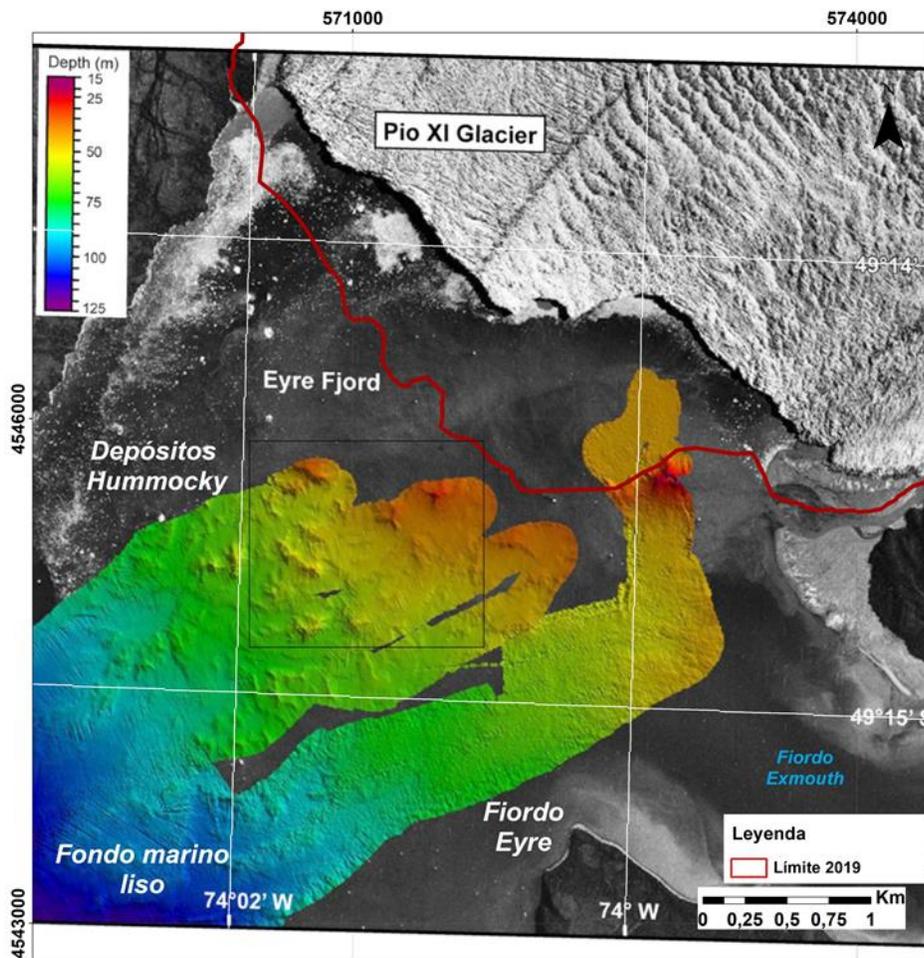


Figura 4.27. Batimetría de fondo de la parte interna del Fiordo Eyre, con distancia aproximada de 1 km del frente principal sur del Glaciar Pio XI. En recuadro negro depósitos glaciales de tipo *hummocky* reconocidos por Dowdeswell y Vasquez (2013). En rojo se encuentra el límite del frente sur para 2019. Editado de Dowdeswell y Vasquez (2013).

En esta parte se baja hacia el SW con una pendiente suave de $1,3^\circ$, la cual se encuentra obstaculizada por estos montículos irregulares (depósitos *hummocky*) en la parte más proximal al frente y luego el fondo se vuelve más liso (Figura 4.28).

Los datos de 2006 registran una profundidad de ~ 40 m aproximadamente en el sector en que actualmente (2019) se encuentra cubierto por el frente glaciar (Figura 4.28). De acuerdo con la caracterización geomorfológica mencionada anteriormente, en la parte posterior del frente 2019 se describen planicies de lavado o *sandur* (Figura 4.28), esto indica que el frente no se encontraría en flotación en su mayoría y, al avanzar, habría rellenado la totalidad de la profundidad registrada para 2006 por el SHOA (perfil A-A', Figura 4.28), con la consiguiente depositación de los sedimentos generados por su erosión, tanto basal como lateral (aporte de morrena lateral a la planicie, sector SE).

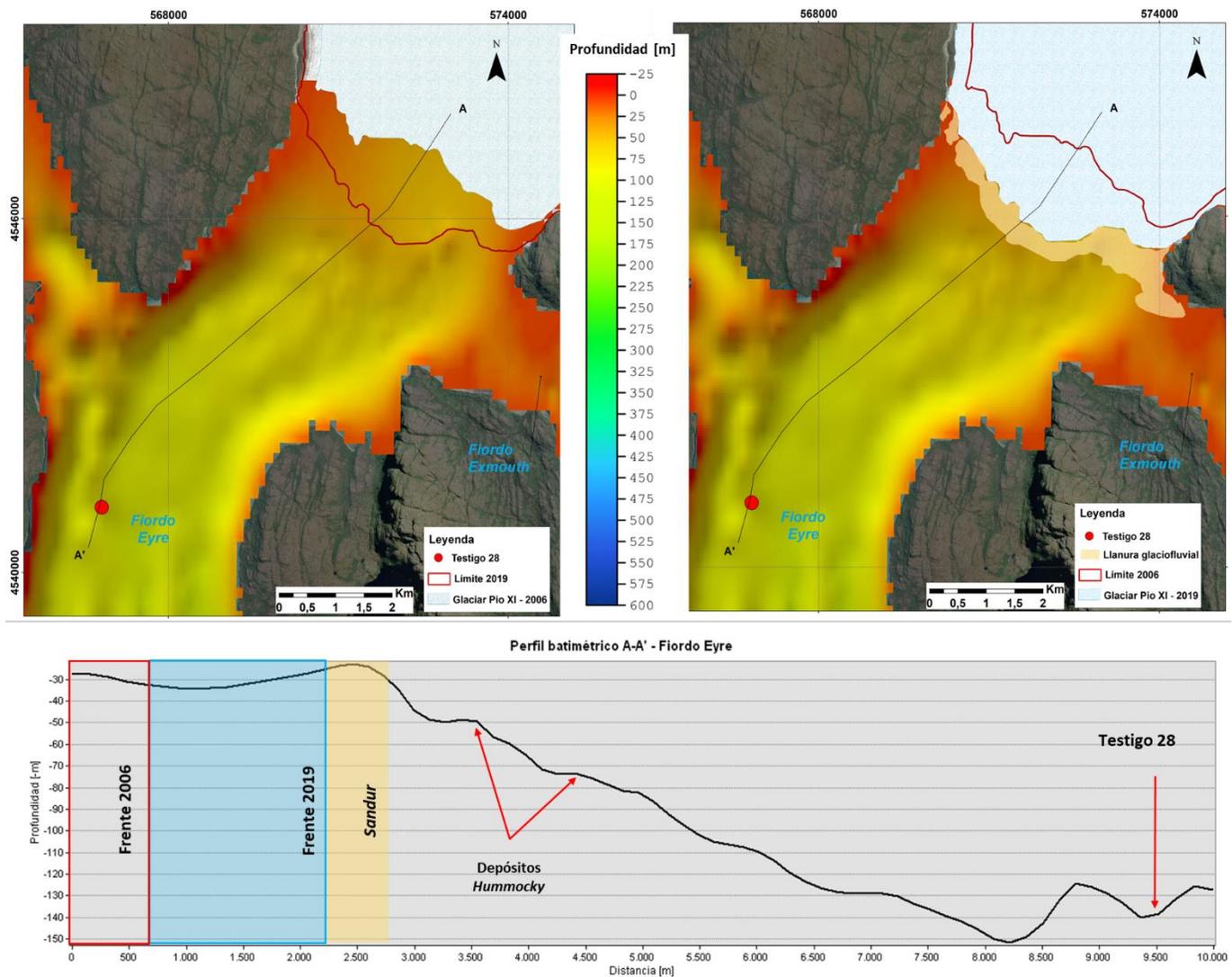


Figura 4.28 Batimetría del Fiordo Eyre en la parte más proximal al frente glaciar. Se reconocen los límites del glaciar para 2006 y 2019, además de las morfologías subaéreas presentes en el frente. En el perfil A-A' se marcan los límites, posición de los depósitos *hummocky* reconocidos por Dowdeswell y Vasquez (2013) y la posición del testigo 28.

A esta parte, se reconoce el frente del glaciar posicionado posiblemente sobre un montículo del tipo *hummocky* descrito por Dowdeswell y Vasquez (2013) de 12 m de altura aproximadamente (Figura 4.29, recuadro 1), y se encontraría rellenando una pequeña depresión de unos ~40 m de altura y de unos 500 m de largo (Figura 4.28, perfil A-A'). La cual tendría una mayor profundidad y pendiente hacia el oriente. Luego se observa que la pendiente baja suave hacia el sur del fiordo, encontrándose con los montículos (Figura 4.29). Esta pendiente sigue hasta llegar a morfologías alargadas, donde la posición del testigo estudiado se encontraría sobre una ladera de las morfologías alargadas (Figura 4.30a) y posterior a esto con la Cuenca I.

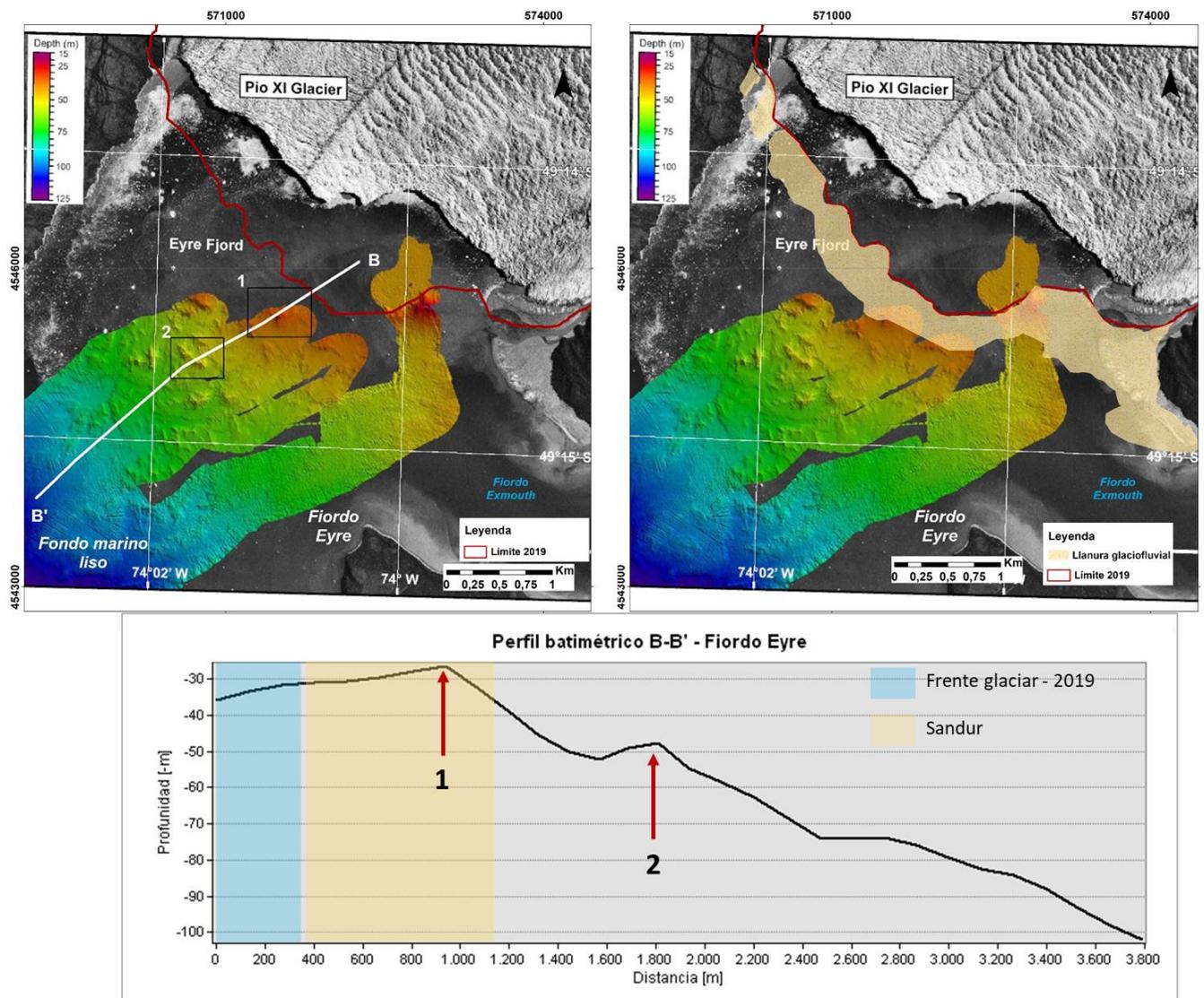


Figura 4.29 Batimetría del Fiordo Eyre analizada por Dowdeswell y Vasquez (2013). En rojo se encuentra el límite del frente sur para 2019. Se marca las planicies de lavado actuales y se reconoce depósitos *hummocky* en la batimetría analizada en este estudio (Perfil B-B'). Editado de Dowdeswell y Vasquez (2013).

La Cuenca I proximal se caracteriza, como se mencionó anteriormente, por tener un suelo marino liso, con una pendiente hacia el sur de $0,75^\circ$. En las partes laterales del fiordo se reconocen pendientes de hasta 15° . Es de 3,6 Km de ancho y 5,4 Km de largo, teniendo una profundidad máxima de 313 m y en promedio aproximado de 250 m. En ella también se observó montículos de hasta 25 m de altura (Figura 4.30a).

La Cuenca II es de 8,2 Km de largo y 2,5 de ancho. Se encuentra limitada por una morfología lineal de origen probablemente de erosión glacial. Tiene profundidades de 350 m. Se reconocen pendientes laterales de entre $7,4-8,8^\circ$ hacia el W y de $\sim 22,8^\circ$ en la ladera E.

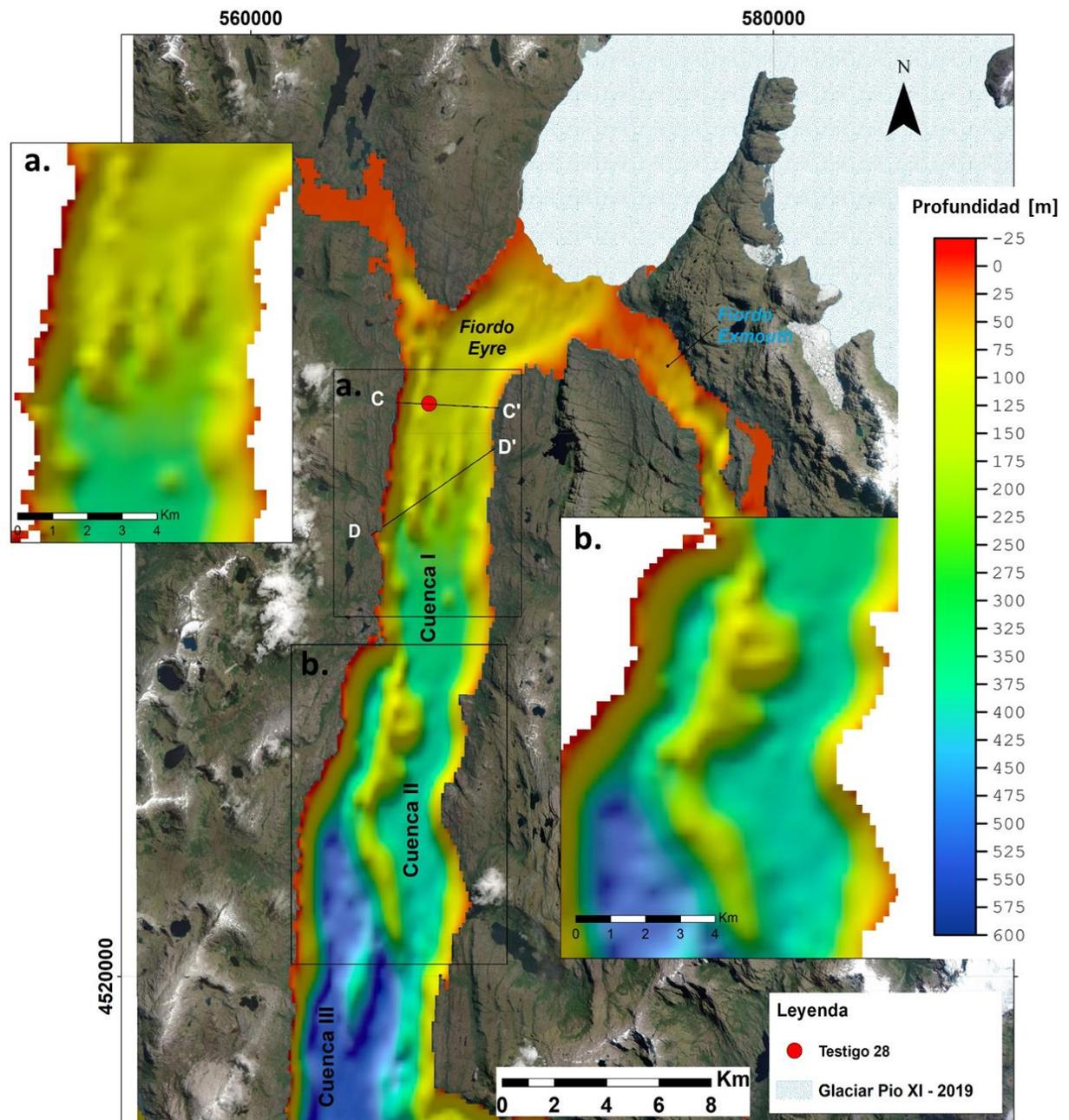


Figura 4.30 Morfologías principales del Fiordo Eyre. Batimetría del Fiordo Eyre de la Carta SHOA N°9520, Fiordos Eyre, Flacon y Exmouth del 2006.

La Cuenca III, distal, presenta las mayores profundidades (>500 m), tiene un largo de 15,5 km y un ancho de 4 km. Se encuentra separada de la cuenca II por la morfología elongada, la cual es de 240 m de altura aproximada y 11,2 km de largo. En esta cuenca se reconoció pendientes de $27,7^\circ$ en la ladera W.

Entre la cuenca I y la zona proximal al frente glacial se reconoció morfologías lineares glaciales de menor tamaño que la separa a las cuencas III y II. Se observan tres montículos alargados de entre 2,7 y 4,6 km de largo, los cuales presentan laderas de entre 4,8 y 8,18° de pendiente (Figura 4.31, perfil D-D'). Cabe destacar que el testigo (28) aquí analizado se encuentra cercano tanto a la ladera W del fiordo como a estos montículos. El testigo se encuentra localizado en una pendiente de 0,9° y cercano a él podría recibir aportes laterales de laderas de pendientes de hasta 9,4° (Figura 4.31, perfil C-C').

Avanzando por el fiordo hacia el sur (~6 km) se reconocen estas formas longitudinales y alargadas que son predominantes en la parte media y más al oeste del fiordo (Figura 4.30a). Estas morfologías tienen entre 40 y 80 m de altura. Estos accidentes submarinos, también descritos por Dowdeswell y Vasquez (2013), se podrían interpretar como en parte sedimentos y en parte afloramientos del lecho de roca de la cuenca principal del fiordo, la cual, en eventos anteriores del glaciar, fue erosionada, y que, de acuerdo con la geología descrita por el SERNAGEOMIN (2003), esta parte del lecho podría corresponder a rocas del Complejo Metamórfico Oriental. Estos rasgos lineares glaciares podrían dar una idea de la dirección del flujo del glaciar en el momento en que este se encontraba en esa posición.

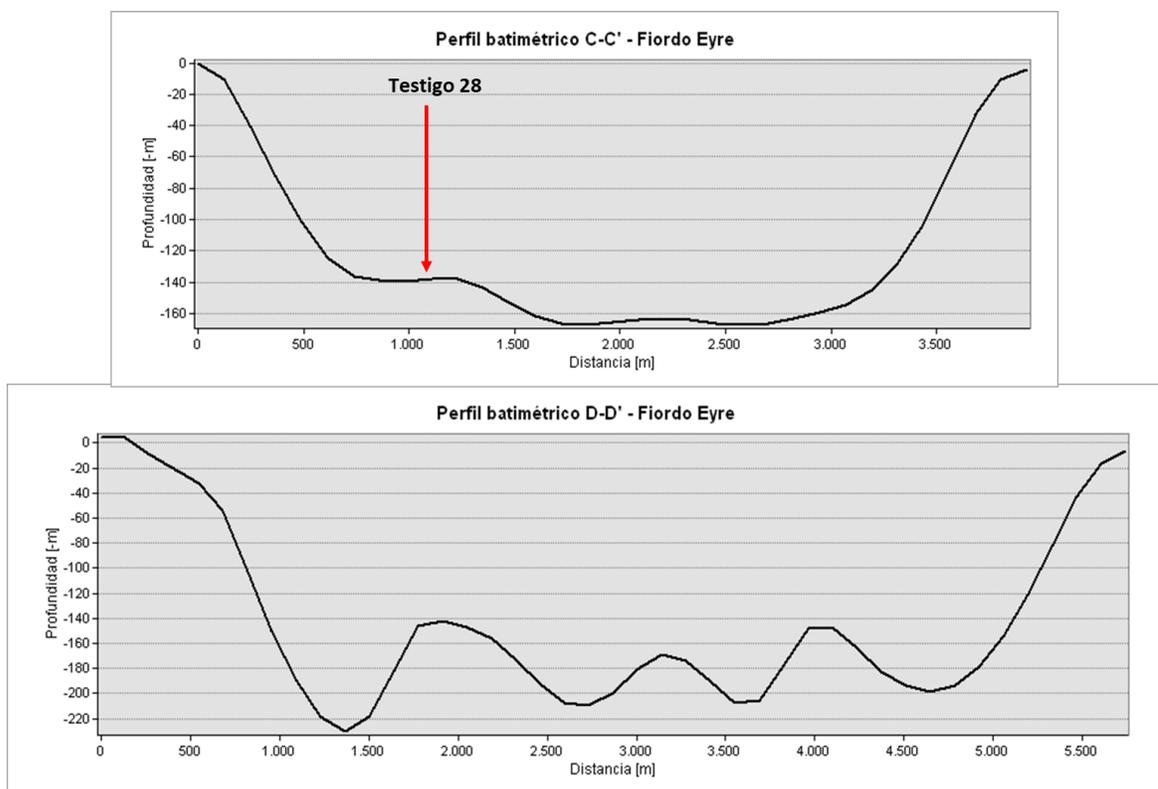


Figura 4.31 Perfiles batimétricos transversales al Fjordo Eyre. En C-C' se reconoce posición de Testigo 28 y en D-D' morfologías submarinas, rasgos lineares glaciares.

La geomorfología del área proglaciar, tanto subaérea como submarina, se pueden observar en la Figura 4.32.

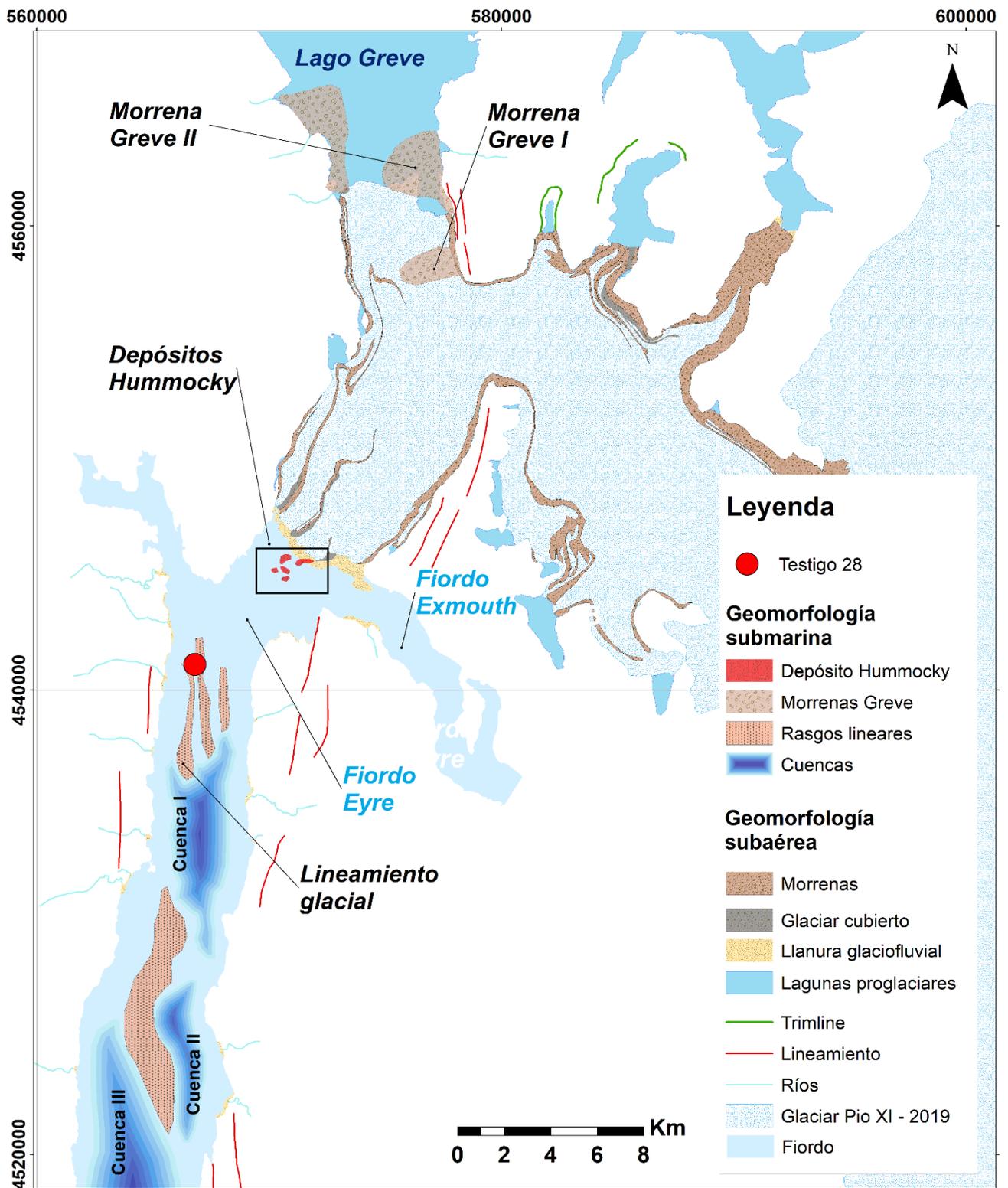


Figura 4.32. Mapa geomorfológico de la zona de ablación y área proglaciar subaérea y submarina del Fiordo Eyre y el Glaciar Pio XI.

4.3 Descripción del testigo

4.3.1 Facies sedimentarias

En el Fiordo Eyre se extrajo el testigo sedimentario a una distancia de aproximadamente 6 km del frente glaciar (Figura 4.33). Este testigo presentó principalmente granulometrías de limos y arcillas, con algunas intercalaciones de arenas finas y medias. En la observación inmediata se reconocieron algunas intercalaciones de limos y arcillas. Tuvo una recuperación entre el 90-100%, excepto entre los 3-8 cm del techo del testigo y entre los 36 y 43 cm, por lo que el largo considerado de sedimento es de 1,8 m.

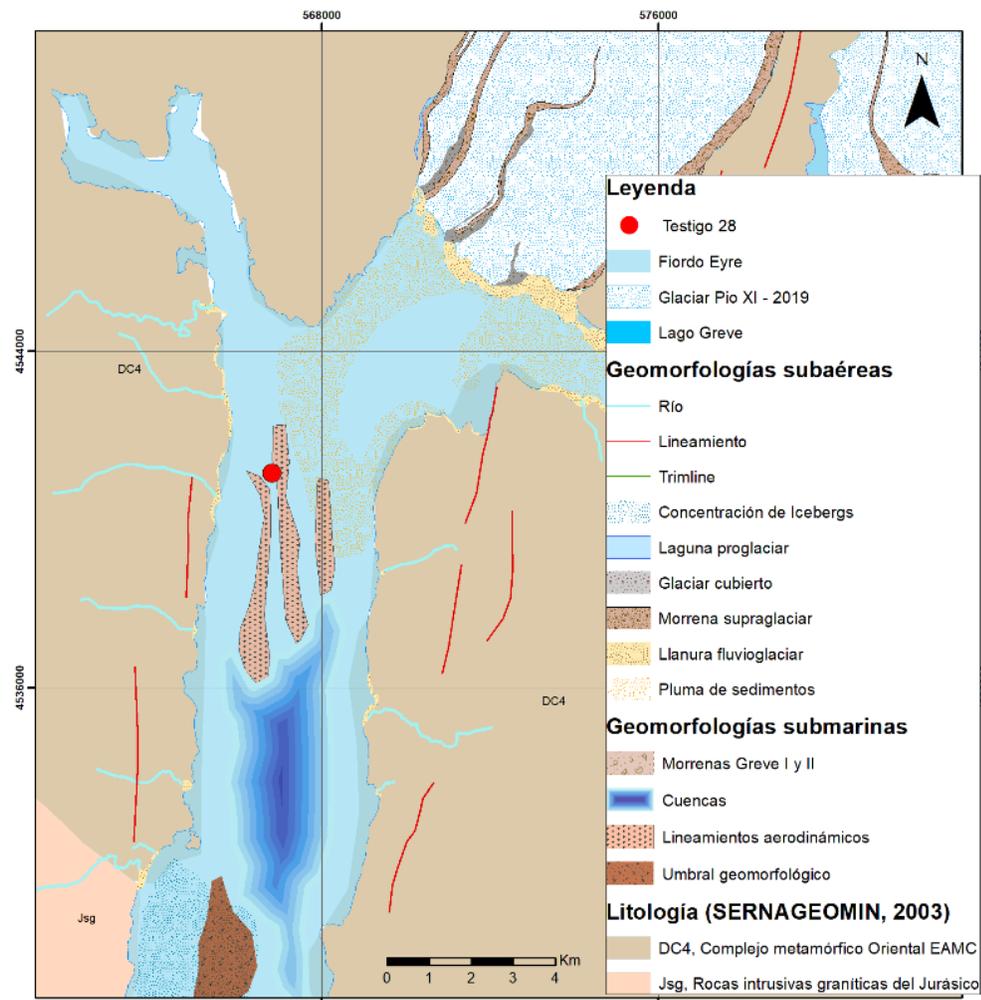


Figura 4.33 Posición de extracción de testigo sedimentario en el Fiordo Eyre, Glaciar Pio XI, frente sur, y las geomorfologías y litologías presentes.

Considerando las diferencias de coloración y de granulometría observadas, se definieron como primera aproximación 2 asociaciones de litofacies, entre las cuales no se observan contactos nítidos.

La litofacies A (verde claro, Figura 4.34) corresponde en general a un segmento masivo de limo de color de gris muy oscuro (GLE Y1-3/N) a gris oscuro (GLE Y1-4/N), en la cual no se observan estructuras aparentes, solo una variación de tonalidad en un nivel de 2 cm a los 1,78 m de color negro (GLE Y1-2.5/N). Esta litofacies se encuentra entre los 75-127 cm, donde se encontró 5 clastos de entre 0,5 y 0,77 cm de diámetro, y 156-180cm, nivel donde se pudo encontrar un clasto de 6 mm de diámetro a 1,77 m de profundidad.

La litofacies B (amarillo, Figura 4.34) está definida como una unidad de laminaciones, intercalaciones entre niveles de arcillas, limos y arenas finas y medias. Esta unidad se encuentra intercalada con la litofacies A, entre los 38-75 cm y 127-156 cm, donde se encontró un clasto de 5,5 mm a los 1,33 m. Entre las laminaciones no se logran observar contactos nítidos, estructuras, ni diferencias de color. El color es homogéneo en toda la unidad, de color gris oscuro (GLE Y1-4/N).

La litofacies C (verde oscuro, Figura 4.34) incluye niveles de principalmente limo, con presencia de arcillas y arenas finas, pasando de limo arenoso (8-36 cm), con presencia de granos de arena muy fina a fina y clastos de 4,7 mm (a los 29 cm), a limo arcilloso (0-3 cm) con algunos granos de arena muy fina. Es un nivel masivo, sin estructuras, de color gris oscuro (GLE Y1-4/N) sin cambios de tonalidades.

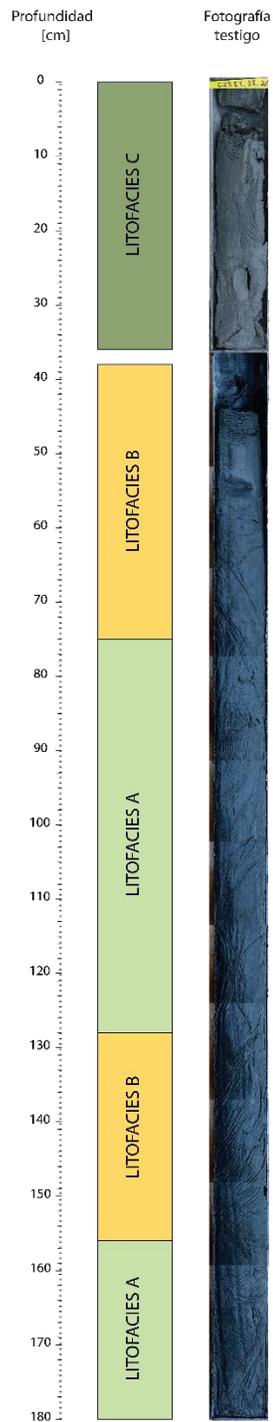


Figura 4.34. Mosaico de fotografías del testigo C23EY_28.

4.3.2 Tomografía

En general, en la tomografía unificada del testigo EY_28 del Fiordo Eyre, se observan atenuaciones con densidades, en Unidades de Housfield, que van desde ~400 hasta ~2200 HU, donde la mayoría de los pixeles se encuentra en un rango de 1000-1300 HU (Figura 4.35). Se

observan intercalaciones de laminaciones de poco espesor con altas densidades (>1000 HU): láminas más claras con altas densidades (1200-1360 HU) con otras de menor atenuación (1000-1200 HU). Las diferencias de atenuaciones y las características estructurales de las tomografías permitieron identificar estructuras sedimentarias y definir unidades características.

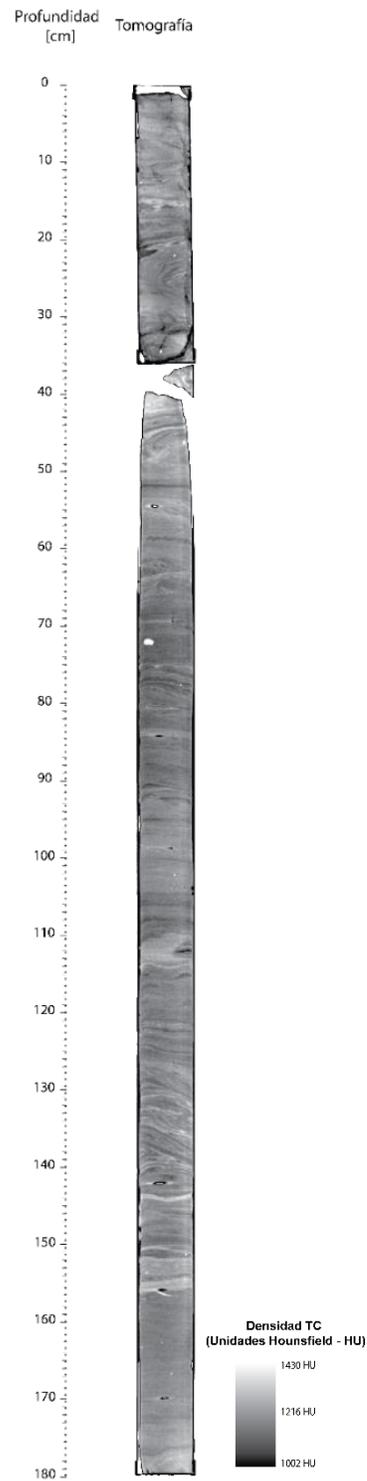


Figura 4.35. Tomografía computarizada del testigo obtenido del Fjord Eyre. Unión de secciones C23EY_28_2_2 (techo) y C23EY_28_1_2 (bottom).

4.3.2.1 Estructuras sedimentarias

Las estructuras sedimentarias se definieron de acuerdo con las geometrías dadas por las variaciones de atenuación observadas en las tomografías.

A lo largo del testigo EY_28 se reconocieron gran cantidad de estructuras sedimentarias, intervalos altamente deformados y presencia de fragmentos líticos o *dropstones*, los cuales median entre 4-10 mm. Además, se seleccionaron puntos en la tomografía como posibles restos carbonáticos, pero finalmente, no se logró encontrar muestras para datación de radiocarbono.

Las estructuras presentes en el testigo se encuentran a continuación. Éstas también se pueden visualizar en la Figura , que muestra la tomografía unificada del testigo, un mapeo estructural y la identificación de cada estructura presente, además de los contactos identificados.

Laminación planar: Niveles paralelos y horizontales de entre 4 mm hasta 15 cm de espesor. El mayor nivel de 15 cm de espesor tiene una densidad que ronda entre los 1160-1220 HU. Se observan intercalaciones de laminaciones de alta atenuación (1200-1340 HU) con atenuaciones más bajas (1100-1250 HU) de espesor centimétrico (Figura 4.36). Y niveles donde se intercalan laminaciones de espesores medios con otras más finas, teniendo densidades <1180 HU. En general, los niveles que poseen mayores densidades tienen espesores entre 5 mm y 2 cm.



Figura 4.36 Laminación planar

Laminación planar fina: Laminaciones planas paralelas menores a 4 mm, mayoritariamente de 1 mm de espesor y entre 0,5-2 mm (Figura 4.37). Se identificó un paquete de aproximadamente 16 laminaciones finas, donde se intercalan laminas oscuras (<1180 HU) con claras (<1200 HU). Existe la presencia de paquetes menor cantidad de laminaciones (3-5 laminaciones) y otros en los cuales es difícil identificar las laminaciones, pues poseen atenuaciones muy similares. Corresponden a la estructura más dominante en el testigo.

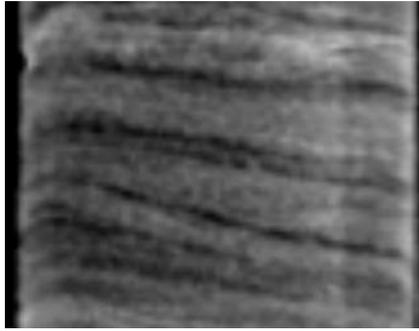


Figura 4.37 Laminación planar fina

Laminación cruzada: Laminaciones de finas a medias que presentan un cambio de ángulo. Se observa en láminas de diferentes atenuaciones, de 1100 – 1400 HU. Presente en varias secciones a lo largo del testigo (6-13, 44, 54, 61, 77, 126 y 134 cm). Se observa de ángulo bajo y ondulada o sigmoidal (Figura 4.38).

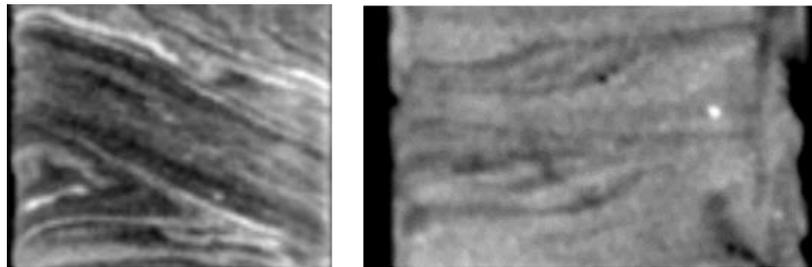


Figura 4.38 Laminación cruzada

Laminación ondulática: Laminaciones finas de entre 1-3 mm de espesor, que se presentan de forma de ondas asimétricas (Figura 4.39). Corresponden a laminaciones con altas densidades >1200 HU y se encuentran limitando una sección de 5 cm de espesor entre los 75-80 cm.

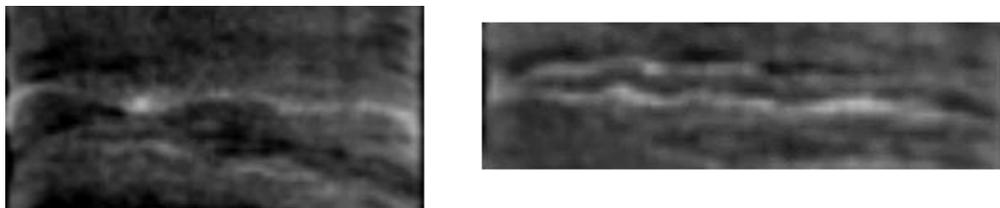


Figura 4.39 Laminación ondulática

Laminación convoluta: Secciones en las que se encuentran intercalaciones de laminaciones de distintas atenuaciones, distinguiéndose por la irregularidad y la deformación presente en forma de plegamientos internos (Figura 4.40). Se presenta tanto en las laminaciones de alta densidad

como en las de densidad media (>1100 HU). Se encuentran localizadas en tres secciones dentro del testigo. La zona más deformada se encuentra entre los 127-135 cm.

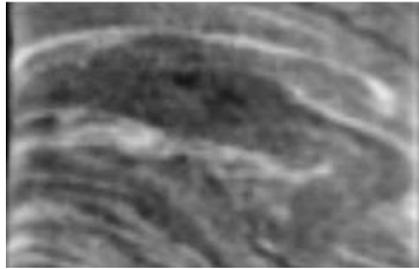


Figura 4.40 Laminación convoluta

Estructura de tipo slump o microfalloamiento normal: Estructuras de deslizamientos de las capas del testigo, produciendo un microfalloamiento normal de estas laminaciones (Figura 4.41). Se observa en 3 zonas del testigo, específicamente en la sección base de éste. Las microfallas deforman niveles de 3-4 cm de espesor de intercalaciones de laminaciones finas.

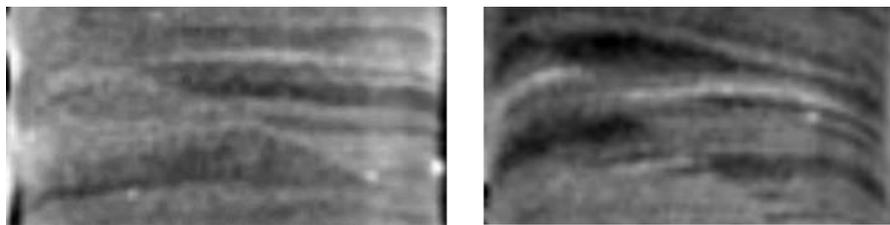


Figura 4.41 Estructuras de tipo slump

Laminación de tipo flaser: Lentes de baja atenuación (<1180 HU) dentro de niveles de mayor atenuación (Figura 4.42). Son más recurrentes dentro del testigo y los lentes alcanzan el centímetro de espesor. Corresponderían a lentes de grano fino (limo fino – arcilla) en matriz arenosa.

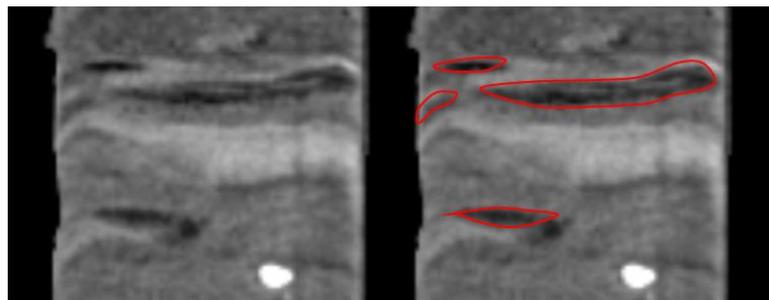


Figura 4.42 Laminación tipo flaser

Laminación lenticular: Lentes de arena en matriz de lodo (grano fino, limo fino – arcilla), los cuales pueden estar conectados o aislados (Figura 4.43). Lentes que se distinguen por su atenuación más alta (>1200 HU) dentro de niveles de densidades más bajas ~1300 HU. Por lo general se encuentra en conjunto con la estructura *flaser*. Los lentes son de menor tamaño en comparación a los de tipo *flaser*.

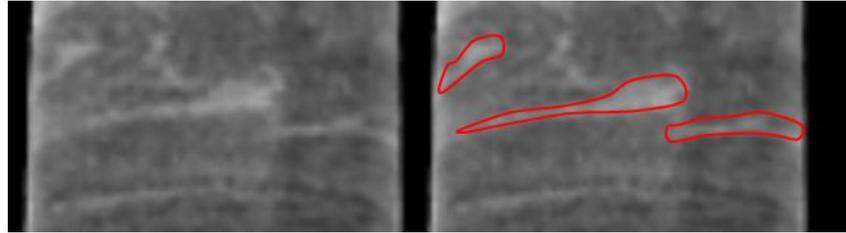


Figura 4.43 Laminación lenticular

Fragmentos líticos o *dropstones*: El testigo contiene un número significativo de fragmentos líticos de entre 4 mm a 1,3 cm, los cuales se distinguen por su alta atenuación, sobre los 1500 HU (Figura 4.44), y se encuentran distribuidos a lo largo de todo el testigo.

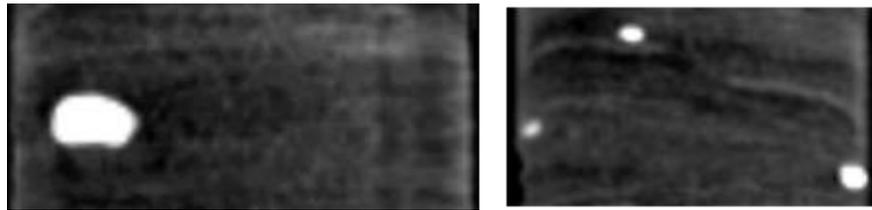


Figura 4.44 Fragmentos líticos

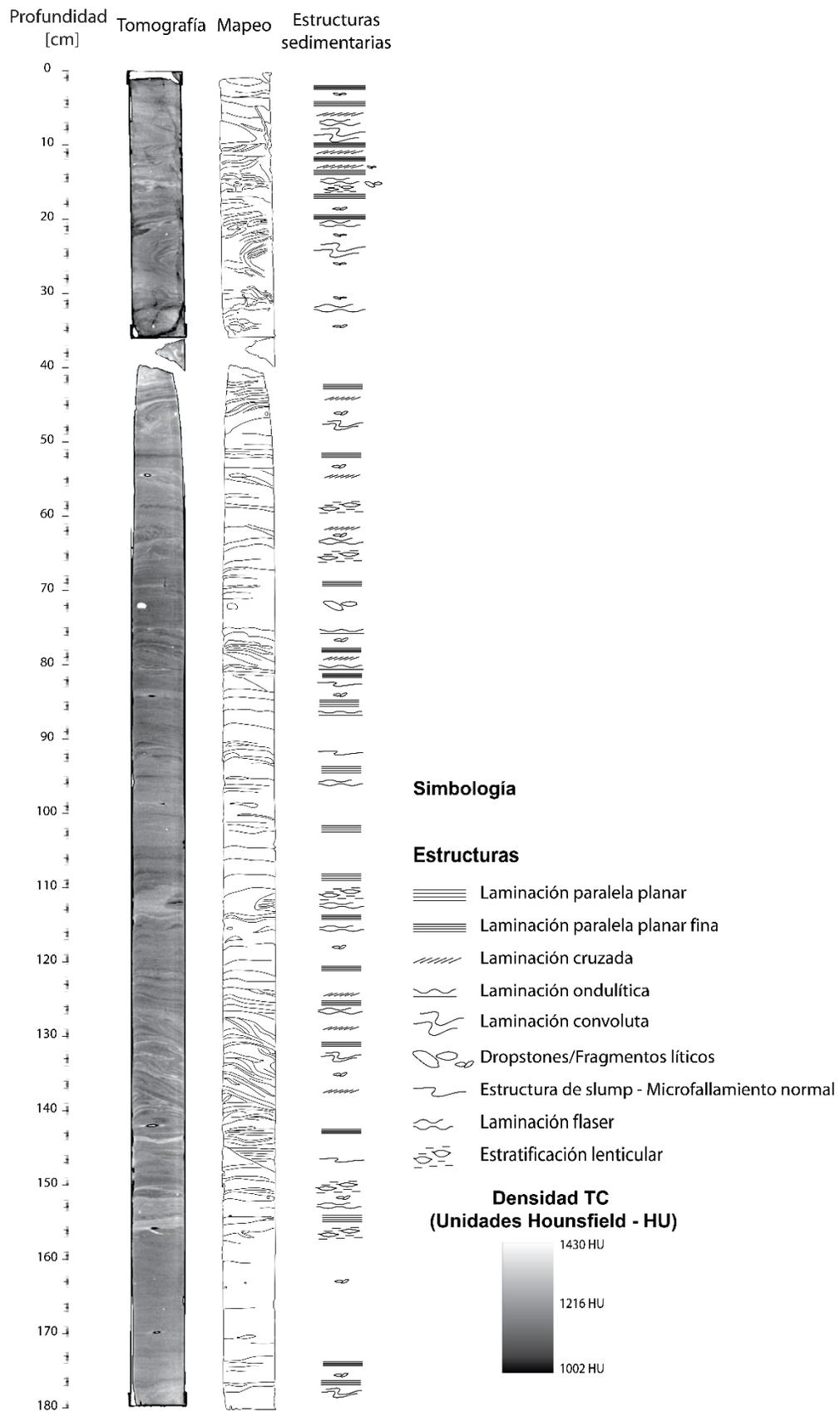


Figura 4.45. Mapeo estructural unificado del testigo del Fiordo Eyre y las estructuras y contactos reconocidos.

4.3.2.2 Unidades tomográficas

Las unidades, descritas desde la base del testigo hasta el techo, se determinaron de acuerdo con los cambios de densidades más notorios, las distintas estructuras presentes y la presencia y/o recurrencia de éstas a lo largo de todo el testigo. Las unidades se identificaron con el código del testigo (28) y un número correlativo partiendo desde la base del testigo.

Unidad 28-1: Corresponde a los últimos 6 cm del testigo, que poseen densidades entre ~1330 y 1180 HU. Se presenta, de base a techo, laminación convoluta con laminaciones finas (1 cm a 5 mm de espesor) de menor atenuación (~1180 HU) deformadas intercaladas con niveles masivos de atenuaciones entre 1220-1330 HU y laminaciones paralelas finas con atenuaciones de ~1220 HU, además, se observan *dropstones* de 3 hasta ~7 mm de diámetro con alta densidad (~1500-1700 HU).

Unidad 28-2: esta unidad sobreyace a la Unidad 28-1 por medio de un contacto gradacional, separando la unidad 28-1 de mayor atenuación (~1250 HU) con esta de menor densidad (~1200 HU). Se define desde los 174-157 cm y se representa por ser un nivel masivo y más homogéneo, con densidades de ~1170-1190 HU, salvo fragmentos líticos pequeños (hasta 2 mm) con densidades de ~1320-1500 HU y laminaciones individuales muy finas (~1 mm) que se encuentran un poco plegadas y que son de densidades mayores al resto de la unidad (~1200 HU).

Unidad 28-3: unidad que se encuentra entre los ~140-157 cm y que se separa de la Unidad 28-2 por medio de un contacto irregular definido por un nivel de 1,5 cm y densidad ~1280 HU que posee una base ondulada y con lentes de densidad de hasta ~1400 HU. Sobre esta se encuentran estructuras de laminación paralela, laminación tipo flaser y lenticular hasta los 148 cm, además de la presencia de varios *dropstone* de 1-5 mm con atenuación de hasta 1800 HU. A los 148 cm se encuentra una estructura de tipo *slump* (Figura 4.46), reconociendo una microfalla de tipo normal (se reconocen 6,3 cm de longitud de la falla) la cual atraviesa laminaciones finas paralelas, y la cual permite separar esta unidad de la superior por medio de un contacto irregular. En general se intercalan laminaciones y lentes de atenuaciones altas (~1250 HU) con otras de atenuaciones más bajas cercanas a ~1170 HU.

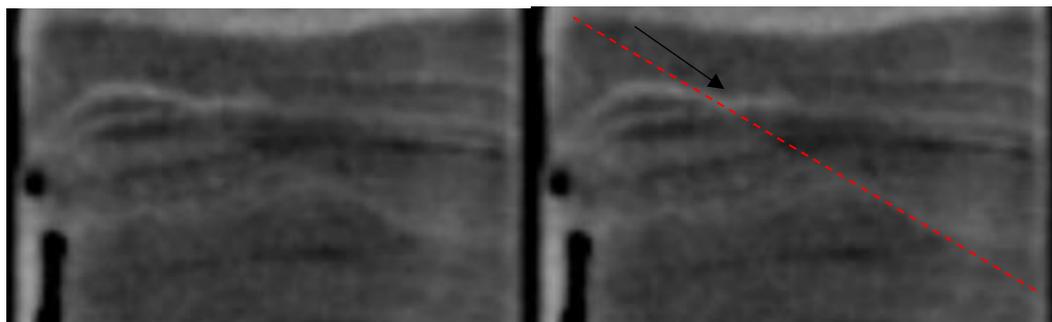


Figura 4.46. Microfalla normal, estructura de tipo slump a los 145 cm en testigo obtenido del Fiordo Eyre.

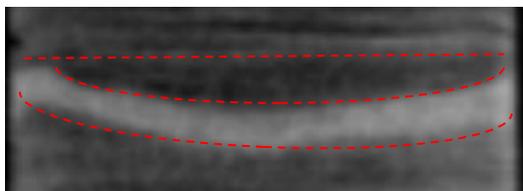


Figura 4.47. Laminación fina paralela y lente de baja densidad sobre nivel deformado de alta densidad. Unidad 28-4 del testigo 28.

Hacia el techo se encuentra marcado por un nivel de ~ 4 mm de espesor de alta densidad (~ 1330 HU) que se encuentra deformado en el centro dándole un aspecto cóncavo hacia arriba (Figura 4.47), sobre el cual se depositó un nivel de menor densidad (1160 HU) de ~ 4 mm de espesor en el centro, luego sobre éstas se encuentra una laminación paralela fina de 1 cm, donde se intercalan láminas de atenuación alta (~ 127 HU) y baja (~ 1170 HU) de 1 mm aproximadamente y que dan paso a la Unidad 28-4 por medio de un contacto gradacional.

Unidad 28-4: unidad que se caracteriza por su alta deformación y por la presencia de laminaciones de distintas densidades, logrando reconocer diferentes estructuras sedimentarias, como laminación fina paralela, laminación cruzada, laminación convoluta (Figura 4.48) y laminación de tipo *flaser*. Se ubica entre los 140-121 cm. Sobre las laminaciones del techo de la Unidad 28-3 se encuentra una zona de alta deformación de 13 cm de espesor (139-126 cm), en esta se encuentran laminaciones cruzadas, laminaciones convolutas y nuevamente laminaciones cruzadas sigmoidales u onduladas con la presencia de lentes de baja densidad (laminación *flaser*). Esta unidad termina con un paquete de ~ 5 cm de laminación paralela fina, donde resaltan láminas de baja densidad (~ 1100 HU) de ~ 2 mm, intercaladas con niveles de laminación fina de ~ 1 cm de espesor con densidades de ~ 1170 -1230 HU, nivel que grada hacia el techo poniendo en contacto con la Unidad 28-5.

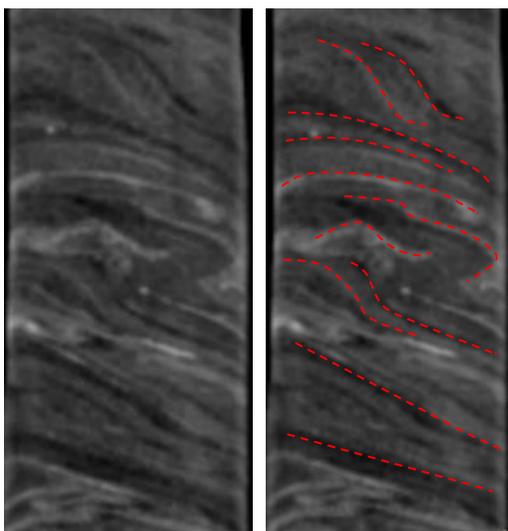


Figura 4.48. Zona de alta deformación en unidad 28-4, testigo 28.

Unidad 28-5: unidad que va desde 121-105 cm, se caracteriza por presentar una base masiva con presencia de algunas laminaciones *flaser* separadas (~1080 HU) y hacia el techo laminaciones paralelas, las cuales ponen en contacto con la Unidad 28-6, por medio de un contacto neto regular definido por un nivel de 1,3 cm de espesor de atenuaciones de ~1160 HU. En el centro de la unidad se encuentra una estructura lenticular (~4,5 cm de espesor máximo) con alta densidad (~1260 HU), la cual dentro de la misma posee estructuras tipo *flaser* con atenuaciones bajas y otras más altas (~1170 HU).

Unidad 28-6: en esta unidad se observa un nivel de laminación paralela fina más homogénea en la base hasta los 101 cm presentando altas densidades (~1230-1250 HU), presencia de varios *dropstones* de hasta 6 mm con alta atenuación (~1500 HU) y algunas estructuras de tipo *flaser*. Luego se observa una laminación paralela fina con un nivel de atenuación baja (1140 HU) de 1 mm y sobre este un nivel de 1 mm de mayor densidad (1220 HU). Esta intercalación entre un nivel más homogéneo de alta atenuación y la laminación paralela fina se repite, siendo el nivel más homogéneo ahora de un espesor de 5 cm, y luego sobre la laminación de baja atenuación una repetición del nivel homogéneo de espesor de 1,5 cm. Sobre esta se encuentra un paquete de ~3cm de espesor de una clara intercalación de laminación fina de baja densidad (~1100 HU) con otras de alta densidad (~1260 HU), las cuales están siendo atravesadas por una microfalla normal o una estructura de tipo *slump* (Figura Figura 4.49), que pone en contacto con la Unidad 28-7 a los ~92 cm.

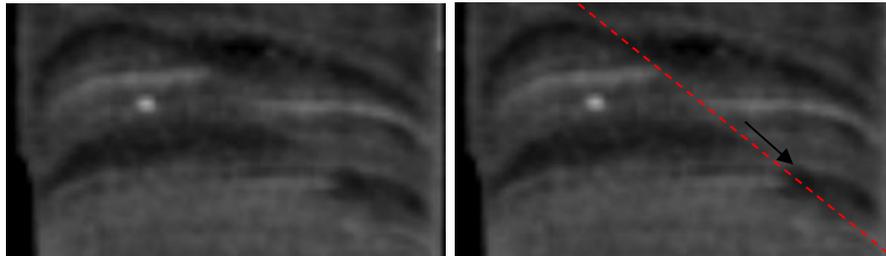


Figura 4.49. Estructura de tipo *slump*, microfalla normal en Unidad 28-6.

Unidad 28-7: unidad que va desde los 92 hasta los 75 cm. Se caracteriza por la presencia de un nivel de ~7,3 cm de laminación ondulítica, principalmente, y cruzada, presente tanto en niveles de baja atenuación como en alta, el cual se encuentra sobre una estructura de tipo *slump* a los ~80 cm. Bajo esta estructura se observa laminación paralela con niveles de atenuación baja (~1130 HU) de 2 cm y alta (~1200 HU) de 1 cm, laminación ondulítica y laminación paralela fina, además de la presencia de fragmentos líticos de hasta ~7 mm con muy alta atenuación (~2140 HU).

Unidad 28-8: unidad de los 75 a 61,5 cm. Se encuentra en contacto con la Unidad 28-7 por medio de un contacto erosivo, marcado por una laminación ondulítica de alta atenuación (~1200 HU), y en la parte superior presenta un contacto gradacional con la Unidad 28-9 por medio de laminación lenticular (~1250 HU) y de tipo *flaser* (~1130 HU). A los 72 cm presenta un

dropstone de 1,3 cm con alta atenuación (~1700 HU) en una matriz con densidad de ~1140 HU y a los 71 cm presenta un nivel de ~5 cm de laminación paralela fina.

Unidad 28-9: hasta los ~50 cm se encuentra un nivel que presenta laminación lenticular y de tipo *flaser*, laminación cruzada en una capa de ~2 cm con laminaciones de alta atenuación (1200-1300 HU) y hacia el techo laminación paralela fina con franjas bien marcadas de baja atenuación de ~2 mm de espesor intercalados con niveles de atenuaciones más altas (~1200 HU), además de la presencia de fragmentos líticos de hasta 6 mm con densidades de ~1500-1800 HU. Se encuentra en contacto gradacional con la Unidad 28-10.

Unidad 28-10: unidad que une el techo de la sección *bottom* del testigo 28 y la base del testigo *techo*. Va desde los 29-50 cm. Se caracteriza por presentar deformación (laminación convoluta), laminación cruzada a paralela fina y de tipo *flaser* hacia el techo, poniendo en contacto gradacional con la Unidad 28-11 por medio de lentes de baja densidad (~1130 HU). Además, presenta fragmentos líticos pequeños (~1400 HU). Se encuentran niveles de hasta 7 mm de alta atenuación (~1330 HU) y de hasta 4 mm en más baja atenuación (~1160 HU).

Unidad 28-11: se ubica entre los 22 y 29 cm y se determina por una estructura convoluta (Figura 4.50), formando un pliegue muy marcado de laminación fina (intercalación de nivel de baja atenuación y alta) en una matriz de atenuación media entre 1180-1220 HU. Hacia el techo se encuentra en contacto con la Unidad 28-12 por medio de un contacto irregular marcado por un nivel irregular de baja atenuación (~1090 HU) con estructura de laminación *flaser*.

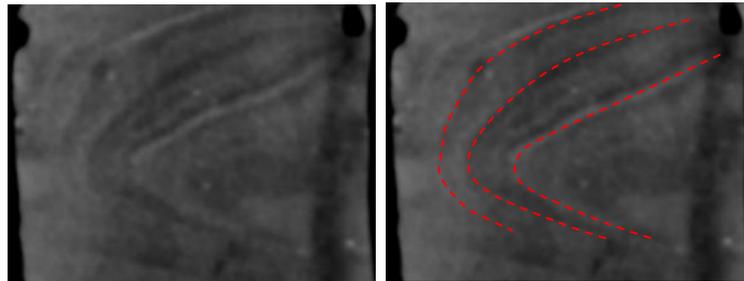


Figura 4.50. Laminación convoluta, Unidad 28-11, testigo 28.

Unidad 28-12: esta unidad se encuentra hasta los 16,5 cm y se define por la presencia de laminación paralela y presentar atenuaciones medias entre 1150-1200 HU y la presencia de fragmentos líticos.

Unidad 28-13: unidad de 2 cm, caracterizada por ser un nivel de alta atenuación (~1330 HU) de laminación lenticular y con laminación de tipo *flaser* (1120-1180 HU).

Unidad 28-14: unidad que va desde los 14-10 cm, se define por la intercalación de laminación paralela fina (~1200 HU) con laminación cruzada a laminación cruzada sigmoidal (intercalación de ~1190 y ~1280 HU), y presencia de *dropstone*. Sobre estas se define un contacto irregular con la Unidad 28-15.

Unidad 28-15: unidad de 10 cm que se define hasta el techo del testigo. Presenta laminación convoluta en la base, laminación *flaser* (~1150 HU) y cruzada, luego se distingue un nivel de ~1 cm de atenuación ~1190 HU y sobre este, laminación paralela fina hacia el techo. Presenta atenuaciones en un rango más acotado (~1140-1270 HU), observándose más homogéneo.

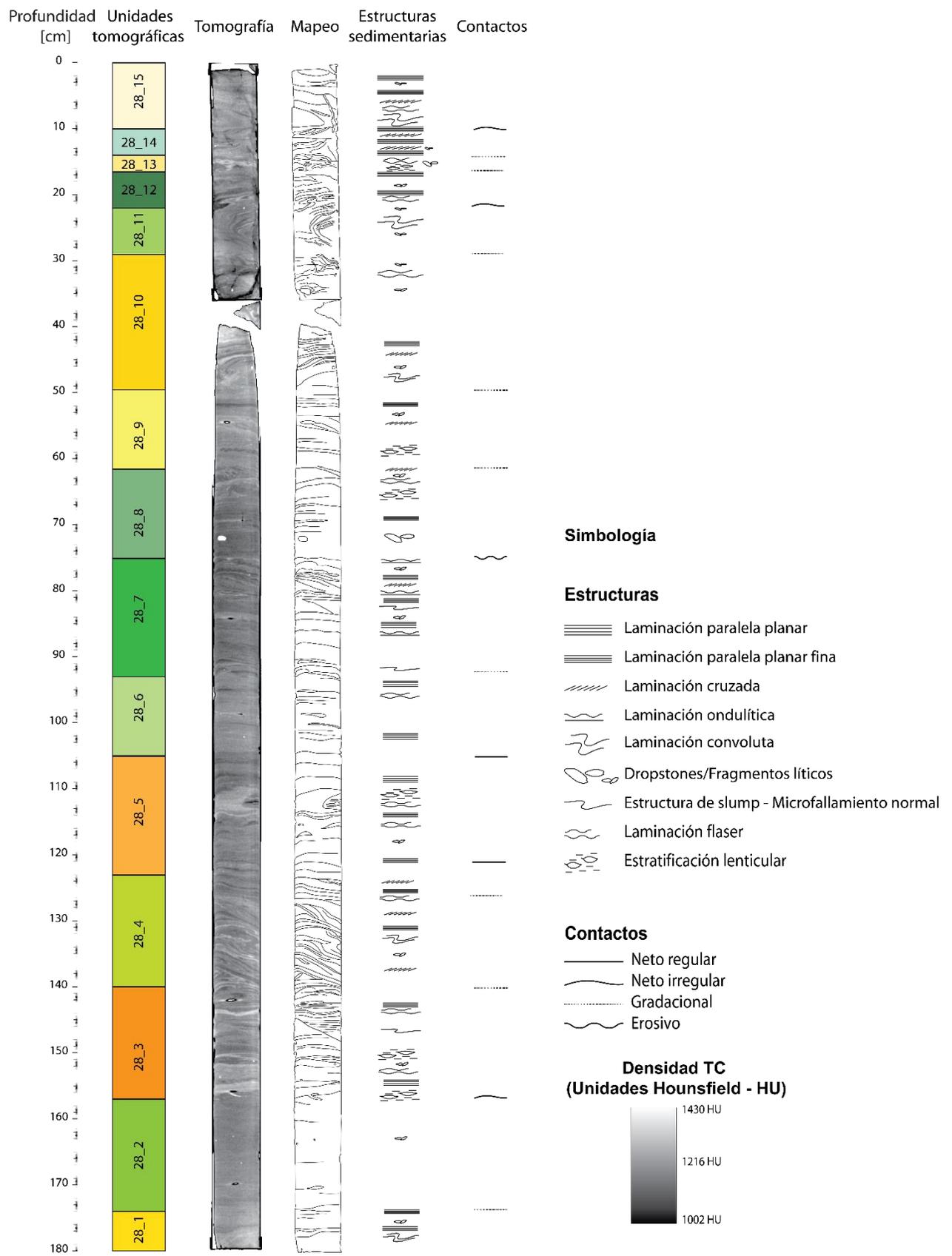


Figura 4.51. Unidades tomográficas del testigo 28, Fiordo Eyre.

4.3.3 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética (SM) del testigo sedimentario del Fiordo Eyre se caracteriza por poseer variabilidad entre valores que fluctúan entre 45 y 78 [$\text{SI} \times 10^{-5}$] aproximadamente, siendo más bien una susceptibilidad regular con algunos *peaks* y valles.

Hacia el techo del testigo se reconocen valores de ~ 66 [$\text{SI} \times 10^{-5}$], con leves *peaks* de SM de 70-74 [$\text{SI} \times 10^{-5}$] a los 11 (74,9 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]), 16 y 26-28 cm. El valor más bajo lo presenta al comienzo de la sección con un valor de 45 [$\text{SI} \times 10^{-5}$] a los 2 cm, luego presenta otras depresiones a los 20 cm y a los 34 cm que llegan a los 63 [$\text{SI} \times 10^{-5}$].

Hacia la base se observan *peaks* y depresiones más pronunciadas en un rango entre ~ 60 y ~ 78 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]. La mayoría de los datos tienen un valor de SM de alrededor de los ~ 68 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]. Se presentan tres *peaks*, a los 21, 28 y 34 cm, con valores de 69, 73 y 72 [$\text{SI} \times 10^{-5}$], respectivamente. Luego se presenta una meseta con valores de ~ 66 [$\text{SI} \times 10^{-5}$] con un pequeño *peak* de ~ 69 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]. A los 84-85 cm se encuentra el punto de mayor valor de SM (78,7 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]), a lo que lo siguen valores decrecientes hasta llegar a los ~ 57 [$\text{SI} \times 10^{-5}$], dos *peaks* con valores de 73 y 76 [$\text{SI} \times 10^{-5}$] (118 y 126 cm, respectivamente), para terminar con valores más constantes de SM (~ 68 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]).

Al relacionar la SM con la tomografía de esta sección, se puede correlacionar el *peak* en la posición 16 cm con valores más altos de atenuación, cercanos a los 1300 HU, y la depresión a los 20 cm se puede relacionar a una zona con densidades más bajas, cercanas a 1100 HU. También se logró identificar que las mayores variaciones de SM corresponden a zonas con mayor deformación, por ejemplo, entre los 100-130 cm. Dentro de esta parte, se logró identificar dos *peaks* (118-126 cm) que se pueden relacionar con algunas laminaciones de mayor espesor que poseen mayores valores de atenuación (~ 1300 HU). De la misma forma, la posición dentro de la SM que mostró el valor más alto (78,7 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]) a los ~ 85 cm, se puede asociar a una laminación de aproximadamente 4 cm de espesor de densidad entre 1280-1350 HU, la cual posee lentes finos de más baja atenuación.

Se debe considerar la corrección hecha para valores de SM descrita por Montiel (2020) y zonas problemáticas de los testigos, en las cuales existe poca o nula recuperación de sedimento, con un gran porcentaje de volumen vacío ($\text{SM}=0$), a los cuales el instrumento utilizado entregó altos valores de susceptibilidad. Por esto, no se consideran el primer centímetro para la sección 2_2 y los 13 cm para la sección 1_2, en los cuales el porcentaje de recuperación fue prácticamente nulo.

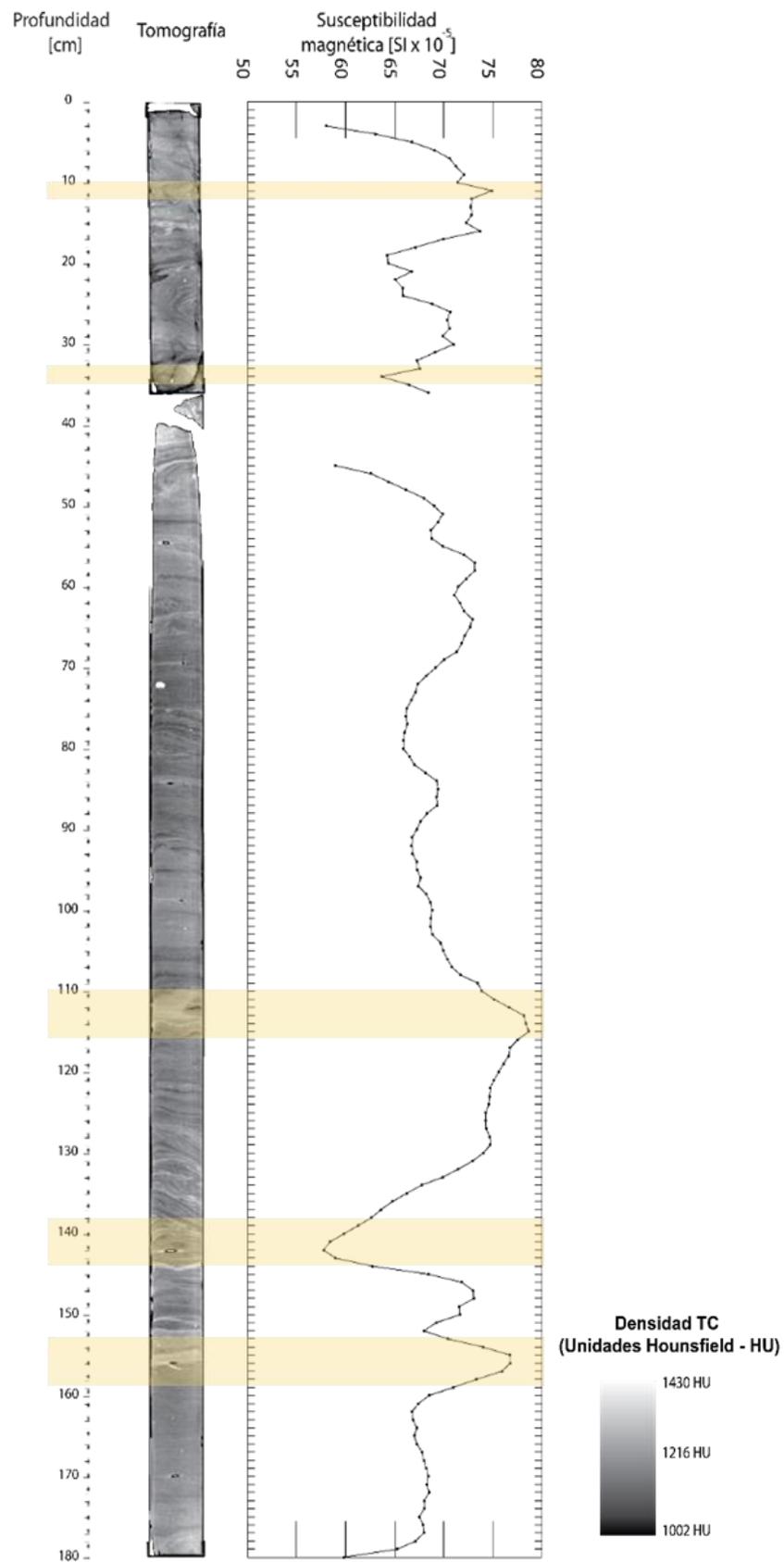


Figura 4.52 Tomografía y susceptibilidad magnética del testigo EY_28.

4.3.4 Granulometría

Las muestras para granulometría fueron tomadas de acuerdo con posiciones de interés en base a las facies descritas visualmente en el testigo abierto, las variaciones de atenuación en la tomografía y los cambios de susceptibilidad magnética. De esta manera, y con los resultados granulométricos, se definieron 10 unidades granulométricas de base a techo.

En general, la granulometría del testigo 28 corresponde a una de tipo bimodal, con tamaños de grano de limo fino a limo fino con arenas muy finas, de mala a muy mala selección, simétrico y platicúrtico. Además, se percató que al tomar las muestras y diluirlas, éstas tomaron un color grisáceo oscuro y se perdió poco a muy poco volumen de material magnético (observado en las puntas del imán utilizado), de tamaño de grano arcilla a limo fino, en el imán utilizado para mezclar las muestras.

De acuerdo con los diagramas ternarios (Figura 4.53) de las muestras tomadas de este testigo, este estaría compuesto de fango con contenido arenoso de composición principalmente de limo fino a limo fino con contenido de arena fina.

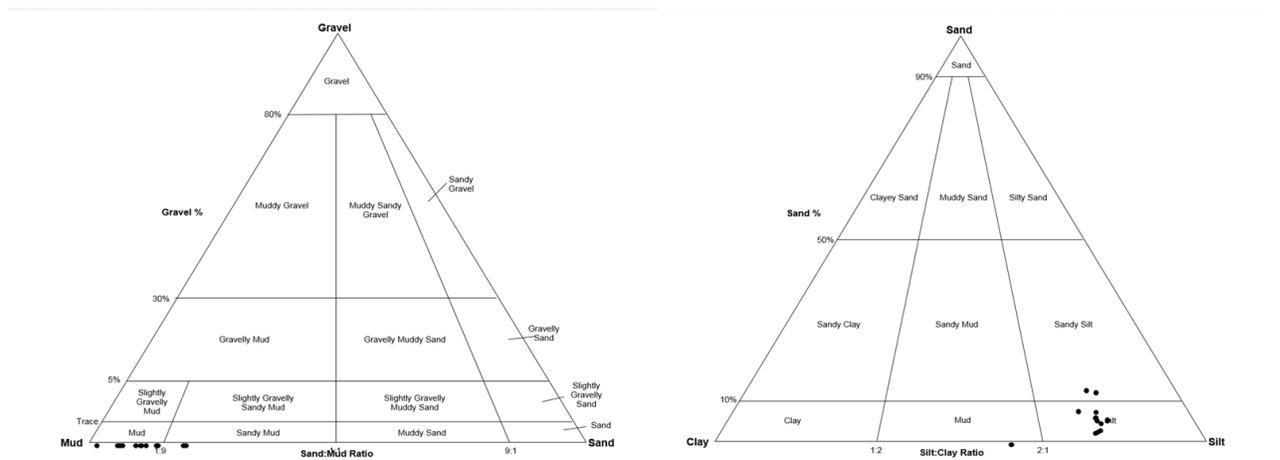


Figura 4.53 Diagramas ternarios G-S-M (izquierda) y S-S-C (derecha) para muestras del testigo 28

Unidad 28-A: esta unidad bimodal se correlaciona con la unidad tomográfica 28-1 y, predominantemente, contiene de limo fino a medio con un promedio de 8,4 [μm] (limo medio) y una presencia considerable de limo muy grueso (Figura 4.54). Se clasifica como limo fino, simétrica, pobremente seleccionada y platicúrtica.

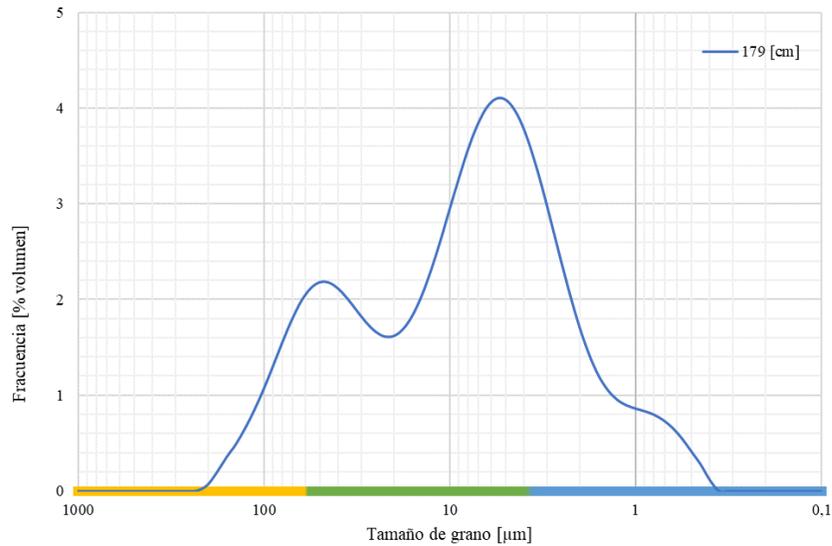


Figura 4.54. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-A.

Unidad 28-B: esta unidad se compone principalmente de limo fino. Presenta una curva (163 cm) que posee una segunda moda de limo muy grueso y otra curva que tiene una moda en tamaño arcilla (Figura 4.55). Se clasifica como limo fino con mala selección, simétrica y en el límite entre platicúrtico y mesocúrtico.

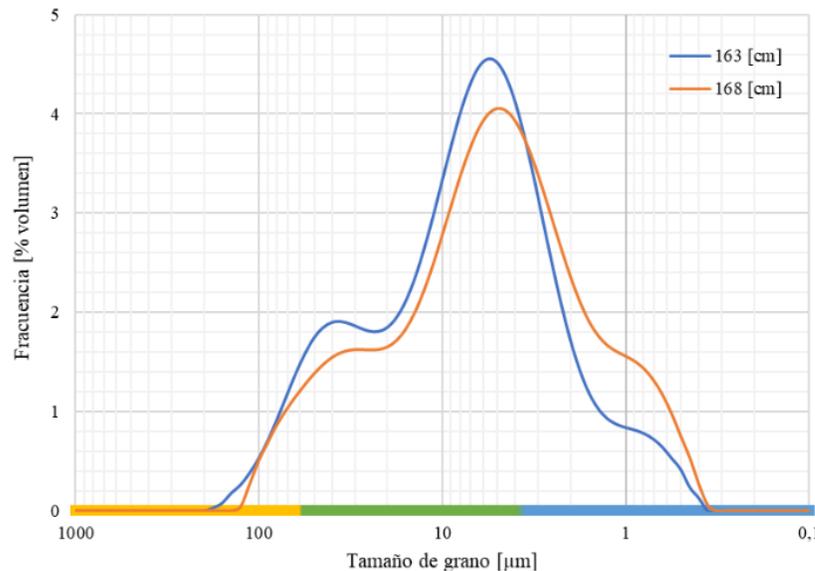


Figura 4.55. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-B.

Unidad 28-C: esta corresponde a una unidad bimodal, con una moda principal de $\sim 5,8$ $[\mu\text{m}]$ (limo fino) y una secundaria cercana a los 61 $[\mu\text{m}]$ (limo muy grueso; Figura 4.56). Su promedio es de $7,7$ $[\mu\text{m}]$, clasificándose como limo fino con arenas muy finas, muy mal seleccionado, simétrico y platicúrtico.

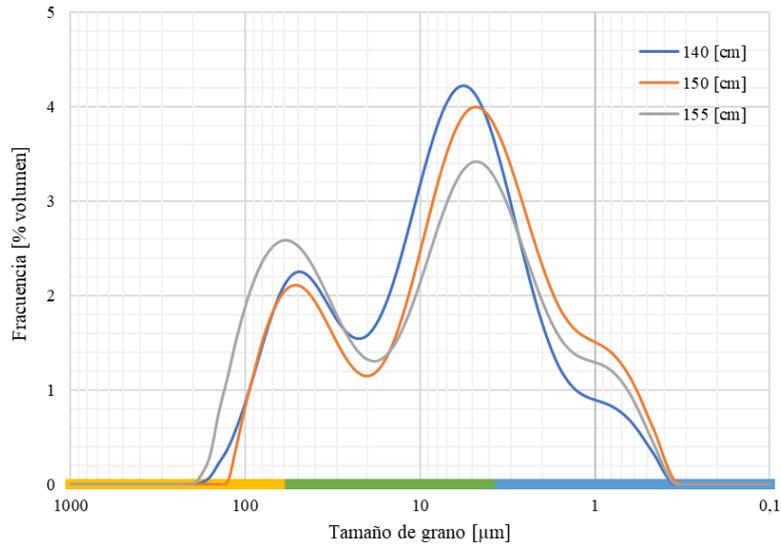


Figura 4.56. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-C.

Unidad 28-D: unidad de principalmente limo fino y con contenido de limo grueso a muy grueso (bimodal; Figura 4.57). Se clasifica como limo fino, de pobre selección, simétrica y platicúrtica.

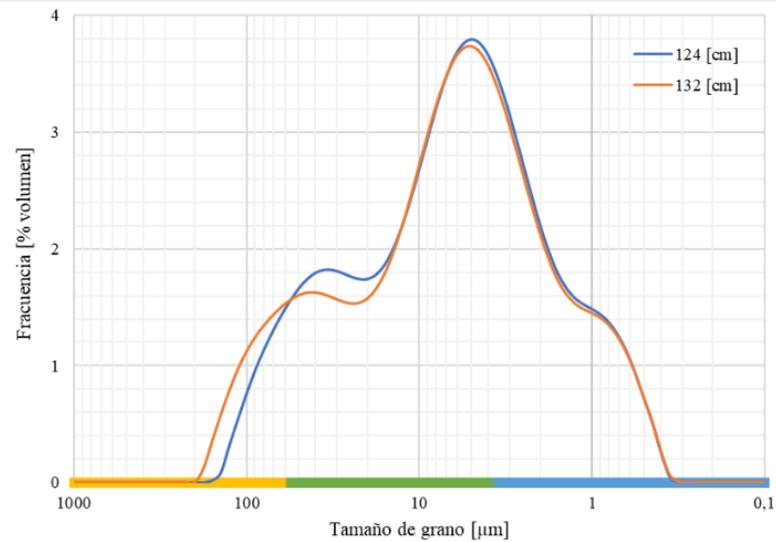


Figura 4.57. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-D.

Unidad 28-E: tiene una predominancia de limo fino y una considerable parte de arenas muy finas (bimodal; Figura 4.58). En promedio tiene un tamaño de limo medio, tiene una selección muy pobre, es simétrica y platicúrtica.

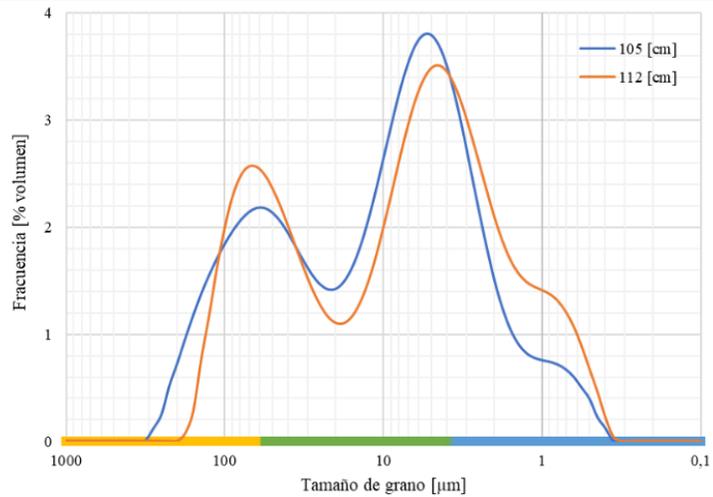


Figura 4.58. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-E.

Unidad 28-F: principalmente esta unidad se clasifica como limo fino con arena muy fina (Figura 4.59), con un promedio de 6,3 [μm], es pobremente seleccionada, simétrica y platicúrtica. La curva de la posición 86 cm presenta una moda secundaria más marcada en ~ 56 [μm] (limo muy grueso). Esta muestra correspondería a un nivel de alta atenuación y susceptibilidad magnética.

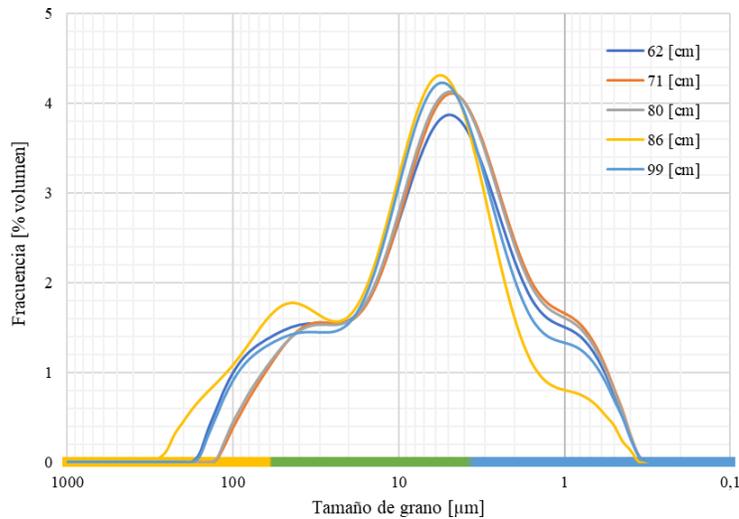


Figura 4.59. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-F.

Unidad 28-G: corresponde a la Unidad 28-9 tomográfica. Se observan dos modas principales para una curva, una de limo muy fino (~ 5 [μm]) a arcillas y, en la otra curva, una moda de limo fino y otra de arena muy fina (~ 100 [μm]; Figura 4.60). De esta forma se podría clasificar como limo arcilloso con contenido de arena muy fina, de selección muy pobre, simétrica y platicúrtica.

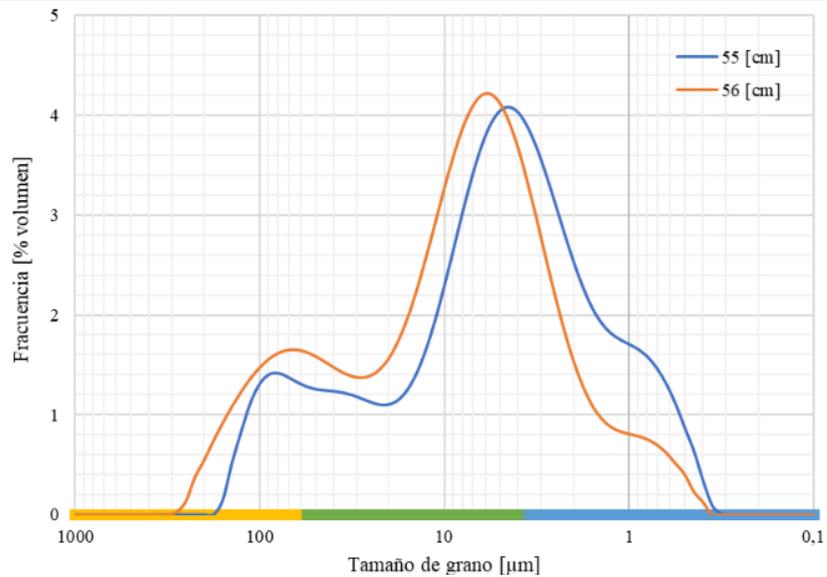


Figura 4.60. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-G.

Unidad 28-H: se observan predominantemente dos modas, entre limo fino y arena muy fina. Una curva se reconoce al límite leptocúrtico (31 cm), esta correspondería a una toma de un lente de baja atenuación (estructura *flaser*) y siendo principalmente a arcillas. Las curvas de 24 cm y 31 cm se clasificarían como limo muy fino a fino, asimétricas, de mala a muy mala selección, con una moda secundaria entre limo grueso a arenas muy finas (~44 μm). Las curvas de la posición 20 y 35 cm son claramente bimodales de muy mala selección, son simétricas, platocúrticas y se clasifican como limos medios con arena muy fina. La alta variabilidad entre las curvas de esta misma unidad (Figura 4.61) se debe a que componen un nivel el cual se encuentra deformado con presencia de laminaciones finas convolutas y gran cantidad de lentes (unidades tomográficas 28-10, 11 y 12).

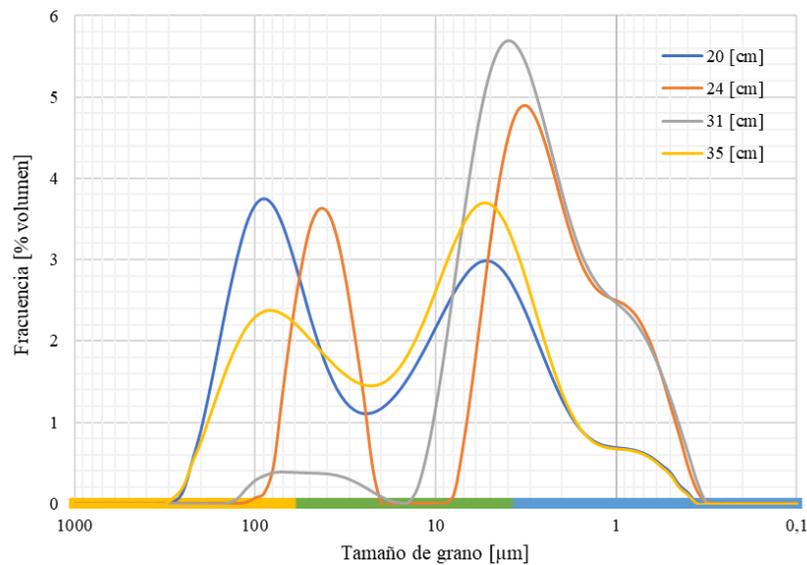


Figura 4.61. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-H.

Unidad 28-I: esta unidad incluye las unidades tomográficas 28-14 y 28-13. Predominantemente se clasifica como limo fino, con pobre selección, simétrica y platicúrtica. Presenta dos modas principales una en limo fino ($\sim 5,6$ μm) y una segunda alrededor de los 50 μm (limo muy grueso; Figura 4.62).

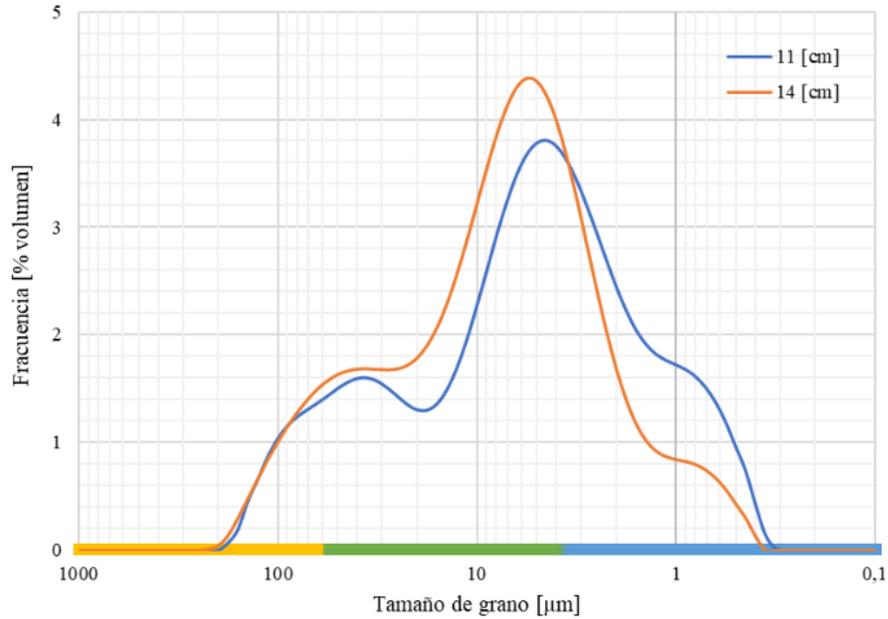


Figura 4.62. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-I.

Unidad 28-J: corresponde a la misma unidad tomográfica 28-15. Se clasifica como limo fino, presenta simetría y está pobremente seleccionada (Figura 4.63). Tiene un promedio de tamaño de 5,6 μm y se presenta prácticamente como unimodal, siendo mesocúrtica.

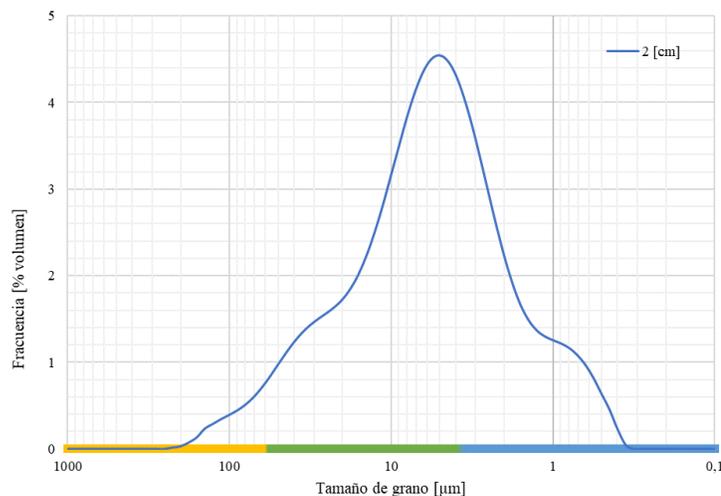


Figura 4.63. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 28-J.

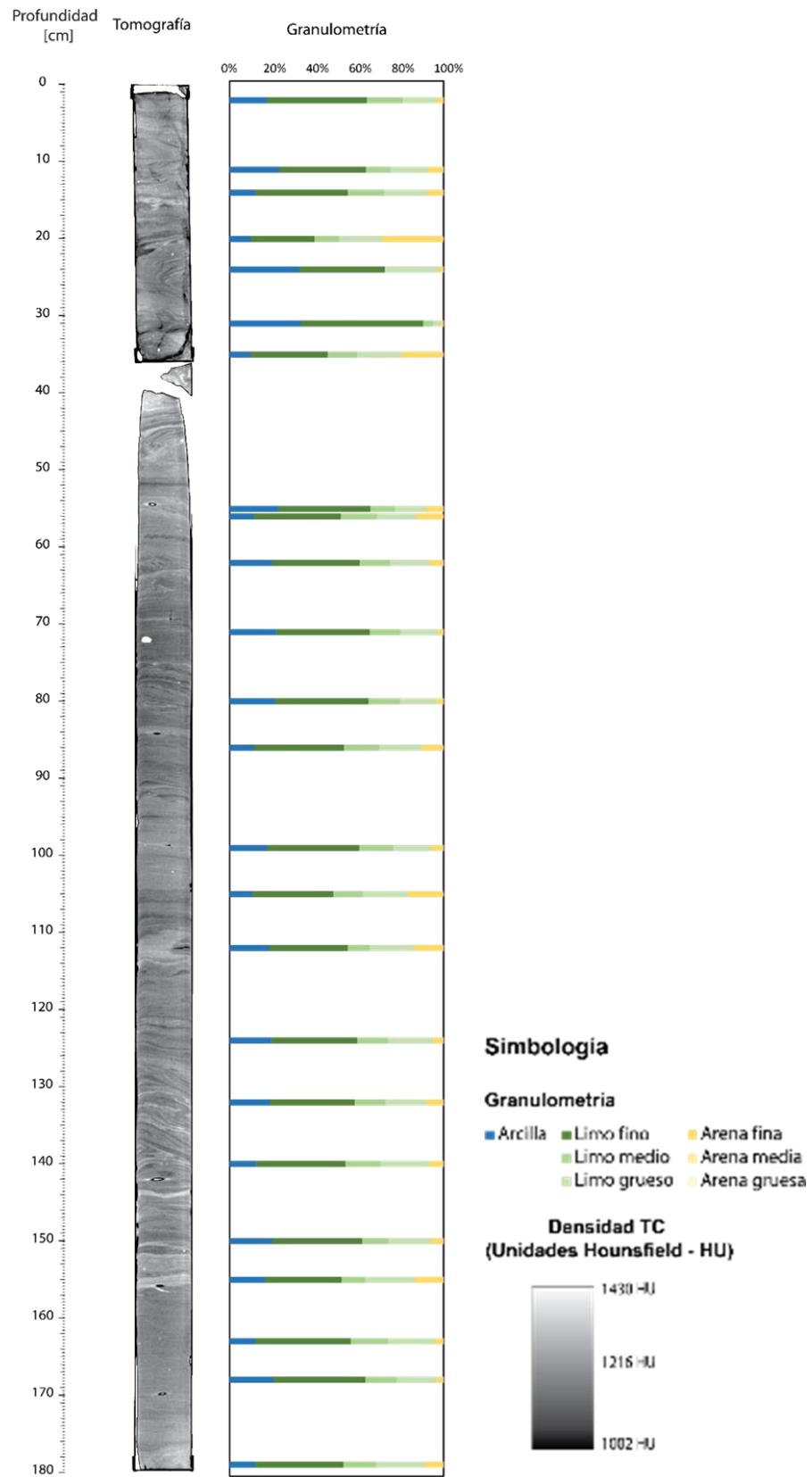


Figura 4.64. Granulometría de cada muestra tomada del testigo EY_28 del Fiordo Eyre (unificado).

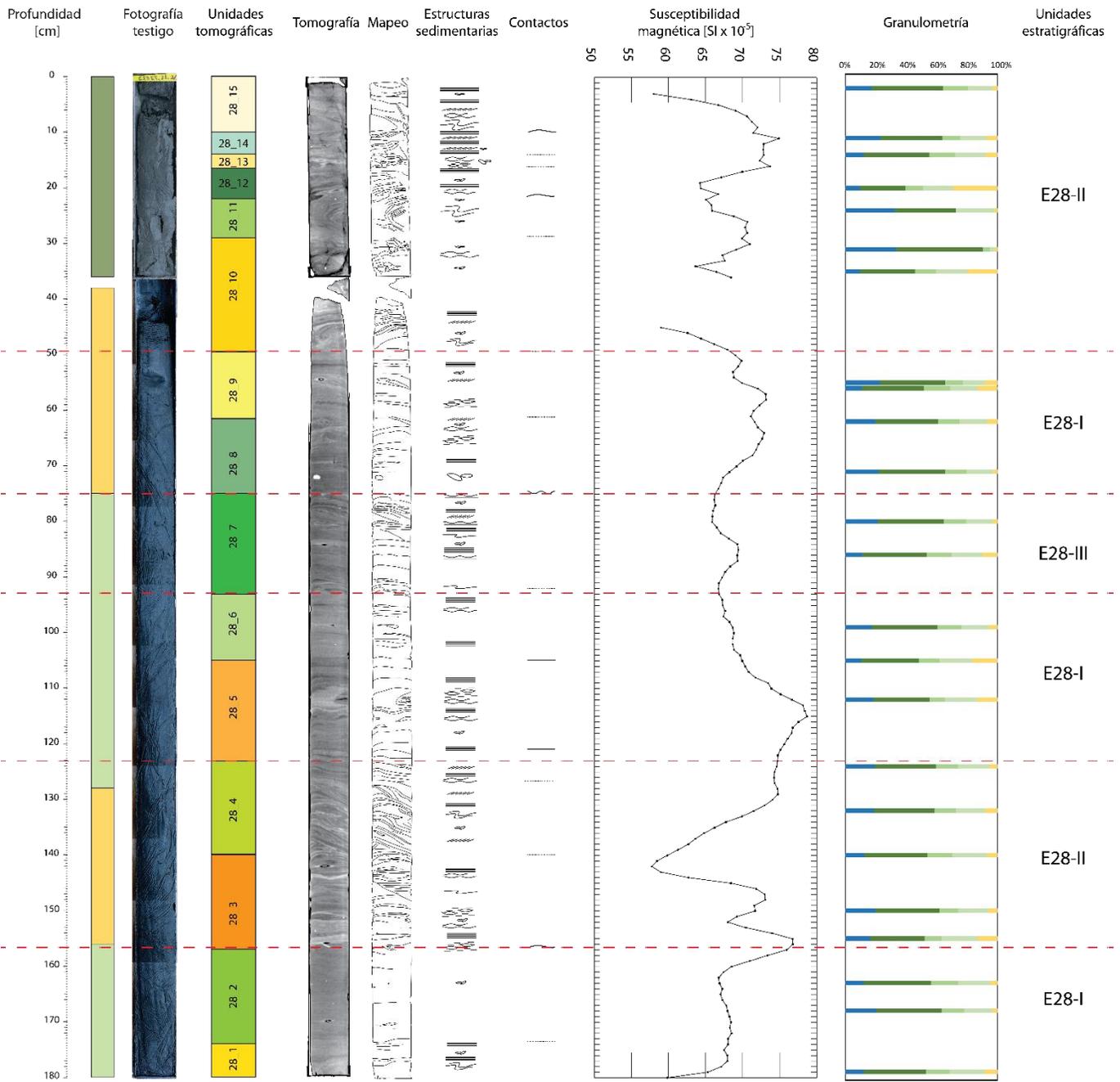
4.3.5 Unidades sedimentarias

Integrando los datos obtenidos - descripción visual, tomografía, estructuras sedimentarias, granulometría y susceptibilidad magnética- se definen tres unidades estratigráficas principales en el testigo obtenido del Fiordo Eyre (de base a techo), las cuales se intercalan y representan las litofacies y estructuras sedimentarias características del testigo (Figura 4.65).

Unidad E28-I: corresponden a niveles de entre 23 y 33 cm, en los que se observa una depositación más tranquila, sin deformación o escasa. Se reconoce entre los 180-157 cm, 125-92 y entre los 75-50 cm, y se intercala con niveles deformados. En la base se presenta como un nivel de limo fino a grueso de color gris oscuro (GLEY1-4/N), mal seleccionado, con una susceptibilidad magnética muy acotada, con valores entre ~68 y 70 [$\text{SI} \times 10^{-5}$], y con escasas estructuras a diferencia de la Unidad II superior, reconociéndose como una unidad masiva. Se observa una laminación convoluta en la base, fragmentos líticos de hasta 7 mm y algunas laminaciones paralelas finas separadas en una matriz más homogénea que se distingue por presentar atenuaciones cercanas a 1180 HU. Incluye las unidades tomográficas 28-1 y 28-2 (180-157 cm). En los niveles superiores en los que se reconoce se encuentran estructuras más separadas, como laminaciones paralelas y paralelas finas; de tipo *flaser*, que se distinguen por la baja atenuación de los lentes; laminación lenticular de alta atenuación y *dropstones* aislados de hasta ~1 cm. Presenta contactos difusos y netos. La SM varía en un rango de 65-78,7 [$\text{SI} \times 10^{-5}$], siendo este último el valor más alto de SM del testigo que se correlaciona con una laminación lenticular de ~4 cm de espesor con alta densidad (~1260 HU) y que corresponde a limo medio con arenas muy finas. En general, tiene una distribución granulométrica entre limo fino a medio con arenas muy finas de color gris oscuro (GLEY1-4/N) de mala a muy mala selección.

Unidad E28-II: se caracteriza por presentar abundantes estructuras sedimentarias, zonas muy deformadas y *peaks* de susceptibilidad magnética. Se encuentra intercala con la Unidades I entre los 157-125 cm y de los 50 cm hasta el techo del testigo. Se correlaciona con las unidades tomográficas 28-3, 28-4 y de la 28-10 a la 28-15. Presenta cuatro *peaks* de SM (74-76 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]), que se correlacionan con laminaciones de mayor espesor con altos valores de atenuación (~1300 HU). Corresponde a limos finos a limos medios con arenas muy finas de color gris oscuro a muy oscuro (GLEY1-4/N – GLEY1-3/N) con algunos fragmentos líticos, mal seleccionadas con estructuras de laminaciones paralelas, finas y lenticulares, y son características las estructuras de deformación como las laminaciones convolutas con un alto plegamiento de laminaciones finas, laminaciones cruzadas de bajo ángulo y onduladas o sigmoidales, y estructuras de tipo *slump*.

Unidad E28-III: nivel que se caracteriza por presentar laminación ondulítica, cruzada y estructuras de microfollamiento normal o de tipo *slump*, con atenuaciones entre 1130 y ~1200 HU, además presenta un *peak* de SM de 70 [$\text{SI} \times 10^{-5}$]. Se correlaciona con la unidad tomográfica 28-7 y se encuentra intercalada con la Unidad I. Se encuentra ubicada entre los 92 a los 75 cm y corresponde principalmente a limos finos con contenido de arcillas y limo muy grueso a arena muy fina de color gris oscuro (GLEY1-4/N) de mala a muy mala selección.



Simbología

Estructuras

-  Laminación paralela planar
-  Laminación paralela planar fina
-  Laminación cruzada
-  Laminación ondulítica
-  Laminación convoluta
-  Dropstones/Fragmentos líticos
-  Estructura de slump - Microfallamiento normal
-  Laminación flaser
-  Estratificación lenticular

Contactos

-  Neto regular
-  Neto irregular
-  Gradacional
-  Erosivo

Densidad TC (Unidades Hounsfield - HU)



Granulometría

-  Arcilla
-  Limo fino
-  Arena fina
-  Limo medio
-  Arena media
-  Limo grueso
-  Arena gruesa

Figura 4.65. Integración de datos obtenidos para el testigo 28 del Fiordo Eyre y definición de unidades sedimentarias.

5. RESULTADOS GLACIAR AMALIA (FIORDO AMALIA)

5.1 Análisis histórico de la posición del frente glaciar

5.1.1 Variación de área de la zona de ablación

Los cambios superficiales en la zona de ablación del Glaciar Amalia mostraron una pérdida de masa continua (Figura 5.1 y 5.3) del orden de decenas de miles hasta cientos de miles de $[\text{km}^2]$ cada año, a una tasa promedio de $268.208 [\text{m}^2/\text{año}]$. En la Figura 5.1, se observa el claro retroceso que ha tenido el glaciar desde 1945 hasta el 2019 a una tasa de pérdida la cual ha ido variando desde 1985 con algunos episodios de mayores tasas de retroceso, como entre 1945 y 1985, y otros con tasas más bajas (2014-2019), como en el caso de la variación entre 2018-2019 (Figura 5.3 y 5.6).

Es claro observar el gran retroceso ocurrido entre 1945 y 1985, de unos 11 km aproximadamente entre la posición del frente en 1945 y en 2019. Durante estos 40 años se perdió $35.121.550 \text{ m}^2$ de superficie del glaciar a una tasa estimada de $878.038,75 \text{ m/año}$, la mayor tasa anual registrada en este estudio.

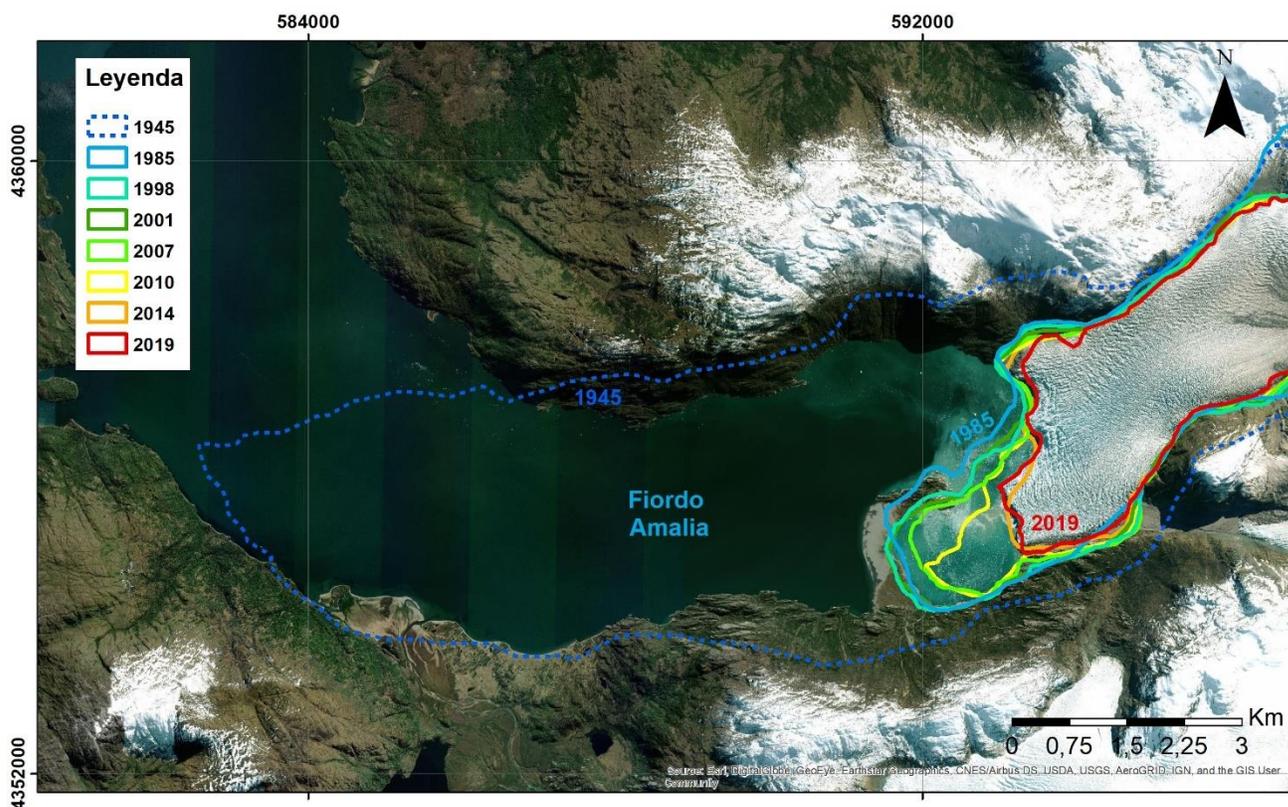


Figura 5.1. Posición de los márgenes del frente del G. Amalia desde 1945 hasta 2019. Imagen satelital *Basemap*, 2019.

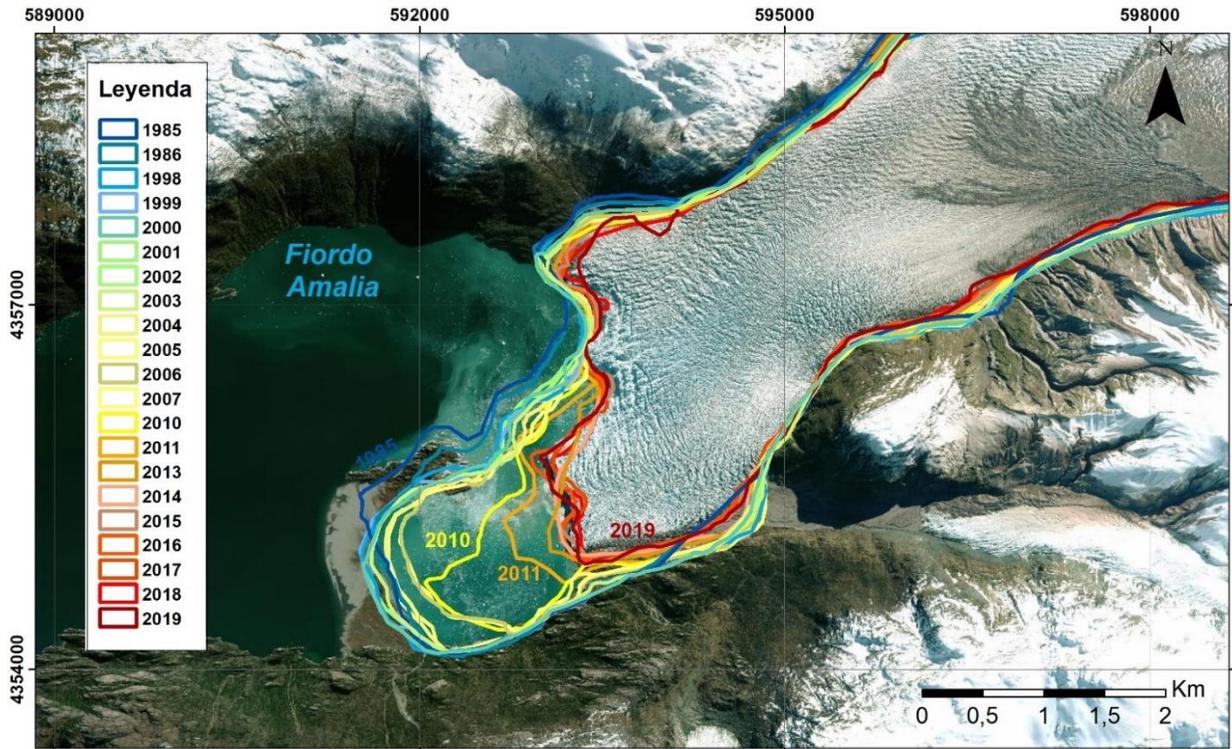


Figura 5.2. Zoom de posición de los márgenes del frente del G. Amalia desde 1985 hasta 2019. Imagen satelital *Basemap*, 2019.

Durante el periodo de 2011-2013 se observó la tasa más alta de disminución de superficie glaciar, lo que se replica entre 1998-1999 y 2017-2018 (flechas rojas en Figura 5.2), años en los cuales se observa una pérdida mayor a 400.000 [m²/año] en la zona de ablación, variando la masa englacada tanto longitudinalmente como lateralmente. Por otro lado, desde 2018 hasta el 2019, se observó la menor tasa de pérdida de superficie englacada (Figura 5.3).

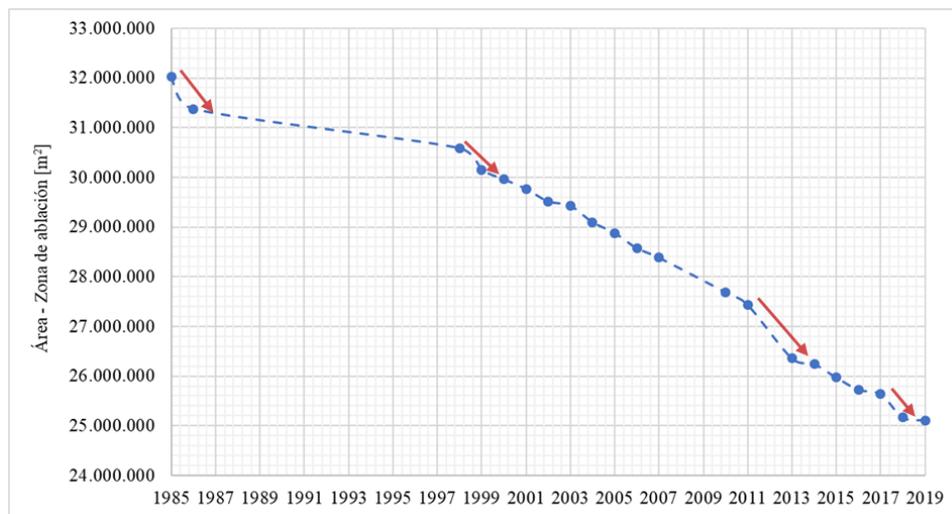


Figura 5.3. Variación de área de la zona de ablación del G. Amalia desde 1985 hasta 2019. Flechas rojas indican periodos con mayores tasas de retrocesos.

Si bien es cierto que se presenta una pérdida de masa durante todo el periodo de estudio, se reconoció años en los cuales el área del glaciar se mantuvo más bien constante (flechas verdes en Figura 5.4), como entre 2002-2003, 2013-2014, 2016-2017, y como se mencionó anteriormente, entre 2018-2019.

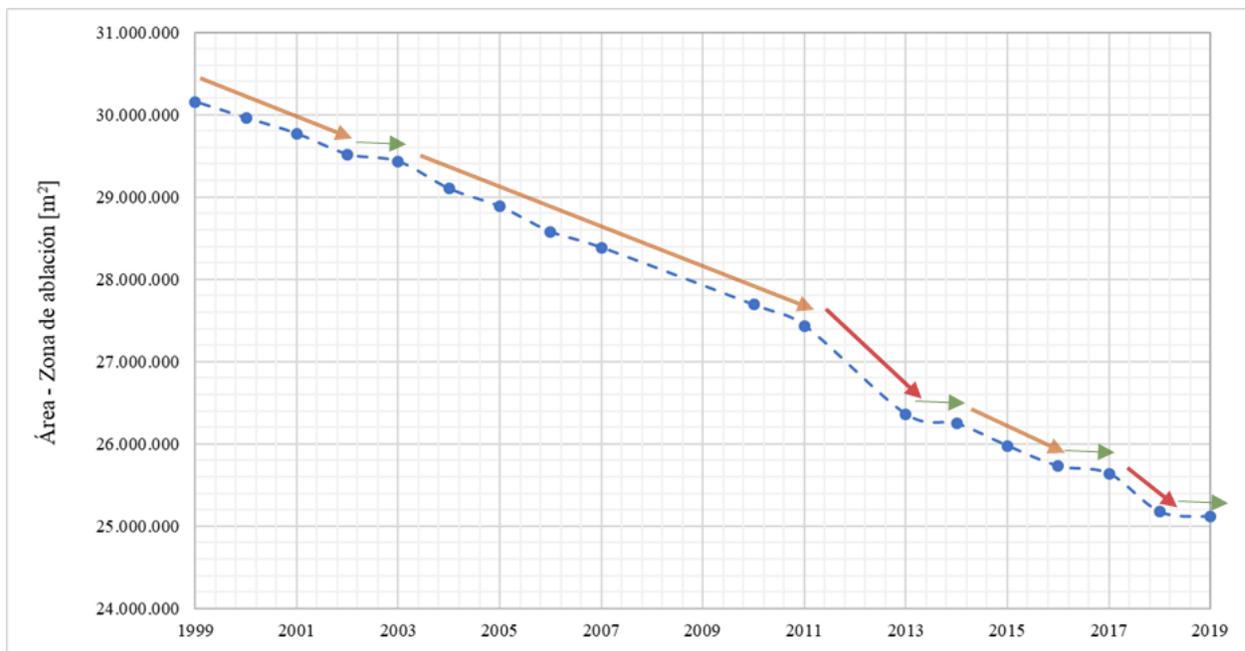


Figura 5.4. Variación superficial (perdida/ganada) en la zona de ablación del G. Amalia desde 1999 hasta 2019. Flechas verdes: periodos estables; flechas naranjas periodos de pérdida; flechas rojas, periodos con altas tasas de pérdida de masa.

Considerando los últimos 20 años de dinámica glaciar se observa un comportamiento de disminución más pronunciado, siendo más afectado desde el momento en que el frente del glaciar se desacopla de la morrena frontal en la mitad sur del frente, entre 2007-2010 (Figura 5.9). Por otro lado, la mitad norte tiene menos episodios de pérdida de superficie (Figura 5.5). En este periodo se observa una tasa promedio de pérdida de masa de 246.480 [m²/año], perdiendo un 16,18% de la superficie englaciarada en la zona de ablación.

Si bien es cierto que el glaciar ha ido reduciendo su área tanto en su frente como lateralmente, es claro el menor impacto de la pérdida ocurrida en los bordes del glaciar, a diferencia de las variaciones en el frente del glaciar (Figura 5.5), estando en contacto tanto con el agua del fiordo como con la morrena frontal.

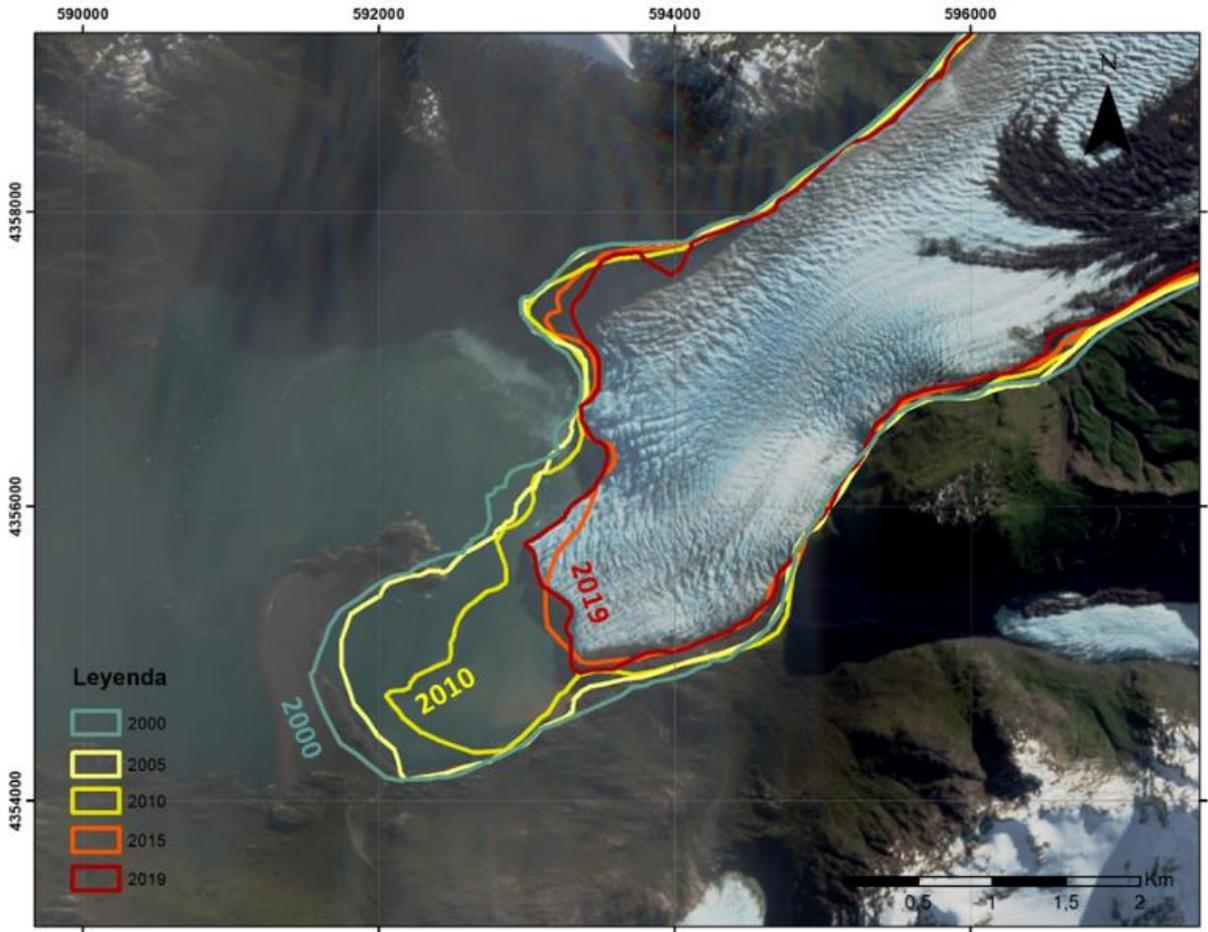


Figura 5.5. Posición de los márgenes del frente del G. Amalia desde 2000 hasta 2019, cada 5 años. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.

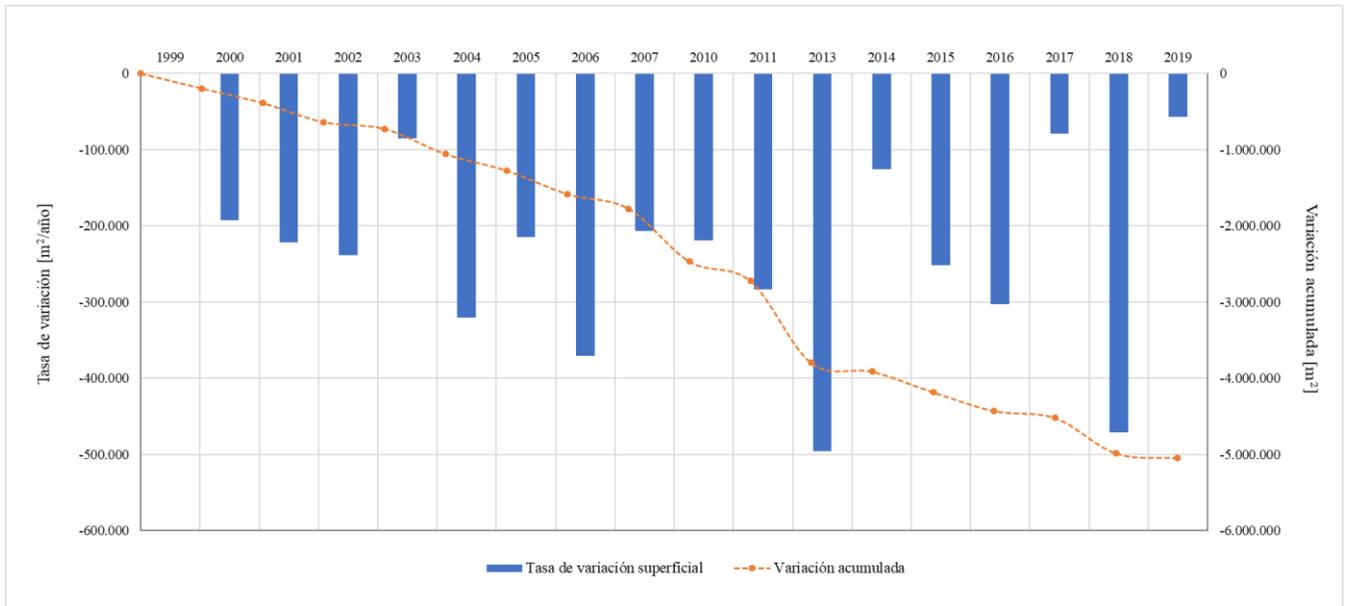


Figura 5.6. Variación del área del G. Amalia para los últimos 20 años (2019-1999).

5.1.2 Variación del frente principal – Fiordo Amalia – Método de área normalizada

El estudio del frente del Glaciar Amalia por medio de la metodología de área normalizada reveló una dinámica que lleva al retroceso general del frente del glaciar con algunos comportamientos de avance leves (Figura 5.7). Se observó una pérdida de área de $\sim 3.000.000 \text{ km}^2$ (valor neto) en la zona cercana al frente glaciar desde 1985 hasta 2019, a una tasa de variación promedio de $-113.783 \text{ [m}^2/\text{año]}$, lo que equivale a $-36,766 \text{ m/año}$, considerando el ancho del canal en el que se encausa el glaciar.

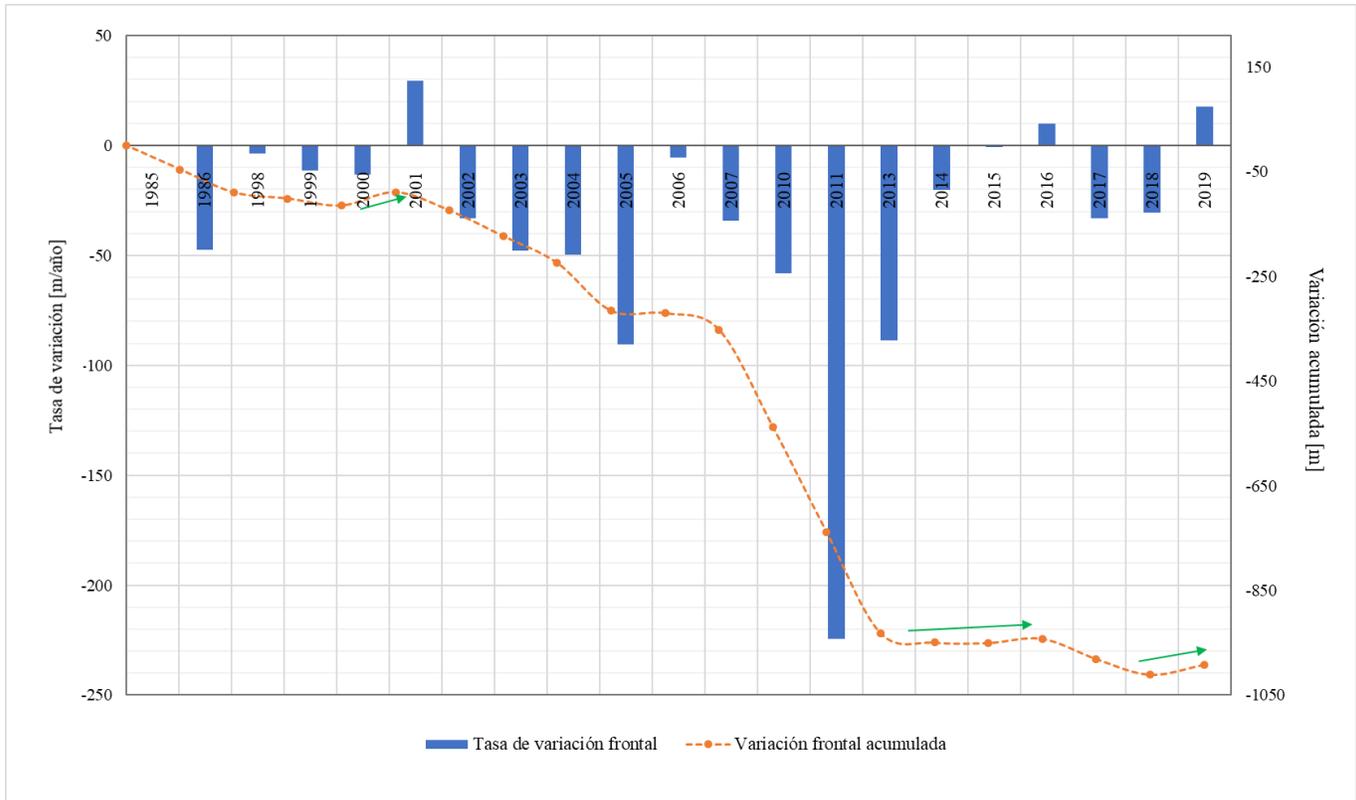


Figura 5.7. Variación frontal del G. Amalia desde 1986 hasta 2019. Flechas verdes indican disminución de tasas de cambio llegando a valores positivos.

De acuerdo con la figura 5.7 se observa una variación irregular en la superficie del frente en el periodo estudiado, así como también las tasas de cambio, con mayores pérdidas en los últimos 15 años, tiempo que coincide con el periodo en que el frente se separa de la morrena frontal que se observa en la zona sur del canal (Figura 5.8). Se observó avances y retrocesos irregulares a lo ancho del frente, siendo más persistentes los cambios ocurridos en el sector sur y la parte media de este, presentando estas variaciones hacia el oeste y noroeste.

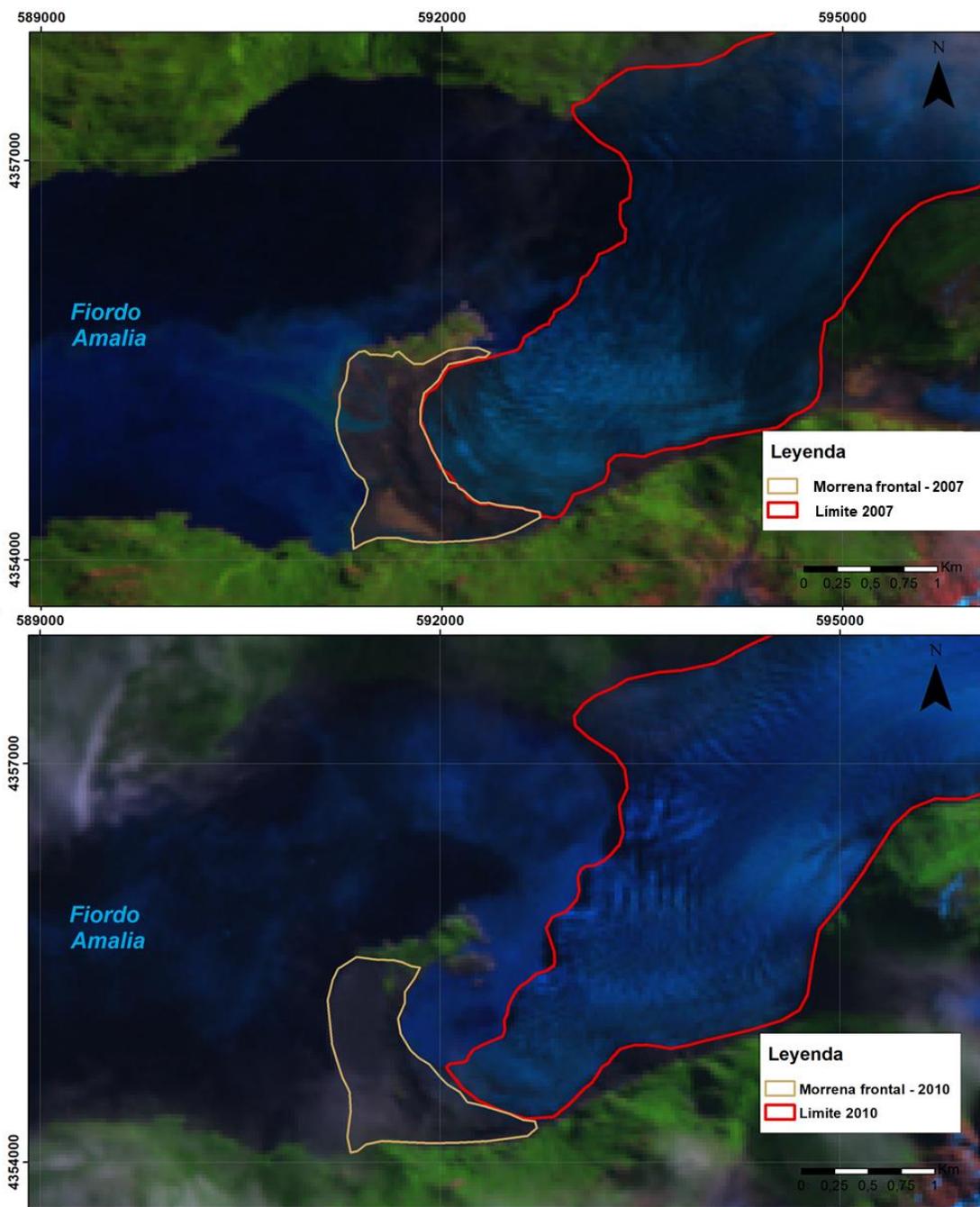


Figura 5.8. Límite del frente Glaciar Amalia en 2007 (imagen superior) en contacto con morrena y 2010 (imagen inferior), donde ya no se encuentra en contacto con la morrena.

Es importante destacar los comportamientos positivos que tuvo el frente del glaciar entre los años 2000-2001, 2015-2016 y 2018-2019, donde se observó un mayor avance que retroceso en el frente (Figura 5.7). El periodo entre 2000-2001 (Figura 5.9) también se caracteriza por presentar la menor pérdida de área en la zona de ablación con 8.200 km² perdidos, seguido del periodo 2018-2019 con ~45.000 km².

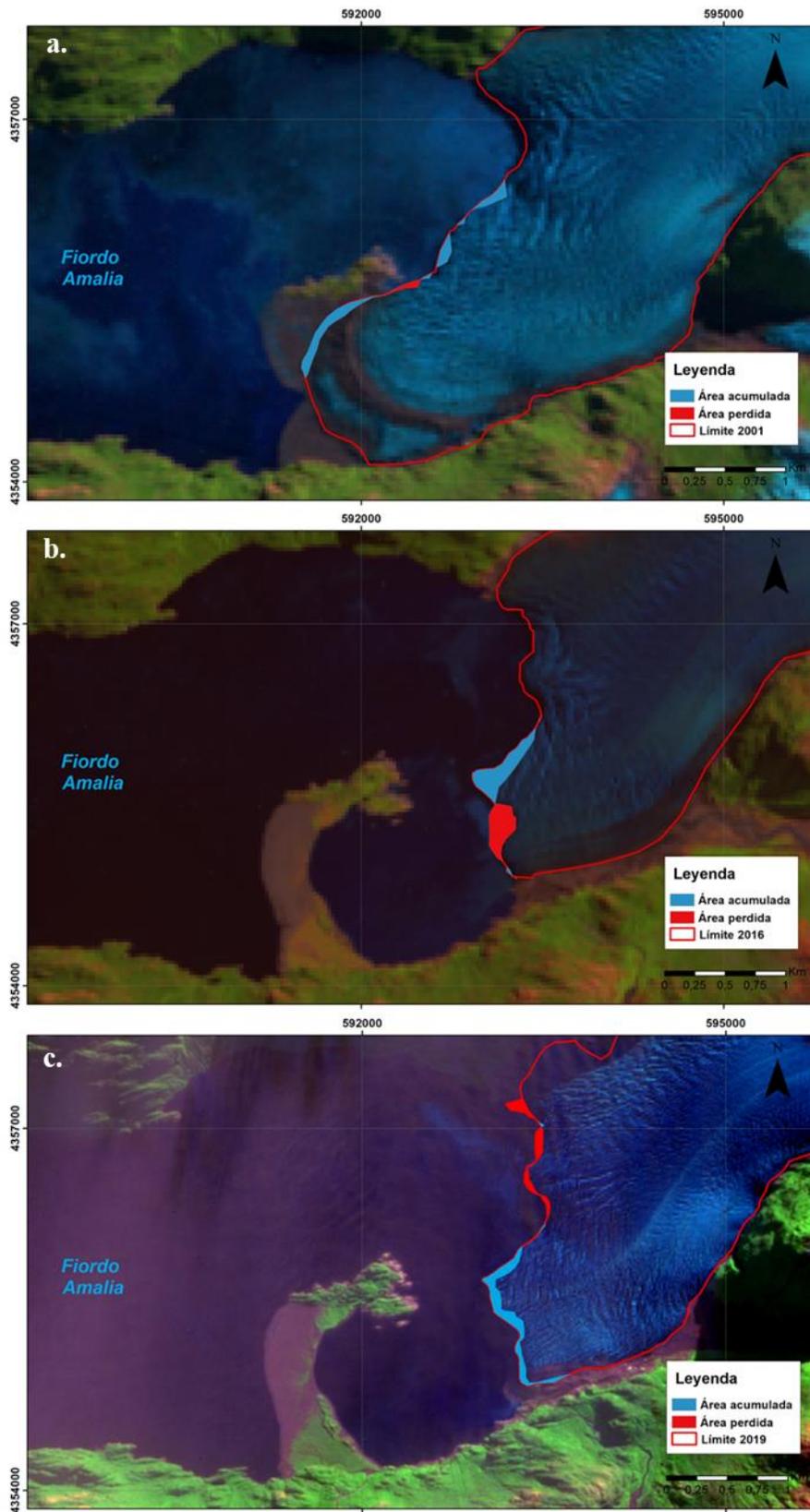


Figura 5.9. Diferencia de área en el frente del G. Amalia, para los años en los que hubo mayor acumulación que pérdida de masa. En celeste se observa la acumulación y en rojo la pérdida de masa. a) Variación frontal entre 2000-2001. Imagen satelital Landsat 5, 2001, bandas 5/4/3. b) 2015-2016. Imagen satelital Landsat 7, 2016, bandas 5/4/3. c) 2018-2019. Imagen satelital Sentinel-2, 2019, bandas 12/8A/4.

Por otro lado, entre el 2010-2011 se observó la mayor pérdida de área en el frente (Figura 5.10), a una tasa de $-224,3$ m/año, 6 veces más que el promedio.

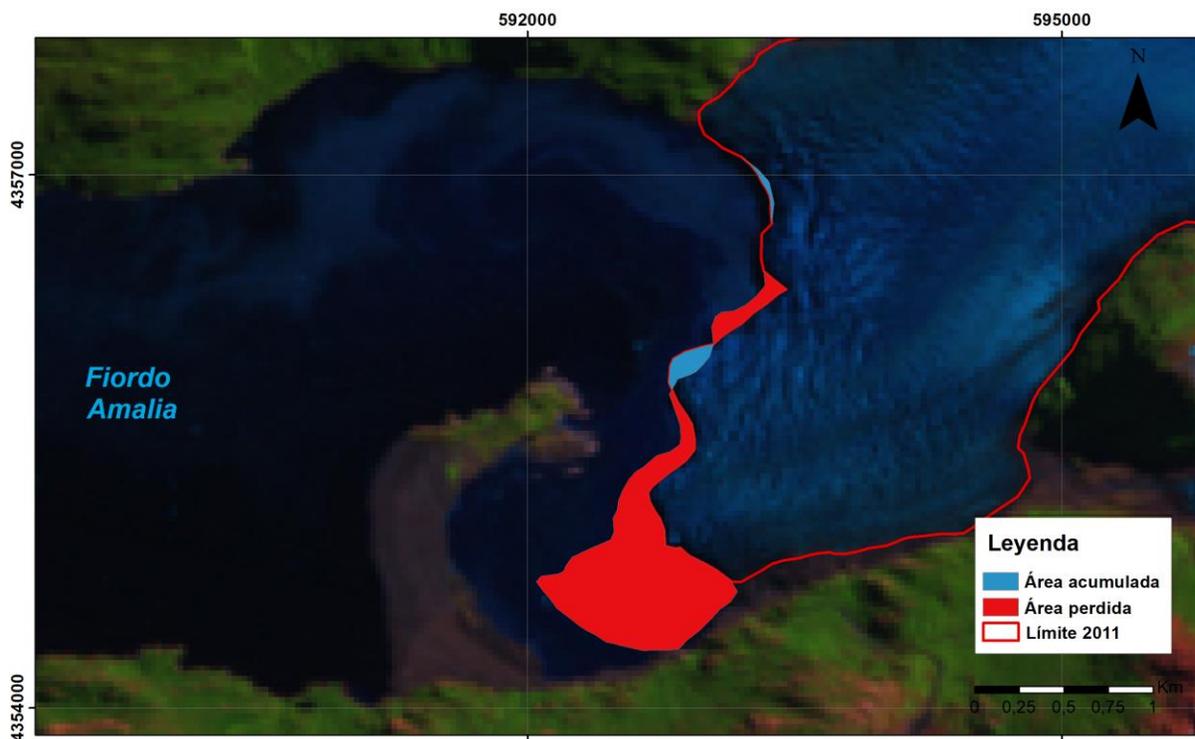


Figura 5.10. Diferencia de área en el frente del G. Amalia entre los años 2010-2011. Imagen satelital Landsat 2011.

En los últimos 20 años se observa el comportamiento de pérdida de área en el frente acrecentado por el desacople del término del glaciar a la morrena frontal (Figura 5.11) a una tasa promedio de $-41,2$ m/año, perdiendo $\sim 2.660.000$ km² de hielo (Figura 5.12). Se reconocen los periodos entre 2001 – 2005 y 2007 – 2013 en los cuales la tasa de retroceso tuvo valores

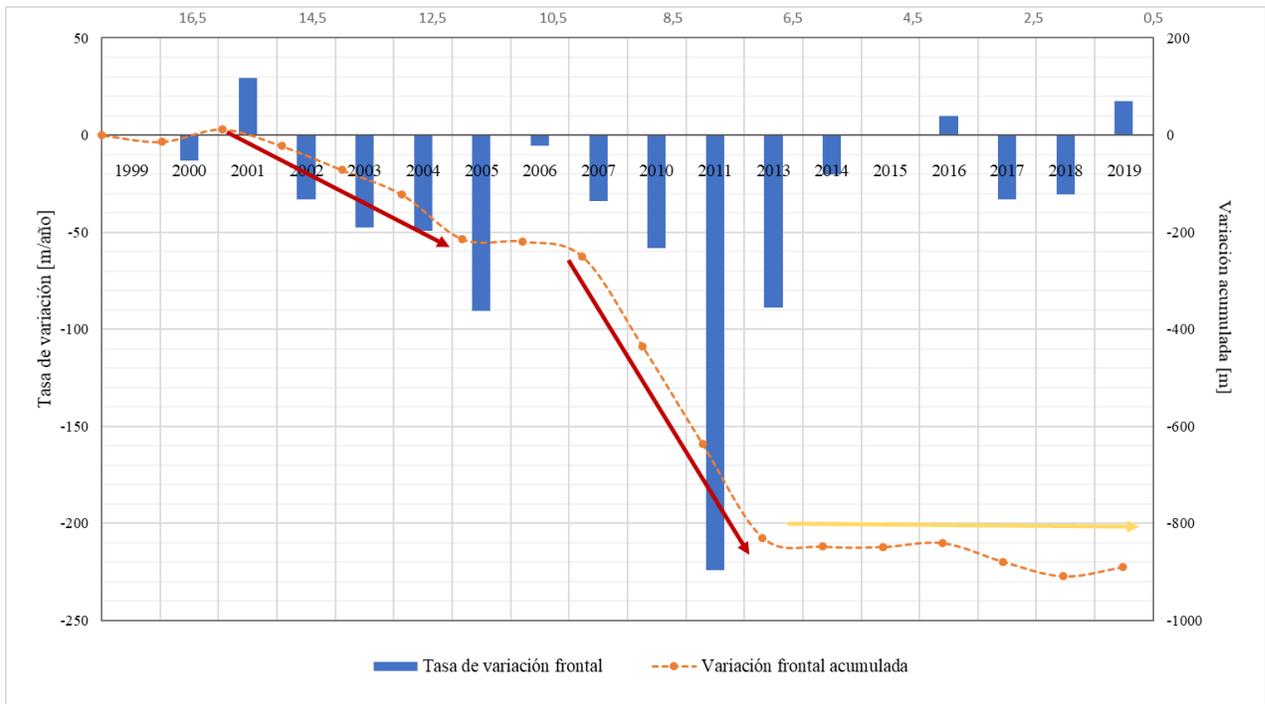


Figura 5.11. Variación frontal del G. Amalia para los últimos 20 años (1999-2019). Flechas rojas indican períodos con aumento de tasa de retroceso. Flecha naranja indica período con tasas más constantes.

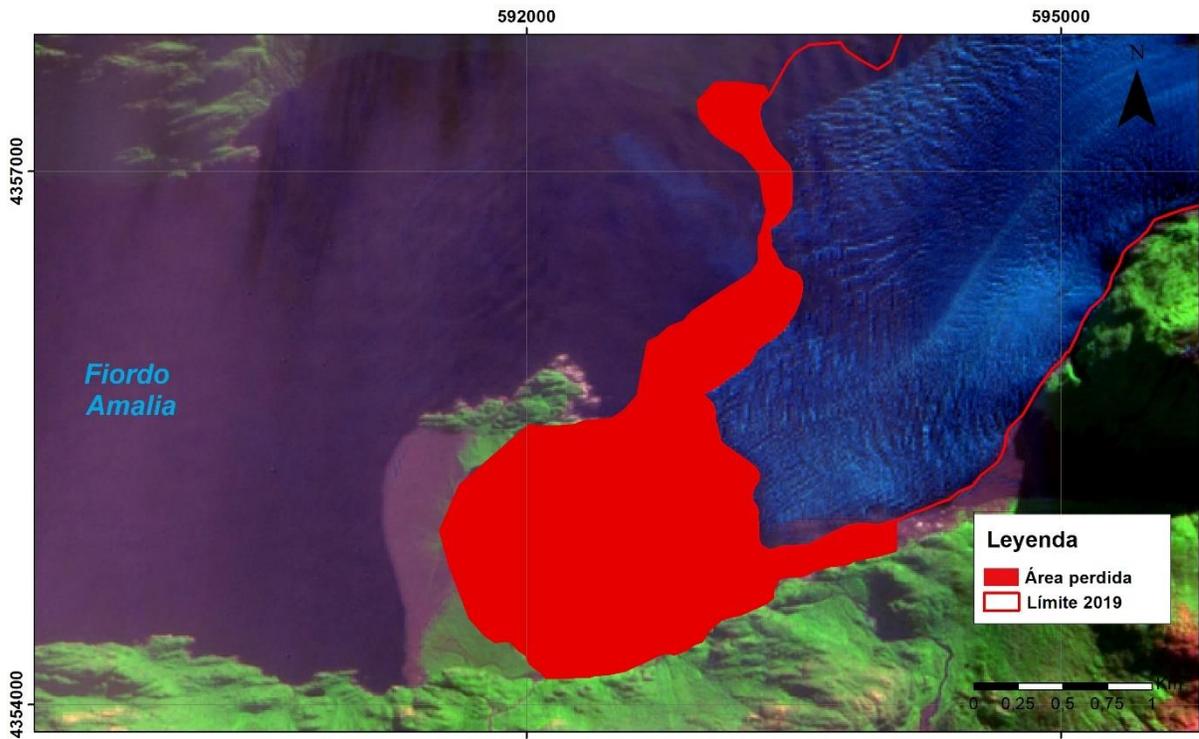


Figura 5.12. Área perdida desde 1999 hasta 2019. Imagen Sentinel-2, 2019.

5.1.3 Variación del frente principal – Fiordo Amalia – Metodo de línea de flujo media

Respecto a la posición de la línea de flujo media del frente del glaciar, se observa un comportamiento de retroceso (Figura 5.13), perdiendo 1034,5 m desde 1985 hasta 2019, a una tasa promedio de $-44,43$ m/año. Esta tasa de cambio de la posición del punto medio en el frente del glaciar presentó una alta variabilidad, tomando valores desde $98,45$ m/año entre 2005-2006, hasta $-200,9$ m/año en el periodo de 2013-2014 (ANEXO G), pero que de forma general refleja una dinámica de pérdida de masa.

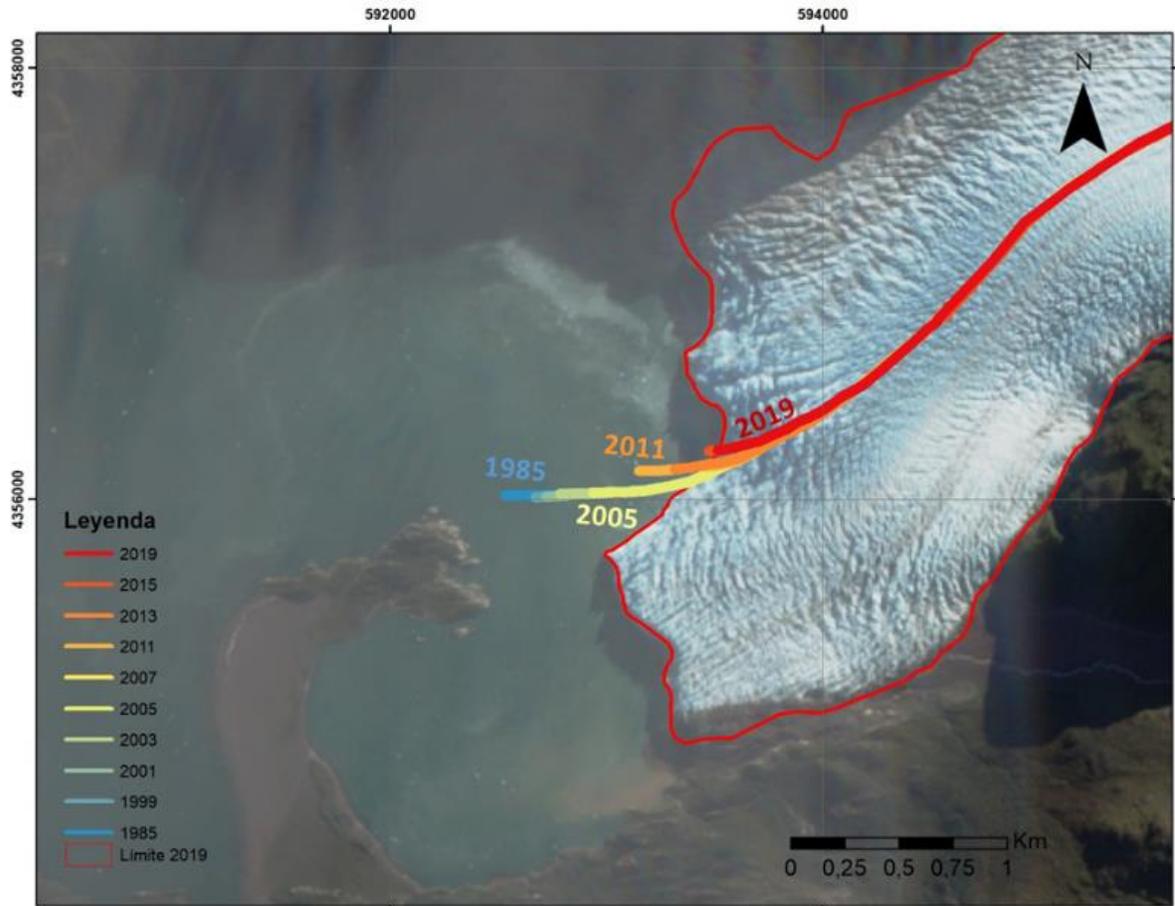


Figura 5.13. Variación de la posición de la línea de flujo media del Glaciar Amalia. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.

Se observó que la línea de flujo media desde 2011 se desplazó hacia el norte, curvando en dirección NW la posición del término del frente del glaciar (Figura 5.13). Se pudo constatar que este cambio se originó por el desacople del frente a la morrena frontal, dirección predominante de las líneas de flujo de hielo que se pudo reconocer hasta el 2010. Este cambio de la dirección de la línea de flujo media pudo haber afectado a los resultados obtenidos.

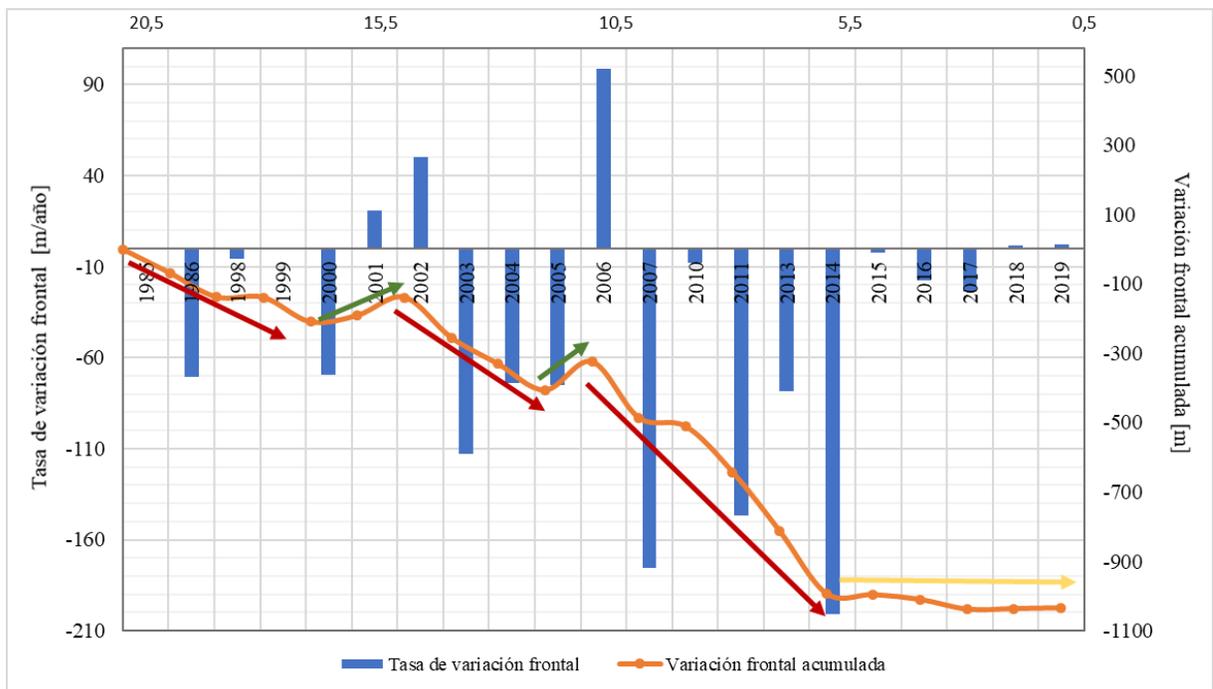


Figura 5.14. Variación frontal de línea de flujo media desde 1986 hasta 2019 en el Glaciar Amalia.

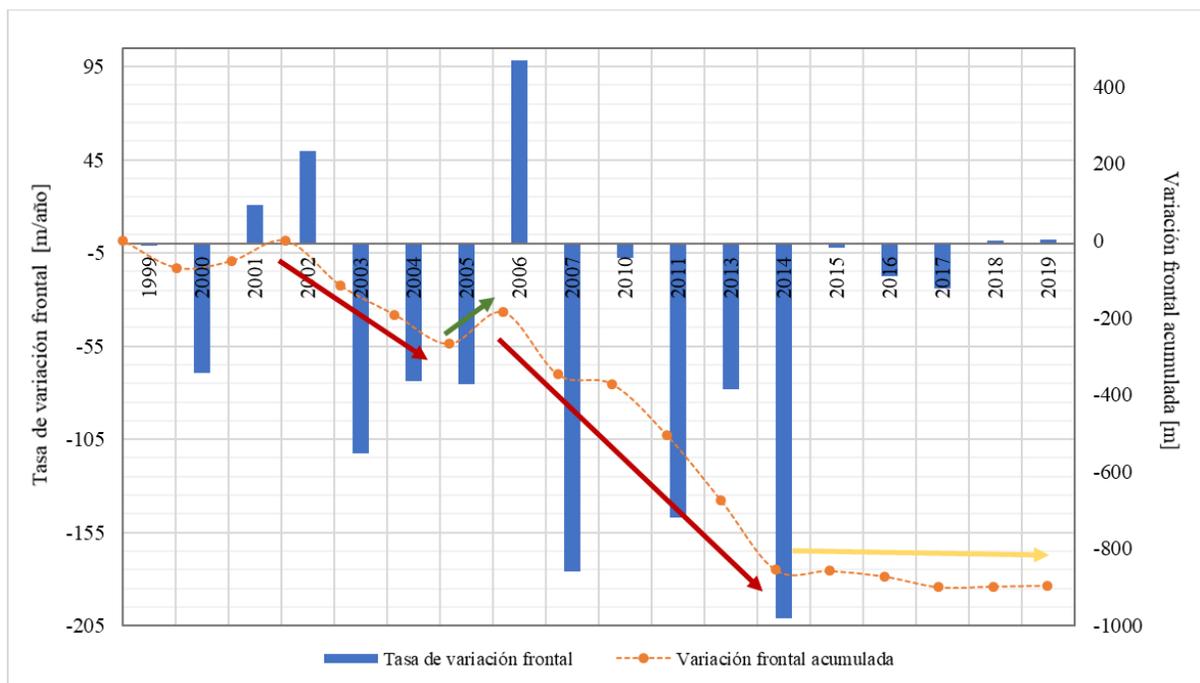


Figura 5.15. Variación frontal de línea de flujo media para los últimos 20 años, desde 1999 hasta 2019.

En los últimos 20 años, se observó una tasa de retroceso que aumenta de ~ 44 m/año a $47,7$ m/año, la cual se ve incrementada en los últimos 10 años, perdiendo 548 m en la posición del frente desde 2009. Este comportamiento de mayores tasas de retroceso se ve acrecentado entre 2011 y 2014 (flechas rojas, Figura 5.15), luego desde 2015 hasta 2019 la tasa de cambio

disminuyó, siendo más constante (flecha amarilla, Figura 5.15), tomando valores desde un par de decenas metros perdidos hasta valores positivos de un par de metros (avance del frente) en los últimos dos años.

En la tabla a continuación se tienen valores de las variaciones del frente del Glaciar Amalia, tanto por la metodología de área normalizada como de línea de flujo media. De esto se registra el periodo de 2010-2015 como el que posee la tasa más alta de retroceso glaciar. Y los periodos con tasas menores, manteniendo un área más constante, corresponden al lapso entre 1985-2000 y entre 2015-2019.

Tabla 5.1. Tabla resumen de variaciones multianual (5, 10, 15 y 20 años) por medio de las metodologías de área normalizada y de la línea de flujo media para el Glaciar Amalia. Ver detalle en ANEXO G.

<i>Periodo</i>	<i>Variación de área en el frente Método de área normalizada</i>		<i>Variación de posición del frente Método de línea de flujo media</i>	
	Variación [m]	Tasa [m/año]	Variación [m]	Tasa [m/año]
<i>27-01-1985 / 2000</i>	-115,164	-7,545	-209,3	-13,712
<i>2000 / 24-04-2005</i>	-198,170	-39,742	-197,4	-39,588
<i>24-04-2005 / 29-03-2010</i>	-211,798	-42,948	-104,7	-21,23
<i>29-03-2010 / 12-04-2015</i>	-441,757	-87,631	-485	-96,209
<i>12-04-2015 / 23-04-2019</i>	-40,590	-10,064	-38,1	-9,447
<i>24-04-1999 / 23-04-2019</i>	-831,950	-41,58	-895,6	-44,761
<i>29-03-2010 / 23-04-2019</i>	-447,633	-49,331	-523,1	-57,648

Como observación se reconoce las diferencias de valores de variación obtenidos para los mismos periodos entre las distintas metodologías, las cuales se evaluarán más adelante en la sección de discusiones (sección 6.1). De esto se destacan los resultados de los periodos de 1985-2000 y 2005-2010 (Tabla 5.1 en rojo), en los cuales existe una diferencia de casi el doble del valor obtenido. Refiriéndose a lo obtenido por el método de la línea de flujo media, esta sobreestima la tasa de 1985-2000 y subestima la tasa entre 2005-2010, periodo importante en el comportamiento del Glaciar Amalia, ya que corresponde al momento en que su frente se desprende de su morrena frontal.

5.2 Mapeo geomorfológico de la zona de ablación y área proglaciar subaérea y submarina

5.2.1 Geomorfología proglaciar subaérea – 2019

Las geomorfologías subaéreas reconocidas en la zona de ablación y área proglaciar fueron morrenas frontales, laterales y mediales; cobertura detrítica, lagunas proglaciares pequeñas y ocasionales; ríos; llanuras fluvioglaciares o *sandur*, y afloramientos rocosos específicos. Se reconoció lineamientos glaciares y *trimlines*, además, se mapeó zonas con concentración de

icebergs y plumas de sedimentos (Figura 5.16). Esta descripción se realizó para los años 2019, 2007, 1998 y 1986 para visualizar cambios geomorfológicos en torno al Glaciar Amalia.

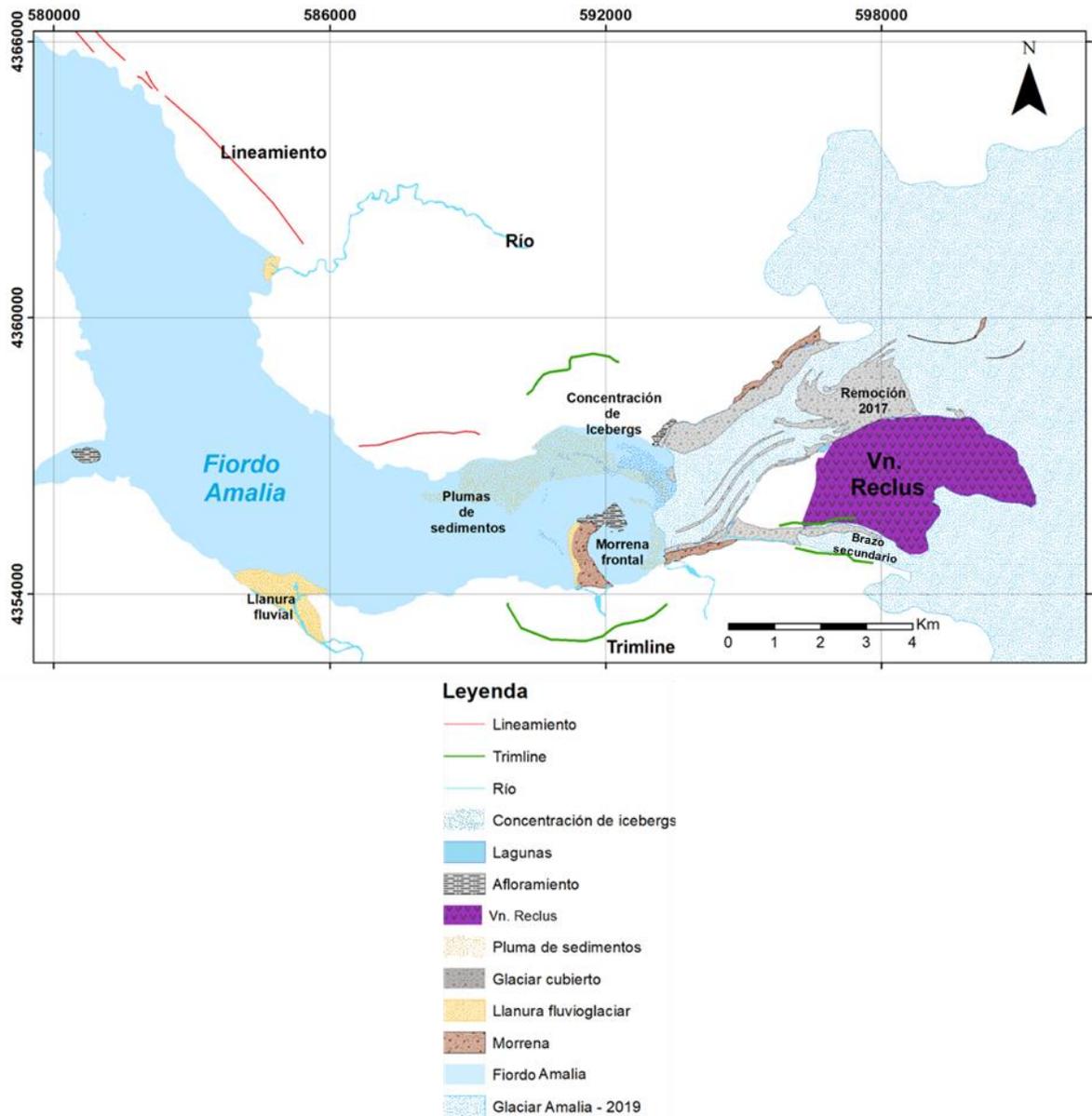


Figura 5.16. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Amalia para el año 2019.

En la zona proglaciar del Glaciar Amalia destaca la presencia de una morrena frontal en la mitad sur del Fiordo Amalia y la presencia del Volcán Reclus, en la ladera sur de la zona de ablación del glaciar.

Para el año 2019 se observa el frente glaciar separado de la morrena frontal, la cual se encuentra acanalada y con cobertura vegetal en el sur, norte y en la parte media más al Este, lo que puede asociar a la antigüedad de la geofoma y/o a la elevada humedad de la zona. También

se reconocen otras dos morrenas laterales. Una de éstas, la cual se encuentra en la ladera sur del glaciar y que llega al frente de éste, recibe aporte de sedimentos del brazo secundario del glaciar que rodea la ladera sur del Volcán Reclus (Figura 5.16 y 5.17), el cual, al retroceder, ha dejado una zona proglaciar cubierta de detritos (Figura 5.17), los cuales son llevados a la morrena por medio de la pendiente y por un cauce de agua que nace de este frente y que lleva sedimentos producto de su fusión.



Figura 5.17. Geomorfología proglaciar de brazo secundario del Glaciar Amalia (Amalia Chica) en 18 de marzo 2017. Fotografía de Camilo Rada (expenews.com).

Se reconoce una llanura glacio-fluvial en la parte posterior u Oeste de la morrena frontal que recibe aportes de deshielos desde la parte sur de la morrena, pendiente arriba. En la zona de la morrena frontal también se observa un afloramiento rocoso en la parte N-NE, lo que le da una forma de arco a la morrena.

Se observó una dirección preferencial de tanto la concentración de témpanos como de las plumas de sedimentos siguiendo el borde norte del fiordo e identificándose hasta la curvatura del fiordo, la cual se encuentra más al Occidente, luego de esta no se logró reconocer sus direcciones ni dimensiones. En el caso de los *icebergs* se caracterizó témpanos de entre 15 m hasta 27 m de ancho y, en general, se observaron aislados los de mayor tamaño y en concentraciones de témpanos los de menor tamaño.

Hacia el WSW y NW del frente glaciar, en valles laterales, se identificó dos planicies de lavado o llanuras fluviales (Figura 5.16). La ubicada hacia el NW del frente se reconoció de menor tamaño, con un delta contenido y el cual recibe aportes de un río meándrico que sigue un valle glaciar y en la cual, según Vieira y Cardia (2007), se encuentra una morrena estabilizada con vegetación. Hacia el WSW de la morrena terminal, se observó otra llanura de mayor tamaño, la cual recibe aportes de un río proveniente de una laguna proglaciar que se encuentra hacia el sur. De esta planicie se registró plumas de sedimentos para algunos años anteriores a 2019, pero de menor tamaño en comparación a las generadas de la fusión del frente del Glaciar Amalia y del *sandur* que se encuentra al oeste de la morrena frontal (ANEXO H, Figuras 10.10-10.13).

En la parte superior de la zona de ablación y flanco sur del glaciar, para el año 2019, se reconoció un área cubierta de detritos (Figura 5.18), provenientes de una remoción ocurrida en 2017 en la ladera norte del Volcán Reclus. En esta parte y para 2019 también se identificó algunas lagunas supraglaciares y proglaciares laterales de 30 m hasta 300 m de ancho entre el contacto del glaciar y cubiertas detríticas laterales, las cuales se podrían haber formado por grietas radiales rellenas de agua proveniente de la fusión glaciar. En la parte frontal y lateral del glaciar se observó zonas menores de cobertura detrítica.

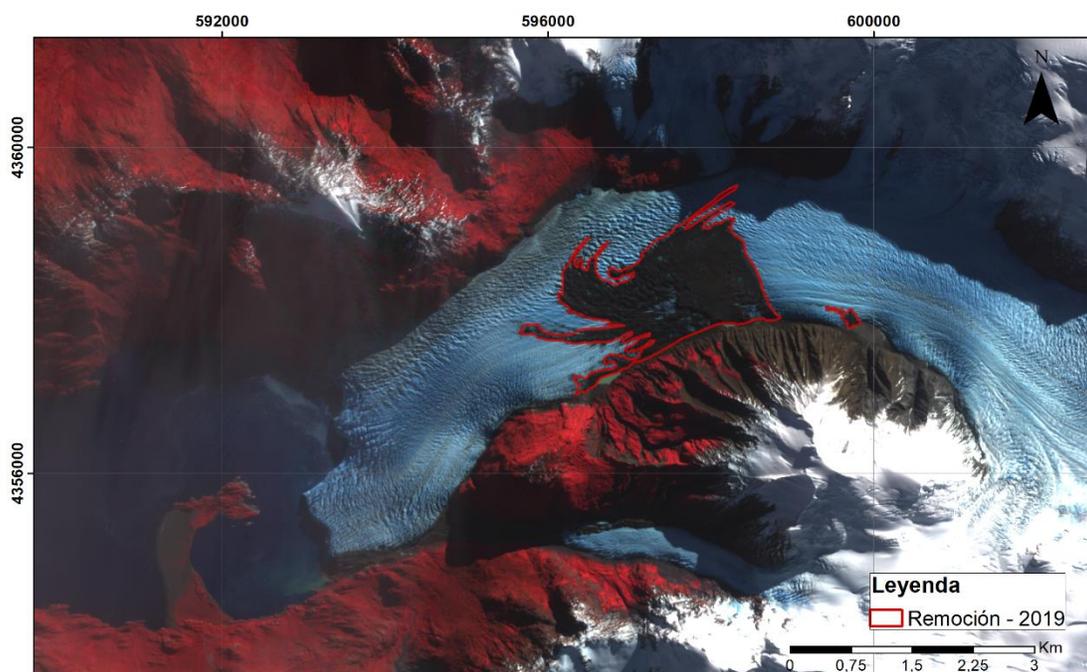


Figura 5.18. Depósito en 2019 de la remoción del flanco norte del Vn. Reclus ocurrida en 2017. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.

En la zona del fiordo más proximal al frente y en el sector del brazo secundario del Glaciar Amalia, se observó lineamientos que puede corresponder a posiciones y dimensiones antiguas del glaciar (*trimline*), los cuales coinciden con unos mapeados por Glasser y Jansson (2008). También se reconocen lineamientos glaciares, concentrados a lo largo del eje principal del valle glaciar y fiordo, producto de la erosión provocada por el glaciar y que indican la dirección del flujo principal del hielo en tiempo antiguo.

5.2.2 Cambios geomorfológicos entre 1986 – 2019

Al analizar la geomorfología de años anteriores (Figura 5.20), principalmente se reconoce el desacople de la parte sur del frente glaciar a la morrena frontal, ocurrida entre 2008 (Figura 5.19) y 2010. Desde ahí hasta la fecha, se han generado los mayores retrocesos registrados en este estudio.

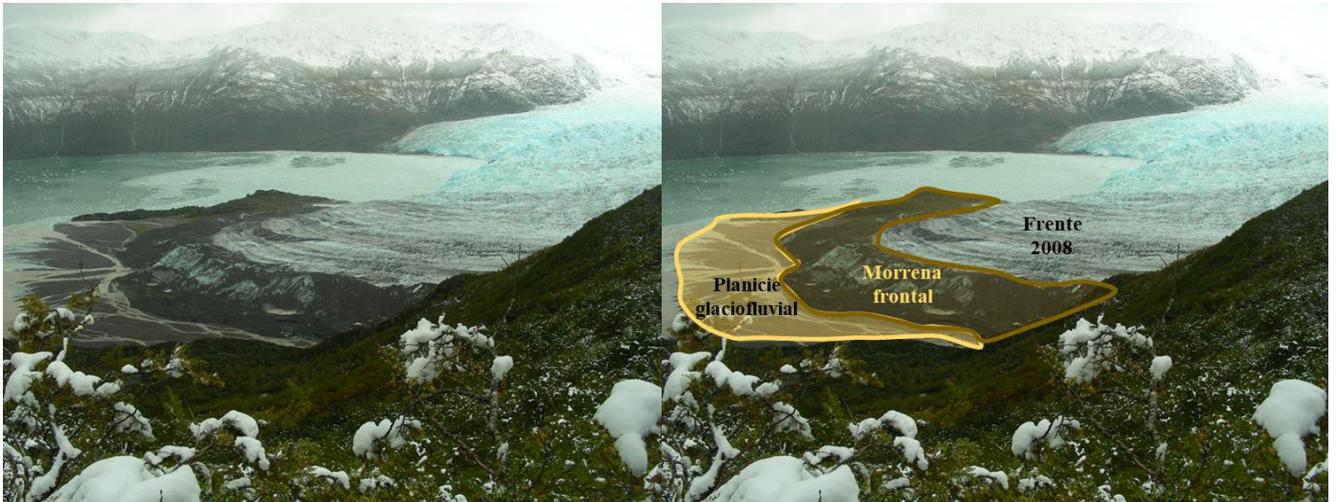


Figura 5.19. Fotografía del frente del Glaciar Amalia, tomada el 21 de abril, 2008 por Camilo Rada, en la primera ascensión al Volcán Reclus. Se observa el frente fijado a la morrena frontal y desarrollo del sandur posterior a esta. Tomada de expenews.com.

Por otro lado, entre 1986 y 1998 se observó el desarrollo del *sandur* que se encuentra en la parte posterior (oeste) de la morrena terminal. Se registró la formación de una planicie de lavado en el sector sur de la morrena para 1998 (Figura 5.20b), la cual ya para 2007-2010 se encontraba conectada con la parte desarrollada más al norte, y las cuales reciben aporte tanto de la morrena como de deltas provenientes de deshielos en la ladera sur del fiordo cercano a la morrena. De aquí se comienza a registrar una mayor estabilización de la morrena marcada por la acumulación de vegetación al N y S de ésta, donde ya para 2019 se registra vegetación en la parte central de la morrena (ANEXO H, Figuras 10.12 y 10.13).

Para los años en que el glaciar se encontraba unido a la morrena se identificó la presencia de cobertura detrítica en el frente glaciar, llevando mayor aporte al desarrollo de tanto la morrena como de la planicie de lavado. Incluso para 1986 y 1998 se registró una morrena supraglaciar, la cual se encontraba curvada hacia el SW en dirección a la morrena terminal, indicando la dirección de la línea de flujo principal del glaciar. Ya para 2007 no se identificó la morrena medial y se observó mayor concentración detrítica en el frente (Figura 5.20c).

Se destaca también la variación registrada del afloramiento rocoso que se encuentra en la parte N de la morrena frontal, que desde 1986 ha aumentado su tamaño subaéreo.

Es importante destacar las distintas dimensiones y direcciones de tanto las plumas de sedimento como de las concentraciones de *icebergs*. Se reconoce el mayor tamaño que tenían ambas para 1986, 1998 y 2007, además de la dirección que éstas tomaron entonces, siguiendo un recorrido de N-NE a SW en la parte más proximal al frente y luego tomando la ladera N-NE del fiordo en la curvatura de éste. Diferenciándose de lo registrado para 2019, año en que ambos flujos son de menor tamaño y se encuentran solo por la ladera norte del fiordo.

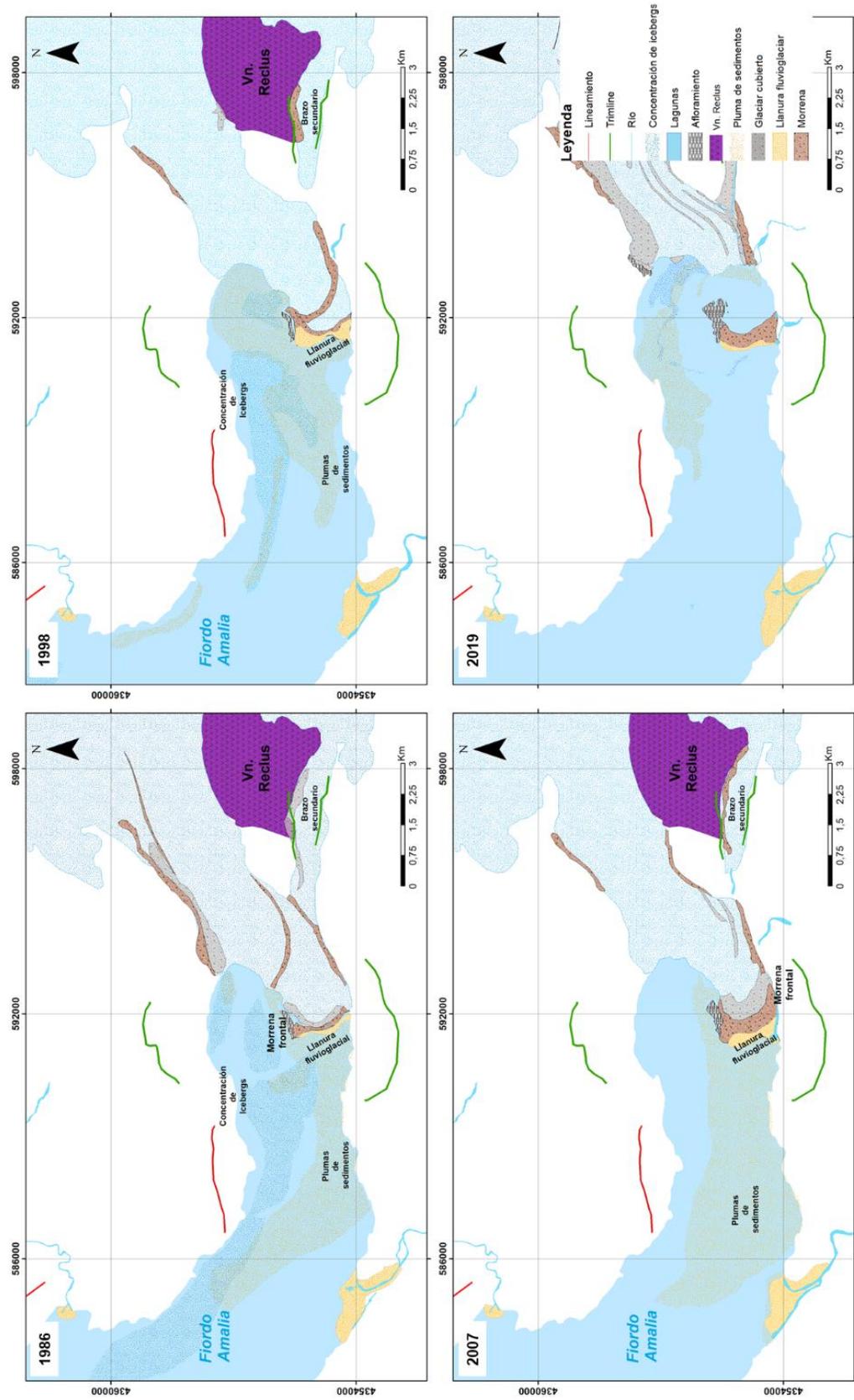


Figura 5.20. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Amalia para los años 1986, 1998, 2007 y 2019.

En 2017 se observó una remoción en el flanco sur del glaciar, la cual habría ocurrido entre marzo y abril de ese año. La ladera norte del Volcán Reclus colapsó dejando gran parte de la zona de ablación del glaciar cubierta de detritos ($2,52 \text{ km}^2$). Debido al movimiento del glaciar y los cambios en el depósito que se encontraba sobre éste, permitió registrar una velocidad entre 975,7 y 1036,3 m/año entre 2017 y 2018, y entre 2018-2019 se midieron velocidades entre 869,5 y 712,02 m/año, mediciones realizadas en la posición de la línea de flujo medio. Esta disminución de velocidad rectifica las tasas de variación de superficie obtenidas anteriormente entre 2018 y 2019.

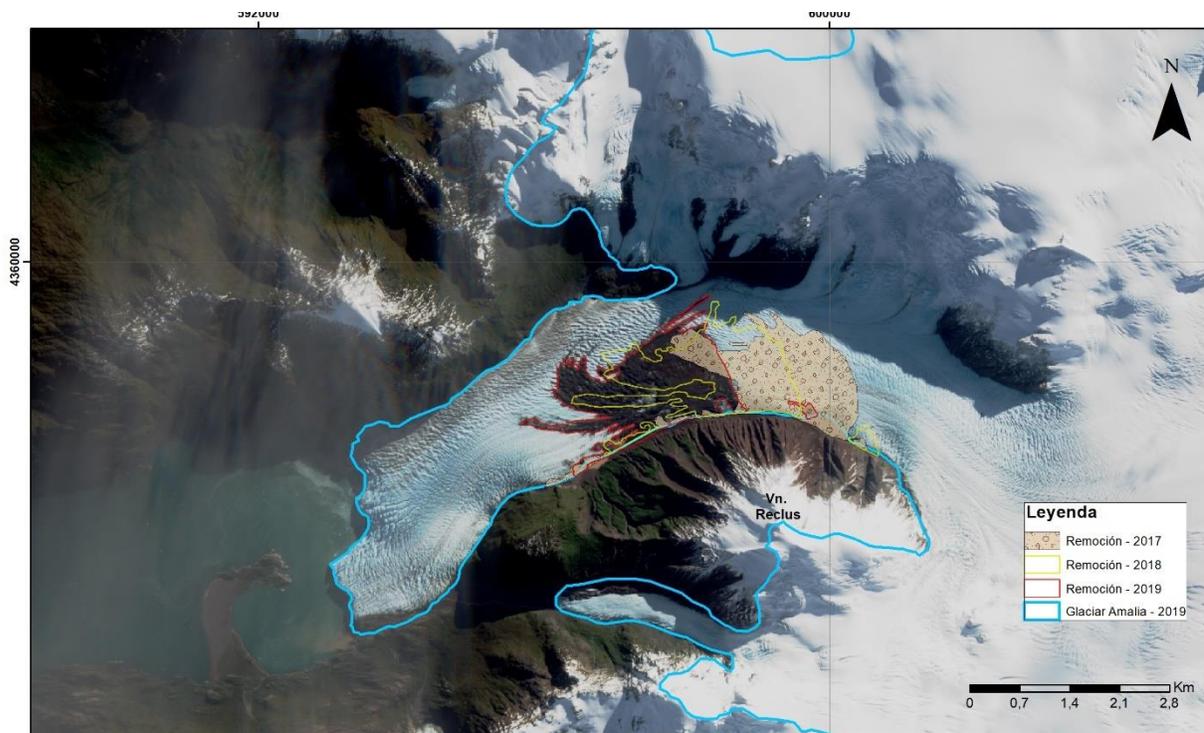


Figura 5.21. Remoción de ladera norte del Volcán Reclus en 2017 sobre zona de ablación de Glaciar Amalia. Imagen satelital Sentinel-2, 2019.

También se observó una diferencia en las velocidades de movimiento entre las ladera norte y sur. En la ladera norte se registró mayor presencia de grietas marginales, las cuales se reconocen en los bordes del glaciar, donde el valle es más estrecho y el glaciar se curva, y que se asocian a una compresión y un fallamiento inverso, procesos que llevarían a un menor avance o menor velocidad de flujo.

Para el 12 de agosto de 2019 se registró un nuevo colapso de la ladera norte del Vn. Reclus, registrado por UNCHARTED, la cual habría ocurrido a fines de abril de 2019.

5.2.3 Batimetría – Fiordo Amalia – 2006

De los datos batimétricos facilitados por el SHOA (2006) del Fiordo Amalia y Peel se reconoció principalmente tres cuencas (Figura 5.23), dos dentro del Fiordo Amalia (Cuenca I y Cuenca II, se proximal a distal) y otra en el Fiordo Peel (Cuenca III). Se observan accidentes morfológicos característicos que separan las cuencas y otros más sutiles o de menor tamaño dentro las cuencas. Por otro lado, es de primera observación las diferencias en profundidad de las cuencas, y que el testigo 75 obtenido del Fiordo Amalia se encuentra posicionado hacia NW de una morfología caracterizada como una morrena antigua (Figura 5.23).

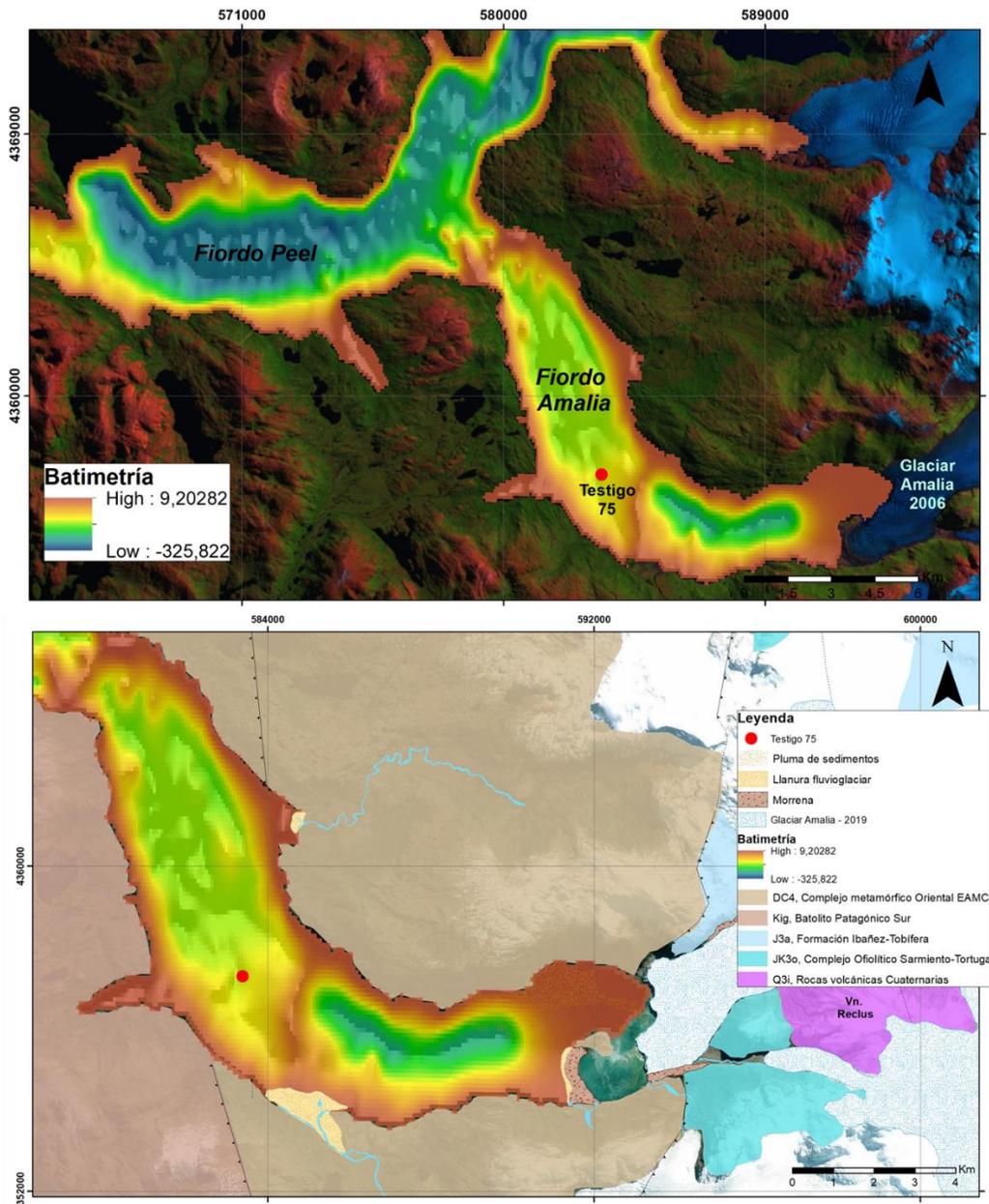


Figura 5.22. Batimetría del Fiordo Amalia y Peel de la Carta N°10350, Canal Pitt, Esteros Andres y Peel (SHOA, 2006) y posición del Testigo 75. En la figura inferior se observa además la geología de la zona de acuerdo con el Mapa Geología de Chile 1:1.000.000, SERNAGEOMIN (2003).

Respecto a la geomorfología submarina se reconoce claramente un cordón morrénico antiguo transversal al Fiordo Amalia (Figura 5.23), el cual tendría 4 km aproximados de longitud, 1 km de ancho y una altura de ~100 m (Figura 5.24). Entre esta morrena y la posición actual del frente glaciar, se reconoce una cuenca submarina de máxima profundidad de 235 m, con dimensiones de ~970 m de ancho y 5 km de largo (Cuenca I, Figura 5.23). Entre la Morrena I y la Cuenca I se observa una pendiente de de $\sim 13^\circ$ y entre la Cuenca I y la planicie proximal al frente la pendiente es similar de $12,6^\circ$. Por otro lado, entre la Morrena I y la Cuenca II, donde se posiciona el Testigo 75, hay una pendiente de entre 4° y $6,4^\circ$. También se observó la presencia de un montículo irregular transversal al fiordo, la cual conecta el fiordo principal (Fiordo Peel) con el Fiordo Amalia (Figura 5.23 y 5.24).

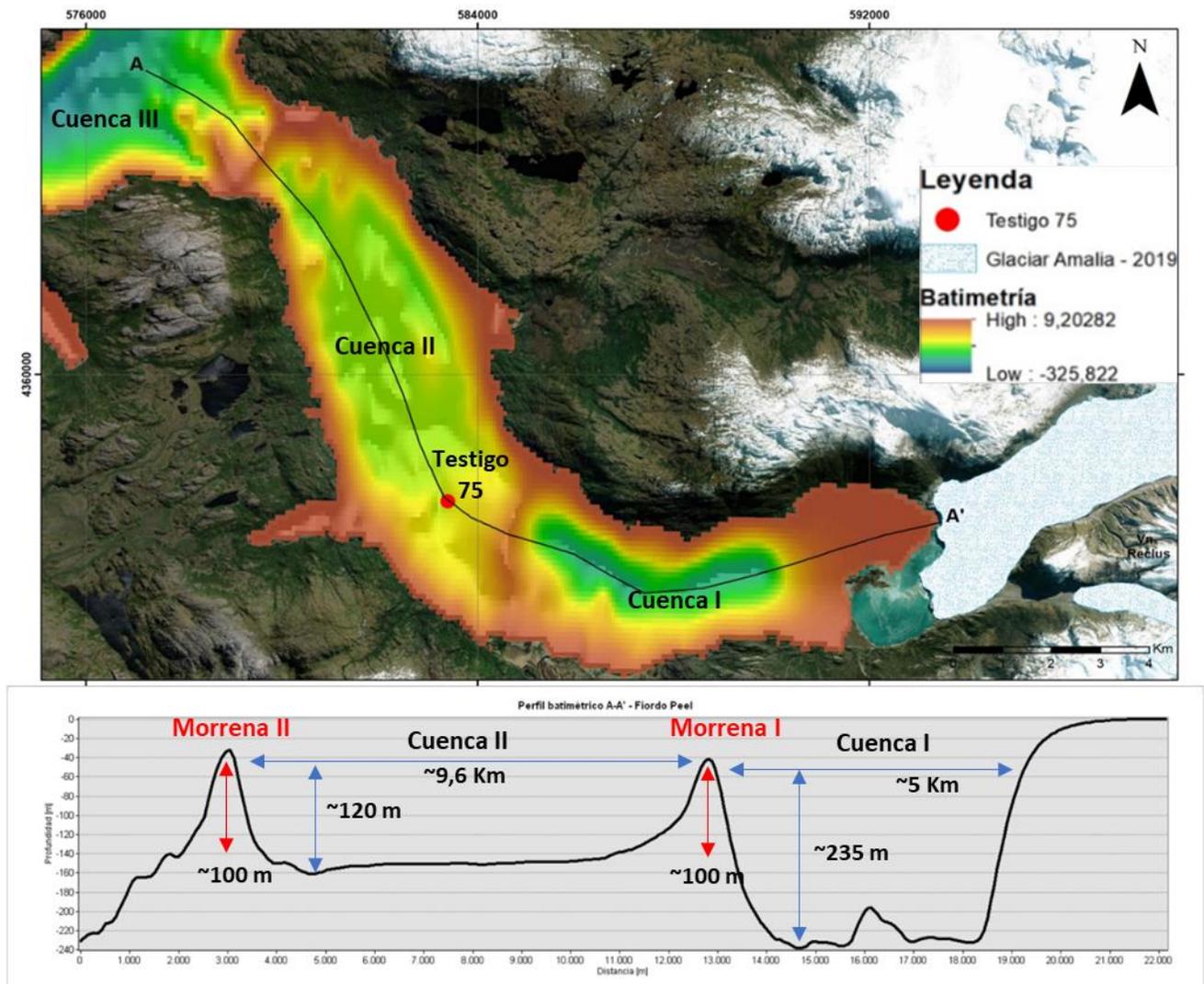


Figura 5.23. Batimetría del Fiordo Amalia y perfil batimétrico A-A' de todo el fiordo.

Como se observa en la Figura 5.22, existe una planicie fluvial desarrollada en el extremo sur de la Morrena I, por lo tanto la morrena estaría recibiendo aporte material de esta planicie, así como también posiblemente la zona en la que se encuentra el testigo. Entre esta planicie y el

testigo se tiene una pendiente que varía desde $5,7^\circ$ en la parte más alta hasta $\sim 1^\circ$ en la parte más cercana al testigo.

Del perfil A-A' se reconocen dos cuencas, una distal (Cuenca II), entre el montículo que conecta con la cuenca del Fiordo Peel (Cuenca III) y el montículo de morfología de morrena (Morrena I), y una proximal (Cuenca I). Se observó además que la Cuenca II, a diferencia de la Cuenca I, posee un piso liso, de pendiente $\sim 0,1^\circ$, regular con algunos accidentes morfológicos menores y es de mayor extensión. De acuerdo con este perfil, el testigo 75 se encontraría ubicado en la ladera posterior (NW) a la Morrena I, a ~ 100 m de esta. Además de estas morfologías, se pueden reconocer algunos montículos, cercanos a la morfología encontrada en la unión del Fiordo Peel con el Amalia,

Por otro lado, el montículo observado en el perfil C-C' (Figura 5.24), si bien es cierto, se observa irregular en la batimetría, teniendo una depresión en el centro de ésta y montículos en su parte posterior, transversal a éste se reconoce un perfil similar a la morrena reconocida entre las Cuencas I y II, caracterizado por poseer una pendiente que baja relativamente suave y una altura similar de ~ 100 m, por lo que se describe como una morrena anterior y más distal al frente glaciar actual. Entre la Morrena II y la Cuenca II se observa una pendiente de $7,6^\circ$ y hacia la Cuenca III entre $7,4^\circ$ y $\sim 15^\circ$ en algunos sectores.

Cercano a la Morrena II, más antigua, tanto hacia la Cuenca II como la Cuenca III, se reconoció montículos, los que podrían corresponder a depósitos glaciares de tipo *hummocky* de menor altura que la morrena principal, producto de eventos de avances del glaciar o a parte del lecho de la roca. Entre las dos morfologías principales se observa un fondo más bien liso en la Cuenca II, interrumpido por los depósitos antes descrito, además de un montículo alargado que se describió como un rasgo linear glaciar o *streamlined lineation* (Figura 5.25).

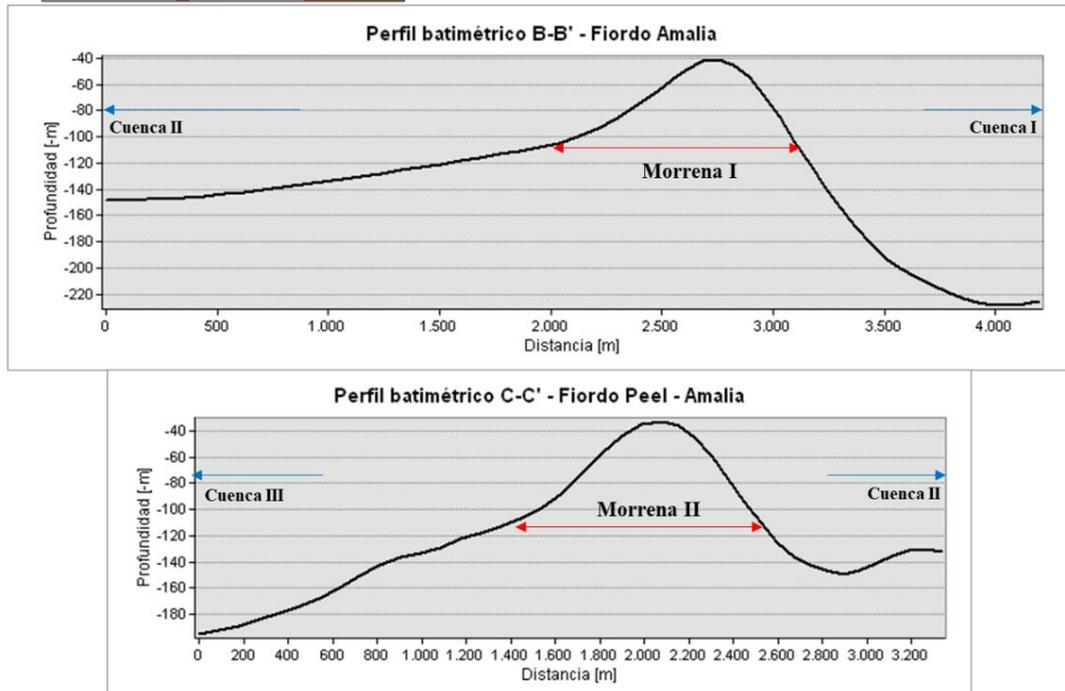
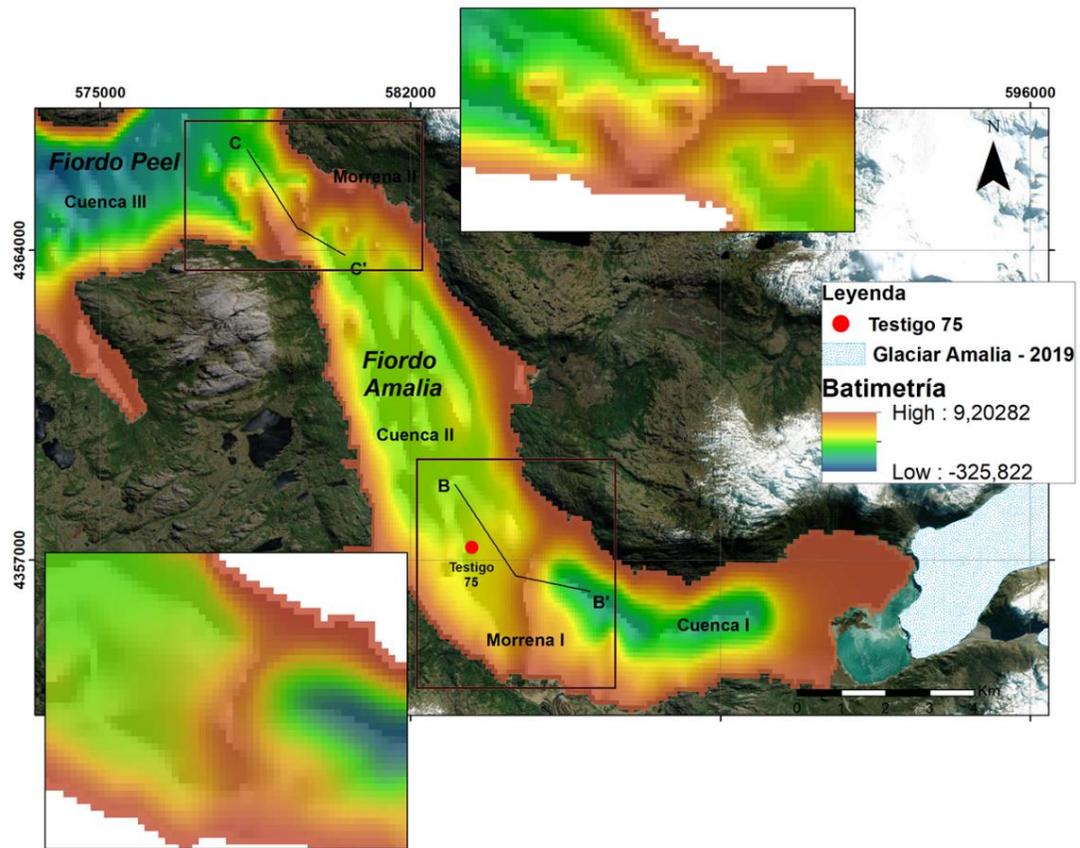


Figura 5.24. Batimetría de Fiordo Amalia y perfiles de morrenas anteriores.

La geomorfología del área proglaciar, tanto subaérea como submarina se pueden observar en la Figura 5.25.

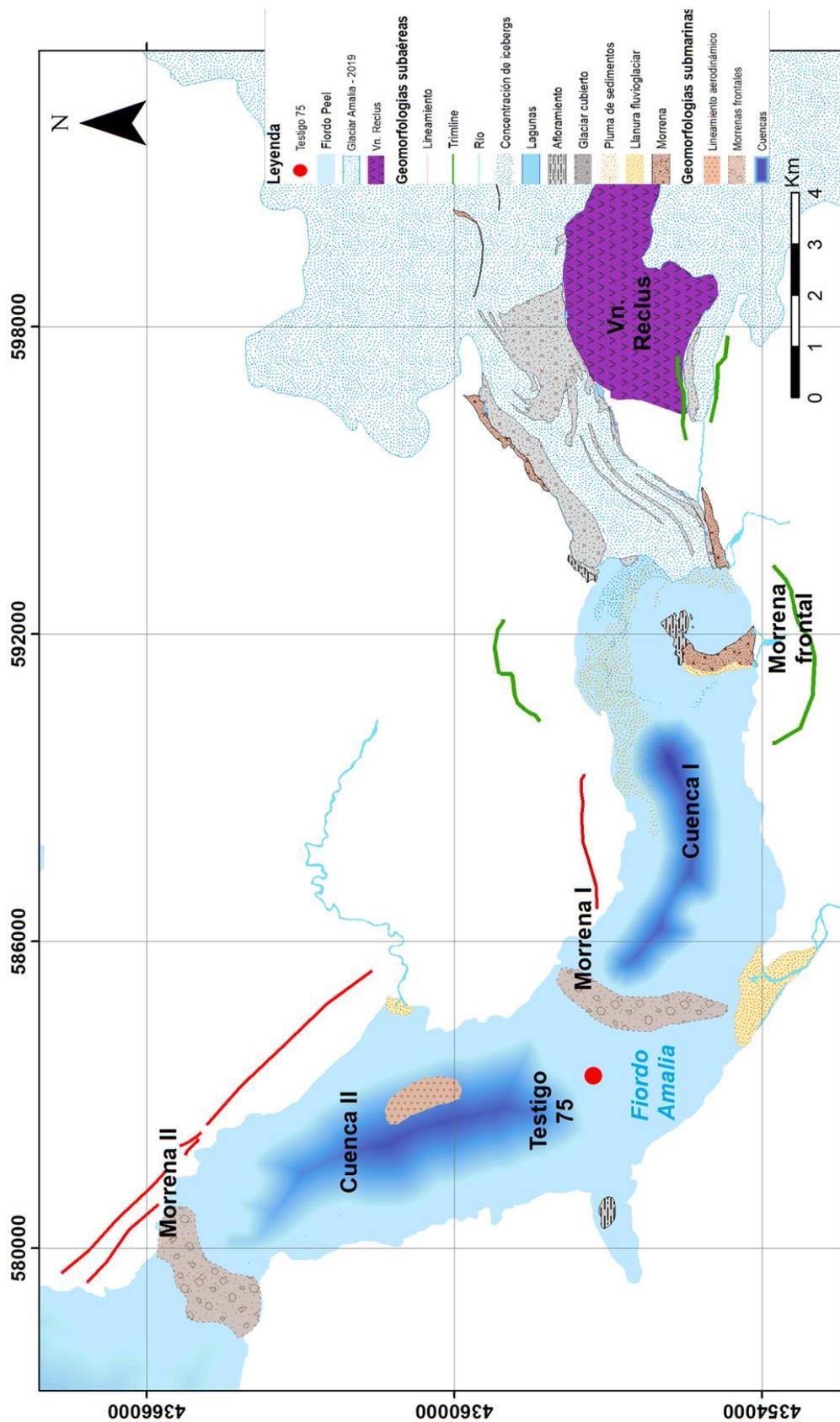


Figura 5.25. Mapa geomorfológico de la zona de ablación y área proglaciar subaérea y submarina del Fiordo Amalia y el Glaciar Amalia en base a imagen satelital del año 2019.

5.3 Descripción del testigo

5.3.1 Facies sedimentarias

A 10 km aproximadamente del frente del Glaciar Amalia se extrajo el testigo de sedimento 75 (Figura 5.26). En general, en este testigo se encontró una granulometría granodecreciente hacia el techo del testigo, desde arena media hasta arcillas, con algunas laminaciones y lentes observados en la primera descripción con el testigo abierto.

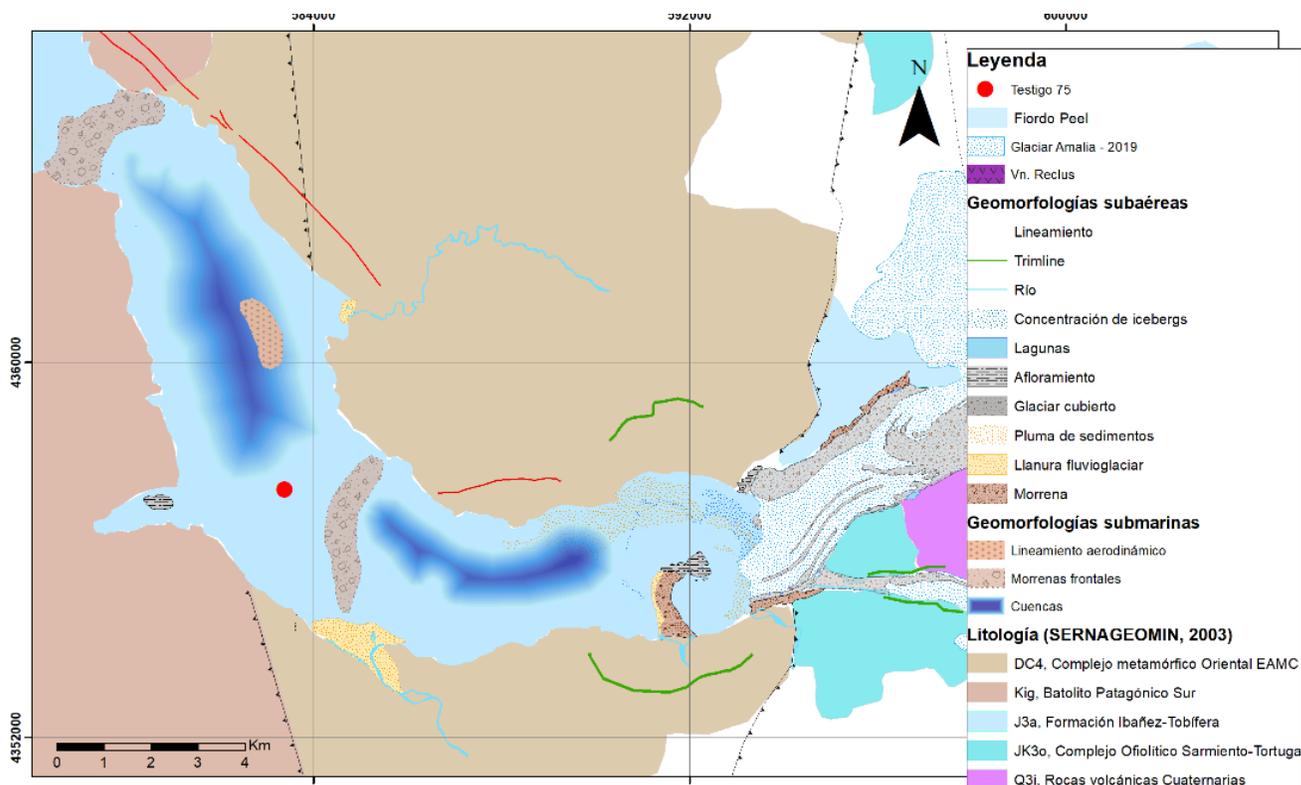


Figura 5.26. Posición de extracción de testigo sedimentario en el Fiordo Amalia, Glaciar Amalia, y las geomorfologías y litologías presentes.

Al abrir el testigo se observó una recuperación de entre un 80-100%, excepto en los techos de las secciones, en las cuales para la sección techo del testigo en los primeros 18 cm no hubo recuperación, al igual que en los primeros 10 cm de la sección base del testigo, de esta forma el testigo a analizar tiene un largo de 2,44 m.

Para este testigo se definió una asociación de facies sedimentaria compuesta de 5 litofacies (Figura 5.27), las cuales se relacionan de modo que gradan hacia el techo del testigo desde grano más grueso a más fino.

De base a techo, se encuentra la litofacies A, que corresponde a un nivel de arenas medias de color gris oscuro (2.5Y-4/1/1) que va desde la base del testigo a los 184 cm. Se encuentran granos de arena gruesa a muy gruesa en una matriz de arena fina a muy fina. Dentro de los clastos de arena gruesa se observan algunos de color rojizo a gris, gris oscuro y negro (marrón oscuro 3/3), de los cuales no se pudo reconocer la litología a simple vista. En esta sección no se observan laminaciones ni otras estructuras.

La litofacies B se dispone de manera gradacional hacia el techo desde la litofacies A hasta los 172 cm, en la cual se observa una disminución en el tamaño promedio de los granos, pasando de arena media a fina y no presenta clastos de arena gruesa. Mantiene el color de gris oscuro.

Luego, entre los 1,24-1,72 m, se encuentra la litofacies C, la cual corresponde a un nivel de limo que no presenta un contacto nítido con el nivel de arenas finas y es de color gris muy oscuro (3/1-1). En esta sección, a los 1,38-1,39 m, se encontró un fósil de un trozo de madera en la parte del borde del testigo, la cual se extrajo para realizar una datación de radiocarbono.

Sobre la litofacies C se encuentra la litofacies D compuesta principalmente de arcillas con algunos niveles de limo. Se observa más rojiza a diferencia de las otras litofacies, tomando colores de gris oscuro (2.5Y-4/1) a marrón grisáceo (2.5Y-4/1-5/2). Se encuentran pequeñas laminaciones de entre 1 cm y 2 mm, evidenciadas por las diferencias de color gris oscuro y niveles más rojizos. Esta sección se encuentra desde los 22 cm del testigo hasta los 124 cm.

En la parte superior del testigo, se encuentra la litofacies E, un nivel de limo de color gris oliva (5Y-4/2) con la presencia de un lente de color gris oscuro (5Y-4/1) dentro del cual se encontró un organismo bivalvo a los 18 cm, de aproximadamente 1 cm de diámetro. Este espécimen se extrajo para realizarle una datación con ^{14}C , pero debido a su posición se reconoce como un organismo de edad moderna.

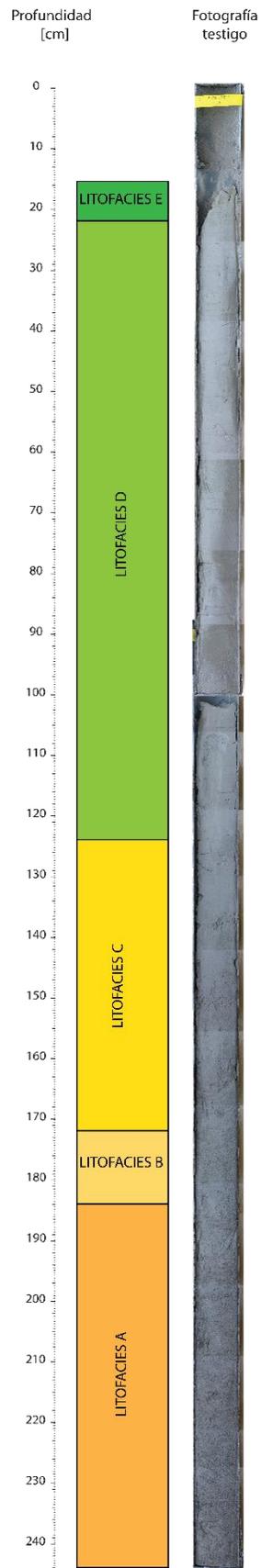


Figura 5.27 Mosaico de fotografías del testigo C23PL_75 y sus facies correspondientes.

5.3.2 Tomografía

En la tomografía unificada del testigo PL_75 del Fiordo Amalia se observan atenuaciones con densidades que van desde ~200 hasta ~2400 HU (Figura 5.28). Una sección del testigo se encuentra principalmente en un rango de ~750-1000 HU, le sigue una de 1000-1280 HU y luego otra que tiene densidades >1300 HU (de techo a base respectivamente). Las diferencias de atenuaciones y las características estructurales de éstas permitieron identificar estructuras sedimentarias presentes en el testigo, así como definir unidades características.

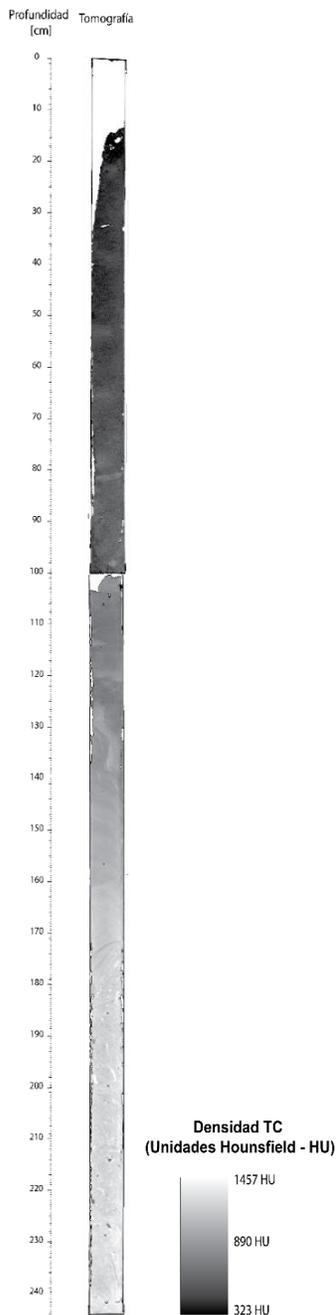


Figura 5.28. Tomografía computarizada del testigo obtenido del Fiordo Amalia. Unión de secciones C23PL_75_2_2 (techo) y C23PL_75_1_2 (bottom).

5.3.2.1 Estructuras sedimentarias

Las estructuras sedimentarias se definieron de acuerdo con las geometrías dadas por las variaciones de atenuación observadas en las tomografías.

A lo largo del testigo PL_75 se reconoció algunas estructuras aisladas, como la presencia de algunas laminaciones paralelas y cruzadas, lentes tanto de atenuaciones bajas como más altas, algunas estructuras de inyección de material de alta densidad, además de estructuras relacionadas a organismos y material de origen vegetal, tal como la identificación de bioturbación, la presencia de un organismo bivalvo y de un fragmento de madera.

En general las estructuras se encontraron distanciadas unas de otras y con densidades que, de base a techo, disminuyen sus valores de atenuación. En la base del testigo se reconocieron estructuras con valores de densidad de hasta ~2000 HU y hacia el techo se encontró lentes o estructuras de tipo *flaser* con densidades cercanas a los ~800 HU.

Las estructuras presentes en el testigo se encuentran a continuación. Éstas también se pueden visualizar en la Figura 5.38, que muestra la tomografía unificada del testigo, un mapeo estructural y la identificación de cada estructura presente, además de contactos.

Laminación planar: Niveles paralelos y horizontales de entre 2 a 12 cm de espesor (Figura 5.29). Se identifica por la intercalación entre niveles de alta densidad (1200-1000 HU) con otros de más baja densidad (1100-900 HU). Se presenta entre los 35-80 cm del testigo y entre los 195 y 210 cm.

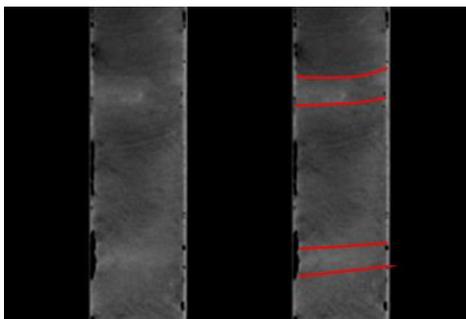


Figura 5.29 Laminación planar

Laminación planar fina: Laminaciones planas paralelas menores a 3 mm con densidades entre 1200-1300 HU (Figura 5.30). Se presenta en paquetes entre 6 a 7 cm. Se distinguen principalmente entre los 130-140 cm, 150-157 cm y 160-166 cm.

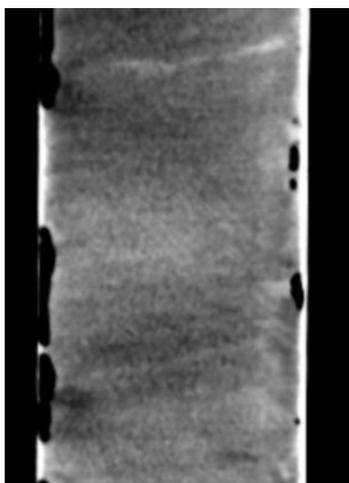


Figura 5.30 Laminación planar fina

Laminación cruzada: Laminaciones medias que presentan un cambio de ángulo (Figura 5.31). Se presenta a los ~140 y 172 cm. Las laminaciones tienen densidades entre 1100 y 1300 HU.

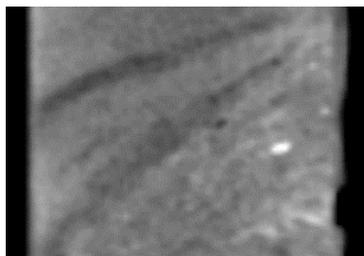


Figura 5.31 Laminación cruzada

Lentes: Lentes irregulares de baja atenuación dentro de niveles de mayor atenuación (Figura 5.32). En el techo se identifican por tener densidades entre 600 y 700 HU, en la zona media tienen entre 800 y 1100 HU y hacia la base alcanzan los 1200 HU.

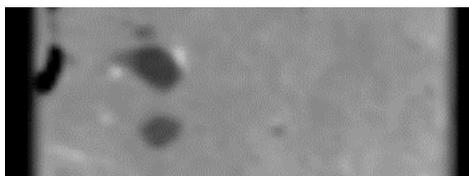


Figura 5.32 Lentes de baja atenuación

Lentes de alta atenuación: Lentes irregulares que se caracterizan por tener mayores atenuaciones entre 1000-1200 HU en la zona media del testigo y en la base alcanzan los 1600-

1700 HU, encontrándose rodeados de una matriz con densidades entre los 1300-1400 HU (Figura 5.33).

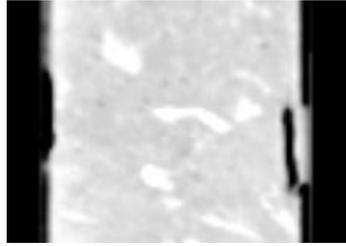


Figura 5.33 Lentes de alta atenuación

Estructuras de inyección: Estructuras discordantes de alta atenuación, alargadas e irregulares (Figura 5.34). Se identifican fácilmente en la base del testigo, con largos entre 5-7 cm y espesores entre 2-4 mm, con densidades de ~1300 y ~1600 HU. En la zona media se reconocieron con menores espesores, con largos de ~4 cm y atenuaciones de ~1000 HU.

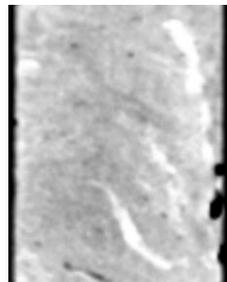


Figura 5.34 Estructuras de inyección

Fragmentos líticos o dropstones: Se presentan fragmentos líticos en el techo del testigo (Figura 5.35), entre los 13 y 20 cm. Se observa un *dropstone* de forma rectangular de 2,3 cm de ancho y 1,5 cm de alto, que se distingue sobre los demás fragmentos líticos que se encuentran entre 1-9 mm de tamaño. Se identifican por su muy alta atenuación con valores entre 1200 hasta 2000 HU.

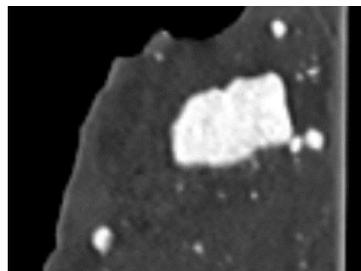


Figura 5.35 Fragmentos líticos o *dropstones*

Bioturbación: Estructuras alargadas e irregulares, subverticales y discordantes a los distintos niveles que se presentan en el testigo (Figura 5.36). La estructura más importante, de ~12 cm de largo y hasta 8 mm de ancho, se caracteriza por presentar zonas de distintas atenuaciones, identificándose un centro de más baja atenuación (~1000-1100 HU) rodeándose de una zona de mayor densidad (~1300-1500 HU). Se reconoció otra estructura que se puede identificar como bioturbación de 3 cm de largo aproximadamente a la misma altura que la bioturbación principal.

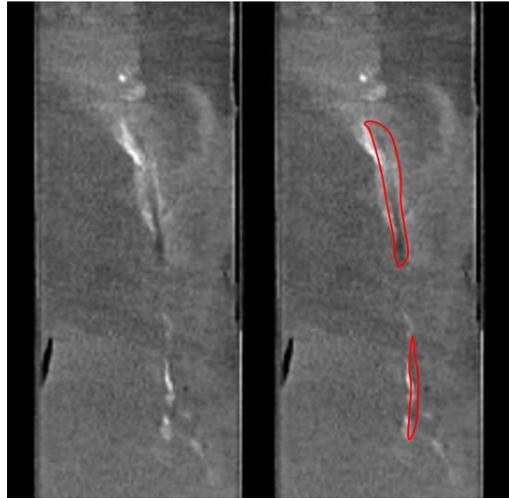


Figura 5.36 Bioturbación

Fragmentos orgánicos (fósiles): Se reconocieron y extrajeron dos muestras de fragmentos orgánicos (Figura 5.37). Un organismo bivalvo en el techo del testigo (~17 cm), el cual se reconoce por presentar un borde con atenuaciones entre 1600-1800 HU y un centro con densidades <300 HU e incluso valores negativos (~200 HU); y un fragmento de madera, el cual se encontró a los ~141 cm, se reconoció por su forma alargada de 2,5 cm y sus bajas atenuaciones entre 400-500 HU, resaltando de su matriz con valores >1100 HU.

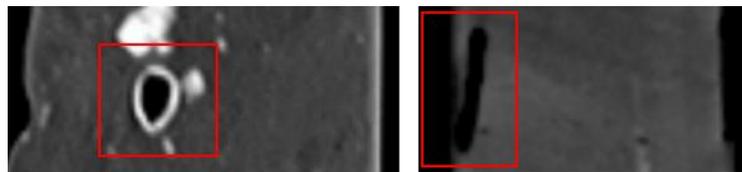


Figura 5.37 Fragmentos orgánicos. A la izquierda se encuentra un organismo bivalvo y a la derecha un fragmento de madera.

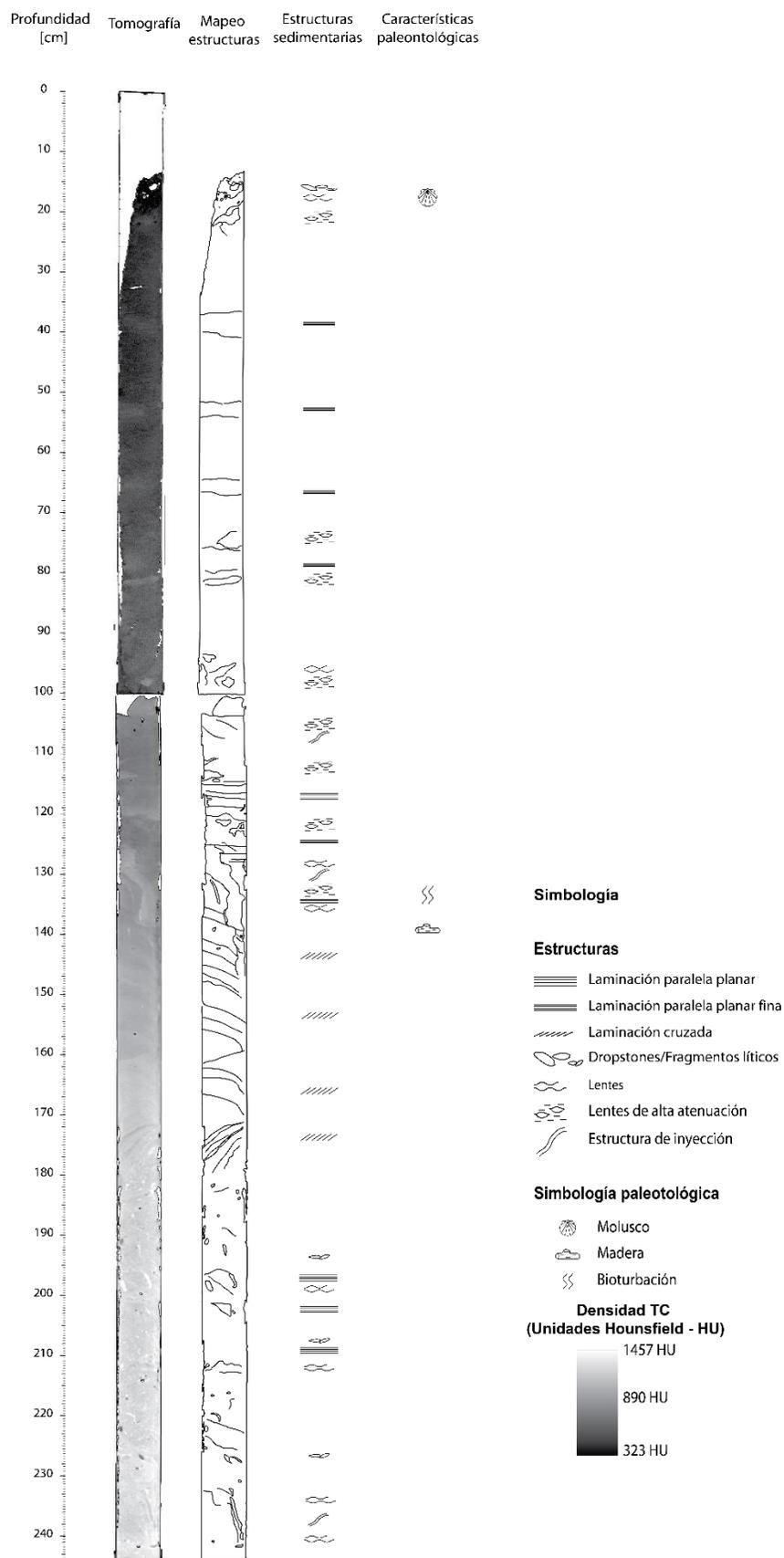


Figura 5.38. Mapeo estructural unificado del testigo del Fiordo Amalia y las estructuras y contactos reconocidos

5.3.2.2 Unidades tomográficas

Las unidades, descritas desde la base del testigo hasta el techo, se determinaron de acuerdo con los cambios de densidades más notorios, las distintas estructuras presentes y la presencia y/o recurrencia de éstas a lo largo de todo el testigo, definiendo también contactos entre las distintas unidades y la forma de estos. Las unidades se identificaron con el código del testigo (75) y un número correlativo partiendo desde la base del testigo (Figura 5.39).

Unidad 75-1: unidad que va desde los 225-244 cm (base del testigo). Se caracteriza por ser una zona heterogénea con valores de densidad que van desde ~1020 hasta ~2090 HU. Se reconoce la presencia de laminación de tipo *flaser* con lentes de atenuaciones bajas (1000-1300 HU) y estructuras de inyección con densidades cercanas a los 1600 HU. Se identifica una gradación hacia el techo de valores de menor atenuación a mayor atenuación de forma leve, definiéndose un contacto gradacional con la unidad superior.

Unidad 75-2: sección que presenta un contacto inferior y superior gradacional. Se reconoce por ser más bien mixta y presentar valores muy altos de atenuación en cúmulos o lentes de valores de hasta ~2500 HU y hacia algunos lentes aislados de baja atenuación (~918 HU). Se identificaron algunas laminaciones irregulares separadas, de aproximadamente 1 cm de espesor, de atenuación más baja, además de la presencia de algunos fragmentos líticos de alta atenuación.

Unidad 75-3: unidad que va desde los 159 cm hasta ~176 cm. Se encuentra en contacto gradacional con la Unidad 75-2, reconociendo en este contacto, una estructura de laminación cruzada de más baja atenuación (~1200 HU). Además, se reconoce una laminación fina con diferencias leves de atenuación entre los niveles, dándole una característica más homogénea a la unidad. En su nivel superior se encuentra un contacto neto irregular.

Unidad 75-4: unidad más bien homogénea que va desde los 142 cm hasta los 159 cm. En la parte inferior se encuentra en contacto irregular con la Unidad 75-3 y en la parte superior se reconoce un contacto gradacional y en algunas partes erosivo, marcado por una estructura de inyección y de bioturbación pertenecientes a la Unidad 75-5. Presenta una laminación planar media de valores de atenuación entre 1150-1250 HU. También, cercano al contacto superior, se reconoce una laminación cruzada de ángulo suave, algunos lentes de atenuación más alta y parte de la bioturbación de la unidad superior, identificada por una alta atenuación (~1400 HU).

Unidad 75-5: corresponde al nivel entre los 122-142 cm, caracterizado por la presencia de una inyección de material de mayor atenuación (~1180 HU) atravesando un nivel de atenuación más baja (~1100 HU). Dentro de ésta se identifica una biturbación de 18 cm de largo aproximadamente llegando a la Unidad 75-4. Se reconoce un borde de alta densidad (~1500 HU) y un centro de baja atenuación (~1100 HU). Sobre estas estructuras se encuentra un nivel de 5 cm de atenuaciones de ~1000 HU con lentes de mayor densidad que dan paso gradacional a la unidad

superior. Además, en esta unidad, en la base, se encuentra la muestra orgánica vegetal a los 141-142 cm.

Unidad 75-6: unidad de 9 cm que se caracteriza por tener una base de atenuación alta que gradúa hacia el techo a baja atenuación de 1100 a 1000 HU y se pone en contacto con la Unidad 75-7 por medio de laminación lenticular de mayor atenuación.

Unidad 75-7: corresponde a un nivel de 10 cm con atenuaciones más bajas ~1000 HU con presencia de laminación lenticular de mayor atenuación y estructuras de inyección finas (~1100 HU) hacia el techo, poniéndose en contacto gradacional con la Unidad 75-8 de mayor atenuación.

Unidad 75-8: segmento superior de ~3 cm de la sección base del testigo 75 con atenuaciones de 1100 HU.

Unidad 75-9: unidad que va de los 80-100 cm. Se reconocen lentes aislados de alta (~1100 HU) y baja atenuación (~800 HU) en la base y techo en un nivel con densidades de ~950 HU. Se pone en contacto con la Unidad 75-10 por medio del lente superior de alta atenuación y una laminación paralela, reconociéndose como un contacto neto irregular, pasando de una sección de alta atenuación a menor.

Unidad 75-10: unidad de 6 cm que posee en la base un nivel de menor atenuación (~900 HU) de ~1 cm de espesor y luego una laminación lenticular de mayor atenuación (~1000 HU) de 3 cm de espesor.

Unidad 75-11: unidad de los ~22-74 cm. Se encuentra en contacto gradacional con la Unidad 75-10 y 75-12. Se caracteriza por presentar laminación paralela con la intercalación de niveles de espesor 1,6 cm de mayor atenuación (~950 HU) y niveles de 11-15 cm de espesor de menor atenuación (~750-850 HU).

Unidad 75-12: unidad que corresponde a los últimos ~8 cm del testigo. Se caracteriza por presentar alta cantidad de *dropstones* de alta densidad de ~1600-2000 HU de 1 hasta 2,1 cm de diámetro en una matriz heterogénea que presenta lentes de muy baja densidad (~630 HU) y algunos de mayor densidad (~800 HU) y, además, contiene un organismo bivalvo en la posición 17 cm.

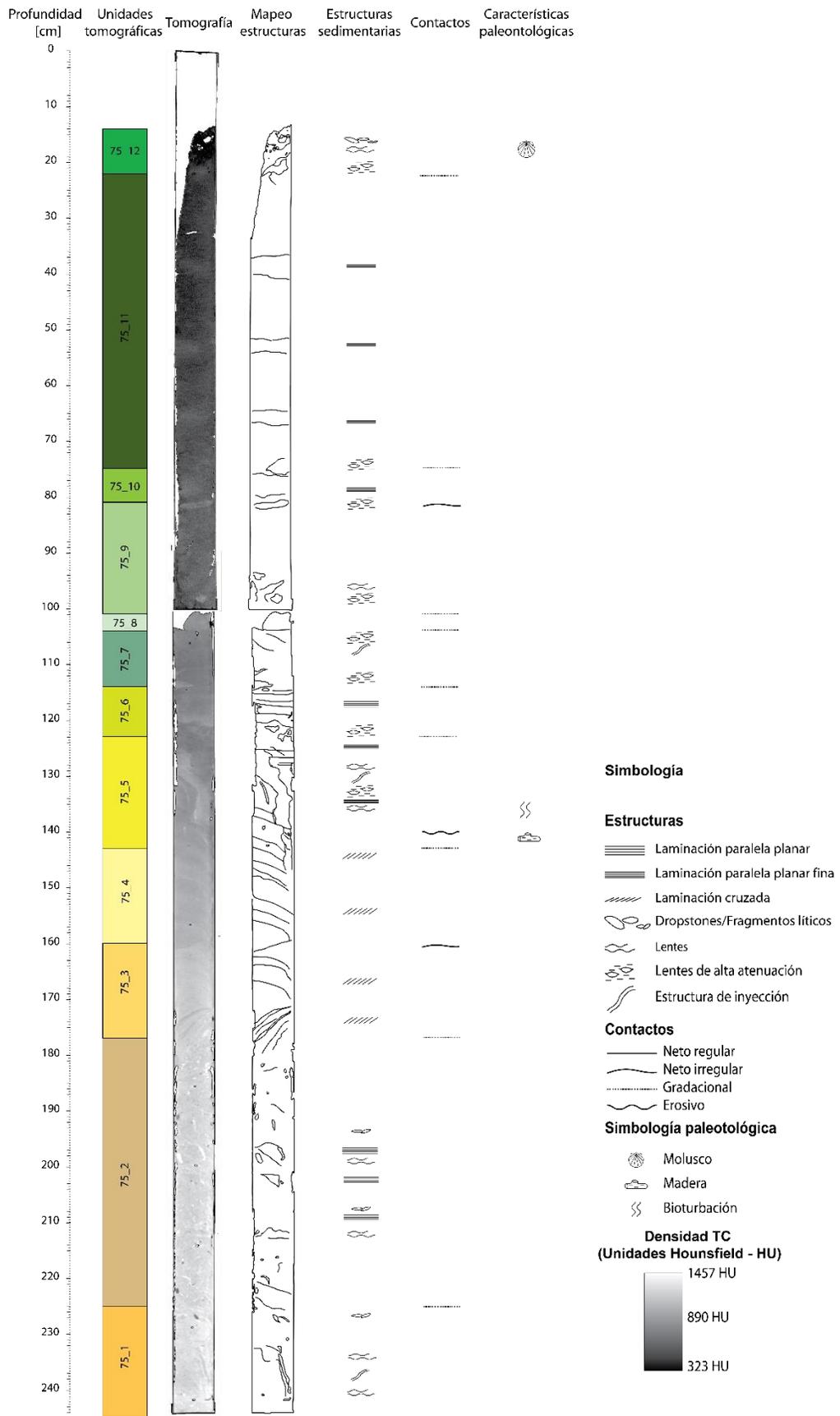


Figura 5.39. Unidades tomográficas testigo 75, Fiordo Amalia.

5.3.3 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética (SM) del testigo 75 se caracteriza por presentar una tendencia de base a techo en la cual los valores de SM aumentan a mayor profundidad (Figura 5.40), tomando valores de ~ 16 [SI x 10^{-5}] (*techo*) hasta ~ 993 [SI x 10^{-5}] (*bottom*). Presenta algunas mesetas con valores entre ~ 270 - 340 [SI x 10^{-5}] en la parte más somera y con valores entre ~ 820 - 900 [SI x 10^{-5}] en la parte más profunda. Estas zonas más regulares son interrumpidas por algunos *peaks* y valles.

Hacia el techo del testigo se reconocen dos *peaks* los cuales definen los límites de una meseta, estos tienen valores de 291 y 367 [SI x 10^{-5}], desde más somero a más profundo (33-97 cm), respectivamente. Y un valle en medio del testigo (56-58 cm) con valores cercanos a los 250 [SI x 10^{-5}]. Hacia la base se describe un aumento constante de los valores de SM con algunos valles con valores de 462 (35 cm) y 551 [SI x 10^{-5}] (50 cm). Este ascenso en valor de SM llega hasta los ~ 820 [SI x 10^{-5}] (~ 81 cm), desde donde comienza una meseta más bien irregular. Esta presenta varios *peaks* los cuales son cercanos a los 1.000 [SI x 10^{-5}] y tienen un espaciado de entre 2 a 5 cm aproximadamente (por ejemplo, las posiciones 116, 120, 126, 133, 136, 139 cm).

Al relacionar la SM con la tomografía (Figura 5.42), se reconoce que hacia la base aumentan los valores de atenuación en la tomografía, así como también los valores de la SM. Los valores de densidad <1000 HU se pueden correlacionar a los valores <100 [SI x 10^{-5}], lo cual se puede reconocer en los lentes de tipo *flaser* descritos anteriormente. El valle que se presenta a los 35 cm se puede correlacionar a una zona con atenuaciones bajas, con valores <1000 HU. Luego, a los ~ 70 cm se observa un aumento de SM con alta pendiente, pasando de valores de ~ 650 [SI x 10^{-5}] a >800 [SI x 10^{-5}], esto se puede representar en la tomografía como el paso de densidad de ~ 1200 HU a ~ 1300 HU en aproximadamente 5 cm.

Se debe considerar la corrección hecha para valores de SM descrita por Montiel (2020) y zonas problemáticas de los testigos, en las cuales existe poca o nula recuperación de sedimento, con un gran porcentaje de volumen vacío (SM=0), a los cuales el instrumento utilizado entregó altos valores de susceptibilidad. Por esto, no se consideran los primeros 14 cm de datos para la sección 2_2 y los 15 cm para la sección 1_2, en los cuales el porcentaje de recuperación fue prácticamente nulo.

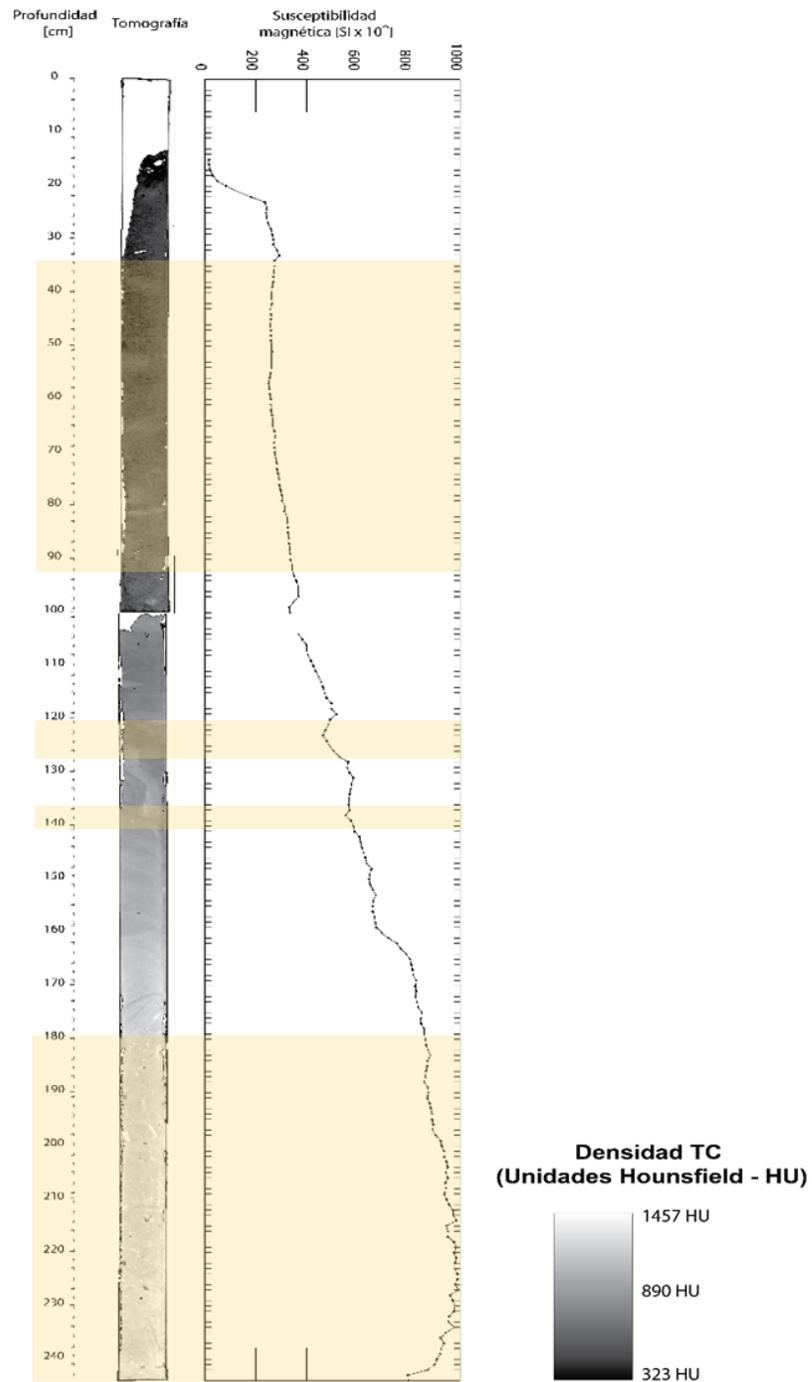


Figura 5.40 Tomografía y susceptibilidad magnética del testigo PL_75.

5.3.4 Granulometría

Las muestras para granulometría fueron tomadas de acuerdo con posiciones de interés en base a las facies descritas visualmente en el testigo abierto, las variaciones de atenuación en la tomografía y los cambios de susceptibilidad magnética. De esta manera, y con los resultados granulométricos, se definieron cuatro unidades granulométricas de base a techo.

El testigo 75 presenta buenos segmentos de acumulación de sedimentos y su granulometría se puede separar en dos secciones principales, una de tipo bimodal a unimodal, con tamaños de grano de limo muy fino a fino en promedio, pobremente seleccionado, con simetría y simetría fina y principalmente mesocúrtico. Y otra sección que cuenta principalmente con tamaños de grano más gruesos con un promedio que va de limo medio, grueso a muy grueso, con una selección muy pobre, con sesgo fino a simetría y con distribuciones de platicúrtico a leptocúrtico, con algunas muestras mesocúrticas. Además, se percató que al tomar las muestras y diluirlas, éstas tomaron un color marrón claro y hubo una mayor pérdida de material magnético en el imán utilizado para mezclar las muestras, a diferencia de las muestras del testigo 28. Los granos magnetizados eran de tamaño arcilla con granos de arena fina, limo y arena media. En la figura 5.46 se puede observar la granulometría de cada muestra analizada.

En el diagrama ternario de arena-limo-arcilla (S-S-C, Figura 5.41) se puede observar de mejor manera la distribución de las muestras. En este caso las muestras más profundas corresponden a granulometrías de areniscas finas limosas, gradando hacia el techo a limos arenosos, limos medios a finos y limos arcillosos.

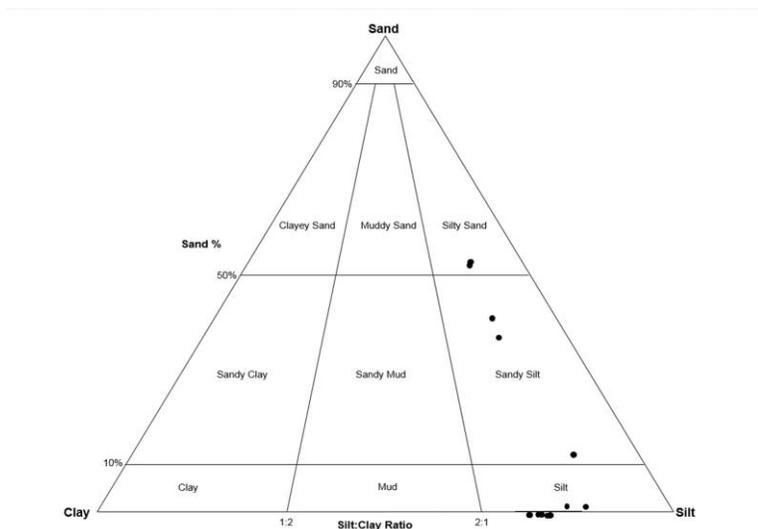


Figura 5.41 Diagrama ternario S-S-C de muestras del testigo 75.

Unidad 75-A: unidad que se correlaciona con las unidades tomográficas 75-1, 75-2, 75-3 y parte de la Unidad 75-4, desde la posición 148 cm hasta el *bottom* del testigo. Las curvas presentan modas de tamaño limo grueso hasta arena fina (Figura 5.42). Se observan dos curvas leptocúrticas unimodales, de tamaño limo muy grueso (153 cm) y arena fina (165 cm). A diferencia de éstas, se presentan curvas trimodales, con modas principales de arena fina hasta el límite de arena media, una moda secundaria de limo fino y una terciaria con granos tamaño arcilla. Se clasifica esta unidad como limo muy grueso con arena fina, de selección muy pobre, con sesgo fino (asimetría) y una distribución mesocúrtica.

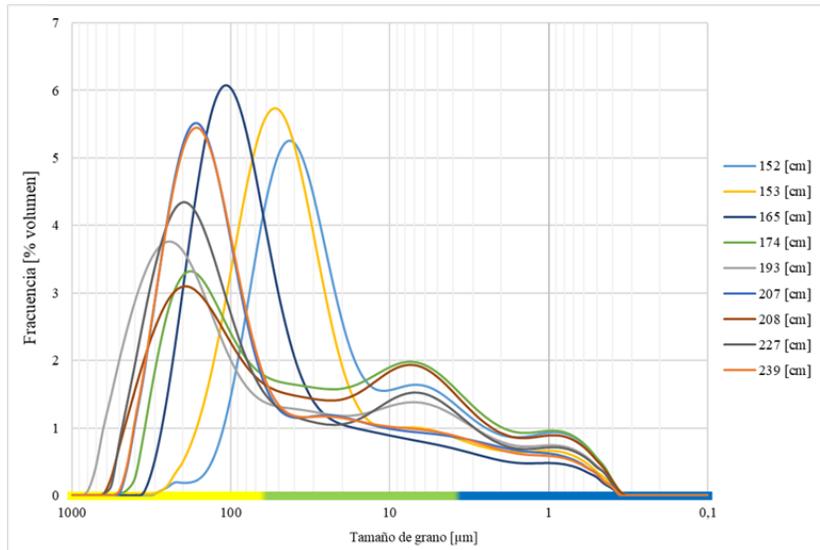


Figura 5.42. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 75-A.

Unidad 75-B: esta unidad incorpora las unidades tomográficas 75-4 y 75-5, desde la posición 123-147 cm. Se clasifica como limo medio a grueso con una moda principal de limo muy grueso y otras dos modas secundarias de limo fino y arcilla (Figura 5.43). Es de pobre selección, con un sesgo fino y mesocúrtica.

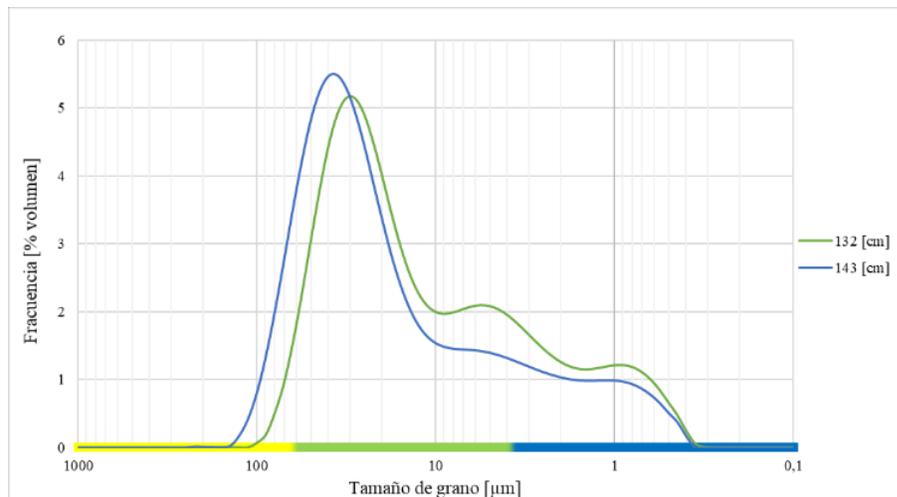


Figura 5.43. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 75-B.

Unidad 75-C: unidad que va desde los 81-122 cm. Incluye las unidades tomográficas 75-6 hasta la 75-9. Se clasifica como limo fino, de selección pobre, simétrica y platicúrtica. Presenta curvas bimodales y unimodales (Figura 5.44), varias curvas tienen sus modas principales en limo fino, otras en limo medio y una en el límite entre limo grueso y muy grueso. Las modas secundarias son de tamaño arcilla.

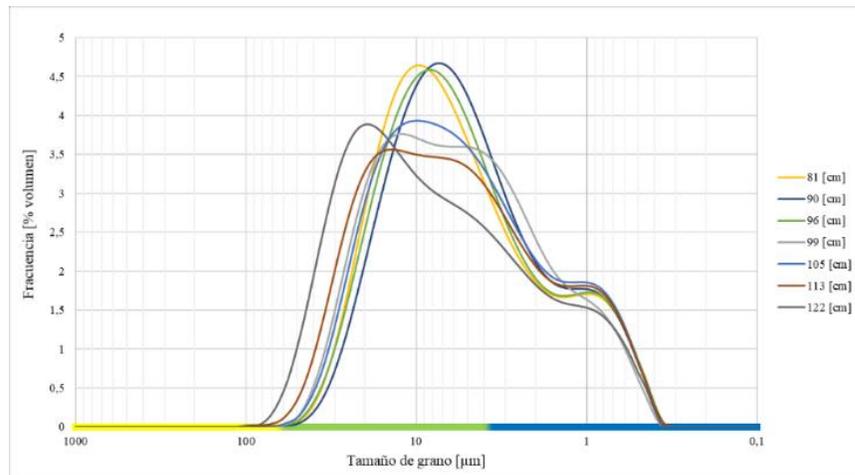


Figura 5.44. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 75-C.

Unidad 75-D: esta unidad va desde la posición 81 cm hasta el techo del testigo e incluye las unidades tomográficas de la 75-10 hasta la 75-12. Se clasifica como limo fino, cercano al límite de limo muy fino (Figura 5.45). Solo presenta una curva que presenta una moda de tamaño de grano mayor de limo medio (22 cm) que se asocia a la unidad tomográfica 75-12 y que es mesocúrtica. Las demás curvas en general son platicúrticas con promedios de limo fino y otras de limo muy fino, con moda principal en limo fino y una secundaria, en las curvas bimodales, en tamaño arcilla. En general, esta unidad es de pobre selección, simétrica y en el límite entre mesocúrtica y platicúrtica.

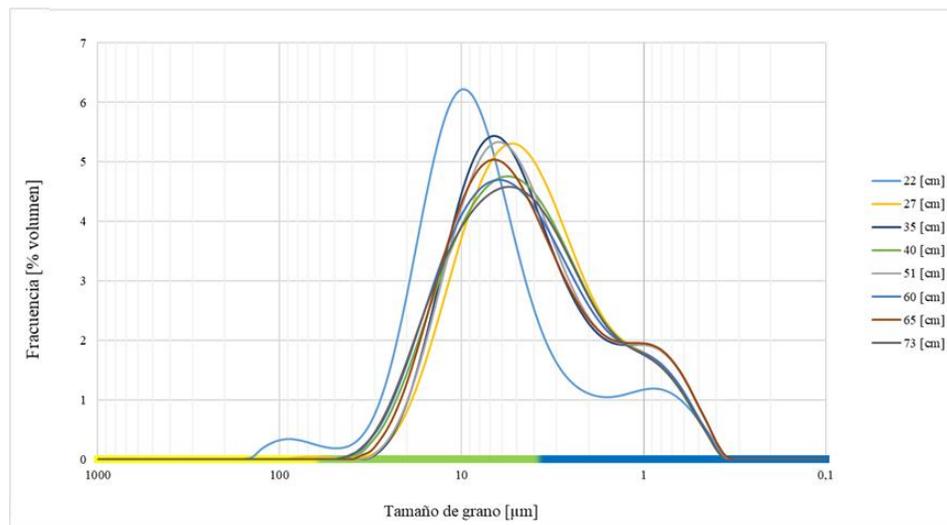


Figura 5.45. Distribución de tamaños de grano de la Unidad 75-D.

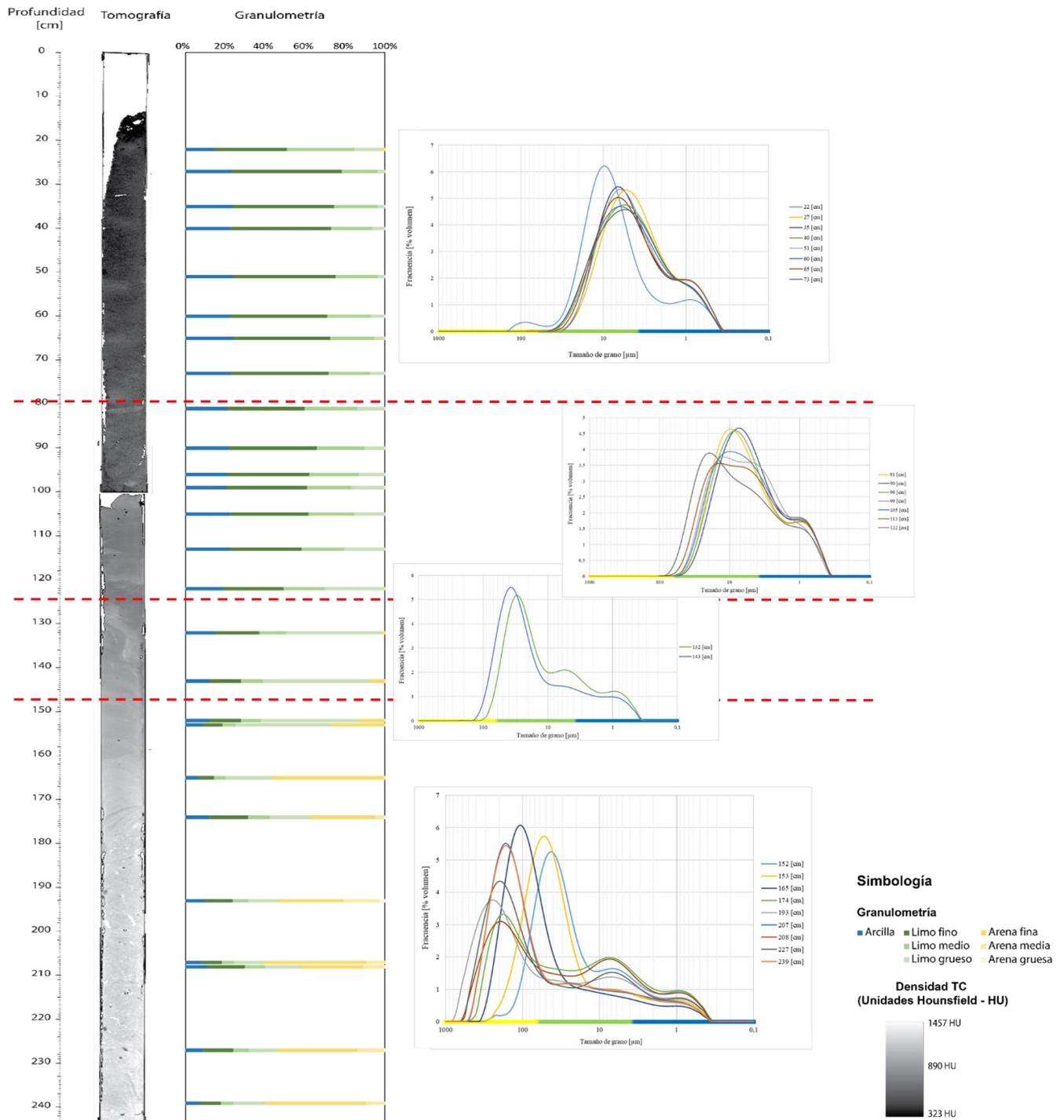


Figura 5.46. Granulometría del testigo PL_75 del Fiordo Amalia unificado.

5.3.5 Unidades sedimentarias

Integrando los datos obtenidos - descripción visual, tomografía, estructuras sedimentarias, granulometría y susceptibilidad magnética - se definen cuatro unidades estratigráficas principales en el testigo obtenido del Fiordo Amalia (de base a techo), las cuales representan las litofacies y

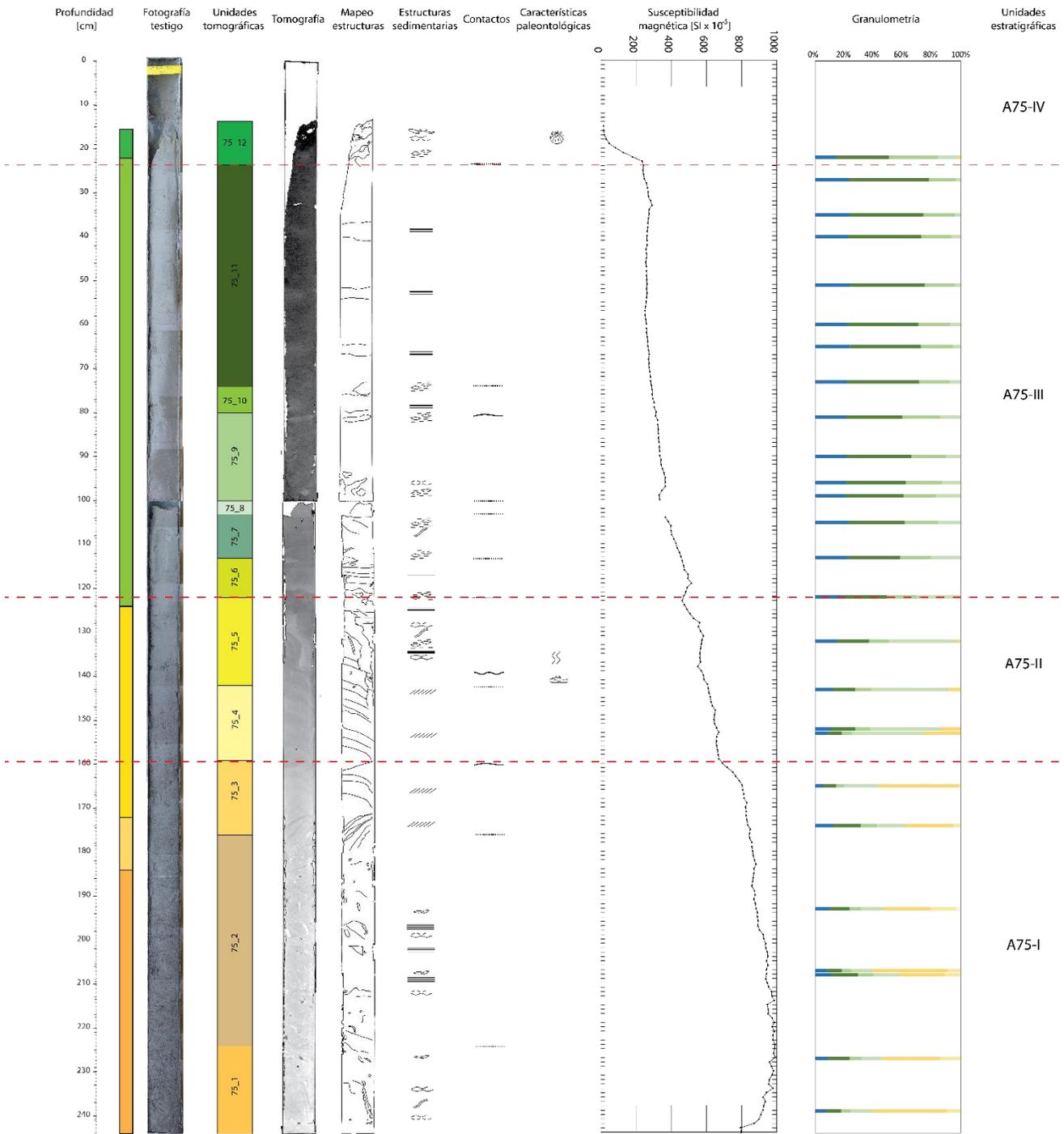
estructuras sedimentarias características del testigo. En la Figura 5.47 se observa la información integrada.

Unidad I-75: consiste en una unidad granodecreciente y con susceptibilidad magnética decreciente. Presenta estructuras sedimentarias aisladas y poco definidas. Se reconocen estructuras sedimentarias principales como laminación paralela planar, laminación de tipo *flaser* y cruzada. Está caracterizada por tener una litología de tamaño de grano más grueso, de limo muy grueso a arena media de color de gris oscuro (2.5Y-4/1/1) a muy oscuro con tonos marrón oscuro (3/3). Presenta los mayores valores de SM, entre 800 a ~1000 [SI x 10⁻⁵], los cuales disminuyen hacia el techo. Las estructuras de tipo lentes corresponden a geometrías de muy alta atenuación, con valores de hasta 2500 HU, y la laminación cruzada se presenta hacia el techo de la unidad, se observa una bien marcada de alto ángulo y, más cercano al techo, se reconoce una de menor ángulo y más sutil en variación de atenuación.

Unidad II-75: corresponde a una unidad de transición, con una granulometría de limo grueso a medio, de base a techo respectivamente, con menor contenido de arenas finas. Es de color gris muy oscuro y SM media, entre 400 y ~700 [SI x 10⁻⁵], la cual disminuye hacia el techo. Se reconoce la presencia de un fragmento orgánico (trozo de madera) en lo que correspondería a la Unidad 75-5 tomográfica. Se identifica una posible estructura de traza fósil (bioturbación) de ~18 cm de largo; además, de la presencia de laminación paralela planar, cruzada y lenticular. Sobreyace la Unidad I por medio de un contacto irregular y dentro de esta presenta contactos difusos y erosivos. Este último estaría marcado por una estructura de inyección y la posible traza fósil.

Unidad III-75: se conforma por las unidades tomográficas 75-6 hasta la 75-11. Se caracteriza por tener una granulometría principalmente de limo fino y mayor presencia de arcillas de color gris oscuro (2.5Y-4/1) a marrón grisáceo (2.5Y-4/1-5/2). Su SM es más uniforme y alrededor de los 300 [SI x 10⁻⁵]. Se reconoce principalmente laminación paralela planar de niveles centimétricos y algunas laminaciones lenticulares y principalmente contactos gradacionales o difusos.

Unidad IV-75: corresponde a un nivel de granulometría más heterogénea o mixta caracterizado por la presencia de un organismo bivalvo de edad Moderna y gran presencia de fragmentos líticos. La granulometría pasa de principalmente limo fino (Unidad III) a mayor contenido de limos medio y grueso hasta arenas finas. Es de color gris oliva (5Y-4/2) a gris oscuro (5Y-4/1), presenta *dropstones* de hasta 2,1 cm de diámetro de muy alta densidad (1600-2000 HU) y una SM muy baja en comparación al resto del testigo, tomando valores entre ~20 y ~100 [SI x 10⁻⁵].



Simbología

Estructuras

-  Laminación paralela planar
-  Laminación paralela planar fina
-  Laminación cruzada
-  Dropstones/Fragmentos líticos
-  Lentes
-  Lentes de alta atenuación
-  Estructura de inyección

Contactos

-  Neto regular
-  Neto irregular
-  Gradacional
-  Erosivo

Simbología paleontológica

-  Molusco
-  Madera
-  Bioturbación

Granulometría

-  Arcilla
-  Limo fino
-  Limo medio
-  Limo grueso
-  Arena fina
-  Arena media
-  Arena gruesa

Densidad TC (Unidades Hounsfield - HU)



Figura 5.47. Integración de datos obtenidos para el testigo 75 del Fiordo Amalia y definición de facies sedimentarias.

6. DISCUSIONES

6.1 Metodologías de medición de variación frontal de los glaciares

Se considera que la delimitación de la mayoría de los márgenes para ambos glaciares, los cuales se digitalizaron de forma manual, tiene un error relativamente bajo y pueden ser utilizados para realizar diferentes análisis de variaciones superficiales, como posiblemente mediciones volumétricas empíricas y balances de masa. Los límites que podrían presentar un mayor error son aquellos asociados a la georreferenciación de las imágenes satelitales las cuales no estaban bien ortorrectificadas (1999 y 2007 para el Glaciar Pio XI y 1999 para el Glaciar Amalia).

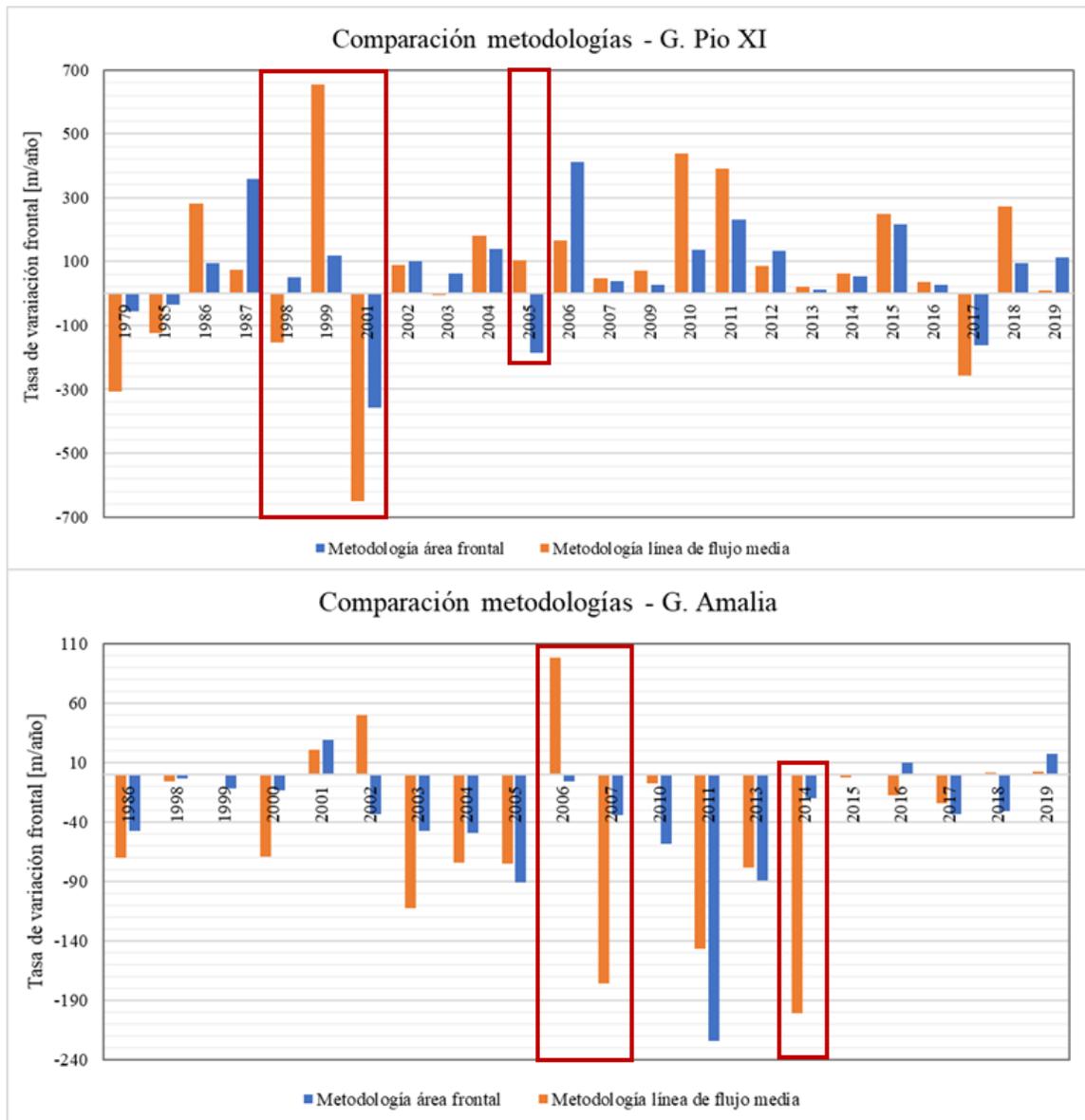


Figura 6.1. Comparación entre resultados obtenidos con metodología de área rectangular en el frente y la línea de flujo media para el frente sur del Glaciar Pio XI y el frente del Glaciar Amalia. Rectángulos en rojo marcan periodos en los que se presentan grandes diferencias en las tasas obtenidas.

Las variaciones calculadas por medio del enfoque de la línea de flujo media pueden representar un mayor error asociado, debido a que no considera variaciones a lo largo del frente glaciar, solo se calculan las variaciones en un punto.

Si bien es cierto que en general representa el mismo comportamiento que muestra la metodología de las áreas rectangulares, ya sea de avance o retroceso, los valores entregados sobrestiman o subestiman los cambios que ocurren en todo el frente glaciar, como en los casos 1998-1999 y 1999-2001 para el G. Pio XI y 2005-2006 y 2013-2014 para el G. Amalia (Figura 6.1).

Además, se observan claras diferencias en ciertos periodos en que este enfoque muestra una variación completamente distinta a la observada con la variación frontal de área (Figura 6.2), como en los periodos 2004-2005 en el G. Pio XI y 2005-2006 en el G. Amalia (Figura 6.1 y 6.2).

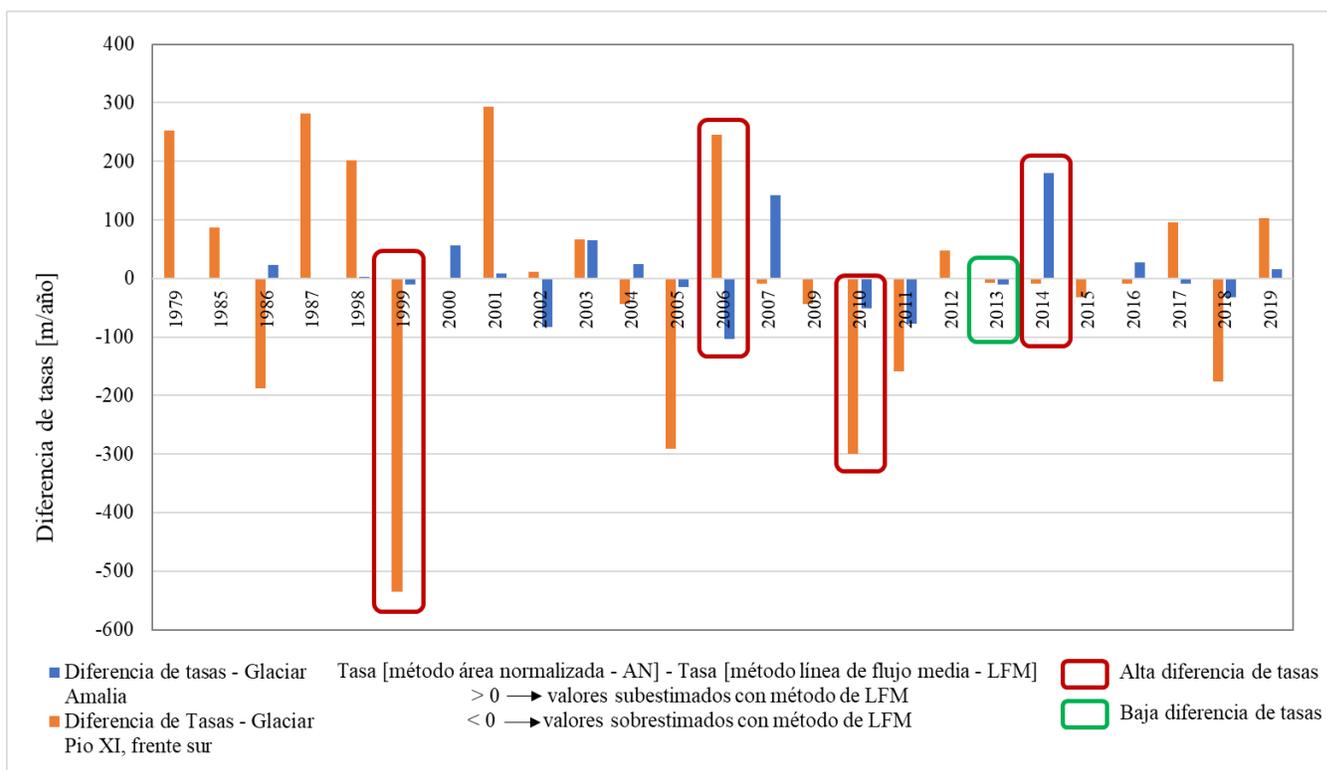


Figura 6.2 Diferencias de tasas anuales entre el método de área normalizada y el método de la línea de flujo media

En la Figura 6.2 se observan las diferencias de valores entre las dos metodologías. Resalta que para el caso del G. Pio XI en todos los años existió una clara diferencia entre los métodos. Se destacan las sobrestimaciones de 1999, 2005 y 2010 y las subestimaciones de 2001 y 2006 calculadas con el método LFM. Estas diferencias se ven sobre todo antes de 2007, años en los cuales el método LFM principalmente subestimó el avance del glaciar.

En el caso del G. Amalia se destacan las subestimaciones de 2007 y 2014, pero en general no se observó diferencias de la magnitud que se obtuvo en el G. Pio XI. Las diferencias observadas desde 2007 en este glaciar están influenciadas tanto porque no considera desplazamientos laterales en el frente como porque cuando el frente del glaciar se desprendió de su morrena frontal, la línea de flujo medio se desplazó hacia el norte.

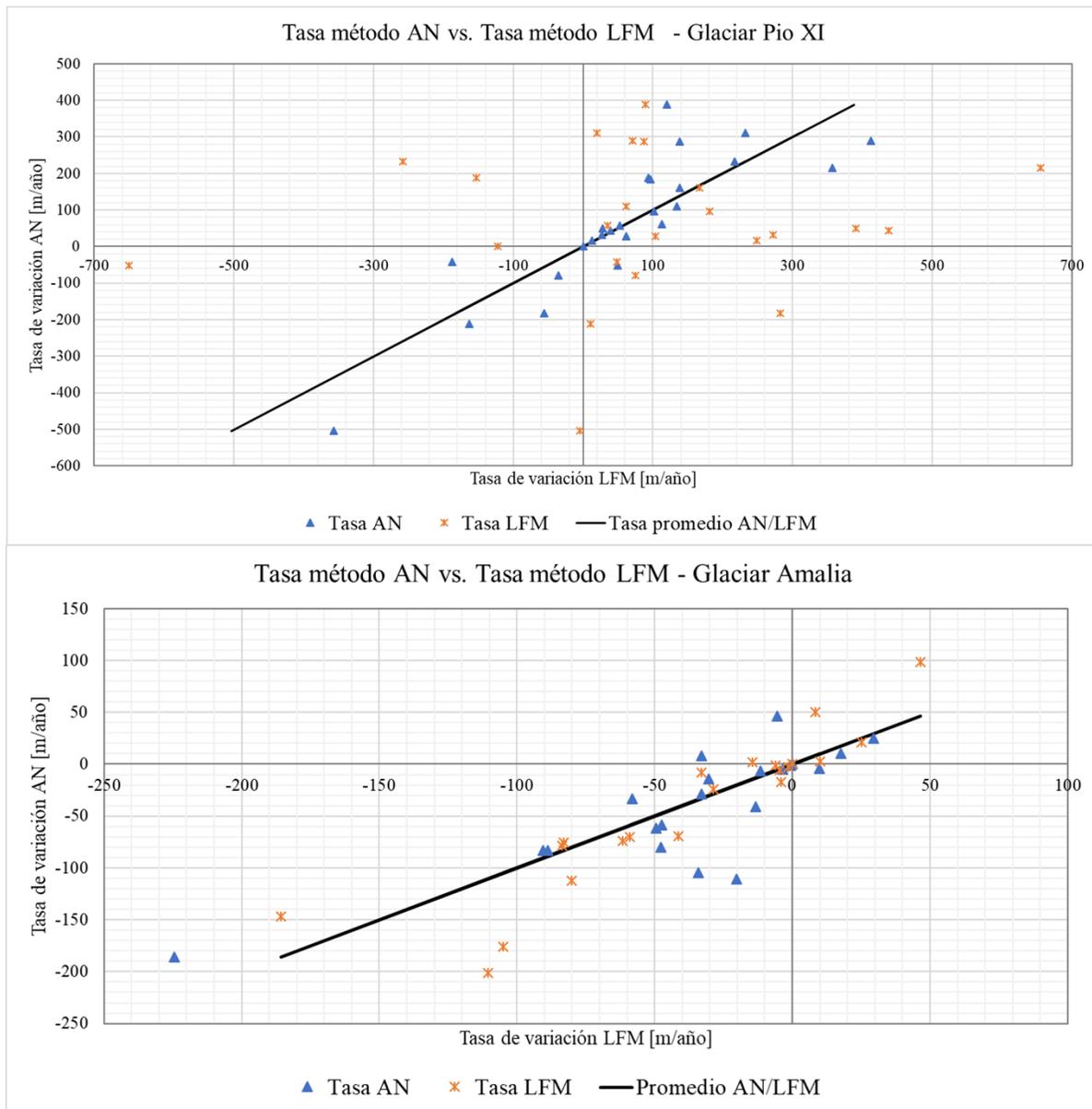


Figura 6.3 Dispersión de los datos obtenidos de las tasas por método de área normalizada (AN) y método de la línea de flujo media (LFM) respecto al promedio de ambas (AN/LFM).

Del gráfico de la Figura 6.3 también es claro observar la diferencia entre ambas tasas respecto al promedio de ambas. Se reconoce la mayor dispersión de los datos obtenidos en el frente sur del Glaciar Pio XI respecto del Amalia, y en ambos casos las tasas obtenidas por el método de las áreas normalizadas se asemejan más al promedio.

El método de la línea de flujo media debe ser aplicado con precaución, ya que hay valores anómalos que pueden estar asociados a la geometría del frente glaciar, presentando variaciones no solo en punto del frente glaciar, si no que a todo lo ancho de este. Por lo tanto, los cálculos y resultados presentados de esta metodología corresponden más bien a una estimación del comportamiento glaciar y no a valores reales de las variaciones frontales de éste.

6.2 Relación entre el comportamiento glaciar y las variaciones climáticas

Se utilizaron los datos meteorológicos registrados en la sección “2.4.2 Marco climático”, además de las series de precipitaciones de la estación de Candelario Mancilla y las de temperatura y precipitaciones de las estaciones Punta Arenas, Carlos Ibañez, y Teniente Gallardo desde 1976 hasta 2019; Torres del Paine y Lago Dickson, desde 1985 hasta 2019; obtenidas de la plataforma “Explorador Climático (CR²)” del Centro de Ciencias del Clima y la Resiliencia (CR²) y de los servicios climáticos de la Dirección Meteorológica de Chile.

Entre 1998 y 2000 se registró una disminución de ~1000 mm de precipitaciones en la estación de Puerto Edén (Figura 6.4b) y un leve aumento de la temperatura en Punta Arenas (Figura 6.4a), al mismo tiempo el frente sur del glaciar Pio XI manifestó uno de los mayores retrocesos entre 1999 y 2001, lo cual también se observó en el frente norte entre 1998 y 1999 (Figura 6.4c). Luego en 2001 se observa un aumento de ~500 mm de precipitaciones y una disminución en las tasas de retroceso del glaciar entre 2001 y 2002, registrando un avance en el frente sur. Un comportamiento similar se registra en los periodos 2004-2005 y 2016-2017 (Figura 6.4).

En el periodo 2005-2006 se identificó una de las tasas más altas de avance del frente sur del glaciar, años en los cuales las precipitaciones en Puerto Edén disminuyeron alrededor de 500 mm y las temperaturas aumentaron en Punta Arenas. Aunque en Candelario Mancilla se reconocieron aumento de las precipitaciones (~80 mm) y una disminución en la temperatura, al igual que en la estación de El Calafate.

En la Figura 6.3 se observan dos franjas de color verde. Éstas destacan años en los cuales se registró tanto un aumento de las precipitaciones (Puerto Edén, Candelario Mancilla y Glaciar Témpano) como disminuciones de temperaturas en algunas estaciones (Glaciar Témpano y El Calafate) y a la vez se observó tasas positivas en ambos frentes principales del Glaciar Pio XI.

De acuerdo con estos datos es difícil plantear una relación directa entre el comportamiento del clima en los últimos 30 años y la variación del Glaciar Pio XI. Si bien es cierto que las precipitaciones han disminuido desde 1998 en la zona cercana al glaciar (estación Puerto Edén y Glaciar Témpano), zona que registra el valor más alto de precipitaciones en los últimos años, de todas formas, se han presentado periodos en los cuales se ha registrado un aumento de éstas. Las temperaturas medias anuales prácticamente se han mantenido en un rango entre los 6 y 9°C, con

algunos años más fríos como en el caso del 2014 registrado en la estación Glaciar Témpano (Figura 6.4a).

Cabe destacar que las bajas de precipitaciones se pueden deber un sesgo en los datos por la falta de datos de precipitaciones de algunos días. De la misma forma pueden existir errores en la temperatura media obtenida. Debido a que las zonas estudiadas son remotas, de difícil acceso y sin población, se debió correlacionar con estaciones más alejadas y con grandes *gaps* de información meteorológica local, haciendo más difícil establecer una relación entre el clima y el comportamiento del glaciar.

De aquí se destacan ciertos años en los cuales se puede asociar alguna variación climática con los comportamientos del glaciar, como lo son los periodos de avance entre el 2008-2011 y 2013-2015, en los cuales se observó un aumento de las precipitaciones y algunas disminuciones en las temperaturas, como la que registró la estación Glaciar Témpano en 2014.

De todas formas, no hay una relación clara para años en los que se evidenció grandes avances como el del 2006 en el frente sur, donde además existió un retroceso en el frente norte. Para este año disminuyeron las precipitaciones en Puerto Edén, que corresponde a la estación más cercana al glaciar, y las temperaturas disminuyeron hacia el sur y el este, lo que podría indicar que también disminuyeron en la zona del glaciar (donde no se tienen datos para ese año), pero no logra explicar el gran avance que tuvo el frente. Anterior a esto, se registró uno de los mayores retrocesos en el sector occidental del frente sur (2004-2005), y cabe mencionar que durante el año 2004 se evidenció un aumento de la temperatura en las estaciones de El Calafate y de Punta Arenas, pero también mayores precipitaciones en Puerto Edén. Si estas últimas correspondieron a precipitaciones líquidas, podría asociarse a que la incorporación de esta agua entre las abundantes grietas que se encontraron en este sector entre 2004 y 2005 permitieron el aumento de la fusión del frente.

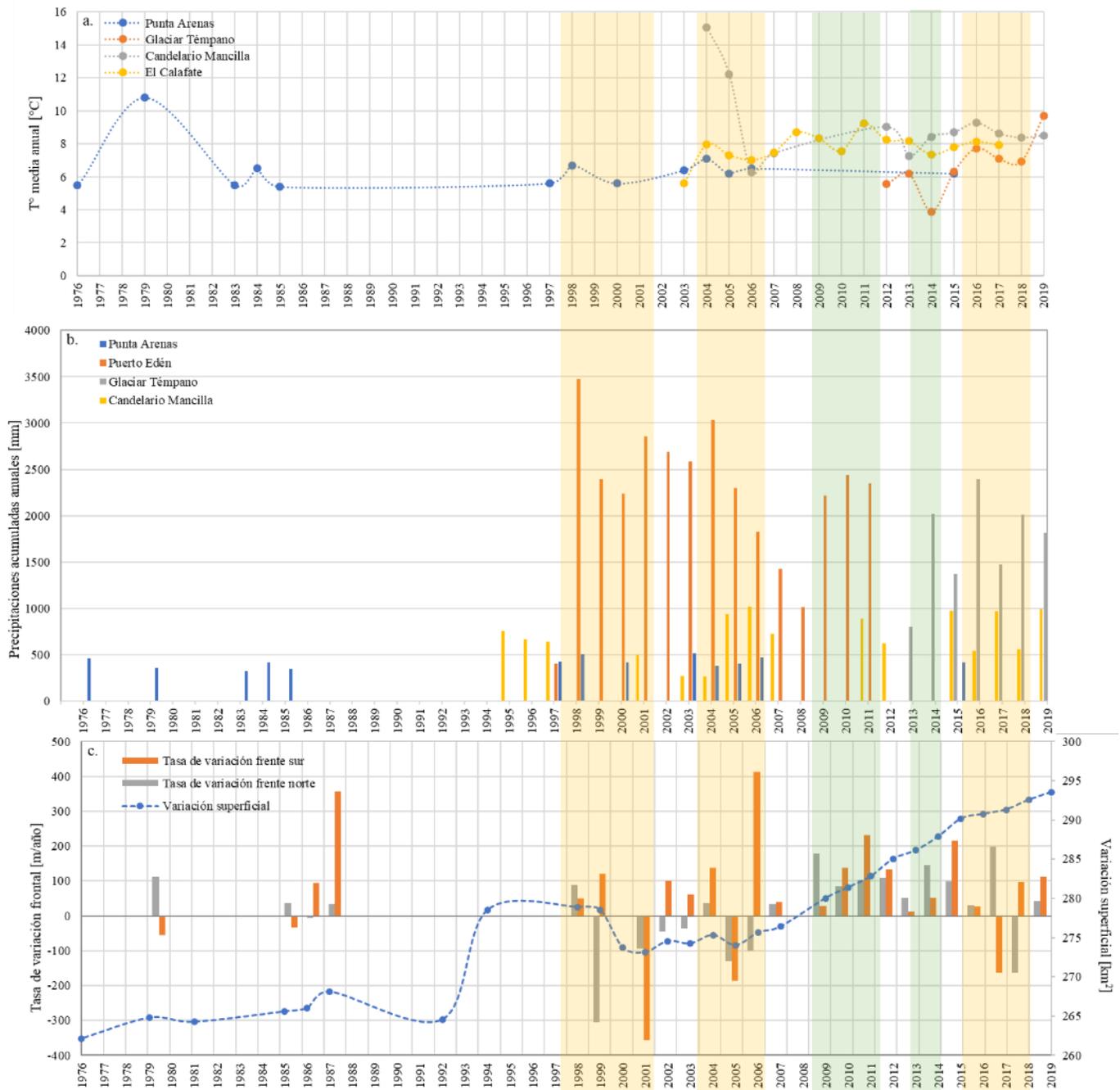


Figura 6.4. Relación comportamiento de los frentes principales del Glaciar Pio XI y la zona de ablación con las variaciones de temperatura y precipitaciones. A) Series de temperatura media anual desde 1976-2019. b) Series de precipitaciones acumuladas anuales de 1976-2019. c) Tasa de variación frontal del frente sur y norte del Glaciar Pio XI y la variación de la superficie en la zona de ablación desde 1976-2019. Las franjas de colores se interpretan en el texto.

En la Figura 6.5 se observan franjas de color verde, las cuales representan periodos de tasas positivas en el frente glaciar, y franjas rojas, donde se registró tasas negativas y grandes retrocesos del frente del Glaciar Amalia.

Dentro de los periodos de tasas positivas (2000-2001, 2015-2016 y 2018-2019, Figura 6.5c) se reconoció un aumento de las precipitaciones en algunas estaciones, como en Torres del Paine (2000-2001, 2015-2016), Glaciar Tindall (2018-2019), Lago Dickson y Fiordo Amalia (2015-2016 y 2018-2019, Figura 6.5b), y disminución en las temperaturas, como en la estación de Lago Dickson y Punta Arenas (2000-2001, 2015-2016), Teniente Gallardo y Fiordo Amalia (2015-2016, 2018-2019), pero manteniéndose en un rango de temperaturas medias anuales entre ~ 6 y $\sim 8^{\circ}\text{C}$ (Figura 6.5a). Cabe mencionar que en 2018 casi todas las estaciones registraron una disminución de las temperaturas, a excepción de la estación Fiordo Amalia, que presentó alrededor de $0,3^{\circ}\text{C}$ más de temperatura en comparación al año anterior y posterior, incluso la estación Glaciar Tindall, que se encuentra hacia el E de CHS, presentó disminución de sus temperaturas.

Por otro lado, entre 2010-2011 (franja roja, Figura 6.5), donde se observó la tasa más alta de retroceso (Figura 6.5c), se presentó un aumento de la temperatura en 2011 en la estación Teniente Gallardo y una disminución de las precipitaciones en todas las estaciones aquí presentadas. Algo similar se registró en el periodo 2016-2017. Las temperaturas aumentaron en todas las estaciones entre el año 2016 y 2017, y las precipitaciones fueron menores en 2016 respecto a las obtenidas en 2015 y 2017 (estaciones Glaciar Tindall, Fiordo Amalia, Lago Grey, Torres del Paine, Lago Sarmiento, Lago Dickson y Teniente Gallardo).

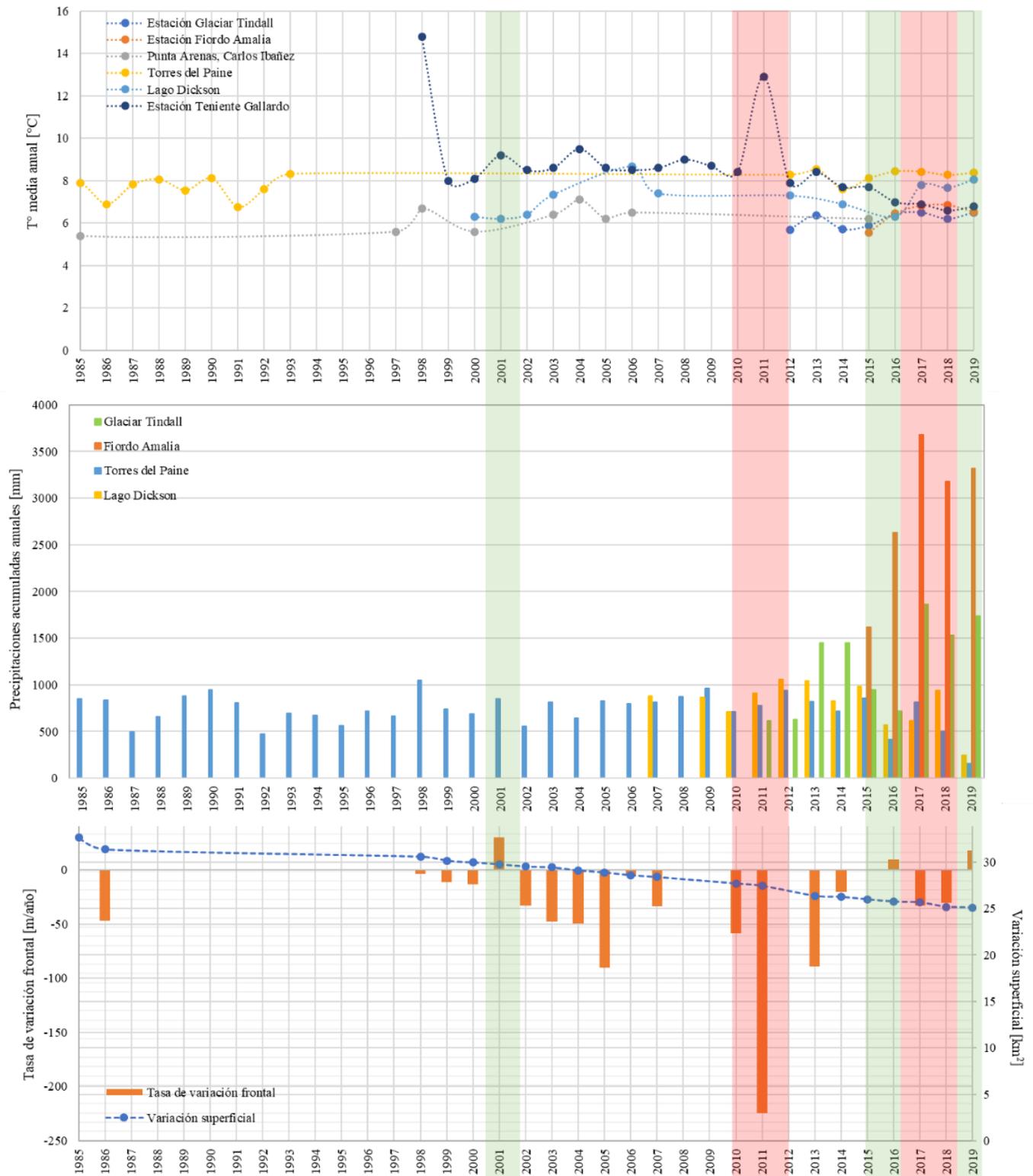


Figura 6.5. Relación comportamiento del frente del Glaciar Amalia y la zona de ablación con las variaciones de temperatura y precipitaciones. A) Series de temperatura media anual desde 1985-2019. b) Series de precipitaciones acumuladas anuales de 1985-2019. c) Tasa de variación frontal del Glaciar Amalia y la variación de la superficie en la zona de ablación desde 1985-2019. Las franjas de colores se interpretan en el texto.

Con esto se puede decir que, si bien es cierto que el Glaciar Pio XI refleja sensibilidad a los cambios climáticos en algunos periodos, no es claro establecer una relación directa. Esto también se puede observar en el comportamiento del frente norte y su relación con el Lago Greve. Ya que, según Song y colaboradores (2017), para la mayoría de los lagos glaciares en expansión, el límite de la laguna crece hacia los frentes de los glaciares, y los límites laterales y del valle inferior permanecen casi sin cambios, lo que implicaría que los frentes de los glaciares retroceden y se hunden permitiendo la expansión de los lagos glaciares. Esto no se observa en el caso del frente norte del Glaciar Pio XI, ya que, a pesar de que el Lago Greve ha aumentado su superficie debido al derretimiento de los frentes de otros glaciares, como el Glaciar Greve y el Glaciar Lautaro (Carrión, D., 2010), no se ha observado un retroceso constante del frente norte. Cabe mencionar que el retroceso del Glaciar Lautaro permitió la integración de una laguna proglaciar de un brazo secundario del Glaciar Pio XI (Laguna La Rayuela) al Lago Greve.

Por otro lado, en el Glaciar Amalia se puede reconocer una mayor sensibilidad de parte del glaciar frente a las variaciones de las precipitaciones y temperaturas, donde se puede observar que ocurre el avance del frente glaciar en los casos donde las temperaturas disminuyen y las precipitaciones aumentan, lo que quedó registrado en los periodos 2000-2001, 2015-2016 y 2018-2019 (Figura 6.5c), a pesar que los avances y tasas positivas no fueron de gran magnitud a diferencia de lo registrado en el Glaciar Pio XI (Figura 6.4c).

Con esto posiblemente, si siguen aumentando las temperaturas y disminuyendo las precipitaciones alrededor del Glaciar Amalia, se podría esperar un mayor retroceso del frente. Para el caso del Glaciar Pio XI, sería esperable que posiblemente se registre una mayor ablación en el frente norte, en el caso que estuviese sujeto solo al efecto climático, ya que presentó mayor variabilidad con los cambios en las precipitaciones y mayores retrocesos a diferencia del frente sur.

Warren y Sugden (1993), han planteado que los glaciares del oeste de la Patagonia son más sensibles a las variaciones de precipitaciones y los orientales a las temperaturas. Esto podría ser cierto para el caso de los avances observados en el Glaciar Amalia en los años 2001, 2016 y 2019, y en algunos casos para avances que se observaron en el Glaciar Pio XI, como en los años 2002, 2009-2011, 2014 y 2016, pero no así para el avance que se observó entre 2005-2006, periodo donde disminuyeron las precipitaciones. El retroceso observado entre 2000 y 2001 en el Glaciar Pio XI podría relacionarse a la disminución de precipitaciones registradas durante el año 2000 en la estación Puerto Edén, implicando la alta sensibilidad del glaciar a las precipitaciones, ya que disminuyó alrededor de 200 mm, y luego en 2001 aumentó en casi 500 mm, pudiendo llevar al avance que se observó en principios de 2002.

Por otro lado, los valores bajos de avances registrados en 2016 en ambos frentes en el Glaciar Pio XI, se pueden asociar al efecto que han tenido la fase positiva del SAM y la fase cálida del fenómeno de “El Niño”, y posiblemente lo observado en 2017 en el frente sur, podría ser una respuesta asociada a estos índices climáticos. No así lo observado en 2016 en el frente del Glaciar Amalia, el cual registró un leve avance, que pudieron haberse debido más a condiciones locales, como lo registrado en las precipitaciones y temperaturas de la Estación Fiordo Amalia, al

igual que en 2019. Y los retrocesos de 2017-2018 podrían relacionarse al aumento del efecto negativo que tienen el SAM y el ENSO.

6.3 Relaciones entre el Glaciar Pio XI y Glaciar Amalia

El Glaciar Pio XI ha presentado un comportamiento único de una gran variabilidad en la posición de sus frentes, registrado tanto en esta investigación como por distintos autores como Rivera y Warren. Presenta un prominente frente sur hacia el Fiordo Eyre y un frente hacia el norte, el cual está en contacto con el Lago Greve. Si bien es cierto, sus avances se han visto más concentrados en el sector del Fiordo Eyre, el frente norte presenta la mayor variabilidad frontal acumulada desde 1976.

Es claro que ha presentado retrocesos como en los periodos de 1999-2001 y 2004-2005, donde ambos frentes presentaron pérdidas, pero los avances han sido más importantes, como en los años 1987-1998, 2003-2004, 2015-2016 y 2018-2019.

Esto ha quedado registrado en las variaciones de las morrenas mediales que se dirigen hacia el frente sur, indicando el mayor flujo que tiene el glaciar hacia esta dirección (Figura 6.6). Se pueden observar las contracciones de las morrenas entre 1976 y 1986, año en que ya se muestran extendidas y registrando el avance de 1987. También se observa en 1998 la ondulación de las morrenas, las cuales se extienden entre 2000 y 2001, periodo en el cual se registró un avance en el frente sur pero un retroceso en el frente norte. Luego desde 2011 se comenzaron a comprimir nuevamente las morrenas manteniéndose de esta forma hasta 2019, por lo que, según lo antes mencionado, se podría esperar un nuevo avance en el frente sur si se mantienen estables las condiciones climáticas. Esto también fue expresado por Carrión (2010), quien evidenció una importante tasa de avance en el frente sur en 2009 y que relacionó al inicio de un nuevo ciclo de avance.

El Glaciar Pio XI es el glaciar más grande de Campos de Hielo y pocos a parte de él han presentado avances en las últimas décadas, como lo son los glaciares Trinidad, Amarillo, Garibaldi (Rivera, 2018) y el Perito Moreno. Excepciones a la regla del retroceso general que han sufrido la mayoría de los glaciares. Para esto se postulan algunas hipótesis explicando el comportamiento anómalo, contrario a lo que esperaría de acuerdo con el cambio climático que se ha reportado en el último tiempo. Estas son: actividad volcánica, *surge*, variación en la presión hidrostática en la base del glaciar disminuyendo la fricción con el lecho rocoso, aumento de precipitaciones locales, y relaciones específicas de cada frente glaciar desprendente con la batimetría y las tasas de sedimentación.

El tamaño del glaciar también podría indicar que demore más tiempo en reaccionar a las variaciones climáticas a diferencia de los glaciares de menor tamaño, manteniendo su ELA estable por la constante alimentación en la zona de acumulación (Carrión, D. 2010). Además, si bien es cierto que la adaptación de un glaciar templado a los cambios de masa es rápida a

diferencia de los fríos, esto puede tomar varios años e incluso décadas (López *et al.*, 2010), lo que podría significar que aún no vemos la respuesta del Glaciar Pio XI frente al cambio climático.

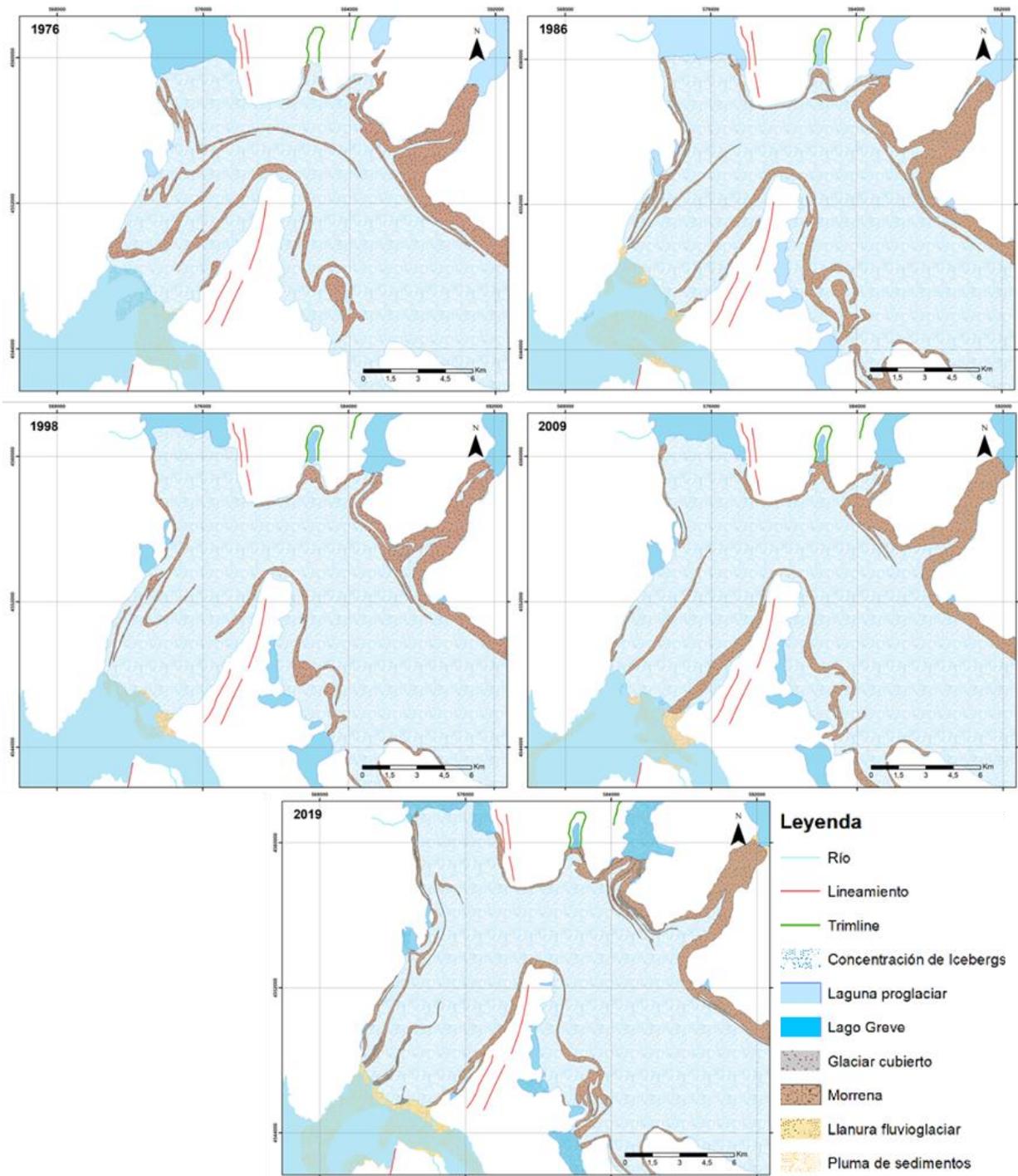


Figura 6.6. Geomorfologías subaéreas de la zona de ablación y área proglaciar del Glaciar Pio XI para los años 1976, 1986, 1998, 2009 y 2019.

Por otro lado, existen más factores que controlan las variaciones de los glaciares. Dependen de la topografía, las características del lecho de roca de la cuenca, la pendiente de esta, el deslizamiento basal del glaciar. Además, para los glaciares de tipo *tidewater*, como lo es tanto el Pio XI como el Amalia, se les suman factores no climáticos que les afectan, como la profundidad del agua, ya que se pueden observar retrocesos rápidos en glaciares que desacoplan del *pinning point* o punto de anclaje aumentando la inestabilidad (Warren & Sugden, 1993; López *et al.*, 2010). Este punto de estabilidad puede corresponder a una morrena o banco morrénico o a una isla o afloramiento rocoso. Ambas morfologías, se pueden observar en el periodo analizado en este estudio para ambos glaciares.

En el Glaciar Pio XI se ha desarrollado un banco morrénico en su frente sur que cubre casi todo el ancho del frente, siendo más prominente en la zona oriental de éste. Y en el glaciar Amalia se observó una morrena frontal a la cual estuvo estabilizado hasta el 2007-2010, y en 2019 se registró un afloramiento rocoso en la base del frente en la parte norte, por lo que se podría esperar una mayor estabilidad en esta zona.

El espesor del hielo en el frente y la geometría de los fiordos también son factores importantes que influyen en el comportamiento glaciar. Este último factor se puede observar en los casos en que el frente glaciar retrocede hasta una parte más estrecha en los fiordos en donde puede volver a estabilizarse el frente (Warren & Sugden, 1993; Rivera *et al.*, 1997; López *et al.*, 2010).

Si bien es cierto que, existe una correlación lineal entre las tasas de *calving* y la profundidad del agua a cualquier temperatura, sin embargo, a cualquier profundidad la velocidad del *calving* en glaciares de marea son de un orden de magnitud mayor que en agua dulce (*freshwater glacier*), por lo que debería poder observarse una diferencia entre el comportamiento entre el frente norte (*freshwater glacier*) y el frente sur (*tidewater glacier*) del Glaciar Pio XI, lo cual no fue posible evidenciar. No se registró gran generación de *icebergs* en el frente sur, pero sí en el frente norte, y como se mencionó anteriormente, en el frente sur se observó la formación de un banco morrénico, lo que impide el mayor contacto con el agua del fiordo y, por lo tanto, no se presentó un proceso de *calving* que fuese sustancial.

Es importante evaluar la relación que existe entre la actividad geotérmica de la zona y los glaciares. Ambos glaciares aquí estudiados se encuentran asociados a volcanes que se encuentran activos. En el área del glaciar Pio XI se encuentra el Volcán Lautaro que ha tenido cinco erupciones documentadas, y en la zona del Glaciar Amalia se han registrado gran cantidad de sismos superficiales en torno al Volcán Reclus, indicando que corresponde a un volcán activo (Cisternas & Vera, 2008).

Se ha evidenciado que el comportamiento de las zonas volcánicas y el calentamiento de su alrededor influyen de manera que se genera mayor fusión en la base del glaciar, permitiendo un mayor desplazamiento basal y así aumentando la velocidad del glaciar. Esto podría llevar a que

los frentes de los glaciares avanzaran, como en el caso del glaciar Pio XI, mientras no se desacople del lecho rocoso y no aumente la tasa de *calving*, o por el contrario a que al fluir más rápido y con una mayor fusión basal, el glaciar adelgace en su frente, aumentando su flotabilidad, aumentando la tasa de *calving* y generando el retroceso del frente.

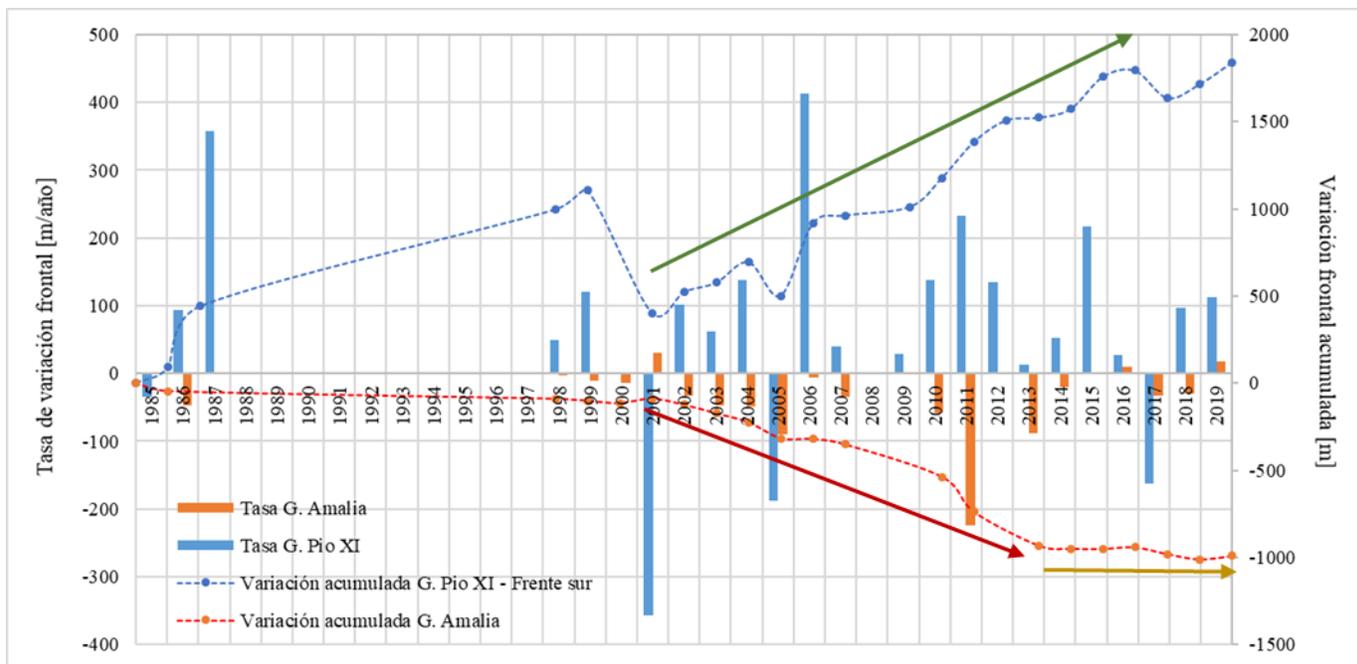


Figura 6.7. Comparación entre las tasas de variación frontal y la variación acumulada de los glaciares Pio XI y Amalia. Flecha verde: avance del frente glaciar. Flecha roja: retroceso glaciar. Flecha amarilla: estabilidad del frente.

A diferencia del Glaciar Pio XI, el Glaciar Amalia es considerado uno de los glaciares que ha presentado los mayores retrocesos de los glaciares al oeste de CHS, presentando aproximadamente 11 km de retroceso desde 1945, el cual se ralentizó desde ~1985, donde la parte sur de su frente se estabilizó en una morrena frontal, presentando retrocesos solo en la parte norte. Una vez que se desacopló de ésta (2007-2010), nuevamente aumentó su tasa de retroceso hasta 2017-2018, donde nuevamente disminuyó su tasa de retroceso, incluso presentó un pequeño aumento entre 2018-2019 (Figura 6.7), lo que podría deberse a que nuevamente su frente se encuentra anclado al lecho rocoso. Lo que se puede evidenciar por medio de fotografías de alta resolución como las de *Google Earth*, donde se muestra la presencia de afloramiento rocoso en parte de su frente.

El Glaciar Amalia por lo tanto tiene un comportamiento similar de retroceso a los demás glaciares de Campos de Hielo, y que durante un periodo fue incluso uno de los que presentó las mayores pérdidas en el frente (1945-1985). Esto se podría explicar por el aumento rápido de la flotabilidad de su frente una vez que se desacopló de la morrena submarina (Morrena I), descrita en la sección 5.2.3 (Figuras 5.23 y 5.24), y se encontró con la Cuenca I de 235 m de profundidad y una longitud de 5 km.

Al contrario, el comportamiento del Glaciar Pio XI es de difícil explicación y se le ha asociado a un glaciar de tipo *surge* (Rivera *et al.*, 1997), los cuales producen rápidos flujos de hielo desde las partes altas de la cuenca hacia el frente, generando avances de hasta kilómetros. Este comportamiento, por lo general, puede durar años llevando al consiguiente adelgazamiento del frente glaciar, y alcanzan velocidades entre 10 a 100 veces más que la velocidad de flujo normal del glaciar.

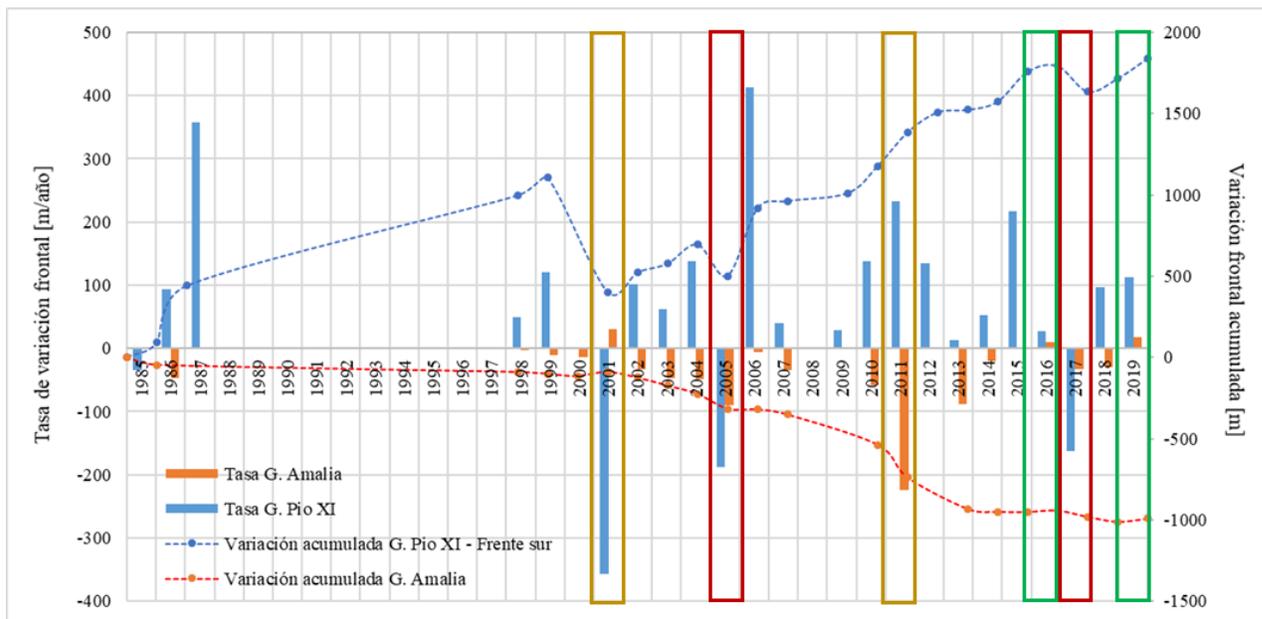


Figura 6.8. Comparación entre las tasas de variación frontal y la variación acumulada de los glaciares Pio XI y Amalia. Rectángulos rojos: tasas negativas en ambos glaciares. Rectángulos verdes: tasas positivas en ambos glaciares. Rectángulo amarillo: periodos de gran diferencia en las tasas de cambio de los glaciares.

Considerando sus comportamientos generales como opuestos, se evidencian periodos en los cuales ambos frentes glaciares presentaron comportamientos similares (Figura 6.8). Esto quedó registrado entre 2004-2005 y 2016-2017, años entre los cuales ambos glaciares presentaron tasas de retroceso positivas, y entre 2015-2016 y 2018-2019, donde se observó avances y tasas positivas en los dos frentes. Es destacable que este comportamiento positivo entre ambos glaciares solo se observó en los cinco últimos años.

De todas formas, estas correlaciones son aisladas. Frecuentemente se registran tasas opuestas entre los dos glaciares, y son importantes las que muestran gran diferencia entre el comportamiento entre ambos. Como en los periodos 200-2001 y 2010-2011 (Figura 6.8).

Entre 2000 – 2001 el Glaciar Pio XI registró una de las mayores tasas de retroceso (357,095 m/año) y en el mismo periodo el Glaciar Amalia presentó tasas positivas (29,54 m/año), dejando una gran diferencia entre ambos comportamientos. Por otro lado, entre 2010-2011, el Glaciar Amalia registró una de sus tasas más altas de retroceso (224,32 m/año) y el Pio XI exhibió de sus tasas más altas de avance (232,16 m/año).

El leve avance del Glaciar Amalia entre 2000-2001, se puede explicar con la relación que presenta con el clima, ya que en ese periodo se registró aumento de precipitaciones y disminución de las temperaturas en las zonas aledañas al glaciar (Figura 6.5). El comportamiento opuesto del Glaciar Pio XI se le podría adjudicar a la alta sensibilidad del glaciar a las variaciones en las precipitaciones, ya que entre 2000-2001 disminuyeron las precipitaciones en la zona de Puerto Edén, cercano al Glaciar Pio XI (Figura 6.4).

En el caso del Glaciar Amalia, su comportamiento de retroceso evidenciado entre 2010-2011, se debió al desacople del frente del glaciar con su morrena frontal. Y el avance del frente sur del Glaciar Pio XI, se podría relacionar al aumento de las precipitaciones en la zona y a la alta sensibilidad que tiene frente al cambio de estas (Figura 6.4).

Rivera y colaboradores (1997) respaldan su hipótesis por el comportamiento registrado en 1926, 1945-1951, 1969-1976 y 1992-1993 con avances desde 400 m/año hasta 7.300 m/año (1926). Por otro lado, la presencia de morrenas mediales onduladas también lo asocian a periodos de avance, ciclos de velocidades de diferentes ordenes de magnitud y avance de sus frentes asincrónicos con los cambios presentados en los glaciares vecinos.

Es posible que debido a la barrera topográfica que presenta hacia el E-NE (Volcán Lautaro y Cordón Mariano Moreno) y la presencia de un *plateau* sobre la línea de equilibrio, dejando un área de acumulación que corresponde al 80% de su área total, además de las altas precipitaciones que recibe (Bravo *et al.*, 2019), es que el glaciar presenta balances de masa positivos y permite que el glaciar pueda avanzar.

Por otro lado, si bien es cierto que sus avances son importantes, no son lo suficientemente grandes a diferencia de otros glaciares de tipo *surge* los cuales en sus ciclos llegan a avanzar kilómetros, además de que presenta retrocesos. Su mayor avance registrado en este estudio ocurrió entre 2005-2006 a una tasa de 412,3 m/año aumentando su área en casi dos millones de [km²] en el frente sur, pero este fue localizado en el sector NW del frente y el cual no superó los 1,2 [km] en su máxima longitud (Figura 6.9).

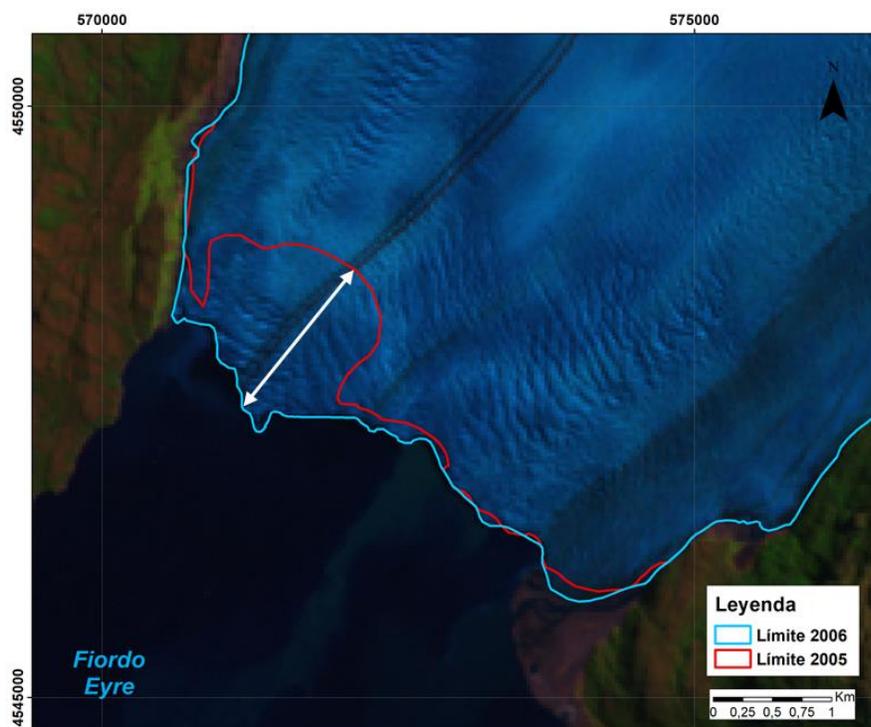


Figura 6.9 Avance en el sector NW del frente sur del G. Pio XI entre 2005-2006. Imagen Landsat 7, 2006.

El Glaciar Pio XI, de acuerdo con lo observado, presentaría altas tasas de sedimentación y forma bancos morrénicos frontales, lo que disminuye el desprendimiento de témpanos, entregando soporte basal al frente glaciar, disminuyendo así las tasas de *calving*. De hecho, se podría decir que gran parte de su frente no se encuentra en contacto con el agua (sector oriental del frente), observándose planicies de lavado glaciares en casi todo el ancho del frente.

Se han observado velocidades de flujo de hielo muy altas en el frente del Glaciar Pio XI (Wilson *et al.*, 2016), lo que puede haber ralentizado la velocidad de retroceso y, como el *calving* no es un mecanismo importante de ablación - por lo menos en el frente sur, debido a la presencia de bancos morrénicos - es que se puede establecer que la retirada del frente ha sido retenido, considerando que la tasa *calving* es muy baja (Van der Veen, 1996). Por esto se puede relacionar que, en los momentos de mayores retrocesos afectados tanto en el frente norte como el sur, puede ser debido a un aumento de la tasa de *calving* y/o al adelgazamiento en el frente glaciar.

Algunas de estas observaciones son evidentes en este estudio, y, al igual que en investigaciones anteriores, no es posible elegir un modelo de explicación para el comportamiento de este glaciar. Dentro de los modelos planteados por Rivera y colaboradores (1997) se encuentran los cambios en la presión del agua subglacial, lo que lleva a una mayor velocidad del flujo glaciar y por consiguiente un aumento en el frente; aumento de la actividad geotérmica, explicado anteriormente; la respuesta frente al aumento de las precipitaciones, que para este caso no fueron concluyentes dados los datos disponibles para el análisis; y la sedimentación proglaciar.

6.4 Interpretación unidades sedimentarias

En primer lugar, se reconoce una relación entre la atenuación de los rayos X observada en la tomografía con la granulometría y posiblemente la composición de los sedimentos, ya que estos datos son producto de la composición material y la densidad de estos, entregando valores bajos a mayor presencia de material orgánico y agua (Tanaka *et al.*, 2011). En este caso se observa de manera en que a mayor presencia de granulometría fina (limo fino y arcillas) se reduce la densidad observada por medio de la atenuación y al presentarse granulometrías más gruesas, como arenas, se observa una alta atenuación y mayores intensidades en tonos de grises. Las variaciones entre los niveles más finos pueden deberse a las diferencias de contenido orgánico de estos.

De la misma forma, en el testigo del Fiordo Amalia y en algunos casos en el testigo del Fiordo Eyre, fue posible relacionar las variaciones de susceptibilidad magnética con el material encontrado. La SM indica la presencia de sedimentos magnéticos y la relación de material siliciclástico continental. De esta manera, los valores altos de SM se pueden interpretar como sedimentos de un origen más continental que hemipelágico o pelágico y menor presencia de materia orgánica. La relación entre la SM y el tamaño de partícula fue establecida por Thomson y Morton (1979), así como también que es muy importante considerar la procedencia de los minerales y otros factores que no están relacionados a factores paleo-oceanográficos que controlan las tasas de acumulación de las porciones biogénicas y litogénicas. En ambos testigos se logró identificar una mejor relación entre la SM y la presencia de limo y en especial al fino, caracterizado por los valores más bajos de SM asociados a estas granulometrías finas. Cabe destacar que las granulometrías de limo están muy asociadas a procesos glaciares erosivos.

Respecto a las diferencias encontradas entre ambos testigos, se destaca la mayor cantidad de estructuras sedimentarias presentes en el testigo 28 (Fiordo Eyre) y, en particular, estructuras de deformación, a diferencia del testigo del Fiordo Amalia (75), en el cual se encuentran niveles de mayor espesor, estructuras más aisladas y de menor energía.

Frente a estas diferencias, la variación granulométrica se observa clara en el testigo 75, corresponde a un depósito granodecreciente, desde arenas medias a limo fino principalmente. Con mayor contenido de material siliciclástico, observado en la SM, teniendo valores desde 3 hasta 11 veces más altos que lo obtenido en el testigo 28. Estos valores varían de forma decreciente al igual de la granulometría, estableciendo así también la relación entre la granulometría, la susceptibilidad magnética y la atenuación de rayos X.

La ausencia de estructuras de deformación como las laminaciones convolutas, reflejarían que el aporte sedimentario desde las laderas de alrededor hacia la zona del testigo no es suficiente como para generar deslizamientos o en general procesos de ladera por sobrecarga y/o no han existido eventos que provoquen una desestabilización de éstas. Considerando las pendientes observadas alrededor del testigo – entre la Morrena I y la Cuenca II y el posible aporte de la llanura fluvial que se encuentra al SE del testigo – que van desde $\sim 6^\circ$ en las partes altas hasta $\sim 3-$

1° en las partes más cercanas al testigo, es que es posible considerar deslizamientos por sobrecarga (Vieira, 2009). Pero, al no existir las estructuras de deformación que permiten interpretar un deslizamiento, es posible decir que no hay un aporte importante de sedimentos a esta zona que genere una sobrecarga en las laderas que produzcan una deformación como la observada en el Fiordo Eyre.

En general, las variaciones descendentes de los valores de SM en sedimentos de agua profunda tiene a reflejar cambios en la litología, fluctuación en la proporción de material biogénico (carbonato y sílice) a litogénico (arcilla y otros minerales), pero no varía la relación de material de carbonato/no carbonato, a excepción de que se tenga una composición de materiales diamagnéticos litogénicos como cuarzo y feldespatos (Thompson & Morton, 1979). Estos minerales se encontraron en un 80% en la composición de muestras de depósitos proglaciares en el frente del Glaciar Pio XI correlacionándose con una zona caracterizada por la actividad volcánica y de rocas metamórficas que pueden contener esos minerales (Rivera *et al.*, 1997).

Dadas las observaciones de deformación en algunos niveles del testigo 28 con la presencia de laminaciones convolutas, estructuras de tipo *slump* (microfallas normales), laminaciones cruzadas y ondulitas, cabe considerar distintos procesos sedimentarios y deformacionales para la generación de estas estructuras.

Se pueden considerar deformaciones sinsedimentarias en el caso de las microfallas normales. Pero dada la posición del testigo, el cual se encuentra en la parte baja de una ladera con pendiente, sería posible analizar deslizamientos sobre estos niveles los cuales deformaron los sedimentos subyacentes (Vieira, 2009). Estos podrían corresponder a los niveles de mayor granulometría, masivos, mayor SM y con menor presencia de estructuras que se observan intercalados con paquetes que presentan deformación. Estos deslizamientos pueden haber sido gatillados ya sea por sismos, considerando que esta corresponde a una zona activa, ya sea por la actividad la actividad del Volcán Lautaro, como posiblemente la del Sistema de Falla de Magallanes, el cual incluso se ha considerado como una fuente importante de ruptura y peligro sísmico en la región de Magallanes (Sandoval & De Pascale, 2020).

Por lo tanto, dado que se observan intervalos donde hay presencia de laminación cruzada y convoluta (Unidad II-28) y otros niveles más tranquilos (Unidad I-28), de baja energía, se pueden interpretar como intercalación de eventos producidos por desestabilidad de laderas como deslizamientos o reptación, gatillados tanto por sobrecarga de material como por eventos sísmicos, considerando que el testigo se encuentra en una zona con pendiente de $0,9^\circ$ y que, hacia el W de éste, se encuentra una ladera con pendiente de $9,4^\circ$ y los montículos lineares que lo rodean tienen pendientes de entre $4,8^\circ$ y $8,1^\circ$, pendientes que permitirían deslizamientos (Vieira, 2009). De esta forma, se acumularían los niveles de sedimento hemipelágico y luego, por estos procesos, se deformarían, y se conservarían debido a la posterior depositación tranquila de más sedimento, proveniente de las plumas de sedimento que se transportan desde las planicies de lavado del frente del Glaciar Pio XI.

Otros procesos que podrían llevar a deformar los sedimentos podrían ser corrientes de marea y/o tormentas que afectan a toda la columna de agua, lo que puede generar ondulitas, laminación convoluta, contramoldes y laminación cruzada (le Roux, 2004, Figura 6.10). Este proceso es al que se le puede asociar a la Unidad III-28, ya que presenta las estructuras antes mencionadas, así como también granulometrías que van de arcillas y limos finos a arenas finas en las laminaciones ondulíticas.

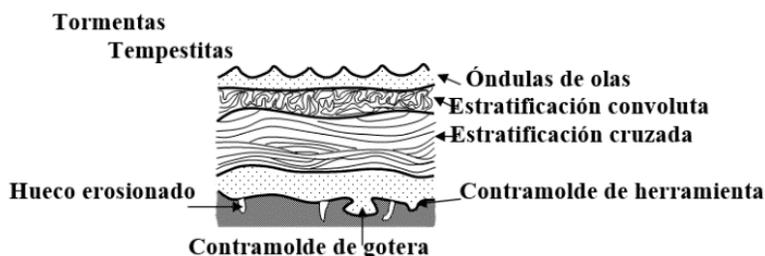


Figura 6.10. Esquema de tempestitas y las estructuras encontradas por procesos de corrientes de mareas. Tomado de le Roux (2004).

Por otro lado, las zonas de los fiordos están muy afectadas a corrientes turbidíticas siendo un mecanismo importante de transferencia de sedimentos a ambientes marinos más profundos (O’Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Estas pueden ser provocadas por las plumas de agua de la fusión de los glaciares tienen altas concentraciones de sedimento que emanan directamente desde la zona subglacial, resedimentación de zonas con sobrecarga de material, gatillados por oscilación en el frente glacial, mareas o sismos (O’Cofaigh & Dowdeswell, 2001). Procesos que están presentes en la zona, tanto del Glaciar Pio XI, como del Amalia. Estos flujos turbidíticos (Figura 6.11) generan depósitos con laminaciones base macizas, irregulares con moldes de carga; laminaciones cruzada, onduladas, lentes, laminación cruzada en la base de una capa, laminación convoluta, presentes en granulometrías que varían dependiendo de la proximidad al frente (O’Cofaigh & Dowdeswell, 2001).

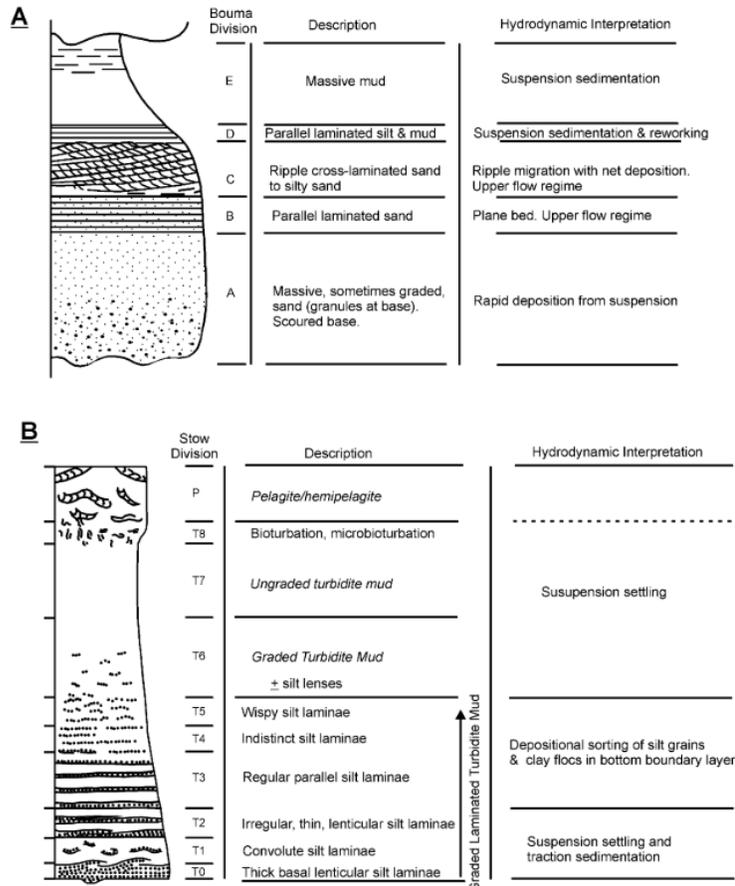


Figura 6.11 Modelos de facies de turbiditas de arenas y fangos (limo-arcilla). (a) “Secuencia de Bouma” de turbiditas de arena-limo (Collinson y Thompson, 1989). (b) Secuencia estructural estándar de una turbidita de fango (limo-arcilla) (Stow y Piper, 1984). Tomado de O’Cofaigh y Dowdeswell (2001)

La Unidad IV-75 podría tener dos posibles explicaciones. Si bien es cierto que, no se presentan estructuras de deformación como laminación convolutas, *slump* y/o cruzada, en este nivel se presenta granulometrías de mala selección, gran presencia de fragmentos líticos e incluso la presencia de un organismo bivalvo, lo que podría asociarse a un posible deslizamiento ocurrido en la parte frontal de la Morrena I. Por otro lado, la gran presencia de material fino y los fragmentos mayores, podría interpretarse como sedimento producto de erosión basal del glaciar, transportado por medio de *icebergs* y el cual al derretirse en esta parte del fiordo permitió la depositación de estos (depósito de tipo IRD).

Si se considera la primera interpretación, es factible la ocurrencia de deslizamientos por la pendiente de la ladera en la que se encuentra, gatillado por la actividad sísmica de la zona, caracterizada por la presencia del Volcán Reclus que data actividad sísmica reciente (Cisternas & Vera, 2008), como también la actividad de fallas mayores (Sandoval & De Pascale, 2020).

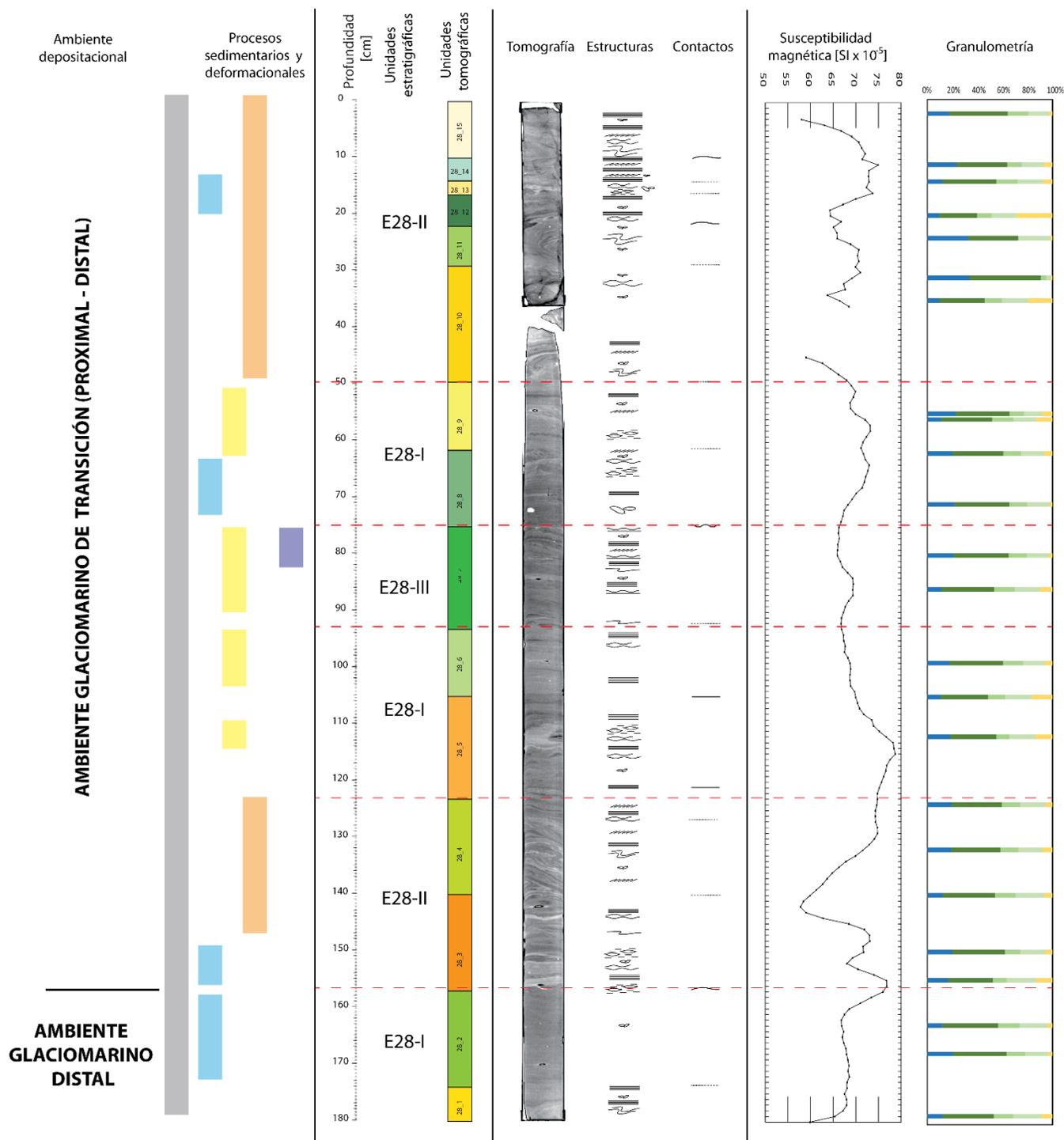
Es probable que la metodología para extraer, almacenar y abrir los testigos de sedimentos haya afectado en la compactación, recuperación y perturbación de estos, como en lo observado en

secciones que se encontraron separadas del resto del núcleo y en las partes del techo de las secciones *bottom* de cada testigo. Además, antes de realizar el análisis sedimentológico, se les realizó un estudio del agua almacenada por parte de otro investigador, lo que podría haber afectado a la estabilidad de los niveles, ya que incluso se pueden observar los orificios generados por las agujas de extracción en partes de la tomografía del testigo 75, generando vacíos de color negro con un borde gris pálido, debido al posible arrastre lateral de capas de granos más gruesos. De todas formas, estos agentes externos de perturbación no fueron lo suficientemente destructivos y solo afectaron en zonas muy localizadas y de menor tamaño, permitiendo realizar interpretaciones efectivas.

Con lo antes mencionado se interpreta que el testigo 28 del Fiordo Eyre (Figura 6.12) habría pasado de un ambiente más distal a más proximal, y que actualmente se encontraría actualmente en un ambiente glaciomarino de transición proximal a distal, lo que estaría caracterizado por la presencia de abundante laminación y deformación producto de procesos externos a la dinámica glaciaria, como lo son deslizamientos y flujos turbulentos. Principalmente está caracterizado por la depositación de sedimentos transportados por plumas de sedimentos en suspensión, eventos de depositación tranquila con presencia de laminación paralela. Estos depósitos de baja energía (E28-I) se intercalan con procesos sedimentarios de alta energía (E28-II), los que generan deformación en los sedimentos depositados a través de las plumas de sedimentos. Estos mecanismos corresponderían a deslizamientos de laderas, factibles por las pendientes reconocidas en las cercanías del testigo; y flujos turbidíticos, producto ya sea de sobrecarga de material como de aportes laterales. Estos depósitos también podrían estar afectados por corrientes de marea que pueden generar las mismas deformaciones que las corrientes de turbidez.

Por otro lado, se reconoce que esta zona estaría influenciada por la actividad de *icebergs* debido a la presencia de *dropstones* a lo largo de todo el testigo, de forma intercalada con niveles de grano fino y laminación paralela como capas de fango con contenido de fragmentos líticos. Esto evidencia que el *rafting* de los témpanos de hielo y la entrega de sedimentos, a través de las plumas de sedimentos, ocurrió al mismo tiempo (Elverhøi *et al.*, 1983). Esto se confirma a través de la granulometría bimodal obtenida de las muestras analizadas, que indican la mezcla de los IRDs con sedimentos más finos. Estos depósitos en general están identificados como niveles de granulometrías más gruesas, mal seleccionadas con mayor contenido de fragmentos líticos mayores, alta SM y mayor atenuación.

El cambio de ambiente del testigo se podría correlacionar con el cambio en la dinámica del Glaciar Pio XI, el cual comenzó a presentar avances desde comienzos del siglo XX. Considerando la distancia que había entre el frente del glaciar en 1926, año en que se tienen los primeros registros de avance del glaciar, es que se reconoce que el testigo se encontraba ubicado en una cuenca más distal al frente. Con esta hipótesis, y considerando que el glaciar genera grandes plumas de sedimentos, observadas a través de las imágenes satelitales, es que se podría interpretar altas tasas de sedimentos generadas por el glaciar, y que, los niveles de sedimentos sobre este cambio de ambiente, se habrían generado posterior a esta activación del glaciar desde principios del siglo XX.



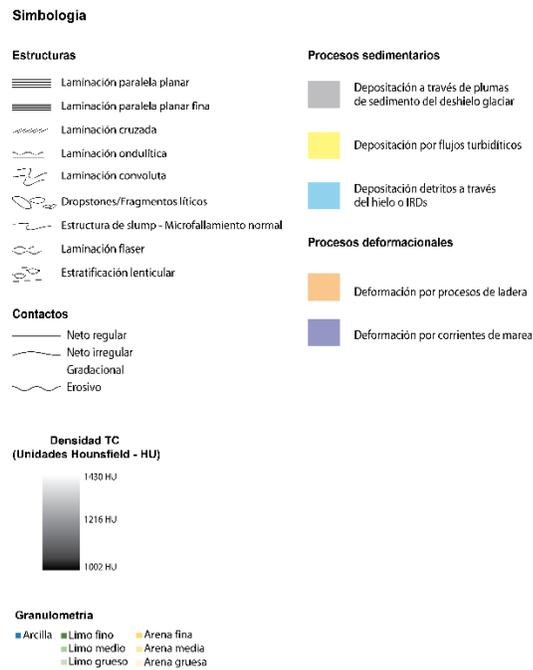


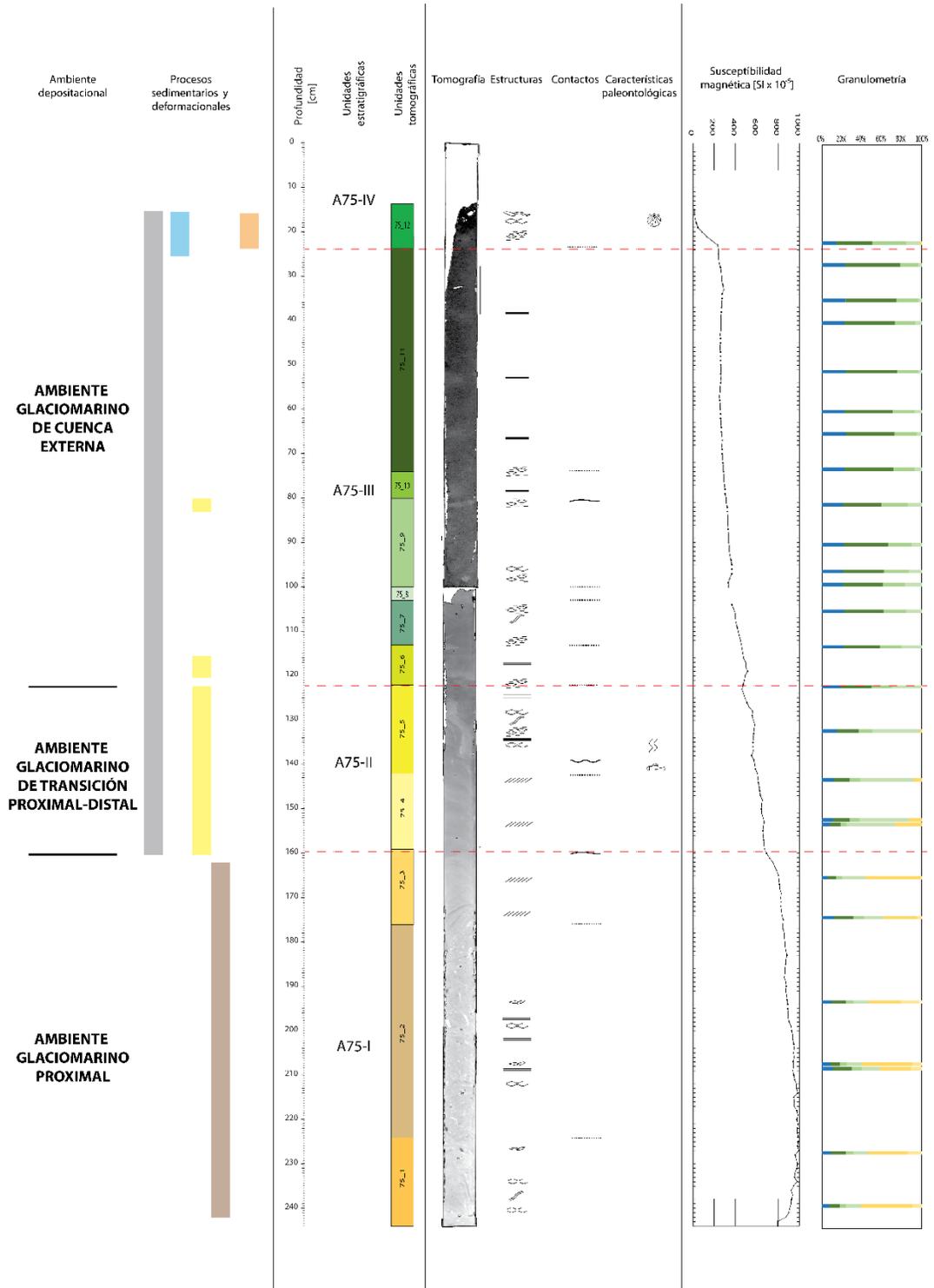
Figura 6.12. Integración de datos obtenidos para el testigo 28 del Fiordo Eyre e interpretación.

En el caso del testigo 75 del Fiordo Amalia (Figura 6.13), como se mencionó anteriormente, se caracteriza por presentar una granulometría granodecreciente. Esto indicaría un cambio en el ambiente depositacional, pasando de un ambiente glaciomarino proximal - donde posiblemente el frente del glaciar se encontraba acoplado a la Morrena I, teniendo en cuenta que aún para 1945 el frente se encontraba muy próximo a esta morrena frontal – a un ambiente de transición proximal a distal del frente, debido al retroceso del frente glaciar. Teniendo principalmente esto en cuenta, es que se podría estimar una tasa de depositación de sedimentos. Si se tiene que la unidad A75-I corresponde al ambiente proximal, sobre esta quedan ~150 cm de sedimentos que fueron depositados posterior al desacople del frente a la Morrena I. Suponiendo que en 1945 el frente comenzó su retroceso, implicaría una depositación de 150 cm en 72 años (1945-2017, año en que se extrajo el testigo) a una tasa anual promedio de 2,08 cm/año, que correspondería a casi el doble de la tasa calculada para el Glaciar Europa por Koppes y colaboradores (2015).

Luego del paso del ambiente proximal, caracterizado por la presencia de depósitos de flujos de detritos próximos al frente glaciar en la morrena frontal; al ambiente intermedio, donde se reconocen depósitos turbidíticos, con presencia de principalmente laminación cruzada, contactos nítidos y gradacionales, además de estructuras de inyección y bioturbación ocasional; se reconoce el paso a un ambiente más distal de cuenca externa (Cuenca II), caracterizado por la abundante granulometría de limo fino producto de la depositación de sedimentos transportados por plumas y ocasionales flujos turbidíticos, producto posiblemente de la desestabilización de la Morrena I. Ambos cambios de ambiente estarían dados por periodos de inestabilidad y retroceso glaciar.

Finalmente, la unidad A75-IV se podría asociar de mejor manera a un depósito de detritos transportados por hielo (IRD) debido a la alta inestabilidad que tuvo el frente glaciar en su

retroceso afectado por altas tasas de *calving* ocasionadas por el aumento de la flotabilidad del glaciar en relación a la mayor profundidad de la Cuenca I.



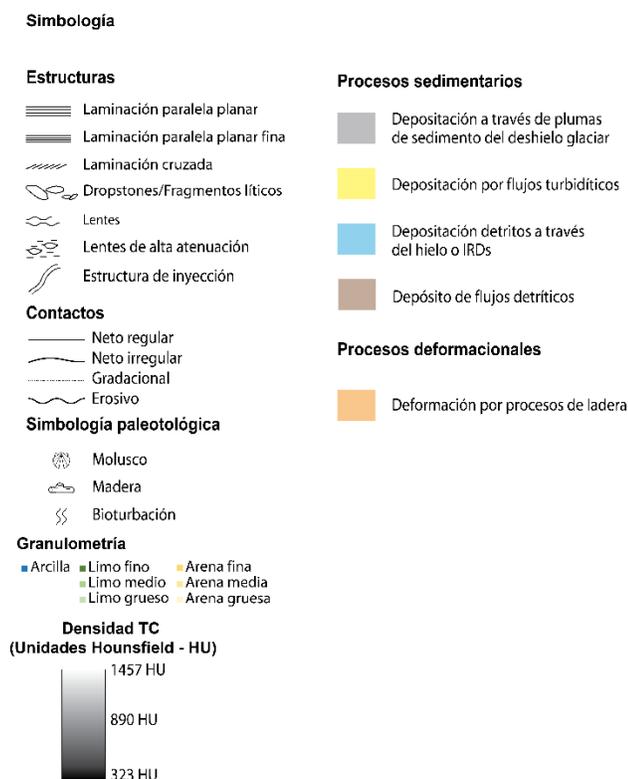


Figura 6.13. Integración de datos obtenidos para el testigo 75 del Fiordo Amalia e interpretación.

6.5 Relación entre la dinámica glaciar y la sedimentología

A partir de lo señalado anteriormente con las interpretaciones de ambientes y procesos que afectan a las zonas de los fiordos, en conjunto con las observaciones geomorfológicas, batimétricas y glaciológicas de estos glaciares de tipo *Tidewater*, es que se pueden establecer esquemas distintos de la dinámica de los glaciares Pio XI y Amalia.

El Glaciar Pio XI se encontraría en la fase de avance del ciclo TGW, desde al menos 1926, con algunos periodos de retrocesos, pero menos importantes que sus avances. Su frente sur se mantiene actualmente estabilizado por la presencia de una planicie glaciofluvial, lo que disminuye la flotabilidad del frente y le daría la estabilidad al frente (Figura 6.14). Posiblemente los avances registrados en el frente norte se deben a que su frente se encuentre estabilizado al estar en contacto con un alto topográfico, como lo son las morrenas observadas en 1945, Greve I y II. Para esclarecer esto se podría realizar una batimetría en esta zona y, con datos de radar y sísmica sobre el frente, para ver la profundidad y observar si se encuentra o no sobre las morrenas.

El ambiente glaciomarino proximal a distal del frente sur del Glaciar Pio XI, en el Fiordo Eyre, está dominada por la sedimentación producto de los procesos de agua de fusión del hielo glaciar, a través de plumas de sedimentos (Figura 6.14), la cual se vería intensificada durante la

temporada de verano generando superflujos turbidíficos (Elverhøi *et al.*, 1983). Las estructuras de deformación como convolutas laminaciones cruzadas, microfallas y ondulitas, indicarían procesos de desestabilización de laderas, dadas por las pendientes registradas en la zona proximal a intermedia del fiordo (1,3° en la zona proximal y de ~9° de aportes de laderas cercanas al testigo de sedimento), como también de corrientes de turbidez. Estos procesos serían gatillados posiblemente por sobrecarga de material, considerando altas tasas de sedimentación, o por eventos desencadenantes como sismos, y se intercalarían con procesos sedimentarios de baja energía (deposición por plumas de sedimentos).

Por otro lado, los depósitos *hummocky* que se encuentran frente y algunos ya cubiertos por el frente glaciar (Figura 6.14), podrían indicar comportamientos de tipo *surge* anteriores, lo que indicaría una extensión máxima anterior a la actual, ya que estas morfologías de pocos metros de altura (~20 m) serían producidos por el movimiento oscilante de un margen de hielo que está cerca de flotar y que se mueve hacia arriba y abajo con las corrientes de marea (Dowdeswell, J., *et al.*, 2016) estos tienen lugar en particular al final de una etapa activa de un flujo rápido del ciclo de oleaje o *surge*.

Dado que se reconoció los depósitos *hummocky*, desarrollo de llanuras de lavado, rasgos lineares glaciales submarinos – geomorfologías características de glaciares de tipo *surge* según Ottesen D., y colaboradores (2008) – ondulación y extensión de morrenas supraglaciares, y periodos de avances importantes – hipótesis de Rivera y colaboradores (1997) - es que se podría reconocer al Glaciar Pio XI como un glaciar de tipo *surge*. Por otro lado, la falta de más morfologías importantes de tipo *surge*, como morrenas romboédricas, morrenas frontales, *ridges* transversales y sinuosos (Dowdeswell & Ottesen, 2016), no permitirían confirmar la hipótesis del comportamiento *surge*.

El frente del glaciar podría haber estado casi en flotación hasta el 2015, año en el cual ya se desarrolló casi completamente la planicie de lavado del frente sur del Glaciar Pio XI, la cual le otorga la estabilidad al frente. Respecto a esta relación, los depósitos IRD observados solo pueden ser atribuibles a procesos de *calving* anteriores a 2015, pues, posterior a esto, no se observó *icebergs* en las partes proximales del glaciar. Esto incluso se ha asociado a que en los momentos con mayor producción de *icebergs* pueden haber sido ocasionados por eventos de *surge* (Van der Veen, 2002).

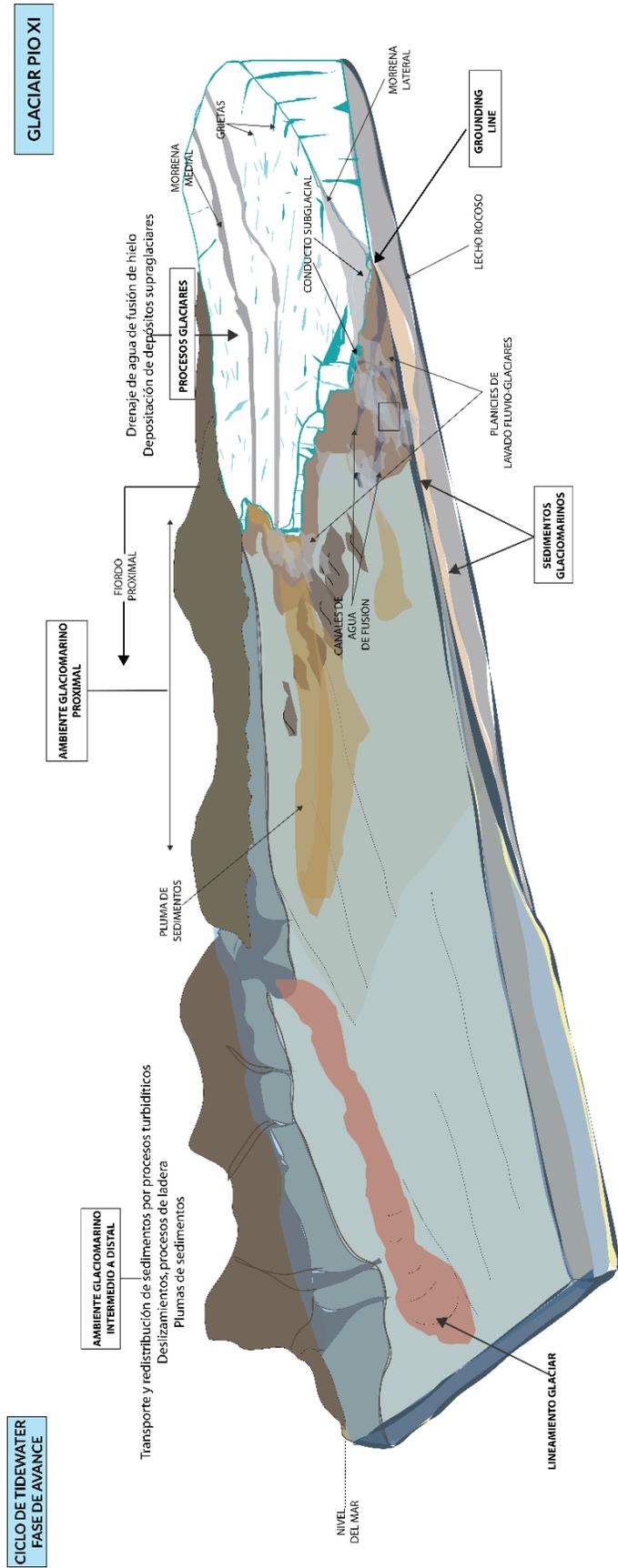


Figura 6.14 Esquema del ambiente glaciomarina proximal al Glaciar Pio XI

Por otro lado, el Glaciar Amalia actualmente se encontraría en una fase de inestabilidad dinámica o de transición (Figura 6.15), pasando anteriormente, entre 1945 y 1986, por un periodo más corto de retroceso drástico perdiendo kilómetros de masa en el frente (~11 km).

Esta fase anterior fue afectada por la Cuenca I con profundidades de hasta 235 m y una longitud de 5 km, lo que aumentó la flotabilidad del frente y fomentó el retroceso acelerado, aumentando también la tasa de *calving*.

La transición a una mayor estabilidad, observada entre 1985-2007 y 2016-2019, está dada por la disminución de la flotabilidad en el término del glaciar, lo cual se observa en la poca profundidad encontrada en la parte más proximal al frente, una morrena frontal a la cual estuvo anclado desde 1986 hasta 2008-2010 y a que actualmente se observa afloramiento rocoso en la base del glaciar (*pinning point*), por lo que parte de su frente no estaría en flotación lo que se evidencia por la disminución en la tasa de retroceso, específicamente en la sección norte del frente. Esta situación inestable está afectada por la sensibilidad del glaciar frente al clima y, aún queda analizar si la actividad geotérmica del Volcán Reclus genera un efecto negativo en el glaciar.

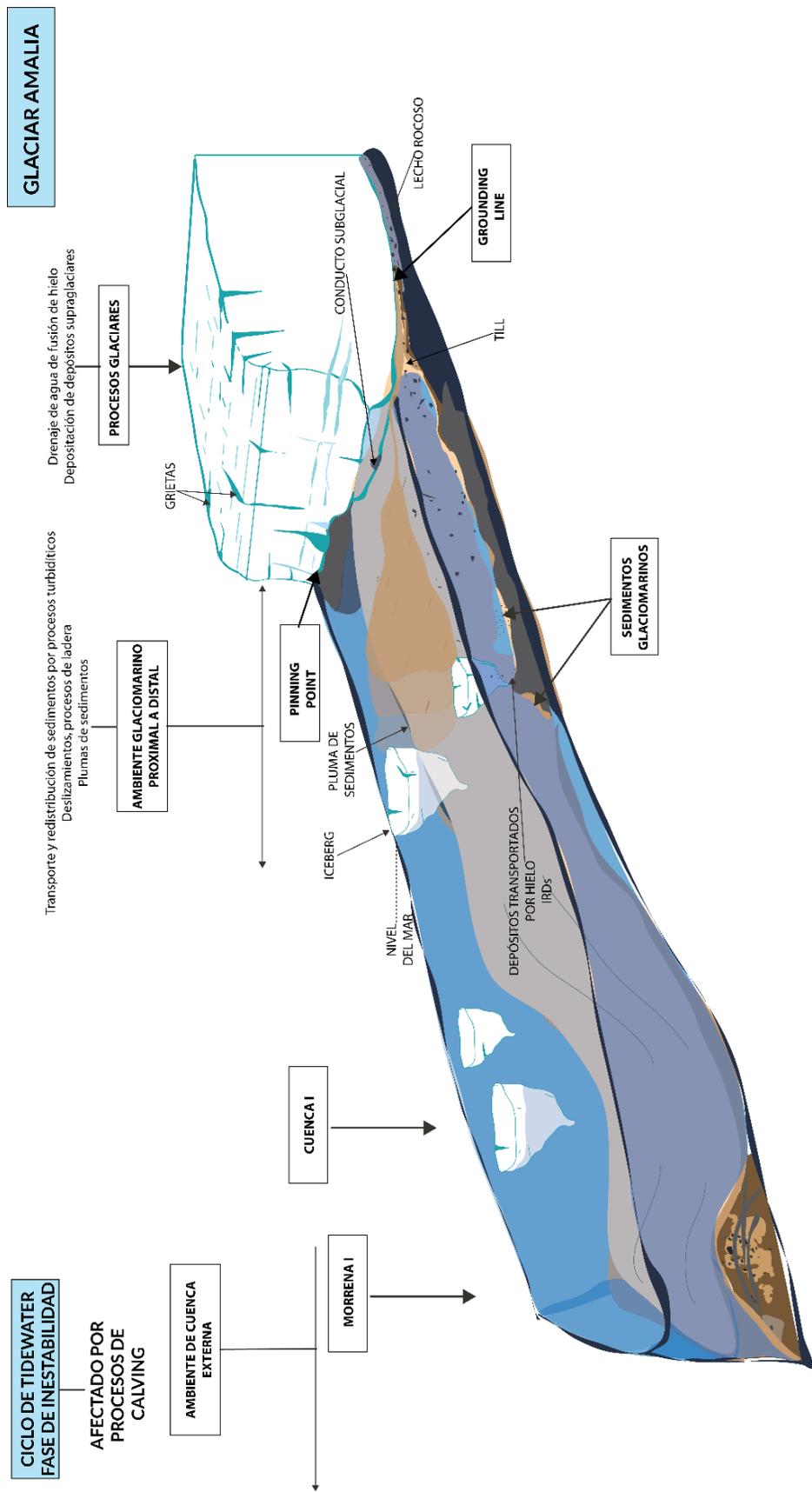


Figura 6.15 Esquema del ambiente glaciomarino proximal al Glaciar Amalia

7. CONCLUSIONES

La metodología más adecuada para estudiar el desplazamiento de los frentes glaciares correspondería al método de área normalizada, ya que ésta considera las variaciones en todo el ancho de los frentes glaciares, no así la posición de la línea de flujo media, adecuándose a las geometrías de los frentes y a otros factores intrínsecos de la dinámica glacial.

El análisis general que se realizó a los glaciares y los testigos de sedimento permitió observar y demostrar que existe una respuesta asincrónica entre el Glaciar Pio XI y el Glaciar Amalia. Lo que quedó reflejado en el retroceso continuo del Glaciar Amalia, que representa el comportamiento generalizado de los glaciares de Campos de Hielo sur afectados principalmente por el aumento de las temperaturas y disminución de las precipitaciones. Y en los nuevos datos obtenidos sobre el Glaciar Pio XI, que confirman el comportamiento positivo del glaciar y que se mantiene como la excepción a la tendencia generalizada de retroceso de los glaciares. Estas variaciones frontales estarían controladas por fluctuaciones en el balance de masa de las áreas de acumulación, la compleja geometría de las cuencas y las condiciones batimétricas y sedimentarias cerca de los frentes, además de la respuesta retrasada frente a anomalías positivas de precipitaciones de nieve como a la disminución de éstas en el último tiempo.

El Glaciar Pio XI ha presentado más avances importantes que periodos con retrocesos. Además, su comportamiento fluctuante de avances ha quedado registrado en la ondulación o contracción y extensión de sus morrenas mediales, las cuales también indican que la dirección de flujo principal del glaciar es hacia el Fiordo Eyre. Los periodos con las morrenas en contracción corresponderían a periodos más estables y, una vez extendidas, darían paso a un avance en los frentes, aumentando el flujo principalmente hacia el sur (Fiordo Eyre). Dados estos cambios observados en los distintos años estudiados, es que se podría esperar un nuevo avance importante en el frente sur del glaciar posterior al 2019, ya que para este periodo se registran morrenas mediales contraídas.

La respuesta de estos glaciares no puede considerarse como un indicador consistente del cambio climático, al menos a escalas de tiempo de decenas de años. Ya que se registró comportamientos anómalos y eventos esporádicos de respuestas relacionadas a las forzantes climáticas. Se pudo reconocer una sensibilidad más directa del Glaciar Amalia con las variaciones climáticas, lo que queda evidenciado por sus comportamientos de avances (leves) y retrocesos proporcionales a los cambios de temperaturas y precipitaciones (avance en periodos con bajas temperaturas y mayores precipitaciones). Por lo que, si siguen aumentando las temperaturas y disminuyen las precipitaciones, es esperable que haya un aumento de la ablación en el frente del Glaciar Amalia.

Por otro lado, en el caso del Glaciar Pio XI, no es clara o directa la relación entre sus variaciones y la forzante climática. Se logró establecer algunas relaciones para ciertos periodos, pero debido a la complejidad del glaciar, estas no son consistentes en la escala de tiempo observada. De todas formas, dados algunos datos antes mencionados, se podría proponer una

mayor sensibilidad del glaciar frente a los cambios de las precipitaciones, más que a los de las temperaturas. Cabe destacar, que es posible que debido al gran tamaño del Glaciar Pio XI es que aún no vemos la respuesta real del glaciar frente al cambio climático.

Las morfologías observadas, tanto en el frente sur del Glaciar Pio XI como en el frente del Glaciar Amalia, es que dan indicios de la importancia de los puntos de anclaje o *pinning points*, el cual le entrega la estabilidad al frente y permite la disminución de las tasas de retroceso. En el caso del Glaciar Pio XI, el desarrollo del *sandur* proglaciar a lo ancho de casi todo el frente, correspondería al estabilizante del frente, dejando de ser, prácticamente, un frente de tipo *tidewater* y pasando a ser más bien un frente de montaña o terminado en tierra, el cual estaría posado en material detrítico glaciar o morrénico, desde donde se originan canales de agua de fusión glaciar y los cuales terminan en el Fiordo Eyre.

Respecto del Glaciar Amalia sus estabilizantes correspondieron, durante la segunda mitad del siglo XX hasta la fecha, a la Morrena I (submarina) que mantuvo el frente anclado hasta por lo menos 1945, para luego presentar altas tasas de retroceso hasta 1985 las que estarían dadas por la profundidad de la Cuenca I proglaciar, aumentando la flotabilidad y la ablación del frente por medio de diferentes procesos. Entre 1985 hasta 2008-2010 tuvo como punto de anclaje la morrena frontal (subaérea) observada en las distintas imágenes satelitales analizadas. Posterior a esto, presentó nuevamente altas tasas de retroceso, las cuales disminuyeron desde 2016, lo que estaría dado por el aumento de la estabilidad debido a que su frente se encontraría fijado o anclado sobre afloramiento rocoso, lo que incluso habría permitido el leve avance que se registró entre 2018 y 2019.

Los registros sedimentarios permitieron reconocer los cambios de ambientes asociados a las dinámicas glaciares. En el caso del Glaciar Pio XI se reconoció el paso de un ambiente distal a uno más proximal, gatillado por el comportamiento de avance que registró su frente desde principios del siglo XX, a través del cambio en las laminaciones y granulometrías observadas en el testigo, reconociendo, además, mayor presencia de *dropstones* hacia el techo del testigo (depósitos IRDs) y laminaciones de granulometrías de limos finos a arenas finas. Por otro lado, se destaca que los procesos sedimentarios en el Fiordo Eyre estarían dominados por la generación de plumas de cargadas de sedimentos desde el frente sur del Glaciar Pio XI, las cuales se evacúan a través de canales de agua de fusión.

En el caso del Glaciar Amalia y el Fiordo Amalia, la granulometría granodecreciente permitió reconocer el paso de una fase del ciclo de *tidewater glacier* de estabilidad, dado por la Morrena I, a una de retroceso rápido, como lo observado entre 1945 y 1985, caracterizado por depósitos de transporte de plumas de sedimentos, con niveles gruesos desde limos gruesos a más finos y con mayor contenido de arcillas. Considerando además lo observado de la geomorfología subaérea, es que actualmente el frente del Glaciar Amalia se encontraría en una fase de inestabilidad o de transición, dado por el anclaje al lecho rocoso que se encuentra en su base, dándole más estabilidad pero que estaría afectada por la sensibilidad que tiene frente al cambio climático.

Estos procesos de transporte de sedimentos a través de plumas de sedimentos dominantes en ambos casos se verían afectados por procesos de desestabilización de laderas y corrientes de turbidez, provocando la deformación de estos sedimentos, observado en las estructuras sedimentarias como las convolutas, laminaciones cruzadas, ondulitas y microfallas. Y los cuales estarían gatillados por sobrecarga de material o por eventos sísmicos.

Finalmente, este estudio sirve de apoyo al monitoreo de los cambios ambientales frente a los procesos de variaciones, tanto de avance como retrocesos de los glaciares producto de un sistema dinámico complejo, donde se presenta un conjunto de factores que son específicos de cada glaciar y que el cambio climático es una variante más que fuerza la dinámica glaciar, en especial en los de tipo *tidewater*.

8. RECOMENDACIONES

Manteniendo una de las conclusiones de Rivera (2018), es que queda resolver porqué el Glaciar Pio XI presenta ciertas características que otros no poseen y que podrían ser explicadas por medio de estudios más específicos como la utilización de combinación de tecnologías de radar y gravimetría para conocer la geometría de la cuenca, métodos de sísmica, balances de masa por medio de DEM de alta resolución y estudios climatológicos, por medio de una estación meteorológica local.

Se recomienda realizar un estudio batimétrico del Lago Greve y su relación con la dinámica glaciar y los procesos de *calving* en el frente norte del Glaciar Pio XI, para así completar de mejor manera su entendimiento y correlacionarlo con lo observado en el frente sur. Son importantes también los análisis de la cobertura acústica de la cuenca interna del glaciar, para observar su forma y ver si existen accidentes geomorfológicos o pendientes que permitan el mejor avance del glaciar.

También se podría realizar estudio de peligro de GLOF (*Glacial lake outburst flood* en inglés) en la zona del Lago Greve, que, a pesar de que tal vez no amenace tierras aguas abajo que sean pobladas, se podría considerar el estudio debido al impacto que tendría frente a la flora y fauna de la zona.

Por otro lado, es crucial buscar muestras orgánicas para datar y establecer relaciones temporales anteriores que permitan comprender de mejor manera los ciclos y comportamientos glaciares, así como también tasas de depositación.

Otros aspectos que son importantes a evaluar son los cambios en las condiciones de salinidad y temperatura del agua en los fiordos, ya que en el último tiempo se han datado mareas rojas (enero de 2019) que implican aumento de las temperaturas del agua y variaciones en la salinidad, lo que llevaría a un aumento en la fusión del frente, sin importar probablemente la dinámica que presenta con la geología o las precipitaciones y temperaturas.

9. BIBLIOGRAFÍA

Adriasola, A.C., Thomson, S.N., Brix, M.R., Hervé, F., and Stöckhert, B. (2006). Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Sciences*, 95(3), 504–528. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0027-9>

Alley, K.E., Scambos, T.A., Siegfried, M.R., and Fricker, H.A. (2016). Impacts of warm water on Antarctic ice shelf stability through basal channel formation. *Nature Geoscience*, 9(4), 290–293.

Anguita, N. (2010). Petrogénesis de Diques Lamprofídicos Posttectónicos y su Relación con el Magmatismo Shoshonítico Cretácico de la Formación Barros Arana y el Complejo La Pera, Magallanes, XII Región, Chile. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/103797>

Aniya, M. (1999). Recent Glacier Variations of the Hielos Patagónicos, South America, and Their Contribution to Sea-level Change, Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 31:2, 165-173, DOI: 10.1080/15230430.1999.12003293

Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., and Casassa, G. (1997). Recent Variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research*, 29: 1-12

Benn, D., and Evans, D. (2010). *Glaciers and Glaciation*. Second ed. Routledge, London, 816 p.

Boldt, K., Hallet, B., Pratt, T. L., and O'Neel, S. (2016). Observations and modeling of fjord sedimentation during the 30 year retreat of Columbia Glacier, AK. *Journal of Glaciology*, 62(234), 778–793. <https://doi.org/10.1017/jog.2016.67>

Boyd, B. L., Anderson, J. B., Wellner, J. S., and Fernández, R. A. (2008). The sedimentary record of glacial retreat, Marinelli Fjord, Patagonia: Regional correlations and climate ties. *Marine Geology*, 255(3–4), 165–178. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.09.001>

Bravo, C., Bozkurt, D., Gonzalez-Reyes, Á., Quincey, D.J., Ross, A.N., Farías-Barahona, D., and Rojas, M. (2019). Assessing Snow Accumulation Patterns and Changes on the Patagonian Icefields. *Front. Environ. Sci.* 7:30. doi: 10.3389/fenvs.2019.00030

Cai, W., Mcphaden, M. J., Grimm, A. M., Rodrigues, R. R., Taschetto, A. S., Garreaud, R. D., Dewitte, B., Poveda, G., Ham, Y., Santoso, A., Ng, B., Anderson, W., Wang, G., Geng, T., Jo, H., Marengo, J., Alves, L., Osman, M., Li, S., Wu, L., Karamperidou, C., Takahashi, K., and Vera, C. (2020). Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nature Reviews Earth & Environment*, (April). <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0040-3>

Carrión, D. (2010). Análisis de un posible vaciamiento del Lago Greve, Campo de Hielo sur, en relación con distintos escenarios climáticos. Memoria para optar al título de Geógrafo. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile.

Casassa, G., Rivera, A., Aniya, M., and Naruse, R. (2002). Current Knowledge of the Southern Patagonia Icefield. 67–83. https://doi.org/10.1007/978-1-4615-0645-4_7

Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, CR2. (2015). Informe a la Nación La megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro. 26. <https://doi.org/10.1021/acs.joc.5b00380>

Centro de Estudios Científicos, CECs. (2009). Estrategia nacional de glaciares, Fundamentos. Informe. Ministerio de Obras Públicas (MOP), Dirección General de Aguas (DGA), Unidad de Glaciología y Nieves. Rivera, A. (Encargado de proyecto), Bown, F., Bravo, C., Carrión, D., Casassa, G., Flores, C., López, P., Rada, C., Vivero, S. & P. Zenteno (2009). Estrategia Nacional de Glaciares. SIT N° 205. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago de Chile. (Incluye los siguientes tomos: Estrategia, Fundamentos, Anexos y Fichas bibliográficas).

Centro de Estudios Científicos, CECs. (2011). Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. Informe Final. Ministerio de Obras Públicas (MOP), Dirección General de Aguas (DGA), Unidad de Glaciología y Nieves.

Centro de Estudios Científicos, CECs. (2016). Línea de base glaciológica del sector norte de Campo de Hielo sur: Glaciares Jorge Montt, Témpano y O'Higgins. Informe Final. Ministerio de Obras Públicas (MOP), Dirección General de Aguas (DGA), Unidad de Glaciología y Nieves.

Charrier, R., Pinto, L., and Rodríguez, M.P. (2007). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean The Geological Society, London, Special Publication 21-116.

Cisternas, A., and Vera, E. (2008). Historical and recent earthquakes in magallanes. *Magallania* (punta arenas), 36(1), 43-51. <https://dx.doi.org/10.4067/s0718-22442008000100004>

Colwyn, D., Brandon, M., Hren, M., Hourigan, J., Pacini, A., Cosgrove, M., Midzik, M., Garreaud, R., and Metzger, C. (2019). Growth and steady state of the Patagonian Andes. *American Journal of Science*, Vol. 319, June, 2019, P. 431-472, DOI: 10.2475/06.2019.01

Corbella, H., and Lara, L.E. (2008). Late Cenozoic Quaternary Volcanism in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Science*, 11, 95–119. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)10006-3](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)10006-3)

Coronato, A., Coronato, F., Mazzoni, E., and Vázquez, M. (2008). The Physical Geography of Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences*, 13–55. doi:10.1016/s1571-0866(07)10003-8

Coronato, A., Mazzoni, E., Vázquez, M., and Coronato, F. (2017). Patagonia: una síntesis de su geografía física. 1ª ed. Río Gallegos, Universidad Nacional de la Patagonia Austral. ISBN 978-987-3714-40-5

DaSilva, J.L., Anderson, J.B., and Stravers, J. (1997). Seismic facies changes along a nearly continuous 24° latitudinal transect: the fjords of Chile and the northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 143, 103– 123.

Dietrich, R., Ivins, E. R., Casassa, G., Lange, H., Wendt, J., and Fritsche, M. (2010). Rapid crustal uplift in Patagonia due to enhanced ice loss. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1–2), 22–29. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.021>

Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., and Le Corre, C. (2000). Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316(1-2), 91–119. doi:10.1016/s0040-1951(99)00255-3

Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K., & Hogan, K. A. (2016). The variety and distribution of submarine glacial landforms and implications for ice-sheet reconstruction. *Geological Society Memoir*, 46(1), 519–552. <https://doi.org/10.1144/M46.183>

Dowdeswell, J., Dowdeswell, E., Rodrigo, C., and Diaz, J. (2016). Assemblage of glacial and related landforms in the fjords of southern Chile. *Atlas of Submarine Glacial landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society, London, Memoirs, 46.

Dowdeswell, J. A., & Ottesen, D. (2016). Submarine landform assemblage for Svalbard surge-type tidewater glaciers. *Geological Society Memoir*, 46(1), 151–154. <https://doi.org/10.1144/M46.160>

Dowdeswell, J.A., and Vasquez, M. (2013). Submarine landforms in the fjords of southern Chile: implications for glacial processes and sedimentation in a mild glacier-influenced environment. *Quaternary Science Reviews*, 64, 1-19.

D’Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M.J., and Lahsen, A. (2000). The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: Slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics*, 321(4), 407–427. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00082-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00082-2)

D’Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., Lahsen, A., and Omarini, R. (2003). The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes (~45°S, Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4), 219–242. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00063-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00063-4)

Egholm, D. L., Nielsen, S. B., Pedersen, V. K., and Lesemann, J. E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460(7257), 884–887. <https://doi.org/10.1038/nature08263>

Ehlers, J., Gibbard, P. L., and Hughes, P. D. (2017). Quaternary Glaciations and Chronology. In *Past Glacial Environments: Second Edition*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100524-8.00003-8>

Elverhøi, A., Lønne, Ø., and Seland, R. (1983). Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. *Polar Research*, 1(2), 127–149. <https://doi.org/10.3402/polar.v1i2.6978>

Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R.C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., De la Cruz, R., and Guivel, C. (2005). Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*, 82(3-4 SPEC. ISS.), 315–343. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.024>

Faúndez, V., Hervé, F., and Lacassie, J.P. (2002). Provenance and depositional setting of pre-Late Jurassic turbidite complexes in Patagonia, Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 45(4), 411–425. <https://doi.org/10.1080/00288306.2002.9514982>

Fernandez, R. A., Anderson, J. B., Wellner, J. S., Minzoni, R. L., Hallet, B., and Smith, R. T. (2016). Latitudinal variation in glacial erosion rates from Patagonia and the Antarctic Peninsula

(46°S–65°S). *Bulletin of the Geological Society of America*, 128(5–6), 1000–1023. <https://doi.org/10.1130/b31321.1>

Fernández, R., Gulick, S., Rodrigo, C., Domack, E., and Leventer, A. (2017). Seismic stratigraphy and glacial cycles in the inland passages of the Magallanes Region of Chile, southernmost South America. *Marine Geology*, 386, 19–31. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.02.006>

Fortin, D., Francus, P., Gebhardt, A. C., Hahn, A., Kliem, P., Lisé-Pronovost, A., and St-Onge, G. (2013). Destructive and non-destructive density determination: Method comparison and evaluation from the Laguna Potrok Aike sedimentary record. *Quaternary Science Reviews*, 71, 147–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.024>

García, M., Dowdeswell, J.A., Noormets, R., Hogan, K.A., Evans, J., Ó Cofaigh, C., and Larter, R.D. (2016). Geomorphic and shallow-acoustic investigation of an Antarctic Peninsula fjord system using high-resolution ROV and shipboard geophysical observations: Ice dynamics and behaviour since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 153, 122–138. doi:10.1016/j.quascirev.2016.10.014

Garreaud, R. D., Lopez, P., Minvielle, M., and Rojas, M. (2013). Large-Scale Control on the Patagonian Climate. (May 2014). <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>

Garreaud, R. D., Nicora, M., Bürgesser, R. E., and Ávila E. E. (2014). Lightning in Western Patagonia, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 4471–4485, doi:10.1002/2013JD021160.

Georgieva, V., Melnick, D., Schildgen, T.F., Ehlers, T.A., Lagabrielle, Y., Enkelmann, E., and Strecker, M.R. (2016). Tectonic control on rock uplift, exhumation, and tectonography above an oceanic ridge collision: Southern Patagonian Andes (47°S), Chile, *Tectonics*, 35, 1317–1341, doi:10.1002/2016TC004120

Giacosa, R., Fracchia, D., Heredia, N., y Pereyra, F. (2013). Hoja Geológica 4972-III y 4975-IV, El Chaltén, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 399, 89p. Buenos Aires.

Gilbert, R. (1990). Rafting in glacial marine environments. Geological Society, London, Special Publications, 53(1), 105–120. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1990.053.01.06>

Glasser, N. F., Ghiglione, M. C. (2009). Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology*, 105(3–4), 291–302. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.10.007>

Glasser, N. F., Harrison, S., Schnabel, C., Fabel, D., and Jansson, K. N. (2012). Younger Dryas and early Holocene age glacier advances in Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 58, 7–17. doi:10.1016/j.quascirev.2012.10.011

Glasser, N.F., Harrison, S., Winchester, V., and Aniya, M. (2004). Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia, 43, 79–101. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.03.002>

Glasser, N., and Jansson, K. (2008). The Glacial Map of southern South America The Glacial Map of southern South America. (April 2013), 37–41.

Hambrey, M., and Glasser, N. (1999) Glacial sediments: Processes, environments and facies. In: *Sedimentology. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Berlin, Heidelberg.

Harrison, S. (2011). The Pleistocene glaciations of Chile. In: Ehlers, J., Gibbard, P., INQUA (Eds.), *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology*, INQUA. Elsevier, Amsterdam, pp. 89–103. Vol. 15, doi: 10.1016/B978-0-444-53447-7.00054-4

Hernández, M. A., González, N., and Hernández, L. (2008). The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences*, 11, 497–509. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)10024-5](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)10024-5)

Herrera, M. (2016). Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el Último Ciclo Glacial – Interglacial en Los Andes de Santiago, Chile Central.

Hervé, F., Calderón, M., and Faúndez, V. (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6(1), 43–53.

Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., and Yaxley, G.M. (2007). The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97(3–4), 373–394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.007>

Hesse, R., & Khodabakhsh, S. (2006). Significance of fine-grained sediment lofting from melt-water generated turbidity currents for the timing of glaciomarine sediment transport into the deep sea. *Sedimentary Geology*, 186(1–2), 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.10.006>

IPCC (2013). *Glosario* (Planton, S. (ed.)). En: *Cambio Climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex y P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.

Isla, F.I., and Bujalesky, G.G. (2008). Coastal Geology and Morphology of Patagonia and the Fuegian Archipelago. *Developments in Quaternary Science*, 11, 227–239. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)10010-5](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)10010-5)

Kilian, R., and Lamy, F. (2012). A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55 S). *Quaternary Science Reviews*, 53, 1–23.

Koch, Z., and Isbell, J. (2012). Processes and products of grounding-line fans from the Permian Pagoda Formation, Antarctica: Insight into glacial conditions in polar Gondwana. *Gondwana Research*, 24(1), 161–172. Doi:10.1016/j.gr.2012.10.005

Koppes, M., Conway, H., Rasmussen, L. A., and Chernos, M. (2011). Deriving mass balance and calving variations from reanalysis data and sparse observations, Glaciar San Rafael, northern Patagonia, 1950–2005. *Cryosphere*, 5(3), 791–808. <https://doi.org/10.5194/tc-5-791-2011>

Koppes, M., Hallet, B., Rignot, E., Mouginot, J., Wellner, J. S., and Boldt, K. (2015). Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. *Nature*, 526(7571), 100–103. <https://doi.org/10.1038/nature15385>

León-muñoz, J., Urbina, M. A., Garreaud, R., and Iriarte, J. L. (2018). Hydroclimatic conditions trigger record harmful algal bloom in western Patagonia (summer 2016). (April 2017), 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-19461-4>

Le Roux, J. (2004). *Sedimentología*. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

- Lopez, P., Chevallier, P., Favier, V., Pouyaud, B., Ordenes, F., and Oerlemans, J. (2010). A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America. *Global and Planetary Change*, 71(1–2), 85–108. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.12.009>
- Martínez, O.A., and Coronato, A.M.J. (2008). The Late Cenozoic Fluvial Deposits of Argentine Patagonia. *Developments in Quaternary Science*, 11(9200), 205–226. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)10009-9](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)10009-9)
- Masiokas, M., Rivera, A., Espizua, L.E., Villalba, R., Delgado, S., and Aravena, J.C. (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281, 242–268.
- Mcculloch, R. D., Fogwill, C. J., Sugden, D., and Bentley, M. (2005). Chronology of the last glaciation in Central Strait of Magellan and Bahía Inútil, Southernmost South America. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00260.x>
- Montiel, S. (2020). Depósitos turbidíticos y su relación con terremotos de alta magnitud en el margen continental de Patagonia norte (43°57'S-44°24'S). Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/173853>
- Motoki, A., Orihashi, Y., Naranjo, J., Hirata, D., Skvarca, P., and Anma, R. (2010). Geologic reconnaissance of Lautaro Volcano, Chilean Patagonia. *Revista Geológica de Chile* 33 (1): 177–187.
- Muñoz, D., Rodrigo, C., and Araya, C. (2018). Análisis de geoformas submarinas asociadas a procesos glaciares y fluviales en el Canal Baker, 47°48'50"S – 48°12'40"S.
- Natland, M. L., Gonzalez, E., Cañon, A., and Ernst, M. (1974). A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments. 139: A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments, 1–126. doi:10.1130/mem139-p1
- Nick, F. M., Van Der Veen, C. J., Vieli, A., and Benn, D. I. (2010). A physically based calving model applied to marine outlet glaciers and implications for the glacier dynamics. *Journal of Glaciology*, 56(199), 781–794. <https://doi.org/10.3189/002214310794457344>
- Nullo, F., Blasco, G., Risso, C., Combina, A., y Otamendi, J. (2006). Hoja Geológica 5172-I y 5175-II, El Calafate, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 396, 86p. Buenos Aires.
- O' Cofaigh, D., and Dowdeswell, J. A. (2001). Laminated sediments in glacimarine environments: diagnostic criteria for their interpretation. 20.
- Orihashi, Y., Naranjo, J., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R., and Nagao, K. (2004). Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: New constraints from K-Ar ages. (May 2014). <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200002>
- Orsi, T. H., Edwards, C. M., and Anderson, A. L. (1994). X-ray computed tomography: a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores. *Journal of Sedimentary Research A: Sedimentary Petrology & Processes*, (A64(3)), 690–693. <https://doi.org/10.1306/d4267e74-2b26-11d7-8648000102c1865d>
- Ottesen, D., Dowdeswell, J. A., Benn, D. I., Kristensen, L., Christiansen, H. H., Christensen, O., Hansen, L., Lebesbye, E., Forwick, M., and Vorren, T. O. (2008). Submarine landforms

characteristic of glacier surges in two Spitsbergen fjords. *Quaternary Science Reviews*, 27(15–16), 1583–1599. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.05.007>

Paul, F., Barrand, N. E., Baumann, S., Berthier, E., Bolch, T., Casey, K., Frey, H., Joshi, S., Konovalov, V., Le Bris, R., Mölg, N., Nosenko, G., Nuth, C., Pope, A., Racoviteanu, A., Rastner, P., Raups, B., Scharrer, K., Steffen, S., and Winsvold, S. (2013). On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *54*(63), 171–182. <https://doi.org/10.3189/2013AoG63A296>

Pedro, J. B., van Ommen, T. D., Rasmussen, S. O., Morgan, V. I., Chappellaz, J., Moy, A. D., Masson-Delmotte, V., and Delmotte, M. (2011). The last deglaciation: timing the bipolar seesaw, *Clim. Past*, 7, 671–683. <https://doi.org/10.5194/cp-7-671-2011>

Perucca, L., and Bastias, H. (2008). Neotectonics, Seismology and Paleoseismology. *Developments in Quaternary Science*, 11(1998), 73–94. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)10005-1](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)10005-1)

Post, A., O’Neel, S., Motyka, R. J., and Streveler, G. (2011). A complex relationship between calving glaciers and climate. *Eos*, 92(37), 305–307. <https://doi.org/10.1029/2011EO370001>

Powell, R.D. (1984). Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples. *Marine Geology*, 57(1-4), 1–52. [doi:10.1016/0025-3227\(84\)90194-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90194-4)

Rabassa, J., Clapperton, C. (1990). Quaternary glaciations in the southern hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, 9(2–3), 299–304. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(90\)90024-5](https://doi.org/10.1016/0277-3791(90)90024-5)

Ramos, V. A., and Ghiglione, M. C. (2008). Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. *Developments in Quaternary Sciences*, 57–71. [doi:10.1016/s1571-0866\(07\)10004-x](https://doi.org/10.1016/s1571-0866(07)10004-x)

Ramirez, M. (2012). Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) del miembro superior de la Formación Amagá, Sección Quebrada Sabaleticas, suroccidente Antioqueño. Universidad Eafit, Escuela de Ingeniería, Geología. Medellín, Colombia.

Renter, J. A. M. (1989). Applications of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnology*, 8(3), 201–211. <https://doi.org/10.1080/10641198909379868>

Rignot, E., Fenty, I., Xu, Y., Cai, C., Velicogna, I., Cofaigh, C., Dowdeswell, J., Weinrebe, W., Catania, G., and Duncan, D. (2016). Bathymetry data reveal glaciers vulnerable to ice-ocean interaction in Uummannaq and Vaigat glacial fjords, west Greenland. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2667–2674. <https://doi.org/10.1002/2016GL067832>

Rignot, E., Rivera, A., and Casassa, G. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Global Sea Level Rise. *Science*, 302: 434–437.

Rivera, A. (2018). Pio XI glacier: The exception to the deglaciation trend in Patagonia. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 54(1), 1–12. <https://doi.org/10.23854/07199562.2018541riveral>

Rivera, A., Aravena, J., and Casassa, G. (1997). Recent fluctuations of Glaciar Pio XI, Patagonia: Discussion of a glacial surge hypothesis. *Mountain Research and Development*, 17, 309–322.

- Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., y Vuille, M. (2016). Balance de masa glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile, 203 pp.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., and Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Invest. Geograf. Chile*, 34, 29–60.
- Rivera, A., Corripio, J., Bravo, C., and Cisternas, S. (2012). Glaciar Jorge Montt (chilean patagonia) dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking. *Annals of Glaciology*, 53(60), 147–155. <https://doi.org/10.3189/2012AoG60A152>
- Rivera, A., Koppes, M., Bravo, C. and Aravena, J. (2012). Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past*, 8, 403-414.
- Robinson, S. G. (1992). Lithostratigraphic applications for magnetic susceptibility logging of deep-sea sediment cores: Examples from ODP Leg 115. *Geological Society Special Publication*, 70(70), 65–98. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.070.01.06>
- Rodrigo, C. (2013). Los procesos glaciomarineros antárticos como indicadores del cambio climático. *Boletín Antártico Chileno*, vol. 32.
- Rodrigo, C., Fernandez, R., Veloso, M. (2017). ANEXO “C”. Ficha resumen del proyecto: Crucero CIMAR 23 “Fiordos”. Proyecto: Geoformas submarinas y procesos sedimentarios en los ambientes glaciomarineros de fiordos en la región de los Campos de Hielo sur.
- Rothwell, R. G., and Rack, F. R. (2006). New techniques in sediment core analysis: An introduction. *Geological Society Special Publication*, 267, 1–29. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.01>
- Rosenbluth, B., Fuenzalida, H.A., and Aceituno, P. (1997). Recent temperature variations in southern South America. *Int. J. Climatol.*, 17(1), 67–85.
- Sakakibara, D., and S. Sugiyama (2014), Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011, *J. Geophys. Res. Earth surf.*, 119, doi:10.1002/2014JF003148.
- Sandoval, F.B., De Pascale, G.P. (2020). Slip rates along the narrow Magallanes Fault System, Tierra Del Fuego Region, Patagonia. *Sci Rep* 10, 8180 <https://doi.org/10.1038/s41598-020-64750-6>
- Sauter, T. (2019). Revisiting extreme precipitation amounts over southern South America and implications for the Patagonian Icefields. (June).
- SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Publicación Geológica Digital*, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago, Chile.
- Solari, M. (2010). Paleo-Termometría y Evolución del Sistema Hidrológico del Parque Nacional Torres del Paine, Patagonia. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/102347>
- Song, C., Sheng, Y., Wang, J., Ke, L., Madson, A., and Nie, Y. (2017). Heterogeneous glacial lake changes and links of lake expansions to the rapid thinning of adjacent glacier termini in the Himalayas. *Geomorphology*, 280, 30–38.

- Stern, C. R., Moreno, P. I., Villa-Martínez, R., Sagredo, E. A., Prieto, A., and Labarca, R. (2011). Evolución de lagos proglaciales embalsados por hielo en Última Esperanza, Chile: Implicancias de la explosión volcánica tardiglacial R1 del volcán Reclús, Zona Volcánica Austral Andina. *Andean Geology*, 38(1), 82–97. <https://doi.org/10.5027/andgeov38n1-a06>
- Tanaka, A., Nakano, T., and Ikehara, K. (2011). X-ray computerized tomography analysis and density estimation using a sediment core from the Challenger Mound area in the Porcupine Seabight, off Western Ireland. *Earth, Planets and Space*, 63(2), 103–110. <https://doi.org/10.5047/eps.2010.12.006>
- Thomson, S.N., and Hervé, F. (2002). New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 255-271.
- Thompson, R., and Morton, D. J. (1979). Magnetic susceptibility and particle- size distribution in Recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3), 801–812. <https://doi.org/10.1306/212F7851-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Tiljander, M., Ojala, A., Saarinen, T., and Snowball, I. (2002). Documentation of the physical properties of annually laminated (varved) sediments at a sub-annual to decadal resolution for environmental interpretation. *Quaternary International*, 88(1), 5–12. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00068-4](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00068-4)
- Trombotto, D. (2008). Geocryology of Southern South America. *Developments in Quaternary Science*, 11, 255–268. [https://doi.org/10.1016/S15710866\(07\)10012-9](https://doi.org/10.1016/S15710866(07)10012-9)
- Van der Veen, C. J. (1996). Tidewater calving. *Journal of Glaciology*, 42, 375–385.
- Van der Veen, C. J. (2002). Calving glaciers. *Progress in Physical Geography*, 26(1), 96–122. <https://doi.org/10.1191/0309133302pp327ra>
- Vieira, R. (2009). Análisis sobre la actividad de vertientes submarinas en fiordos de Patagonia. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2009.21885>
- Vieira, R., and Cardia Simoes, J. (2007). Identificación de formas glaciales mediante imagen LANDSAT-7 ETM+ - Costa de fiordos de Patagonia Central, Chile. *Investigaciones Geográficas*, 38(38), 47. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2004.27754>
- Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J., Roig, F., Schmelter, A., Wolodarsky, A., and Ripalta, A. (2003). Large-Scale Temperature Changes Across the Southern Andes: 20th-Century Variations in the Context of the Past 400 Years. <https://doi.org/10.1023/A>
- Villalba, R., Srur, A., Rivera, J.A., Pitte, P., Masiokas, M., and Araneo, D. (2017). Contrasting precipitation and temperature patterns in the Southern Andes related to the recent shift in the Antarctic Oscillation Index. IANIGLA, CONICET, Mendoza, Argentina. DOI: 10.13140/RG.2.2.29292.26248
- Warren, C., and Aniya, M. (1999). The calving glaciers of southern South America. *Global and Planet. Change*, 22, 59-77.

Warren, C., and Rivera, A. (1994). Non-Linear climatic response of calving glaciers: A case study of the Pio XI Glacier, Chilean Patagonia. *Revista Chilena de Historia Natural* 67(4) 385-394.

Warren, C. R., and Sugden, D. E. (1993). The Patagonian icefields: a glaciological review. *Arctic & Alpine Research*, 25(4), 316–331. <https://doi.org/10.2307/1551915>

Wilson, R., Carrión, D., and Rivera, A. (2016). Detailed dynamic, geometric and supraglacial moraine data for Glaciar Pio XI, the only surge-type glacier of the Southern Patagonia Icefield. *Annals of Glaciology*, doi: 10.1017/aog.2016.32.

10. ANEXOS

ANEXO A. Descripción de testigos

CORE: C23EY-28-G		Core Description Sheet					Section: 2/2
LENGTH:							Section Length: 0.36
Lat		Long			Water depth	Date	Describer
cm	Recovery (%)	Graphic Lithology	grain size	Coring Disturbance	sed. struct./fossils	Samples	Description
0	100%					Zem ①	Desde de los 0-3 cm principalmente limo, presencia de mica y en menor medida arena muy fina
10	0%					② 11.5 cm ③ 14.5 cm ④ 24 cm ⑤ 28.2 cm	Unidad de los (8-36) principalmente de limo arenoso (presencia de granos de arena muy fina y fino) Ambas unidades se observan mismas fin presencia de interstratos ni cambio de color. color: Dark Gray (6LEY 1-4/N)

Figura 10.1. Descripción de sección C23EY_28_G_2_2, techo del testigo obtenido del Fiordo Eyre.

CORE:		Core Description Sheet				Section:		
C23EY-28-6						1/2		
LENGTH:						Section Length:		
1.86						1.5		
Lat		Long		Water depth	Date	Describer		
49.2959		-74.0718		200 m	19/06/19	RFM		
cm	Recovery (%)	Graphic Lithology	grain size		Coring Disturbance	sed. struct./ fossils	Samples	Description
			CLAY	SILT				
0	0%							
10	90%							(35-45) Unidad de limos y arcillas intercaladas. Algunos niveles de limo presentan algunos clastos tamaño arena fino a media.
20	95%						16m (16)	No se observan estructuras claras, ni contactos entre cada nivel.
30							20m (26)	En el último nivel de limo se observan
40							32m (36)	El color se observa homogéneo en toda la unidad. (Dark Gray (GLEY 1-4/N))
50	100%						44m (46)	
60							50 (56)	Unidad (45-49) de limo. Rosca. No se observa ninguno
70							52 (56)	estructuras, ni cambio de color es más bien homogéneo. De color Dark Gray (GLEY 1-4/N).
80							69 (86)	
90							82	
100							83 (86)	
110							94 (96)	
120							102 (106)	97-126. Unidad de intercalaciones de niveles de limo, arcilla, arena muy fina, fino y media. No se observan contactos definidos entre cada nivel ni laminaciones bien marcadas. Se observa toda la unidad de un color homogéneo Dark Gray (GLEY 1-4/N).
130							120 (126)	
140							125 (136)	
150							136 (146)	126-150. Unidad mariva de limo de color Very Dark gray (GLEY 1-3/N). No se observan estructuras. En el cm 141.5, (al centro del testigo, se observa una zona del 2cm de color Black (GLEY 1-2.5/N) contaminado por limo

Figura 10.2. Descripción de sección C23EY_28_G_1_2, bottom del testigo obtenido del Fiordo Eyre.

CORE:		Core Description Sheet				Section:			
C23PL_75_G_2/2						2/2			
LENGTH:		Lat		Long	Water depth	Date	Describer		
						09/04/2019	NFF		
cm	Recovery (%)	Graphic Lithology	grain size			Coring Disturbance	sed. struct./fossils	Samples	Description
			clay	silt	fine sand				
0	0%								
10									
20									
30	80%							22G 3 cm del comienzo	Unidad que va desde los 27 cm hasta los 39 cm de color olive gray (2.7y - 4/2) con presencia de un lente de color dark gray (2.7y - 4/1) dentro del cual se encuentra un elemento de color (24 cm) que puede corresponder a un foril.
40								35G	Unidad de arcillas de la cual se observan intercalos, laminaciones o variación de color o tamaño.
50								51G	Se observa de color entre un dark gray y un grayish brown (2.7y - 4/1 - 5/2), con mayor presencia de dark gray.
60								65G	
80	100%							81G	Unidad que va desde 83.9 - 1.10 m
90								90G	Unidad de arcillas con una pequeña laminación de color (2.7y) de la cual se observa un contacto difuso. Además se observan pequeñas laminaciones de 1 cm y 0.2 mm las cuales se destacan por una pequeña diferencia de color.
100								96G	En general tiene color dark gray (2.7y) 4/1/1. La laminación más ancha (oxidada) entre la laminación dark gray y un grayish brown (5/2).

Figura 10.3. Descripción de sección C23PL_75_G_2_2, techo del testigo obtenido del Fiordo Amalia.

CORE:		Core Description Sheet				Section:		
C23PL-75-G-112						1/2		
LENGTH:						Section Length:		
						1.56		
Lat		Long		Water depth	Date	Describer		
					04/04/2019	NFN		
cm	Recovery (%)	Graphic Lithology	grain size		Coring Disturbance	sed. struct./fossils	Samples	Description
			CLAY	SILT				
0	0%							En general → gradación normal. 
10	80%							Se encuentra suelto. Unidad de arcilla desde los 36 cm.
20	91%					18G		Se observa más rojizo a simple vista (oxidación) sin laminación (iniciado). Sin estructuras aparentes. Color: Dark gray → 2.7Y - 4/1.1.
30						26G		
40						45G		Unidad de limo desde los 81.5 - 36 No se observa un contacto claro en la unidad de arenisco. Cambio de tamaño de grs más bien gradacional.
50						65G		
60						87G		Unidad de limo desde los 81.5 - 36 No se observa un contacto claro en la unidad de arenisco. Cambio de tamaño de grs más bien gradacional.
70						106G		Unidad (1) desde 96 cm hasta 1.56 m. Se observa de color dark gray (2.7Y - 4/1.1) dark greenish gray. Se observan granos de arena gruesa y muy gruesa hasta 1.5 mm. en matriz de arena fino a muy fino. En los datos de arena gruesa se observan algunos de color rojizo, a gris, gris oscuro y negro. (3/3 dark brown). No se observan laminaciones ni estructuras.
80	100%					124G		
90						140G		
100								
110								
120								
130								
140								
150								

Figura 10.4. Descripción de sección C23PL_75_G_1_2, bottom del testigo obtenido del Fiordo Amalia.

ANEXO B. Muestras ^{210}Pb

Tabla 10.1. Muestras para ^{210}Pb obtenidas de la sección *techo* de ambos testigos (fiordos Eyre y Amalia)

Testigo	Código muestras	Posición en testigo cm	Peso frasco vacío [g]	Peso frasco + sed. húmedo [g]	Peso sed. húmedo [g]	Peso frasco + sed. Seco [g]	Peso bolsa [g]	Peso bolsa + sed. Seco [g]	Peso sed. Seco [g]
C23EY_28_G_2_2	C23EY_28_G_2_2_2cm	2	59,12	74,61	15,49	71,93	1,66	14,47	12,81
	C23EY_28_G_2_2_10cm	10	57,97	74,35	16,38	71,4	1,64	15,06	13,42
	C23EY_28_G_2_2_12cm	12	59,39	76,13	16,74	73,16	1,68	15,46	13,78
	C23EY_28_G_2_2_14cm	14	56,44	70,67	14,23	68,06	1,66	13,28	11,62
	C23EY_28_G_2_2_16cm	16	108,5	124,6	16,1	121,41	1,7	14,87	13,17
	C23EY_28_G_2_2_18cm	18	59,01	76,88	17,87	73,47	1,67	16,13	14,46
	C23EY_28_G_2_2_20cm	20	57,66	76,73	19,07	73,41	1,68	17,43	15,75
	C23EY_28_G_2_2_22cm	22	58,71	74,26	15,55	71,18	1,68	14,16	12,48
	C23EY_28_G_2_2_24cm	24	108,4	127,1	18,7	122,94	1,69	16,29	14,6
	C23EY_28_G_2_2_26cm	26	110,56	127,56	17	124,29	1,67	15,4	13,73
C23PL_75_G_2_2	C23PL_75_G_2_2_20cm	20	59,68	65,26	5,58	63,45	1,62	5,39	3,77
	C23PL_75_G_2_2_22cm	22	59,59	68,35	8,76	65,39	1,66	7,47	5,81
	C23PL_75_G_2_2_24cm	24	107,8	120,2	12,4	115,99	1,65	9,89	8,24
	C23PL_75_G_2_2_26cm	26	59,1	78,82	19,72	68,4	1,64	10,83	9,19
	C23PL_75_G_2_2_28cm	28	59,04	74,53	15,49	69,77	1,64	12,37	10,73
	C23PL_75_G_2_2_30cm	30	58,63	70,71	12,08	66,9	1,65	9,85	8,2
	C23PL_75_G_2_2_32cm	32	60,23	73,32	13,09	69,28	1,66	10,54	8,88
	C23PL_75_G_2_2_34cm	34	109	123,6	14,6	118,8	1,68	11,65	9,97
	C23PL_75_G_2_2_36cm	36	57,71	73,34	15,63	68,4	1,71	12,35	10,64
	C23PL_75_G_2_2_38cm	38	57,38	80,06	22,68	72,91	1,72	17,18	15,46

ANEXO C. Imágenes satelitales

Tabla 10.2. Imágenes satelitales utilizadas para Glaciar Pio XI. MSI: Multispectral Instrument. OLI: Operational Land Mapper. ETM+: Enhanced Thematic Mapper. TM: Thematic Mapper. MSS: Multispectral Scanner. USGS: United States Geological survey. GLOVIS: Global Visualization Viewer. Imágenes Landsat ETM+ y OLI tienen una resolución de 15 m en su banda pancromática.

<i>Fecha aa/mm/aaaa</i>	<i>Satélite</i>	<i>Sensor</i>	<i>Resolución espacial</i>	<i>Fuente</i>
27-03-2019	Sentinel-2	MSI	10 m	USGS - GLOVIS
16-05-2018	Sentinel-2	MSI	10 m	USGS - GLOVIS
14-02-2018	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
16-04-2017	Sentinel-2	MSI	10 m	USGS - GLOVIS
31-03-2017	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
04-02-2017	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
29-04-2016	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
08-01-2016	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
21-01-2015	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
14-01-2015	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
16-03-2014	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
28-03-2013	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
21-01-2012	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
20-02-2011	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
29-03-2010	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
12-01-2009	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
30-04-2007	Landsat 5	TM	29 m	USGS - GLOVIS
22-02-2006	Landsat 6	TM	30 m	USGS - GLOVIS
19-02-2005	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
22-05-2004	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
08-02-2004	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
02-04-2003	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
17-05-2002	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
12-03-2001	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
23-03-1999	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
21-04-1998	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
14-01-1986	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
27-01-1985	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
08-03-1979	Landsat 3	MSS	80 m	USGS - GLOVIS
25-02-1976	Landsat 2	MSS	80 m	USGS - GLOVIS

Tabla 10.3. Datos bibliográficos utilizados para los márgenes del Glaciar Pio XI.

<i>Fecha</i>	<i>Referencia</i>	<i>Escala</i>
2000	Rivera, 2018	1:60.000
1994	Rivera, 2018	1:60.000
1992	Warren & Rivera, 1994	-
1981	Warren & Rivera, 1994	-
1975	Warren & Rivera, 1994	-
1969	Warren & Rivera, 1994	-
1962	Warren & Rivera, 1994	-
1945	Warren & Rivera, 1994	-
1930	Warren & Rivera, 1994	-
1928	Warren & Rivera, 1994	-
1926	Warren & Rivera, 1994	-

Tabla 10.4. Imágenes satelitales utilizadas para Glaciar Amalia. MSI: Multispectral Instrument. OLI: Operational Land Mapper. ETM+: Enhanced Thematic Mapper. TM: Thematic Mapper. MSS: Multispectral Scanner. USGS: United States Geological survey. GLOVIS: Global Visualization Viewer. Imágenes Landsat ETM+ y OLI tienen una resolución de 15 m en su banda pancromática.

<i>Fecha dd/mm/aaaa</i>	<i>Satélite</i>	<i>Sensor</i>	<i>Resolución espacial</i>	<i>Fuente</i>
23-04-2019	Sentinel-2	MSI	10 m	USGS - GLOVIS
27-03-2018	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
01-04-2017	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
04-02-2017	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
22-02-2017	Sentinel-2	MSI	10 m	USGS - GLOVIS
02-02-2016	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
12-04-2015	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
16-03-2014	Landsat 8	OLI/TIRS	30 m	USGS - GLOVIS
22-04-2013	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
20-02-2011	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
29-03-2010	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
24-01-2007	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
22-02-2006	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
24-04-2005	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
19-02-2005	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
15-05-2004	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
21-04-2004	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
11-04-2003	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
31-03-2002	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
18-01-2002	Landsat 7	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
2000	Landsat Mosaic	ETM+	30 m	USGS - GLOVIS
12-03-2001	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
24-04-1999	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
21-04-1998	Landsat 5	TM	30 m	USGS - GLOVIS
14-01-1986	Landsat 5	TM (1984-1997)	30 m	USGS - GLOVIS
27-01-1985	Landsat 5	MSS	30 m	USGS - GLOVIS

ANEXO D. Variaciones Glaciar Pio XI

Tabla 10.5. Variación de área en la zona de ablación del Glaciar Pio XI. La diferencia corresponde a la variación de superficie entre dos años consecutivos.

<i>Año</i>	<i>Área [km²]</i>	<i>Diferencia [km²]</i>	<i>Tasa [m²/año]</i>
2019	293.532.035,476	979.022,138	880.155,370
2018	292.553.013,338	1.235.947,429	1.483.950,038
2017	291.317.065,909	548.612,444	568.873,699
2016	290.768.453,465	613.053,275	482.250,960
2015	290.155.400,190	2.267.742,429	2.661.498,349
2014	287.887.657,761	1.761.377,819	1.821.254,685
2013	286.126.279,942	1.079.248,290	911.864,875
2012	285.047.031,652	2.230.501,729	2.430.248,152
2011	282.816.529,923	1.408.727,869	1.567.639,244
2010	281.407.802,054	1.379.037,197	1.141.379,993
2009	280.028.764,857	3.618.846,867	2.120.191,182
2007	276.409.917,990	782.818,187	600.270,249
2006	275.627.099,803	1.609.804,676	1.596.681,268
2005	274.017.295,127	-1.313.489,279	-1.271.680,602
2004	275.330.784,406	1.086.462,428	1.271.021,751
2003	274.244.321,978	-315.957,519	-360.389,045
2002	274.560.279,497	1.394.383,851	1.180.858,714
2001	273.165.895,646	-587.305,720	-297.731,372
2000	273.753.201,366	-4.783.651,909	-4.783.651,909
1999	278.536.853,275	-369.845,182	-401.766,344
1998	278.906.698,457	382.495,227	95.558,356
1994	278.524.203,230	13.959.492,230	6.970.197,899
1992	264.564.711,000	-3.538.654,140	-837.076,320
1987	268.103.365,140	2.108.066,312	2.143.298,618
1986	265.995.298,828	408.678,543	423.771,785
1985	265.586.620,285	1.320.735,164	337.346,630
1981	264.265.885,121	-509.509,369	-257.221,189
1979	264.775.394,490	2.634.175,558	868.540,270
1976	262.141.218,932	2.002.730,196	2.019.327,408
1975	260.138.488,736	72.916.404,788	12.147.187,470
1969	187.222.083,948	10.000.799,229	1.427.568,134
1962	177.221.284,719	23.954.458,994	1.408.178,053
1945	153.266.825,725	2.341.904,231	156.012,967
1930	150.924.921,494	-8.495.550,601	-4.241.964,390
1928	159.420.472,095	3.329.675,717	1.662.560,379
1926	156.090.796,378	-	-

Tabla 10.6. Variación de área del frente principal sur del Glaciar Pio XI. La variación corresponde a la distancia de retirada del glaciar en el frente, que resulta de la división de la diferencia de área (ganada-perdida) por el ancho del canal entre el rango establecido.

<i>Rango</i>	<i>Área perdida [km²]</i>	<i>Área ganada [km²]</i>	<i>Diferencia [km²]</i>	<i>Variación [m]</i>	<i>Tasa [m/año]</i>
2018-2019	0	601.824,5	601.824,50	124,421	112,969
2017-2018	42.266,23	430.954,2	388.687,97	80,241	96,342
2016-2017	791.263,90	54.349,8	-736.914,08	-157,292	-163,101
2015-2016	192.279,40	351.904,7	159.625,30	34,306	26,986
2014-2015	0	868.052,8	868.052,80	184,574	216,623
2013-2014	131.911,90	370.982,4	239.070,50	50,899	52,629
2012-2013	100.480,60	169.454,0	68.973,40	14,466	12,222
2011-2012	43.048,80	625.137,1	582.088,30	123,559	134,624
2010-2011	8.827,19	993.988,2	985.161,01	208,632	232,167
2009-2010	312.055,30	1.107.866,0	795.810,70	166,557	137,854
2007-2009	350.380,80	579.334,2	228.953,40	47,918	28,074
2006-2007	1.895,12	221.670,8	219.775,68	46,435	39,233
2005-2006	4.252,97	1.976.467,0	1.972.214,03	415,728	412,339
2004-2005	1.157.950,00	212.401,9	-945.548,10	-193,482	-187,324
2003-2004	2.331,00	573.177,0	570.846,00	118,384	138,494
2002-2003	129.148,30	393.475,0	264.326,70	54,077	61,681
2001-2002	260.292,60	843.290,6	582.998,00	119,761	101,422
1999-2001	3.370.403,00	29.402,9	-3.341.000,11	-704,407	-357,095
1998-1999	129.247,20	636.863,5	507.616,30	110,327	119,850
1987-1998	0	2.716.762,0	2.716.762,00	555,121	49,167
1986-1987	0	1.797.621,0	1.797.621,00	351,235	357,105
1985-1986	144.524,10	626.207,2	481.683,10	90,525	93,868
1979-1985	1.117.782,00	3.167,5	-1.114.614,50	-209,278	-35,056
1976-1979	875.233,50	0	-875.233,50	-168,314	-55,497

Tabla 10.7. Variación de área del frente principal norte del Glaciar Pio XI. La variación corresponde a la distancia de retirada del glaciar en el frente, que resulta de la división de la diferencia de área (ganada-perdida) por el ancho del canal entre el rango establecido.

<i>Rango</i>	<i>Área perdida [km²]</i>	<i>Área ganada [km²]</i>	<i>Diferencia [km²]</i>	<i>Variación [m]</i>	<i>Tasa [m/año]</i>
2018-2019	54.878,16	278.354,00	223.475,84	47,127	42,789
2017-2018	711.783,17	55.243,90	-656.539,27	-136,410	-163,781
2016-2017	3.246,50	927.889,28	924.642,78	190,373	197,404
2015-2016	149.036,20	338.464,10	189.427,90	38,857	30,566
2014-2015	0	407.254,20	407.254,20	84,668	99,369
2013-2014	11.838,50	684.612,60	672.774,10	140,045	144,805
2012-2013	14.648,90	313.149,00	298.500,10	62,045	52,423
2011-2012	9.307,40	486.074,90	476.767,50	99,576	108,493
2010-2011	29.943,68	466.903,80	436.960,12	92,420	102,845
2009-2010	59.726,50	549.361,00	489.634,50	103,016	85,263
2007-2009	12.492,70	1.426.542,80	1.414.050,10	304,293	178,278
2006-2007	4.331,72	189.498,20	185.166,48	39,872	33,688
2005-2006	587.095,03	115.943,00	-471.152,03	-101,476	-100,649
2004-2005	655.954,00	44.245,60	-611.708,40	-134,029	-129,763
2003-2004	80.937,00	223.047,00	142.110,00	31,137	36,426
2002-2003	325.776,80	181.596,40	-144.180,40	-31,453	-35,876
2001-2002	488.467,00	249.484,40	-238.982,60	-53,764	-45,531
1999-2001	910.683,00	53.295,74	-857.387,26	-186,958	-94,777
1998-1999	1.353.617,80	37.323,00	-1.316.294,80	-281,199	-305,470
1987-1998	0	4.526.445,00	4.526.445,00	997,454	88,345
1986-1987	15.760,40	163.401,00	147.640,60	33,118	33,672
1985-1986	73.983,70	43.995,60	-29.988,10	-6,724	-6,972
1979-1985	97.242,00	1.093.923,50	996.681,50	218,188	36,548
1976-1979	0	1.571.706,00	1.571.706,00	339,095	111,806

Tabla 10.8. Variación frontal de la línea de flujo media del Glaciar Pio XI en el frente sur – Fiordo Eyre

<i>Año</i>	<i>Variación frontal [m]</i>	<i>Tasa de variación [m/año]</i>
2019	11,3	10,159
2018	226,6	272,069
2017	-249,2	-258,403
2016	45,0	35,399
2015	212,0	248,810
2014	59,5	61,523
2013	23,6	19,940
2012	79,8	86,946
2011	350,8	390,372
2010	529,1	437,917
2009	121,8	71,360
2007	63,4	48,616
2006	168,4	167,027
2005	107,4	103,981
2004	155,3	181,681
2003	-4,0	-4,563
2002	105,5	89,345
2001	52,2	52,2
2000	-1.336,1	-1.336,100
1999	603,4	655,479
1998	-613,1	-153,170
1994	1.020,2	509,402
1992	328,1	77,613
1987	73,6	74,830
1986	272,3	282,357
1985	-480,0	-122,603
1981	980,1	494,795
1979	-933,1	-307,662
1976	835,4	842,323
1975	3.279,8	546,384
1969	2.318,2	330,912
1962	5.436,5	319,588
1945	1.289,3	85,891
1930	-3.486,9	-1.741,065
1928	1.270,3	634,281

ANEXO E. Geomorfologías Glaciar Pio XI – Fiordo Eyre

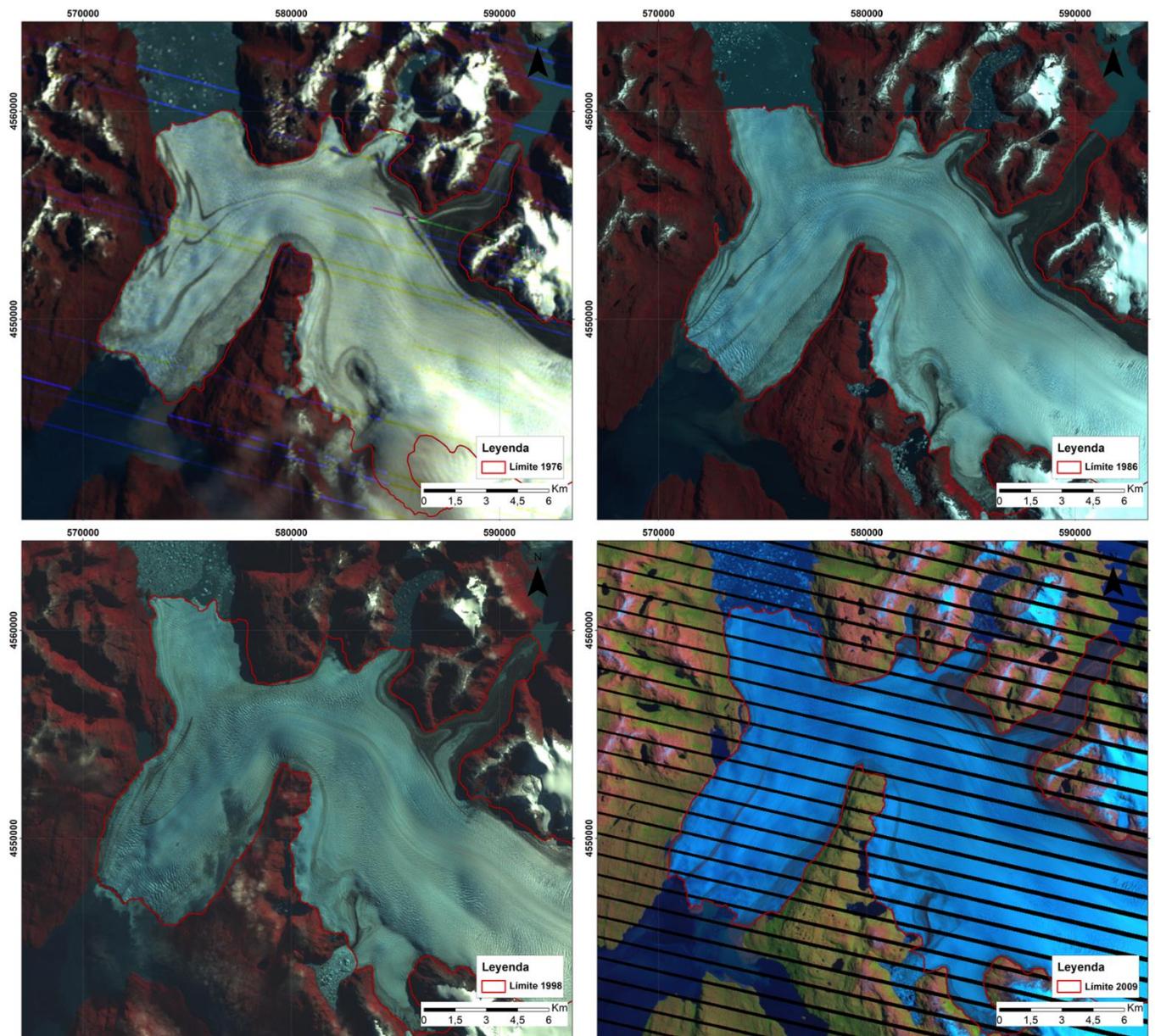


Figura 10.5 Limites del Glaciar Pio XI para los años 1976, 1986, 1998 y 2009

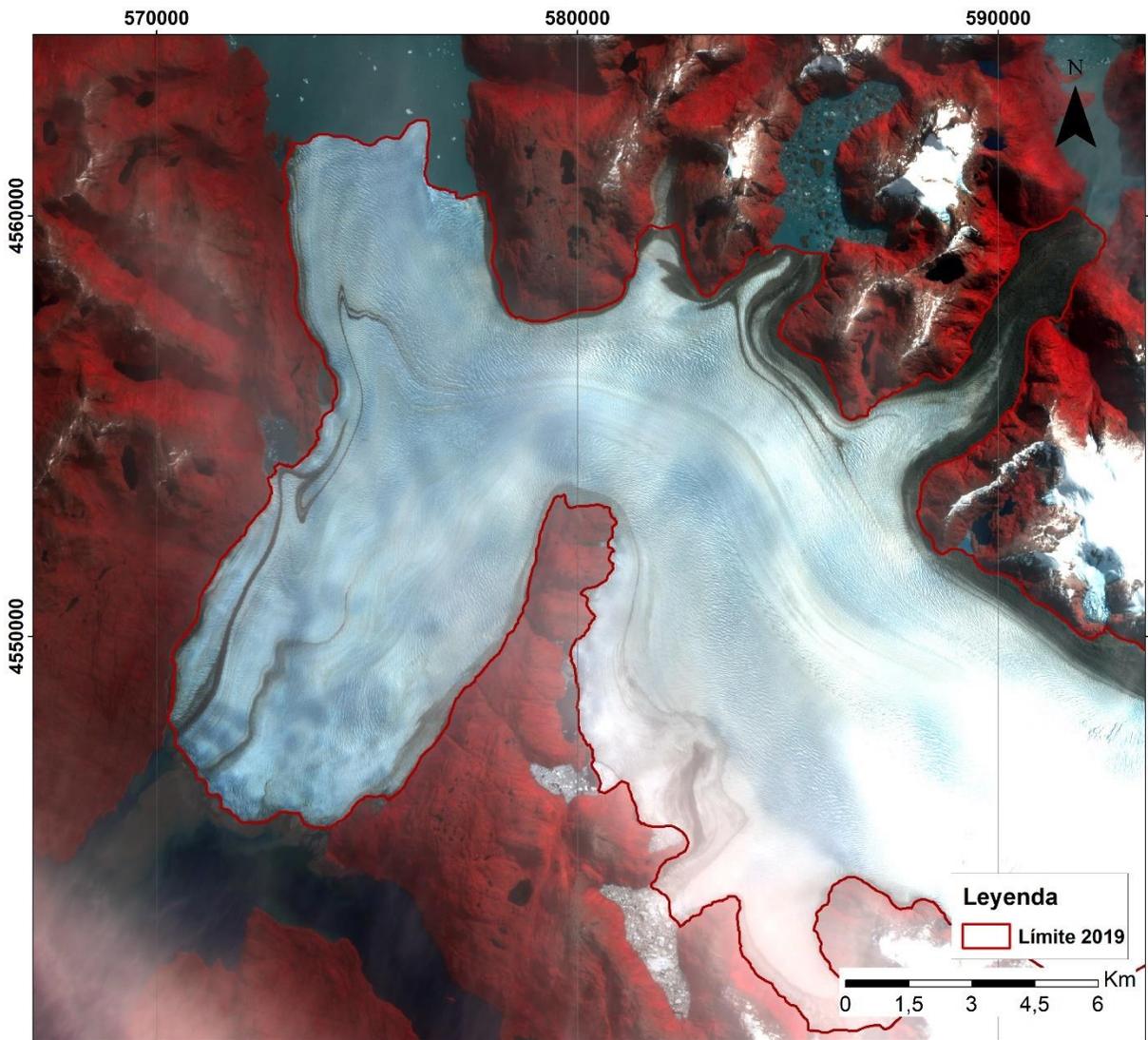


Figura 10.6 Imagen Sentinel-2 de 2019 con límite del Glaciar Pio XI en 2019

ANEXO G. Variaciones Glaciar Amalia

Tabla 10.9. Variación de área en la zona de ablación del Glaciar Amalia. La diferencia corresponde a la variación de superficie entre dos años consecutivos.

<i>Año</i>	<i>Área [km²]</i>	<i>Diferencia [km²]</i>	<i>Tasa [m²/año]</i>
2019	25.112.260	-61.250	-57.031,250
2018	25.173.510	-464.790	-471.245,417
2017	25.638.300	-91.920	-79.129,245
2016	25.730.220	-245.460	-302.678,716
2015	25.975.680	-270.242	-251.628,393
2014	26.245.922	-113.108	-125.867,134
2013	26.359.030	-1.076.190	-495.971,402
2011	27.435.220	-254.414	-283.113,140
2010	27.689.634	-695.210	-218.751,422
2007	28.384.844	-190.248	-206.668,214
2006	28.575.092	-308.564	-370.479,803
2005	28.883.656	-216.794	-215.026,658
2004	29.100.450	-330.240	-320.578,723
2003	29.430.690	-88.010	-85.435,239
2002	29.518.700	-250.820	-238.409,635
2001	29.769.520	-191.910	-221.668,196
2000	29.961.430	-195.456	-192.294,987
1999	30.156.886	-431.930	-428.408,832
1998	30.588.816	-791.382	-64.476,435
1986	31.380.198	-651.252	-675.303,92
1985	32.031.450		
1945	67.153.000		

Tabla 10.10. Variación de área del frente principal del Glaciar Amalia. La variación corresponde a la distancia de retirada del glaciar en el frente, que resulta de la división de la diferencia de área (ganada-perdida) por el ancho del canal entre el rango establecido.

<i>Rango</i>	<i>Área perdida [km²]</i>	<i>Área ganada [km²]</i>	<i>Diferencia [km²]</i>	<i>Variación [m]</i>	<i>Tasa [m/año]</i>
2018-2019	45.407,540	92.455,150	47.047,610	18,925	17,622
2017-2018	90.703,090	17.230,370	-73.472,720	-30,099	-30,517
2016-2017	95.925,170	1.512,083	-94.413,087	-38,442	-33,093
2015-2016	66.807,880	86.738,580	19.930,700	7,909	9,753
2014-2015	18.155,490	16.531,760	-1.623,730	-0,622	-0,579
2013-2014	70.034,000	20.383,000	-49.651,000	-18,214	-20,268
2011-2013	547.805,300	0	-547.805,300	-192,686	-88,801
2010-2011	637.051,300	35.919,310	-601.131,990	-201,587	-224,327
2007-2010	621.720,800	42.636,910	-579.083,890	-185,188	-58,270
2006-2007	125.808,900	27.364,700	-98.444,200	-31,352	-34,058
2005-2006	53.644,630	39.343,360	-14.301,270	-4,552	-5,465
2004-2005	302.118,000	0,000	-302.118,000	-91,385	-90,640
2003-2004	201.008,000	30.210,140	-170.797,860	-51,000	-49,508
2002-2003	166.648,800	0	-166.648,800	-49,188	-47,749
2001-2002	127.066,000	8.105,000	-118.961,000	-34,855	-33,131
2000-2001	8.267,674	95.991,000	87.723,326	25,575	29,541
1999-2000	94.783,920	47.893,250	-46.890,670	-13,474	-13,256
1998-1999	68.417,630	27.728,440	-40.689,190	-11,645	-11,551
1986-1998	316.996,200	163.728,500	-153.267,700	-44,284	-3,608
1985-1986	246.640,600	86.716,410	-159.924,190	-45,719	-47,407

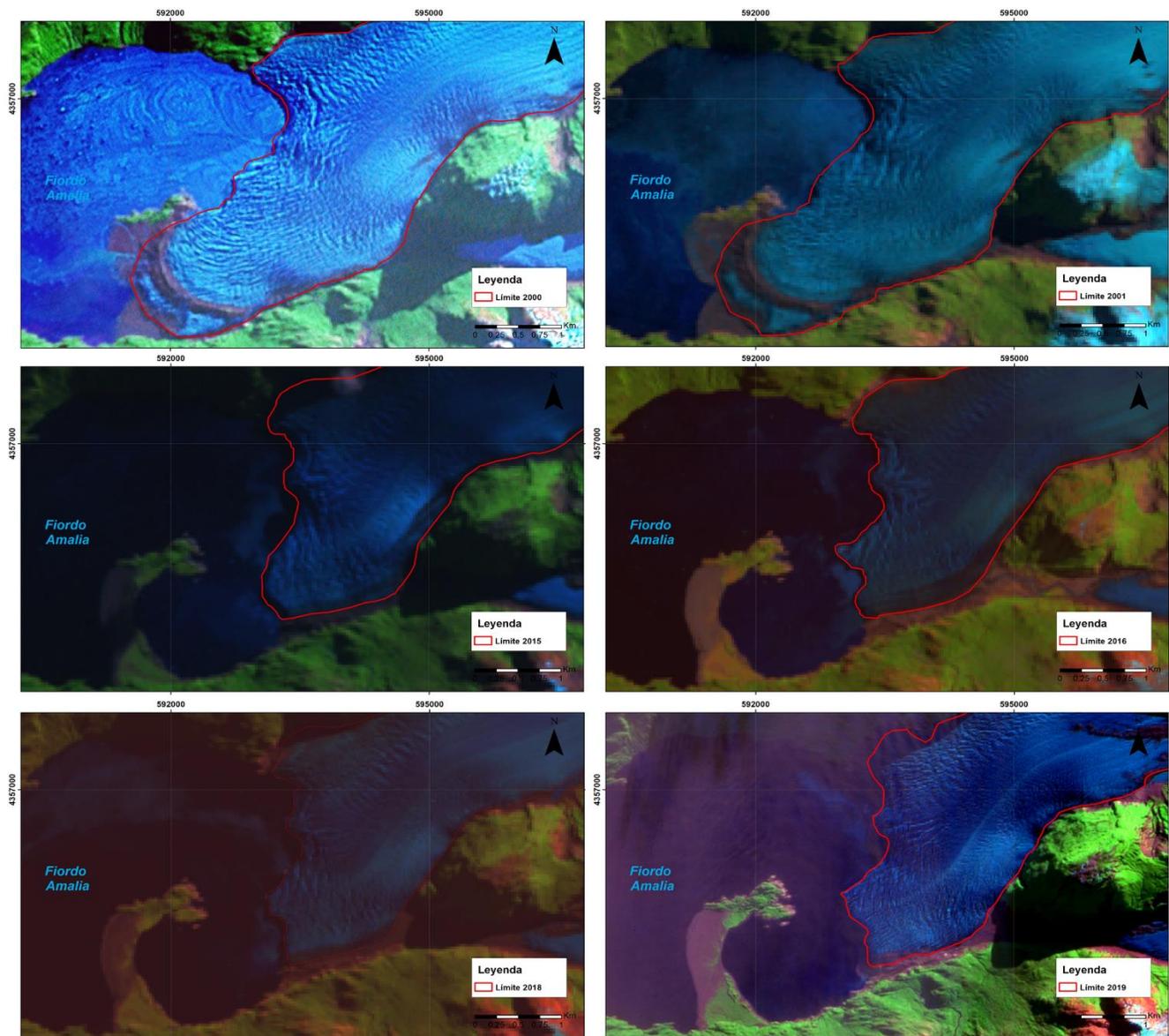


Figura 10.7 Margen frontal del Glaciar Amalia para los años 2000, 2001, 2015, 2016, 2018 y 2019

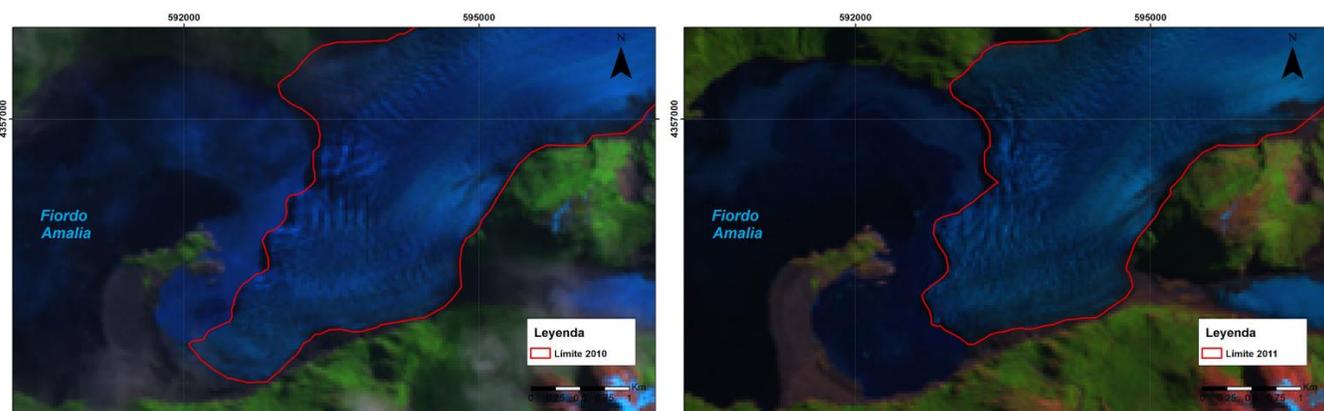


Figura 10.8 Margen frontal del Glaciar Amalia para los años 2010 y 2011

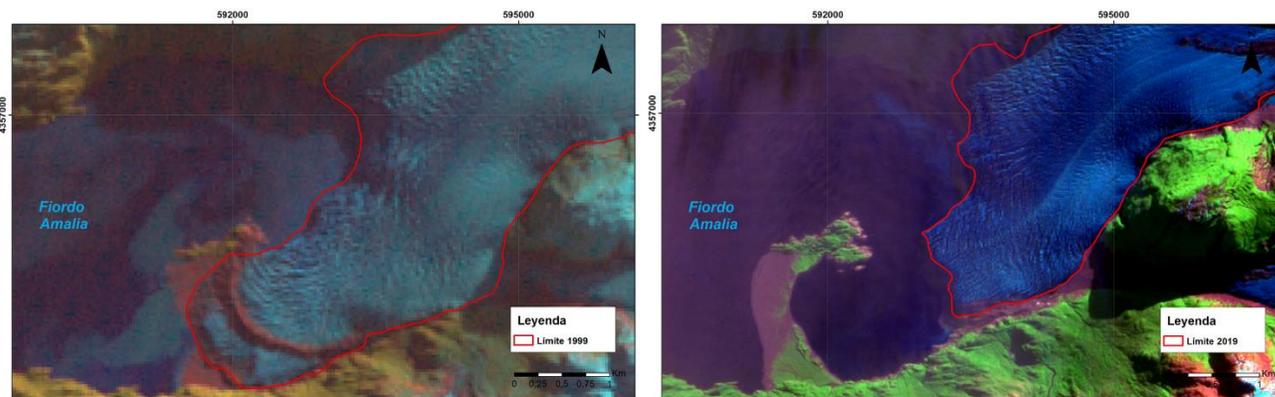


Figura 10.9 Margen frontal del Glaciar Amalia para los años 1999 y 2019

Tabla 10.11. Variación frontal de la línea de flujo media del Glaciar Amalia.

Año	Variación frontal [m]	Tasa de variación [m/año]
2019	2,5	2,327806122
2018	1,6	1,622222222
2017	-27,9	-24,01768868
2016	-14,3	-17,63344595
2015	-2,6	-2,420918367
2014	-180,6	-200,972561
2013	-169,7	-78,20770202
2011	-132,1	-147,0015244
2010	-24,9	-7,834913793
2007	-161,8	-175,764881
2006	82	98,45394737
2005	-75,8	-75,18206522
2004	-76,1	-73,87367021
2003	-116	-112,606383
2002	52,5	49,90234375
2001	18	20,79113924
2000	-70,4	-69,26145553
1999	-0,9	-0,892663043
1998	-70,1	-5,711272321
1986	-67,9	-70,40767045

ANEXO H. Geomorfología Glaciar Amalia – Fiordo Amalia

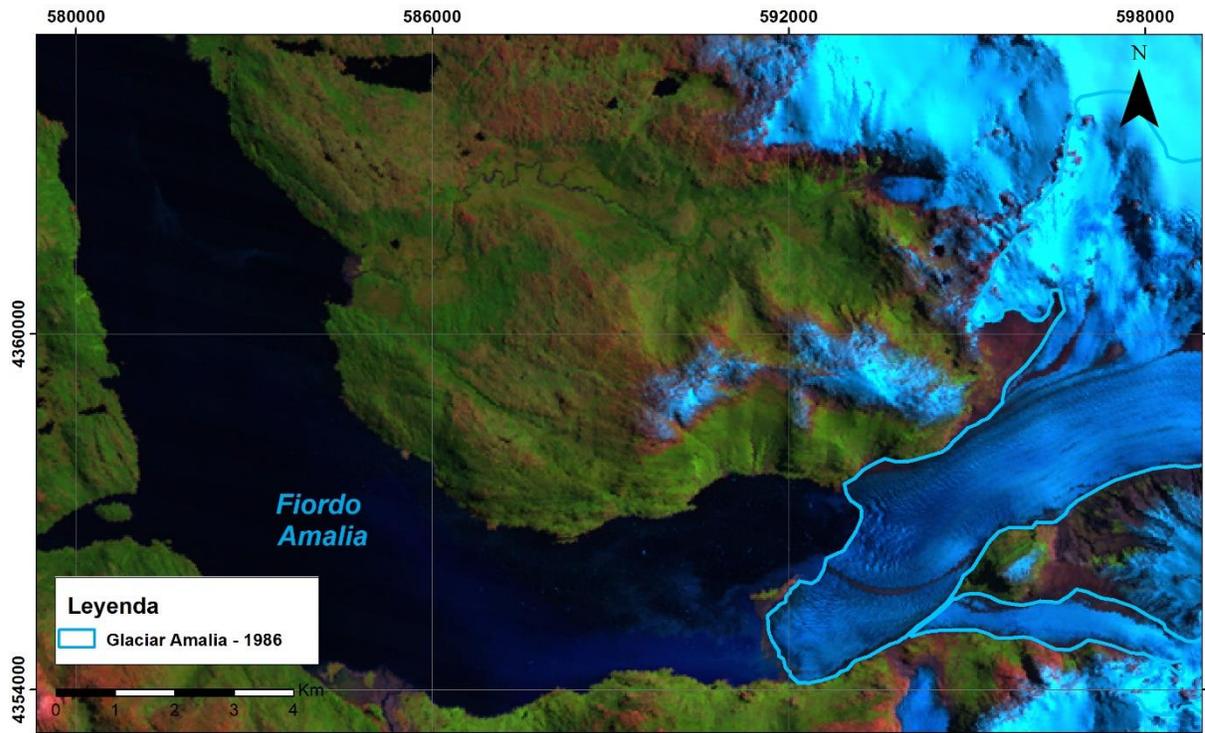


Figura 10.10 Margen 1986 del Glaciar Amalia. De base imagen Landsat 5, 1986

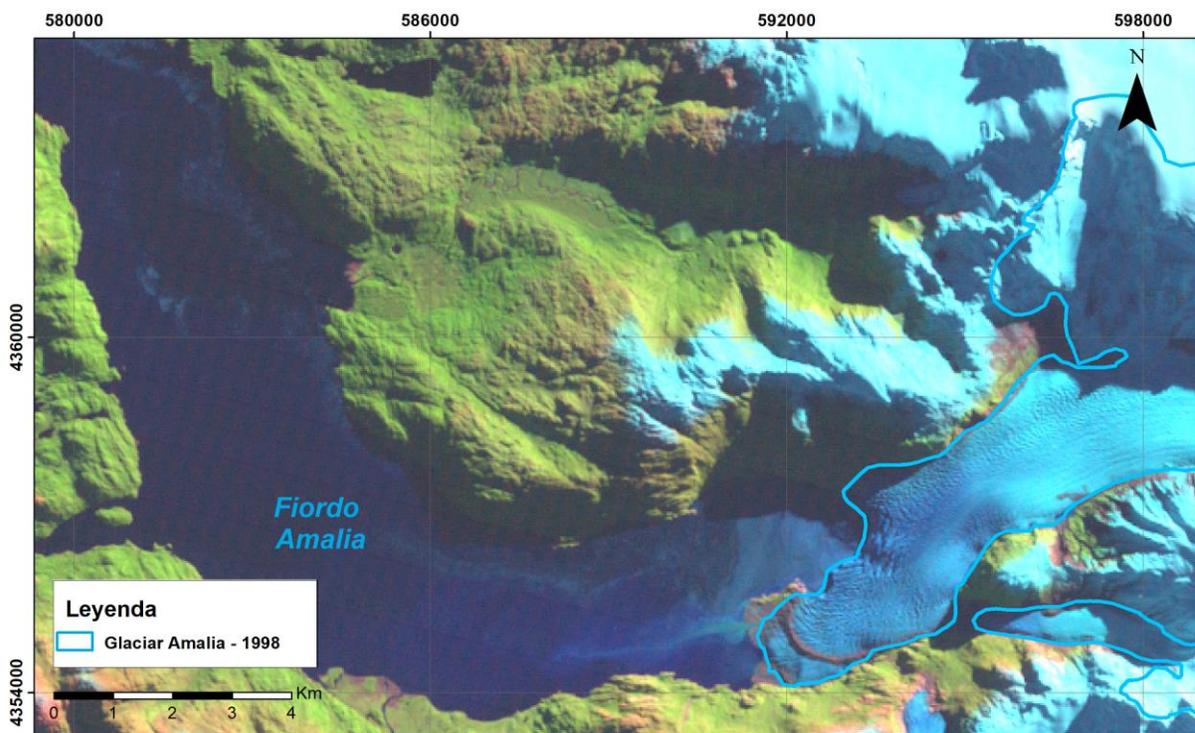


Figura 10.11 Margen 1998 del Glaciar Amalia. De base imagen Landsat 5, 1998

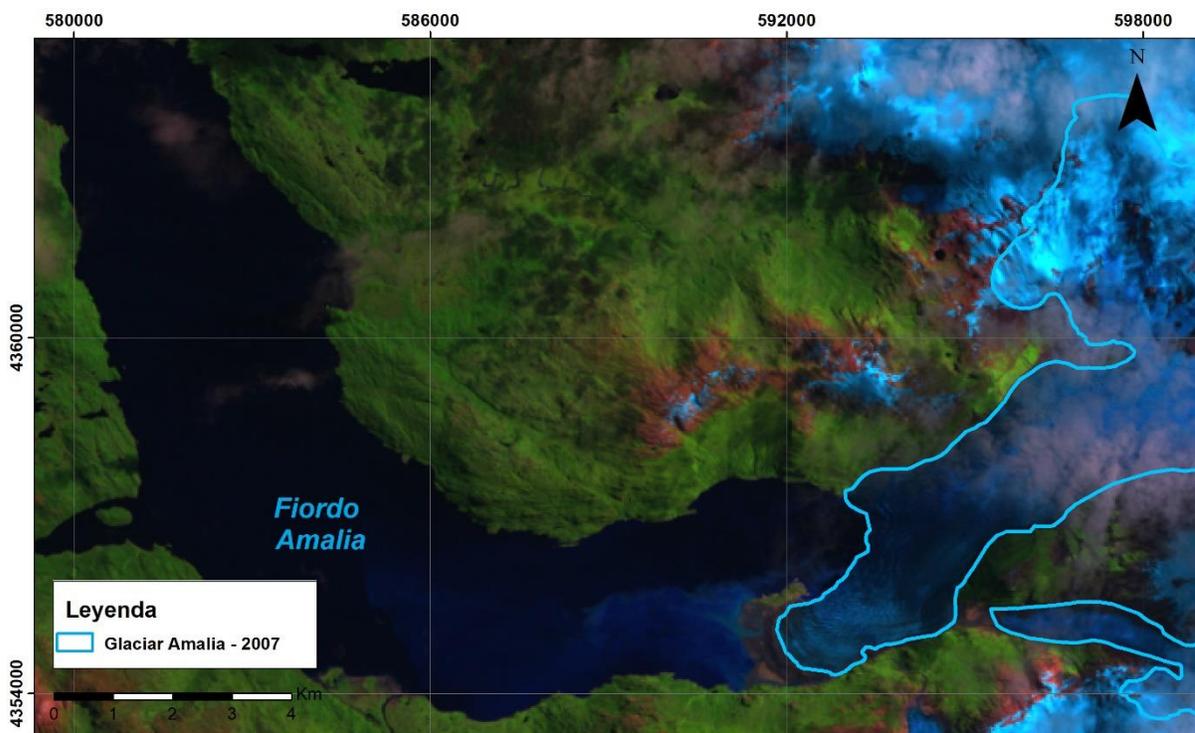


Figura 10.12 Margen 2007 del Glaciar Amalia. De base imagen Landsat 7, 2007

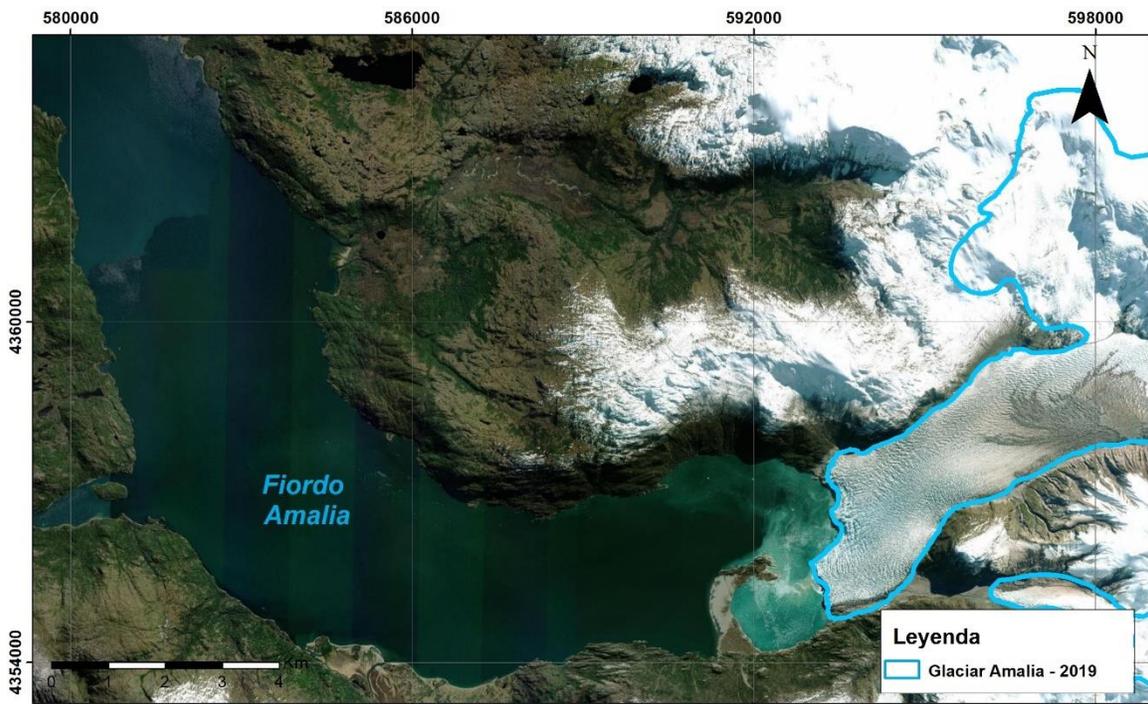


Figura 10.13 Margen 2019 del Glaciar Amalia. De base imagen de *Basemap*, 2019