



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

**EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL RECIENTE DE LOS GLACIARES
BERNARDO, TÉMPANO Y OCCIDENTAL EN CAMPOS DE HIELO SUR**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MAXIMILIANO RICARDO MORA RETAMAL

PROFESOR GUÍA:

RODRIGO FERNÁNDEZ VÁSQUEZ

PROFESOR CO-GUÍA:

CRISTIAN RODRIGO RAMIREZ

COMISIÓN:

VALENTINA FLORES AQUEVEQUE

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Maximiliano Ricardo Mora Retamal
FECHA: 03/01/2020
PROFESOR GUÍA: Rodrigo Fernández Vásquez

EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL RECIENTE DE LOS GLACIARES BERNARDO, TÉMPANO Y OCCIDENTAL EN CAMPOS DE HIELO SUR

Los glaciares de Campos de Hielo Sur (CHS) han presenciado una contracción generalizada desde el último avance registrado en esta área. Esta contracción sería consecuencia de los cambios en las tendencias climáticas expresadas en disminución de las precipitaciones y aumento de las temperaturas medias superficiales, lo que ha sido intensificado por la acumulación de gases de efecto invernadero en la atmósfera desde la revolución industrial.

Por otro lado, existen algunos glaciares de CHS que no siguen el comportamiento regional. El caso más conocido corresponde al glaciar Pio XI, en el cual se ha documentado un avance estimado de 10 km desde la mitad del siglo pasado, lo que refleja un desacople entre los factores climáticos causantes de la contracción general y la dinámica propia de los glaciares, y evidencia que las características intrínsecas de un sistema glacial pueden generar dinámicas del frente glacial que no respeten las tendencias climáticas regionales en Patagonia. Por tanto, aún existe desconocimiento en torno a cómo afectan a los glaciares de Campos de Hielo Sur las fuerzas climáticas regionales y cuáles son las respuestas de estos ante tales forzantes.

Este trabajo busca encontrar una relación entre la dinámica del frente glacial durante los últimos 70 años, las forzantes climáticas regionales que afectan a la zona y los procesos intrínsecos de cada sistema glacial.

Se presentan resultados de delimitación de frentes glaciales a partir de imágenes satelitales y posiciones frontales de trabajos previos desde el año 1945 al 2018. Además, se exhiben los cambios geomorfológicos de la zona periglacial frontal para los glaciares en estudio desde el año 1976 a 2018. También se muestran las tendencias de precipitaciones y temperaturas a partir de mediciones realizadas en estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio. Igualmente se presentan análisis en testigos de sedimentos extraídos en los distintos fiordos Bernardo, Iceberg y del canal Mesier. Los análisis realizados a los testigos corresponden a mediciones de susceptibilidad magnética, tomografías computarizadas, descripciones de litofacies y análisis granulométrico.

A partir de los anterior, se establece una dinámica de retroceso frontal de todos los glaciares estudiados en el periodo 1945-2018 que responde a las tendencias climáticas regionales a escala multidecadal. Se destaca la importancia del método a usar para delimitar el frente glacial. Se reconocen dinámicas sincrónicas y asincrónicas de los glaciares para ciertos periodos interanuales y decadales, como consecuencia de las distintas tendencias de precipitaciones, cambios de fase de modos climáticos y factores geológicos propios de las características intrínsecas de los glaciares en sus zonas marginales. Adicionalmente, se reconoce que los registros sedimentarios recolectados en cada fiordo corresponden a diferentes ambientes glaciomarininos, donde predominan distintos procesos sedimentarios que podrían reflejar los distintos cambios geomorfológicos observados en superficie. Finalmente, se recomienda que futuros estudios incluyan mayor densidad de imágenes satelitales (y aéreas), datación de material sedimentario y carbonático, datos sísmicos del subfondo y batimetría de alta resolución para establecer de manera más confiable la dinámica glacial en un periodo de tiempo instrumental mayor.

DEDICATORIA

*Dedicado a mi familia, pilar fundamental e incondicional,
A las poblaciones y su gente de esfuerzo incansable,
A las madres,
A los padres,
A las hermanas y hermanos,
Al amor en todas sus formas,
Al compañerismo,
A los pueblos originarios y su conocimiento ancestral,
A la lucha contra las injusticias y a los procesos transformadores en nuestro país.*

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, agradecer a mi familia especialmente a mi mamita y papito por todo el amor que nos han entregado a mí y mis hermanes. Por la dedicación y constancia imparable de enseñarnos hasta el día de hoy. Gracias por darme la posibilidad de salir de casa para ir a estudiar a Santiago, porque sé que fue un sacrificio en todos los sentidos para ustedes. Gracias por enseñarme la conciencia social, la empatía por la gente y la solidaridad, que para mí son valores invaluable y primordiales para que vivamos en una sociedad justa. Por su preocupación infinita de que su hija e hijos cumplamos nuestras metas y sueños en esta vida. Gracias infinitas, totales e inconmensurables por todo lo que hicieron y siguen haciendo. Gracias al Emi y la Monse, por todos los momentos que hemos tenido, desde chicos jugando, ahora ya más grandes mochileando y saliendo juntos lo que de seguro se repetirá muchas veces más. Gracias hermanites queridas. Agradecer a mis abuelas y abuelo, a mis tíos y tías, primos y primas, mención a la Carla, porque todas y todos me han brindado su apoyo. Gracias totales.

Agradecer a mis geochiquilles, al Nico, Martin M, Mardel, Gene, Estefi, Negro, Fer, Martin C, Foncho, Pancho, Ale porque todas y todos me han apoyado en algún momento y han ayudado a sacar esto adelante durante esta larga instancia. Gracias por todos los momentos cabres, de seguro que seguirán viniendo muchos más. Gracias especialmente por los últimos años en la u y por todo el cariño que nos hemos entregado, de distintas formas, pero cariño finalmente. Salud.

Agradecer especialmente a mi compañera, la Kim, gracias por aguantarme, por darme ánimos en los momentos de bajón, por darme tu amor y cariño durante todo este tiempo. Gracias por todas las alegrías, regalones, viajes de felicidad y todos los momentos que hemos compartido juntos.

También a los chiquillxs de la generación de geo que nos fuimos acompañando desde el inicio de la carrera hasta Campo 2, a los que ya salieron y a los que estamos terminando. Agradecer a la gente de geo que se reúne en el patio de los naranjos, un lugar que debería ser patrimonio estudiantil por toda su historia. A la gente de la salita de memoristas que quiere puro salir y puro que se saca la vuelta ahí.

Agradecimientos al Hogar Amanda Labarca (ex JGM) por todos los años vividos ahí, al Seba de la pieza 3, a los chiquillos Mati O, Benner, Mati S, Freddy y a tantos otros buenos cabros de región. A la tía Ruth y tío Eliecer que son el alma y estructura fundamental del hogar. Mencionar mis agradecimientos a mi buen amigo el Dr. Wicho y a toda su familia por la buena onda y los buenos momentos, destacar al 79 que fue mi segunda casa en los primeros años en Santiago.

Quiero darles las gracias a la Blanca, por su buena onda, excelente disposición y por toda la ayuda, muchas gracias Blanquis eres fundamental para que todo funcione. También agradecer a la Vero, por todas las copuchas y conversas, por la preocupación. A la Rosita, por los buenos días de siempre y su buena onda. A la tía Mariela, por sus conversaciones, preocupaciones y confianza. Agradecer a todos los demás funcionarios por la buena onda. Gracias también a Esperanza por su trabajo de práctica 2 con los testigos de sedimento.

Finalmente agradecer CONA y SHOA por el financiamiento y los datos obtenidos en el proyecto CIMAR23. A mi profè guía, Rodrigo, quien me orientó y ayudo en todo el desarrollo de este trabajo, también por su buena disposición ante las dudas que iban saliendo y por las gratas conversas pre y post reunión. Agradezco a Cristian y Vale por ayudar con sus correcciones y comentarios a robustecer este trabajo, por su buena voluntad y disposición.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Presentación	1
1.2	Formulación del estudio	2
1.3	Hipótesis	5
1.4	Objetivos.....	5
1.4.1	Objetivo general.....	5
1.4.2	Objetivos específicos.....	5
2	METODOLOGÍA	7
2.1	Obtención de datos en cruceo CIMAR 23.....	7
2.1.1	Datos de batimetría multihaz y sísmica monocanal.	7
2.1.2	Muestreo de sedimentos mediante testigos <i>gravity corer</i> (perteneciente a la UNAB, Viña del Mar).	7
2.2	Trabajo de gabinete	9
2.2.1	Estudio de bibliografía de sistemas glaciales en los Andes Patagónicos.	9
2.2.2	Análisis histórico de áreas, frentes y sistemas proglaciales a partir de imágenes satelitales	10
2.2.3	Modelos de Elevación Digital (DEM).....	14
2.2.4	Análisis de testigos de sedimento	15
2.2.5	Condiciones de precipitaciones y temperaturas.....	26
3	MARCO TEÓRICO	28
3.1	Geología regional de Patagonia	28
3.1.1	Morfoestructuras y tectónica de los Andes Patagónicos	28
3.1.2	Unidades geológicas de la zona de estudio	30
3.1.3	Geología estructural	33
3.1.4	Efectos de la dinámica glacial en la isostasia	34
3.2	Marco geológico glacial	36
3.2.1	Características generales de un glaciar.....	36
3.2.2	Ciclo <i>Tidewater Glacier</i>	45
3.2.3	Producción de sedimento y formas deposicionales en glaciares de marea	47
3.2.4	Paleoclima y glaciaciones del Holoceno Tardío	50
3.3	Marco climático regional.....	53
3.3.1	Características climáticas generales de los Andes Patagónicos.....	53
3.3.2	Condiciones locales de temperatura y precipitaciones.....	54
3.3.3	Fenómenos de variabilidad interanual y tendencias climáticas del último siglo .	57
4	RESULTADOS.....	61

4.1	Cambios históricos en los frentes glaciales y sistemas proglaciales	61
4.1.1	Observaciones de las variaciones terminales y proglaciales	62
4.1.2	Dinámica anual del frente glacial.....	74
4.1.3	Dinámica trienal del frente glacial	90
4.1.4	Dinámica decenal del frente glacial	98
4.2	Variaciones históricas del área glaciar	104
4.2.1	Glaciar Bernardo	104
4.2.2	Glaciar Témpano	107
4.2.3	Glaciar Occidental.....	109
4.3	Análisis de testigos de sedimentos	111
4.3.1	Testigo C23BR_18c_G	112
4.3.2	Testigo C23MS_19_G.....	124
4.3.3	Testigo C23IB_21b_G	138
4.3.4	Integración de los resultados.....	151
4.4	Precipitaciones y temperaturas medias históricas	156
5	DISCUSIONES.....	162
5.1	Comparación de los métodos usados para el cálculo de las variaciones frontales con trabajos anteriores	162
5.2	Variaciones areales y su relación con los cambios frontales.	164
5.3	Implicancias generales de los cambios frontales y de los sistemas proglaciales	166
5.3.1	Diferencias en el comportamiento frontal según los métodos AR y LC.....	168
5.3.2	Sincronismo de las dinámicas frontales del área de estudio.....	171
5.4	Relación entre las condiciones meteorológicas y los cambios frontales y proglaciales	175
5.4.1	Glaciar Bernardo y Glaciar Témpano (LT2)	176
5.4.2	Glaciar Témpano (LT1).....	178
5.4.3	Glaciar Occidental.....	179
5.4.4	Modos climáticos y comportamiento regional de los glaciares	181
5.5	Registro sedimentario superficial de los fiordos.....	183
5.5.1	Fiordo Bernardo	184
5.5.2	Fiordo Iceberg	189
5.5.3	Canal Mesier	192
5.6	Proposición de modelo conceptual para glaciares de CHS con diferentes sistemas terminales.....	195
6	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	197
6.1	Conclusiones	197

6.2	Recomendaciones para trabajos futuros	199
7	BIBLIOGRAFÍA.....	201
8	ANEXOS	213

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1. Mapa de Campos de Hielo Sur, donde se muestran en amarillo los puntos de interés que recorrió el Buque AGS-61 “Cabo de Hornos”. En un rectángulo negro se observa un acercamiento a la zona de estudio de esta memoria, donde se muestran en polígonos encerrados los glaciares Bernardo (naranja), Témpano (verde) y Occidental (negro). Además, se muestran los puntos de obtención de testigos de sedimentos (en rosado)..... 1
- Figura 1.2. Mapa de Campos de Hielo Patagónico donde se muestra la extensión de estos durante el Último Máximo Glacial (área blanca) propuesto por Bendle y otros (2017) y Thorndycraft y otros (2018) en contraste con los Campos de Hielo Norte y Sur (área azul) actuales. En el cuadro rojo se muestra el área de estudio de este trabajo. 2
- Figura 1.3. Mapa de comparación de los frentes glaciales actuales (blanco) y la última extensión glacial (rojo) de CHN y CHS durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) en su máximo (en 1870 para CHN y entre 1650-1750 para CHS). En el recuadro negro se ubica el área de estudio de este trabajo. Tomado de Glasser y otros (2011). 3
- Figura 1.4. Temperatura superficial global anual desde 1900-2017 comparada con el promedio entre 1981-2010 (línea punteada). Los colores diferentes corresponden a diferentes análisis de centros de investigación sobre el registro de temperaturas histórica y de modelos de proyección climatológica. Extraída de NOAA climate.gov y adaptado del informe State of Climate 2017..... 4
- Figura 2.1 Mapa de la zona de obtención de los testigos de sedimentos a analizar en este trabajo. El testigo C23BR_18c_G se ubica en el fiordo Bernardo, el C23MS_19_G en el canal Mesier y el C23IB_21b_G en el fiordo Iceberg. 9
- Figura 2.2. Navegador de Earth Explorer del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS siglas en inglés) en la parte superior y el visor de capas del software ArcGis 10.3 donde se muestra una imagen satelital LandSat 8 con combinación de bandas 432. 11
- Figura 2.3. Se muestra la forma de calcular la variación frontal entre un periodo de tiempo determinado, como ejemplo se muestran los frentes glaciales del año 2016 (línea blanca) y el año 2018 (línea roja). A la izquierda se observa el cálculo de la variación frontal mediante el método de líneas centrales donde las líneas punteadas negras con azul corresponden a la línea central del frente glacial para el año 2016 y las negras con rosado para el año 2018, luego la línea amarilla muestra la diferencia entre cada una de estas. A la derecha se observa cómo se calcula el método de áreas rectangulares equivalentes donde se construye un rectángulo equivalente cuyo ancho es la línea amarilla y el largo correspondería a la variación entre los frentes, calculado a partir de la obtención del área achurada. 14
- Figura 2.4. Se muestra el navegador del Alaska Satellite Facility (parte superior) y los productos obtenidos mediante el uso de Modelos de Elevación Digital en el software ArcGis (parte inferior)..... 15
- Figura 2.5. Fotografía del equipo de tomografía computarizada SOMATON Definition Edge del Centro de Imagenología del Hospital Clínico “J.J. Aguirre” de la Universidad de Chile. ... 17
- Figura 2.6. A) Equipo SOMATON Definition Edge de tomografía computarizada de rayos X del Centro de Imagenología del Hospital Clínico de la Universidad de Chile. B) Imagen del software RadianDiCOM Viewer mostrando las secciones transversales y longitudinales de un testigo de sedimento. 18
- Figura 2.7. Se muestra en la parte superior (a) el equipo Bartington MS2C Corer que mide la susceptibilidad magnética y (b) el conversor Logging Sensor que genera archivos de texto. En la parte inferior (c) se muestra los archivos en una planilla Excel. 19

Figura 2.8. Vista transversal de la tomografía de un testigo, donde se observan el tubo del testigo y en su interior el sedimento (en tonos claros) y el vacío en negro.	20
Figura 2.9. Laboratorio de trabajo para proyectos de geología glacial y marina del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.	22
Figura 2.10. Fotografía de un testigo abierto donde se obtendrán muestras para granulometría láser, considerando las variaciones en la tomografía y la susceptibilidad del mismo testigo.	24
Figura 2.11. Esquema del funcionamiento del granulómetro láser.	25
Figura 2.12. Se muestra: A) Granulómetro láser Mastersizer 2000 del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. B) Lectura en pantalla de los resultados obtenidos en cada medición. C) Programación de Excel llamada “Gradistats” para visualizar los datos obtenidos y generar las figuras usadas en este trabajo, por ejemplo, los gráficos de distribución granulométrica.	26
Figura 3.1. Mapas de dominios morfoestructurales para la Patagonia. A la izquierda se muestra el mapa generado por Charrier y otros (2003) donde PA: Archipiélago Patagónico, PC: Cordillera Patagónica y LOFZ: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. A la derecha se observa un mapa de Gianni y otros (2015) donde subdivide la zona Patagónica chilena en dos dominios, los Andes Patagónicos Norte (APN) y Andes Patagónicos Austral (APA).	29
Figura 3.2. Mosaico de mapas geológicos que incluyen la zona de estudio. A) Mapa geológico 1:1.000.000 de Chile (SERNAGEOMIN, 1987). B) Extraído de Hervé y otros (2007). C) Extraído de Poblete (2015). D) Extraído de Ghiglione y otros (2015).	31
Figura 3.3. A) Mapa que muestra los dominios estructurales de Zona Patagónica Sur, donde el recuadro rojo muestra el área de estudio. P bath: Batolito Patagónico, WMC: Complejo Metamórfico Andino Occidental, EMC: Complejo Metamórfico Andino Oriental, FTB; Faja Plegada y Corrida. Modificado de Ghiglione y otros (2019). B) Mapa estructural de la Zona Patagónica Sur y Austral, donde el recuadro rojo muestra el área de estudio. Se muestran principalmente las estructuras regionales dominantes en esta zona. Modificado de Thomson y otros (2001).	33
Figura 3.4. Configuración tectónica actual de Patagonia al sur del punto triple, donde el recuadro rojo muestra el área de estudio. Se exhiben los dominios estructurales de basamento y de faja plegada y corrida. Modificado de Ramos & Ghiglione (2008).	34
Figura 3.5. Fotos aéreas del glaciar Bernardo. A la izquierda se tiene una vista hacia el interior de CHS y a la derecha se observa el frente de ablación glacial, al fondo de esta foto se observa una parte del glaciar Témpano. Tomadas por el Centro de Estudios Científicos en 2014.	37
Figura 3.6. Zonas de Acumulación y Ablación de un glaciar temperado de marea generando ablación mediante calving. Extraído de Benn and Evans (2010).	38
Figura 3.7. Clasificación de glaciares desarrollada por Sugden and John (1976).	38
Figura 3.8. Clasificación de glaciares según variados criterios (primera fila de tabla) desarrollada por GLIMS (2005).	39
Figura 3.9. Mapa de los Campos de Hielos Patagónicos en la Zona Austral de Chile. Se diferencia entre CHN y CHS, ubicando el cuadrángulo correspondiente a la zona de estudio.	41
Figura 3.10. Mapa del área de estudio, ubicada en el sector noroeste de Campo de Hielo Sur Se delimita (línea discontinua amarilla) los sistemas proglaciales de los glaciares Bernardo, Témpano y Occidental.	42
Figura 3.11. Glaciar Bernardo y características geológicas primarias del sistema proglacial. (A) Modificado de Dowdeswell & Vázquez (2013). (B) Modificado de Mercer (1970).	43
Figura 3.12. Glaciar Témpano y características geológicas primarias del sistema proglacial. (A) Modificado de Dowdeswell & Vázquez (2013). (B) Modificado de Mercer (1970).	44

Figura 3.13. Glaciar Occidental y características geológicas primarias del sistema proglacial. (A) Modificado de Dowdeswell & Vázquez (2013). (B) Modificado de Mercer (1970).....	45
Figura 3.14. Fuentes de sedimento y distribución de los procesos controladores de la sedimentación en un ambiente de fiordo. (Tomado de Bennet and Glasser (2009)	48
Figura 3.15. Régimen de sedimentación de típico de glaciares temperados de marea (Modificada de Ashley et al., 2000).....	49
Figura 3.16. Modelo esquemático del conjunto de geoformas glaciares, glaciofluviales y glaciomarinas para fiordos de CHS dominados por corrientes de fusión (Modificado de Dowdeswell & Vázquez, 2013).	50
Figura 3.17. Representación esquemática de los flujos atmosféricos de nivel bajo y rasgos climáticos de gran escala en los Andes (Garreaud, 2009).....	54
Figura 3.18. Mapas de comparación de la climatología del modelo climático PRECIS-DGF con las estaciones de observación (círculos rellenos). Se usaron datos ara el modelo climático entre 1978-2001 y para las estaciones se calcularon los datos mensuales durante la segunda mitad del SXX. Las líneas rojas segmentadas indican la cumbre de los Andes. (A) Muestra la comparación de la precipitación anual media y (B) muestra la comparación de la temperatura anual media. Modificada de Garreaud (2013).	55
Figura 3.19. Mapas de comparación de la climatología del modelo climático PRECIS-DGF con las estaciones de observación (círculos rellenos). Se usaron datos ara el modelo climático entre 1978-2001 y para las estaciones se calcularon los datos mensuales durante la segunda mitad del SXX. Las líneas rojas segmentadas indican la cumbre de los Andes. (A) Muestra la comparación de la diferencia de precipitación entre el verano (DJF) e invierno austral (JJA) y (B) Muestra la comparación de la diferencia de temperatura entre el verano (DJF) e invierno austral (JJA). Modificada de Garreaud (2013).	56
Figura 3.20. Registro histórico y tendencias de precipitaciones a partir de observaciones de estaciones meteorológicas y radiosondas; y de modelos de reanálisis de los datos observados para latitudes cercanas a la zona de estudio. (A) Modificada de Garreaud (2018). (B) y (C) Modificadas de Carrasco y otros (2002).	58
Figura 3.21. Registro histórico y tendencias de precipitaciones a partir de observaciones de estaciones meteorológicas y radiosondas; y de modelos de reanálisis de los datos observados para latitudes cercanas a la zona de estudio. (A) Modificada de Rasmussen y otros (2007). (B) Modificado de Rosenbluth y otros (1997) y (C) Modificadas de Carrasco y otros (2002)...	60
Figura 4.1. Glaciares Bernardo (verde), Témpano (naranja) y Occidental (azul) con sus sistemas proglaciales. Imagen de fondo corresponde a LANDSAT 8 del año 2018.	62
Figura 4.2. Características morfológicas glaciares y sistemas proglaciales del glaciar Bernardo. 64	
Figura 4.3. Delimitación del frente del glaciar Bernardo en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 1976-2008. Se observan imágenes de los años 1976 (a), 1979 (b), 1987 (c), 1998 (d), 2001 (e), 2005 (f), 2006 (g), 2007 (h) y 2008 (i).	65
Figura 4.4. Se muestran los cambios del glaciar Bernardo entre 1976 (izquierda) y 1998 (derecha). El retroceso glacial deja al descubierto una morrena lateral al oeste de la lengua terminal 1.	66
Figura 4.5. Delimitación del frente del glaciar Bernardo en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 2009-2018. Se observan imágenes de los años 2009 (a), 2010 (b), 2012 (c), 2015 (d), 2016 (e) y 2018 (f).	66
Figura 4.6. Se muestra el vaciamiento parcial de los embalsamientos proglaciales para las lenguas LT1s y LT2 del glaciar Bernardo. A la izquierda se observa el nivel de agua normal para el año 2006 y a la derecha se observa como disminuyó el nivel de agua en el año 2007.....	67

Figura 4.7. Las características morfológicas glaciares y sistemas proglaciales del glaciar Témpano.	68
Figura 4.8. Delimitación del frente del glaciar Témpano en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 1976-2006. Se observan imágenes de los años 1976 (a), 1987 (b), 1998 (c), 2001 (d), 2005 (e) y 2006 (f).	69
Figura 4.9. Se muestra el vaciamiento parcial de los embalsamientos proglaciales para LT2 del glaciar Témpano. A la izquierda se observa el nivel de agua normal para el año 2006 y a la derecha se observa como disminuyó el nivel de agua en el año 2007	70
Figura 4.10. Delimitación del frente del glaciar Témpano en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 2007-2018. Se observan imágenes de los años 2007 (a), 2008 (b), 2009 (c), 2015 (d), 2016 (e) y 2018 (f).	71
Figura 4.11. Las características morfológicas glaciares y el sistema proglacial del glaciar Occidental.....	72
Figura 4.12. Delimitación del frente del glaciar Occidental en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 1976-2005. Se observan imágenes de los años 1976 (a), 1987 (b), 2001 (c) y 2005 (d).....	73
Figura 4.13. Delimitación del frente del glaciar Occidental en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 2006-2018. Se observan imágenes de los años 2006 (a), 2008 (b), 2010 (c), 2012 (d), 2016 (e) y 2018 (f).....	74
Figura 4.14. Mapa de frentes glaciales históricos para la zona de estudio. Se muestra la ubicación del área de estudio y las figuras correspondientes a cada glaciar. Además, se indican las lenguas terminales analizadas en las siguientes descripciones para cada glaciar.	75
Figura 4.15. Mapa de frentes glaciales correspondientes a los años 1945, 1976, 1998, 2010 y 2018 del glaciar Bernardo, con imagen satelital Landsat 8 con combinación de bandas RGB 432 (color real). La exclusión del tributario en el borde NE del lóbulo principal no tiene relevancia al momento de hacer la delimitación y comparación frontal de las lenguas terminales. Sin embargo, es incluido para la variación areal en la sección 4.2.	76
Figura 4.16. Mapa de los frentes glaciales anuales del glaciar Bernardo entre los años 1945 y 2018.	77
Figura 4.17. Se muestra la variación acumulada anual del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método. El eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente, donde el cero corresponde a la variación del frente en el primer año considerado (1945).	80
Figura 4.18. Mapa de frentes glaciales correspondientes a los años 1945, 1976, 1998, 2010 y 2018 del glaciar Témpano, con imagen satelital Landsat 8 con combinación de bandas RGB 432 (color real).	81
Figura 4.19. Mapa de los frentes glaciales anuales del glaciar Témpano entre los años 1945 y 2018.	82
Figura 4.20. Se muestra la variación acumulada anual del frente de la lengua terminal 1 (LT1) del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método. El eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente, donde el cero corresponde a la variación del frente en el primer año considerado (1945).....	85

Figura 4.21. Se muestra la variación acumulada anual del frente de la lengua terminal 2 (LT1) del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método. El eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente, donde el cero corresponde a la variación del frente en el primer año considerado (1976).....	86
Figura 4.22. Mapa de frentes glaciales correspondientes a los años 1945, 1976, 1998, 2010 y 2018 del glaciar Occidental, con imagen satelital Landsat 8 con combinación de bandas RGB 432 (color real).	87
Figura 4.23. Mapa de los frentes glaciales anuales del glaciar Occidental entre los años 1945 y 2018.....	88
Figura 4.24. Se muestra la variación acumulada anual del frente de la lengua terminal 2 (LT1) del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método. El eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente, donde el cero corresponde a la variación del frente en el primer año considerado (1945).....	90
Figura 4.25. Mapa de los frentes glaciales trienales del glaciar Bernardo entre los años 1945 y 2018.	91
Figura 4.26. Se muestra la variación acumulada trienal del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método, las cuales se calcularon con la diferencia entre una fecha y la anterior dividida por la cantidad de años entre ellas. Donde el eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente.	92
Figura 4.27. Mapa de los frentes glaciales trienales del glaciar Témpano entre los años 1945 y 2018.....	93
Figura 4.28. Se muestra la variación acumulada trienal del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.....	95
Figura 4.29. Se muestra la variación acumulada trienal del frente de la lengua terminal 2 del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.....	95
Figura 4.30. Mapa de los frentes glaciales trienales del glaciar Occidental entre los años 1945 y 2018.....	96
Figura 4.31. Se muestra la variación acumulada trienal del frente de la lengua terminal del glaciar Occidental comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.....	97
Figura 4.32. Mapa de los frentes glaciales decenales del glaciar Bernardo entre los años 1945 y 2018.....	98
Figura 4.33. Se muestra la variación acumulada decenal de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método	

de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método, las cuales se calcularon con la diferencia entre una fecha y la anterior dividida por la cantidad de años entre ellas. Donde el eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente.	99
Figura 4.34. Mapa de los frentes glaciales decenales del glaciar Témpano entre los años 1945 y 2018.....	100
Figura 4.35. Se muestra la variación acumulada decenal de la lengua terminal 1 del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.....	102
Figura 4.36. Se muestra la variación acumulada decenal de la lengua terminal 2 del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.....	102
Figura 4.37. Mapa de los frentes glaciales decenales del glaciar Occidental entre los años 1945 y 2018.....	103
Figura 4.38. Se muestra la variación acumulada decenal de la lengua terminal del glaciar Occidental comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.	104
Figura 4.39. Se muestran las variaciones en los frentes glaciales entre los años 1976 y 2018 para el Glaciar Bernardo. Se utiliza una imagen satelital con fecha del último año estudiado (14-02-2018) utilizando la combinación de bandas RGB 432 (color real).	105
Figura 4.40. . Se muestra la variación acumulada del área glacial del glaciar Bernardo entre los años 1976-2018. También se presentan las tasas de variación areal del glaciar, las cuales se calcularon con la diferencia entre una fecha y la anterior dividida por la cantidad de años entre ellas. Donde el eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente.	106
Figura 4.41. Se muestran las variaciones en los frentes glaciales entre los años 1976 y 2018 para el Glaciar Témpano. Se utiliza una imagen satelital con fecha del último año estudiado (14-02-2018) utilizando la combinación de bandas RGB 432 (color real).	107
Figura 4.42. Se muestra la variación acumulada del área glacial del glaciar Témpano entre los años 1976-2018. También se presentan las tasas de variación areal del glaciar.....	108
Figura 4.43. . Se muestran las variaciones en los frentes glaciales entre los años 1976 y 2018 para el Glaciar Occidental. Se utiliza una imagen satelital con fecha del último año estudiado (14-02-2018) utilizando la combinación de bandas RGB 432 (color real).	109
Figura 4.44. Se muestra la variación acumulada del área glacial del glaciar Témpano entre los años 1976-2018. También se presentan las tasas de variación areal del glaciar.....	110
Figura 4.45. Resumen de las unidades sedimentarias visuales para los testigos C23BR_18c_G y C23MS_19_G.	113
Figura 4.46. Estructuras sedimentarias reconocidas en el testigo C23BR_18c_G mediante imágenes tomográficas.	115
Figura 4.47. Resumen de mapeo de unidades tomográficas, los contactos y estructuras sedimentarias del testigo C23BR_18c_G.	118
Figura 4.48. Gráficos de susceptibilidad magnética del testigo C23BR_18c_G, a la izquierda se compara la corrección propia del equipo analizador y la corrección por volumen mediante la	

tomografía. A la derecha se observa la curva final con la integración de ambas correcciones.	119
Figura 4.49. Gráficos de los diferentes dominios definidos con la curva de susceptibilidad magnética para el testigo C23BR_18c_G.....	120
Figura 4.50. Ubicación de los puntos de muestreo para granulometría láser en el testigo 18c. Además, de forma agrupada, se muestran las distintas distribuciones granulométricas de los puntos de muestreo.....	121
Figura 4.51. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 1 del testigo C23BR_18c_G.....	122
Figura 4.52. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 2 del testigo C23BR_18c_G.....	123
Figura 4.53. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 3 del testigo C23BR_18c_G.....	123
Figura 4.54. Estructuras sedimentarias reconocidas en el testigo C23MS_19_G mediante imágenes tomográficas.....	126
Figura 4.55. Resumen de mapeo de unidades tomográficas, los contactos y estructuras sedimentarias del testigo C23MS_19_G.....	129
Figura 4.56. Gráficos de susceptibilidad magnética del testigo C23MS_19_G. Se compara la corrección propia del equipo analizador y la corrección por volumen mediante la tomografía. A la izquierda se observa la sección superior y a la derecha la sección inferior del testigo.	130
Figura 4.57. Gráficos de susceptibilidad magnética final del testigo C23MS_19_G con la integración de las correcciones anteriores. A la izquierda se observa la sección superior y a la derecha la sección inferior del testigo.....	131
Figura 4.58. Ubicación de los puntos de muestreo para granulometría láser en el testigo 18c. Además, de forma agrupada, se muestran las distintas distribuciones granulométricas de los puntos de muestreo.....	133
Figura 4.59. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 1 del testigo C23MS_19_G.....	134
Figura 4.60. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 2 del testigo C23MS_19_G.....	135
Figura 4.61. . Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 3 del testigo C23MS_19_G.....	135
Figura 4.62. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 4 del testigo C23MS_19_G.....	136
Figura 4.63. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 5 del testigo C23MS_19_G.....	137
Figura 4.64. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 6 del testigo C23MS_19_G.....	137
Figura 4.65. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 7 del testigo C23MS_19_G.....	138
Figura 4.66. Resumen de las unidades sedimentarias visuales para los testigos C23IB_21b_G.	140
Figura 4.67. Estructuras sedimentarias reconocidas en el testigo C23IB_21b_G mediante imágenes tomográficas.....	142
Figura 4.68. Resumen de mapeo de unidades tomográficas, los contactos y estructuras sedimentarias del testigo C23IB_21b_G.....	144
Figura 4.69. Gráficos de susceptibilidad magnética del testigo C23MS_19_G. Se compara la corrección propia del equipo analizador y la corrección por volumen mediante la tomografía.	

A la izquierda se observa la sección superior y a la derecha la sección inferior del testigo.	145
Figura 4.70. Gráficos de susceptibilidad magnética final del testigo C23IB_21b_G con la integración de las correcciones anteriores. A la izquierda se observa la sección superior y a la derecha la sección inferior del testigo.	146
Figura 4.71. Ubicación de los puntos de muestreo para granulometría láser en el testigo 18c. Además, de forma agrupada, se muestran las distintas distribuciones granulométricas de los puntos de muestreo.....	149
Figura 4.72. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 1 del testigo C23IB_21b_G.	149
Figura 4.73. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 2 del testigo C23IB_21b_G.	150
Figura 4.74. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 3 del testigo C23IB_21b_G.	150
Figura 4.75. Resumen integrado de los resultados mencionados anteriormente para el testigo C23BR_18c_G perteneciente al fiordo Bernardo. En la zona inferior se muestra la simbología y leyenda de la figura integrada válida para todos los testigos.	153
Figura 4.76. Resumen integrado de los resultados mencionados anteriormente para el testigo 19 perteneciente al canal Mesier. La leyenda y simbología se muestra en la figura 4.75.	154
Figura 4.77. Resumen integrado de los resultados mencionados anteriormente para el del testigo 21b perteneciente al fiordo Iceberg. La leyenda y simbología se muestra en la figura 4.75.	155
Figura 4.78. Precipitación acumulada anual en estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio (cuadro rojo) para distintos periodos de tiempo. Los puntos en rojo indican las estaciones consideradas en el análisis.	156
Figura 4.79. Anomalías anuales de precipitaciones de la estación Puerto Aysén en el periodo 1931-2007. En línea punteada roja se muestra la tendencia negativa de los datos históricos, así como la ecuación obtenida para tal regresión lineal. Los datos de anomalías corresponden al cálculo de un promedio móvil de 5 años para cada dato, respecto del valor promedio de precipitaciones para esta estación.....	157
Figura 4.80. Temperatura promedio anual en estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio (cuadro rojo) para distintos periodos de tiempo. Los puntos en celeste indican las estaciones consideradas en el análisis.	158
Figura 4.81. Anomalías anuales de precipitaciones de todas las estaciones consideradas entre 1931-2017. Los datos de anomalías corresponden al cálculo de un promedio móvil de 5 años para cada dato, respecto del valor promedio de precipitaciones de cada estación.	160
Figura 4.82. Temperatura media acumulada anual (mm) para todas las estaciones disponibles. En línea punteada (sólida) se muestran las estaciones del sector oeste (este) de campos de hielo y de los Andes Patagónicos.	161
Figura 5.1. Variaciones areales y tasas de variación de los glaciares en estudio para el periodo 1976-2018. Se muestra en azul los datos correspondientes al glaciar Bernardo, en gris los del glaciar Témpano y en naranja los del glaciar Occidental.....	165
Figura 5.2 Variaciones frontales acumuladas entre 1944/45-2018 para los glaciares Bernardo (azul), Témpano LT1 (gris oscuro), Témpano LT2 (gris claro) y Occidental (rojo) mediante el método LC (exis) y método AR (rombo) en cada uno de ellos.	168
Figura 5.3. Variaciones frontales acumuladas y tasas de variación entre cada año consecutivo considerado entre el periodo 1944/45-2018 para los glaciares Bernardo (azul), Témpano LT1 (rojo) y Occidental (verde), entre 1976-2018 para la LT2 del glaciar Témpano (morado). A la	

izquierda se muestran los obtenidos con el método líneas centrales (LC) y a la izquierda los obtenidos con el método áreas rectangulares equivalente (AR).	169
Figura 5.4. Tasas anuales de variación frontal calculadas por el método LC (exis-verde) y AR (rombo-azul) en relación al promedio de ambas (línea roja) para los glaciares Bernardo, Occidental, Témpano (LT1 y LT2). A la izquierda se observa la dispersión de las tasas en función del tiempo. A la derecha se muestra la dispersión de las tasas según el método usado.	170
Figura 5.5. Comportamiento de los glaciares a partir de sus tasas de variación anual en los distintos periodos estudiados, según el método AR. En color celeste se muestran tasas positivas o avances, en verde tasas nulas o periodos de estabilidad y en rojo tasas negativas o retrocesos. Estos últimos se separan según la magnitud de la tasa, tomando como rangos relativos usados en las descripciones de la dinámica.....	172
Figura 5.6. Comportamiento de los glaciares a partir de sus tasas de variación anual en los distintos periodos estudiado, según el método LC. En color celeste se muestran tasas positivas o avances, en verde tasas nulas o periodos de estabilidad y en rojo tasas negativas o retrocesos. Estos últimos se separan según la magnitud de la tasa, tomando como rangos relativos usados en las descripciones de la dinámica.....	174
Figura 5.7. Coincidencia entre la dinámica frontal obtenida (mediante método AR y LC) y tendencias de anomalías negativas (recuadro y flecha en rojo), estable cercana al promedio (recuadro y flecha en verde) y tendencias de anomalías positivas (recuadro y flecha en azul) de precipitaciones registrada en las estaciones meteorológicas consideradas.....	175
Figura 5.8. Índices de los modos climáticos ENSO y SAM, a partir del software R 3.3.0. Tomado de León-Muñoz y otros (2018).	182
Figura 5.9. Modelo estándar idealizado de una turbidita fangosa (limo y arcilla) con las secuencias tipo ‘Stow’. Modificado de Cofaigh y Dowdeswell (2001).	185
Figura 5.10. Modelo estándar idealizado de una turbidita de arena-limo con las secuencias de tipo ‘Bouma’. Modificado de Cofaigh y Dowdeswell (2001).	187
Figura 5.11. Interpretaciones propuestas para los niveles sedimentarios del testigo 18. Se muestran los segmentos definidos (B1 y B2) junto con las interpretaciones de ambientes glaciomarin, procesos sedimentarios y propuestas de escenarios de cronología del sedimento.....	189
Figura 5.12. Interpretaciones propuestas para los niveles sedimentarios del testigo 21b. Se muestran los segmentos definidos (I1 y I2) junto con las interpretaciones de ambientes glaciomarin, procesos sedimentarios y propuestas de escenarios de cronología del sedimento.....	191
Figura 5.13. Leyenda y simbología de la interpretación del testigo 21b que se observa en la figura 5.12.....	192
Figura 5.14. Interpretaciones propuestas para los niveles sedimentarios del testigo 19. Se muestran los segmentos definidos (M1, M2 y M3) junto con las interpretaciones de ambientes glaciomarin, procesos sedimentarios y propuestas de escenarios de cronología del sedimento.....	194
Figura 5.15. Leyenda y simbología de la interpretación del testigo 19 que se observa en la figura 5.14.....	195
Figura 5.16. Modelo conceptual del comportamiento regional de los frentes glaciales y sus factores controladores. (A) Comportamiento sincrónico de retroceso de los frentes glaciales. (B) Comportamiento asincrónico, dinámicas estables, de avance y de retroceso de los frentes glaciales.	196

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Muestras de testigos de sedimento obtenidos en el proyecto CIMAR 23 "Fiordos".	8
Tabla 2.2. Imágenes satelitales usadas en este trabajo. Se describe las características de tipo de satélite, sensor, fecha de adquisición, combinación de bandas usada y observaciones relevantes.	12
Tabla 2.3. Valores de los parámetros WL, WW y L usados para configurar la visualización de las imágenes.	17
Tabla 2.4. Valores del arreglo en el contraste de la escala de grises, realizado en el software GIMP 2.2.	18
Tabla 2.5. Parámetros de configuración usados para la medición de susceptibilidad magnética.	20
Tabla 4.1. Variaciones anuales del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	78
Tabla 4.2. Variaciones anuales del frente de la lengua terminal 1 (LT1) del glaciar Témpano, calculadas usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	83
Tabla 4.3. Variaciones anuales del frente de la lengua terminal 2 (LT2) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	84
Tabla 4.4. Variaciones anuales del frente del glaciar Occidental, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	89
Tabla 4.5. Variaciones trienales del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	91
Tabla 4.6. Variaciones trienales del frente de la lengua terminal 1 (LT1) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	93
Tabla 4.7. Variaciones trienales del frente de la lengua terminal 2 (LT2) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	94
Tabla 4.8. Variaciones trienales del frente del glaciar Occidental, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	97
Tabla 4.9. Variación decenal del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	99
Tabla 4.10. Variación decenal del frente de la lengua terminal 1 (LT1) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	101
Tabla 4.11. Variación decenal del frente de la lengua terminal 2 (LT2) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	101
Tabla 4.12. Variación decenal del frente del glaciar Occidental, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.	104
Tabla 4.13. Variaciones del área del glaciar Bernardo entre 1976-2018.	106
Tabla 4.14. Variaciones del área del glaciar Témpano entre 1976-2018.	108
Tabla 4.15. Variaciones del área del glaciar Occidental entre 1976-2018.	110
Tabla 4.16. Variación de precipitaciones en los periodos señalados a partir de la recta de tendencia calculada para las estaciones estación que se encuentran del lado oeste de CHS y los Andes Patagónicos.	157
Tabla 4.17. Variación de temperaturas medias en los periodos señalados a partir de la recta de tendencia calculada para las estaciones que se encuentran del lado oeste de CHS y los Andes Patagónicos.	159
Tabla 4.18. Variación de temperaturas medias en los periodos señalados a partir de la recta de tendencia calculada para las estaciones que se encuentran al lado este de CHS y los Andes Patagónicos.	159

Tabla 5.1. Tasas de variación del frente glacial encontradas en trabajo anterior comparadas con los resultados del presente informe para el periodo entre 1944/45-1986/87.	162
Tabla 5.2. Variaciones del frente glacial encontradas en un trabajo anterior comparadas con los resultados del presente informe para el periodo entre 1944/45-2005.	163
Tabla 5.3. Variaciones frontales y tasas de variación del frente glacial encontradas en un trabajo anterior comparadas con los resultados del presente informe para el periodo entre 1944/45-2009/2010.	163
Tabla 5.4. Variaciones frontales y tasas de variación del frente glacial encontradas en un trabajo anterior comparadas con los resultados del presente informe para el periodo entre 1944/45-1986/87.	164

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Presentación

Esta memoria de título se enmarca en el proyecto “Geoformas submarinas y procesos sedimentarios en los ambientes glaciomarinicos de fiordos en la región de Campo de Hielo Sur (CHS)” financiado por el concurso CIMAR 23, organizado por el Comité Oceanográfico Nacional (CONA) y el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). Los datos de terreno fueron obtenidos en una expedición científica llevada a cabo entre el 20 de octubre al 17 de noviembre de 2017 en aguas de los fiordos de CHS y en aguas del mar interior chileno (ver figura 1.1), a bordo del buque científico nacional AGS 61 “Cabo de Hornos” desde el cual se recolectaron datos geofísicos y muestras de sedimentos de fondo marino.

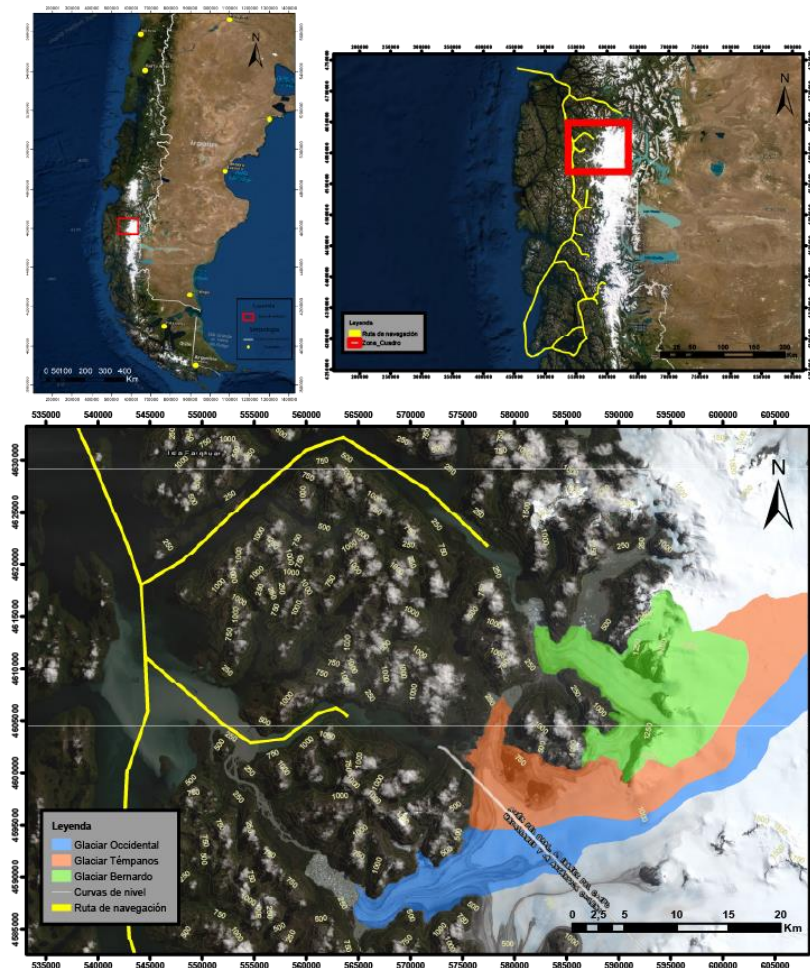


Figura 1.1. Mapa de Campos de Hielo Sur, donde se muestran en amarillo los puntos de interés que recorrió el Buque AGS-61 “Cabo de Hornos”. En un rectángulo negro se observa un acercamiento a la zona de estudio de esta memoria, donde se muestran en polígonos encerrados los glaciares Bernardo (naranja), Témpano (verde) y Occidental (negro). Además, se muestran los puntos de obtención de testigos de sedimentos (en rosado).

1.2 Formulación del estudio

Los Campos de Hielo Patagónicos comprenden las masas de hielo más grandes del Hemisferio Sur, después de la Antártica (Casassa *et al.*, 2000) y están compuestos de 2 grandes masas de hielo separados uno del otro por el canal Baker. En primer lugar, entre los 46°25' y 47°33' se encuentra Campo de Hielo Norte (CHN) que tiene un largo de 120 [km] y un ancho de 40-60 [km] aproximadamente. Además, cubre un área estimada de 4200 [km²] El segundo y más extenso corresponde a Campo de Hielo Sur, ubicado entre 48°17' y 51°35' con 380 [km] de largo y hasta 85 [km] de ancho aproximadamente. Este presenta un área estimada de 17000 [km²] (Aniya *et al.*, 1997), la cual ha ido disminuyendo exponencialmente desde el Último Máximo Glacial (UMG) periodo comprendido hace 22000-20000 años antes del presente y fue donde alcanzaron su máxima extensión como se observa en la figura 1.2. En este sentido, queda en evidencia que existe una contracción generalizada en las masas de hielo desde el Pleistoceno superior, lo que correspondería al periodo interglacial actual. En particular, desde el Holoceno tardío hasta la actualidad, existe un aumento en las temperaturas de la superficie terrestre, un aumento en la temperatura de la atmosfera y una disminución en promedio de las precipitaciones de nieve (Rignot *et al.*, 2003).



Figura 1.2. Mapa de Campos de Hielo Patagónico donde se muestra la extensión de estos durante el Último Máximo Glacial (área blanca) propuesto por Bendle y otros (2017) y Thorndycraft y otros (2018) en contraste con los Campos de Hielo Norte y Sur (área azul) actuales. En el cuadro rojo se muestra el área de estudio de este trabajo.

Durante el transcurso del periodo interglacial actual han existido etapas o lapsus de tiempo caracterizados por una disminución de la temperatura superficial y atmosférica destacable en diferentes zonas de la Tierra, lo que ha quedado registrado en un avance general de los frentes glaciales en Patagonia, por ende, en Campos de Hielo Sur. El periodo de enfriamiento general de la superficie terrestre más reciente se denomina Pequeña Edad de Hielo “PEH” (Glasser *et al.*, 2004; Masiokas *et al.*, 2009) comprendida entre el siglo XVI y XIX, la que generó una serie de avances de los frentes glaciales en casi todo Campos de Hielo Sur como se muestra en la figura 1.3.

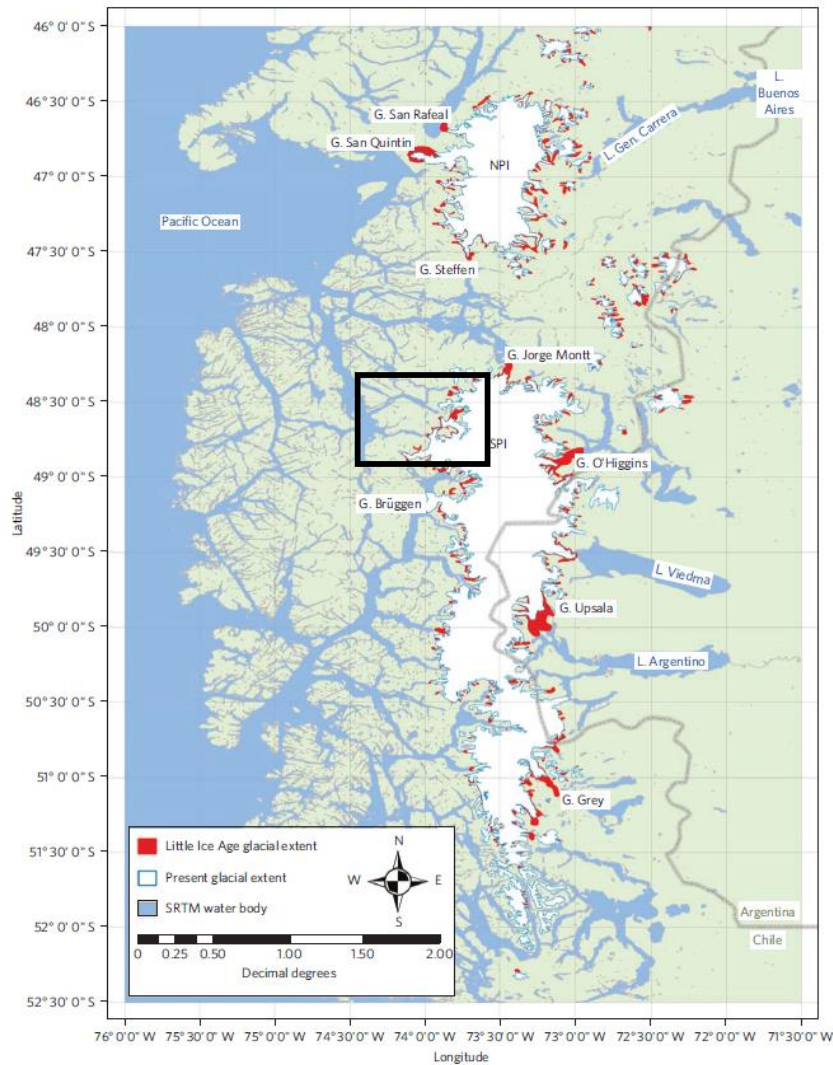


Figura 1.3. Mapa de comparación de los frentes glaciales actuales (blanco) y la última extensión glacial (rojo) de CHN y CHS durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) en su máximo (en 1870 para CHN y entre 1650-1750 para CHS). En el recuadro negro se ubica el área de estudio de este trabajo. Tomado de Glasser y otros (2011).

A partir de lo anterior, se puede decir que existe un factor atmosférico y/o climático relevante que afecta la dinámica glacial de las grandes masas de hielo en Campos de Hielo Sur. Este factor ha sido ampliamente documentado desde el siglo XX, indicando una predominancia en el aumento de las temperaturas de las masas de aire (ver figura 1.4) y disminución generalizada en las

precipitaciones de agua líquida y/o nieve, cuyas anomalías se han ido acentuando fuertemente en los tiempos modernos debido al alto impacto antropogénico. Así lo describen recientes estudios del Panel Internacional para el Cambio Climático (IPCC en inglés) que han evidenciado que desde la Revolución Industrial (S.XIX) la emisión antropogénica de Gases de Efecto Invernadero (GEI) ha aumentado exponencialmente, influenciando fuertemente los cambios en los sistemas atmosféricos, hidrológicos y glaciológicos (IPCC, 2014)

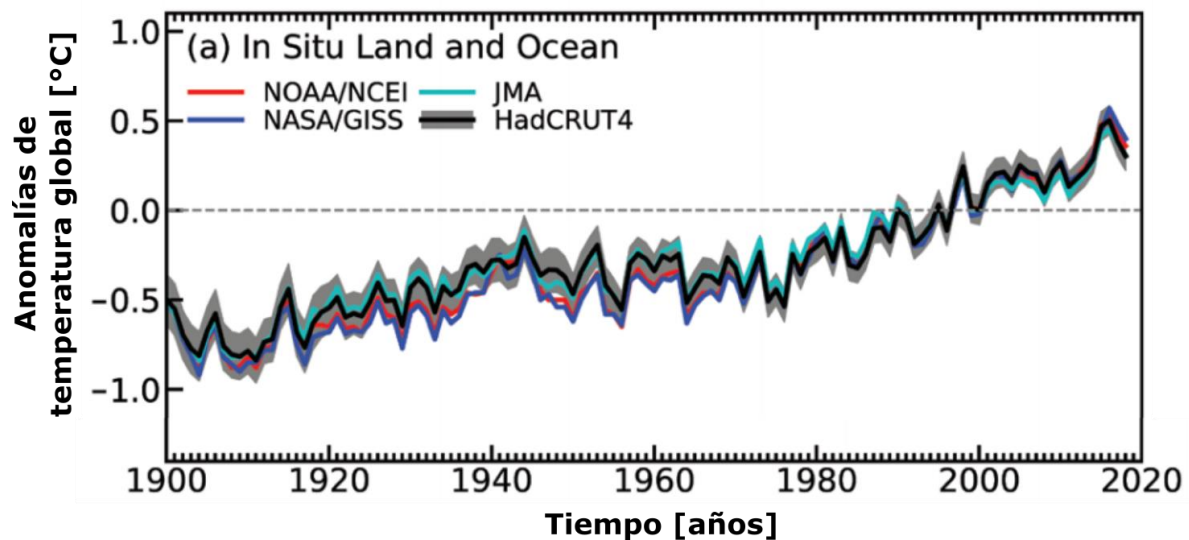


Figura 1.4. Temperatura superficial global anual desde 1900-2017 comparada con el promedio entre 1981-2010 (línea punteada). Los colores diferentes corresponden a diferentes análisis de centros de investigación sobre el registro de temperaturas histórica y de modelos de proyección climatológica. Extraída de NOAA climate.gov y adaptado del informe State of Climate 2017.

En cuanto a las dinámicas de retroceso glacial registradas desde el Holoceno tardío hasta la actualidad, estas han respondido como una contracción generalizada de los frentes glaciales causada por la acción de forzantes climáticas principalmente. Lo anterior tiene como consecuencia el aumento de la producción de agua de fusión, sedimento y *calving* de los glaciares de marea a los sistemas proglaciales, en algunos casos a sistemas lacustres, generando con mayor frecuencia los fenómenos de *Ice-Dammed and Glacial Lake Outburst Floods* (IDLOF y GLOF en sus siglas en inglés respectivamente) en la Patagonia Chilena cuyo impacto en la física y biología de los fiordos aún es desconocida (Ross *et al.*, 2020). En particular, se han registrado 6 eventos GLOF en el lago Cachet 2 en CHN entre los años 2008-2010 y 1 evento no documentado en el lago Témpanos entre abril y mayo del año 2007 (Registros históricos de CONAF; Casassa *et al.*, 2010).

Por otro lado, existen casos en que la dinámica de un glaciar o de un grupo de glaciares responde de forma contraria a esta contracción generalizada. Un caso de estudio conocido es el del glaciar Pio XI, ubicado en la zona central de CHS, en el cual se ha documentado un avance del frente glacial estimado de 10 km. desde 1945 (Rivera *et al.*, 1997), lo que refleja un desacople entre las forzantes climáticas causantes del retroceso general de las masas de hielo y la dinámica propia de un glaciar individual de Campos de Hielo Sur. Debido a lo anterior, se evidencia que las características intrínsecas de un sistema glacial pueden generar dinámicas del frente glacial que no

respeten las dinámicas climáticas regionales que se han estudiado en Patagonia (Rivera, 2018). Por tanto, aún existe desconocimiento en torno a cómo afectan a los glaciares de Campos de Hielo Sur las fuerzas climáticas regionales y cuáles son las respuestas de estos ante la acción de dichas fuerzas. Más aún, cuando existe el riesgo de que tales respuestas sean el gatillante de eventos de riesgo glacial como los ya mencionados IDLOF y GLOF.

Por todo lo anterior, este trabajo busca encontrar una relación entre la dinámica glacial de los últimos 70 años, las forzantes climáticas que afectan a la zona y los procesos intrínsecos de cada sistema glacial.

1.3 Hipótesis

Se espera que, debido a cambios climáticos a nivel regional (escala de tiempo decenal o mayor), se registren dinámicas glaciares similares en sistemas glaciares cercanos, es decir, periodos de avance o retroceso sincrónicos. Se hipotetiza que la variabilidad intrarregional de las respuestas glaciares estaría relacionada con las características geológicas propias de cada sistema glacial.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Evaluar la evolución espacio-temporal en los últimos 100 años de los glaciares Bernardo, Témpanos y Occidental asociada a la contracción reciente de Campos de Hielo Sur (CHS), con atención a la respuesta de estos glaciares a los cambios climáticos modernos.

1.4.2 Objetivos específicos

- Determinar la dinámica retroceso/avance del frente glacial durante los últimos decenios.
- Identificar cambios geomorfológicos recientes en los ambientes periglaciales.
- Caracterizar la relación entre las variaciones en los sistemas proglaciales y la dinámica frontal de los glaciares en estudio.
- Caracterizar la relación entre la dinámica glacial y periglacial superficial con el registro sedimentario submarino.

- Establecer la relación entre los cambios glaciales y variaciones climáticas.
- Proponer un modelo conceptual para la relación entre la influencia climática e influencia geológica en la dinámica de los glaciares estudiados.

2 METODOLOGÍA

La metodología usada para realizar este estudio consta de diferentes etapas de trabajo, una primera etapa de terreno para la obtención de muestras y datos geofísicos levantados por el proyecto CIMAR 23. Luego una etapa de post-terreno que incluye el análisis de los datos obtenidos en terreno, además del uso de productos satelitales disponibles en la zona de estudio.

2.1 Obtención de datos en crucero CIMAR 23.

Las zonas del trabajo de terreno fueron definidas dentro del proyecto “Geoformas submarinas y procesos sedimentarios en los ambientes glaciomarininos de fiordos en la región de los Campos de Hielo Sur” las que fueron cubiertas dentro del recorrido del crucero CIMAR 23 “Fiordos”. En específico, la zona de estudio para esta memoria comprende el sector noroeste de Campos de Hielo Sur, específicamente los frentes, cuencas de ablación y zonas de descarga de los glaciares Bernardo, Témpano y Occidental como muestra la figura 1.

Para ello se recolectaron datos geofísicos y material sedimentario suficientes para satisfacer los objetivos específicos planteados anteriormente. La adquisición de datos en terreno incluyó obtención de datos de batimetría multihaz, sísmica monocanal y muestreo de testigos de sedimento, que pasarán a detallarse a continuación:

2.1.1 Datos de batimetría multihaz y sísmica monocanal.

Se realizó la obtención de datos geofísicos de batimetría multihaz y sísmica monocanal mediante los equipos de medición propios del crucero durante el tiempo de navegación por los fiordos de CHS, principalmente se favoreció la medición de *tracks* en los ambientes glaciomarininos medios y proximales para obtener una mejor identificación de las geoformas submarinas. Sin embargo, esta obtención no fue lo suficientemente completa en el área de estudio de este trabajo, para poder obtener los resultados necesarios con el fin de cumplir los objetivos específicos propuestos inicialmente. Por tanto, se optó por dejar fuera el análisis batimétrico y sísmico del fondo submarino de fiordos para este trabajo, aunque se deja la posibilidad de ser considerados (principalmente una traza de líneas sísmicas) para discutir aspectos relacionados a los procesos sedimentarios que ocurren en el ambiente de fiordo.

2.1.2 Muestreo de sedimentos mediante testigos *gravity corer* (perteneciente a la UNAB, Viña del Mar).

Se realizó muestro de sedimentos con *gravity corer* (desde 1.5 m. expandible a 3 m.) en estaciones específicas de los fiordos asociados al CHS (por lo menos uno en la zona proximal y otro en la zona distal). Cada sitio exacto para el muestro con *gravity corer* se ajustó de manera in situ en terreno según la información que se fue obteniendo del sub-bottom profiler en los alrededores de las estaciones que fueron elegidas. Otra componente importante para estas muestras recolectadas es la factibilidad de hacer estudios de isotopos estables en aguas incluidas en los sedimentos para comprender los diferentes parámetros climáticos que afectaron a las zonas de interés. En la tabla 2.1 se muestran los datos de los testigos de sedimento recopilados para este estudio, considerando datos de ubicación, latitud/longitud, largo, profundidad, estación y secciones.

Tabla 2.1. Muestras de testigos de sedimento obtenidos en el proyecto CIMAR 23 "Fiordos".

Testigo	Estación	Ubicación	Latitud	Longitud	Profundidad [m]	Largo [m]	Código	Nº secciones
1	19	Canal Mesier	-48,642	-74,3775	312	2,86	C23MS-19_G	2
2	18c	Fiordo Bernardo	-48,523	-74,0025	373	1,43	C23BR-18c_G	1
3	21b	Seno Iceberg	-48,702	-74,1248	164	3,01	C23IB-21b_G	2

Finalmente, los puntos de extracción de los testigos de sedimentos se muestran en la figura 2.1, donde se puede observar que los testigos C23BR_18c_G y C23IB_21b_G se muestrearon desde los sistemas de fiordos Bernardo (asociado a glaciar Bernardo) e Iceberg (asociado a glaciar Témpanos) correspondientes.

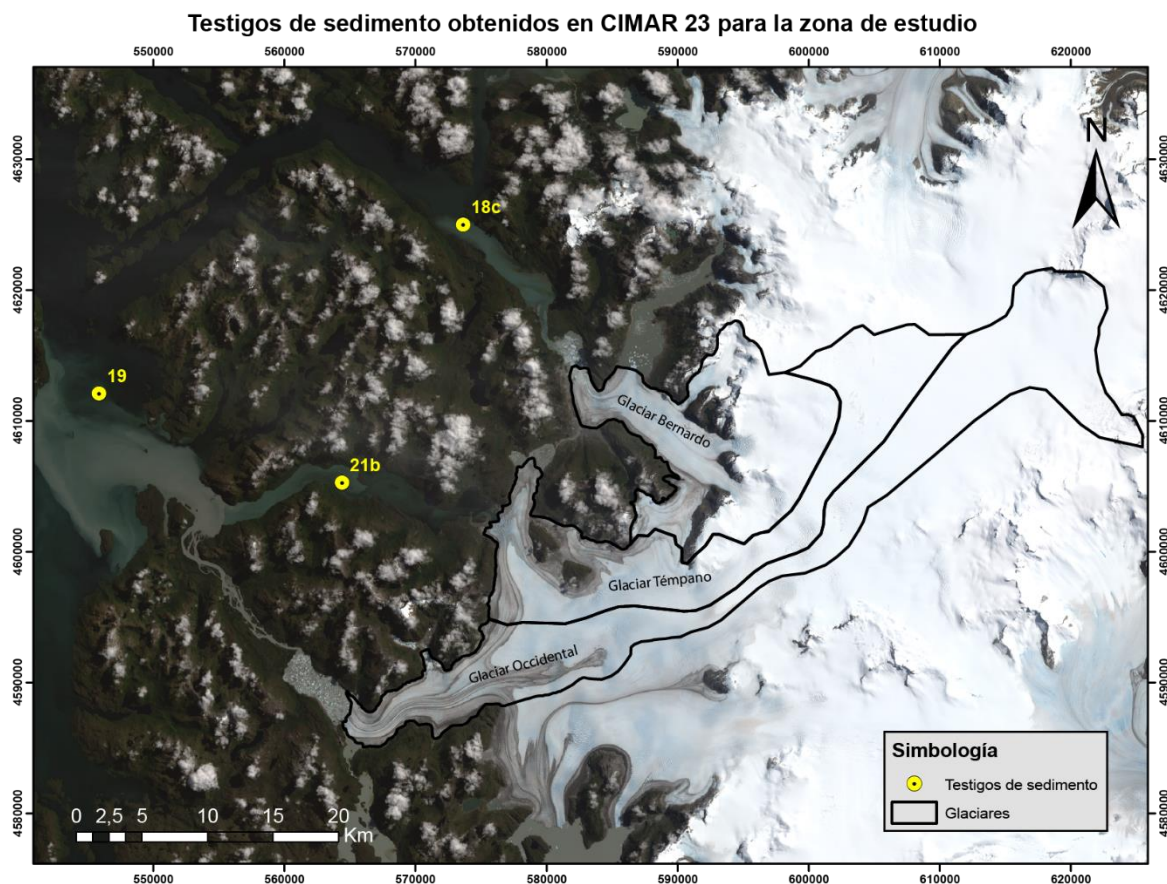


Figura 2.1 Mapa de la zona de obtención de los testigos de sedimentos a analizar en este trabajo. El testigo C23BR_18c_G se ubica en el fiordo Bernardo, el C23MS_19_G en el canal Mesier y el C23IB_21b_G en el fiordo Iceberg.

2.2 Trabajo de gabinete

En esta sección se incluye el estudio de material bibliográfico, el análisis de datos satelitales (imágenes satelitales y/o DEM), análisis destructivos y no destructivos de testigos de sedimento y análisis de sísmica monocal.

2.2.1 Estudio de bibliografía de sistemas glaciales en los Andes Patagónicos.

Se realizó un estudio bibliográfico de libros y artículos sobre geología glacial. Principalmente, sobre las diferentes glaciaciones y/o eventos fríos del Cuaternario, las características de los glaciares de marea y la morfología y sedimentología de los sistemas glaciales en Patagonia (y/o zonas con características similares, por ejemplo, Groenlandia, Alaska y Antártica).

Se realizó un estudio bibliográfico de libros y artículos de ciencias atmosféricas, haciendo énfasis en las condiciones climáticas del siglo pasado y las condiciones actuales relacionadas al cambio climático en la zona de Patagonia. Se pone énfasis en fenómenos atmosféricos y oceánicos de escala de tiempo anual e interanual como el *Southern Westerlies Wind Belt* (SWWB en sus siglas en inglés), y la Oscilación del Sur El Niño (ENSO en sus siglas en inglés) respectivamente, entre otros.

2.2.2 Análisis histórico de áreas, frentes y sistemas proglaciales a partir de imágenes satelitales

Análisis fotointerpretativo de imágenes satelitales disponibles de la zona de estudio, obtenidas desde *Earth Explorer* del Servicio Geológico Estadounidense (USGS siglas en inglés) y visualizadas mediante el software ArcGis 10.3 como se puede ver en la figura 2.2. Se utilizaron imágenes satelitales LANDSAT de los satélites y sensores LandSat 2 MSS, LandSat 3 MSS, LandSat 5 TM y MSS, LandSat 7 ETM y LandSat 8 OLI/TIRS como primer vector de búsqueda, luego se obtuvieron algunas imágenes ASTER y SENTINEL 2 para definir de mejor forma las características actuales de la zona de estudio. Cabe señalar, que las capturas de imágenes satelitales por parte del satélite LandSat 7 ETM presentan franjas de datos inválidos y/o sin información. Esto ocurrió debido a que este sensor presenta un problema causado por una falla en el instrumento que corrige las líneas escaneadas, resultando en que todas las imágenes adquiridas desde el 14 de Julio de 2003 posean las franjas de datos inválidos (gaps) ya mencionadas.

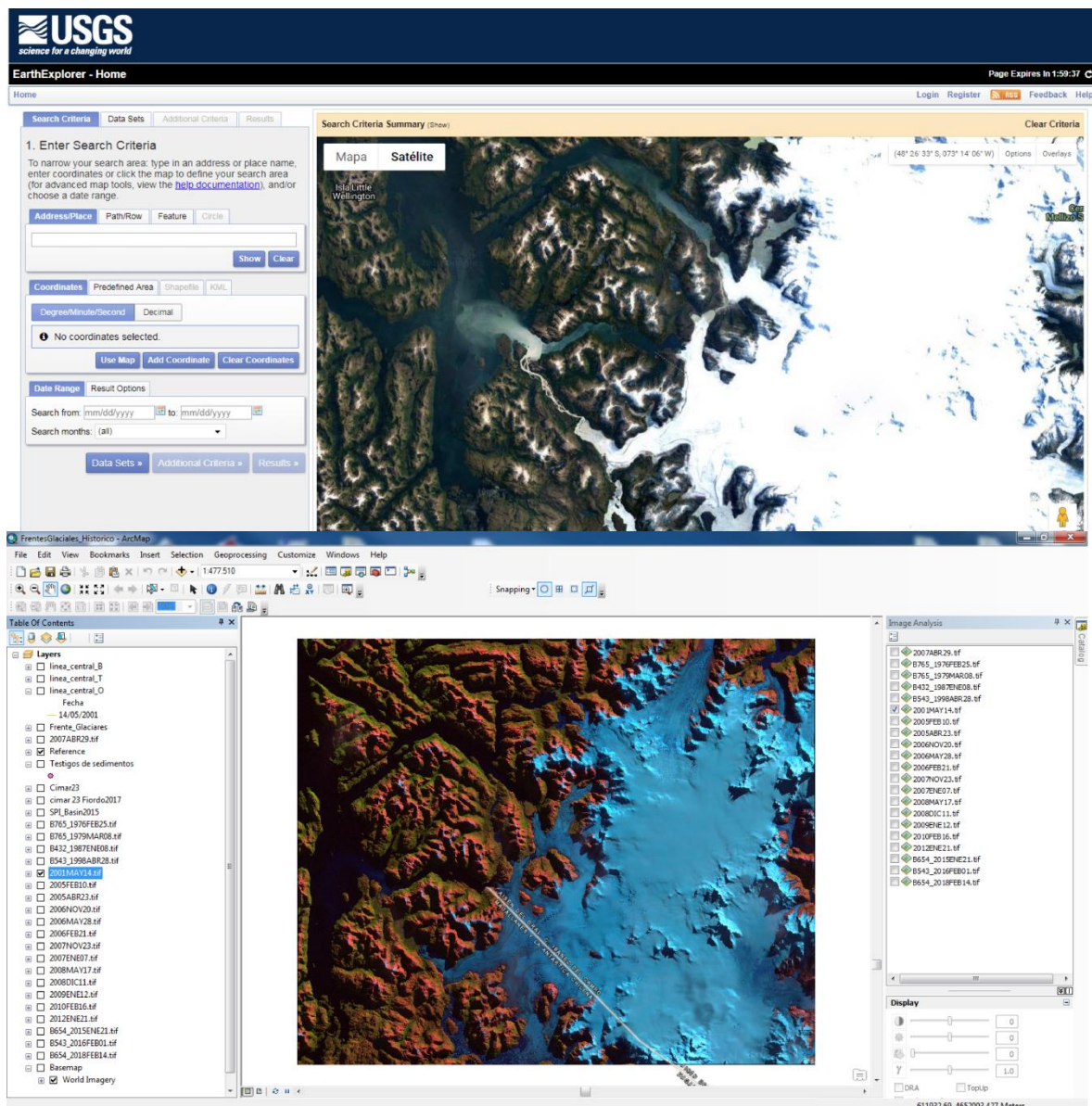


Figura 2.2. Navegador de Earth Explorer del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS siglas en inglés) en la parte superior y el visor de capas del software ArcGis 10.3 donde se muestra una imagen satelital LandSat 8 con combinación de bandas 432.

Las imágenes comprenden un periodo de 42 años, entre el año 1976 (imagen satelital más antigua encontrada) y el año 2018, teniendo como objetivo obtener imágenes de cada año y cuya fecha de adquisición se ubique durante el fin del periodo estival (marzo, abril y finales de mayo) dentro de lo posible. Sin embargo, no se pudo obtener todo el registro de ese periodo de años ya que existen vacíos de información en la captura de imágenes o bien las imágenes disponibles presentaban nubosidad concentrada en la zona de estudio, lo que no permitía un correcto análisis del área y frente de los glaciares en cuestión. Las imágenes satelitales usadas en este trabajo se observan en tabla 2.2. Los rangos de años sin obtención de imágenes satelitales son 1980-1986, 1988-1997 y 1999-2000.

Tabla 2.2. Imágenes satelitales usadas en este trabajo. Se describe las características de tipo de satélite, sensor, fecha de adquisición, combinación de bandas usada y observaciones relevantes.

Satélite	Sensor	fecha adquisición	Combinación de bandas usada	Observación
Ninguno	Ninguno	1944/1945	Ninguna	Imagen aérea del vuelo Trimetrogon
Landsat 1	MSS	25-02-1976	765	Nubosidad leve en algunas zonas
Landsat 3	MSS	08-03-1979	765	Nubosidad densa en algunas zonas
Landsat 5	MSS	08-01-1987	432	Nubosidad densa en algunas zonas
Landsat 5	TM	21-04-1998	543	
Landsat 7	WRS2	14-05-2001	543	
Landsat 5	TM_L1TP	10-02-2005	543	
Landsat 7	ETM	23-04-2005	543	Comienzo de periodo con franjas sin información
Landsat 7	ETM	21-02-2006	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	28-05-2006	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	20-11-2006	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	07-01-2007	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	29-04-2007	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	02-06-2007	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	23-11-2007	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	17-05-2008	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	11-12-2008	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	12-01-2009	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	16-02-2010	543	Franjas sin información
Landsat 7	ETM	21-01-2012	543	Franjas sin información
Landsat 8	OLI_TIRS	21-01-2015	654	
Landsat 7	ETM	01-02-2016	543	Franjas sin información
Landsat 8	OLI_TIRS	14-02-2018	654	

Sentinel 2		27-03-2018	432	Sin información del sensor
------------	--	------------	-----	----------------------------

Se realizan diferentes combinaciones de bandas para visualizar de la mejor forma los glaciares en las imágenes. Para las adquiridas por los satélites y sensores LandSat 2 y 3 MSS se utiliza la combinación de bandas RGB 765, para LandSat 5 TM y MSS se utilizó la combinación RGB 432 y 543 respectivamente, para LandSat 7 ETM se utilizó la combinación RGB 543 y para LandSat 8 OLI/TIRS se utilizó la combinación RGB 654.

A partir de la obtención, manejo y visualización de las imágenes satelitales se realizó la identificación de las áreas y frentes glaciales históricos para estimar las velocidades de retroceso/avance (año a año, cada 5 años, cada 10 años y total), sus características glaciológicas para lograr caracterizar este sector de CHS y las características geológicas de los sistemas proglaciales de los 3 glaciares en estudio, con el fin encontrar similitudes y/o diferencias entre los glaciares a diferentes escalas de tiempo.

En particular, para el caso de las variaciones de los frentes glaciales se usaron dos métodos para cuantificar este movimiento. El primero, el método de las líneas centrales, ampliamente usado en la literatura (Por ejemplo Aniya *et al.*, 1997; Casassa *et al.*, 2000; CEC's, 2011; Rivera *et al.*, 2000) para cuantificar el avance/retroceso del frente de un glaciar, donde la línea central se generó a partir del trazado de líneas perpendiculares a la lengua glaciar, uniendo los puntos medios de estas trazas en una línea para posteriormente intersectarla con la delimitación del frente de las lenguas glaciares, luego se calcula la distancia entre estos puntos mediante una línea recta y de esta forma se puede cuantificar la dinámica (avance/retroceso) del glaciar en estudio (ver figura 2.3-A). Por su parte, el método de las áreas rectangulares equivalentes es útil cuando los frentes presentan una forma terminal irregular, el cual es el caso de los glaciares en estudio y este consiste en obtener un polígono con el área de diferencia entre dos frentes (de diferente fecha), luego estimar un rectángulo de largo/ancho igual al mayor largo/ancho del polígono y así obtener un área rectangular equivalente donde el ancho/largo indique cuanto y en qué sentido se desplazó, entre un periodo de tiempo, el frente glacial (ver figura 2.3-B).

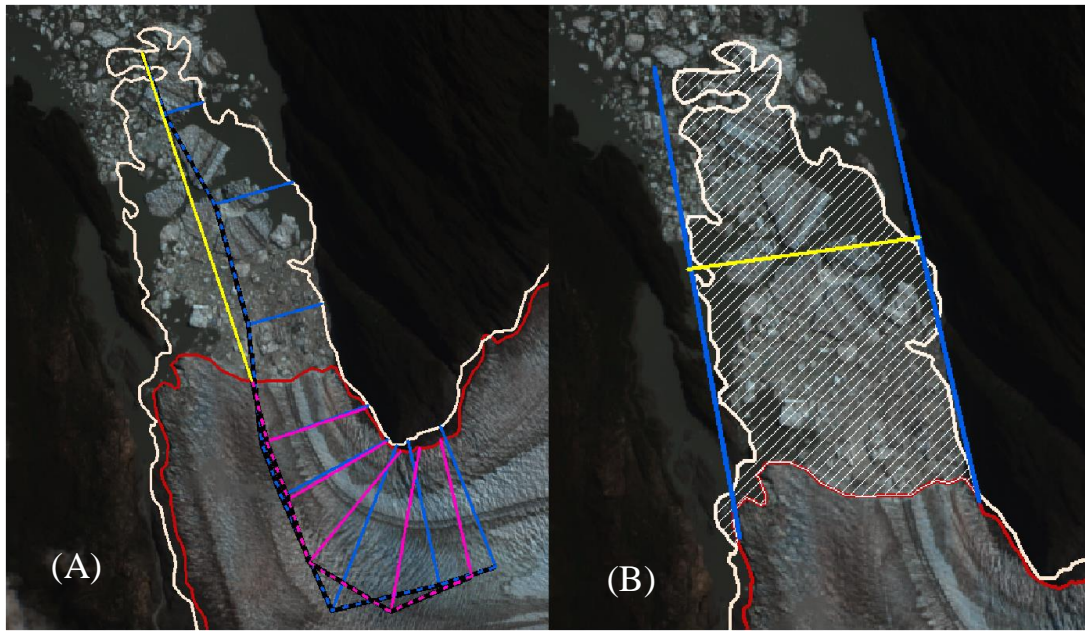


Figura 2.3. Se muestra la forma de calcular la variación frontal entre un periodo de tiempo determinado, como ejemplo se muestran los frentes glaciales del año 2016 (línea blanca) y el año 2018 (línea roja). A la izquierda se observa el cálculo de la variación frontal mediante el método de líneas centrales donde las líneas punteadas negras con azul corresponden a la línea central del frente glacial para el año 2016 y las negras con rosado para el año 2018, luego la línea amarilla muestra la diferencia entre cada una de estas. A la derecha se observa cómo se calcula el método de áreas rectangulares equivalentes donde se construye un rectángulo equivalente cuyo ancho es la línea amarilla y el largo correspondería a la variación entre los frentes, calculado a partir de la obtención del área achurada.

Para el caso de la obtención de las áreas, se consideró el archivo *kmz* del Inventario de Glaciares realizado por Centro de Estudios Científicos (CECs) el año 2015 donde se delimitaron las áreas glaciares hacia el interior de CHS donde los límites son difusos y para este trabajo no se contaba con las herramientas necesarias para su delimitación en esa zona. Sin embargo, las áreas consideradas para el glaciar Témpano y Occidental no varían en gran magnitud hacia las zonas de acumulación al interior de CHS por tanto al momento de calcular estas áreas anuales se optó por acortar estos polígonos hasta la zona donde el registro de área anual no variaba. No se considera la fecha 1945 ya que la delimitación encontrada no está completa para todos los cuerpos glaciares. Finalmente, los alcances de este estudio y la delimitación de la zona de estudio son otro factor importante al momento de optar por esta opción. Se dejan imágenes que comparan las áreas usadas y las áreas del Inventario del CECs (2015) en Anexos.

2.2.3 Modelos de Elevación Digital (DEM)

A partir del uso de modelos de elevación digital (DEM) disponibles en la página online del *Alaska Satellite Facility* dependiente de la NASA (ver figura 2.4) se estimaron las cuencas hidrológicas de los glaciares en estudio. Se obtuvieron lineamientos glaciares superficiales con el fin de verificar la dirección y sentido preferencial de los glaciares en estudio.

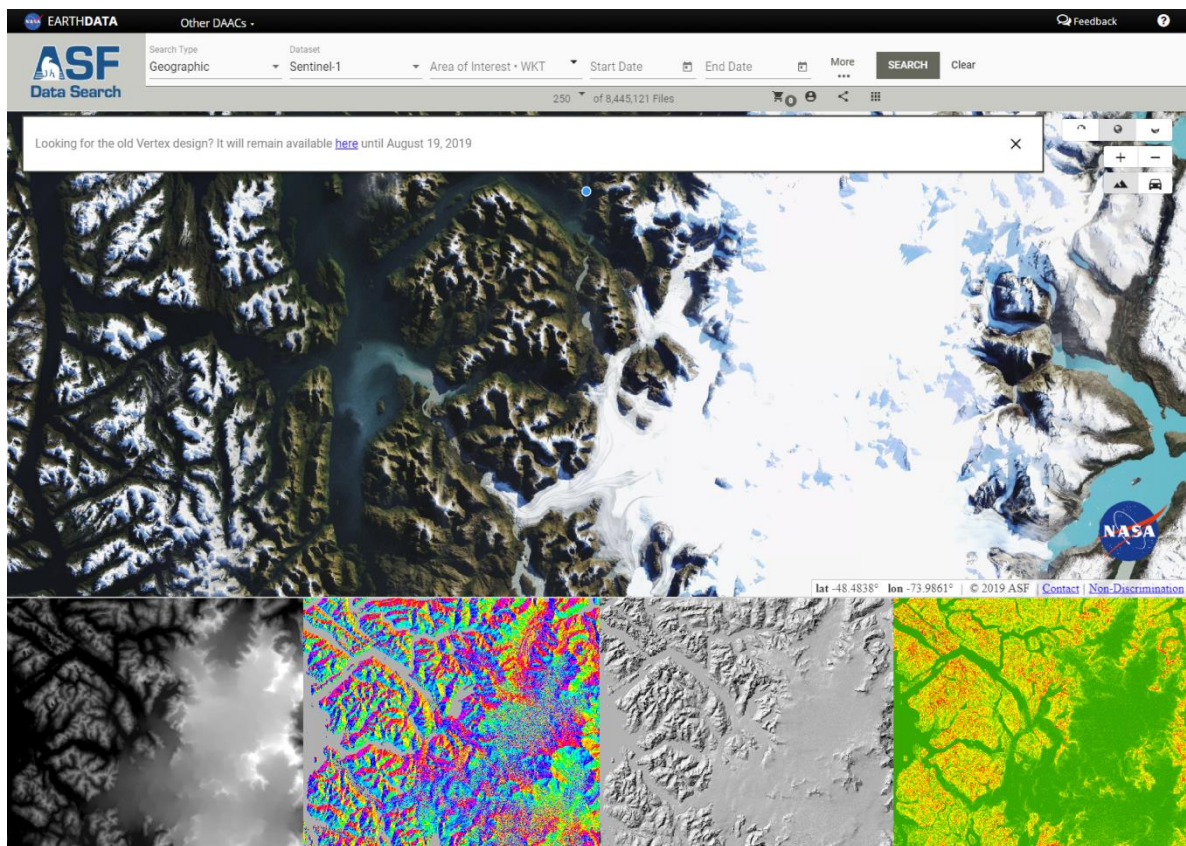


Figura 2.4. Se muestra el navegador del Alaska Satellite Facility (parte superior) y los productos obtenidos mediante el uso de Modelos de Elevación Digital en el software ArcGis (parte inferior).

2.2.4 Análisis de testigos de sedimento

Los testigos de sedimento obtenidos durante la campaña de terreno del proyecto CIMAR 23, se mantuvieron en congeladores bajo temperaturas menores a 4°C en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad Andrés Bello sede Viña del Mar donde se les hizo un muestreo de agua para análisis isotópico de aguas provenientes de los sistemas de fiordo, que serán usadas para fines distintos a los de este trabajo. Luego fueron trasladados a Santiago para llevar a cabo los análisis no-destructivos de tomografía de rayos X y la susceptibilidad magnética y análisis destructivos como la descripción de unidades litoestratigráficas, muestreo para granulometría láser, conteo de organismos y materia orgánica, etc. En la Tabla 1 se muestra la información de los testigos de sedimentos tales como: posición (Latitud/Longitud), ubicación, profundidad, largo, N° de secciones, etc.

2.2.4.1 Análisis no destructivo de testigos de sedimento.

2.2.4.1.1 Tomografía de rayos X

La tomografía de rayos X computarizada (TCX) es una técnica no-destructiva que permite una visualización tri-dimensional de la estructura interna de las muestras, determinada por las variaciones en la densidad y composición atómica principalmente (Tanaka *et al.*, 2011). Desde su desarrollo como técnica médica de imagenología al comienzo de 1970 (Hounsfield, 1973) se ha incrementado su uso y ha probado ser útil en el campo de las Ciencias de la Tierra (Mees *et al.*, 2003). A partir de lo anterior, su uso en los programas de sondaje oceánico (ODP, Ocean Drilling Program con siglas en inglés) ha ido ganando aceptación como herramienta de rutina para el análisis de testigos de sedimento.

En general, la TCX es una técnica que muestra la distribución espacial de los coeficientes de absorción lineal de rayos X de las muestras analizadas. Este coeficiente de absorción lineal depende de la densidad y la composición atómica de las muestras y de la magnitud de la energía de rayos X usada. A alta densidad y alto número atómico resulta una alta atenuación de rayos X. A partir del escaneo de TCX, se genera una imagen digital en escala de grises, la que corresponde a los coeficientes de atenuación lineal de rayos X (Tanaka *et al.*, 2011). Cada píxel de la imagen presenta un valor de la escala de grises asociada a la atenuación lineal de rayos X en ese punto, estos valores se miden en unidades de Hounsfield (UH). Estos valores en los escáneres y herramientas médicas están calibrados para el aire (UH=-1000) y agua (UH=0) (Rosenberg *et al.*, 2007).

Una imagen de TCX en tres dimensiones está compuesta por vixeles (representan unidades de volumen), los cuales son pixeles con una profundidad definida por espaciamiento que se les da a cada captura de imagen tomada, tanto en secciones transversales como longitudinales (Rosenberg *et al.*, 2007)

Los testigos de sedimento de este estudio se sometieron a un análisis de tomografía de rayos X mediante el equipo de tomografías computarizadas SOMATON Definition Edge del Centro de Imagenología del Hospital Clínico “J.J. Aguirre” de la Universidad de Chile (ver figura 2.5), donde se consideraron los siguientes parámetros dentro de su configuración: 0,6 mm de espaciamiento (profundidad de los vixeles) entre las capturas de las imágenes (la mayor resolución que tiene este aparato) y se usaron niveles de baja energía de 80 kV y alta energía de 140 Kv. Esta configuración se usó para todos los testigos de CIMAR 23.



Figura 2.5. Fotografía del equipo de tomografía computarizada SOMATON Definition Edge del Centro de Imagenología del Hospital Clínico “J.J. Aguirre” de la Universidad de Chile.

Posterior a la obtención, la visualización de las imágenes se realizó mediante el uso del software de acceso libre RadiAnt DICOM Viewer (ver figura 2.6b), donde se le realizó un arreglo dinámico a la configuración de la atenuación, cuyos valores se muestran en la tabla 2.2. Los parámetros que componen la configuración de atenuación corresponden al brillo - nivel de ventana (WL) o punto del rango de valores de la tomografía computarizada (TC), contraste – ancho/espesor de ventana (WW) o medida del rango de valores de la TC y número de imágenes (L).

Tabla 2.3. Valores de los parámetros WL, WW y L usados para configurar la visualización de las imágenes.

Testigo	WL	WW	L
C23BR-18c_G_1.1	1561	2386	-83,6
C23IB-21b_G_1.1	821	1615	-84,3
C23IB-21b_G_1.2	821	1615	-84,3
C23MS-19_G_1.1	932	2135	-74,8
C23MS-19_G_1.2	932	2135	-74,8

Posteriormente, mediante la extracción de secciones de imágenes usando la herramienta Recorte de Windows, se generaron las imágenes de los testigos uniendo estas secciones usando el software de edición Illustrator CS6. Finalmente, a todas las imágenes de los testigos realizó un arreglo a la escala de grises usando el software de acceso libre GIMP 2.2 para mejorar el contraste de los diferentes materiales presentes en los testigos, donde los valores extremos usados en el arreglo se muestran en la tabla 2.3.

Tabla 2.4. Valores del arreglo en el contraste de la escala de grises, realizado en el software GIMP 2.2

Testigos de sedimento	Grises extremo inferior	Grises extremo superior
C23BR-18c_G_1.1	15	137
C23IB-21b_G_1.1	11	220
C23IB-21b_G_1.2	11	220
C23MS-19_G_1.1	48	209
C23MS-19_G_1.2	48	209



Figura 2.6. A) Equipo SOMATON Definition Edge de tomografía computarizada de rayos X del Centro de Imagenología del Hospital Clínico de la Universidad de Chile. B) Imagen del software RadiAnt DICOM Viewer mostrando las secciones transversales y longitudinales de un testigo de sedimento.

El uso de estas imágenes tomográfica mediante la visualización en 3 dimensiones en el software de acceso libre RadiAnt DICOM Viewer permitió la identificación de estructuras sedimentarias,

organismos y/o fósiles, sedimentos de origen glacial (IRD) y/o dropstones, bioturbación, relación material biogénico y material siliciclástico.

2.2.4.1.2 Susceptibilidad magnética.

Se realiza un análisis de susceptibilidad magnética (MS) para obtener estimaciones del contenido de material sedimentario con características magnéticas (por ejemplo, minerales ferromagnesianos). Para ello se utiliza el Sistema de Susceptibilidad Magnética MS2C de Bartington Instruments (ver figura 2.7). Este sistema realiza mediciones volumétricas de susceptibilidad magnética de alta resolución, cuya fuente de poder es un circuito oscilador que genera un campo magnético alterno de baja intensidad (80 A/m aprox.). La exposición de cualquier material provocará una perturbación en la frecuencia del oscilador, la cual se devuelve al sensor medidor, donde se convierte en valores de susceptibilidad magnética.

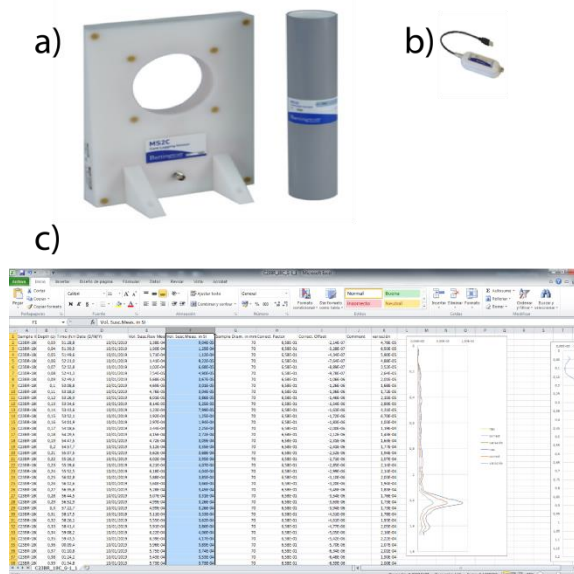


Figura 2.7. Se muestra en la parte superior (a) el equipo Bartington MS2C Corer que mide la susceptibilidad magnética y (b) el conversor Logging Sensor que genera archivos de texto. En la parte inferior (c) se muestra los archivos en una planilla Excel.

Para la medición se requiere una altura constante del testigo recostado en posición horizontal, para ellos se usaron soportes de madera. Se calibra el equipo mediante una medición en blanco, luego se programa para que se realice mediciones cada 1 cm (ver configuración usada en tabla 2.4). De esta forma se va moviendo el equipo cada 1 cm usando una regla de techo a base. Cuando ya paso todo el testigo por el equipo se realiza otra medición en blanco para calibrar la propia deriva del equipo, siendo tal calibración se ejecuta respecto al diamagnetismo del agua. El proceso descrito anteriormente fue llevado a cabo por una estudiante en práctica de la UNAB-Santiago. Finalmente, los datos fueron procesados en el software Excel para su visualización y presentación en este trabajo

Tabla 2.5. Parámetros de configuración usados para la medición de susceptibilidad magnética.

Parámetro	Opción utilizada
Diámetro interno del circuito	84 mm
Precisión de calibración	5%
Tiempo de medición	5 s
Amplitud del campo aplicado	250 μ T peak $0 \pm 10\%$
Resolución espacial	1 cm
Frecuencia de operación	0.565 kHz
Drift a 20°C	$<2 \times 10^{-5}$, en 10 minutos después de 5 minutos de operación
Diámetro del sedimento dentro de los testigos	70 mm

Además, se le realiza una corrección por volumen a los datos obtenidos, debido a que, se midieron secciones volumétricas de 2 cm. de espesor en la vecindad del centímetro medido, lo que considera el promedio de la susceptibilidad magnética del sedimento, agua y aire. Esta corrección consiste en lo siguiente:

- Se tomaron imágenes transversales de la tomografía computarizada de los testigos cada 1 cm, considerando los centímetros medidos en la susceptibilidad magnética. Se usaron las imágenes de las tomografías de alta energía (140kV) con valores de WL (nivel de ventana) y WW (ancho de la ventana) propios de la configuración *Full Dynamic*, siempre considerando diferenciar los espacios oscuros con valores negativos de los con valores positivos muy bajos, es decir, que los espacios oscuros sean efectivamente vacíos y no sedimento.
- Luego usando el software GIMP 2.0, se realizó un conteo de píxeles de vacíos y de la sección del cilindro (ver figura 2.8). Se usó un tamaño de sección del cilindro estándar en todo el testigo.

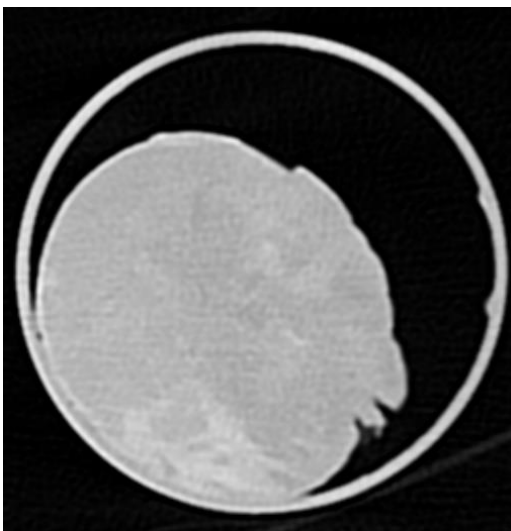


Figura 2.8. Vista transversal de la tomografía de un testigo, donde se observan el tubo del testigo y en su interior el sedimento (en tonos claros) y el vacío en negro.

- En una planilla Excel se calcula el porcentaje de vacíos para cada corte.
- Considerando el valor de la susceptibilidad magnética del aire igual a 0, se calcula el valor de susceptibilidad que representa solo el sedimento, mediante la siguiente relación.

$$S_o = P_a * S_a + P_s * S_s$$

Donde S_o es la susceptibilidad magnética original, S_a es la del aire (nulo) y S_s es la del sedimento y P_a y P_s son los porcentajes de aire y sedimento.

De igual forma, existieron casos en que en 2 cm había una gran variación en el contenido de sedimento, para ello se tomaron 5 imágenes en vez de 1, luego se les hizo el conteo de pixeles y así tener un promedio de mayor confianza de los porcentajes de sedimento y vacío en estos tramos problemáticos. Este procedimiento se repitió en los rangos, menores a 2 cm; donde hubiera muy alta variabilidad en el contenido de sedimento. Luego así estos valores se consideraban para armar la susceptibilidad magnética de todo el testigo.

Gracias a estas correcciones (desarrolladas por Montiel, 2020) se tienen valores mucho más confiables de susceptibilidad magnética de los testigos. Sin embargo, se hace el alcance de que en lugares donde hay mucho aire y mucha variabilidad en el contenido de sedimento, se puede subestimar el valor de susceptibilidad magnética. También se considera el efecto del sedimento en zonas perturbadas por el movimiento del testigo, ya sean las zonas de techo y base como también los bordes de la sección transversal del cilindro.

2.2.4.2 Análisis destructivo de testigos de sedimentos.

Posteriormente a los análisis no-destructivos, se procede a la apertura de los testigos de sedimento para poder realizar la descripción sedimentaria correspondiente y tomar las muestras para los análisis de granulometría láser, datación de Pb210 y C14. Todo lo anterior se llevó a cabo en el Laboratorio de Geología Marina y Glacial del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (ver figura 2.9).



Figura 2.9. Laboratorio de trabajo para proyectos de geología glacial y marina del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

2.2.4.2.1 Descripción visual de los testigos.

La descripción sedimentaria visual de los testigos de sedimento se realiza en base a la identificación de unidades litoestratigráficas, considerando criterios de color, textura, granulometría, selección y bioturbación visible. Para distinguir la granulometría aparente visible se utilizan tablas con granulometría ejemplificada estándar. Para la diferenciación de colores se utilizó la tabla de colores de suelos Munsell. A continuación, se detalla el procedimiento de apertura y descripción paso a paso:

- El testigo se ubica en un artefacto diseñado para contenerlo, sujetado a una mesa mediante una prensa.
- Se marca en cada extremo para definir el eje de corte del tubo.
- Se sitúa un artefacto guía para apoyar el galletero y así ir cortando lentamente y a velocidad constante, considerando la profundidad del tubo para no contaminar el sedimento, hasta cortar de extremo a extremo. Se utilizan Elementos de Protección Personal (EPP) para la seguridad del usuario.
- Se marca el eje en las tapas para girar en 180° el testigo y ubicar el eje por el otro lado del tubo.
- Se gira el testigo y se corta de la misma manera dicha anteriormente. Se cortan las tapas de cada extremo.
- Se retira el testigo del artefacto de madera, se limpia con esponjas húmedas y se pone sobre 2 tacos que lo soportan.

- Mediante el uso de un alambre que recorre de techo a base (desde las tapas) se divide el sedimento en 2 mitades. Luego se retira rápidamente de los tacos y se golpea levemente en la mesa para que se termine de separar.
- Se utilizan espátulas para limpiar y aplanar de forma transversal las mitades obtenidas. Luego se elige la mitad usada para descripción y muestra y la mitad que queda como archivo.
- La mitad no usada se guarda inmediatamente en el refrigerador, envuelta en papel Film y etiquetada con el código del testigo, la base y el techo y su uso (descripción o archivo).

Posteriormente, para la descripción, se usó una planilla de descripción de testigos estándar (ver planillas de descripción en Anexos D) mediante las siguientes instrucciones:

- Ubicar el testigo en el soporte de la mesa con la regla de medición fijada a un costado. Se alinea el testigo con las imágenes a escala real de la tomografía y de la susceptibilidad magnética a la regla de medición fija.
- Se anotaron los aspectos generales del testigo, como el código, su largo, las coordenadas (Lat/Long), profundidad, la sección, la fecha y el nombre de la persona que describe
- Se estima el porcentaje de recuperación y las perturbaciones del testigo.
- Se divide el testigo en unidades, considerando variaciones de color y textura, además se toma muestra de estas y se estima la granulometría de forma aparente. Lo anterior se realiza testeando mediante el tacto con agua el sedimento, sobre una placa de vidrio.
- Las variaciones de color de las unidades definidas se estandarizan usando la tabla de colores Munsell, obteniendo un código y nombre de color formal.
- Cada unidad se describe considerando, su espesor, textura, color, granulometría aparente, relaciones de contacto, disposición, recurrencia, presencia de estructuras, materia orgánica y restos fósiles.

2.2.4.2.2 Granulometría laser.

Después de la descripción visual de los testigos, se realizó un muestreo de sedimentos menores a 2 mm en zonas que fueron seleccionadas considerando la descripción visual, las anomalías de susceptibilidad magnética y las diferencias de atenuación en la tomografía (ver figura 2.10). De este modo varío, en cada zona seleccionada, el espaciamiento entre cada punto de obtención de muestra. Se obtiene material suficiente para cumplir la obscuración del granulómetro láser.

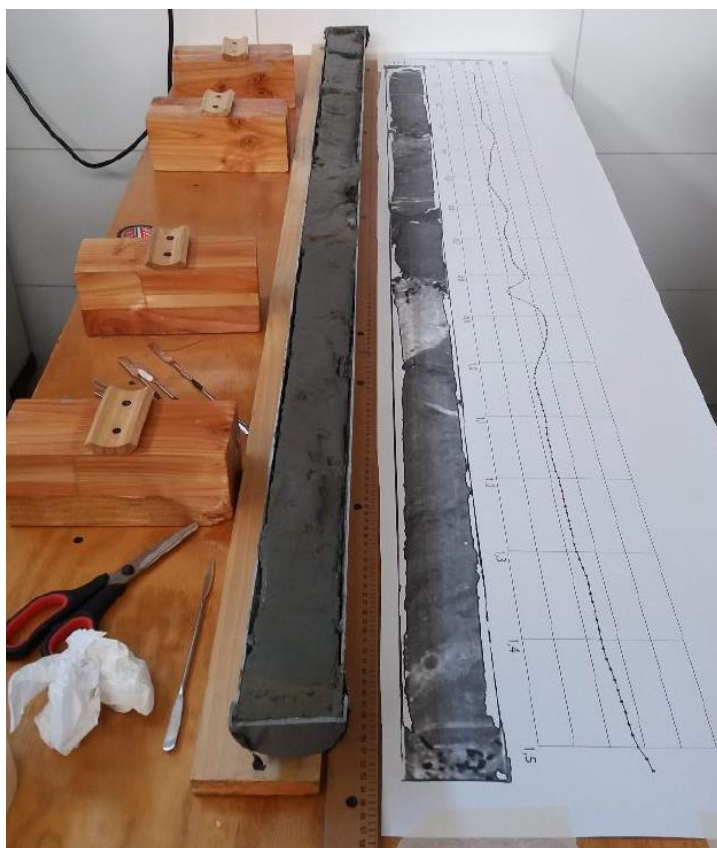


Figura 2.10. Fotografía de un testigo abierto donde se obtendrán muestras para granulometría láser, considerando las variaciones en la tomografía y la susceptibilidad del mismo testigo.

Posterior a la selección de los puntos, se extrajo el sedimento con espátulas metálicas y se ubicó en vasos precipitados, donde se les agregó 150-170 ml de agua, hexametáfosfato de sodio como defloculante del material más fino y se revolvió para disgregar el material aglomerado. Se dejan defloculando 48 hrs y se les revuelve cada cierto tiempo.

Mediante el uso de un agitador magnético en la mezcla se formó un vórtex, desde donde se extrajo con una pipeta la muestra en suspensión, considerando una posición media entre el centro del vórtex y el borde del vaso precipitado, la que fue ingresando gradualmente en el granulómetro láser hasta obtener una obscuración máxima 15 %.

El análisis se llevó a cabo en el equipo de granulometría láser Malvern Mastersizer 2000 del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile (ver figura 2.12a), el cual utiliza la difracción láser aplicando la teoría de Mie (1908).

El método de medición, de forma simple, consiste en la conducción de material en suspensión en un medio líquido con índice de refracción conocido (agua) a través de una celda de vidrio (área de medición) a un haz de láser normal. La luz difractada de las partículas es recibida por una fila

de detectores que miden la intensidad de la luz dispersada (como lo muestra la figura 2.11). Luego, mediante un procedimiento de inversión basado en la teoría de Mie (1908) a partir del patrón de difracción medido, se obtiene la distribución de tamaño de las partículas.

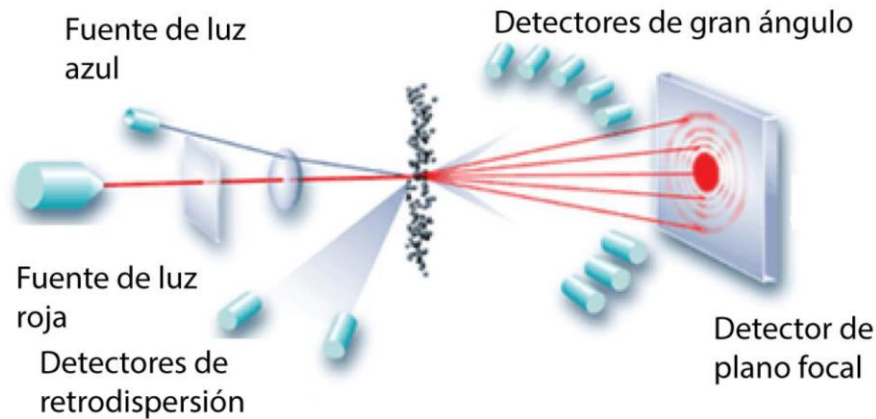


Figura 2.11. Esquema del funcionamiento del granulómetro láser.

Los datos obtenidos se iban visualizando en el software del equipo (ver figura 2.12b) a medida que fueran apareciendo los resultados para tener una primera apreciación de la distribución de los tamaños de partículas de sedimento.

Finalmente, los datos que se obtienen son llevados a formato .XLS (.XMLS) para ser manejados mediante la extensión Gradistats del software Excel (ver figura 2.12c), donde los datos son procesados automáticamente al ingresarlos y se generaron los valores correspondientes a diferentes parámetros granulométricos como el promedio, la selección, la asimetría y la curtosis, considerando para su cálculo el método de los momentos geométrico y de forma descriptiva el método de Folk and Ward (1957). Además, se generaron los gráficos de distribución (ϕ y en micrones) de tamaño de partículas y distribución acumulada de tamaño de partículas y los triángulos de clasificación tanto para arena-barro y limo-arcilla.

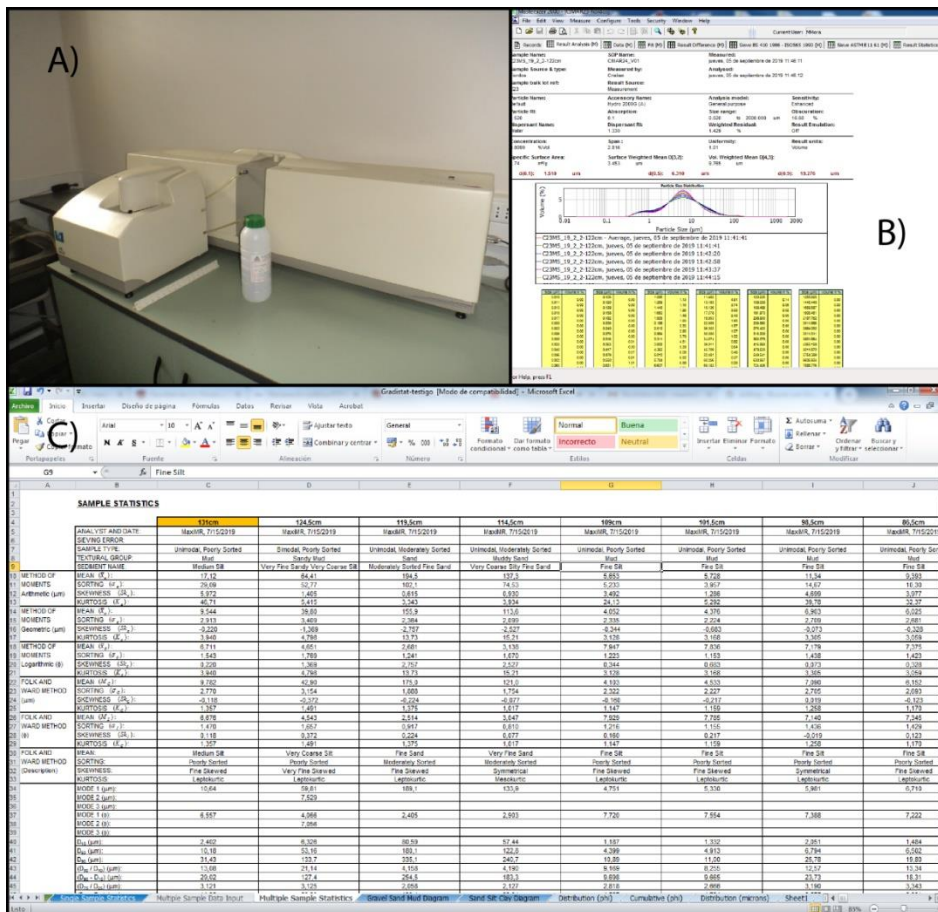


Figura 2.12. Se muestra: A) Granulómetro láser Mastersizer 2000 del Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. B) Lectura en pantalla de los resultados obtenidos en cada medición. C) Programación de Excel llamada “Gradistats” para visualizar los datos obtenidos y generar las figuras usadas en este trabajo, por ejemplo, los gráficos de distribución granulométrica.

2.2.5 Condiciones de precipitaciones y temperaturas

Los datos meteorológicos de larga data son relativamente escasos en la zona de estudio debido a que no hay estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio y que presentan un amplio registro temporal de precipitación y temperatura. Además, se deben considerar las estaciones ubicadas principalmente en el sector oeste de CHS, ya que las características climáticas y meteorológicas (principalmente las precipitaciones) presentan cambios hacia el sector este de CHS (hacia el este de los Andes) como se revisó en la sección 3.3. Pese a lo anterior, se extrajeron los datos de las estaciones más cercanas con datos a partir del año 2000 (y algunas desde 1980) así como también de estaciones con registros desde 1950 en adelante como la estación Puerto Aysén.

Los datos meteorológicos y la ubicación de las estaciones fueron obtenidas a través del Explorador Climático perteneciente al Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia [(CR)²] cuya información se basa en los datos proporcionados por la Dirección General de Aguas del Ministerio

de Obras Públicas (DGA-MOP), la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) para los datos desde 1950 y la Red Histórica Global de Climatología (GHCN siglas en inglés).

Las estaciones más cercanas a la zona de estudio que presenten registro de precipitaciones y que se encuentren próximas a los fiordos en el sector oeste de los Campos de Hielo y de los Andes Patagónicos serán las consideradas para el análisis. Estas corresponden a Puerto Edén a 50 [km] al SO del área de estudio ubicada a 10 [ms.n.m]; la estación Río Pascua a 20 [ms.n.m] a 90 [km] al NE; la estación Caleta Tortel a 100 [km] al NNE y a 10 [ms.n.m]. Las estaciones con un registro temporal más amplio son Puerto Chacabuco a 20 [ms.n.m] localizada a 360 [km] al NNE de la zona de estudio, las estaciones Puerto Aysén (de la DGA y DMC) ambas a 10 [ms.n.m] a 12 [km] al NE de la anterior, la estación Puerto Cisnes ubicada también a 10 [ms.n.m] a 82 [km] al N de las anteriores, la estación Puerto Puyuhuapi ubicada igualmente a 10 [ms.n.m] a 45 [km] al NNE de la estación anterior. Por su parte, las estaciones ubicadas en longitudes más hacia el este de Campos de Hielo y que tienen un registro temporal amplio corresponden a Torres del Paine localizada a 5 [ms.n.m] a 290 [km] al SE de la zona de estudio, las estaciones de Punta Arenas (DMC a 38 [ms.n.m] y DGA a 10 [ms.n.m]) ubicada a 250 [km] aproximadamente al SE de la anterior, la estación, la estación Lord Cochrane a 204 [ms.n.m] ubicada a 195 [km] al NE del área de estudio, la estación Teniente Vidal localizada a 310 [ms.n.m] a 190 [km] al NNE de la estación anterior y finalmente la estación Río Serrano con rango temporal menor está ubicada a 25 [ms.n.m] a 20 [km] al SO de la estación Torres del Paine.

Para los datos de la estación Puerto Aysén (DGA) se genera un gráfico de anomalías de precipitaciones anuales respecto del promedio de todos valores anuales absolutos en el rango considerado.

Con respecto a las temperaturas, solo 3 estaciones meteorológicas se encuentran en el sector oeste de Campos de Hielo y de los Andes, presentan registro histórico y están relativamente cercanas a la zona de estudio. De estas las que tienen un registro desde el año 2000 son la estación Río Pascua a 20 [ms.n.m] a 90 [km] al NE del área de estudio y la estación Isla Huichas a 6 [ms.n.m] a 396 [km] al NNE. La estación con mayor rango temporal corresponde a la estación Puerto Aysén (DMC) a 10 [ms.n.m] a 370 [km] al NNE del área de estudio. En cuanto a las estaciones ubicadas en longitudes hacia el este de Campos de Hielo (y de los Andes Patagónicos) y que tienen un registro temporal amplio corresponden a Torres del Paine localizada a 5 [ms.n.m] a 290 [km] al SE de la zona de estudio, las estaciones de Punta Arenas (DMC a 38 [ms.n.m]; DGA a 10 [ms.n.m]; y GHCN a 37 [ms.n.m]) ubicadas a 540 [km] aproximadamente al SE y la estación Lord Cochrane a 204 [ms.n.m] ubicada a 190 [km] al NE del área de estudio y la estación con menor rango temporal (desde el año 2000) es Teniente Vidal localizada a 310 [ms.n.m] a 370 [km] al NNE del área de estudio.

3 MARCO TEÓRICO

3.1 Geología regional de Patagonia

3.1.1 Morfoestructuras y tectónica de los Andes Patagónicos

Los campos de hielo sur se sitúan en la zona sur del margen occidental de Sudamérica, principalmente sobre el rasgo morfoestructural Cordillera Patagónica o Andes Patagónicos (Hervé *et al.*, 2007) lo cual corresponde a una región marcada por la elevación de un cordón montañoso topográficamente alto que fue generado por la evolución de la subducción de *ridges* oceánicos que involucra, a lo largo de su historia geológica, varias agrupaciones de las placas Pacífico, Antártica, Phoenix, Bellinghausen, Farallon y Nazca bajo la placa Sudamericana y la formación del *slab-window* que produce una región ‘libre de slab’ con una extensión cercana a 2500 km. La zona donde interactúan estas placas se denomina *triple or quadruple junction* (Breitsprecher & Thorkelson, 2009). Otros autores (Gianni *et al.*, 2015) usan este punto para dividir la zona patagónica en dos dominios morfoestructurales, llamados Andes Patagónicos Norte y Austral.

Las unidades morfoestructurales correspondientes a esta zona están conformadas principalmente por: (1) el Batolito Patagónico formado entre el Mesozoico y Cenozoico a lo largo del margen andino sur de Sudamérica entre las latitudes 40°S y 56°S. El cual se suele dividir en 3 segmentos, el Batolito Patagónico Norte (BPN) al norte de los 47°S (aproximadamente en la latitud del punto triple), Batolito Patagónico Sur (BPS) entre los 47-53°S y el Batolito Fueguino que se extiende hasta el final del continente. En particular, el BPS se ubica donde actualmente la placa Antártica está siendo subducida bajo la placa Sudamericana, pero esta configuración tectónica fue establecida solo desde el Cenozoico tardío (hace 15 Ma años aproximadamente), cuando el punto triple migró hacia el norte (Hervé *et al.*, 2007) y (2) los complejos metamórficos del Paleozoico que se agrupan según su posición respecto del BPS, hacia el este se tiene al Complejo Metamórfico Andino Oriental, Complejo Ígneo y Metamórfico Puerto Edén y Complejo Metamórfico Cordillera de Darwin. Mientras que hacia el oeste se agrupan los complejos metamórficos Madre de Dios, Diego de Almagro y Diego Ramírez. En cuanto a las características de cada uno de estos complejos se describirán en el siguiente capítulo.

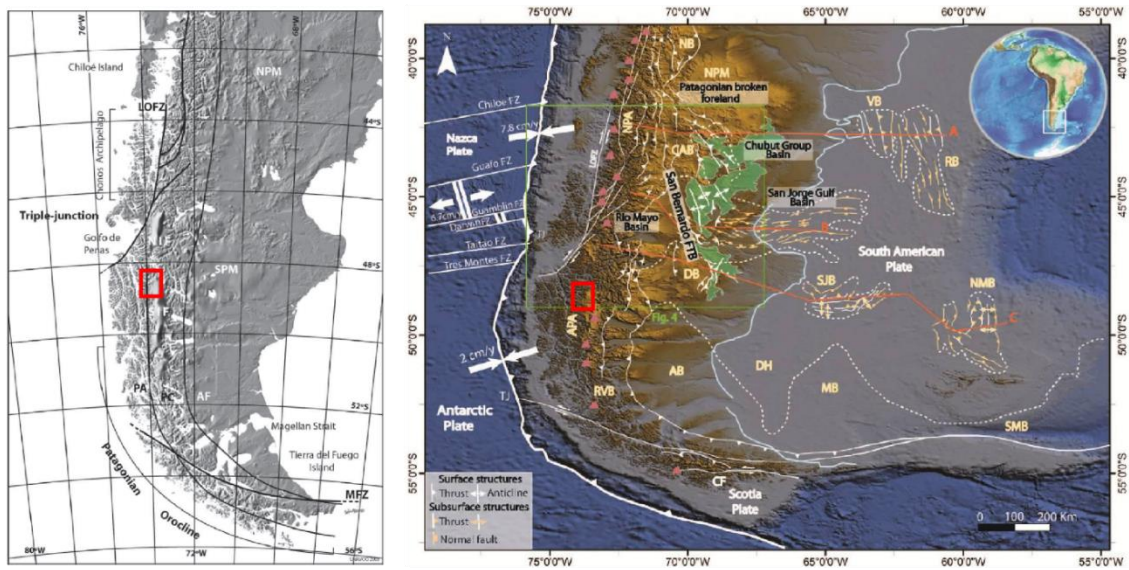


Figura 3.1. Mapas de dominios morfoestructurales para la Patagonia. A la izquierda se muestra el mapa generado por Charrier y otros (2003) donde PA: Archipiélago Patagónico, PC: Cordillera Patagónica y LOFZ: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. A la derecha se observa un mapa de Gianni y otros (2015) donde subdivide la zona Patagónica chilena en dos dominios, los Andes Patagónicos Norte (APN) y Andes Patagónicos Austral (APA).

Posteriormente, una subsidencia extensional temprana comenzó durante el *rifting* continental de Gondwana entre Triásico-Jurásico, que se caracterizó por ignimbritas riolíticas con lavas máficas menores (Uliana et al., 1989). Por su parte, Ramos (2009) indica que durante el Triásico cuencas de rift continental se desarrollaron en esta región, las cuales heredaron el lugar para la extensión y el magmatismo durante el Jurásico al Cretácico temprano. Por su parte, las formaciones El Quemado e Ibañez al norte y la Formación Tobífera al sur corresponden al último episodio de ignimbritas cercano a los 154 Ma (Pankhurst et al., 2000).

La subducción en esta zona fue continua desde el Jurásico tardío probablemente, pero los parámetros de subducción de la placa de Nazca han ido cambiando durante el Cenozoico (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). La dirección de subducción fue variando de subparalela al margen continental en el Cenozoico temprano, progresivamente rotando hacia una dirección de subducción noroeste hasta el Mioceno, donde se vuelve perpendicular al margen continental y con similar dirección a la subducción de la actualidad al norte del punto triple (Hervé et al., 2007).

Finalmente, han existido variados episodios de alzamiento tectónico de los Andes, uno de los más tempranos fue definido por la discontinuidad entre el Grupo Chubut y los depósitos Neocomianos subyacentes (Ramos 1987; Suárez et al., 2010; Ghiglione et al., 2014; Ghiglione et al., 2015; Ghiglione, 2015) donde algunos de los autores lo sitúan entre 121-118 Ma (Suárez, 2010) y 122 Ma (Ghiglione et al., 2014). Más aún, el Grupo Chubut está limitado por una inconformidad angular regional, que ha sido interpretado, por diversos autores (por ejemplo: Lesta et al., 1980; Ramos, 2002; Micucchi et al., 2011) como un evento compresional mayor que ocurrió durante el Cretácico tardío. A su vez, este evento ha sido asociado con el emplazamiento tectónico del Batolito Patagónico en los Andes y el cierre final de la cuenca de Rocas Verdes hacia el sur (Bernhardt et

al., 2012; Fosdick et al., 2011). Durante el Mioceno medio, se originan depósitos continentales de proveniencia andina, relacionados a nuevos episodios de crecimiento orogénico (Giacosa et al., 2010).

3.1.2 Unidades geológicas de la zona de estudio

En el subsuelo de los Campos de Hielo Patagónicos predominan los complejos metamórficos compuestos de rocas metasedimentarias, rocas volcánicas y piroclásticas deformadas y metamorfizadas, las cuales se distribuyen según la posición referente al Batolito Patagónico. El área de estudio se sitúa solo sobre el límite entre el Complejo Metamórfico Andino Oriental y el Batolito Patagónico. De todas formas, se describen brevemente algunas unidades geológicas aledañas a la zona de estudio, como lo son el Complejo Ígneo y Metamórfico Puerto Eden, los Complejos Metamórficos de Chonos, Madre de Dios y Diego de Almagro, las Formaciones Ibañez y Tobífera, Ibañez.

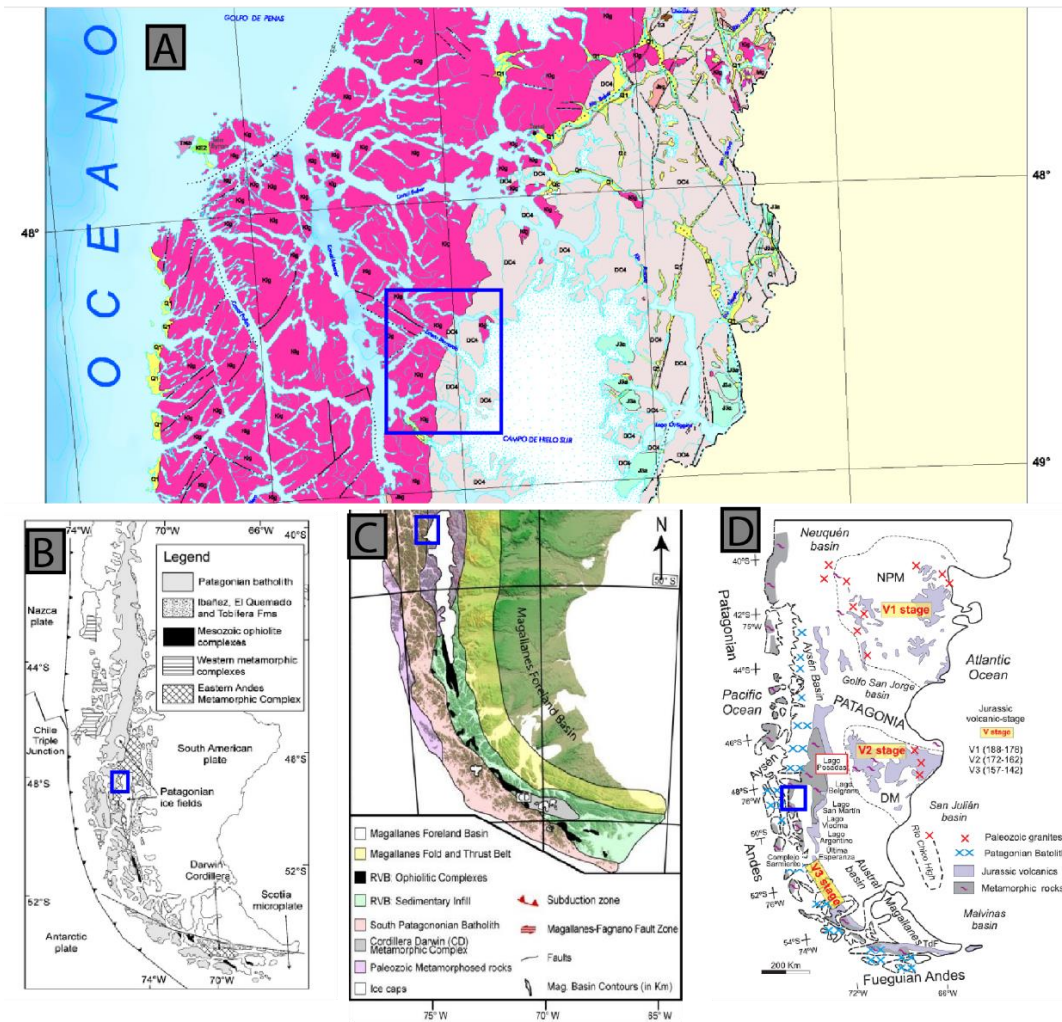


Figura 3.2. Mosaico de mapas geológicos que incluyen la zona de estudio. A) Mapa geológico 1:1.000.000 de Chile (SERNAGEOMIN, 1987). B) Extraído de Hervé y otros (2007). C) Extraído de Poblete (2015). D) Extraído de Ghigliione y otros (2015).

3.1.2.1 Paleozoico

Entre los 48°S-50,3°S al este del Batolito Patagónico aflora el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) que corresponde principalmente a sucesiones turbidíticas y cuerpos menores de calizas y metabasitas polideformadas expuestas al este del Batolito Patagónico entre el Lago General Carrera (46°S) hasta los 54°S en la Península de Brunswick (Hervé *et al.*, 2003a). Su protolito consiste en una secuencia sedimentaria constituida principalmente por areniscas cuarcíticas y fangolitas, y en menor proporción, por rocas carbonatadas y cherts calcáreos (Calderón y Herve, 2000). El grado de metamorfismo regional es de facies de esquistos verdes o menor, con rocas de mayor grado producto de las intrusiones Meso-Cenozoicas (Calderon 2000). Hervé *et al.*, (2003a) concluye que esta unidad tiene componentes sedimentarios que fueron depositados durante el Devónico tardío-Carbonífero temprano, a su vez se tienen depósitos más

jóvenes de afloramientos en las áreas más occidentales que fueron depositados durante el Pérmico. La edad mínima se encuentra acotada por la de la Formación Tobífera, la cual lo sobreyace discordantemente (Fuenzalida y Covacevich, 1988; Thomson y Hervé, 2002). Una combinación de edades en circones detríticos por U-Pb y datos de trazas de fisión en los mismos circones permitió a Thomson & Hervé (2002) concluir que estos sedimentos fueron metamorfizados antes del Pérmico tardío bajo condiciones P-T típicas de los complejos acrecionarios (Ramirez, 2020).

El Complejo Ígneo y Metamórfico Puerto Edén consiste en rocas metamórficas de grado medio a alto, migmatitas y rocas plutónicas con afloramientos al este del Batolito Patagónico (49°S). Por su parte, el Complejo Metamórficos de Chonos corresponde principalmente a metaturbiditas (Pimpirev *et al.*, 1999) con ocurrencias limitadas de esquistos máficos y metacherts. El Complejo Metamórfico Madre de Dios está compuesto de 3 unidades litoestratigráficas intercaladas tectónicamente: Las Calizas de Tarlton que consiste en un cuerpo de caliza pelágica masiva, El Complejos Denaro compuesto de pillow lavas basálticos y cherts radiolario y metalífero, y el complejo Duque de York es una sucesión turbidítica que fue depositada sobre los anteriores. El Complejo Metamórfico Diego de Almagro está compuesto de 2 subunidades de diferente impronta metamórfica, uno presenta anfibolitas de granate y esquistos azules y el otro son esquistos cuarzo micáceo y ortogneisses (Hervé *et al.*, 2007)

3.1.2.2 Mesozoico

Actividad volcánica habría producido gruesos depósitos denominados bajo el termino de ‘Complejo Porfirítico de la Patagonia’ (Quensel, 1913). Estas rocas, posteriormente, fueron asignadas a la Formación Ibañez entre los 44°S-49°S en la región de Palena (De la Cruz *et al.* 1996) y región de Aysén (Niemeyer *et al.* 1984; De la Cruz *et al.*, 2003, 2004). Por su parte, la Formación Tobífera (denominación equivalente a rocas en subsuperficie) consiste en una sucesión volcano-sedimentaria compuesta principalmente por rocas piroclásticas y lavas riolíticas, menormente andesita e intercalaciones de areniscas y lutitas tobáceas (Pankhurst *et al.*, 2000; Galaz, 2005; Calderón, 2007). Se dispone discordantemente sobre el basamento metamórfico (Fuenzalida y Covacevich, 1988; Wilson, 1991).

El Batolito Patagónico Sur (BPS) se extiende entre los 47-55°S alcanzando un largo de 1200 km y 50-100 km de ancho aproximadamente, se encuentra limitado al este y al oeste por los complejos metamórficos anteriormente descritos y es diacrónico a eventos metamórficos asociados con la evolución del margen continental de Gondwana y Sudamérica (Hervé *et al.*, 2003a). Está compuesto de litologías faneríticas máficas (dioritas y gabros), intermedias (tonalitas, cuarzo-dioritas y cuarzo-monzodioritas) y félsicas (granitos, monzogranitos y granodioritas). Los gabros contienen principalmente piroxenos y olivinos a menudo con textura coronítica, mientras que las rocas intermedias a félsicas presentan hornblenda y/o biotita en su mayoría. Entre los 48-50°S predomina la composición intermedia y félsica en los bordes oeste y este del batolito respectivamente. Entretanto, las rocas máficas son más abundantes en la parte central (Ureta, 2000). Las edades del Batolito Patagónico Sur varían en un rango entre los 151 a 16 Ma (Bruce, 1991; Martin *et al.*, 2001) y se distribuyen en patrones zonales. Los plutones jurásicos ocurrieron

a lo largo del margen oriental entre los 151-141 Ma, las unidades plutónicas del Cretácico temprano han sido identificadas hacia el oeste (137 Ma) y los granitoides del Cretácico tardío al Cenozoico están concentradas en el eje central del BPS, donde todas estas edades fueron obtenidas por análisis de U-Pb en circones por Martin y otros (2001).

3.1.3 Geología estructural

La arquitectura estructural de la Patagonia Sur comprende dos dominios estructurales principales de orientación general N-S, los que varían en la combinación de las rocas deformadas. Los Campos de Hielo Sur se ubican sobre un dominio de basamento de piel gruesa que presenta su mayor ancho y volumen hacia el oeste de la Cordillera Patagónica (ver figura 3.3). Mientras que, hacia el este, se tiene un dominio de faja plegada y corrida (FPC) con un sistema híbrido de piel fina y gruesa, que se divide en FPC interna (Zona Andina) y FPC externa (Zona Sub-Andina) (Ghiglione *et al.*, 2014; 2019).

En específico, el dominio de basamento presenta deformación dúctil y está caracterizado por un estilo regional de piel gruesa, produciendo un alzamiento regional del basamento metamórfico. El Batolito Patagónico es el núcleo y columna del dominio, que abarca rocas calco-alcalinas de arco magmático desde el Jurásico al Neógeno, donde las estructuras identificadas son en general inversas de alto ángulo vergentes al oeste (Hervé *et al.*, 2007). Además, hacia el este de este dominio, se tiene que el CMAO está intersectado con fallas y grabens extensionales jurásicos e intruido por cuerpos satélites del retroarco Mioceno del BPS (Ghiglione *et al.*, 2019).

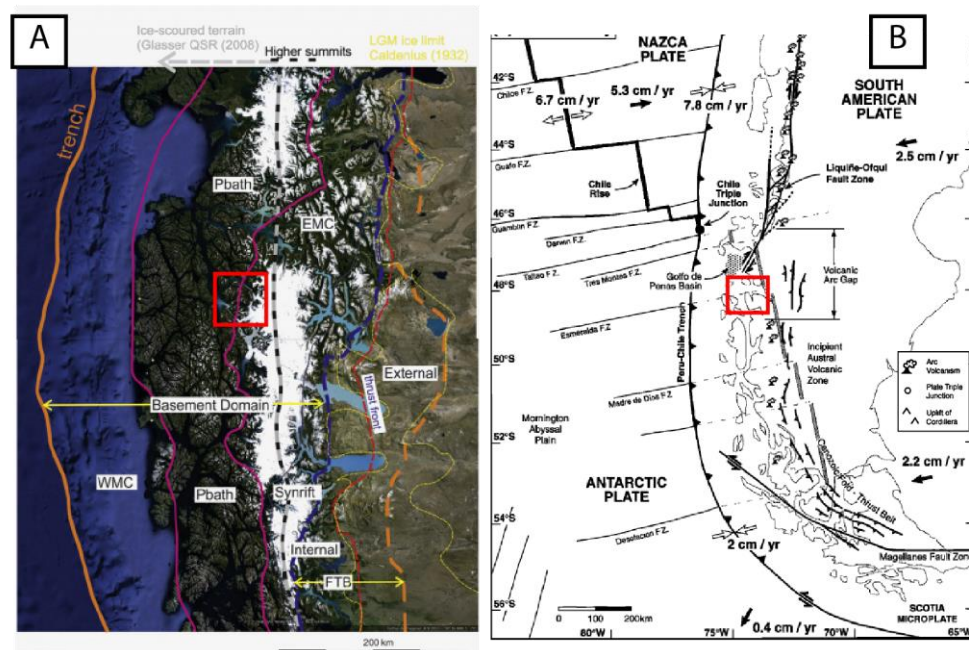


Figura 3.3. A) Mapa que muestra los dominios estructurales de Zona Patagónica Sur, donde el recuadro rojo muestra el área de estudio. P bath: Batolito Patagónico, WMC: Complejo Metamórfico Andino Occidental, EMC: Complejo Metamórfico Andino Oriental, FTB; Faja Plegada y Corrida. Modificado de Ghiglione y otros (2019). B) Mapa estructural de la Zona Patagónica Sur

y Austral, donde el recuadro rojo muestra el área de estudio. Se muestran principalmente las estructuras regionales dominantes en esta zona. Modificado de Thomson y otros (2001).

El rasgo estructural más destacable del área de estudio es la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui que se extiende por más de 1000 km de forma subparalela a la fosa (Hervé, 1976). Corresponde a una falla de dominio estructural de rumbo dextral que se extiende en dirección NNE-SSO, de forma paralela al arco volcánico actual en esta región y se proyecta mediante lineamientos estructurales hasta los 48°S. A escala regional se caracteriza por dos segmentos principales que tienen dirección NNE-SSO, los que se acoplan mediante lineamientos *en echelon* orientados NE-SO, lo que ha sido interpretado como un *duplex* de rumbo (Cembrano *et al.*, 1996).

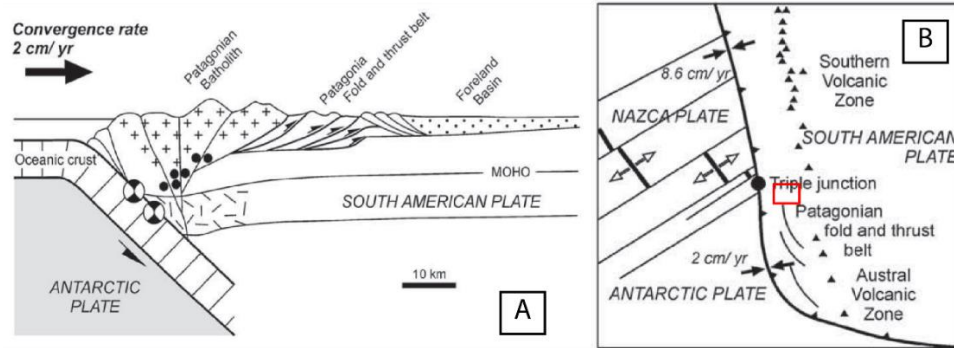


Figura 3.4. Configuración tectónica actual de Patagonia al sur del punto triple, donde el recuadro rojo muestra el área de estudio. Se exhiben los dominios estructurales de basamento y de faja plegada y corrida. Modificado de Ramos & Ghiglione (2008).

Esta zona de falla pareciera ser el lugar donde se forma la actividad magmática desde el Mesozoico, controlando el emplazamiento de plutones sintectónicos del Neógeno y la ubicación de la mayoría de los volcanes del Cuaternario (Hervé, 1994).

3.1.4 Efectos de la dinámica glacial en la isostasia

El término isostasia se deriva de la palabra griega ‘*isostasios*’ que significa “estado equivalente” o “en equilibrio” lo que ayuda a explicar el comportamiento de la litosfera de la Tierra cuando se le adiciona masa, de hielo en este caso, a la corteza y ocurre la subsecuente depresión de la astenósfera. El equilibrio de esta cantidad de depresión cortical (ΔZ) provocada por la carga de una capa de hielo es una función del espesor de la capa de hielo (H) y la relación entre la densidad del hielo y del manto:

$$\Delta Z = (\rho_i / \rho_m) * H$$

No considerando el efecto de la rigidez de la corteza y tomando la densidad del manto como $\sim 3,3 \text{ g/cm}^3$, la depresión creada bajo la capa de hielo podría ser aproximadamente 0,27 veces el espesor de hielo, es por esto que la depresión disminuye desde el centro hacia los bordes de la capa de hielo. A su vez hay dos factores principales que complejizan esta relación. El primero es la rigidez de la litosfera, es decir, que la carga de la capa de hielo llega parcialmente hasta fuera de sus bordes y en segundo lugar, el sistema corteza-astenosfera tiene un tiempo de respuesta lento a cambios en la carga, por tanto una depresión isostática se genera con retraso tras un crecimiento de la capa de hielo y un alzamiento isostático se genera con retraso tras un decrecimiento de la capa de hielo (Benn and Evans, 2010). Al mismo tiempo, la depresión de la corteza terrestre bajo una capa de hielo presenta dos efectos mayores, la elevación de la superficie de la capa disminuye con un consecuente impacto sobre el balance de masa superficial y la depresión isostática puede aumentar el área de la capa de hielo conectada a la tierra bajo el nivel del mar, haciéndola más susceptible a colapsar bajo un rápido ascenso del nivel del mar o un incremento en el flujo de calor desde los océanos.

Por su parte, Andrews (1970) subdivide en 3 periodos la recuperación glacio-isostática en respuesta a la deglaciación: 1) el rebote contenido que ocurre debajo de una capa de hielo adelgazada. La tasa de alzamiento se incrementa a través del tiempo a medida que la carga es retirada progresivamente, 2) el alzamiento postglacial es la fase de rebote que queda registrada en áreas donde el hielo se retira y 3) el alzamiento residual es el rebote que sigue ocurriendo, debido al largo tiempo de respuesta de la recuperación litosférica, regiones como Escandinavia central y Bahía Hudson en Canadá aún están en ascenso en respuesta a la desaparición de la gran capa de hielo generada durante el Pleistoceno. En particular, para Escandinavia central, existen estudios sobre las rápidas tasas de alzamiento, que correspondería a un fenómeno postglacial y tiene su origen en el ajuste glacio-isostático seguido por la fusión de la capa de hielo de la glaciación Weichseliense tardía (10000-12000 ^{14}C años antes del presente) y sumada a la gran sismicidad (gran parte de la sismicidad del continente europeo se concentra aquí) propicia una mayor actividad neotectónica en esta zona (Fjeldskaar *et al.*, 2000).

Para el caso de Campos de Hielo Patagónico Sur, variados autores han sugerido que existe una rápida tasa de alzamiento por isostasia glacial como consecuencia de la pérdida de masa de hielo. Ivins & James (1999) predicen una respuesta isostática vertical para la recesión de CHS (entre 1944-1985) y para Neoglaciaciones holocenas modeladas, la que está en un nivel detectable marginalmente ($\sim 1 \text{ mm/año}$) si el manto/astenosfera bajo Patagonia tiene una viscosidad cercana a 10^{21} Pa s ; sin embargo, para viscosidades mantélicas reducidas, la historia de carga glacial del Holoceno temprano predice signaturas mayores, más aún, si la viscosidad es cercana o menor a $2 \times 10^{20} \text{ Pa s}$, entonces el movimiento vertical geodésicamente detectable podría ser conducido por los avances glaciales regionales de la PEH (1400-1750 años) y el subsecuente retroceso glacial del siglo XX alcanzando valores de 5-10 mm/año. Posteriormente, Brevis y otros (2002) mediante observaciones geodésicas sugieren un rápido alzamiento de Patagonia Sur como consecuencia del rebote postglacial. Luego Ivins & James (2004) sugieren que a partir de la PEH se generaron grandes tasas de rebote isostático vertical, ya que probablemente el material del manto subyacente presente una viscosidad anormalmente baja debido a la subducción del *ridge* durante el Neógeno tardío.

Ramos & Ghiglione (2008) afirman que el rebote isostático de la Cordillera Patagónica cercano a 20 mm/año podría estar asociado a la deglaciación del LGM. Dietrich y otros (2010) han detectado la tasa de isostasia glacial más alta jamás registrada, alcanzando una tasa de alzamiento de 30 mm/año mediante la medición de datos *Global Positioning System (GPS)* entre 2003-2006 y el uso de modelos de respuesta del manto (elástico y visco-elástico), donde la combinación entre la rápida fusión de CHS y la tectónica regional única de *slab-window* que promueve una relativamente baja viscosidad son centrales para sugerir, de acuerdo a sus resultados y la predicción de los modelos, que el gran alzamiento cortical en Patagonia se debe a una pérdida acelerada de los glaciares desde el término de la PEH y que la viscosidad regional efectiva del manto es cercana a $4-8 \times 10^{18}$ Pa s.

3.2 Marco geológico glacial

3.2.1 Características generales de un glaciar

3.2.1.1 Definiciones

A pesar de que el término glaciar posee diferentes definiciones, en este trabajo se considera únicamente la definida por el Panel Internacional para el Cambio Climático (IPCC, 2011) donde se define glaciar como: “*masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía del lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura o la descarga en el mar*”. Esta definición puede incluir tanto glaciares que terminen en lagos y/o en el océano, como lo son el Glaciar O’Higgins y el Glaciar Pio XI respectivamente, o bien glaciares descubiertos como los antes nombrados y glaciares rocosos que corresponden a masas de hielo mezcladas con rocas en proporciones variables y cubiertos por una capa de detritos, presentando una morfología superficial que evidencia el flujo del hielo subyacente. (Centro de Estudios Científicos, 2009).



Figura 3.5. Fotos aéreas del glaciar Bernardo. A la izquierda se tiene una vista hacia el interior de CHS y a la derecha se observa el frente de ablación glacial, al fondo de esta foto se observa una parte del glaciar Témpano. Tomadas por el Centro de Estudios Científicos en 2014.

Dentro de las características principales de un glaciar, existen dos grandes zonas que explican la dinámica general de los glaciares. Estas son la Zona de Acumulación (ZAC) y la Zona de Ablación (ZAB), las cuales se separan por la Línea de Equilibrio de Altitud (ELA). La primera se define como la zona donde el glaciar posee una ganancia de masa, es decir, donde la acumulación anual es mayor que la ablación anual, comúnmente se ubica en los lugares con mayor altitud. Mientras que la ZAB es donde el glaciar presenta una mayor ablación anual que acumulación anual (ver figura 3.6). Los procesos de acumulación y ablación se generan mediante diversos fenómenos, para el caso de la acumulación el aporte de masa proviene principalmente de la precipitación nival y de los eventos catastróficos (como avalanchas, desprendimientos, etc.) donde en estos últimos se aporta tanto nieve, hielo y sedimentos de la misma cuenca. Mientras que los de ablación corresponden a fusión de hielo y nieve, sublimación, erosión eólica y calving principalmente.

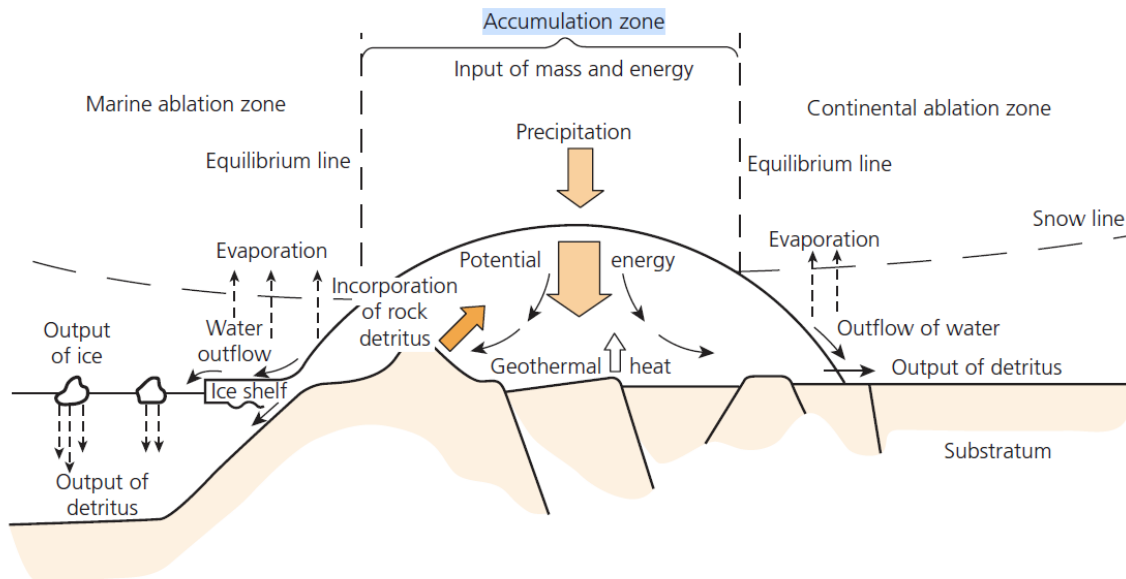


Figura 3.6. Zonas de Acumulación y Ablación de un glaciar temperado de marea generando ablación mediante calving. Extraído de Benn and Evans (2010).

3.2.1.2 Los tipos y clasificaciones de los glaciares

Por otro lado, existen variadas formas de clasificar un glaciar, algunas consideran características primarias de los glaciares como su tipo y aspecto general y según esos criterios existen los casquetes de hielo continental, campos de hielo, casquete o calota de hielo, glaciar de desagüe (de sábanas o campos de hielo), glaciar de valle, glaciar de montaña, glaciarete (glaciares pequeños) y campos de nieve, banquisa o plataforma de hielo flotante y glaciares de roca. También existe la clasificación de Ahlman (1935), que considera las características físico-químicas de las masas de hielo para diferenciar 3 tipos de grupos de glaciares: polares, subpolares y temperados, definiéndose los primeros con una temperatura general del glaciar que está permanentemente bajo los 0°C, exceptuando las zonas superficiales las cuales podrían eventualmente ser temperadas durante el verano por las variaciones climáticas. Mientras que los glaciares temperados mantienen su zona superficial y profunda al punto de fusión del hielo según la presión, principalmente a 0°C. Los subpolares presentan comportamiento intermedio. A su vez, Sugden and John (1976) generan una clasificación de diferentes glaciares basada en el tamaño, morfología y su relación con la topografía, la cual se muestra en la figura 3.7.

First-order classification	Second-order classification
Ice sheet and ice cap (unconstrained by topography)	Ice dome Ice stream Outlet glacier
Glaciers constrained by topography	Ice field Valley glacier Transection glacier Cirque glacier Piedmont lobe Niche glacier Glacieret Ice apron Ice fringe
Ice shelves	Confined ice shelf Unconfined ice shelf Ice rise

Figura 3.7. Clasificación de glaciares desarrollada por Sugden and John (1976).

Sumado a lo anterior, el proyecto *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS en sus siglas en inglés) una iniciativa de glaciólogos de varios países, específicamente científicos del Instituto de Geografía Física, Friburgo, Alemania y Centro Nacional de Datos de Hielo y Nieve, Columbia, Estados Unidos realizó un informe el año 2005 que ocupa como base la clasificación de masas de hielo a nivel global realizada por la UNESCO en 1970, la que es actualizada agregando ciertos parámetros y clasificaciones. Los criterios que se usan para clasificar los glaciares en base a su aspecto morfológico son: clasificación primaria según el tipo y aspecto general del glaciar, según la forma marginal del glaciar, según las características del frente del glaciar, según el perfil longitudinal del glaciar, según la fuente de alimentación del glaciar, según la actividad de la lengua o frente del glaciar, clasificación de las morenas del glaciar (ver figura 3.8).

	Digit 1 Primary classification	Digit 2 Form	Digit 3 Frontal characteristic	Digit 4 Longitudinal profile	Digit 5 Major source of nourishment	Digit 6 Activity of tongue	Digit 7 Moraine code 1	Digit 8 Moraine code 2	Digit 9 Debris coverage of tongue
0	Uncertain or miscellaneous	Uncertain or miscellaneous	Normal or miscellaneous	Uncertain or miscellaneous	Unknown	Uncertain	No moraines	No moraines	Uncertain
1	Continental ice sheet	Compound basins	Piedmont	Even, regular	Snow / Drift snow	Marked retreat	Terminal moraines	Terminal moraines	Debris free
2	Ice - field	Compound basin	Expanded	Hanging	Avalanche	Slight retreat	Lateral and/or medial moraine	Lateral and/or medial moraine	Partly debris covered
3	Ice cap	Simple basin	Lobed	Cascading	Superimposed ice	Stationary	Push moraine	Push moraine	Mostly debris covered
4	Outlet glacier	Cirque	Calving	Ice-fall		Slight advance	Combination of 1 and 2	Combination of 1 and 2	Completely debris covered
5	Valley glacier	Niche	Coalescing, non contributing	Interrupted		Marked advance	Combination of 1 and 3	Combination of 1 and 3	
6	Mountain Glacier	Crater				Possible surge	Combination of 2 and 3	Combination of 2 and 3	
7	Glacieret and snowfield	Ice apron				Known surge	Combination of 1, 2 and 3	Combination of 1, 2 and 3	
8	Ice shelf	Group				Oscillating	Debris, uncertain if morainic	Debris, uncertain if morainic	
9	Rock glacier	Remnant					Moraines, type uncertain or not listed	Moraines, type uncertain or not listed	
10	Ice stream		Calving & Piedmont						
11			Calving & Expanded						
12			Calving & Lobed						
13			Ice shelf nourishing						
14			Floating						
15			Terrestrial calving						
16			Confluent (contributing)						

Figura 3.8. Clasificación de glaciares según variados criterios (primera fila de tabla) desarrollada por GLIMS (2005).

Dentro de las clasificaciones anteriores, para este trabajo se dará énfasis a los Campos de Hielo (“Ice field” en inglés), glaciares de valle, glaciar de desague y glaciares de marea. El primero corresponde a grandes masas de hielo continentales que no presentan una superficie simple y similar a un domo, como las capas de hielo y su flujo depende directamente de la topografía subyacente. Los campos de hielo se desarrollan en cualquier área con topografía suave de forma general pero localmente fuerte y con una altitud suficiente para que se acumule hielo. Algunos ejemplos de estas masas de hielo son los Campos de Hielo Columbia en las Montañas Rocosas Canadienses, los Campos de Hielo Tien Shan/Kunlun Shan en China y los Campos de Hielo de

Patagonia entre Chile y Argentina, siendo todos estos campos drenados por extensos glaciares de valle y de desagüe (*outlet glaciers* en inglés) principalmente.

Los glaciares de valle presentan una topografía que lo delimita, tiene una o más zonas de acumulación, ubicadas en cuencas compuestas que confluyen en un valle, más largo que ancho, el cual permite el flujo de hielo aguas abajo. Además, no posee lóbulo de derrame en su zona termina y esta queda circunscrita al valle. La forma de la red de glaciares de valle está fuertemente influenciada por la litología de la roca subyacente y/o sustrato rocoso y las estructuras presentes. La pendiente del sustrato rocoso bajo los glaciares de valle es frecuentemente fuerte y por tanto los rangos altitudinales de estos glaciares pueden ser muy extensos. A su vez, los “*Outlet Glaciers*” o glaciares de desagüe, corresponden a masas frías donde existe un movimiento de hielo mediante una corriente de flujo. Este movimiento de hielo es rápido y canalizado desde los interiores de las capas, campos y casquetes de hielo continental. Los glaciares de desague ocupan canales y/o valles principalmente en su zona de ablación, mientras que la zona de acumulación suele ser muy difícil de delimitar. Además, pueden diferenciarse según el sistema proglacial en el que se posiciona la lengua terminal, la que puede terminar en el océano, donde se les denomina glaciares de marea (*tidewater glaciers* en inglés) o en un lago proglacial, donde se les denomina glaciar de agua dulce (*freshwater glaciers* en inglés).

Estos últimos grupos de glaciares que terminan en cuerpos de agua (océanos y/o lagos) tienen una componente característica en su zona de ablación, es el proceso de desprendimiento de bloques de hielo (*calving* en inglés) que corresponde a un proceso de ablación donde se desprenden grandes bloques de hielo del frente del glaciar, generando en la mayoría de los casos, bloques de hielo flotante o *icebergs*. Como ejemplo, este fenómeno genera la mayor pérdida de masa para la capa de hielo Antártica, más del 50% de la pérdida de masa para la capa de hielo de Groenlandia y cantidades importantes para glaciares menores en el Ártico, Antártica, Alaska, Patagonia y otras regiones (Benn and Evans, 2010). Debido a la importancia de este proceso de ablación en el balance de masas de los cuerpos glaciales es que se les llama a los glaciares donde predomina este fenómeno como *calving glaciers* o glaciares de calving.

Muchos de estos presentan formas rápidas de flujo las que a su vez generan cambios en la velocidad y la posición terminal y por tanto tienen una influencia desproporcionada en la tasa a la cual el hielo se transfiere al océano (Bamber et al., 2007). Además, estos glaciares presentan características muy diversas. Por un lado, pueden tener sus márgenes terminales totalmente boyantes, formando rampas flotantes o plataformas de hielo, o pueden permanecer en contacto con el sustrato rocoso del lecho.

3.2.1.3 Geología glacial de la zona de estudio

El área de estudio se ubica en los Campos de Hielos Patagónicos (ver figura 3.9) en la Zona Austral de Chile, donde existen las dos masas de hielo más grande del Hemisferio Sur, el primero Campo de Hielo Patagónico Norte se ubica en 47°00’S y 73°39’W con 120 km. de longitud y entre

40-60 km de ancho y contienen al glaciar de marea a menor latitud en las Tierra, el Glaciar San Rafael que desciende desde los bosques hasta los icebergs desprendidos dentro de una laguna costera. El segundo es el más grande, Campo de Hielo Patagónico Sur (CHS) que se extiende entre las latitudes 48°50' y 51°30'S alcanzando hasta 360 km. de longitud y un ancho promedio de 40 km.

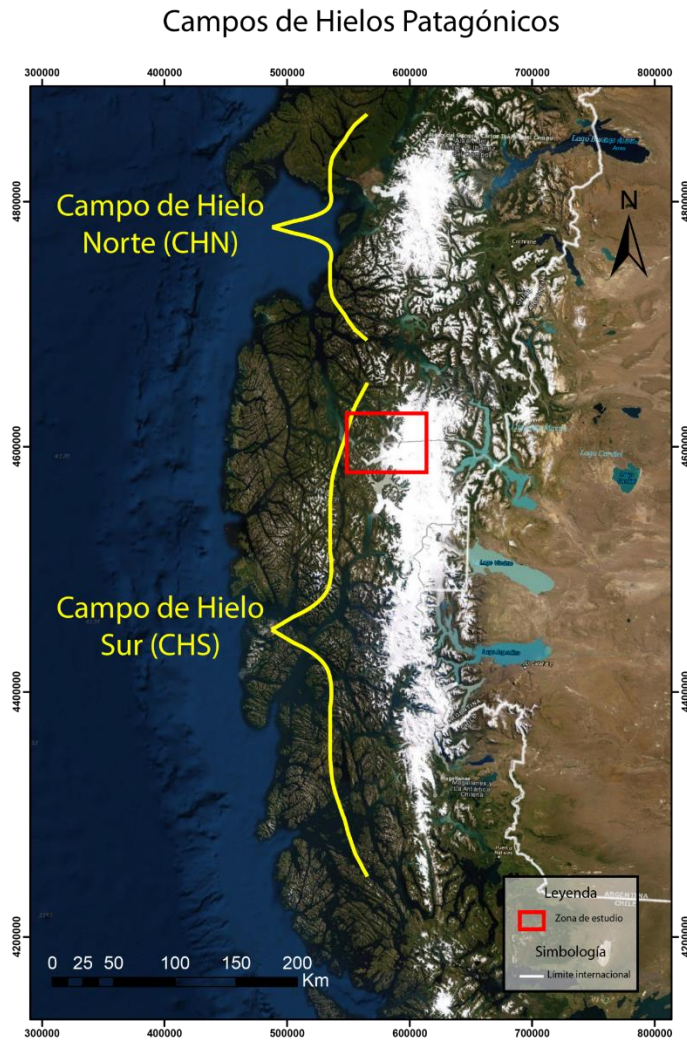


Figura 3.9. Mapa de los Campos de Hielos Patagónicos en la Zona Austral de Chile. Se diferencia entre CHN y CHS, ubicando el cuadrángulo correspondiente a la zona de estudio.

Los Campos de Hielo Sur Patagónico está compuesto por diversos glaciares temperados, según la clasificación de Ahlman, que pueden ser glaciares de desagüe (*outlet glaciers* en inglés) con formas de cuenca simples y compuestas, con frentes glaciares de pie de monte, lobulado, desprendentes y confluentes que terminan en general, en sistemas de lagos proglaciales hacia el este de CHS. Mientras que al oeste los frentes glaciares terminan en fiordos y canales, es decir, en un sistema glaciomarino con glaciares de marea, los que drenan en distintas direcciones el campo de hielo. La zona de estudio comprende la zona noroeste (NO) de Campo de Hielo Patagónico Sur, a los glaciares Bernardo, Témpanos y Occidental, además de sus sistemas proglaciales respectivos como se muestra en la figura 3.10.

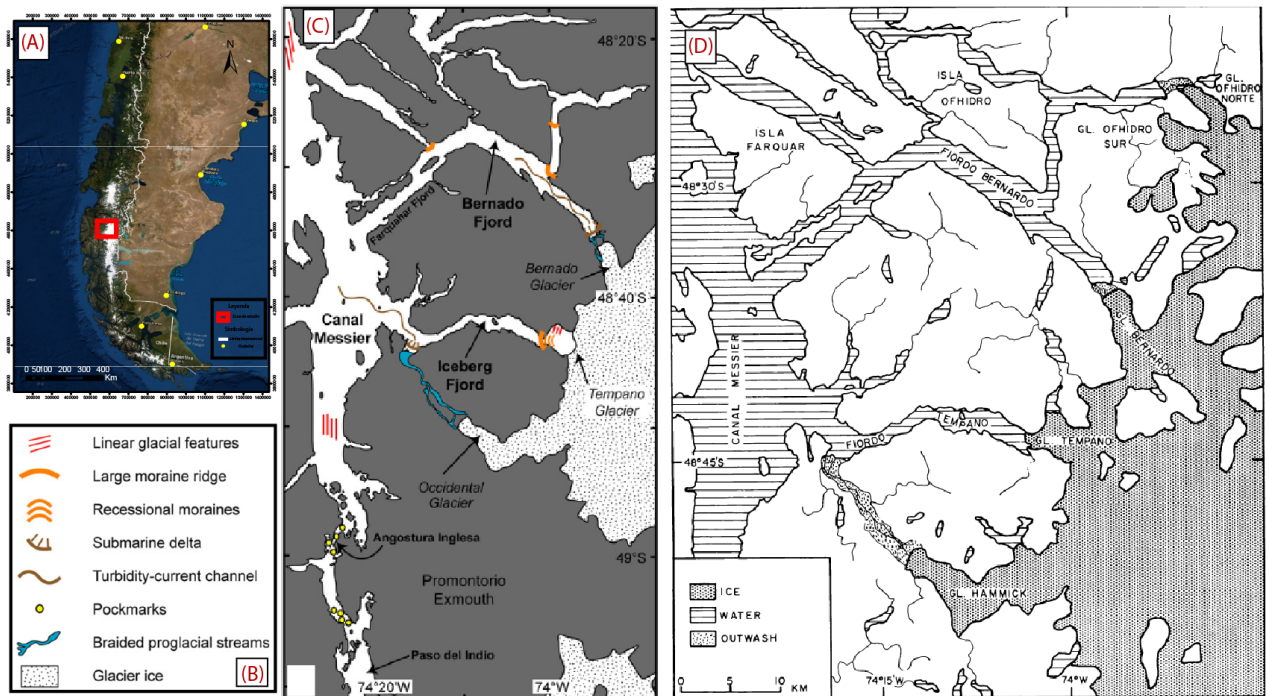


Figura 3.10. Mapa del área de estudio, ubicada en el sector noroeste de Campo de Hielo Sur Se delimita (línea discontinua amarilla) los sistemas proglaciales de los glaciares Bernardo, Témpaño y Occidental.

La descripción realizada por Mercer (1970) para el glaciar Bernardo muestra que tiene cerca de 22 km de longitud desde CHS hasta su zona terminal. A 15 km desde donde deja de estar conectado al campo de hielo, tiene dos lenguas distribuidoras que fluyen hacia el noreste y suroeste, que terminan interceptándose con frentes glaciares que fluyen en dirección contraria. El lóbulo principal continua por 7 km terminando cercano al nivel del mar (ver figura 3.11-B), separado del fiordo Bernardo por una planicie de lavado parcialmente activa de 2 km de extensión y cuyo frente se encuentra entre 50-100 m de una morrena terminal fresca. Se indica además que esta planicie en al menos en un 65% es moderna y está muy poco vegetada, mientras que el resto correspondería a fragmentos de una planicie más antigua y fuertemente vegetada con presencia de formas morrénicas.

Más recientemente Dowdeswell & Vásquez (2013), muestran que el frente glacial termina en un lago proglacial donde se acumulan los *icebergs* o bloques desprendidos de la lengua terminal y en la zona más distal se tiene un sistema glaciofluvial de ríos trenzados o *sandur* en su mayoría inactivo que están siendo alimentados por corrientes de agua de fusión (ver figura 3.11-A). De forma submarina, el fiordo Bernardo presenta una morfología de delta en su zona proximal y canales submarinos y estrechas corrientes en toda la extensión del fiordo. Más aún los canales trenzados alcanzan el océano a través de la parte superior del delta glaciofluvial cuya extensión es de 2 km.

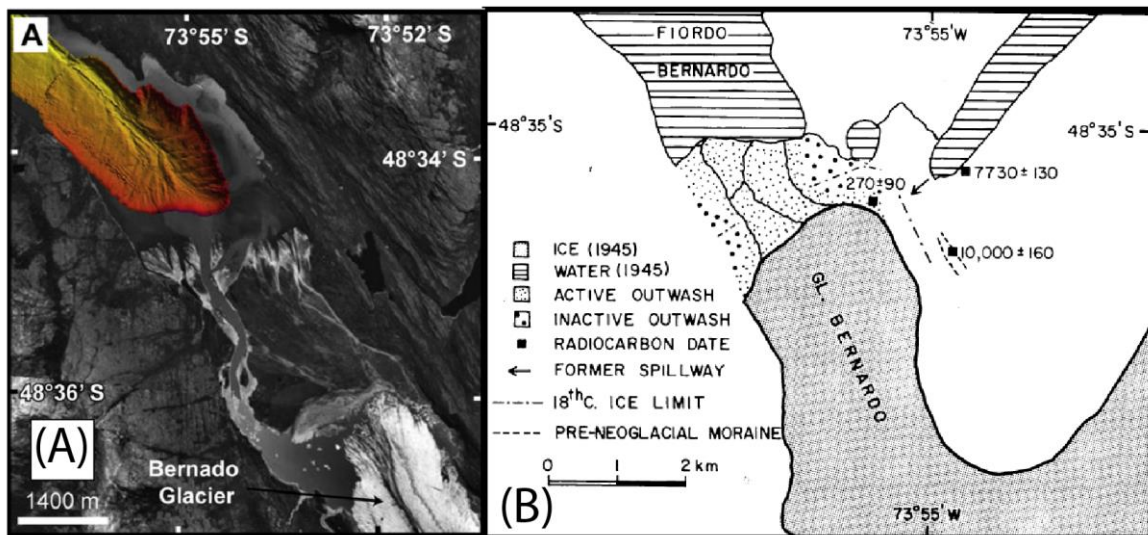


Figura 3.11. Glaciar Bernardo y características geológicas primarias del sistema proglacial. (A) Modificado de Dowdeswell & Vázquez (2013). (B) Modificado de Mercer (1970).

Al mismo tiempo, Mercer (1970) describe al glaciar Témpano con 15 km de longitud presentando dos zonas terminales: una lengua que fluye hacia el oeste que alcanza las aguas marinas con un frente de 1,5 km de ancho y aporta bloques de hielo desprendidos a la cabeza del fiordo Iceberg (llamado fiordo Témpano por este autor). La otra lengua que fluye en dirección norte termina en un lago proglacial que drena hacia el fiordo Bernardo, como se observa en la figura 3.12-B.

La lengua terminal que fluye al oeste muestra un margen frontal agrietado que aporta material sedimentario al fiordo mediante corrientes de agua de fusión en su zona proximal y por decantación de detritos de grano fino que son transportados lejos del glaciar por plumas densas (turbias) de sedimento en suspensión (Powell, 1990; Dowdeswell & Vázquez, 2013). A su vez, se han registrado eventos de vaciado durante el mes de abril-mayo 2007 en el lago proglacial de las lengua terminal que fluye hacia el norte (Registro histórico de CONAF 2007, Casassa *et al.*, 2010). Este lago actualmente no está vacío y desagua en dirección noreste hacia el borde occidental del frente del glaciar Bernardo mediante un sistema fluvial (CECs, 2011).

De forma submarina, se observa que el fiordo Iceberg presenta variados cordones transversales de diferentes alturas que marcan avances, retrocesos y reavances temporales del glaciar Témpanos, uno de estos, el de mayor tamaño, se asocia al avance ocurrido durante la Pequeña Edad de Hielo (ver figura 3.12-A). Además, se encuentran lineaciones subparalelas tanto en roca como en sedimento del fondo marino y zonas planas que indican zonas de relleno sedimentario del fondo del fiordo (Dowdeswell and Vázquez, 2013).

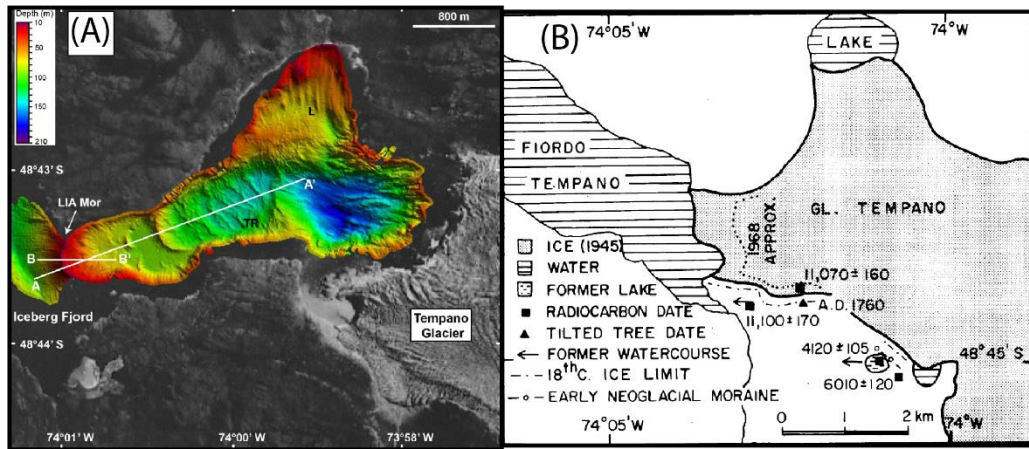


Figura 3.12. Glaciar Témpano y características geológicas primarias del sistema proglacial. (A) Modificado de Dowdeswell & Vázquez (2013). (B) Modificado de Mercer (1970).

El glaciar Occidental, llamado ‘Hammick’ por Mercer (1970) tiene cerca de 20 km de longitud, fluye por 12 km hacia el suroeste desde el campo de hielo para entrar a un valle de dirección NO-SE. Una lengua distribuidora se extiende por 2 km hacia el SE dentro del valle, pero la lengua principal fluye hacia el NO terminando a 12 km de distancia del fiordo Iceberg, a una altitud que no superaría los 50 m sobre el nivel del mar (ver figura 3.13-B). Se reconocen dos grandes corrientes de agua de fusión que fluyen desde los márgenes derecho e izquierdo del frente glacial y flujos menores desde las zonas centrales, lo que produce una serie de valles que se extienden por 12 km hasta el océano. Además, este mismo autor identifica una morrena terminal masiva y vegetada de cerca de 60 m de altura, a no más de 200 m del margen del hielo.

Más actualmente, Dowdeswell and Vázquez (2013) muestran características subáreas como planicies trenzadas o *sandur* alimentadas por corrientes de agua de fusión liberadas en la zona terminal del glaciar y características submarinas de la zona proglacial distal que interacciona con el fiordo Iceberg (ver figura 3.12-A), donde reconocen un frente de delta de 1,5 km de extensión que es atravesado en su zona superior por los canales trenzados que llegan al fiordo y generan aporte de sedimento relativamente grueso a los canales submarinos que alcanzan el canal Mesier. También puede existir un aporte de sedimentos por eventos de corrientes de turbidez desencadenados por fracturas de la pendiente.

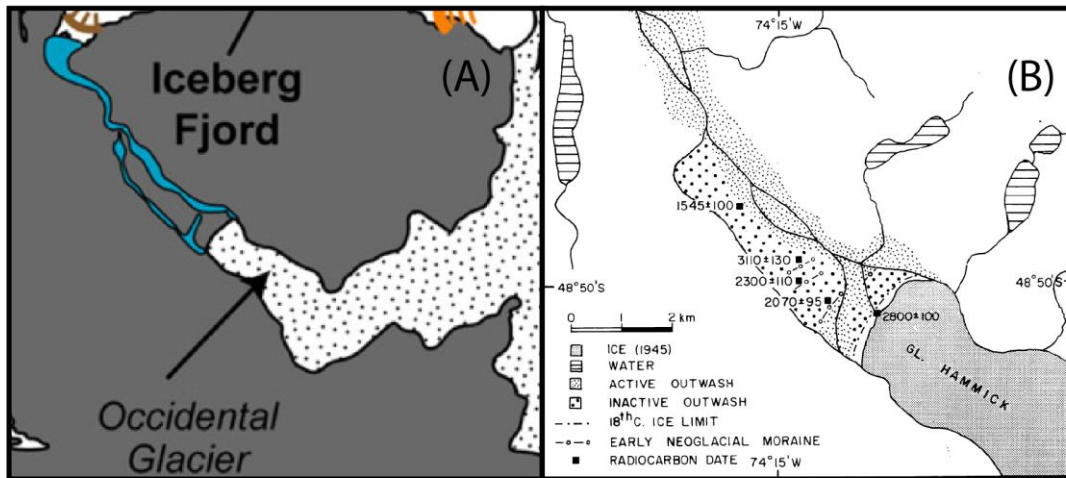


Figura 3.13. Glaciar Occidental y características geológicas primarias del sistema proglacial. (A) Modificado de Dowdeswell & Vázquez (2013). (B) Modificado de Mercer (1970).

3.2.2 Ciclo Tidewater Glacier

La identificación original de este comportamiento cíclico de los “tidewater glaciers” fue descrita por Post (1975) quien investigo la dinámica de la zona terminal del glaciar Columbia en Alaska donde actualmente se reconocen más de 50 glaciares de marea en las distintas fases del ciclo.

En general los “grounded tidewater glacier” (glaciar de marea cuya línea terminal esta sobre sedimento o roca, es decir, no flota) son los glaciares en donde se reconoce este ciclo y pueden exhibir una etapa de avance muy lento, que lleva del orden de 1000 años, seguido de una rápida desintegración y retroceso, que dura un siglo o menos, más una etapa intermedia de inestabilidad dinámica. La fase de rápido retroceso y desintegración se debe a las altas tasas de *calving* asociadas a aguas profundas en el *terminus* (zona terminal del glaciar). También puede implicar una retroalimentación del retroceso, ya que disminuye la presión de roce en el glaciar, aumentando su estiramiento y velocidad, causando adelgazamiento, lo que a su vez disminuye la presión efectiva sobre el sustrato subglacial, causando un aumento adicional en estiramiento y aumento adicional en el *calving*. Debido a esta retroalimentación, tanto la velocidad de hielo como la tasa de *calving* pueden alcanzar valores muy altos (Meier & Post, 1987).

Un factor que juega un rol importante en el rápido retroceso de glaciares de *calving* es la topografía del sustrato subglacial (Nick et al., 2007; Vieli et al., 2001), donde estudios previos demuestran que la posición terminal es relativamente estable o presenta ligeros cambios cuando el lecho está en pendiente en dirección del flujo de hielo, mientras que zonas terminales con pendiente en contra de la dirección del flujo tienen a retroceder más rápido (Vieli et al., 2001; Howat et al., 2007).

En cambio, el avance de un *tidewater glacier* está caracterizado por un flujo de hielo moderado y bajas tasas de desprendimiento de bloques de hielo. La estabilidad del frente glacial es suministrada mediante el desarrollo de una morrena terminal submarina, la cual reduce las fuerzas buoyantes cercanas al *ice cliff* (acantilado del frente) manteniendo al glaciar en contacto con el sustrato subglacial y aísla el hielo del calor y la erosión del agua marina. Por tanto, la tasa de avance está limitada por el suministro de sedimento y la tasa a la cual el glaciar puede erodar su morrena terminal y redepositarla en la dirección del flujo (Motyka *et al.*, 2006).

El avance y retroceso de glaciares de marea involucra los procesos dinámicos propios del glaciar y el proceso de calving, como se ha visto estos no son independientes, debido a que los procesos de calving están influenciados por la velocidad de la estructura del glaciar y la velocidad del hielo es sensible a cambios en las posiciones terminales y las fuerzas de balance, por lo que se habla de un sistema acoplado entre la dinámica glacial intrínseca y el proceso de calving (Meier & Post, 1987).

El retroceso y adelgazamiento de los glaciares de marea podrían estar relacionados a cambios climáticos regionales. En específico, se le asigna al clima el control dominante sobre los glaciares de marea que presentan “*calving*”. Otra característica intrigante de los “*temperate grounded calving glaciers*”, ya sea terminados en océano o agua dulce e independiente de la naturaleza del proceso de calving, es que el espesor en la zona terminal de glaciares en retroceso siempre permanece cercana al espesor de flotación (Van der Veen, 2002).

En el caso de Alaska, se tiene que la mayoría de los glaciares de marea han retrocedido en respuesta al calentamiento en esa zona durante el SXX, pero el escenario general ocurre a diferentes tiempos (Post and Motyka, 1995; Calkin *et al.*, 2001). Sin embargo, variados y extensos glaciares de marea desafían la tendencia, ya que han ganado masa y avanzado en vez de retroceder. Por ejemplo, el glaciar Taku ha avanzado 7.3 km. entre 1890 y 1988 y el glaciar Hubbard, el glaciar más grande en Norteamérica, avanza a una tasa de 16 [m/años] entre 1895 y 1948 (Arendt *et al.*, 2002).

De forma similar, al sur de Sudamérica en Campos de Hielo Patagónicos la mayoría de *los* glaciares de marea han retrocedido como consecuencia del calentamiento climático (Aniya, 2013; Warren & Aniya, 1999), donde también existen casos excepcionales de avance extensos de un glaciar que no responden a la forzante climática regional presente, como lo es el caso del glaciar Pío XI (Aniya *et al.*, 1997; Rivera *et al.*, 2018).

Por su parte, (Pfeffer, 2007) discute que la respuesta de un glaciar de marea dominado por el *calving* puede responder de dos maneras inicialmente a un retroceso generado por la forzante climática, la primera es si la profundidad del agua es relativamente menor al espesor de hielo, la reducción del espesor del glaciar podría reducir más el estrés de conducción que la presión efectiva y por tanto decrece la velocidad del hielo. Por el contrario, si el hielo está cerca del punto de flotación, cualquier reducción del espesor de hielo generará una reducción de la presión efectiva

más rápida que un decrecimiento del estrés de conducción, resultando en un aumento de la velocidad de deslizamiento del hielo.

Considerando la variable climática como gatillante de la etapa de retroceso del *Tidewater Glacier Cycle*, la gran aceleración que adquieren los glaciares que presentan *calving* es demostrada por Sakakibara (2016) como cambios dinámicos en su espesor, largo y velocidad de flujo bajo un ciclo que consiste en adelgazamiento en las cercanías del *terminus*, rápido retroceso frontal y aceleración del flujo. Cuando un glaciar entra en este ciclo, comienzan a actuar las retroalimentaciones positivas entre estos procesos y el glaciar se desestabiliza aún más.

3.2.3 Producción de sedimento y formas deposicionales en glaciares de marea

En general, los ambientes glaciomarineros de fiordos presentan diversos procesos que controlan la sedimentación, Bennett y Glasser (2009) definen los siguientes: (1) Deposición directa desde el frente glacial, mediante la fusión de detritos supra e intraglaciales en los márgenes del hielo, cuya tasa de sedimentación depende del volumen de hielo derretido, la velocidad del hielo y el contenido de detritos. (2) 'precipitación' desde *icebergs* y hielos marinos estacionales, donde el proceso de *calving* presenta un rol importante por la generación de estos bloques desprendidos del frente que contienen sedimento en las zonas supra, intra y subglacial que luego son liberados por fusión y cuya tasa de sedimentación en cualquier punto enfrente del borde del hielo depende de la concentración de sedimento dentro del glaciar y por tanto dentro de los *icebergs*, el tiempo de residencia de un *iceberg* en un área determinada, la tasa de *calving*, la tasa de fusión del *iceberg* y las condiciones climáticas. (3) Deposición a partir de flujos de agua derretida, se dan en zonas subglaciales, tienden a subir rápidamente como una pluma de sedimento (agua menos densa que agua marina), su deposición comienza a ocurrir al salir el agua derretida y está marcada por un delta de arena y grava. (4) Caída desde suspensión, donde sedimento en suspensión introducido al océano cae gradualmente lo que podría acelerarse en agua marina debido a 3 procesos: floculación, aglomeración y peletización. (5) Re-sedimentación subacuosa por flujos de gravedad, el sedimento se vuelve inestable en pendientes escarpadas lo que induce a fluir o deslizar el sedimento. También se pueden generar flujos de gravedad como corrientes de turbidez. (6) caída de roca y flujo de masa subaéreo, en fiordos el material puede ser depositado mediante caídas de rocas y flujo de masa directamente desde la ladera del valle en el cuerpo de agua y se pueden desarrollar conos de talud subacuosos. (7) Re-movilización por arrastre de *icebergs*, donde la superficie inferior de grandes *icebergs* puede tocar fondo en aguas someras y removilizar sedimento, regresándolo a la suspensión. (8) Retrabajo por corrientes, mediante ondas inducidas por corrientes y mareas cercanas a la orilla, fiordos es un importante proceso de retrabajo. (9) Sedimentación en la línea de costa, la acción de ondas en la línea de costa puede modificar el material acumulado aquí. (10) Sedimentación biológica, a partir de la permanencia de los esqueletos de micro-organismos como diatomeas, foraminíferos y radiolarios, puede podrían adicionar sedimento en este ambiente. También organismos tienen un rol importante en la mezcla de sedimento ya depositado mediante la bioturbación. (11) Fuerza de Coriolis, la sedimentación en los fiordos está en parte controlada por el efecto de la rotación de la Tierra en los cuerpos de agua, donde en el Hemisferio Sur (Hemisferio Norte), las plumas de sedimento se suelen deflectar hacia la izquierda (derecha), lo que suele causar asimetría en la acumulación de sedimento en el suelo del fiordo. La distribución de estos procesos dentro de un fiordo se muestra en la figura 3.14, donde la distribución de los

ambientes glaciomarininos y por tanto las facies sedimentarias asociadas a cada uno de ellos, se clasifican según su distancia del frente glacial en: zona de contacto, zona proximal o interior del fiordo y zona distal o exterior del fiordo (Hambrey, 1994).

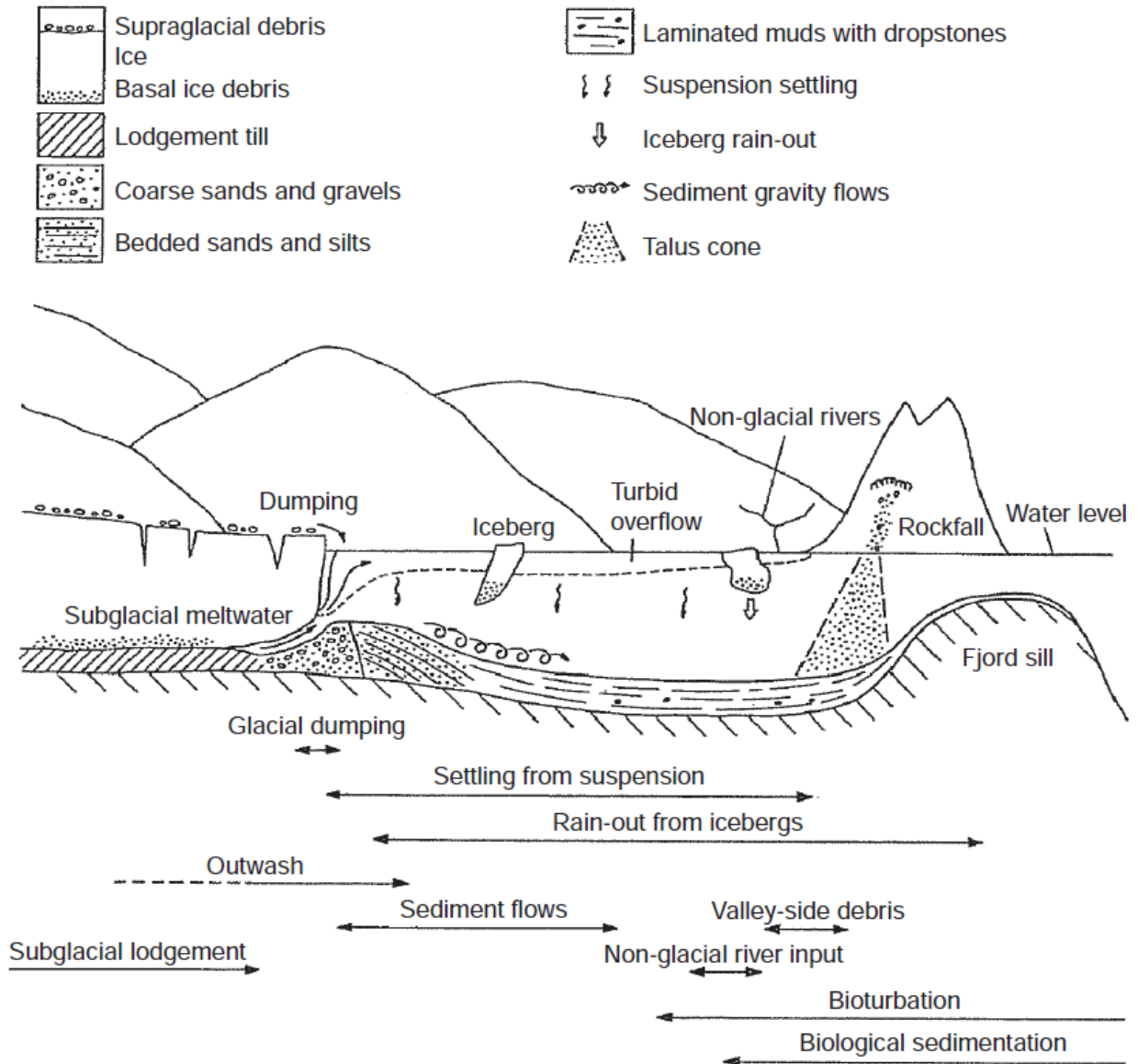


Figura 3.14. Fuentes de sedimento y distribución de los procesos controladores de la sedimentación en un ambiente de fiordo. (Tomado de Bennet and Glasser (2009))

Por su parte, Benn & Evans (2010) agrupan en 4 dominios las fuentes de sedimentos para los ambientes glaciomarininos y glaciolacustres. (1) detritos supra-intra y subglaciales pueden ser liberados directamente dentro del agua en zonas de contacto con el hielo, como también desde los bordes del glaciar o de los bloques desprendidos (*icebergs*), (2) sedimento subglacial no-congelado puede emerger desde bajo el glaciar cercano al *grounding line*, (3) corrientes de fusión del glaciar pueden llevar sedimento directamente a lagos u océanos desde portales intra y subglaciales o por

canales supraglaciales. Alternativamente, agua derretida puede atravesar canales proglaciales antes de entrar completamente con el agua y (4) el sedimento también puede ser entregado a partir de fuentes no-glaciales mediante procesos fluviales o gravitacionales. En este caso, la carga de sedimento podría consistir en sedimento glaciogénico retrabajado paraglacialmente.

Varios autores (Domack & Powell, 2018; Hunter et al., 1996) proponen que las corrientes de fusión glacial son generalmente, por lejos, la más importante fuente de sedimento en los márgenes de los glaciares templados. Esa alta carga de sedimento entra en el ambiente marino y se esparce en la superficie como una pluma buoyante (ver figura 3.15). El sedimento puede ser esparcido por decenas de kilómetros desde el glaciar por flujos superficiales y subsuperficiales ricos en sedimento que se mueven por inercia como también por corrientes generadas por vientos y mareas. Al mismo tiempo, *calving* en el frente glacial contribuye con *dropstones* e *icebergs drops* (aglomeración de sedimento pobremente seleccionado) al registro sedimentario (Ashley & Smith, 2000). También laminación paralela y estratificación rítmica formada por diversos mecanismos relacionados a flujos de turbidez, pulsos de agua derretida y fluctuaciones mareales son típicas (Cai et al., 1997; Cowan et al., 1999).

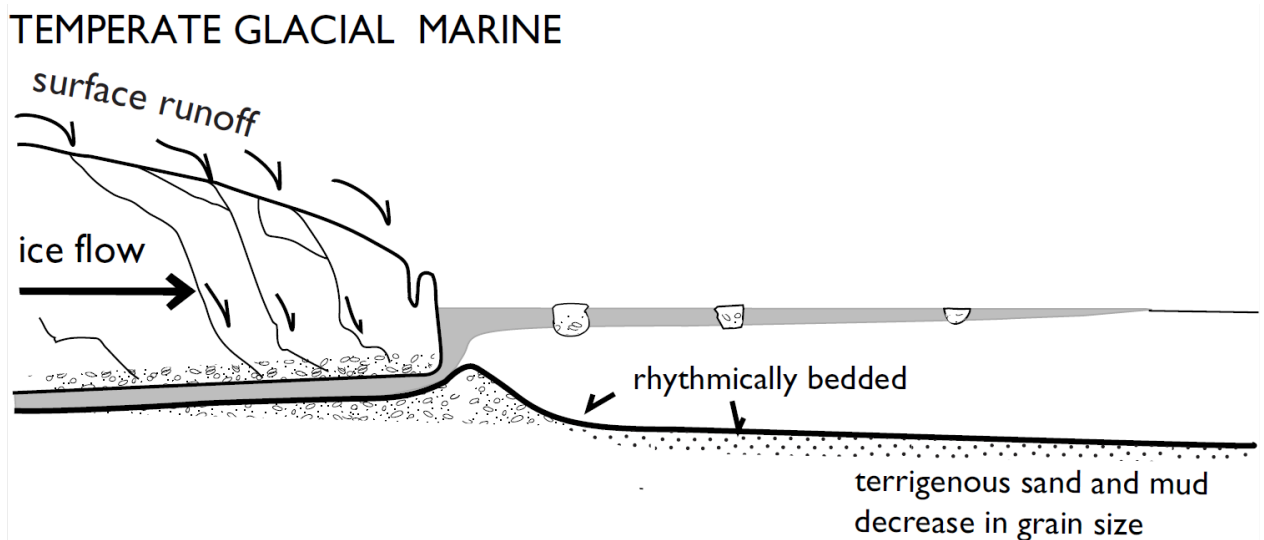


Figura 3.15. Régimen de sedimentación de típico de glaciares templados de marea (Modificada de Ashley et al., 2000).

En particular, el ambiente glaciomarino de los glaciares del sector noroeste de Campo de Hielo Sur estuvieron dominados por la formación de bancos morrénicos bajo los frentes glaciares asociados a morrenas terminales, planicies de lavado o *outwash* y corrientes de fusión (Mercer, 1970). En un estudio más reciente, realizado por Dowdeswell and Vásquez (2013), se construye un modelo de geformas deposicionales glaciales, glaciofluviales y glaciomarinas para los fiordos de CHS, dentro de los cuales se destacan los siguientes para el área de estudio de este trabajo: (1) cordones morrénicos que marcan la posición del frente glacial durante su retroceso, estos cordones están orientados transversalmente al flujo de hielo antiguo, son asimétricos con mayor pendiente en su flanco distal donde a veces se observa lóbulos de flujos de detritos. (2) Deltas glaciofluviales y fluviales fueron formados a partir de la entrega de sedimento por ríos trenzados desde glaciares

terrestres o cuencas fluviales. Estos presentan pequeños canales y corrientes y a veces lóbulos de flujos de detritos en sus caras submarinas. (3) Canales de corrientes de turbidez sinuosos y relativamente profundos se ubican principalmente dentro del fondo plano del fiordo (ver figura 3.16)

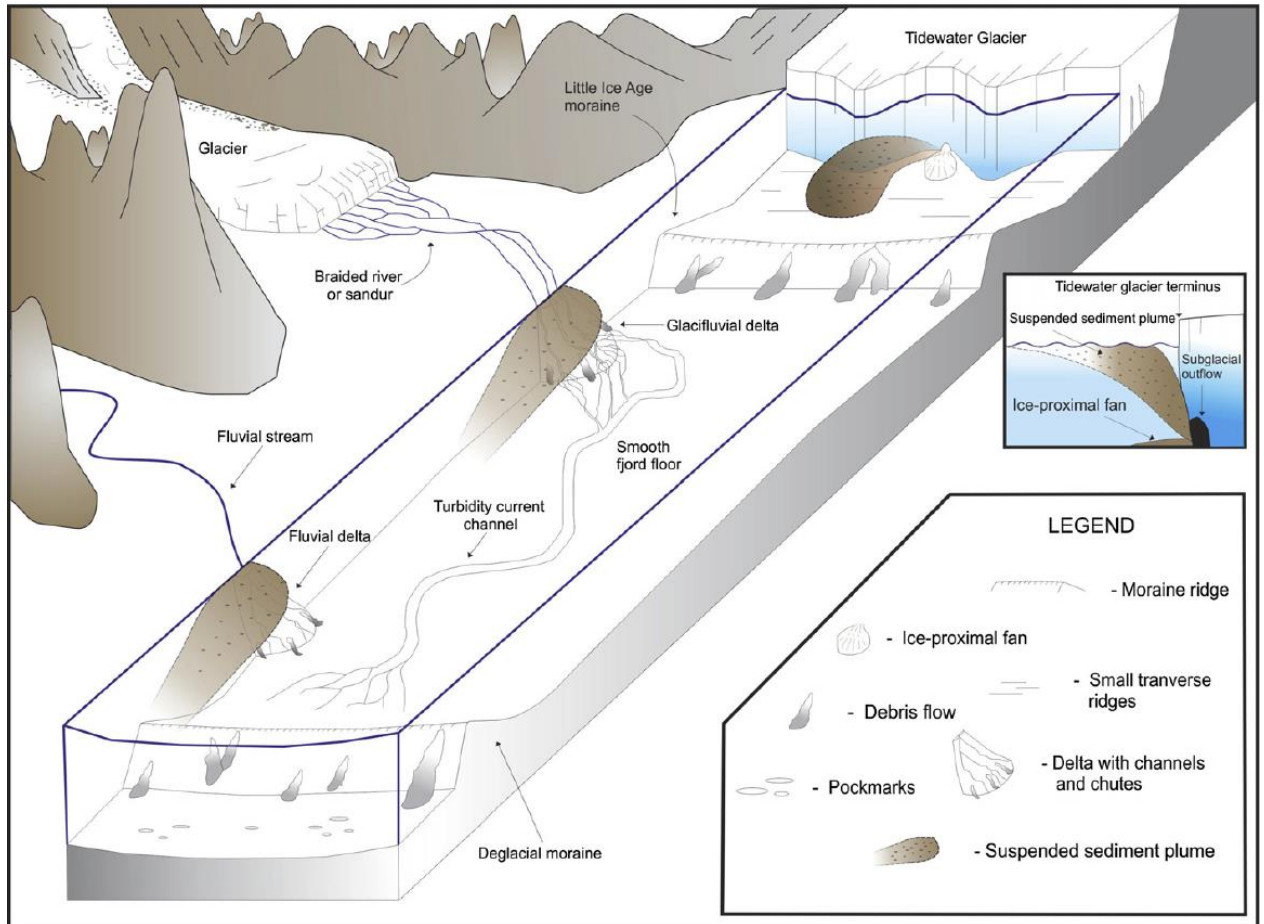


Figura 3.16. Modelo esquemático del conjunto de geoformas glaciares, glaciofluviales y glaciomarinas para fiordos de CHS dominados por corrientes de fusión (Modificado de Dowdeswell & Vásquez, 2013).

3.2.4 Paleoclima y glaciaciones del Holoceno Tardío

En Patagonia Sur diversos estudios han registrado, en depósitos morrénicos y lacustres, variadas glaciaciones desde el Pleistoceno tardío hasta el presente. Una de ellas, llamada Glaciación ‘Llanquihue’ (LG), propuesta por Rabassa & Clapperton (1990) para la región con el mismo nombre y es equivalente a la Glaciación “Wisconsin” y “Weichseliense” registradas en Estados Unidos y en el noroeste de Europa.

A partir y durante el Último Máximo Glacial (LGM sus siglas en inglés) acotado entre 23000-16000 años antes del presente (AP) por Singer y otros (2004) los glaciares mantuvieron cubiertas

grandes áreas del sur de Chile hasta aproximadamente los 14600 ¹⁴C años AP. Posteriormente, después de distintos episodios de calentamiento, el área que cubría Campo de Hielo Patagónico fue disminuyendo hasta separarse en Campos de Hielo Norte y Campos de Hielo Sur cerca de los 10000 ¹⁴C años AP (McCulloch et al., 2005).

Los estudios realizados por Mercer (1968, 1969, 1970, 1976, 1982) postulan que los glaciares de la Patagonia se fueron volviendo más pequeños, incluso más de lo que son actualmente, cerca de los 11000 ¹⁴C años AP y permanecieron disminuidos hasta los avances de los últimos milenios. Lo anterior coincide con lo expuesto también por McCulloch y otros (2000) que demuestra, para las latitudes medias y altas al este de Sudamérica, la ocurrencia de un calentamiento rápido y uniforme desde los 13000 ¹⁴C años AP lo que no indica una fluctuación climática equivalente al evento de enfriamiento del Hemisferio Norte, el *Younger Dryas*, acotada entre los 13000-11000 ¹⁴C años AP.

Mercer (1976) realizó mediciones de radiocarbono para las capas basales de dos morrenas: en Punta Bandera, al este de CHS y en el glaciar Témpano arrojando una edad aproximada de 11070 ¹⁴C años AP, donde concluyó que este último permaneció al menos del largo en el que estaba para la fecha del estudio desde los 11000 ¹⁴C años AP hasta el comienzo de los intervalos Neoglaciales. Sin embargo, Clapperton (1990) desestimó lo anterior, ya que el glaciar Témpano termina en océano y no sería confiable el reflejo de los cambios en el clima a pequeña escala y que las edades obtenidas en la morrena en Punta Bandera fue interpretada geomorfológicamente incorrecta.

Por el contrario, estudios posteriores (Glasser et al., 2012) hacia el este de Campos de Hielo Norte sugieren que existieron posiciones de avance glaciar que coinciden con el periodo de enfriamiento *Younger Dryas* de Europa (12900-11700 años) que siguió hasta el Holoceno muy temprano.

En cuanto a las glaciaciones del Holoceno, llamadas también Neoglaciaciones, se tienen principalmente dos agrupaciones principales de intervalos neoglaciales. La primera agrupación, propuesta por Mercer (1968, 1969, 1970, 1976, 1982) donde obtiene edades de diferentes morrenas del sector noroeste de CHS (que incluye a los glaciares Ofhidro Norte y Sur, Bernardo, Témpano y Occidental o Hammick), de una morrena terminal cerca de Puerto Edén (Isla Wellington), del sector oriental de CHS cerca del glaciar Moreno y Punta Bandera, y de glaciares satélites al este de CHS en San Lorenzo y Narváez, Argentina. A partir de estas edades, él propuso 3 avances Neoglaciales de los glaciares de desague de CHS descritos a continuación:

- Neoglaciación I: 4500-4000 años AP.
- Neoglaciación II: 2700-2000 años AP (avance Pearson I).
- Neoglaciación III: últimos siglos, principalmente entre los siglos 17 y 19 (avance Pearson II).

Siendo esta última la reconocida como la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Sumado a lo anterior Clapperton & Sugden (1988) reconocen 4 en vez de 3 glaciaciones Holocenas para el norte de los Andes, Península Antártica y Georgia del Sur, incluyendo una en particular ocurrida entre 1300-1100 ¹⁴C años AP, considerada como Neoglaciación III en el norte de los Andes. Posteriormente, Aniya (1995, 1997, 2013) identificó y realizó dataciones de morrenas pertenecientes a los glaciares Tyndall, Upsala y Ameghino con ¹⁴C, obteniendo las siguientes 4 Neoglaciaciones:

- Neoglaciación I: aproximadamente 3600 años AP
- Neoglaciación II: aproximadamente 2400-2200 años AP.
- Neoglaciación III: aproximadamente 1600-900 años AP.
- Neoglaciación IV: entre los siglos 17 y 19, equivalente a la Pequeña Edad de Hielo.

Estas últimas dataciones corresponden a las más actuales y podrían ser las mayormente aceptadas (para más información revisar Glasser et al., 2004; Aniya, 2013).

La Pequeña Edad de Hielo fue esencialmente reconocida en trabajos realizados en CHN (Glasser & Hambrey, 2002; Glasser et al., 2004) donde se reconoce que las posiciones de avance máximo para PEH ocurrió en el año 1875 (Araneda et al., 2007), mientras que se sugiere que la recesión desde la posición máxima de algunos glaciares comenzó entre los años 1860-1870 (Harrison et al., 2007). El trabajo de Masiokas y otros (2009) compiló la información disponible de las fluctuaciones glaciares de los últimos 1000 años, para el glaciar Bernardo se estima que el glaciar alcanzó su máxima extensión cerca del año 1775, además se obtiene una edad de ¹⁴C de 270 años AP en restos de raíces lo que hace concluir a Mercer (1970) que a finales del siglo 18 ocurrió el mayor avance de este glaciar de los últimos siglos. Para el glaciar Témpano el mismo autor encontró un árbol volcado, pero aún vivo, que luego de examinar los patrones de crecimiento de sus anillos, indicó que este fue volcado durante el emplazamiento de una morrena aproximadamente en el año 1760. El último glaciar que fue visitado por Mercer en el sector noroeste de CHS, fue el glaciar Occidental donde encontró en dos morrenas árboles de 150 y 60 años, lo que estimó que estas fueron formadas en los años 1750 y 1840 respectivamente. Al mismo tiempo, se encontró una morrena más antigua hacia el exterior de la morrena del siglo 18, entre estas dos morrenas se exhibe una planicie de lavado inactiva, la cual a su vez fue erodada por una corriente de fusión que exhumó trozos de troncos para los cuales no se tiene datación. Sin embargo, se estimó que los árboles crecieron siglos antes que el máximo del siglo 18. Adicionalmente, se encontraron *in situ* trozos de troncos en una zona enterrada por la planicie de lavado y donde corrientes proglaciales cortan a esta y la morrena exterior, luego se dataron arrojando una edad de 2800 ¹⁴C años AP en las partes exteriores de estos restos de troncos, esto indica que la planicie de lavado que enterró estos restos es mayormente antigua que la morrena del siglo 18 que la sobreyace (Mercer, 1970).

Los antecedentes paleoclimáticos del Holoceno temprano (10000-5000 ¹⁴C años AP) indican que las temperaturas atmosféricas al este de los Andes fueron cerca de 2°C sobre los valores modernos durante el periodo entre 8500-6500 ¹⁴C años AP (Heusser, 1974) o entre 9410-8600 ¹⁴C años AP (Clapperton, 1990). En concreto, para el periodo 10000-8000 ¹⁴C años AP se tiene registro

de un aumento de las temperaturas de verano y una disminución de las precipitaciones. Tales temperaturas continuaron incrementándose, acompañadas de un aumento en las precipitaciones entre los 8000-6000 ¹⁴C años AP. Posteriormente, el periodo entre 6000-3600 ¹⁴C años AP pareciera ser más frío y húmedo que el presente, que fue seguido de una fase árida entre 3600-3000 ¹⁴C años AP y desde los 3000 ¹⁴C años AP hasta el presente existe un registro palinológico de una fase fría con relativamente altas precipitaciones (Mancini, 1998; 2002). Hacia el oeste de los Andes, existen pocos puntos con evidencia de mosquitos *Chironomidae* que indican condiciones más áridas que las del presente para periodos entre 9400-6300 ¹⁴C años AP y entre 2400-1600 ¹⁴C años AP (Massaferro & Brooks, 2002).

La tendencia de enfriamiento de los últimos 5000 ¹⁴C años AP fue interrumpida dos veces, cerca de los 3000 y 350 ¹⁴C años AP, cuando las temperaturas fueron mayores que las del presente y los máximos en el registro de precipitaciones corresponde fuertemente con los mínimos de temperatura alcanzando sus peaks más pronunciados entre 4950-3160 ¹⁴C años AP, seguido de otro peak entre 3160-800 ¹⁴C años AP y un peak final entre 350 ¹⁴C años AP hasta la actualidad, representando este último parte de las características paleoclimáticas de la PEH (Glasser et al., 2004).

3.3 Marco climático regional

3.3.1 Características climáticas generales de los Andes Patagónicos.

A modo general, el clima en Sudamérica está dominado por la circulación atmosférica de vientos y su interacción con la cordillera de los Andes. La circulación a gran escala en niveles superiores está caracterizada por vientos moderados del este en zonas tropicales ($\pm 15^\circ$ de latitud), mientras que las zonas sub y extratropicales están dominadas por los vientos del oeste (Kalnay *et al.*, 1996). Por su parte, la circulación o flujo a niveles bajos (<1500 m) cercanos a los Andes está dominada por el cordón ecuatorial de baja presión, la formación de Anticiclones en las zonas subtropicales del Sur-Pacífico y Sur-Atlántico; y los *westerlies* en las zonas extratropicales (Prohaska, 1976; Carrasco *et al.*, 2002). Además, estos flujos de niveles bajos, presentan una mayor complejidad, ya que son los que transportan la mayor parte del vapor de agua que controla el campo de precipitación (Garreaud, 2009).

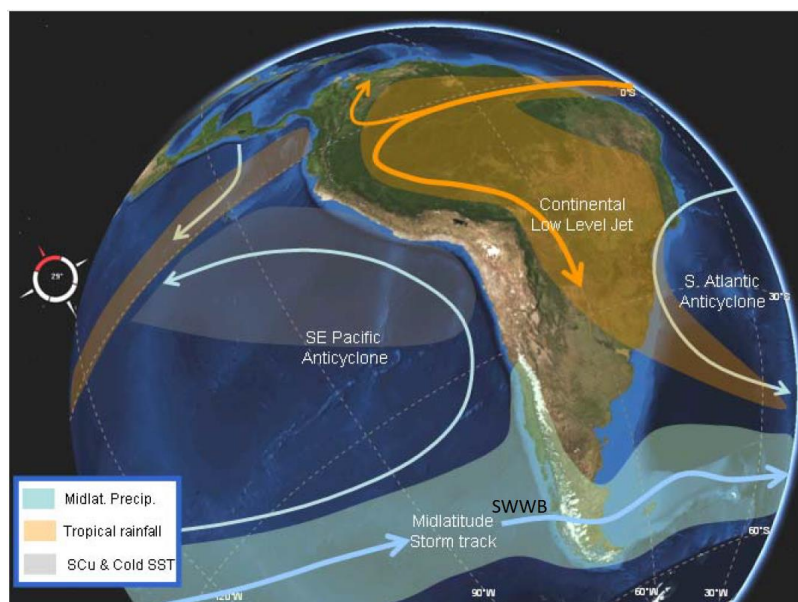


Figura 3.17. Representación esquemática de los flujos atmosféricos de nivel bajo y rasgos climáticos de gran escala en los Andes (Garreaud, 2009).

La Patagonia presenta características climáticas correspondientes a una zona extra-tropical, dominada principalmente por circulación del *Southern Westerlies Winds Belt* (SWWB siglas en inglés) y su interacción con los Andes a estas latitudes (Garreaud *et al.*, 2013). Tal cinturón corresponde a corrientes de vientos provenientes del oeste que predominan en las latitudes medias del Hemisferio Sur (ver figura 3.17), los que en el margen occidental de Patagonia circulan entre el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur ($\sim 30^{\circ}\text{S}$) y el Ciclón Subpolar ($\sim 60^{\circ}\text{S}$), presentando a su vez variaciones latitudinales desde escalas de tiempo estacional hasta glacial-interglacial (Prohaska, 1976; Bertrand *et al.*, 2014). El comportamiento general de los *westerlies* muestra un aumento en su intensidad en los meses diciembre, enero y febrero (verano austral) con una componente de dirección hacia el norte, en comparación a los meses invernales de junio, julio y agosto donde disminuye su intensidad y se direccionan hacia el sur (Carrasco *et al.*, 2002; Rasmussen *et al.*, 2007).

Varios autores (algunos como Paruelo *et al.*, 1998; Mancini *et al.*, 2002; Garreaud, 2009) destacan la existencia de un gradiente orográfico de condiciones climáticas, debido a la intersección del SWWB con los Andes Patagónicos. De tal forma hacia el oeste se tiene un clima templado, hiperhúmedo y lluvioso; mientras que al este (Patagonia Argentina) se tienen condiciones frías y áridas. Para la Patagonia Occidental los niveles de congelamiento comienzan sobre los 1000 ms.n.m. Además, presenta una modesta variación estacional (intranual) de las condiciones de temperatura y de precipitaciones, esta última con promedios entre 5000-1000 mm (Miller, 1976; Garreaud *et al.*, 2013).

3.3.2 Condiciones locales de temperatura y precipitaciones

De forma general, el clima de la zona de estudio, según la clasificación de Köppen-Geiger (Kottek *et al.*, 2006) correspondería a un clima de temperatura templada con condiciones de precipitaciones entre completamente húmedas y veranos secos, manteniendo temperaturas en verano frías. Además, la zona interior de CHS correspondería a un clima principal polar con temperaturas de tundra polar.

En las latitudes medias (40°-50°S) la costa del sur de Chile recibe abundante precipitación asociada con el paso de sistemas frontales que se mueven desde el Pacífico hacia el este. La banda latitudinal de precipitaciones máximas coincide con la intersección del patrón de tormenta y la costa, entre los 45-55°S en verano y 35-45°S en invierno. La precipitación tiende a aumentar al acercarse a los Andes (Paruelo *et al.*, 1998) y genera una precipitación anual total de hasta 6000 mm en los 45°S. (Garreaud, 2009). Este efecto orográfico produce también grandes cantidades de precipitación anual total que exceden los 10000 mm al interior de CHS (DGA, 1987), como se muestra en figura 3.18.

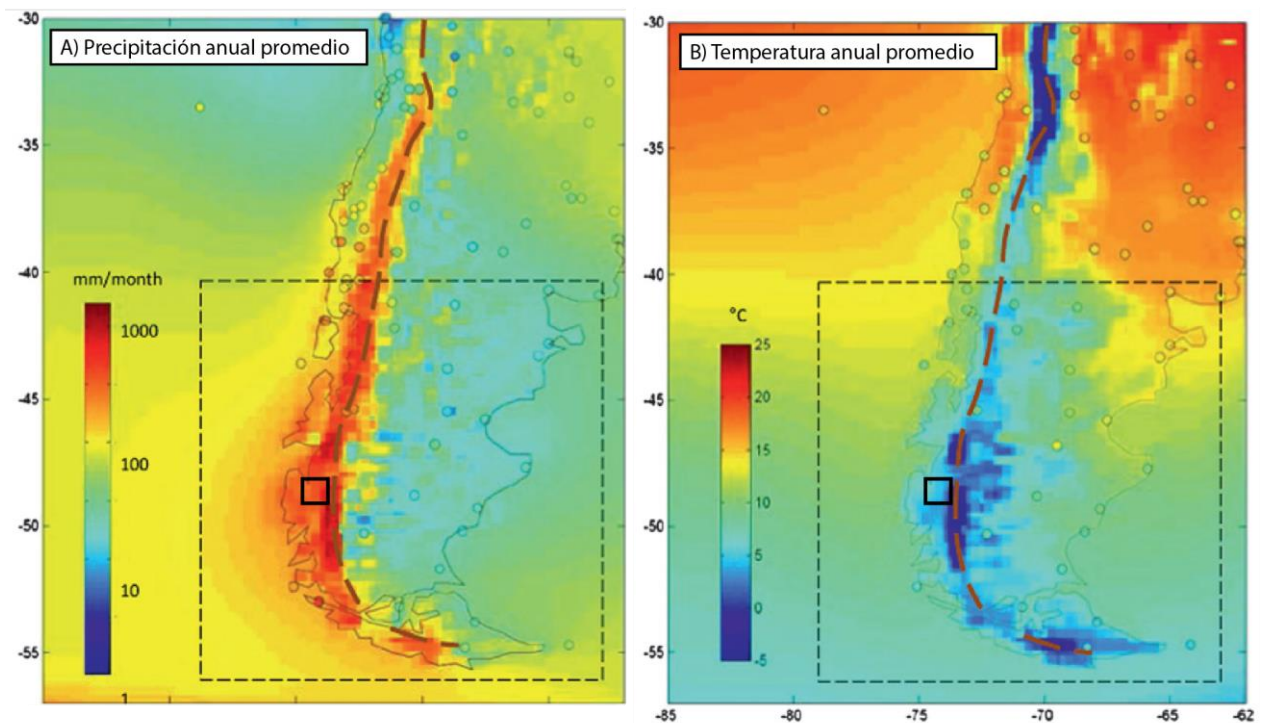


Figura 3.18. Mapas de comparación de la climatología del modelo climático PRECIS-DGF con las estaciones de observación (círculos rellenos). Se usaron datos para el modelo climático entre 1978-2001 y para las estaciones se calcularon los datos mensuales durante la segunda mitad del SXX. Las líneas rojas segmentadas indican la cumbre de los Andes. (A) Muestra la comparación de la precipitación anual media y (B) muestra la comparación de la temperatura anual media. Modificada de Garreaud (2013).

La variación estacional de las precipitaciones y la temperatura superficial del aire (TSA) presentan una gran correlación con los patrones de vientos promedio de los *westerlies* (ver figura 3.19). Los resultados de Garreaud y otros (2013) muestran que existe un mínimo (máximo) de precipitación durante el invierno (verano) que coincide con el debilitamiento (fortalecimiento) estacional de los vientos, al sur de los 48°S. Por su parte, la TSA no se correlaciona tan fuertemente

con los *westerlies* como las precipitaciones, sin embargo, tiende a mostrar una correlación negativa (positiva) con los vientos durante el verano (invierno). Por tanto, si se tiene un flujo de los *westerlies* superior al promedio se tendría un invierno templado y un verano frío. Caso contrario, con un flujo menor al promedio se tendría un invierno frío y un verano más cálido.

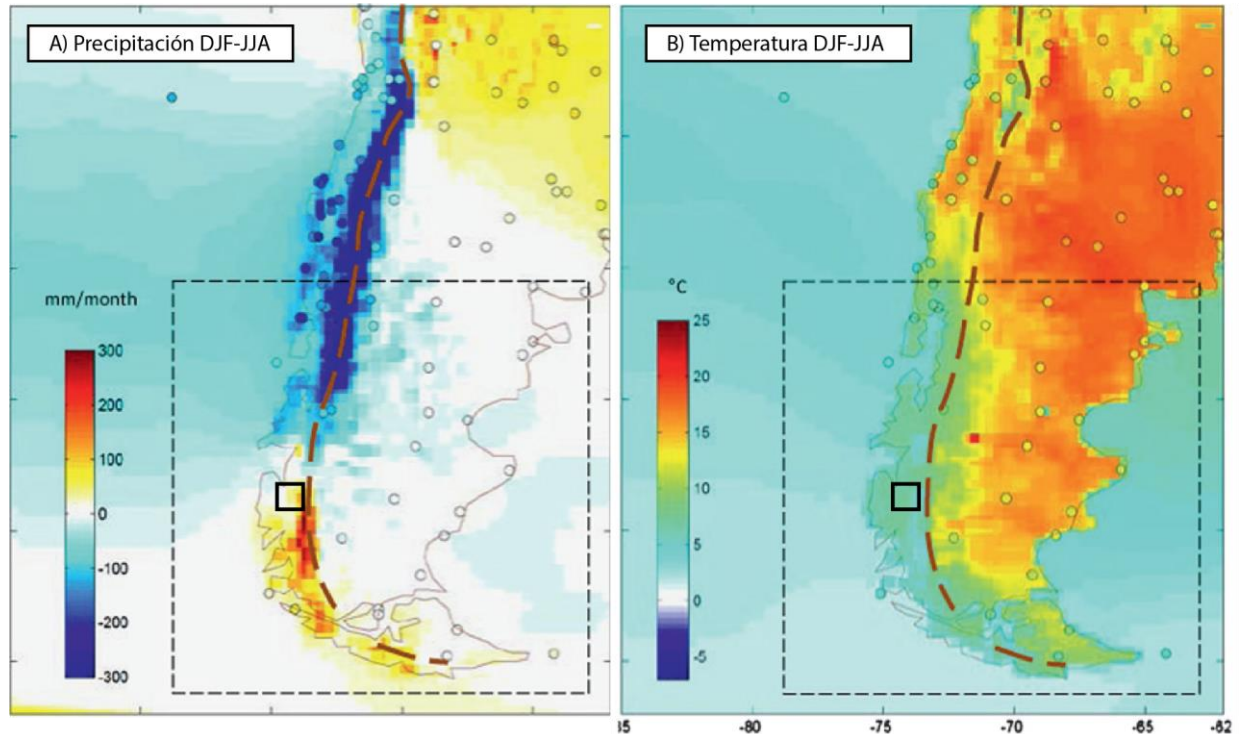


Figura 3.19. Mapas de comparación de la climatología del modelo climático PRECIS-DGF con las estaciones de observación (círculos rellenos). Se usaron datos para el modelo climático entre 1978-2001 y para las estaciones se calcularon los datos mensuales durante la segunda mitad del SXX. Las líneas rojas segmentadas indican la cumbre de los Andes. (A) Muestra la comparación de la diferencia de precipitación entre el verano (DJF) e invierno austral (JJA) y (B) Muestra la comparación de la diferencia de temperatura entre el verano (DJF) e invierno austral (JJA). Modificada de Garreaud (2013).

El sector occidental de CHS presenta gran cantidad de días nublados y eventos de precipitación durante el año. Por ejemplo, la estación costera San Pedro, ubicada en el límite norte de SPI ($47^{\circ}43'S$, $74^{\circ}55'W$), presentó un promedio anual de 77% cobertura nubosa diaria y 297 días con precipitación. Por su parte, la estación Faro Evangelistas, ubicada cerca de 150 km al sur de CHS ($52^{\circ}24'S$, $75^{\circ}36'W$) registró un promedio anual aún mayor de 86% de cobertura de nubosa diaria y 322 días con precipitación (Carrasco *et al.*, 2002).

En cuanto a las temperaturas, estas no presentan gran variabilidad estacional en comparación al sector oriental de CHS (Carrasco *et al.*, 2002). Más recientemente, Lanaerts y otros (2014) presentan una comparación de la variación estacional y diaria para la estación meteorológica Aysén (ubicada a 150 km de un fiordo y con elevación cerca al nivel del mar), donde la temperatura máxima y mínima diarias varía de $9^{\circ}C$ y 2° en invierno a $18^{\circ}C$ y $9^{\circ}C$ en verano respectivamente. Mediciones sacadas del simulador RACMO2 entre 1979-2012.

El nivel de isoterma 0°C fluctúa entre 1100 ms.n.m en invierno hasta 1400 ms.n.m en verano, lo que significa que durante el invierno más del 90% de CHS está sobre el nivel de isoterma cero lo que se reduce a un 50% aproximadamente durante el verano. Además, la ELA para la CHS está en un rango entre 900-1250 ms.n.m promedio entre 800-1300 m en 10 glaciares del oeste de CHS (Casassa *et al.*, 2002).

3.3.3 Fenómenos de variabilidad interanual y tendencias climáticas del último siglo

En general, la variabilidad climática interanual para la zona de Patagonia está dominada por la Oscilación Anular Antártica (AAO siglas en inglés) o Modo Anular del Hemisferio Sur (SAM siglas en inglés) (Garreaud *et al.*, 2009), que corresponde a un patrón de variabilidad de la circulación troposférica al sur de los 20°S y está caracterizada por una señal centrada en la Antártica y anomalías de una señal opuesta entre las latitudes 40°-50°S (Kidson, 1988; Thompson & Wallace, 2000).

Algunos autores (Watterson, 2000; Cai & Watterson, 2002; Gupta & England, 2006) revelan que existe un destacable calentamiento a gran escala en la mayoría de las estaciones entre los 40°-60°S, dentro de ellas la zona sur de Sudamérica, que corresponde a las regiones con anomalías positivas y descendientes de la presión del nivel del mar durante la fase positiva de SAM (en los últimos 50 años). A su vez, existe un patrón de decrecimiento de las precipitaciones para estas mismas latitudes en Sudamérica asociada a esta misma fase del SAM (Gillett *et al.*, 2006). Más aún Garreaud y otros (2009) muestra que el calentamiento sobre Patagonia aumenta aún más en durante el verano austral (DJF) bajo esta la fase positiva del SAM.

Otro estudio realizado hasta los 45°S (Quintana & Aceituno, 2012), indica una tendencia negativa de precipitaciones anuales al menos desde la década de 1950, la cual es explicada parcialmente mediante la fase positiva del modo oscilatorio AAO que se observa en la región desde esa misma década. Se destaca que la AAO tiene un importante rol en la modelación de la variabilidad interanual de la precipitación a través del desplazamiento hacia el sur (norte) de la banda latitudinal migratoria de los sistemas extratropicales de baja presión y sus frentes asociados durante una fase positiva (negativa), que incluso se puede extender hasta los 50°S (Garreaud, 2013). Este último autor indica que las anomalías de precipitaciones en verano (DJF) pueden estar relacionadas con los patrones de flujo de vientos asociados a la AAO, mientras que para el invierno JJA esta relación no es tan directa. Posteriormente, el trabajo realizado por Flantua y otros (2016) destaca la relevante influencia de SAM o AAO en el clima reciente de Patagonia oeste con condiciones más secas y más cálidas que el promedio asociadas a su fase positiva, lo que resulta consistente con los estudios previos de Gillett y otros (2006), Garreaud y otros (2009), Quintana & Aceituno (2012) y Garreaud (2013)

Por otro lado, han existido trabajos (Beltrán *et al.*, 1998; Paruelo *et al.*, 1998) que proponen efectos interanuales en estas latitudes (al sur de 40°S) de la Oscilación del Sur 'El Niño' (ENSO

sus siglas en inglés) que corresponde a un fenómeno atmosférico-oceánico que afecta directamente a las latitudes tropicales y subtropicales, mientras que de forma indirecta a las zonas extratropicales, se caracteriza por fluctuaciones irregulares entre sus fases cálidas ('El Niño') y frías ('La Niña') con periodicidades entre 2-7 años. En específico, para Chile central y el sector sureste de Sudamérica genera precipitaciones mayores (menores) a las normales cuando está en su fase cálida (fría) (Díaz & Markgraf, 1992; Garreaud *et al.*, 2009). Sin embargo, durante la época de verano (DJF) se tiene un patrón opuesto de precipitación y temperaturas más altas durante eventos de 'El Niño' (Aceituno, 1988; Beltrán, 1997, 1998).

También se ha estudiado el comportamiento decenal de la variabilidad climática, como lo es la Oscilación Decenal del Pacífico, un patrón multidecenal de variabilidad climática del Pacífico. Es muy comúnmente asociado a los fenómenos ENSO, ya que la señal climática espacial de sus fases frías y cálidas tienen gran semejanza con los eventos de 'La Niña' y 'El Niño' (Quintana & Aceituno, 2012; Garreaud *et al.*, 2009).

Las tendencias climáticas reconocidas para Patagonia Central en su zona occidental y, por ende, para CHS muestra un descenso en las precipitaciones y un aumento de las temperaturas medias. Así lo demuestra (Rosenblüth *et al.*, 1995, 1997) que identificó una disminución de entre 23-33% de las precipitaciones en la estación Faro Evangelistas durante 1899-1988. Posteriormente se registra un aumento en la cantidad de precipitaciones en esa misma estación. Estudios más recientes muestran un decrecimiento entre 300-800 mm por década en la zona oeste de Patagonia Norte y Centro (Garreaud, 2009).

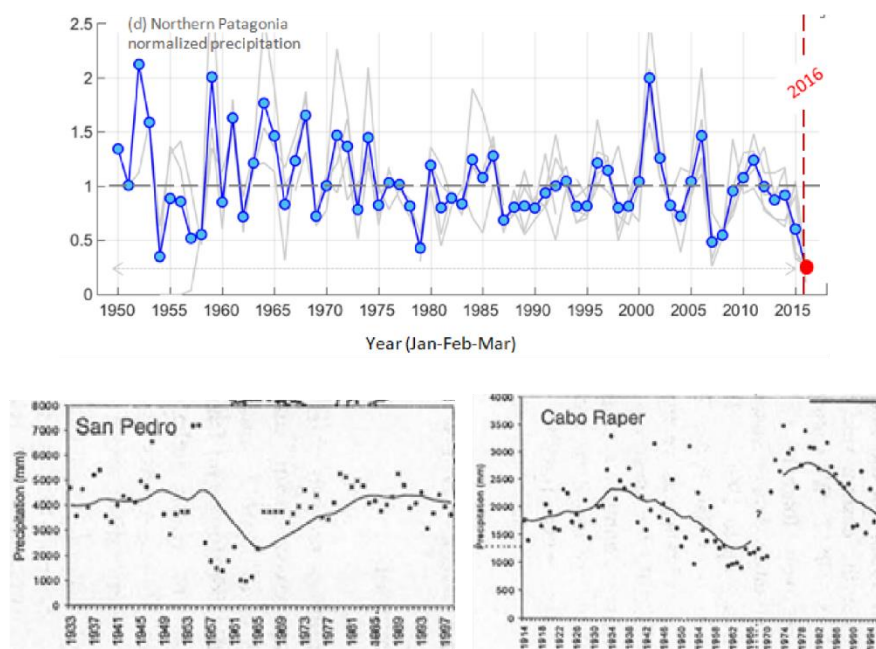


Figura 3.20. Registro histórico y tendencias de precipitaciones a partir de observaciones de estaciones meteorológicas y radiosondas; y de modelos de reanálisis de los datos observados para latitudes cercanas a la zona de estudio. (A) Modificada de Garreaud (2018). (B) y (C) Modificadas de Carrasco y otros (2002).

Con relación a las temperaturas, en la estación Faro Evangelistas (Rosenbluth *et al.*, 1997) detecta una tendencia de calentamiento de $0,7^{\circ}\text{C}$ durante el periodo 1901-1988 observado al sur de los 46°S que sería la causante del retroceso general de los glaciares visto en Patagonia durante el siglo pasado. También asocia la causa del calentamiento a cambios de las temperaturas mínimas, que después del cambio abrupto de la oscilación del sur en los 70's estas temperaturas mínimas aumentaron significativamente.

Por su parte, Carrasco y otros (2002) también indica un calentamiento al sur de los 45°S en ambos lados de CHS obtenido mediante el contraste de datos observado de radiosonda en Punta Arenas y reanálisis de datos. Más aún este último indica un aumento destacable de $0,98^{\circ}\text{C}$ de desde 1958 hasta la mitad 1970, que fue seguido de un calentamiento menor hasta 1985. Las precipitaciones registradas en las estaciones San Pedro y Capo Raper en el sector norte de CHS (ver figura 3.20) muestran un descenso general de las precipitaciones después de la segunda mitad en los años 80's.

Este calentamiento o aumento generalizado de las temperaturas medias detectado para CHS, causaría un aumento de la ablación y una disminución de la cantidad de precipitación de nieve en la zona, así lo indica Rasmussen y otros (2007) que reporta un calentamiento de $0,5^{\circ}\text{C}$ tanto en invierno como en verano (Ver figura 3.21) que ha provocado un cambio de precipitación de nieve a lluvia en un 5% de la precipitación total y un incremento la fusión anual en las áreas de ablación cercano a $0,5\text{ m w. E}$ (metros de agua equivalentes). Más aún, sugiere que el decrecimiento de la precipitación de nieve se debe más al calentamiento que a condiciones más secas y que esta tendencia a la pérdida de masa glaciar correspondería a una aceleración de la tendencia de largo plazo de ajuste respecto del cambio de clima desde la Pequeña Edad de Hielo.

Recientemente se ha establecido que la zona de Patagonia y gran parte del territorio chileno se encuentra bajo condiciones climáticas de ambientes secos. Esto es planteado por Garreaud (2018) donde registra un descenso dramático de las precipitaciones desde el comienzo del siglo XXI, con un peak de bajas precipitaciones en el año 2016. Tales anomalías climáticas locales estarían relacionadas a un ENSO fuerte (mediante teleconexiones atmosféricas), cambio climático antropogénico que son mediados por la polaridad positiva del SAM y la variabilidad interna, ambos modos debilitando los westerlies.

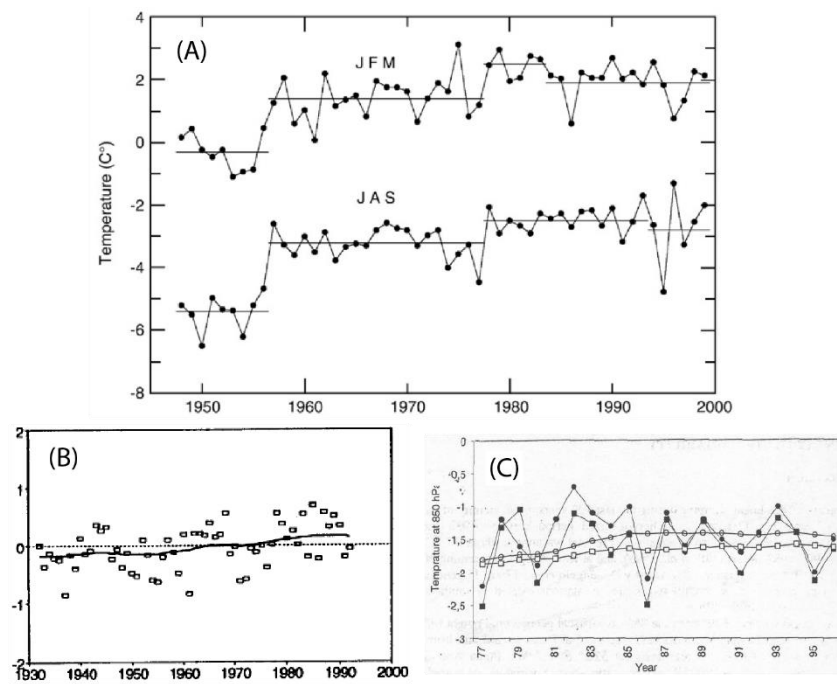


Figura 3.21. Registro histórico y tendencias de precipitaciones a partir de observaciones de estaciones meteorológicas y radiosondas; y de modelos de reanálisis de los datos observados para latitudes cercanas a la zona de estudio. (A) Modificada de Rasmussen y otros (2007). (B) Modificado de Rosenbluth y otros (1997) y (C) Modificadas de Carrasco y otros (2002).

4 RESULTADOS

4.1 Cambios históricos en los frentes glaciales y sistemas proglaciales

A continuación, se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis de la variación de frentes glaciales y sus zonas proglaciales mediante el uso de imágenes satelitales y aéreas entre 1976-2018. Debido a la poca disponibilidad de las imágenes satelitales de obtención gratuita para esta zona de Campos de Hielo Sur, es que se tiene registro de los glaciares para los años 1945, 1976, 1979, 1987, 1998, 2001, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2010, 2012, 2015, 2016 y 2018.

Cabe destacar que las imágenes satelitales que se obtuvieron para la mayoría de los años considerados son imágenes entre los meses enero-abril correspondiente al final del verano austral relacionado al final del periodo de ablación, exceptuando los años 2001 y 2008 cuyas imágenes están fuera de este periodo por falta o deficiencia en los registros satelitales para esos años. El texto a continuación, se refiere a la comparación de estos periodos para años distintos. Sin embargo, podrían haberse registrado eventos de precipitación o temperatura cercanos a la fecha de captura de la imagen satelital, que no hagan totalmente comparables las imágenes, al menos para ciertas características más transientes.

El cálculo de los retrocesos/avances del frente glacial se realizaron mediante dos métodos con el fin de comparar el error asociado a cada uno de estos. Se realizó el método de cálculo a partir de las líneas centrales del frente glacial (LC), que corresponde a medir la distancia entre el punto de intersección del frente con la línea central para cada fecha considerada, esto no considera la forma terminal del frente, lo que arroja una sub o sobreestimación de la distancia medida. Este error debería ser llevado al mínimo con el método de cálculo a partir de áreas rectangulares equivalentes (AR), donde se obtiene el área de diferencia (área total de la suma entre avance y retroceso) que existe entre cada fecha de frente medido, luego se obtiene el largo de un rectángulo de igual área con un ancho que depende de los frentes en cuestión. Una de las consecuencias de lo anterior es que se observan diferencias en el resultado mediante el cálculo del avance/retroceso del frente entre el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares. A partir de lo anterior, en las descripciones de las subsecciones 4.1.2; 4.1.3 y 4.1.4 se enunciarán los valores de variación frontal y tasas de variación anual obtenidos entre años particulares mediante el método de áreas rectangulares (AR) y en paréntesis los valores obtenidos con el método de líneas centrales (LC) para su comparación.

Es necesario decir que los valores de variaciones frontales (y tasas) obtenidas se realizaron a partir de la diferencia entre la posición del frente glacial en el verano austral de un año respecto del año anterior, es decir, se obtiene el comportamiento del frente en su mayoría para ese año anterior y es lo graficado en las figuras 4.17; 4.20; 4.21 y 4.24. Por ejemplo, en esas figuras los valores que se observan para el año 2005 en cuanto a la variación frontal acumulada y tasa de variación corresponden al cambio frontal entre el verano austral de 2001 y 2005. En el caso del año 2006

(mismas figuras) se observan los cambios frontales para el periodo de verano austral entre 2005 y 2006, lo que arroja principalmente el comportamiento del frente para gran parte del año 2005.

4.1.1 Observaciones de las variaciones terminales y proglaciales

A partir de la delimitación de los frentes glaciales para los años con imágenes disponibles, también es posible notar y fotointerpretar diversos cambios en los sistemas proglaciales desde 1976 hasta 2018. En principio se observa que los glaciares presentan configuraciones de cuenca simple y compuesta unidas en las partes altas del área de estudio, hacia el interior de CHS. Más aún, los glaciares de cuenca compuesta en sus zonas altas muestran formas de glaciares de pie de monte y sus zonas terminales y frontales son desprendentes.

Actualmente, como se observa en la figura 4.1 casi todos los frentes de las lenguas glaciares estudiadas presentan un lago proglacial en su zona proximal, drenan hacia los fiordos Bernardo e Iceberg a través de sistemas fluviales trenzados y directos. Se pueden distinguir grandes cantidades de bloques de hielo desprendidos (pérdida de masa por *calving*) y permanente aporte de sedimento a través de plumas densas de sedimento.



Figura 4.1. Glaciares Bernardo (verde), Témpano (naranja) y Occidental (azul) con sus sistemas proglaciales. Imagen de fondo corresponde a LANDSAT 8 del año 2018.

En general, todos los glaciares muestran cambios notorios en sus áreas de ablación y en sus zonas terminales principalmente. No se observan cambios notorios en sus zonas de acumulación hacia el interior de CHS. Se observa el paso desde planicies de lavado a la generación y crecimiento de lagos proglaciales para las lenguas terminales de los glaciares Témpano y Bernardo; y también en el glaciar Occidental, donde la separación entre el frente glacial y las planicies de lavado ocurre en distintos años. Para el glaciar Bernardo y Occidental ocurre entre 1976-1979 (ver más adelante en figuras 4.3a-b y 4.9a-b respectivamente), mientras que para el glaciar Témpano se comienza a generar entre 1979-1987 según las imágenes satelitales disponibles (ver en figura 4.8b). Además, se observa que el retroceso de los frentes descubre morrenas laterales, frontales y depósitos subglaciales que estaban cubiertos por el hielo glacial. En el Anexo C se muestran dos mapas donde se pueden observar los distintos cambios geomorfológicos que han presenciado los ambientes proglaciales del área de estudio entre 1976-2018.

Por otro lado, se exhiben grandes cantidades de bloques desprendidos o tasas de *'calving'* que a su vez genera un aumento del área de los lagos proglaciales y que está directamente relacionado con los grandes retrocesos detectados para ciertos periodos. Se detectan variaciones bianuales e interanuales en los niveles de agua presente o *'vaciamiento'* en estos lagos proglaciales, en los glaciares Témpano y Bernardo, donde la gran parte de los márgenes de esos lagos están limitados por las morrenas frontales y laterales descubiertas y el mismo frente glacial.

4.1.1.1 Glaciar Bernardo

En la parte norte de la zona de estudio se ubica el glaciar Bernardo, el cual corresponde a un glaciar temperado con aspecto general de glaciar de desagüe, que drena en variadas direcciones debido a la configuración en su zona terminal. De forma general, este glaciar está compuesto por un lóbulo central, limitado en sus costados por la topografía, que recibe aportes de masa (hielo y sedimento) de cuencas compuestas, principalmente de la cuenca donde inicia el lóbulo central. Este último, mide de ancho alrededor de 3,73 km. en promedio y su largo va a depender de las direcciones de las lenguas que componen el frente glacial. Este glaciar, como se ve en la figura 4.2 presenta 2 lenguas terminales bien definidas y otra que es subordinada a una de las anteriores, según las morrenas centrales y laterales que se identifican en el glaciar. La primera lengua terminal (LT1) es la que presenta mayor extensión de aproximadamente 15,03 km; está moviéndose y drenando en dirección NO y hacia un lago proglacial que en su zona distal presenta una planicie de lavado inactiva donde predomina un canal fluvial recto, con una longitud aproximada de 3 km y de ancho 0,37 km aproximadamente, que conecta el material que aporta el glaciar con el fiordo Bernardo. Además, se pueden observar plumas de sedimento fino que descargan al fiordo mediante el sistema fluvial.

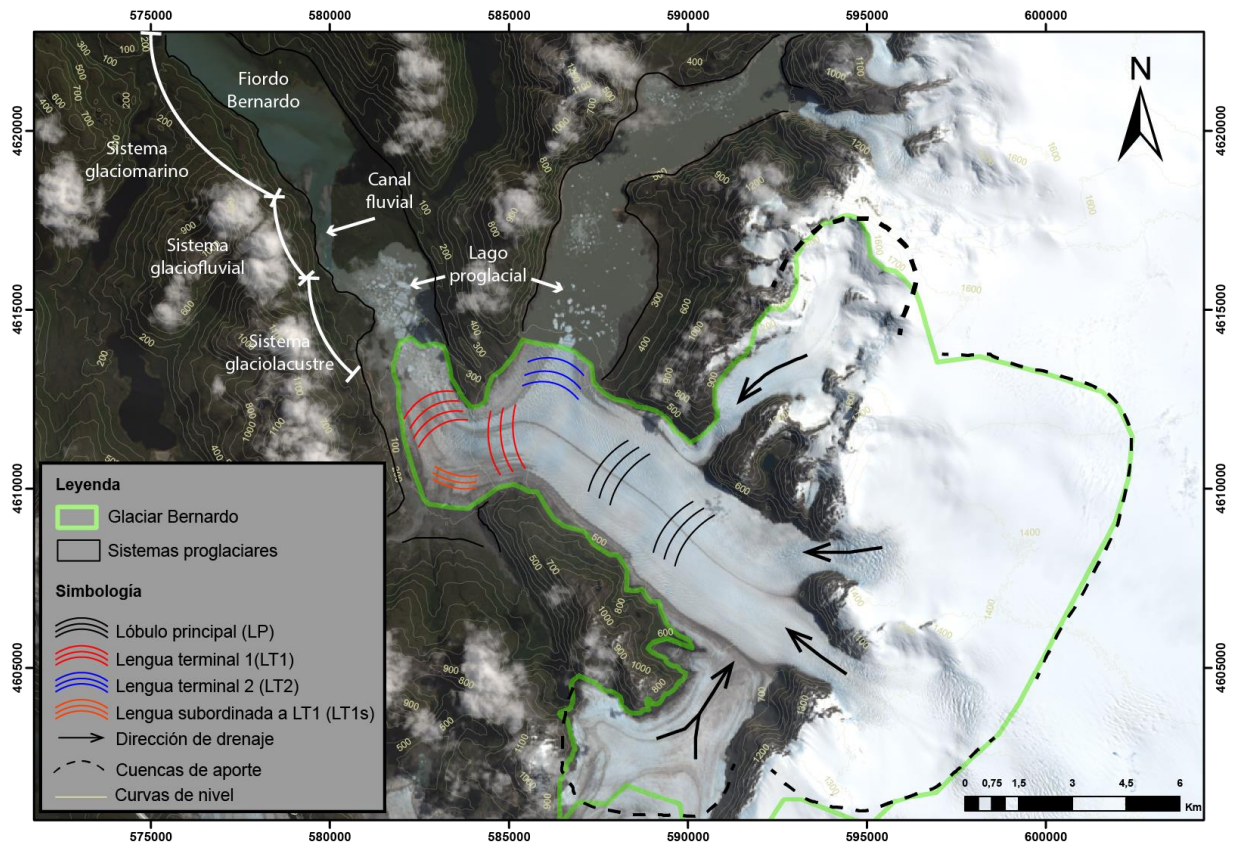


Figura 4.2. Características morfológicas glaciares y sistemas proglaciales del glaciar Bernardo.

Se observa que el frente glacial tanto de la lengua terminal 1 y la subordinada a esta (LT1 y LT1s) como la lengua terminal 2 (LT2) muestran una dinámica de retroceso desde 1976 hasta 2018 (ver figura 4.3a y 4.5d). La imagen satelital de 1976 muestra la LT1 en contacto con un sistema proglacial proximal conformado por una planicie de lavado más un canal trezado con características fluviales en el lado occidental de la planicie, tales sistemas proximales drenan en dirección NO hacia el fiordo Bernardo que correspondería a la zona distal del sistema proglacial. A su vez, la LT1s se observa en contacto con el glaciar Témpano y con un sistema proglacial de planicie de lavado delimitado por la ladera de los cerros y por morrenas frontales y laterales entre ambos glaciares (ver figura 4.3a).

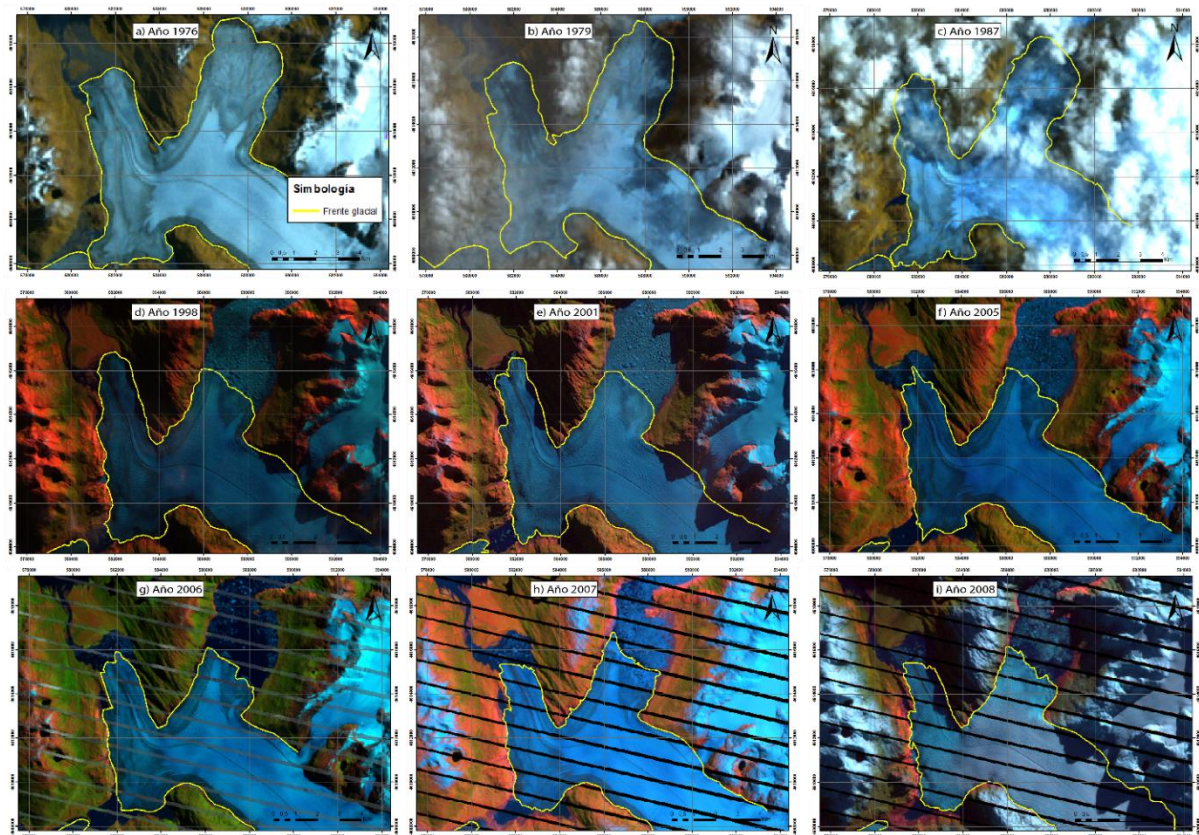


Figura 4.3. Delimitación del frente del glaciar Bernardo en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 1976-2008. Se observan imágenes de los años 1976 (a), 1979 (b), 1987 (c), 1998 (d), 2001 (e), 2005 (f), 2006 (g), 2007 (h) y 2008 (i).

Entre los años 1976-1979 se observa un leve retroceso del frente tanto en LT1 como en LT2, comenzando la acumulación de agua por fusión de hielo en la zona proglacial proximal (ver figura 4.3a-b). Posteriormente entre 1979-1987 existen variaciones principalmente en la forma de los frentes, pero por la gran cantidad de nieves presentes no permite una buena identificación de la zona terminal y proglacial. En cambio, la LT1s se muestra menos ancha y con mayor cantidad de agua en su zona proglacial (ver figura 4.3b-c)

Hacia el año 1998 la LT1 pierde masa en el borde suroeste del frente, como consecuencia se descubre una morfología que se asocia a una morrena lateral, ya que esta elongada en la misma dirección que la lengua glacial (ver figura 4.4). Además, esa zona está siendo inundada por el agua proglacial, se desactiva la planicie de lavado manteniéndose solamente el río trezado del borde suroeste. La LT1s retrocede y presenta una laguna proglacial establecida con bloques de hielo desprendido delimitada en su otro extremo por la morrena terminal y el frente del glaciar Témpano. Mientras que la LT2 exhibe un claro retroceso y un lago proglacial cubierto en gran parte de su área por bloques de hielo desprendidos del frente.

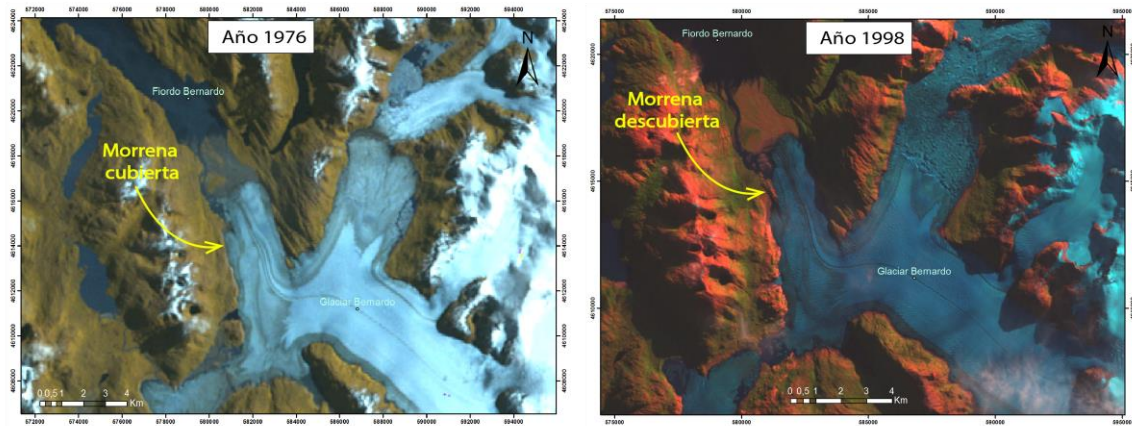


Figura 4.4. Se muestran los cambios del glaciar Bernardo entre 1976 (izquierda) y 1998 (derecha). El retroceso glacial deja al descubierto una morrena lateral al oeste de la lengua terminal 1.

La figura 4.3(d-f) muestra el periodo 1998-2005 donde solo se observa retroceso frontal en todas las lenguas terminales. Se observa mayor desprendimiento de bloques en el frente de LT1, presenta una forma puntiaguda en su parte central y se observa un aumento en el nivel de agua del canal fluvial. En LT1s también se observa un retroceso y la misma forma puntiaguda del frente. Además, se exhibe una disminución leve del área para el lago proglacial frente a LT2, pero se mantiene casi toda el área del lago con una cubierta de bloques de hielo. Mientras que entre 2005-2006 se observa que aumenta la cantidad de agua del lago proglacial de LT2 y disminuye drásticamente la cantidad de área cubierta por bloques de hielo. El frente de LT1 tiene una forma irregular, presenta menor cantidad de bloques de hielo desprendidos, se observa que LT1s retrocede levemente y presenta muy poca cantidad de bloques de hielo en el lago proglacial (ver figura 4.3f-g).

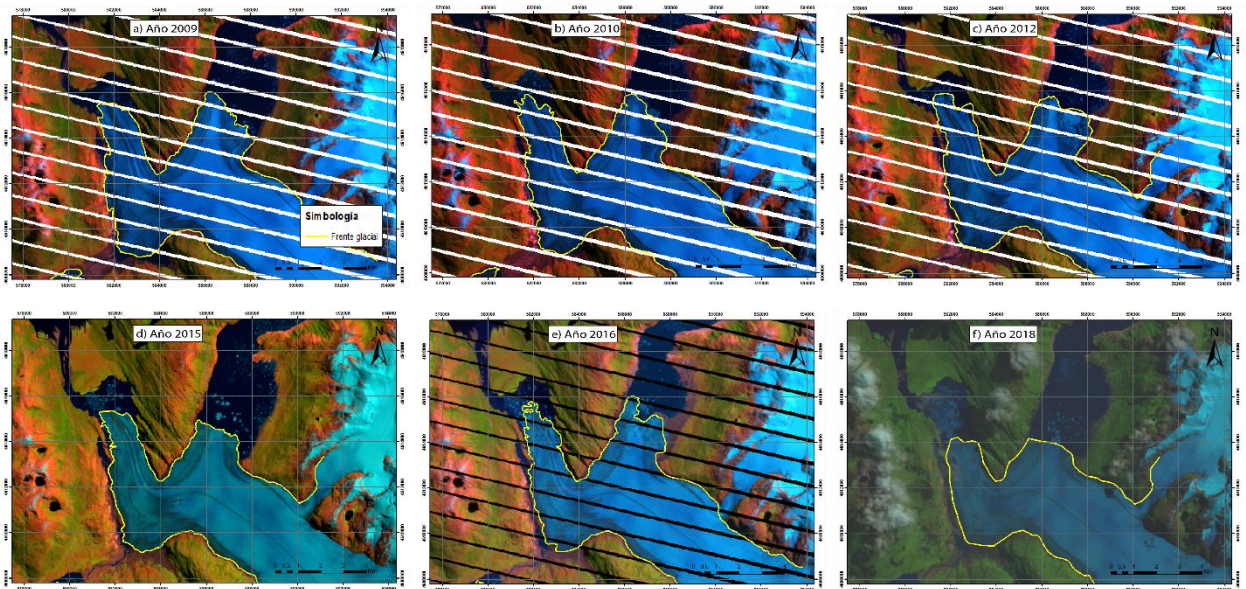


Figura 4.5. Delimitación del frente del glaciar Bernardo en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 2009-2018. Se observan imágenes de los años 2009 (a), 2010 (b), 2012 (c), 2015 (d), 2016 (e) y 2018 (f).

En el año 2007 se detecta retroceso de los frentes de LT1 y LT1s, mientras que LT2 presenta un leve avance (ver figura 4.3g-h). Sin embargo, el cambio más destacable, es la disminución drástica del nivel de agua en las zonas proglaciales de LT1s (aledaña al glaciar Témpano) y de LT2 (ver figura 4.6), probablemente se hayan vaciado por los márgenes de las lenguas glaciales. Mientras que la zona proglacial de LT1 mantiene la cantidad de agua y de bloques de hielo flotantes, pero se logra notar una disminución de la cantidad de agua en el sistema fluvial, incluso se ve la formación de una barra de canal. Se observa un estero aportando agua desde el lago proglacial del glaciar Témpano a la zona proglacial de LT1s. Hasta el año 2009, se registra un leve avance del frente de la LT1, mientras que LT2 y LT1s presentan retroceso (ver figuras 4.3i y 4.5a). Se observa que la LT1 se separa y vuelve a posarse en su morrena lateral oeste. Se mantiene y continúa el vaciado de la zona proglacial de LT1s. Por su parte, LT2 muestra continuación del vaciado hasta 2008 y al año siguiente muestra un aumento en la cantidad de agua del lago proglacial.

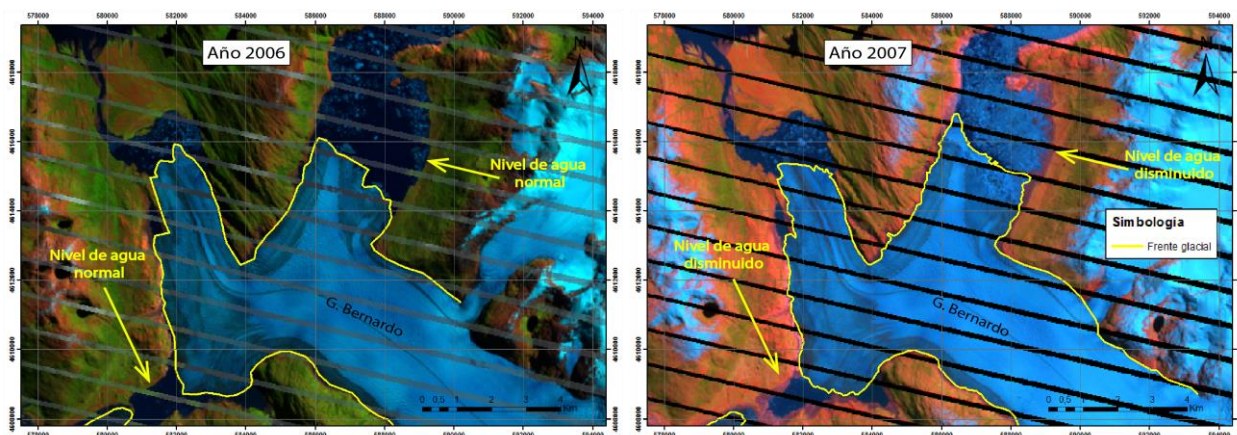


Figura 4.6. Se muestra el vaciamiento parcial de los embalsamientos proglaciales para las lenguas LT1s y LT2 del glaciar Bernardo. A la izquierda se observa el nivel de agua normal para el año 2006 y a la derecha se observa como disminuyó el nivel de agua en el año 2007.

Posteriormente hasta el año 2012 se observa una dinámica similar, como se puede observar en la figura 4.5b-c. Se muestra un vaciamiento de las zonas proglaciales de LT1s y LT2 (ver Anexo E). Mientras se mantiene el retroceso de los frentes. La LT1 muestra una forma irregular en su frente y se separa totalmente de su morrena lateral izquierda y se alcanza a distinguir que escurre agua por el borde del glaciar. Se observa claramente un sistema fluvial trenzado frente al lago proglacial de LT1, con barras de canal destacables. El registro del año 2015 muestra un notorio retroceso del frente de todas las lenguas glaciales, se observa en la figura 4.5d un nuevo aumento (llenado) en el nivel de agua de los lagos proglaciales y un aumento del ancho del sistema fluvial de la LT1. Se distinguen algunos bloques de hielo flotando en las zonas proglaciales.

Finalmente, en el año 2016 se registran avances leves en LT1 y LT2, en cambio LT1s retrocede. Se observa nuevamente un vaciado del lago proglacial frente a LT2, también se exhibe un aumento leve del ancho y reducción de las barras de canal del sistema fluvial que desagua la zona proglacial de LT1 al fiordo Bernardo. Al año 2018 se registran retrocesos en todas las lenguas glaciares, que

son prominentes en la LT1 y LT2 (ver figura 4.5e-f). Se muestran bloques de hielo flotando en las zonas proglaciales, con alta presencia frente a LT1. También se exhibe que el sistema fluvial se asemeja más a un río directo que a uno trezado, ya que aumentó el su ancho considerablemente.

4.1.1.2 Glaciar Témpano

Corresponde a un glaciar temperado presenta un lóbulo principal, con aportes menores de pequeños lóbulos secundarios desde las zonas altas. Se tiene que el lóbulo principal de ancho mide 3,15 km. en promedio para la zona previa a las lenguas terminales y su largo va a depender de las lenguas terminales. Este glaciar presenta dos lenguas terminales según las morrenas centrales y laterales observadas en superficie, la lengua terminal 1 (LT1) con un largo de 7,13 km y un ancho de 2,7 km. aproximadamente, desagua en dirección ONO hacia el fiordo Iceberg directamente, donde se observa un aporte de plumas densas de sedimento al sistema glaciomarino de este fiordo, se logran observar formas morrénicas en la cabecera del fiordo. En cuanto a la lengua terminal 2, esta mide 11,5 km de largo y 1,9 km. de ancho aproximadamente, termina en un lago de origen proglacial, el cual está en interacción con la zona proglacial del borde suroeste del frente del glaciar Bernardo (como se observa en la figura 4.7).

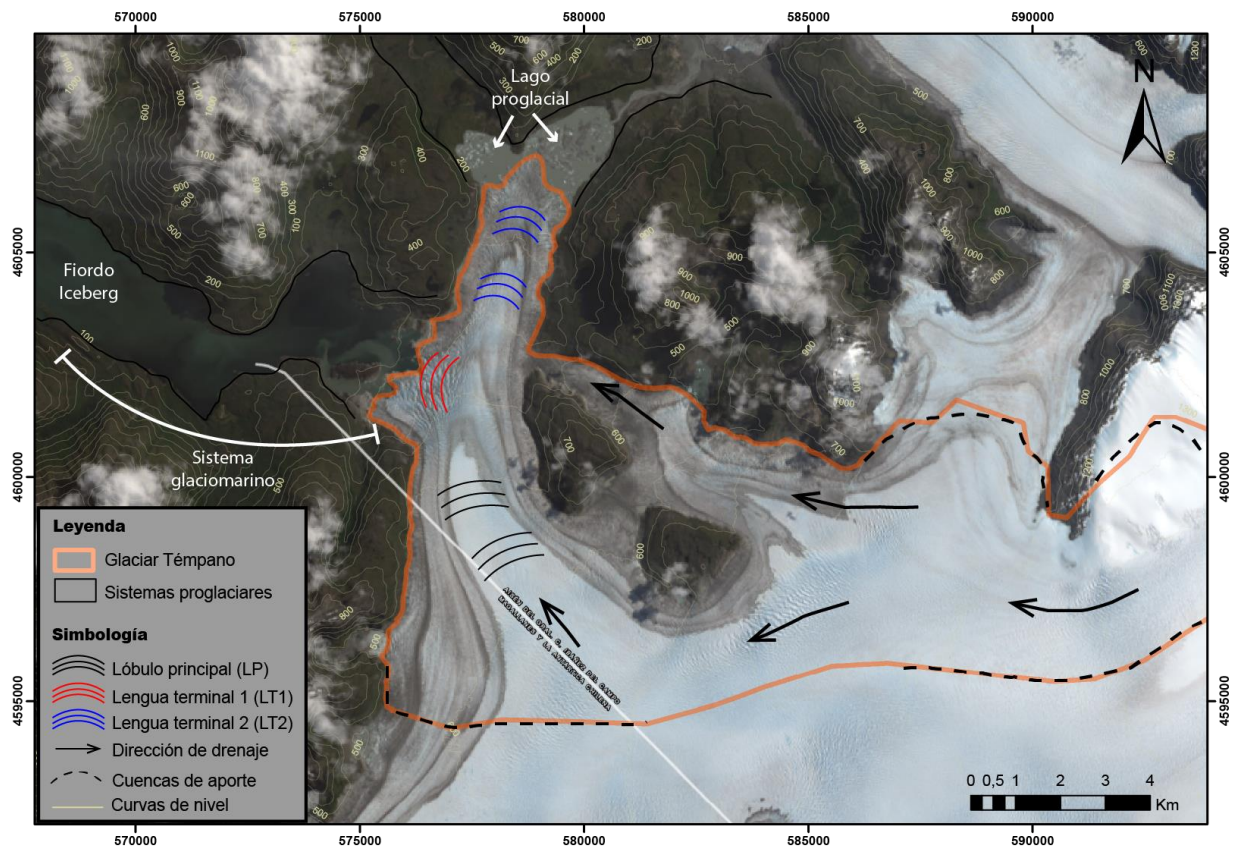


Figura 4.7. Las características morfológicas glaciares y sistemas proglaciales del glaciar Témpano.

El reconocimiento de los cambios en las zonas proglaciales muestran un claro retroceso de los frentes para la lengua terminal 1 y 2 (LT1 Y LT2). Se observa el crecimiento de un lago proglacial frente a LT2 que presenta cambios en su nivel de agua, mientras que el retroceso de LT1 descubre depósitos subglaciales y ambas lenguas terminales presentan variaciones en las formas de los frentes durante el periodo de estudio. La imagen de 1976 muestra a LT2 en contacto con el frente del glaciar Bernardo y una planicie de lavado en la parte norte. La LT1 muestra una zona de deshielo entre el frente y el fiordo, sin presencia de bloques de hielo desprendidos (ver figura 4.8a).

Posteriormente, en 1987 la figura 4.8b muestra un retroceso prominente de la LT1, generándose una zona de deshielo que pareciera ser parte del frente bajo el agua del fiordo. La LT2 por su lado, presenta un retroceso leve y el comienzo de la acumulación de agua en su zona proglacial. Para 1998 se tiene acumulación de agua de origen glacial en los márgenes de la LT2, mas definido en la parte NO y se observan bloques de hielo flotantes. Mientras que la LT1 presenta un fuerte retroceso del frente que descubrió un afloramiento de depósito subglacial, el cual esta elongado en dirección de flujo del frente. Se le asocia a un depósito morrénicos lateral que fue tapado por el glaciar (ver figura 4.8c).

Para el periodo 1998-2006 se observa un retroceso predominante de la LT1 lo que descubre los afloramientos de depósitos subglaciales asociados a depósitos morrénicos laterales por su elongación en la dirección de flujo. No se observan bloques de hielo flotando en el fiordo. Mientras que la LT2 muestra retrocesos hasta 2005 y aumento de la superficie de agua en la zona proglacial, donde la mayor cantidad registrada de bloques desprendidos y flotando en el lago proglacial fue en el año 2001 (ver figura 4.8c-e). También en 2005 se observa que la morrena terminal que limita el lago proglacial se erosiona y lo une con el lago proglacial de la LT1s del glaciar Bernardo. Entre 2005-2006 se observa un avance leve del frente de esta misma lengua glacial, con presencia de bloques de hielo desprendidos flotando en la zona proglacial (ver figura 4.8f).

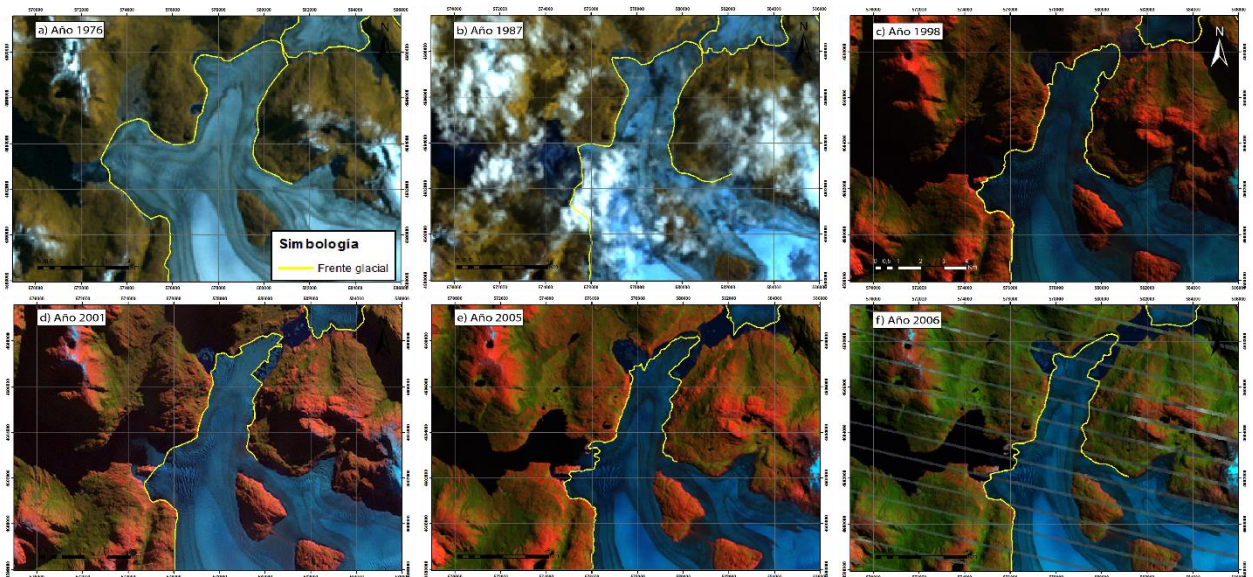


Figura 4.8. Delimitación del frente del glaciar Témpano en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 1976-2006. Se observan imágenes de los años 1976 (a), 1987 (b), 1998 (c), 2001 (d), 2005 (e) y 2006 (f).

En el año 2007 no se observa mayor cambio en el frente de la LT1 (ver figura 4.10a). En cambio, para LT2 se observa un evento de vaciado parcial del lago proglacial, ya que el área del agua disminuyó notablemente respecto a 2006 (ver figura 4.9). También se observa un retroceso del frente y presencia de bloques de hielo en el lago parcialmente vaciado. Para el año 2008 se observa retroceso de la LT1, caso contrario a LT2 que exhibe un avance del frente con además cubierta de nieve en los lagos proglaciales, como se muestra en la figura 4.10b. Estos mantienen el nivel de agua registrado en el año anterior. Luego en 2009 se registra un leve avance del frente de LT1 y un leve retroceso para LT2, se mantiene el nivel de agua en los lagos proglaciales, que drenan en dirección NE hacia el glaciar Bernardo.

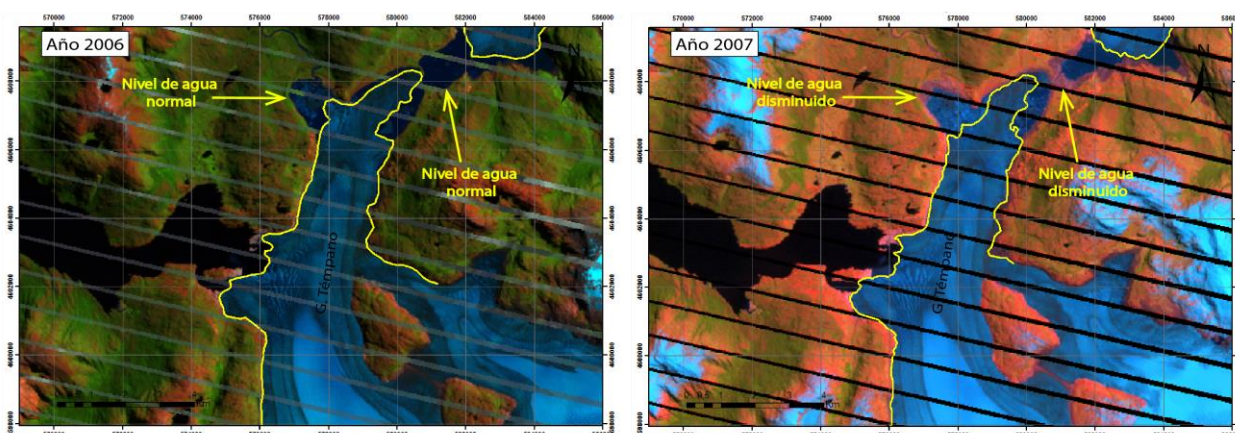


Figura 4.9. Se muestra el vaciamiento parcial de los embalsamientos proglaciales para LT2 del glaciar Témpano. A la izquierda se observa el nivel de agua normal para el año 2006 y a la derecha se observa como disminuyó el nivel de agua en el año 2007

Entre el periodo 2009-2015, en la figura 4.10 (c-d) se puede observar un retroceso leve de LT1 sin mayor cambio en su zona proglacial proximal. Por su parte, la LT2 muestra un retroceso fuerte del frente y un cambio abrupto en la forma del frente entre 2012-2015, donde en este último año se registra la unión de los lagos proglaciales de los bordes separados por la LT2. Se exhibe una cantidad importante de bloques de hielo en el lago.

Finalmente, entre 2015-2018 se observa un retroceso y leves cambios en el frente de LT1. Mientras que LT2 muestra un leve avance entre 2015-2016 manteniendo la misma forma irregular del frente. Se exhiben bloques de hielo flotando en los lagos proglaciales. En el año 2018 se registra retroceso en ambos frentes, pero en la LT2 se registra un retroceso mucho más extenso (ver figura 4.10 (d-f)). Hay un leve aumento en la cantidad de agua y menos densidad de bloques de hielo en el lago proglacial.

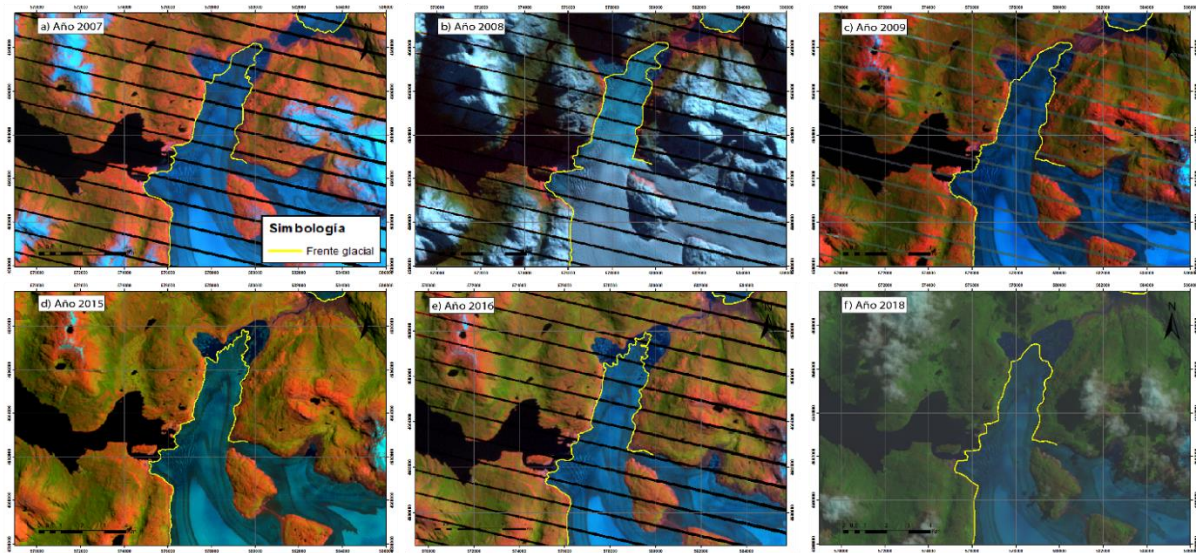


Figura 4.10. Delimitación del frente del glaciar Témpano en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 2007-2018. Se observan imágenes de los años 2007 (a), 2008 (b), 2009 (c), 2015 (d), 2016 (e) y 2018 (f).

4.1.1.3 Glaciar Occidental

En la parte sur de la zona de estudio se encuentra el glaciar Occidental (anteriormente llamado “Hammick”) un glaciar temperado de desague presenta un solo lóbulo con una lengua terminal con al menos 17,2 km de largo y 4,15 km de ancho aproximadamente. La lengua terminal pasa a un sistema glaciolacustre de 4,96 km de largo aproximadamente, que acumula los bloques desprendidos por el *calving*, mientras que las corrientes de agua de fusión y las plumas de sedimento alimentan directamente hacia el fiordo Iceberg mediante un sistema glaciofluvial trenzado (planicie de lavado trenzada o *sandur*) de 15,2 km de largo aproximadamente que termina en un delta principalmente submarino (con parte subaérea) directamente al fiordo Iceberg (ver figura 4.11).

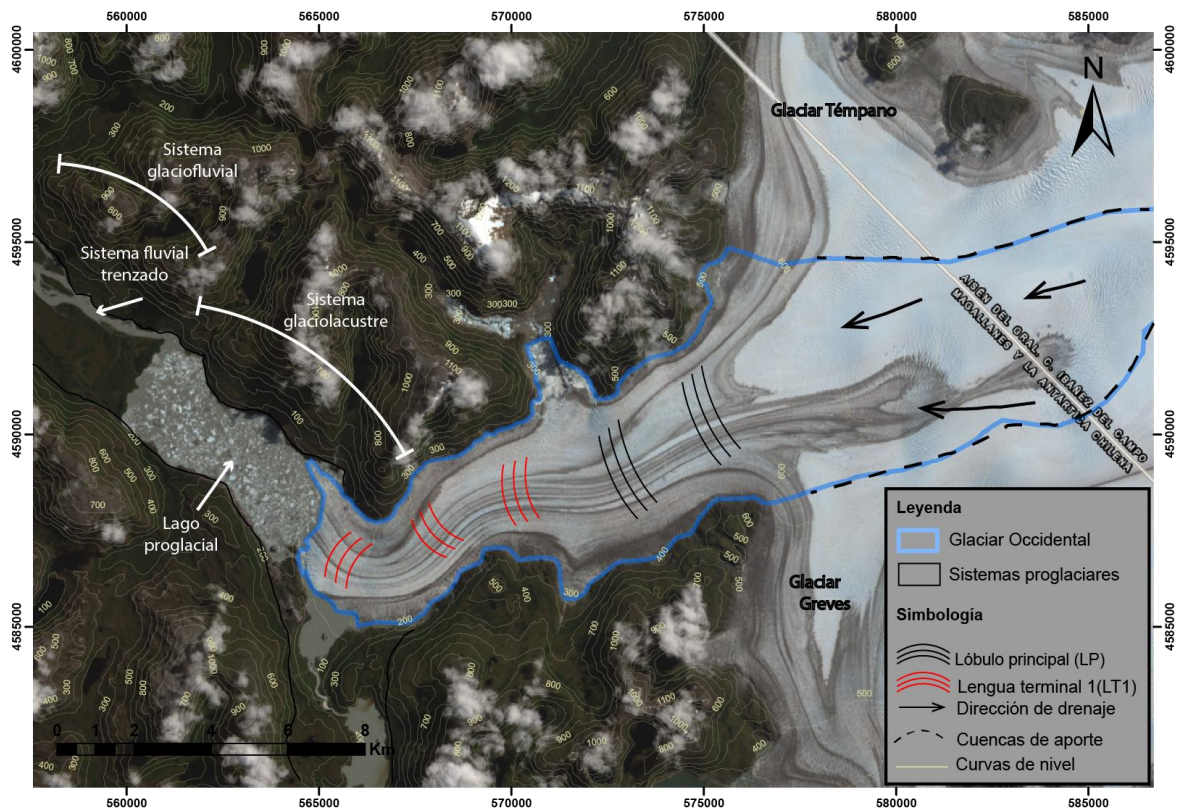


Figura 4.11. Las características morfológicas glaciares y el sistema proglacial del glaciar Occidental

En general, se observa un retroceso del frente glacial, acompañado por el desprendimiento de gran cantidad de bloques de hielo y cambios en el sistema glaciofluvial trenzado, que principalmente disminuye la cantidad de canales con agua. En el año 1976 se observa el frente de la LT1 que está separado levemente de la planicie trenzada (ver figura 4.12a). Para el año 1987, la figura 4.12 (b) registra un retroceso fuerte del frente, generando la formación de un lago proglacial que drena hacia el fiordo Iceberg mediante la planicie de lavado parcialmente activa. Disminuye también el área de la lengua glacial en sus márgenes laterales lo que hace aflorar una geomorfología asociada a una morrena lateral. Además, en entre el año 1987-1998 se observa una pérdida de agua de las zonas proglaciales, más notorio, en el lago proglacial sur de la lengua terminal, podría definirse como un vaciamiento parcial hacia el sistema glaciofluvial que desemboca en el fiordo Iceberg (ver figura 4.12c).

Posteriormente, el registro del año 2001 detecta un avance del frente glacial acompañado del desprendimiento de un bloque mayor del frente, pero no totalmente separado del frente (ver figura 4.12c). Además, se observa presencia de bloques de hielo desprendidos y el sistema glaciofluvial se comporta más parecido a un sistema fluvial trenzado con un canal principal y presencia de algunas barras de canal y de punta. En el año 2005 se registra un retroceso fuerte de la lengua terminal aumentando levemente la cantidad de agua del sistema trenzado, existe presencia de bloques desprendidos en el lago proglacial (ver figura 4.12d). Luego en 2006 se observa cambio en la forma del frente y se detecta un leve avance del frente, manteniendo presencia de bloques de hielo en el lago, como se muestra en la figura 4.12a.

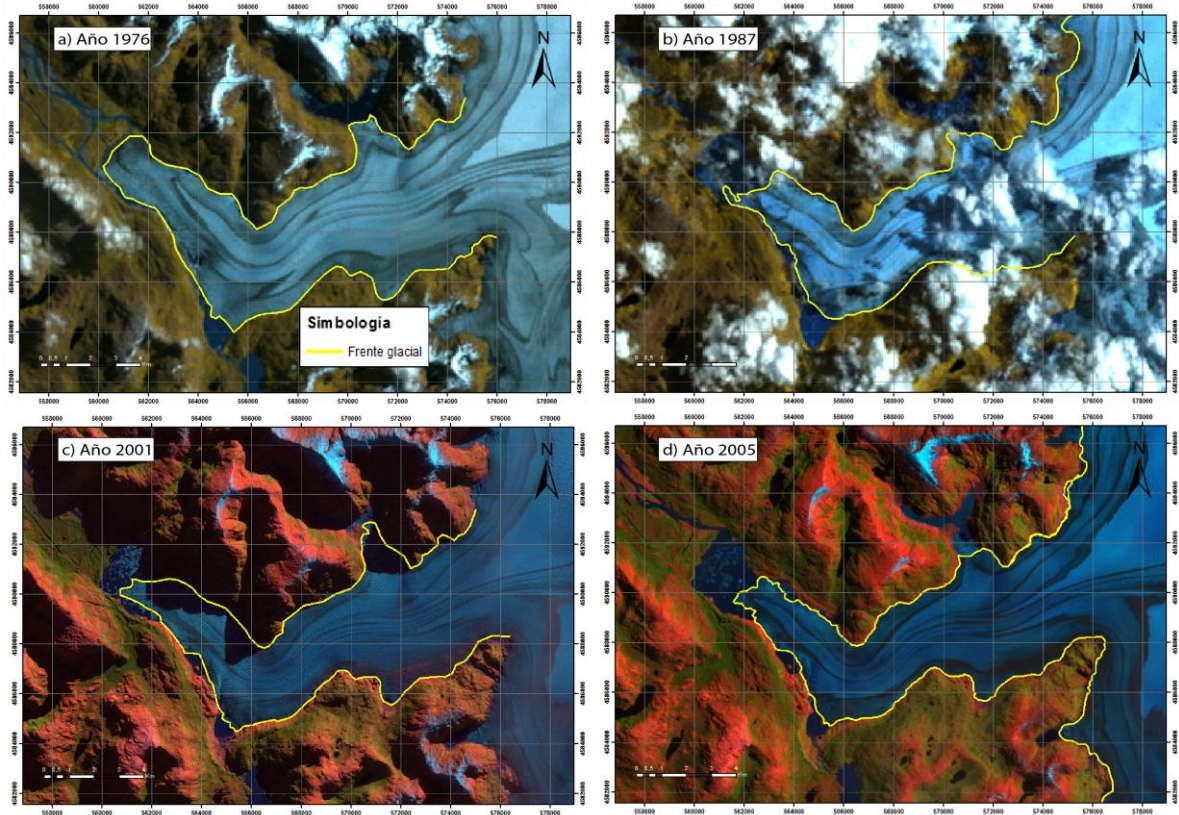


Figura 4.12. Delimitación del frente del glaciar Occidental en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 1976-2005. Se observan imágenes de los años 1976 (a), 1987 (b), 2001 (c) y 2005 (d).

Para el periodo 2006-2008 se detecta un fuerte retroceso del frente glacial y una gran pérdida de masa por desprendimiento de bloques de hielo (*calving*). Esta dinámica continúa hasta el año 2010, cada vez con mayor acumulación de bloques de hielo en el lago proglacial en masas agrupadas y bloques de gran tamaño (ver figura 4.12a-c). Entre 2010-2012 el retroceso del frente es muy leve en comparación a los años anteriores y posteriores, se observa menos presencia de bloques de hielo flotando en el lago. Además, la forma del frente glacial es más recta, como se puede observar en la figura 4.12d.

Finalmente, la figura 4.12e-f muestra que entre 2012-2018 existe un permanente retroceso del frente glacial con pérdida de masa por desprendimiento de bloques de hielo. Tales fragmentos de hielo se agrupan formando una masa de bloques de hielo, que se observa más compacta en el año 2016.

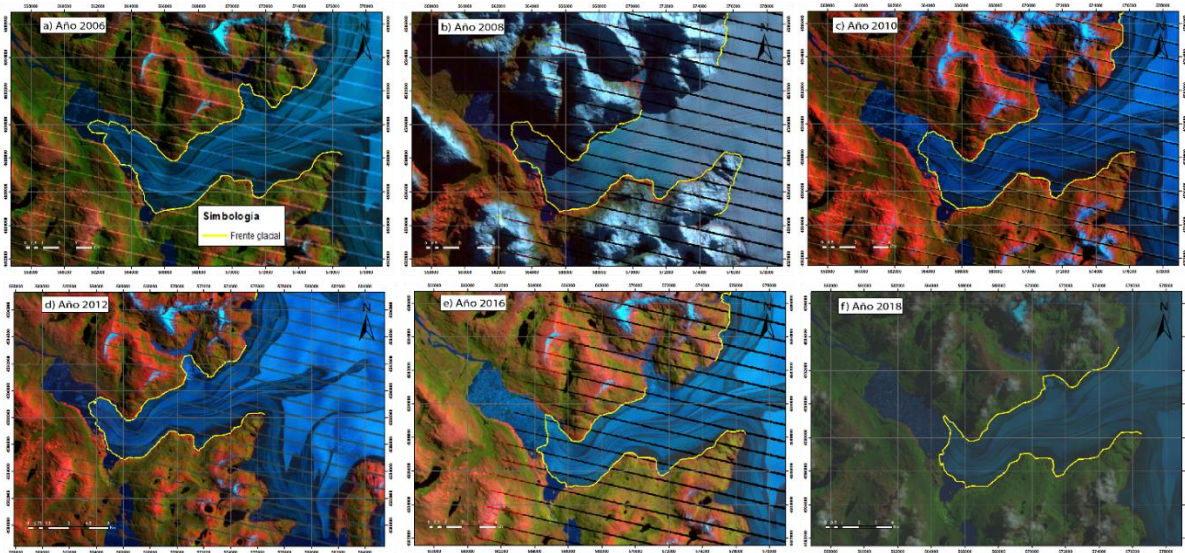


Figura 4.13. Delimitación del frente del glaciar Occidental en las imágenes disponibles para los años con cambios notables durante el periodo 2006-2018. Se observan imágenes de los años 2006 (a), 2008 (b), 2010 (c), 2012 (d), 2016 (e) y 2018 (f).

4.1.2 Dinámica anual del frente glacial

La delimitación de los frentes glaciales históricos arroja una dinámica de retroceso generalizada de las lenguas terminales de los glaciares en estudio, como se muestra en la figura 4.11. Al mismo tiempo se observa que existe una variación en la magnitud y escala de tiempo de la dinámica del frente en las lenguas terminales analizadas.

En general se reconocen algunos eventos a escalas de tiempo decenal y anual de cambios en los agentes de transporte y erosivo dominantes en esta zona, como el agua y los bloques de hielo desprendidos (o icebergs) generados por calving (Ver Anexos). Lo que influye directamente en los ambientes proglaciales de cada glaciar estudiado. Uno de los cambios más notorios, a escala anual, interanual y decenal es el aporte de grandes bloques de hielo y masas y/o agrupaciones de varios de bloques de menor tamaño al sistema proglacial los que se derriten y suministran al fiordo tanto agua derretida como sedimentos con gran espectro granulométrico. A su vez, a escala interanual, puede generar el crecimiento de un lago proglacial prominente como es el caso de los tres glaciares (Bernardo, Occidental y Témpano LT2). Otro cambio que ocurre a escala de décadas es la variación de las características geomorfológicas en el ambiente proglacial, reflejados en una desactivación de una planicie de lavado pasando a ser depósitos glaciofluviales y predominando los fluviales directos (Bernardo) y trezado (Occidental).

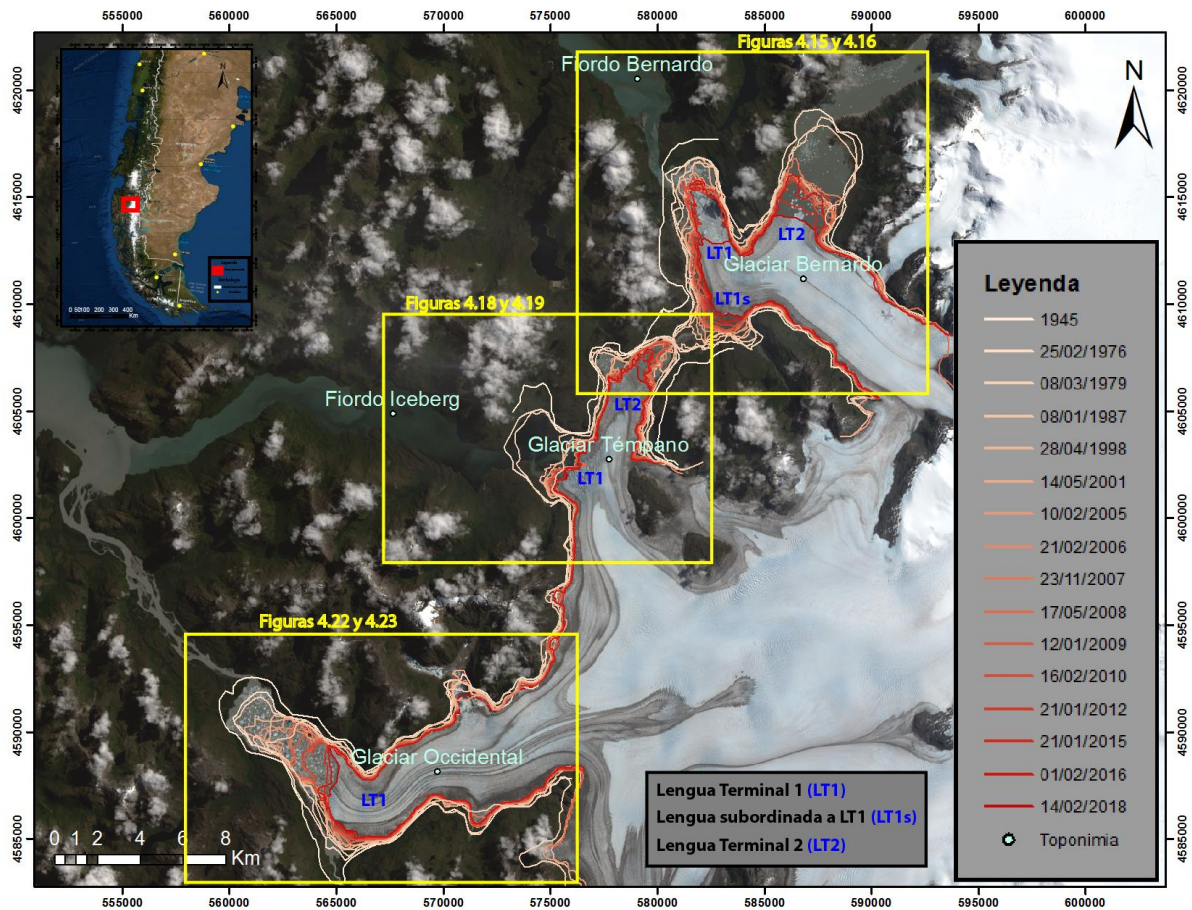


Figura 4.14. Mapa de frentes glaciales históricos para la zona de estudio. Se muestra la ubicación del área de estudio y las figuras correspondientes a cada glaciar. Además, se indican las lenguas terminales analizadas en las siguientes descripciones para cada glaciar.

4.1.2.1 Glaciar Bernardo

A modo general, el frente de la lengua terminal 1 (LT1) y de la lengua terminal 2 (LT2) presentan un retroceso generalizado para el periodo estudiado. Para la LT2 se obtiene un retroceso total de cerca de 5 [km] con el método de la línea central y 4,9 [km] aproximadamente con método de áreas rectangulares. entre 1976-2018 (ver figura 4.15). Además, se observa que este retroceso no es constante, ya que existen periodos con mayor magnitud de retroceso que otros.

En particular, para el frente glacial de LT2, según el método de la línea central y del área rectangular, se tiene que para el periodo entre 1976-1998 se exhibe un retroceso de al menos 3500 [m] y 3200 [m] (con tasas de 159 [m/año] y 145 [m/año]) respectivamente. Posteriormente, entre 1998-2010 se observa un retroceso de menor magnitud que alcanza los 380 [m] con una tasa de 32 [m/año] (520 [m] con una tasa de 43 [m/año]). Finalmente, entre los años 2010-2018 se exhibe una dinámica de retroceso mucho más acelerada que la anterior, cuya diferencia entre esos años llega a los 1120 [m] con una tasa anual promedio de 140[m/año] (1220 [m] con una tasa anual de 153 [m/año]).

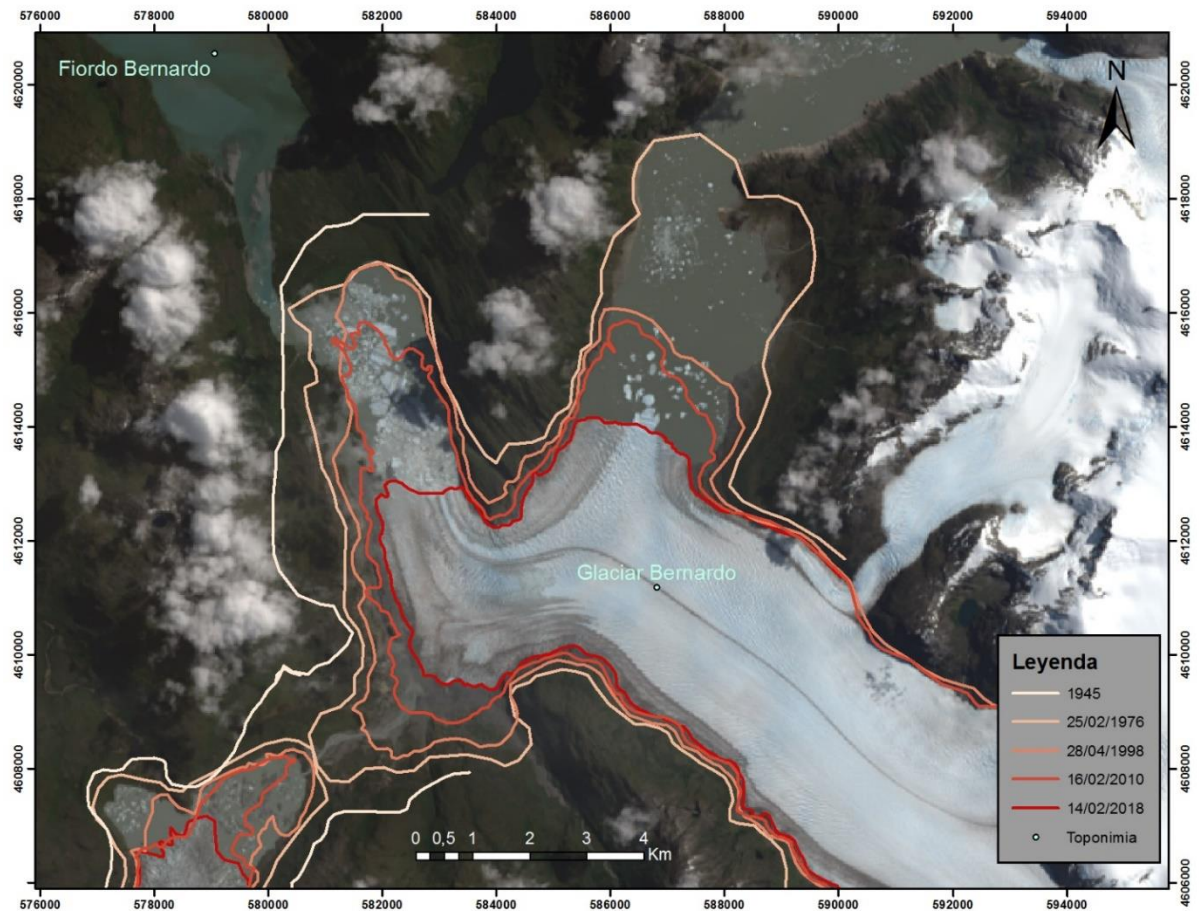


Figura 4.15. Mapa de frentes glaciales correspondientes a los años 1945, 1976, 1998, 2010 y 2018 del glaciar Bernardo, con imagen satelital Landsat 8 con combinación de bandas RGB 432 (color real). La exclusión del tributario en el borde NE del lóbulo principal no tiene relevancia al momento de hacer la delimitación y comparación frontal de las lenguas terminales. Sin embargo, es incluido para la variación areal en la sección 4.2.

Por otro lado, la lengua terminal 1 (LT1) muestra una dinámica de retroceso/avance diferente respecto de LT2 y la magnitud de retroceso total es menor que la de la LT2 como se puede verificar en la figura 4.15. Se destaca que el retroceso de mayor magnitud se registra entre los años 2010 y 2018, donde el frente de la LT1 retrocedió 3133,19 [m] (tasa anual de 392 [m/año]) según el método de las líneas centrales y 2528 [m] (tasa anual de 316 [m/año]) con el método de áreas rectangulares. Dentro del periodo antes mencionado, entre los años 2015-2016, se registra un avance del frente glacial que alcanzó los 28 [m] (309 [m]). Posteriormente, fue seguido de un retroceso de gran magnitud entre los años 2016-2018 donde el frente glacial regresó 2202 [m] con tasa anual de 1101 [m/año] (2901,19 [m] con tasa anual de 1451 [m/año]) como se observa en la tabla 4.1.

Por su parte, la lengua terminal subordinada a LT1 (LT1s) presenta una dinámica general de retroceso constante, que difiere de la dinámica observada en la LT1 y LT2, según lo que se muestra en la subsección 4.1.1; pasando de estar en contacto con el glaciar Témpano a generar un canal de

desagua del lago proglacial de la lengua NE del frente Norte del glaciar Témpano (Lago Témpano) entre 1945 y 2018.

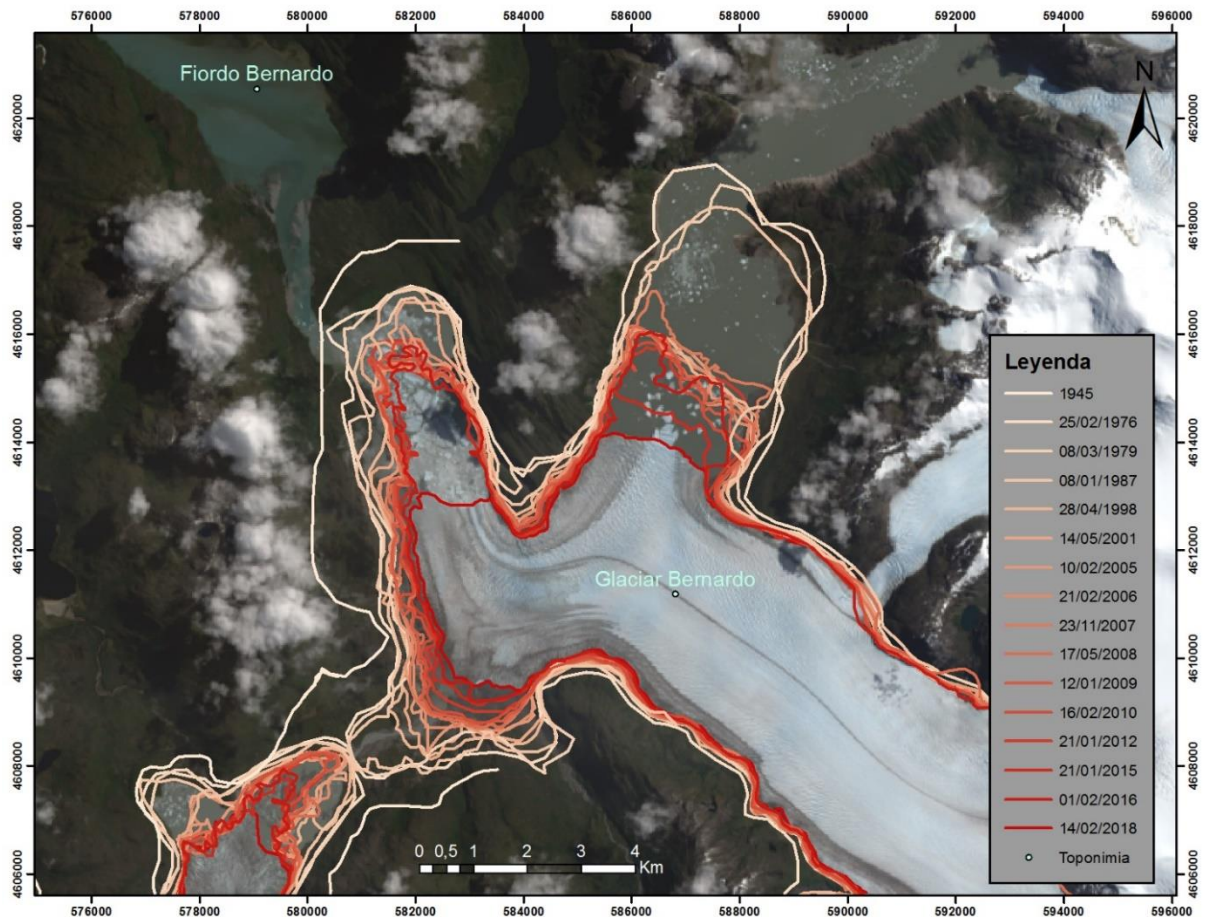


Figura 4.16. Mapa de los frentes glaciales anuales del glaciar Bernardo entre los años 1945 y 2018.

Durante los primeros años del rango considerado, entre 1945-1976, la LT1 presenta un retroceso de 897 [m] con una tasa de 29 [m/año] (1051 [m] a una tasa de 34 [m/año]). Posteriormente, entre 1976-1979, esta misma lengua glacial presenta un retroceso y desplazamiento lateral del frente en dirección NE, cuya magnitud de desplazamiento se muestra en la tabla 4.1. Mientras que la LT1s no exhibe algún cambio de posición de la línea central, solo se observa una disminución del área de la lengua en las zonas laterales del frente glacial.

Seguido a esto, entre 1979-1987, se observa una dinámica de retroceso de 327 [m] con tasa anual de 41 [m/año] de la LT1 como se muestra en la tabla 4.1 y en la figura 4.17. Mientras que la LT1s solo exhibe una disminución leve de su área en las zonas laterales de la lengua glacial. Sin embargo, entre 1987-1998, tanto LT1 y LT1s no registran un avance o retroceso según el método de las áreas rectangulares equivalente, lo que se puede observar en la figura 4.17. Así mismo entre 1998-2005 se registran retrocesos del frente de LT1 que alcanzan los 1101 [m] con una tasa de 157 [m/año] (1566 [m] con tasa anual de 224 [m/año]) y para LT1s se exhibe un retroceso no tan

prominente de 480 [m] (según línea central). Posterior a esto, entre 2005 y 2006 se muestra un avance de 9 [m] (563 [m]) de LT1, mientras que el frente en la zona de LT1s no se tiene cambio sustancial. Luego entre 2006-2007 la LT1 experimentó un retroceso de 391 [m] (580 [m]); la LT1s presenta diferencias en su forma del frente, pero no presenta mayor variación de la línea central. Para el periodo 2007-2008 se tiene un avance y desplazamiento lateral de LT1 de 41 [m] (103 m) lo que involucro que el borde lateral Oeste haya retrocedido del margen rocoso y por tanto generó una interconexión entre la zona SO de la LT1s (zona de intersección con glaciar Témpano) y la zona proglacial de la LT1. Posterior a esto, entre 2008-2012 se registra un avance prominente en dirección NO del frente de LT1 que llegó hasta los 418 [m] a una tasa anual de 105 [m/año] (700 [m] con tasa anual de 175 [m/año]) mientras que para el frente de LT1s se tiene un retroceso constante que alcanza los 405 [m] de la línea central y en la zona del borde SO entre LT1 y LT1s este retroceso lateral va entre 100-360 [m] lo que finalmente interconecta de forma permanente las zonas proglaciales de LT1 y LT1s.

Finalmente, para el sector SO, la LT1s solo presenta un retroceso constante que se acentúa entre los años 2012-2018 alcanzando los 526 [m] para la línea central. Para el caso de LT1, entre 2012-2015 se tiene un retroceso de 566 [m] a una tasa anual de 189 [m/año] (336 [m] con tasa anual de 112 [m/año]) entre los bordes de los frentes para este periodo. Posteriormente, se tiene un retroceso leve de 28 [m] (308 [m]) entre 2015-2016 y en el último periodo (2016-2018) se muestra un prominente retroceso de 2202 [m] a una tasa anual de 1101 [m/año] (2901 [m] con tasa anual de 1451 [m/año]) como se puede observar en la tabla 4.1.

Tabla 4.1. Variaciones anuales del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC [m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-1051	-34	-897	-29
25/02/1976-08/03/1979	Avance y desplazamiento lateral fuerte hacia el NE	658	219	-106	-35
08/03/1979-08/01/1987	Retroceso del frente y movimiento hacia el SO de la LC	-503	-63	-327	-41
08/01/1987-28/04/1998	Avance del frente con desplazamiento hacia el NNE de la LC	445	40	0	0
28/04/1998-14/05/2001	Retroceso del frente con desplazamiento hacia el SO de la LC	-799	-266	-346	-115
14/05/2001-10/02/2005	Retroceso del frente con desplazamiento hacia el SE de la LC	-767	-192	-755	-189
10/02/2005-21/02/2006	Avance del frente con desplazamiento hacia el NE de la LC	564	564	9	9
21/02/2006-23/11/2007	Retroceso del frente con desplazamiento hacia el SO de la LC	-580	-580	-392	-392

23/11/2007-17/05/2008	Avance y desplazamiento hacia el NE de la LC del frente	103	103	41	82
17/05/2008-12/01/2009	Avance del frente con desplazamiento hacia el NO de la LC	196	196	58	58
12/01/2009-16/02/2010	Avance del frente con desplazamiento hacia el NNO de la LC	300	300	90	90
16/02/2010-21/01/2012	Avance del frente con desplazamiento hacia SSO de la LC	204	102	270	135
21/01/2012 - 21/01/2015	Retroceso del frente hacia el SE de la LC	-336	-112	-566	-189
21/01/2015-01/02/2016	Retroceso leve del frente y desplazamiento hacia el NE de la LC	308	308	-29	-29
1/02/2016-14/02/2018	Retroceso fuerte del frente hacia el SE	-2901	-1450	-2203	-1101

Como se muestra en la figura 4.17, la variación acumulada del frente entre el año 1945-2018 arroja diferencias entre las distancias obtenidas por método LC y AR. La curva de variación acumulada del frente a partir de LC presenta valores más negativos que la curva de variación acumulada del frente a partir de AR. Además, se observa que las tasas de variación presentan mayor magnitud con el método LC en comparación al método AR. Al mismo tiempo, se tiene que previo al periodo 2005-2006, solo se observan tasas de variación negativas (retrocesos), luego de ese periodo presenta tasas positivas (avances), seguido de una tasa negativa para el lapso 2006-2007 con magnitud de mayor similitud entre LC y AR. Después se tienen tasas negativas del método LC y positivas según el método AR hasta el periodo 2010-2012 y finalmente se tienen tasas negativas en ambos métodos (excepto para el lapso 2015-2016 según el método LC) hasta el periodo 2016-2018 donde observan las tasas negativas más altas de todo el periodo de estudio.

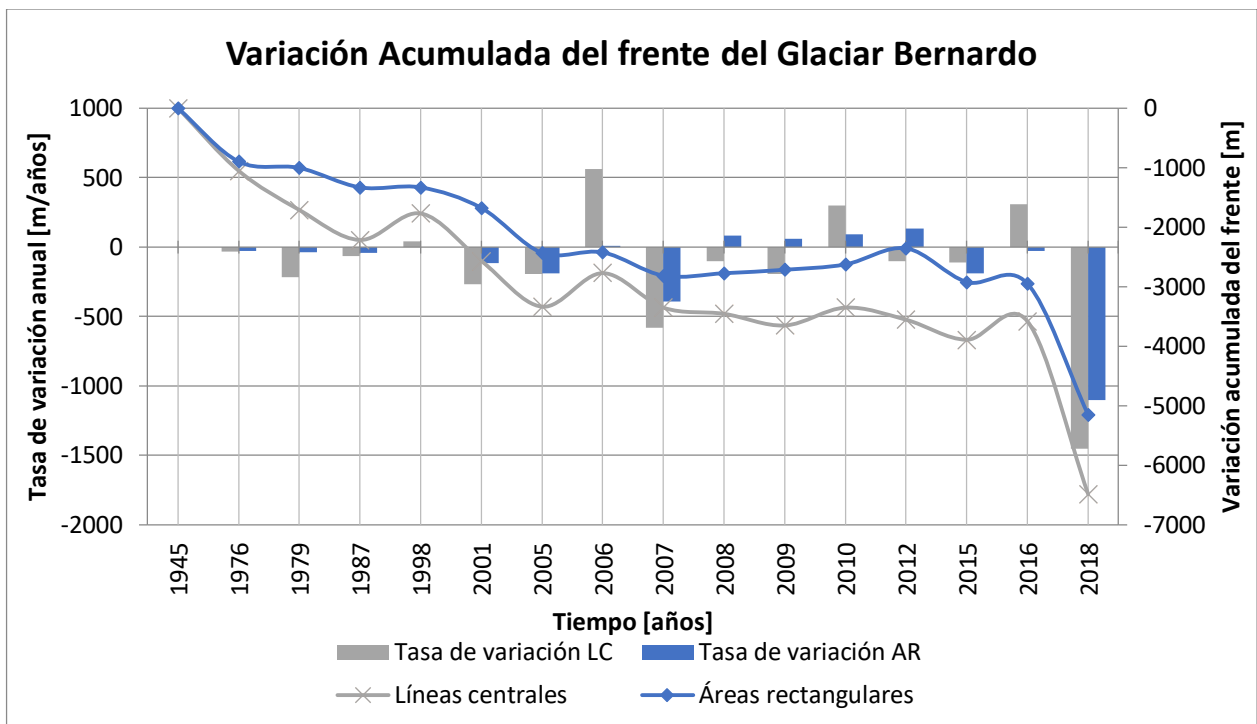


Figura 4.17. Se muestra la variación acumulada anual del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método. El eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente, donde el cero corresponde a la variación del frente en el primer año considerado (1945).

4.1.2.2 Glaciar Témpano

Al igual que el caso anterior, la delimitación del frente glacial arroja una dinámica de retroceso generalizado para el glaciar Témpano entre 1945-2018. A su vez, se observa que existe una variación en la magnitud y escala de tiempo de la dinámica del frente entre las diferentes lenguas terminales analizadas (ver figura 4.18).

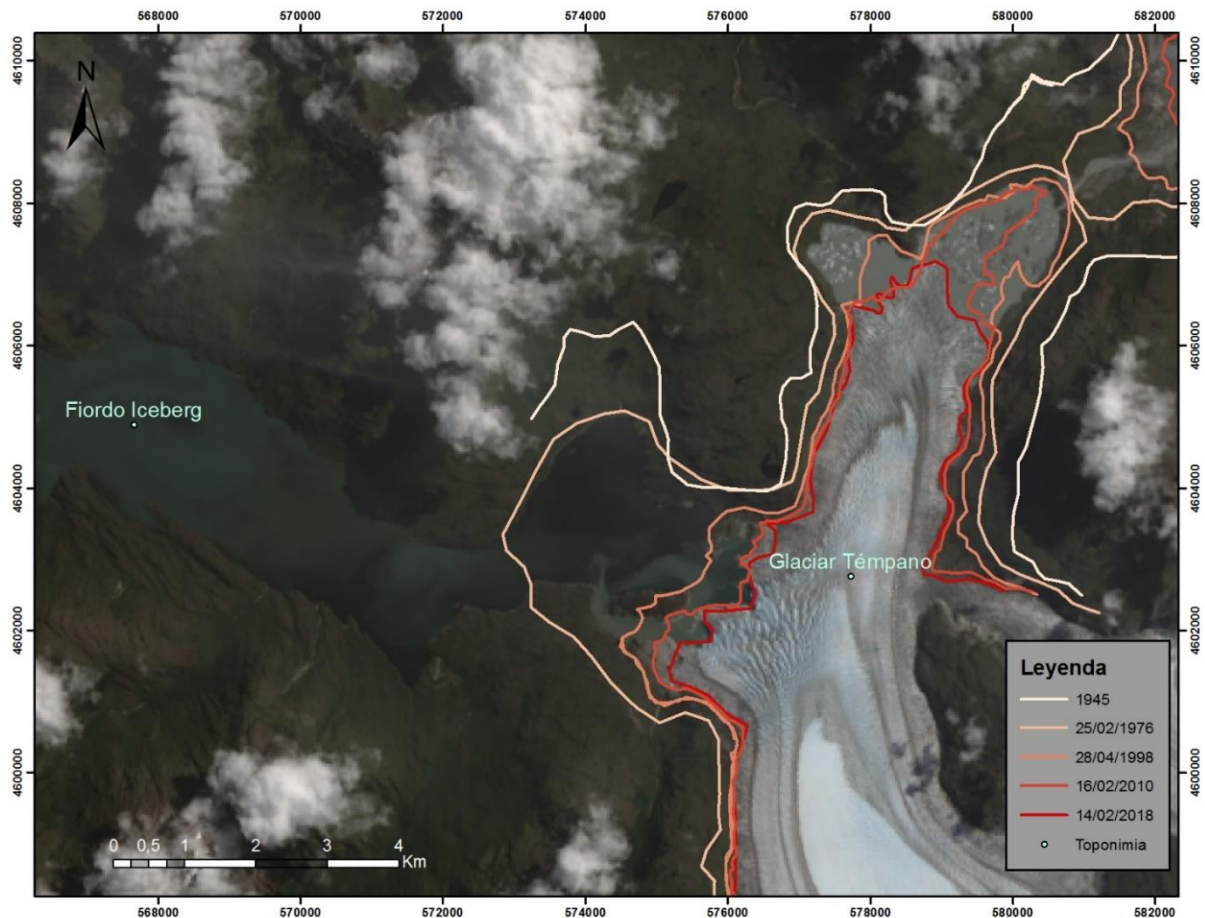


Figura 4.18. Mapa de frentes glaciales correspondientes a los años 1945, 1976, 1998, 2010 y 2018 del glaciar Témpano, con imagen satelital Landsat 8 con combinación de bandas RGB 432 (color real).

De forma general, en la figura 4.18 se puede observar que la lengua terminal 1 (LT1) retrocede fuertemente alcanzando una diferencia de 4163 [m] con una tasa anual promedio de 57 [m/año] (4247 [m] a una tasa anual promedio de 58 [m/año] en la línea central) entre 1945-2018. Además, se observa que la dinámica de retroceso en la LT1 difiere del registrado en LT2.

Para el periodo 1976-1998 se registra un retroceso de 2468 [m] con una tasa anual de 112 [m/año] (2051 [m] con una tasa anual promedio de 93 [m/año]). Luego entre 1998-2010 se observa nuevamente un retroceso, esta vez, de menor magnitud ya que alcanzó los 575 [m] a una tasa anual promedio de 48 [m/año] (856 [m] a una tasa anual promedio de 71 [m/año]). Finalmente, entre los años 2010-2018 la LT1 exhibe una dinámica de retroceso de 285 [m] a una tasa anual promedio de 36 [m/año] (384 [m] a tasa anual promedio de 48 [m/año]) mucho menor que los anteriores.

Para el caso de la lengua terminal 2 (LT2), como se muestra en la tabla 4.4, esta presenta una dinámica de retroceso total, entre 1976-2018, de 3246 [m] a una tasa anual promedio de 77 [m/año] (2366 [m] a tasa anual promedio de 53 [m/año]).

En el primer periodo, entre 1976-1998, ocurre un retroceso de 241 [m] a tasa anual promedio de 11 [m/año] (-102 [m] a tasa anual promedio de 5 [m/año]). Entre 1998-2010 se registra el mayor periodo de retroceso alcanzando los 1827 [m] a una tasa anual promedio de 152 [m/año] (1197 [m] a una tasa anual promedio de 100 [m/año]) y además se observa un evento de vaciado del lago proglacial Témpanos que desagua hacia el glaciar Bernardo. Se observa, en la tabla 4.3 un retroceso del frente de LT2 que ocurre entre 2010-2018 donde el lago proglacial deja de estar separado en dos partes, este movimiento alcanza los 1177 [m] a una tasa promedio anual de 147 [m/año] (1709 [m] a una tasa anual promedio 214 [m/año]) de retroceso.

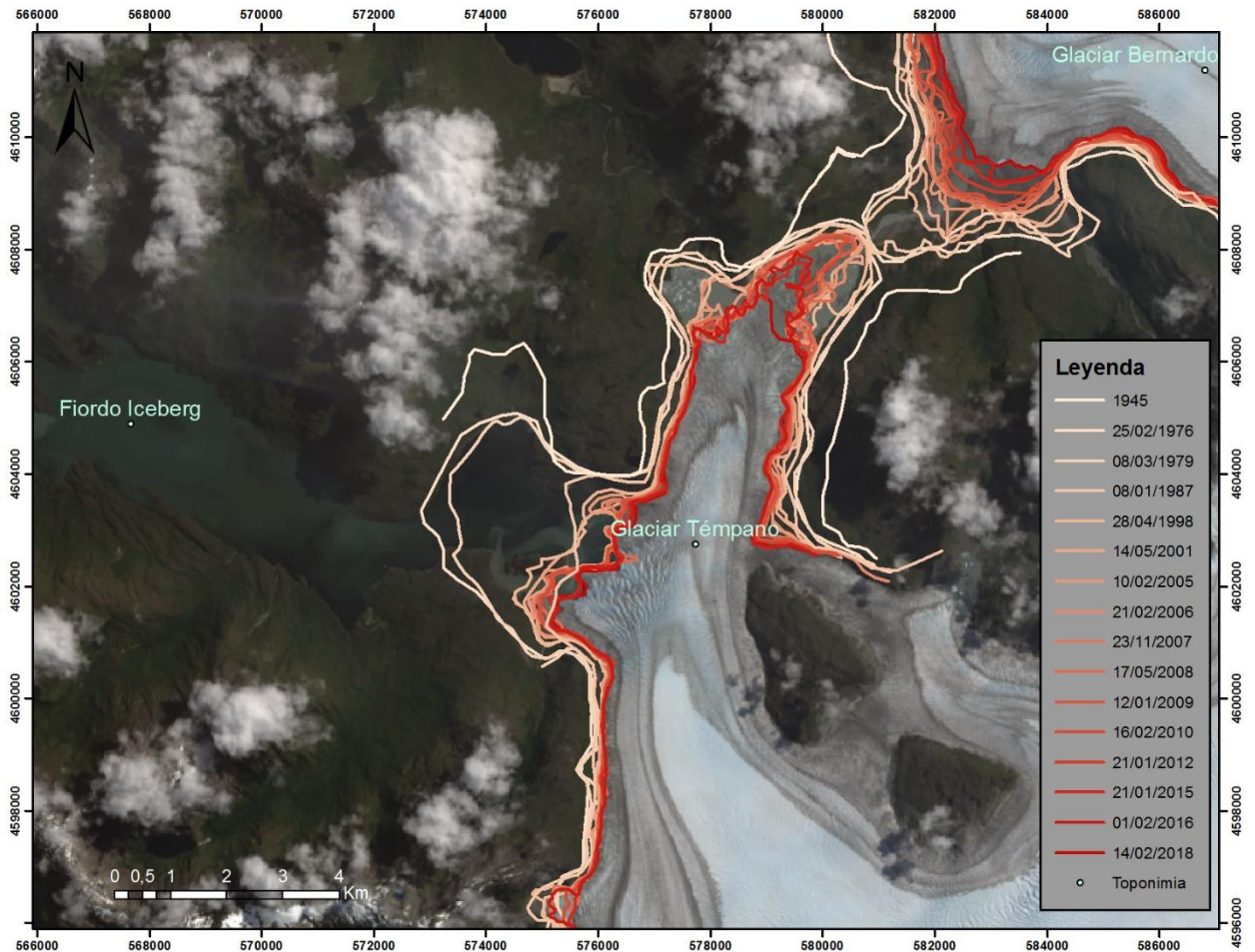


Figura 4.19. Mapa de los frentes glaciales anuales del glaciar Témpano entre los años 1945 y 2018.

En las variaciones anuales (figuras 4.20 y 4.21; tablas 4.2 y 4.3) se destaca que entre 1976-1979 existe un retroceso y desplazamiento lateral del frente, este desplazamiento varía entre la LT1 y LT2, para la primera alcanza los 363 [m] y tasa anual de 121 [m/año] (650 [m] a tasa anual promedio de 217 [m/año]) mientras que para la segunda es de 89 [m] a tasa anual 30 [m/año] (170 [m] a una tasa anual promedio de 57[m/año]).

Posteriormente, entre 1979-1987 se exhibe un retroceso general de todo el frente glacial, pero que varía fuertemente entre las lenguas terminales, ya que para LT1 el frente retrocede 2006 [m] a una tasa anual de 251 [m/año] (1115 [m] con tasa anual de 139 [m/año]) mientras que para LT2 solo son 150 [m] con una tasa anual de 19 [m/año] (50 [m] a tasa anual de 6 [m/año]). Luego entre 1987-1998 se observa que la dinámica del frente glacial es diferente entre LT1 y LT2, para la primera se mantiene el retroceso con 98 [m] a tasa anual de 9 [m/año] (284 [m] a tasa anual de 26 [m/año]) en tanto la LT2 no presenta movimiento relevante a la escala de trabajo, según el método AR (0 [m]) mientras que LC arroja un avance de 119 [m] con una tasa anual de 11 [m/año] como se puede observar en la tabla 4.2 y 4.3.

Para el siguiente periodo (1998-2001) tiene retroceso del frente para ambas lenguas terminales, la LT2 se desplaza 806 [m] a tasa anual de 269 [m/año] (106 [m] con tasa anual de 35 [m/año]) mientras que en la LT1 se mueve 145 [m] con tasa anual de 48 [m/año] (340 [m] a tasa anual de 113 [m/año]).

Después entre 2001-2007 se mantiene la tendencia de los frentes a retroceder alcanzando valores de 363 [m] con tasa anual de 61 [m/año] (791 [m] a tasa anual de 132 [m/año] para LT1 y 1093 [m] a una tasa anual de 182 [m/año] (604 [m] a una tasa anual de 101 [m/año]) para LT2. Luego entre 2007-2008 se registra un avance para la LT2 de 252 [m] (103 [m]) mientras que para LT1 se tiene un retroceso de 117 [m] (58 [m]). Posteriormente entre 2008-2009 para LT1 se registra un avance leve del frente de 63 [m] (166 [m]) mientras que LT2 presenta un retroceso leve de 35 [m] (68 [m]).

Finalmente, para el resto del rango considerado (2009-2018) en general se observa un retroceso general para LT1 de 292 [m] a una tasa anual promedio de 32 [m/año] (435 [m] a una tasa anual promedio de 48[m/año]) y para LT2 también se observa retroceso generalizado de 1324 [m] a una tasa anual promedio de 147 [m/año] (1838 [m] a una tasa anual de 204 [m/año]), con excepción entre 2015-2016 donde se tiene un avance de 125 [m] (108 [m] según la línea central) como se muestra en las tablas 4.2; 4.3 y figuras 4.20 y 4.21.

Tabla 4.2. Variaciones anuales del frente de la lengua terminal 1 (LT1) del glaciar Témpano, calculadas usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC[m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-451	-15	-834	-27
25/02/1976-08/03/1979	Retroceso leve y desplazamiento fuerte hacia el NE del frente	-650	-217	-363	-121
08/03/1979-08/01/1987	Retroceso fuerte del frente hacia el SE	-1116	-139	-2006	-251
08/01/1987-28/04/1998	Retroceso leve del frente con desplazamiento hacia el SE	-285	-26	-99	-9
28/04/1998-14/05/2001	Retroceso con desplazamiento hacia el SSE	-341	-114	-146	-49

14/05/2001-10/02/2005	Retroceso y desplazamiento hacia el SO del frente	-474	-119	-239	-60
10/02/2005-21/02/2006	Retroceso y desplazamiento lateral muy leve hacia SO del frente	-202	-202	-71	-71
21/02/2006-23/11/2007	Retroceso leve y desplazamiento hacia el ENE del frente	-115	-115	-55	-55
23/11/2007-17/05/2008	Retroceso y desplazamiento hacia el E del frente	-176	-176	-118	-235
17/05/2008-12/01/2009	Avance muy leve con desplazamiento hacia OSO	166	166	63	63
12/01/2009-16/02/2010	Retroceso muy leve y desplazamiento leve hacia el NNE del frente	-55	-55	-9	-9
16/02/2010-21/01/2012	Retroceso leve del frente	-4	-2	-47	-23
21/01/2012 - 21/01/2015	Retroceso del frente	-152	-51	-160	-53
21/01/2015-01/02/2016	Retroceso leve del frente con desplazamiento hacia OSO	-163	-163	-26	-26
01/02/2016-14/02/2018	Retroceso leve con desplazamiento hacia NE	-63	-32	-53	-27

Tabla 4.3. Variaciones anuales del frente de la lengua terminal 2 (LT2) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC[m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
25/02/1976-08/03/1979	Retroceso leve y desplazamiento hacia el NO del frente	-171	-57	-90	-30
08/03/1979-08/01/1987	Retroceso del frente	-50	-6	-151	-19
08/01/1987-28/04/1998	Avance del frente hacia el N	119	11	0	0
28/04/1998-14/05/2001	Retroceso y desplazamiento hacia el NO del frente	-107	-36	-804	-268
14/05/2001-10/02/2005	Retroceso hacia el SE	-155	-39	-189	-47
10/02/2005-21/02/2006	Avance del frente hacia el NE	15	15	-226	-226
21/02/2006-23/11/2007	Retroceso con desplazamiento del frente hacia el OSO	-465	-465	-679	-679
23/11/2007-17/05/2008	Avance del frente y desplazamiento hacia ENE	355	355	252	504
17/05/2008-12/01/2009	Retroceso y desplazamiento hacia ONO	-69	-69	-35	-35
12/01/2009-16/02/2010	Retroceso con desplazamiento hacia el O	-129	-129	-148	-148
16/02/2010-21/01/2012	Retroceso del frente con desplazamiento hacia SO	-164	-82	-127	-63
21/01/2012 - 21/01/2015	Retroceso fuerte del frente con desplazamiento hacia el SO	-683	-228	-603	-201
21/01/2015-01/02/2016	Avance con desplazamiento hacia NNE del frente	109	109	126	126

01/02/2016-14/02/2018	Retroceso del frente y desplazamiento hacia SSO del frente	-972	-486	-573	-287
-----------------------	--	------	------	------	------

A modo general, las figuras 4.20 y 4.21 muestran las variaciones frontales y las tasas de variación de las lenguas glaciales LT1 y LT2 del glaciar Témpano. Se tiene que la variación acumulada del frente presenta diferencias, la LT1 muestra una concentración del retroceso a finales del siglo pasado y no presenta grandes oscilaciones, mientras que LT2 mantiene un retroceso por todo el periodo de estudio y presenta diversas oscilaciones de la curva de variación acumulada. Al mismo tiempo, se tiene que las tasas de variación difieren en que para LT1 se observa solo tasas negativas que indican retroceso, solo presentando un periodo de avance (tasas positivas) 2008-2009, donde tales tasas negativas se concentran con mayor magnitud previo al periodo 2008-2009 alcanzando hasta 250 m de retroceso. En cambio, LT2 presenta tasas positivas y negativas de mayor magnitud alcanzando los 670 m en el periodo 2006-2007 y las tasas negativas que pasan los 200 m se mantienen hasta el final del periodo de estudio.

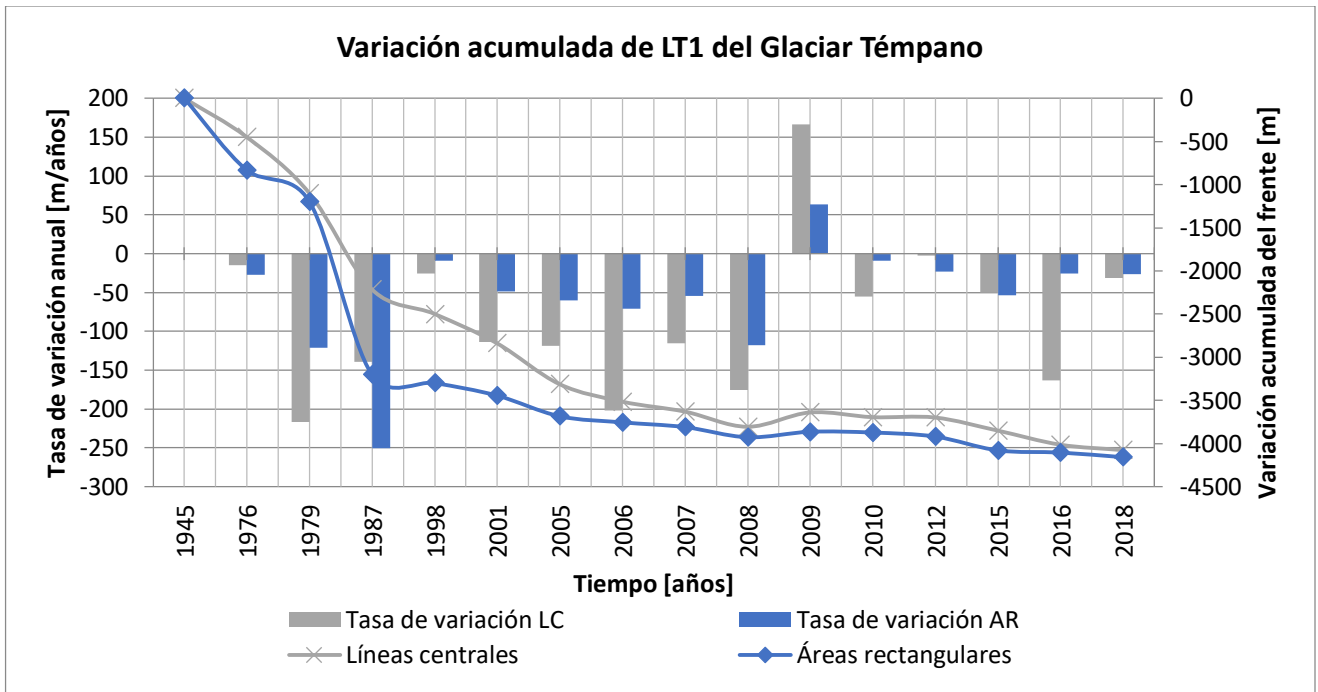


Figura 4.20. Se muestra la variación acumulada anual del frente de la lengua terminal 1 (LT1) del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método. El eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente, donde el cero corresponde a la variación del frente en el primer año considerado (1945).

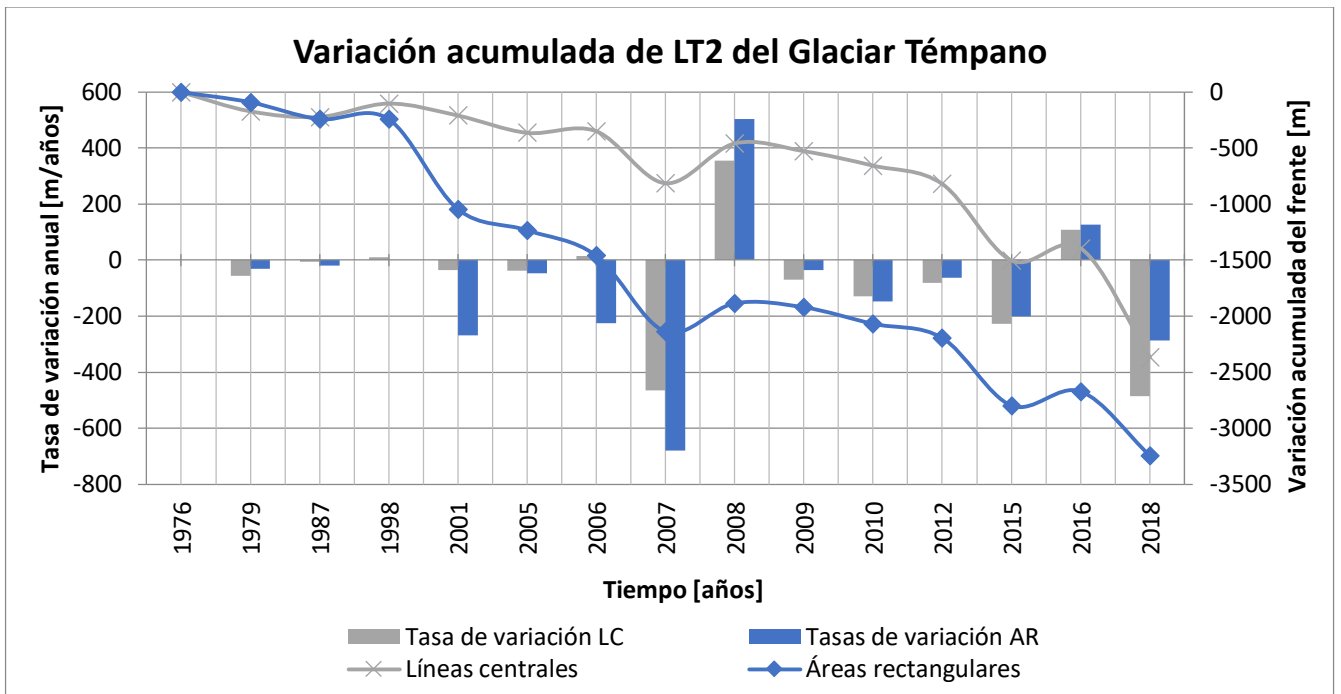


Figura 4.21. Se muestra la variación acumulada anual del frente de la lengua terminal 2 (LT1) del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método. El eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente, donde el cero corresponde a la variación del frente en el primer año considerado (1976).

4.1.2.3 Glaciar Occidental

A modo general, se observa una dinámica de retroceso constante como se puede observar en la figura 4.22. Se registra que la lengua terminal retrocede fuertemente en todo el periodo estudiado, llegando a marcar una diferencia de 6578 [m] a una tasa anual promedio de 90 [m/año] (7947 [m] a una tasa anual promedio de 109 [m/año]) siendo el glaciar de la zona de estudio con mayor retroceso de su frente (ver figura 4.24 y tabla 4.4).

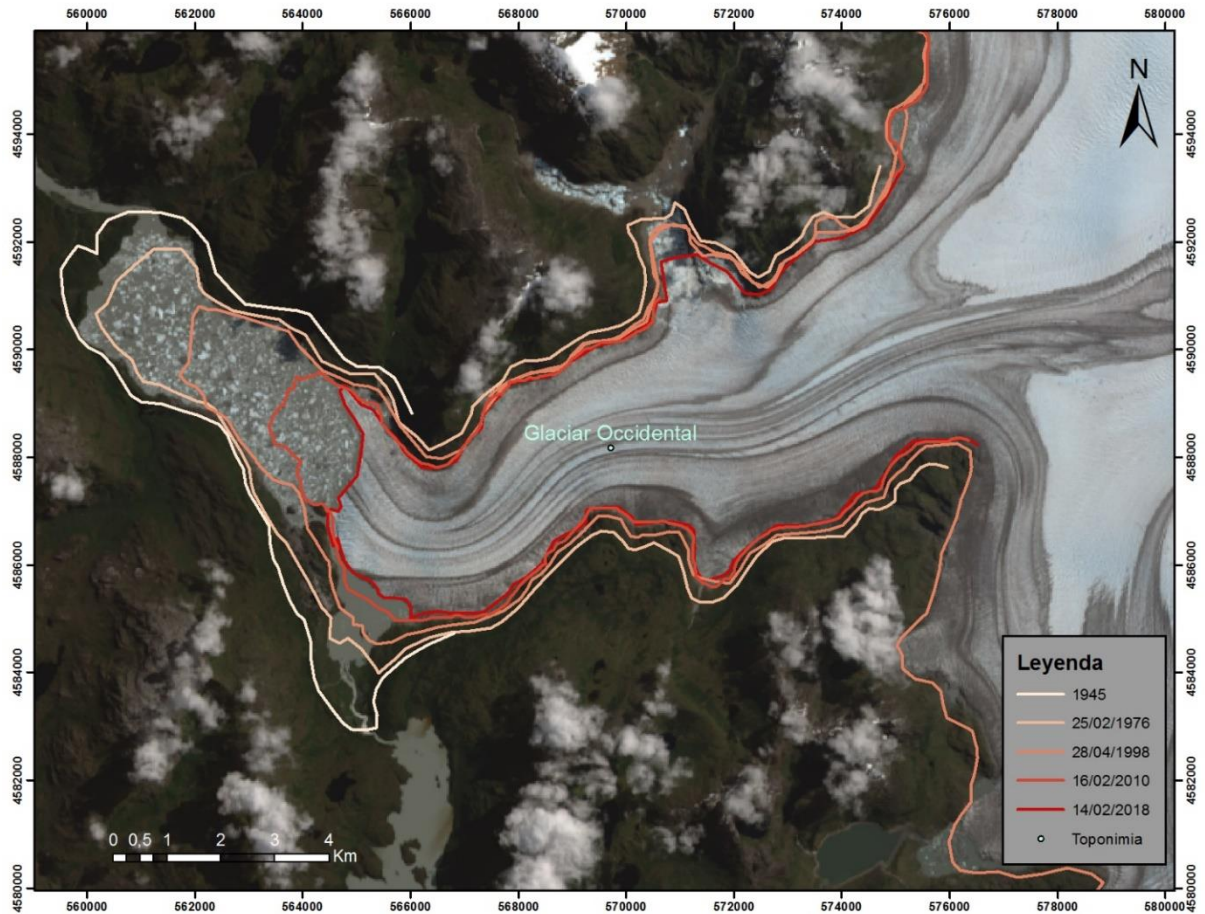


Figura 4.22. Mapa de frentes glaciales correspondientes a los años 1945, 1976, 1998, 2010 y 2018 del glaciar Occidental, con imagen satelital Landsat 8 con combinación de bandas RGB 432 (color real).

Durante el primer lapsus de tiempo, entre 1945 y 1976, se observa un retroceso del frente de 919 [m] a una tasa anual de 30 [m/año] (606 [m] a una tasa anual de 20 [m/año]). En el periodo 1976-1998 se exhibe un retroceso de la línea central (LC) del frente de 2141 [m] a una tasa anual promedio de 97 [m/año] (2005 [m] a tasa anual de 91 [m/año]). Luego, entre 1998-2010 se observa una diferencia de los frentes de 1948 [m] a tasa anual promedio de 162 [m/año] (2496 [m] a tasa anual promedio de 208 [m/año]). Finalmente, entre 2010-2018 se registra un retroceso menor, el cual alcanza los 1569 [m] a una tasa anual promedio de 196 [m/año] (2837 [m] a una tasa anual promedio de 355 [m/año]) de diferencia entre cada frente. Por tanto, de forma general, se tiene que hay un aumento de las tasas de variación que indican retroceso del frente glacial en los últimos años.

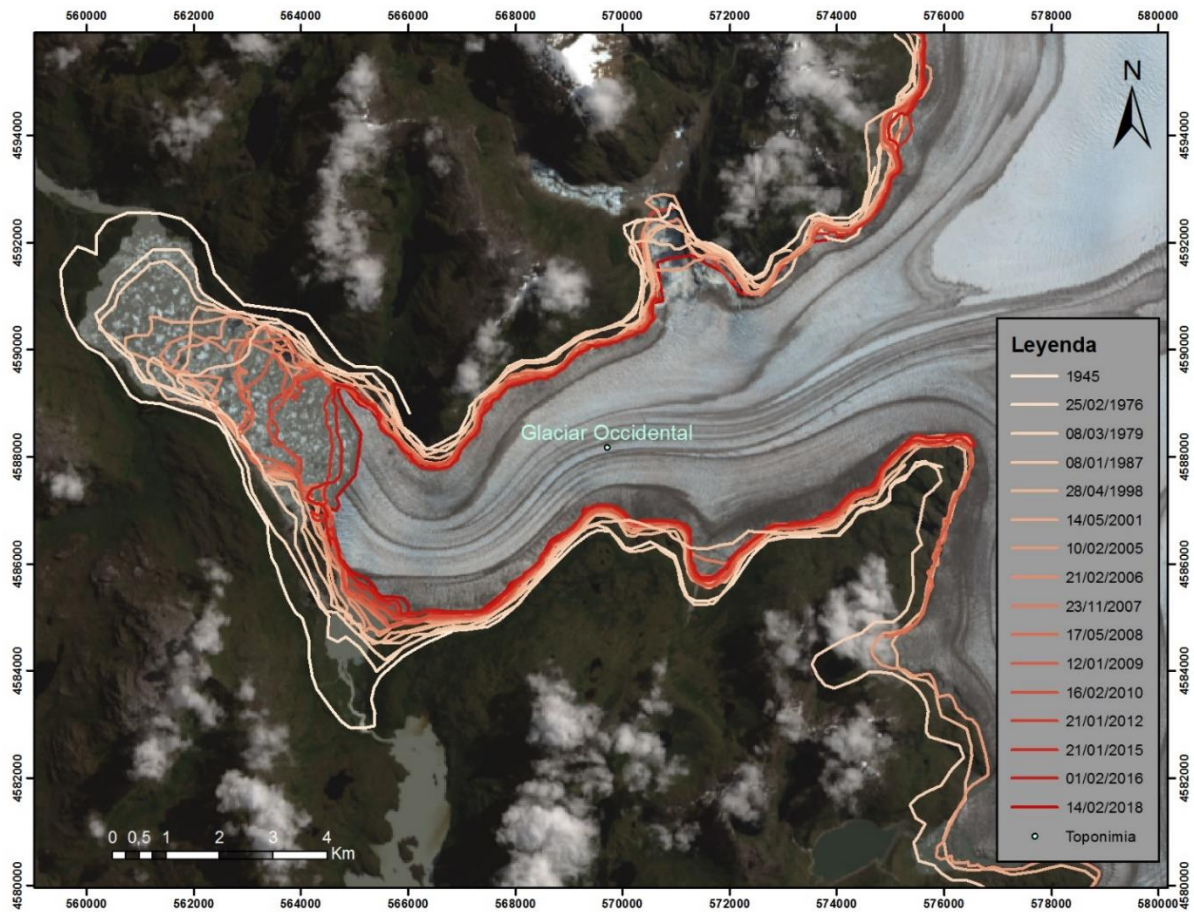


Figura 4.23. Mapa de los frentes glaciales anuales del glaciar Occidental entre los años 1945 y 2018.

En concreto, los cambios frontales que se observan en la tabla 4.4 y figura 4.24 se detallan a continuación. Para el periodo 1976-1979 se exhibe un retroceso más un desplazamiento de 339 [m] a una tasa anual promedio de 113 [m/año] (248 [m] a una tasa anual promedio de 83[m/año]) del frente. Seguido a esto, entre 1979-1987, se observa un fuerte retroceso con desplazamiento hacia el S-SO que alcanza los 1802 [m] a una tasa anual promedio de 225 [m/año] (351 [m] a una tasa anual de 44 [m/año]). Luego, para el periodo entre 1987-1998 se registra un avance registrado con el método LC de 1410 [m] con una tasa anual promedio de 128 [m/año], mientras que el método AR arroja un periodo de equilibrio. Este comportamiento se mantiene para el periodo siguiente entre 1998-2001 ya que se muestra un fuerte avance del frente hacia el O-NO que alcanza los 693 [m] a una tasa anual promedio de 231 [m/año] (1069 [m] a una tasa anual de 356 [m/año]). Posteriormente, entre 2001-2005 se observa un nuevo retroceso pronunciado con desplazamiento hacia el este que llega a los 802 [m] a una tasa anual promedio de 201 [m/año] (1405 [m] a una tasa anual de 351 [m/año]). Luego continúa el retroceso entre 2005-2006 cuya distancia alcanza los 179 [m] (167 [m]). En el periodo siguiente, 2006-2007, nuevamente se registra un fuerte retroceso del frente hacia el E-NE que alcanza los 679 [m] (1478 [m]). Después entre 2008-2010 se exhibe un nuevo periodo de retroceso general del frente que alcanza una distancia de 942 [m] a una tasa anual promedio de 471 [m/año] (1355 [m] a una tasa anual promedio de 678 [m/año]).

Finalmente, desde el 2010 hasta el 2018 se tiene solo retroceso del frente, que varía por periodo ya que entre 2010-2012 solo se tienen 22 [m] cuya tasa anual es de 11 [m/año] de retroceso (método LC indica un avance de 55 [m] cuya tasa es 25 [m/año]), luego este aumenta sustancialmente entre 2012-2015 con un regreso de 989 [m] a una tasa anual promedio de 330 [m/año] (742 [m] a una tasa anual de 247 [m/año]) del frente, luego entre 2015-2016 se tienen 127 [m] (255 [m]) de retroceso y por último entre 2016-2018 se observa un retroceso de 431 [m] a una tasa anual promedio de 216 [m/año] (1784 [m] a una tasa anual promedio de 892 [m/año]).

Tabla 4.4. Variaciones anuales del frente del glaciar Occidental, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC[m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-606	-20	-919	-30
25/02/1976-08/03/1979	Retroceso del frente con desplazamiento hacia el S	-244	-81	-339	-113
08/03/1979-08/01/1987	Retroceso fuerte del frente con desplazamiento hacia el SSO	-351	-44	-1802	-225
08/01/1987-28/04/1998	Avance muy leve del frente con desplazamiento hacia el SE	-1411	-128	0	0
28/04/1998-14/05/2001	Avance fuerte del frente con desplazamiento hacia ONO	1070	357	693	231
14/05/2001-10/02/2005	Retroceso fuerte del frente con desplazamiento hacia el E	-1406	-351	-803	-201
10/02/2005-21/02/2006	Avance del frente, poco desplazamiento hacia el ONO	733	733	-180	-180
21/02/2006-23/11/2007	Retroceso fuerte del frente con desplazamiento hacia ENE de la LC	-1479	-1479	-680	-680
23/11/2007-17/05/2008	Retroceso leve y desplazamiento hacia NNO del frente	-60	-60	-36	-72
17/05/2008-12/01/2009	Retroceso del frente con desplazamiento hacia el SSE	-785	-785	-433	-433
12/01/2009-16/02/2010	Retroceso fuerte del frente glacial, desplazamiento hacia el ESE	-571	-571	-510	-510
16/02/2010-21/01/2012	Retroceso leve con desplazamiento hacia el SE	-55	-28	-22	-11
21/01/2012 - 21/01/2015	Retroceso fuerte del frente con desplazamiento hacia el ESE	-742	-247	-989	-330
21/01/2015-01/02/2016	Retroceso y desplazamiento leve del frente hacia el NE	-256	-256	-127	-127
1/02/2016-14/02/2018	Retroceso con desplazamiento del frente del glaciar hacia SSO	-1784	-892	-431	-216

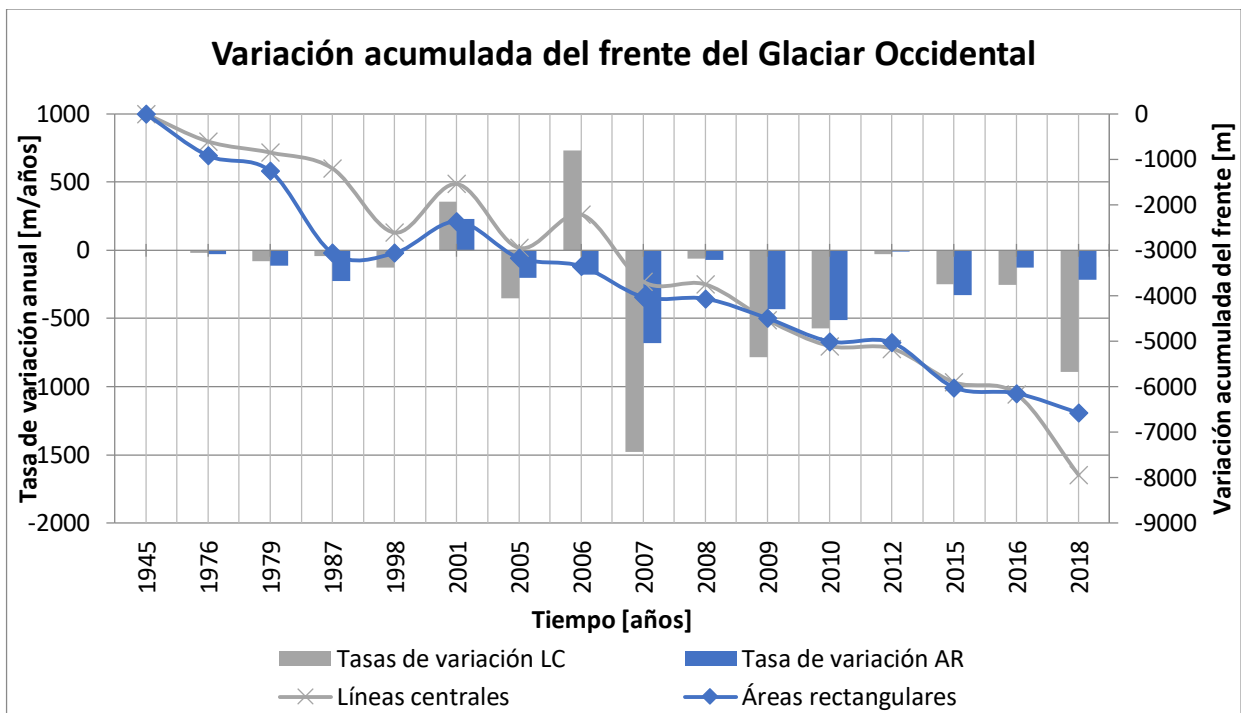


Figura 4.24. Se muestra la variación acumulada anual del frente de la lengua terminal 2 (LT1) del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método. El eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente, donde el cero corresponde a la variación del frente en el primer año considerado (1945).

4.1.3 Dinámica trienal del frente glacial

A modo general se tienen diferencias en las magnitudes de los retrocesos tanto en el inicio como en el final del periodo considerado, para el último trienio (2015-2018) el mayor retroceso del frente lo tiene el glaciar Bernardo en comparación a los otros, incluso cuando el glaciar Occidental es el que más ha retrocedido en el periodo total considerado (1945-2018). Se detallan los cambios frontales en trienios enunciando las variaciones frontales, mientras que las tasas de variación se pueden encontrar en las tablas 4.5 a 4.8.

4.1.3.1 Glaciar Bernardo

A continuación, se muestra el registro de los frentes glaciales para el glaciar Bernardo en trienios (ver figura 4.25) considerados dentro de la disponibilidad de imágenes satelitales para la zona de estudio.

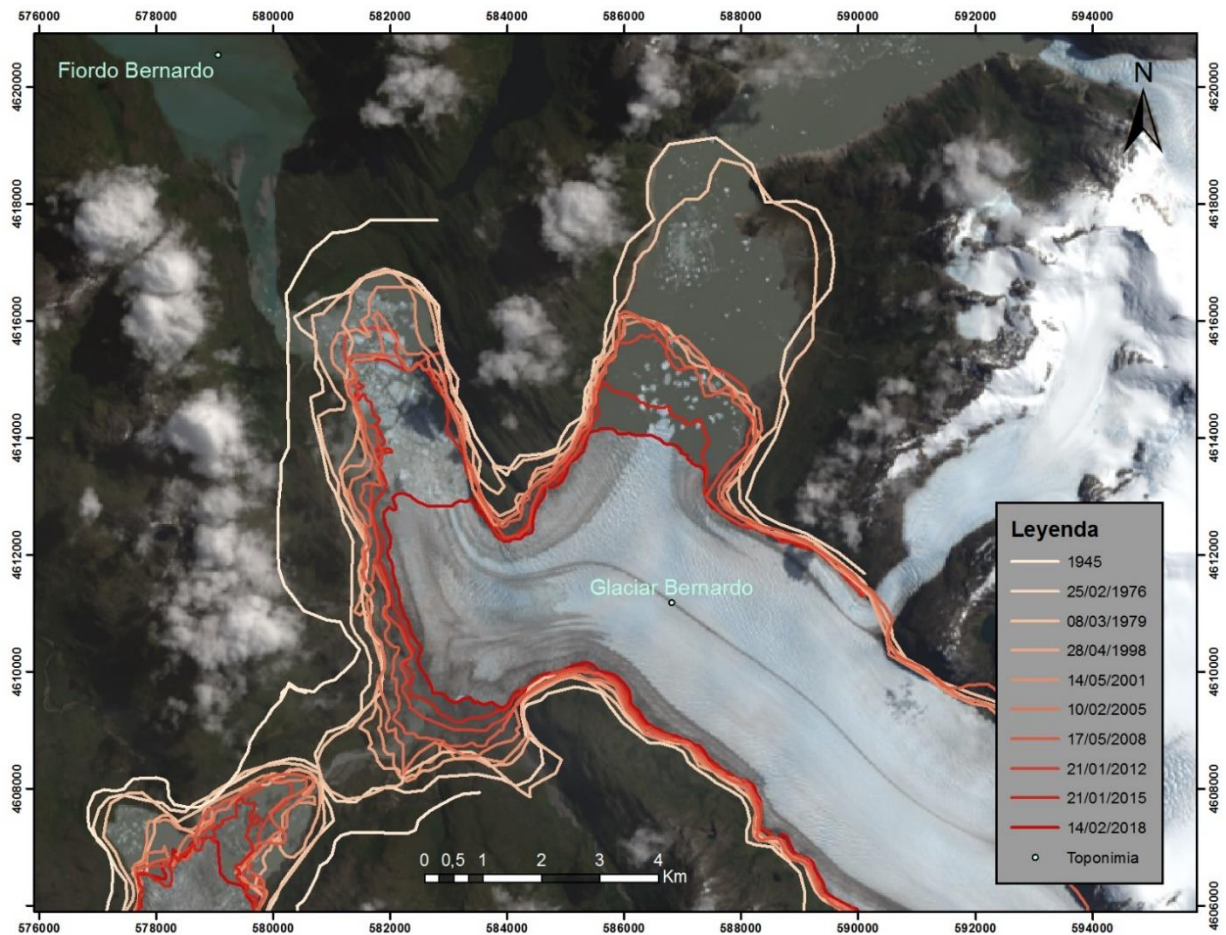


Figura 4.25. Mapa de los frentes glaciales trienales del glaciar Bernardo entre los años 1945 y 2018.

Como lo muestra la tabla 4.5 y figura 4.26 en los primeros tres años del rango estudiado existe un retroceso y desplazamiento en dirección NE del frente que llega a los 327 [m] (657 [m]). Posteriormente en los trienios entre 1998-2008 se registra un retroceso del frente de 1442 [m] (1564 [m]) luego en el trienio siguiente disponible (entre 2008-2012) se observa una dinámica de avance del frente glacial que llega a los 418 [m] (620 [m]). Finalmente, entre 2012-2015 y 2015-2018 se registran retrocesos de 566 [m] (470 [m]) y 2231 [m] (2726 [m]) respectivamente siendo el periodo con mayor retroceso del frente glacial del glaciar Bernardo.

Tabla 4.5. Variaciones trienales del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de la dinámica observada respecto al método LC	Distancia Método LC[m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-1051	-34	-897	-29
25/02/1976-08/03/1979	Retroceso en dirección NE del frente	-658	-219	-327	-41

28/04/1998-14/05/2001	Retroceso en dirección SSO del frente	-799	-266	-346	-115
14/05/2001-10/02/2005	Retroceso en dirección SE del frente	-767	-192	-755	-189
10/02/2005-17/05/2008	Avance leve en dirección NO del frente	86	29	-341	-114
17/05/2008-21/01/2012	Avance en dirección NO del frente	535	134	418	105
21/01/2012-21/01/2015	Retroceso en dirección del frente	-471	-157	-567	-189
21/01/2015-14/02/2018	Retroceso en dirección SE del frente	-2727	-909	-2232	-744

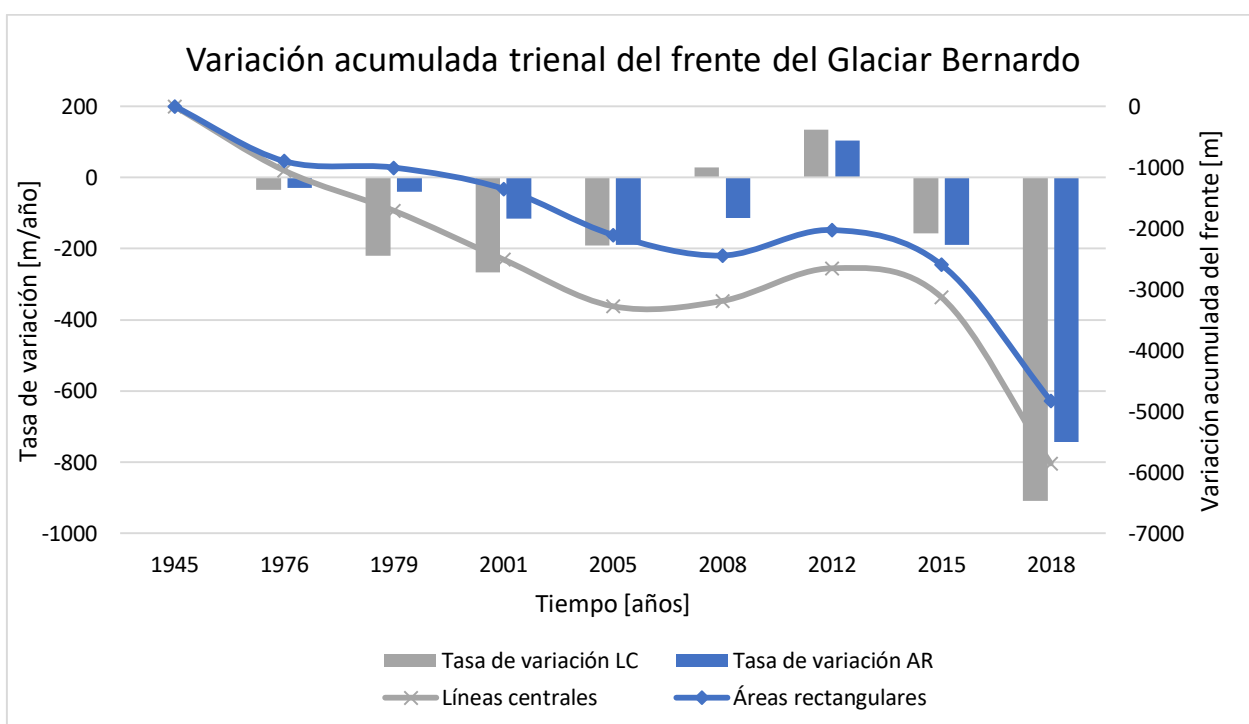


Figura 4.26. Se muestra la variación acumulada trienal del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método, las cuales se calcularon con la diferencia entre una fecha y la anterior dividida por la cantidad de años entre ellas. Donde el eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente.

4.1.3.2 Glaciar Témpano

A continuación, se muestra el registro de los frentes glaciales para el glaciar Témpano en trienios (ver Figura 4.27) considerados dentro de la disponibilidad de imágenes satelitales para la zona de estudio.

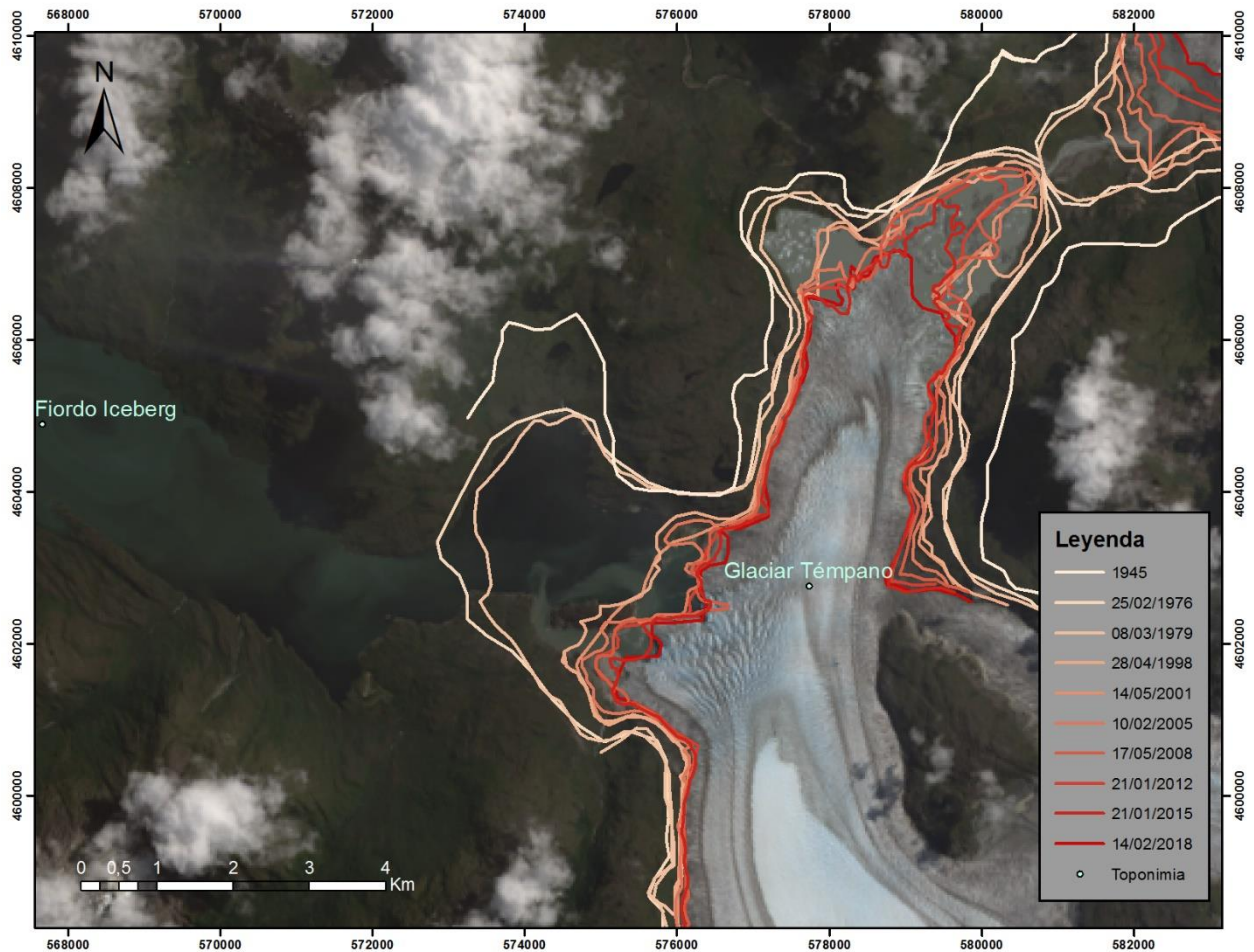


Figura 4.27. Mapa de los frentes glaciales trienales del glaciar Témpano entre los años 1945 y 2018.

Como se puede observar en la tabla 4.6 y 4.7 (figuras 4.28 y 4.29) durante el primer trienio se tiene un retroceso y desplazamiento del frente de la LT1 y LT2, siendo el primero de 363 [m] (650 [m]) mientras que el segundo fue de 89 [m] (170 [m]). Esta dinámica se mantiene para la LT1 para los trienios considerados hasta el año 2008 alcanzando retroceso de 627 [m]. Luego en el trienio 2008-2012 se tiene un leve avance del frente de 7,5 [m] y posteriormente se vuelve a la dinámica de retroceso, pero a menor velocidad entre 2012-2018 alcanzando solo 238 [m] de retroceso. Para LT2 se observa que mantiene un retroceso en todo el periodo estudiado, destacando algunos periodos de mayor magnitud de retroceso como 1998-2001 donde retrocedió 803 [m], entre 2005-2008 fue de 652 [m] y entre 2012-2015 que alcanzó los 603 [m].

Tabla 4.6. Variaciones trienales del frente de la lengua terminal 1 (LT1) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC[m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-451	-15	-834	-27

25/02/1976-08/03/1979	Retroceso y desplazamiento hacia el NE del frente	-650	-217	-363	-121
28/04/1998-14/05/2001	Retroceso leve con desplazamiento hacia el SSE	-341	-114	-146	-49
14/05/2001-10/02/2005	Retroceso y desplazamiento hacia el SO del frente	-474	-119	-239	-60
10/02/2005-17/05/2008	Retroceso hacia el ENE del frente	-375	-125	-243	-81
17/05/2008-21/01/2012	Avance leve y desplazamiento del frente hacia el OSO	127	32	8	2
21/01/2012-21/01/2015	Retroceso y desplazamiento del frente hacia el SE	-156	-52	-160	-53
21/01/2015-14/02/2018	Retroceso leve y desplazamiento del frente hacia el OSO	-159	-53	-79	-26

Tabla 4.7. Variaciones trienales del frente de la lengua terminal 2 (LT2) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC[m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
25/02/1976-08/03/1979	Retroceso leve y desplazamiento hacia el NO del frente	-171	-57	-90	-30
28/04/1998-14/05/2001	Retroceso fuerte hacia el NO del frente	-107	-36	-804	-268
14/05/2001-10/02/2005	Retroceso hacia el SE del frente	-155	-39	-189	-47
10/02/2005-17/05/2008	Retroceso y desplazamiento del frente hacia el NE.	-96	-32	-653	-218
17/05/2008-21/01/2012	Retroceso y desplazamiento del frente hacia el SO	-322	-80	-309	-77
21/01/2012-21/01/2015	Retroceso fuerte del frente con desplazamiento de la LC hacia el SO	-683	-228	-603	-201
21/01/2015-14/02/2018	Retroceso con desplazamiento hacia el SSO del frente	-875	-292	-448	-149

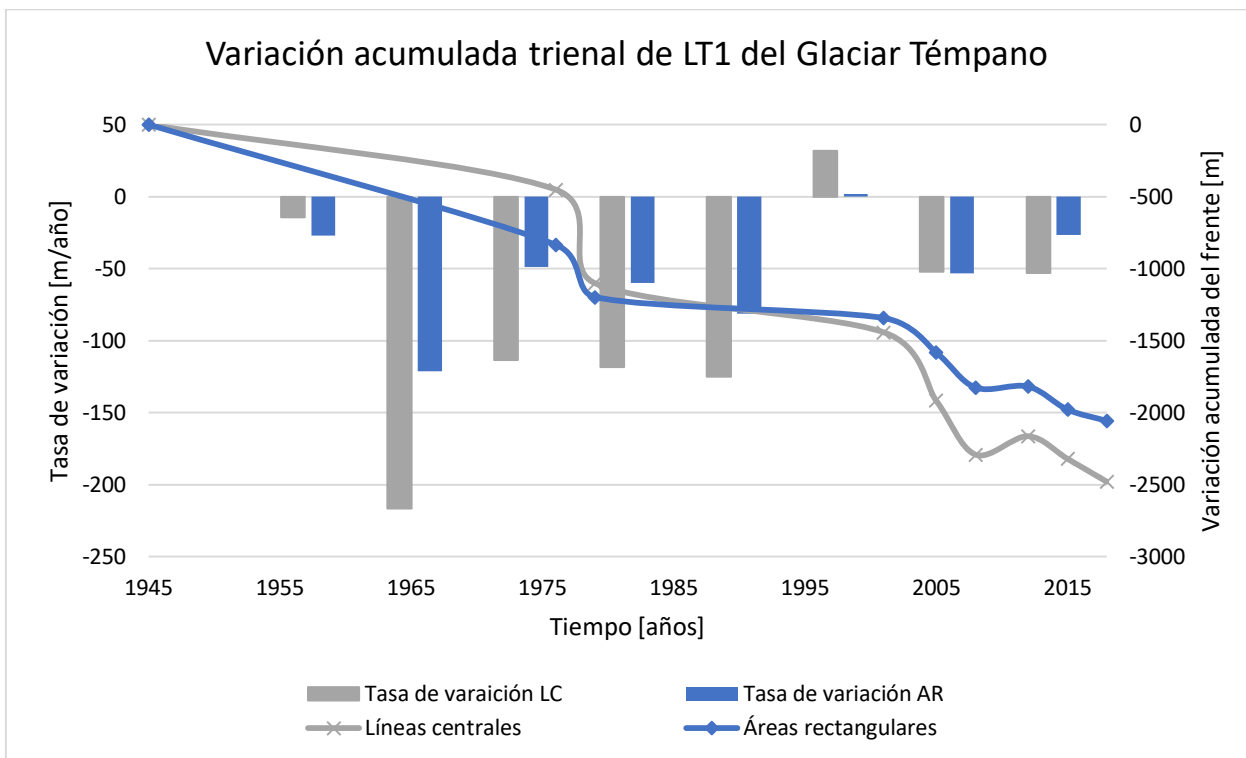


Figura 4.28. Se muestra la variación acumulada trienal del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.

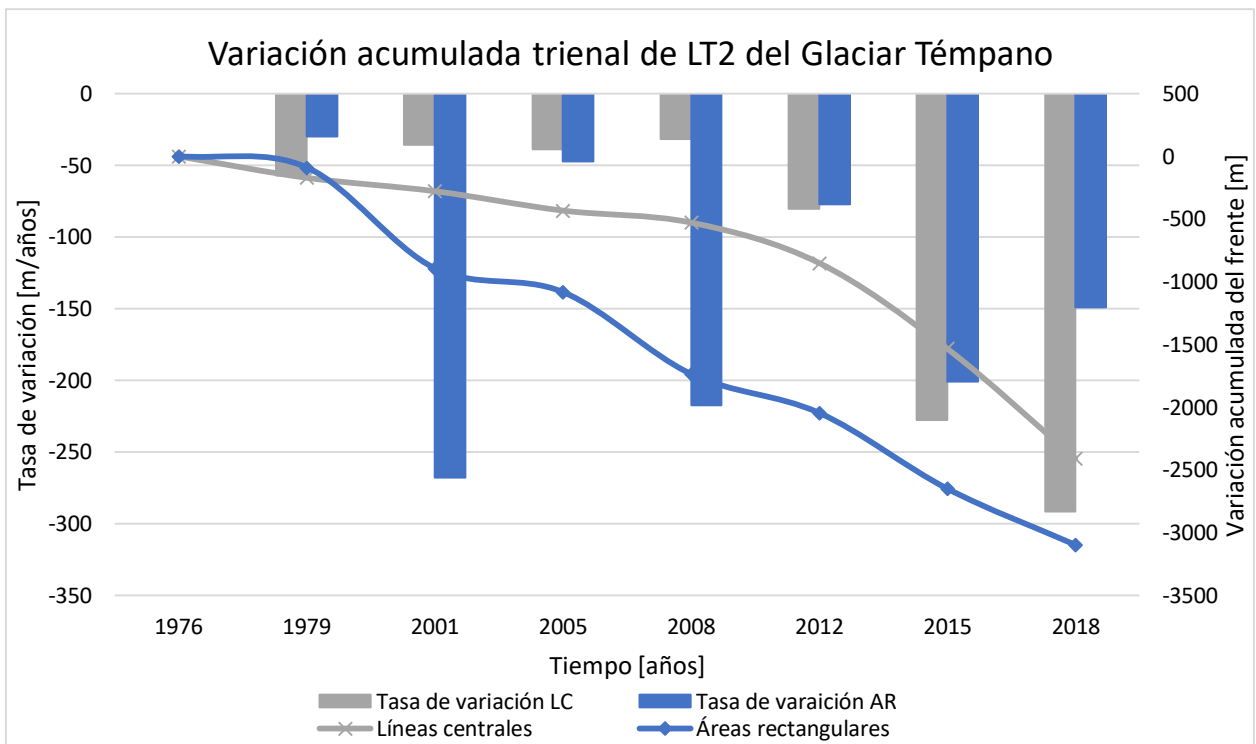


Figura 4.29. Se muestra la variación acumulada trienal del frente de la lengua terminal 2 del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.

4.1.3.3 Glaciar Occidental

A continuación, se muestra el registro de los frentes glaciales para el glaciar Occidental en trienios (ver Figura 4.30) considerados dentro de la disponibilidad de imágenes satelitales para la zona de estudio.

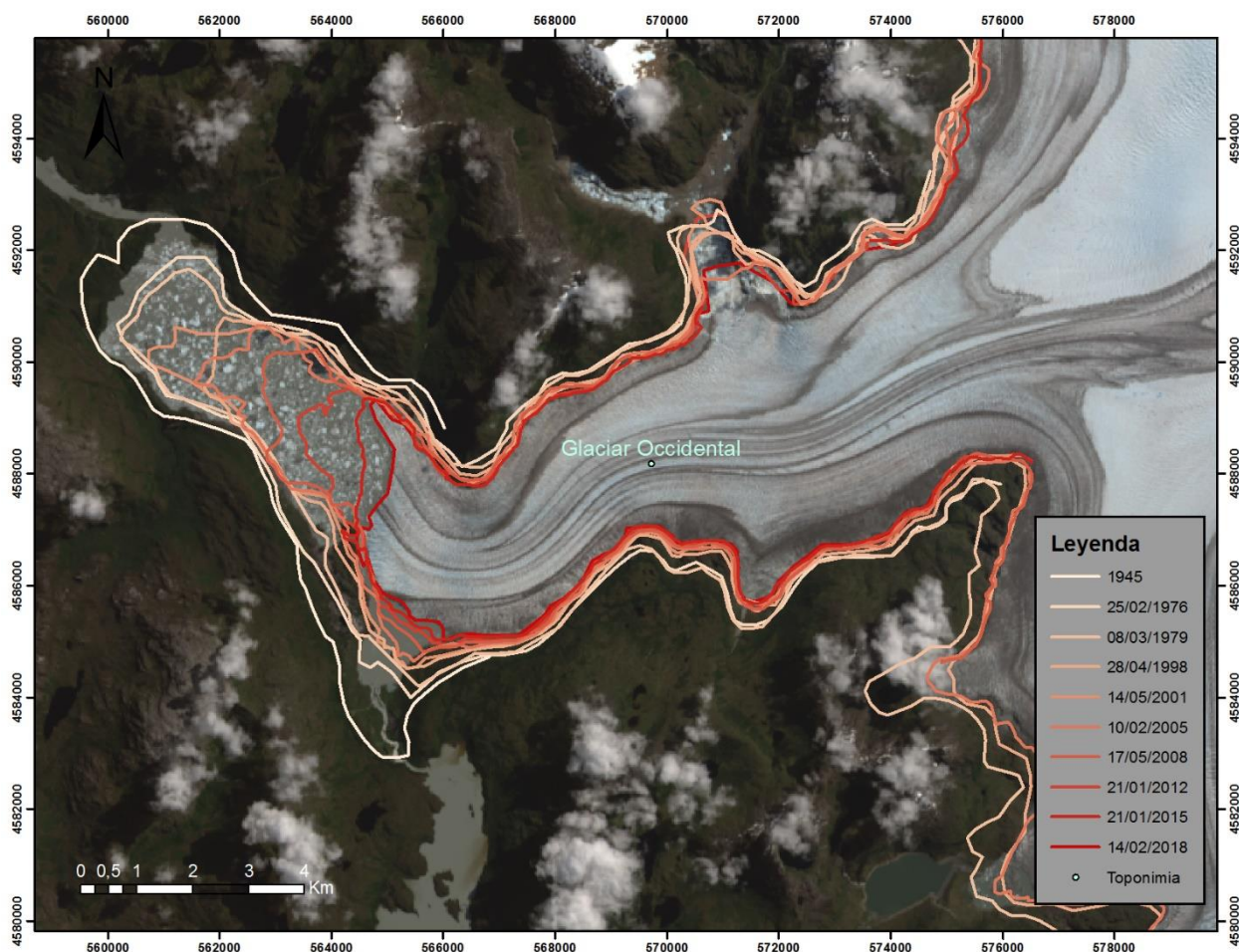


Figura 4.30. Mapa de los frentes glaciales trienales del glaciar Occidental entre los años 1945 y 2018.

A escala de tiempo trienal, se tiene como resultado una dinámica de retroceso generalizado con un periodo de avance. El periodo entre 1976-1979, exhibe un retroceso de 339 [m] (243 [m]) la lengua terminal de este glaciar. Luego en el próximo trienio considerado (1998-2001) se registra un avance del frente que alcanza los 693 [m] (1069 [m]). Posterior a esto se vuelve a una dinámica de retroceso que se mantiene en el tiempo desde 2001-2018, presentando su mayor retroceso durante el periodo 2012-2015, el cual llegó a 989 [m]. de regreso del frente glacial (ver tabla 4.8 y figura 4.31)

Tabla 4.8. Variaciones trienales del frente del glaciar Occidental, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC [m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-606	-20	-919	-30
25/02/1976-08/03/1979	Retroceso de la LC del frente hacia el S	-244	-81	-339	-113
28/04/1998-14/05/2001	Avance en dirección ONO de la LC del frente	1070	357	693	231
14/05/2001-10/02/2005	Retroceso hacia el E de la LC del frente	-1406	-351	-803	-201
10/02/2005-17/05/2008	Retroceso hacia el E de la LC del frente	-748	-249	-896	-299
17/05/2008-21/01/2012	Retroceso hacia el SE de la LC del frente	-1220	-305	-965	-241
21/01/2012-21/01/2015	Retroceso hacia el ESE de la LC del frente	-742	-247	-989	-330
21/01/2015-14/02/2018	Retroceso hacia el SSE de la LC del frente	-1587	-529	-558	-186

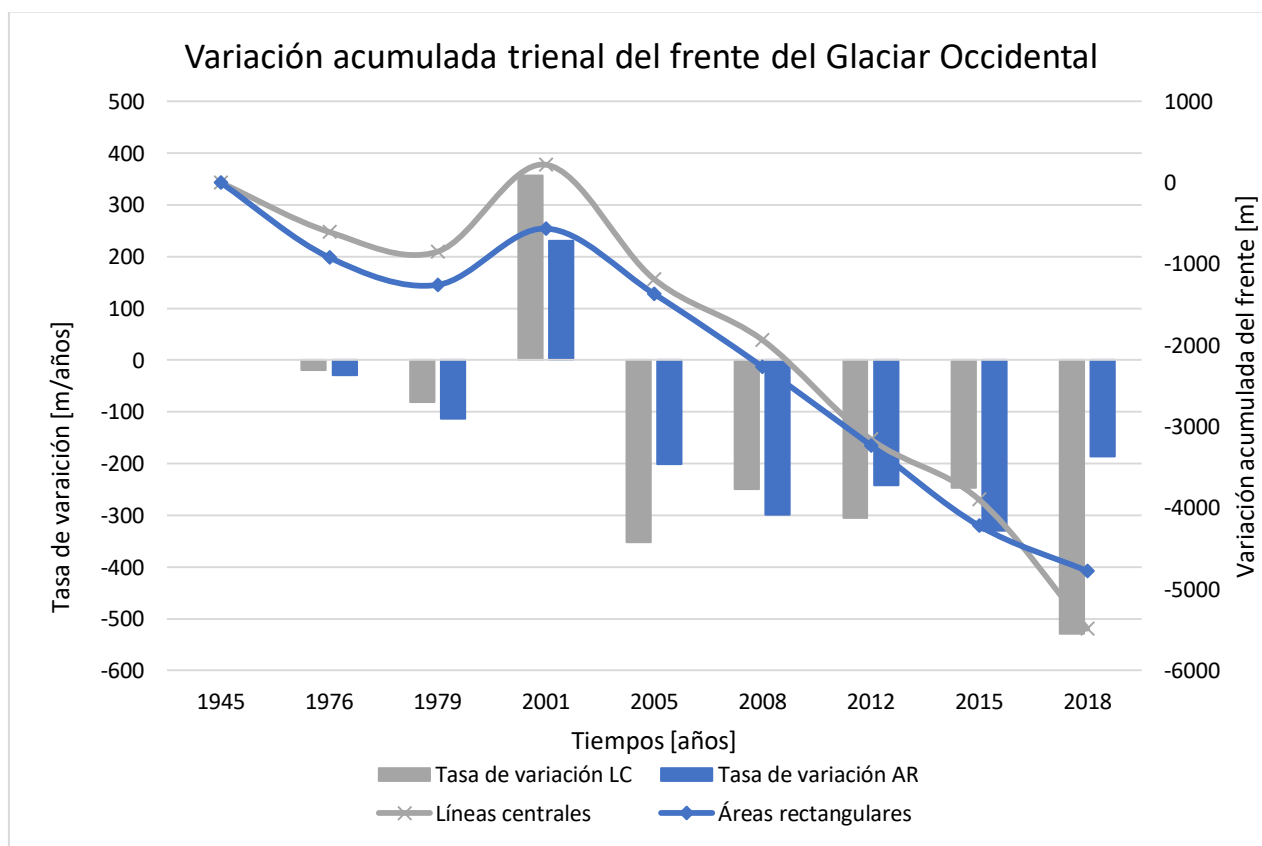


Figura 4.31. Se muestra la variación acumulada trienal del frente de la lengua terminal del glaciar Occidental comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.

4.1.4 Dinámica decenal del frente glacial

De forma general, se tienen diferentes dinámicas entre los glaciares de la zona de estudio, como, por ejemplo, en la primera década estudiada (1976-1987) se observan retrocesos muy leves para los glaciares Bernardo y Témpano mientras que el glaciar Occidental presenta un retroceso fuerte. También se tienen diferencias en la dinámica de las lenguas terminales en un mismo glaciar. Se detallan los cambios frontales en trienios enunciando las variaciones frontales, mientras que las tasas de variación se pueden encontrar en las tablas 4.9 a 4.12.

4.1.4.1 Glaciar Bernardo

A continuación, se muestra el registro de los frentes glaciales para el glaciar Bernardo a escala de decenios (ver Figura 4.32) considerados dentro de la disponibilidad de imágenes satelitales para la zona de estudio.

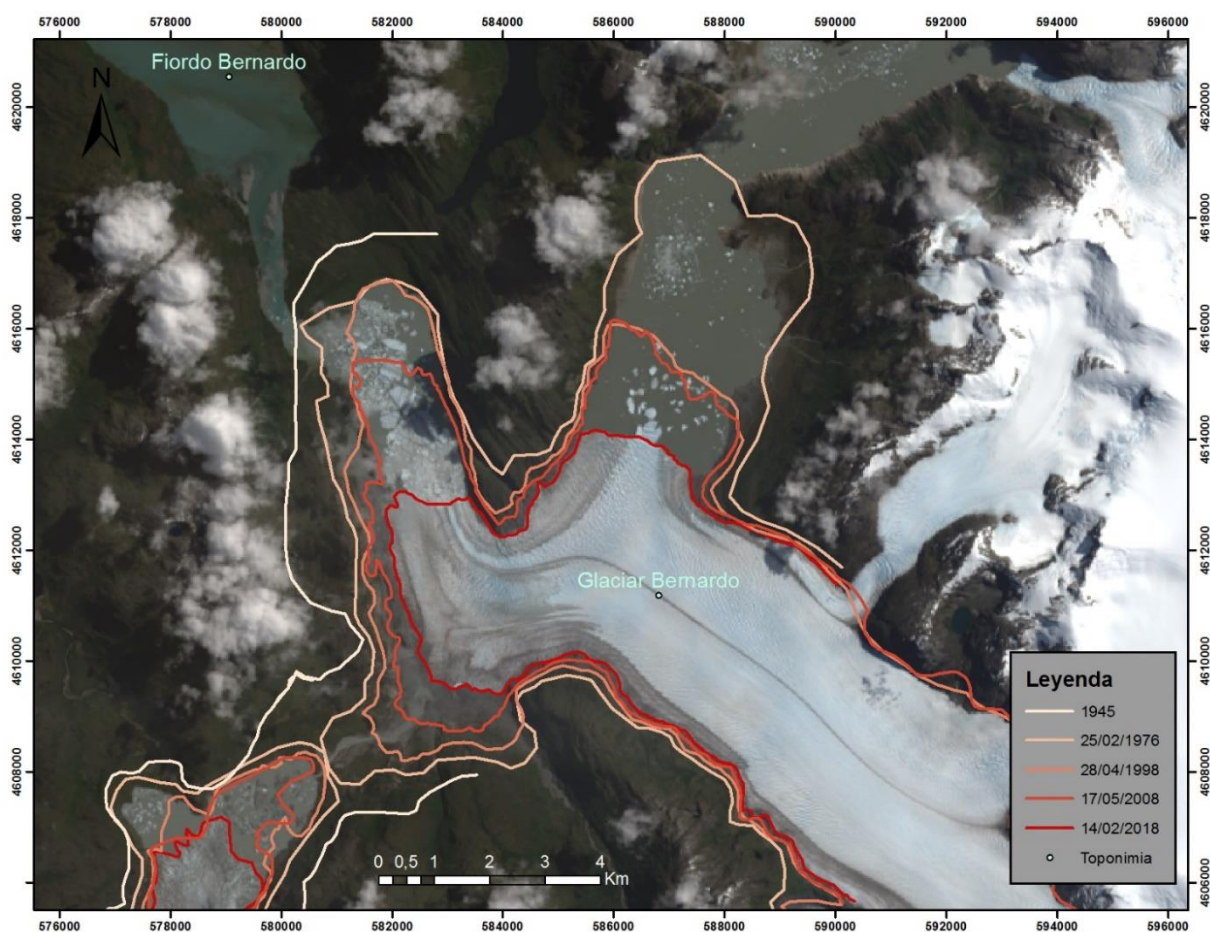


Figura 4.32. Mapa de los frentes glaciales decenales del glaciar Bernardo entre los años 1945 y 2018.

En la figura 4.33 y tabla 4.9 se puede observar cómo es la dinámica de del frente glacial en las diferentes décadas estudiadas. Para el periodo 1976-1987 se tiene una dinámica de retroceso del frente de la LT1 de 433 [m] (296 [m]) hacia el S-SE. En la siguiente década (1987-1998) se registra una dinámica distinta del frente glacial en equilibrio (445 [m] método LC presenta un avance) hacia el N-NE. Desde 1998 hasta el presente se vuelve a una dinámica de retroceso del frente glacial, la cual entre 1998-2008 llegó a retroceder 1442 [m] (1392 [m]) la LT1. En tanto, entre 2008-1998 el frente ha retrocedido 2379 [m] (2729 [m]) casi el doble de distancia que ha cedido el frente de esta lengua terminal. Esto indicaría la mantención y creciente aumento de una dinámica de retroceso del Glaciar Bernardo desde al menos el año 1998.

Tabla 4.9. Variación decenal del frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC [m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-1051	-34	-897	-29
25/02/1976-08/01/1987	Retroceso en dirección SSE del frente	-1161	-106	-434	-39
08/01/1987-28/04/1998	Avance muy leve en dirección NNE del frente	445	40	0	0
28/04/1998-17/05/2008	Retroceso en dirección SSE del frente	-1686	-169	-1443	-144
17/05/2008-14/02/2018	Retroceso en dirección SSE del frente	-3028	-303	-2380	-238

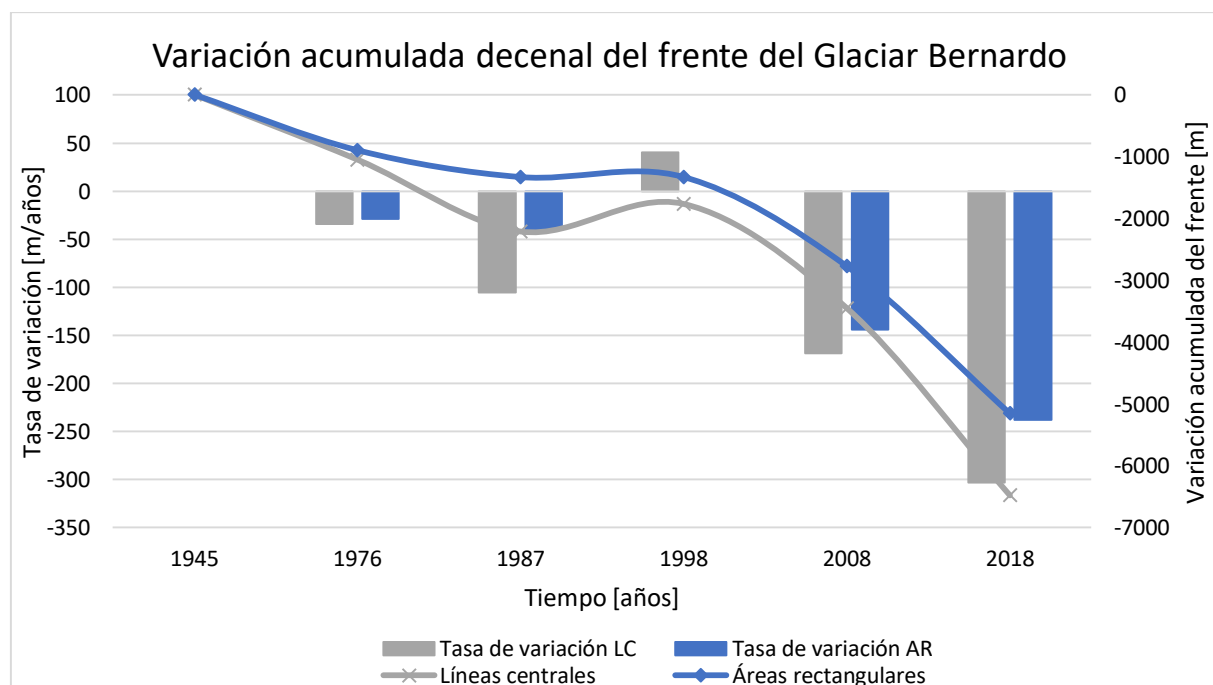


Figura 4.33. Se muestra la variación acumulada decenal de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas

de variación calculadas con cada método, las cuales se calcularon con la diferencia entre una fecha y la anterior dividida por la cantidad de años entre ellas. Donde el eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente.

4.1.4.2 Glaciar Témpano

Los cambios a escala de decenios en el frente del glaciar Témpano como se puede observar en la Figura 4.34.

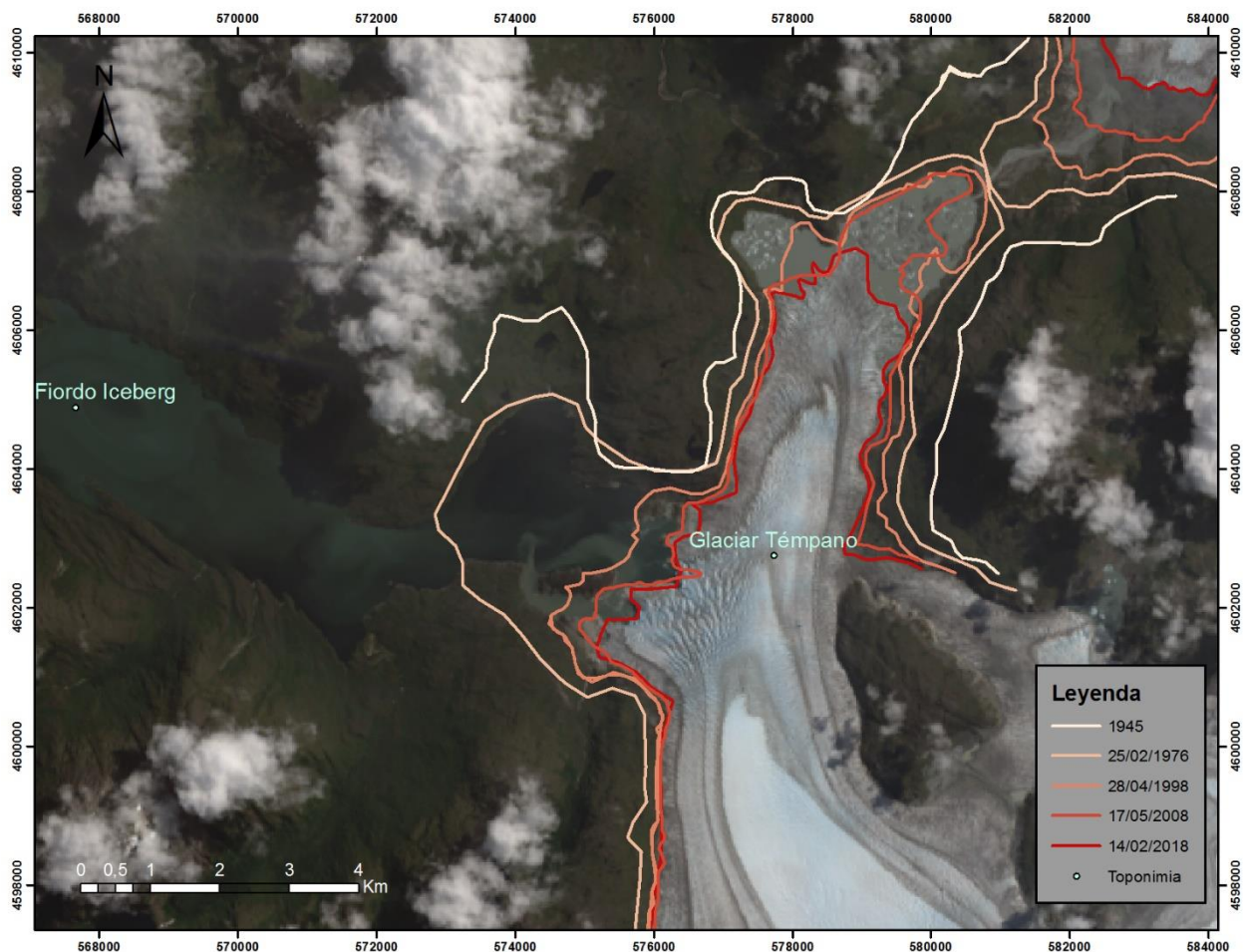


Figura 4.34. Mapa de los frentes glaciales decenales del glaciar Témpano entre los años 1945 y 2018.

A escala de decenios se puede observar tanto en las figuras 4.35; 4.36 y en las tablas 4.10; 4.11 que existen leves diferencias en cuanto a la dinámica de LT1 y LT2. En específico, entre 1976-1987, se registra un retroceso de 2369 [m] (1115 [m]) para LT1 mientras que para LT2 se estimó un retroceso de 240 [m] (179 [m]) los cuales difieren fuertemente en magnitud. A su vez, entre 1987-1998, se tiene que tanto LT1 como LT2 continúan retrocediendo, pero la primera no presenta movimiento y 98 [m] para la segunda. Luego en los periodos 1998-2008 y 2008-2018 se observó

un retroceso del frente para LT2, el primero siendo de 1645 [m] (157 [m]) y el segundo de 1360 [m] (1846 [m]). Mientras que para LT1 se observa un retroceso de menor magnitud para estos mismos decenios, siendo 628 [m] (661 [m]) entre 1998-2008 y 231 [m] (177 [m]) de retroceso del frente glacial. Por tanto, se destaca que la evolución de la dinámica es diferente para las lenguas terminales 1 y 2. La LT1 comienza en su primer decenio con la concentración del retroceso (2369 [m]) y termina en el último decenio con retrocesos de menor magnitud (231 [m]). Por el contrario, LT2 exhibe en su primer decenio un retroceso de 240 [m] y termina con el aumento del retroceso que alcanza los 1360 en el último decenio.

Tabla 4.10. Variación decenal del frente de la lengua terminal 1 (LT1) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC [m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-451	-15	-834	-27
25/02/1976-08/01/1987	Retroceso fuerte del frente glacial	-1116	-101	-2369	-215
08/01/1987-28/04/1998	Retroceso leve con desplazamiento de la LC del frente hacia el SE	-285	-26	-99	-9
28/04/1998-17/05/2008	Retroceso y desplazamiento lateral del frente	-661	-66	-628	-63
17/05/2008-14/02/2018	Retroceso del frente glacial	-178	-18	-231	-23

Tabla 4.11. Variación decenal del frente de la lengua terminal 2 (LT2) del glaciar Témpano, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC [m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
25/02/1976-08/01/1987	Retroceso leve y desplazamiento del frente hacia el NO	-180	-16	-241	-22
08/01/1987-28/04/1998	Avance leve del frente hacia el N	119	11	0	0
28/04/1998-17/05/2008	Retroceso leve del frente	-157	-16	-1645	-165
17/05/2008-14/02/2018	Retroceso fuerte del frente glacial	-1847	-185	-1360	-136

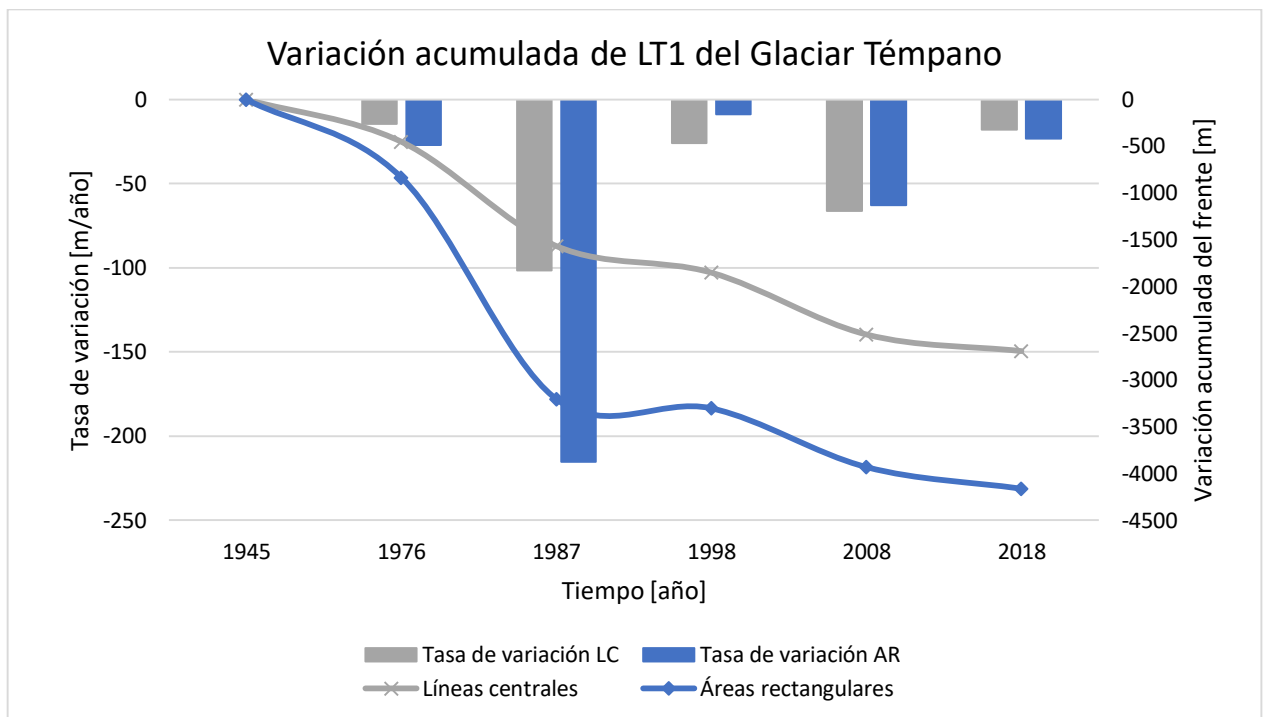


Figura 4.35. Se muestra la variación acumulada decenal de la lengua terminal 1 del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método

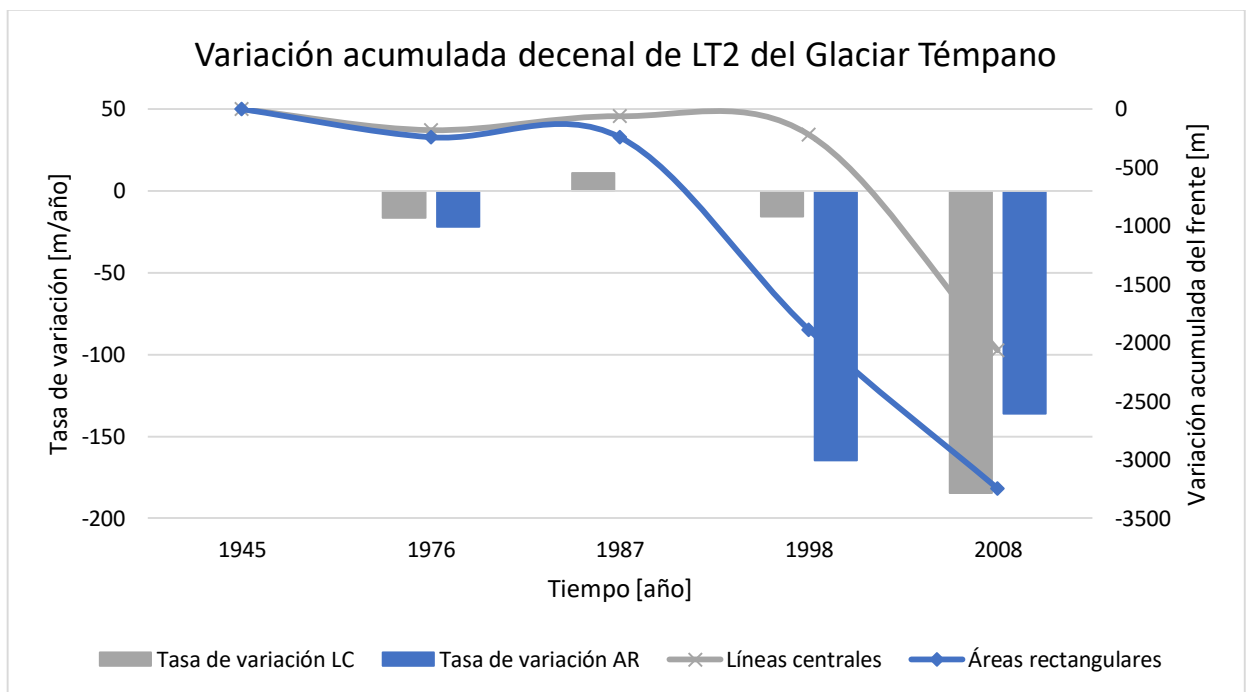


Figura 4.36. Se muestra la variación acumulada decenal de la lengua terminal 2 del glaciar Témpano comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.

4.1.4.3 Glaciar Occidental

En la Figura 4.37 se muestra los cambios a escala temporal de decenios para el frente del glaciar Occidental.

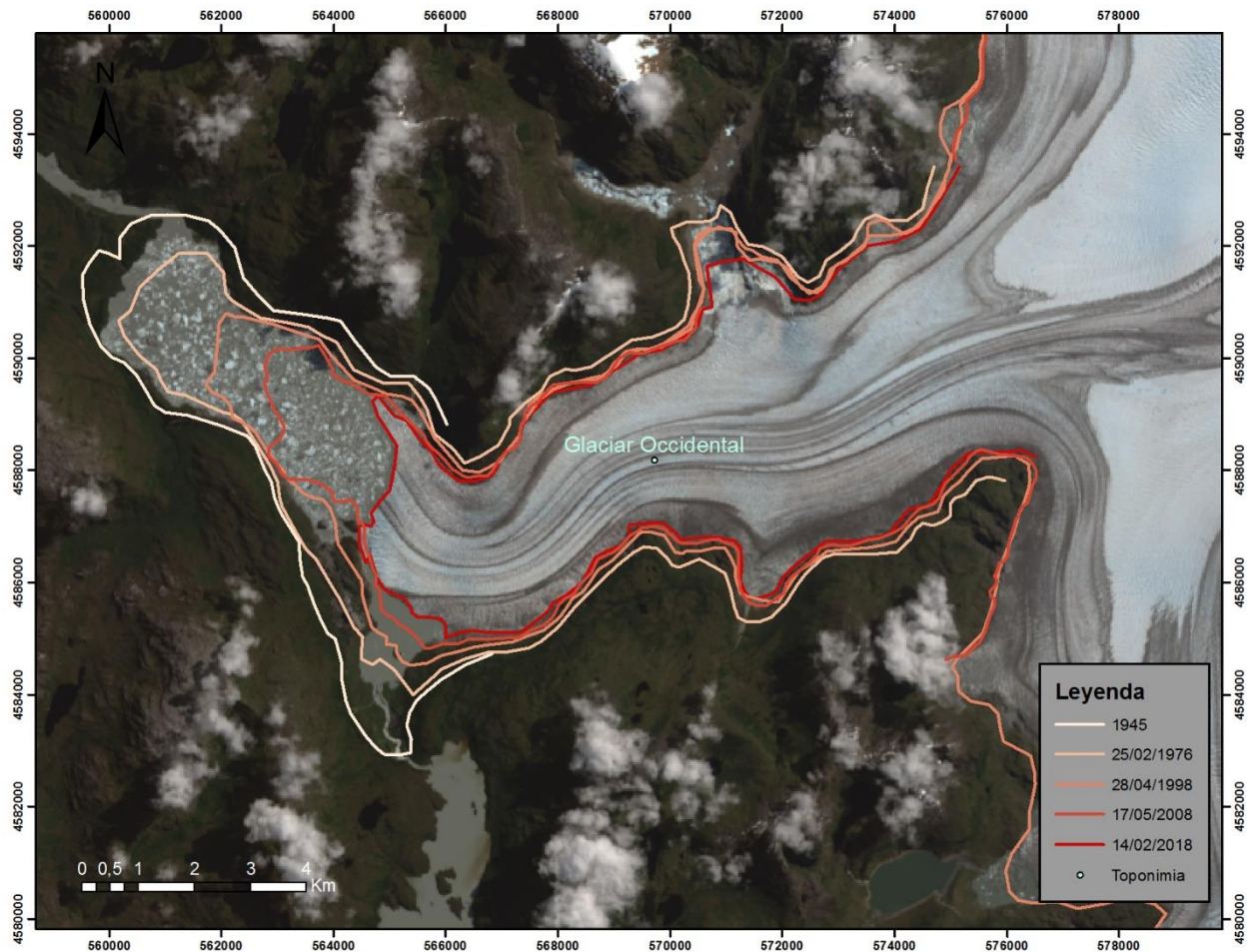


Figura 4.37. Mapa de los frentes glaciales decenales del glaciar Occidental entre los años 1945 y 2018.

A partir de la selección de datos en cada decenio, se muestra (ver figura 4.38 y tabla 4.12) que existe un predominio de una dinámica de retroceso a esta escala de tiempo. Se puede observar que en gran parte del periodo de estudio se tiene un retroceso del frente glacial, exceptuando el periodo entre 1987-1998 donde se tiene estado en equilibrio con 0 [m] de movimiento del frente. En tanto, para la primera década (1976-1987) se exhibe un retroceso de gran magnitud que alcanza los 2141 [m] (1410 [m]). Finalmente se tiene que entre 1998-2018 dinámica de retroceso se ve agudizada pasando de un retroceso de 1005 [m] (1093 [m]) entre los años 1998-2008 a un retroceso de 2512 [m] (3227 [m]) en el último decenio (2008-2018) siendo este el mayor en la última década para los glaciares en estudio.

Tabla 4.12. Variación decenal del frente del glaciar Occidental, calculados usando el método de líneas centrales y áreas rectangulares equivalentes.

Intervalo de fechas	Descripción de dinámica observada respecto método LC	Distancia Método LC [m]	Tasa Método LC [m/a]	Distancia Método Áreas [m]	Tasa Método Áreas [m/a]
1945-25/02/1976	Retroceso general del frente	-606	-20	-919	-30
25/02/1976-08/01/1987	Retroceso en dirección S del frente	-594	-54	-2142	-195
08/01/1987-28/04/1998	Retroceso fuerte en dirección SE del frente	-1411	-128	0	0
28/04/1998-17/05/2008	Retroceso en dirección ENE del frente	-1094	-109	-1005	-101
17/05/2008-14/02/2018	Retroceso en dirección SE del frente	-3227	-323	-2513	-251

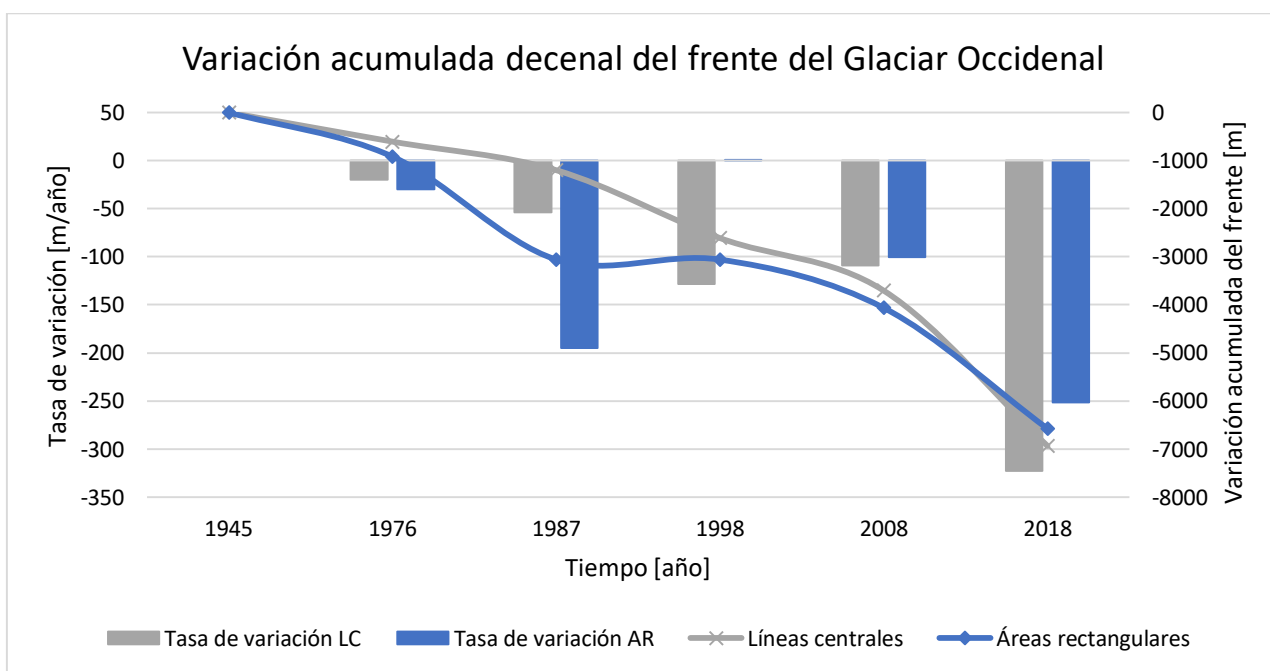


Figura 4.38. Se muestra la variación acumulada decenal de la lengua terminal del glaciar Occidental comparando las curvas generadas con el método de las líneas centrales y el método de áreas rectangulares equivalentes. También se presentan las tasas de variación calculadas con cada método.

4.2 Variaciones históricas del área glaciar

4.2.1 Glaciar Bernardo

Los resultados del análisis de la variación areal del glaciar Bernardo arroja una disminución general del área de la cuenca del glaciar entre 1976-2018, lo que se ve reflejado en la figura 4.36 donde claramente se observa una disminución del área de ablación del glaciar. A su vez, hay área perteneciente a afloramientos rocosos que se mantiene desde 1976 hasta 2018, tales afloramientos rocosos comprenden un área total de 14,04 [km²] que no fue considerada para la obtención de las áreas históricas del glaciar Bernardo mostrada en la tabla 4.39.

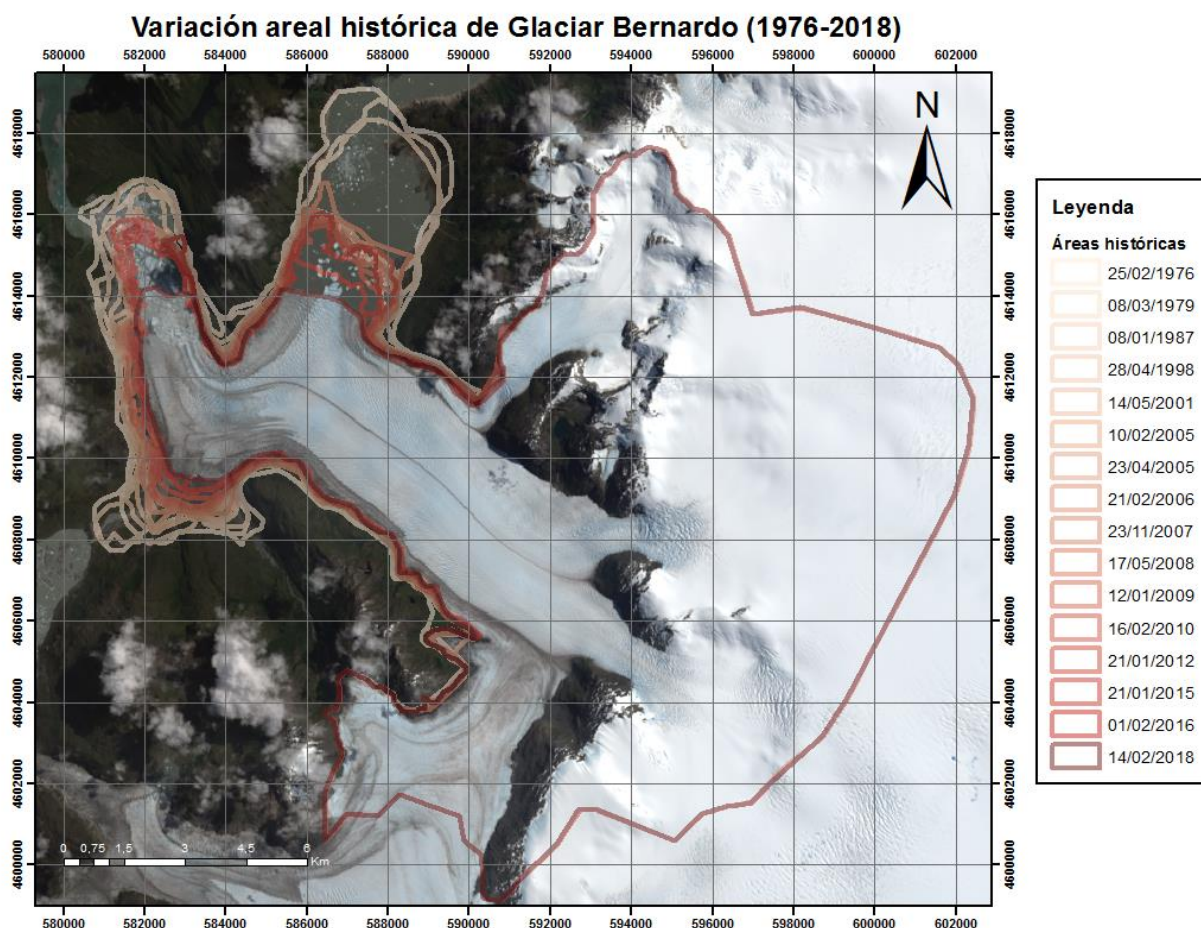


Figura 4.39. Se muestran las variaciones en los frentes glaciares entre los años 1976 y 2018 para el Glaciar Bernardo. Se utiliza una imagen satelital con fecha del último año estudiado (14-02-2018) utilizando la combinación de bandas RGB 432 (color real).

Como lo muestra la figura 4.40 en general la pendiente de la curva es negativa, presentando tasas de variación con valores altamente negativos al inicio y al final del periodo considerado. También se destaca que la mayor parte del retroceso glaciar ocurre antes del año 2007, donde presenta una tasa de variación positiva entre 2006-2007. Fenómeno que se repite levemente en 2012 y posteriormente en el año 2016 donde se observa una tasa de variación positiva muy alta. Esto también queda reflejado con la curva de variación acumulada del área donde existen anomalías positivas durante los años anteriormente mencionados (ver tabla 4.13).

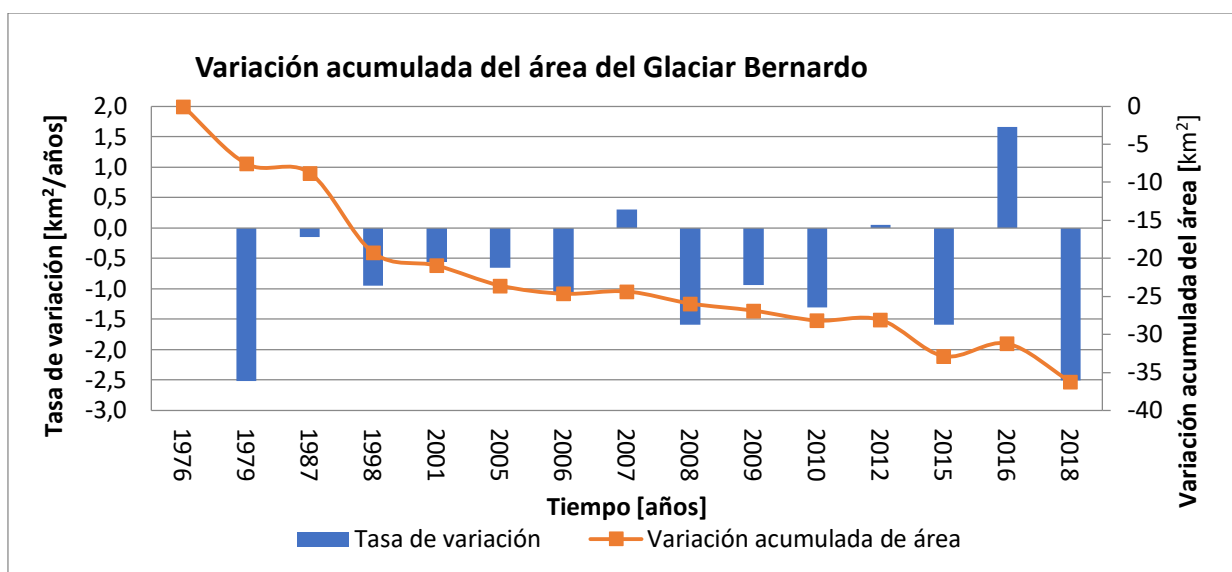


Figura 4.40. . Se muestra la variación acumulada del área glacial del glaciar Bernardo entre los años 1976-2018. También se presentan las tasas de variación areal del glaciar, las cuales se calcularon con la diferencia entre una fecha y la anterior dividida por la cantidad de años entre ellas. Donde el eje horizontal muestra las fechas de las imágenes encontradas, el eje vertical izquierdo muestra la tasa de variación del frente y el eje vertical derecho corresponde a la variación acumulada del frente.

Por otro lado, se desprende que existe un comportamiento inverso de los cambios areales entre los periodos donde ocurren tasas de variación positiva y el año siguiente. Es por esto, que las tasas más negativas (2008, 2015, 2018, excepto año 1979) de la figura 4.30 ocurren posterior a una ganancia de área en el rango de tiempo anterior (2007, 2012, 2016).

Tabla 4.13. Variaciones del área del glaciar Bernardo entre 1976-2018

Fecha	Área Glaciar [km ²]	Periodo de variación	Cantidad de años	Tasa de variación [km ² /a]
25/02/1976	133	1976	0	0.0
08/03/1979	125	1976-1979	3	-2.5
08/01/1987	124	1979-1987	8	-0.2
28/04/1998	114	1987-1998	11	-1.0
14/05/2001	112	1998-2001	3	-0.6
10/02/2005	109	2001-2005	4	-0.7
21/02/2006	108	2005-2006	1	-1.1
23/11/2007	108	2006-2007	1	0.3
17/05/2008	107	2007-2008	1	-1.6
12/01/2009	106	2008-2009	1	-0.9
16/02/2010	105	2009-2010	1	-1.3
21/01/2012	105	2010-2012	2	0.1
21/01/2015	100	2012-2015	3	-1.6
01/02/2016	102	2015-2016	1	1.7
14/02/2018	97	2016-2018	2	-2.5

4.2.2 Glaciar Témpano

A partir del análisis de las áreas históricas del glaciar Témpano se obtiene que existe una disminución general del área glaciar en su zona de ablación entre 1976-2018 como se puede observar en la figura 4.41 Cabe destacar, que existe un área que corresponde a afloramientos rocosos que se encuentran dentro del límite de la cuenca glaciar, tal área alcanza los 8,54 [km²] que no fue considerada para la obtención de las áreas históricas de este glaciar.

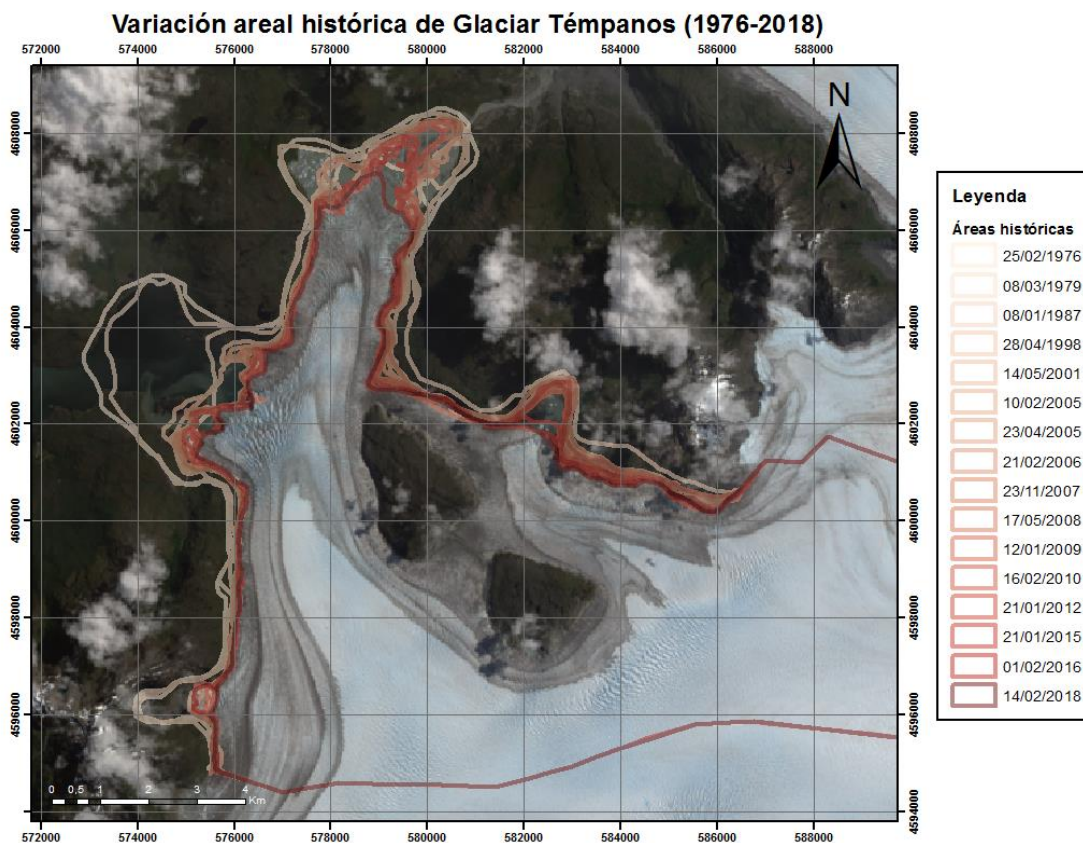


Figura 4.41. Se muestran las variaciones en los frentes glaciales entre los años 1976 y 2018 para el Glaciar Témpano. Se utiliza una imagen satelital con fecha del último año estudiado (14-02-2018) utilizando la combinación de bandas RGB 432 (color real).

Como se puede observar en la figura 4.42 la disminución del área se hace progresiva en el tiempo, la curva mantiene una pendiente negativa desde 1976 hasta 2018, se destacan tasas de variación muy negativas para los periodos 1976-1979 y 2006-2007, mientras que tasas positivas se reconocen para los rangos de periodos 2005-2006 y 2007-2008. A su vez, se observa que la pendiente de la curva de variaciones acumuladas areales tiende a disminuir posterior al año 1998 en comparación al periodo 1976-1998.

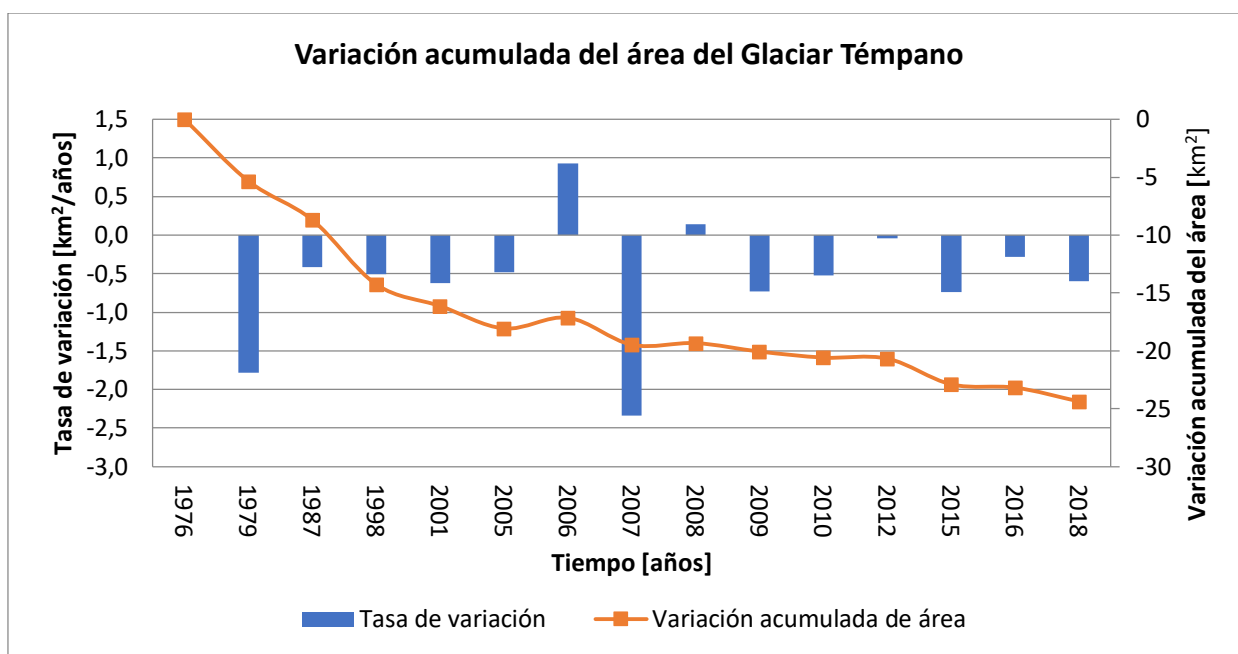


Figura 4.42. Se muestra la variación acumulada del área glacial del glaciar Témpano entre los años 1976-2018. También se presentan las tasas de variación areal del glaciar.

Por otro lado, se observa también en la figura 4.42 y en la tabla 4.14 que posterior a una tasa de variación positiva o aumento del área en periodo (incluso con tasas negativas muy bajas como en 2011-2012, exceptuando el periodo 1976-1979), ocurren tasas de variación muy negativas o disminución drástica del área para el periodo siguiente. Esto queda en evidencia en periodos 2005-2006 y 2007-2008 donde se tienen tasas positivas de variación areal y los periodos siguientes 2006-2007 y 2008-2009 respectivamente, donde ocurren las tasas más negativas de todo el periodo estudiado (excepto el periodo 1976-1979).

Tabla 4.14. Variaciones del área del glaciar Témpano entre 1976-2018

Fecha	Área Glaciar [km ²]	Periodo de variación	Cantidad de años	Tasa de variación [km ² /a]
25/02/1976	119	1976	0	0.0
08/03/1979	114	1976-1979	3	-1.8
08/01/1987	110	1979-1987	8	-0.4
28/04/1998	105	1987-1998	11	-0.5
14/05/2001	103	1998-2001	3	-0.6
10/02/2005	101	2001-2005	4	-0.5
21/02/2006	102	2005-2006	1	0.9
23/11/2007	100	2006-2007	1	-2.3
17/05/2008	100	2007-2008	1	0.1
12/01/2009	99	2008-2009	1	-0.7
16/02/2010	98	2009-2010	1	-0.5
21/01/2012	98	2010-2012	2	0.0

21/01/2015	96	2012-2015	3	-0.7
01/02/2016	96	2015-2016	1	-0.3
14/02/2018	95	2016-2018	2	-0.6

4.2.3 Glaciar Occidental

Como resultado del análisis de las áreas glaciares históricas del glaciar Occidental se tiene que existe una disminución generalizada del área en la zona de ablación para el periodo considerado en este trabajo, como se muestra en la figura 4.43. En la misma imagen se puede observar que no existen zonas rocosas dentro del área glaciar considerada. En la tabla 4.15 se muestran los valores de las áreas glaciares delimitadas entre los años 1976-2018.

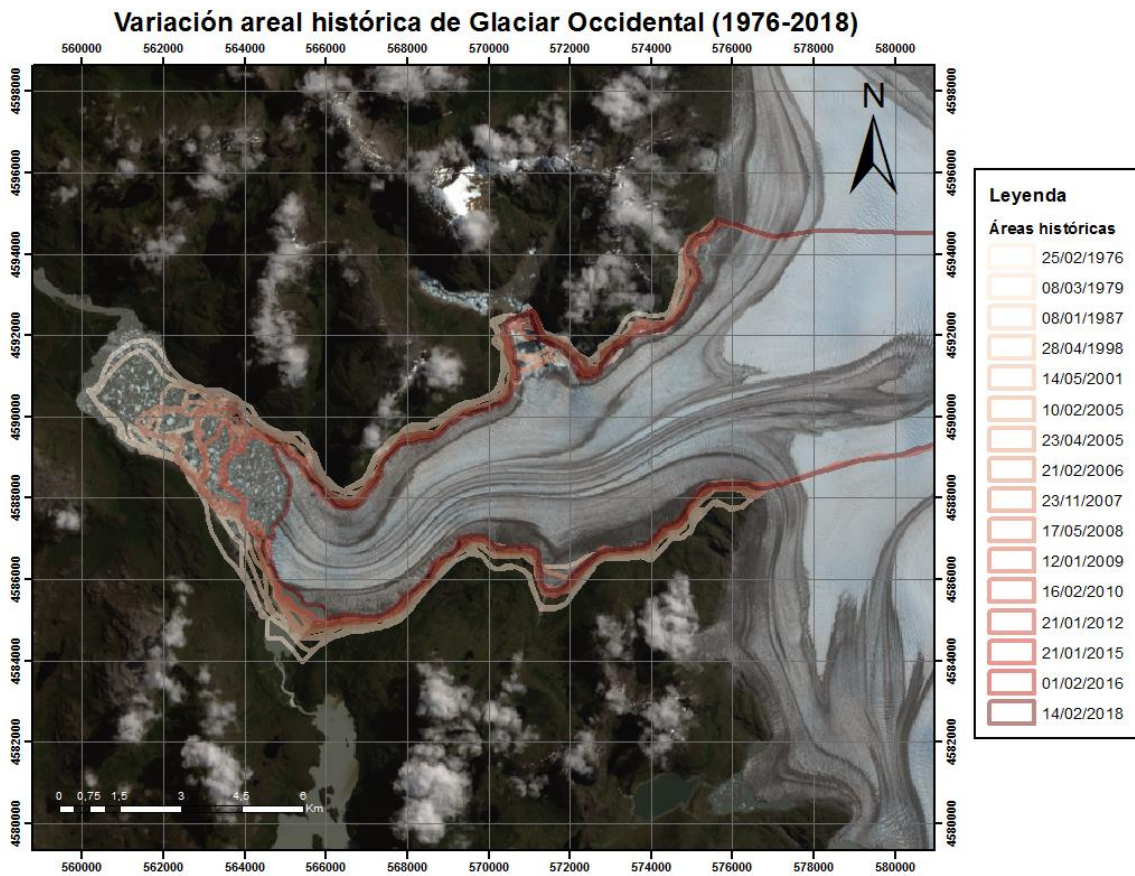


Figura 4.43. . Se muestran las variaciones en los frentes glaciares entre los años 1976 y 2018 para el Glaciar Occidental. Se utiliza una imagen satelital con fecha del último año estudiado (14-02-2018) utilizando la combinación de bandas RGB 432 (color real).

La figura 4.44 exhibe una disminución general sostenida en el tiempo para el rango considerado. Sin embargo, existe un intervalo de tiempo que representa una menor disminución del área, como lo fue entre los años 1987-1998 donde la disminución del área es muy leve, en comparación a la diferencia entre las áreas glaciares desde el año 2001 hasta el 2018, donde se exhibe una pendiente más negativa en la misma figura. Al mismo tiempo, se puede observar que existen tasas de variación areal positivas que reflejan un aumento del área glaciar en el periodo 2007-2008 y 2015-2016.

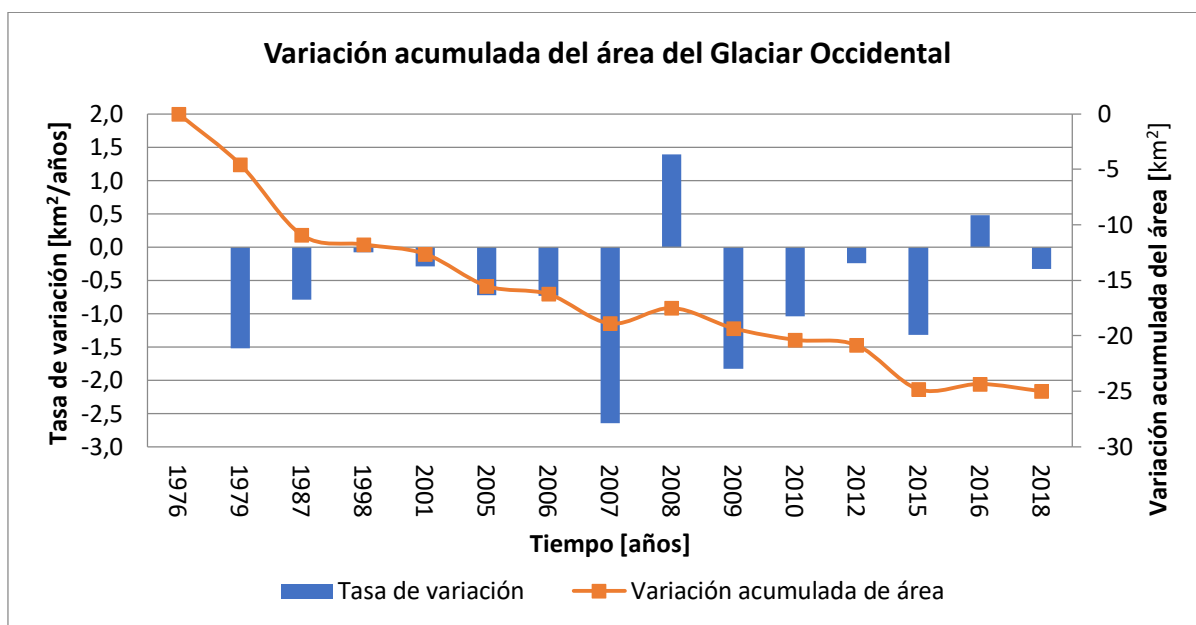


Figura 4.44. Se muestra la variación acumulada del área glaciar del glaciar Témpano entre los años 1976-2018. También se presentan las tasas de variación areal del glaciar.

Se destaca que las tasas más negativas de variación areal que reflejan las mayores disminuciones del área de ablación ocurren en periodo 2006-2007 y 2008-2009, las que anteceden y proceden respectivamente al periodo con la tasa más positiva que refleja un aumento en el área glaciar en ese periodo (2007-2008).

Tabla 4.15. Variaciones del área del glaciar Occidental entre 1976-2018.

Fecha	Área Glaciar [km ²]	Periodo de variación	Cantidad de años	Tasa de variación [km ² /a]
25/02/1976	137	1976	0	0.0
08/03/1979	133	1976-1979	3	-1.5
08/01/1987	126	1979-1987	8	-0.8
28/04/1998	126	1987-1998	11	-0.1
14/05/2001	125	1998-2001	3	-0.3
10/02/2005	122	2001-2005	4	-0.7
21/02/2006	121	2005-2006	1	-0.7

23/11/2007	118	2006-2007	1	-2.6
17/05/2008	120	2007-2008	1	1.4
12/01/2009	118	2008-2009	1	-1.8
16/02/2010	117	2009-2010	1	-1.0
21/01/2012	117	2010-2012	2	-0.2
21/01/2015	113	2012-2015	3	-1.3
01/02/2016	113	2015-2016	1	0.5
14/02/2018	112	2016-2018	2	-0.3

4.3 Análisis de testigos de sedimentos

En la presente sección se muestran los resultados obtenidos de los análisis realizados en cada testigo de sedimentos. En primera instancia, con el fin de caracterizar las facies sedimentarias presentes en los testigos, se identificaron los distintos cambios de color, textura, granulometría aparente y estructuras visibles a ojo desnudo. A su vez, los testigos que medían más de 150 cm se dividieron en dos secciones (inferior y superior) para facilitar la descripción.

De forma general, se observa a ojo desnudo que los testigos C23BR_18c, C23MS_19 y C23IB_21b en color, apariencia y granulometría aparente son similares. Sin embargo, existen diferencias en la presencia de estructuras sedimentarias y el contenido de restos fósiles y de materia orgánica vegetal. La granulometría aparente corresponde, en general, a limo y arcilla con variable presencia de niveles arenosos en los testigos. Las estructuras sedimentarias identificadas, a ojo desnudo, son laminaciones paralelas, lentes y gradación normal. Los restos fósiles encontrados corresponden a organismos bivalvos y moluscos, mientras que los restos de materia orgánica vegetal son hojas y tallos de plantas

La descripción de las estructuras sedimentarias identificadas se llevó a cabo mediante el uso de imágenes de tomografía computarizada considerando el tipo de estructura, variaciones en la atenuación de estas, su disposición y espesores principalmente. Los valores de atenuación relativa son los siguientes: muy baja atenuación entre 0-600 HU, baja atenuación entre 600-800 HU, media atenuación entre 800-1000 HU, alta atenuación entre 1000-1200 HU y muy alta atenuación con valores mayores a 1200 HU. Además, se definieron unidades tomográficas considerando, principalmente, las variaciones de atenuación (densidad) del sedimento y posible presencia de estructuras sedimentarias anteriormente identificadas (ver figuras 4.50 y 4.51).

En cuanto al análisis de susceptibilidad magnética, la medición fue realizada cada 1 cm en todos los testigos de sedimento. Se debe tener en cuenta los valores que fueron tomados en tramos problemáticos del testigo, como el techo y la base del testigo, zonas con baja recuperación y alta variabilidad de esta. Tales datos pueden estar sub y/o sobreestimando los valores de susceptibilidad magnética del sedimento.

Finalmente, se exhiben los resultados de los análisis de granulometría láser, los cuales arrojan una predominancia de sedimentos finos de tipo limo fino a medio, con algunos niveles de sedimento de arena fina. A grandes rasgos, los parámetros granulométricos de los testigos presentan una selección pobre, distintas simetrías y curtosis de tipo leptocúrtico.

4.3.1 Testigo C23BR_18c_G

4.3.1.1 Descripción estratigráfica visual

Como lo muestra la figura 4.45 desde el techo del testigo hasta los 12,9 cm. de profundidad la recuperación del sedimento fue 0%, para el resto del testigo varía desde 75-100% de recuperación. En general el testigo tiene sedimento tamaño limo con ciertos niveles arenosos marcados, presencia de laminaciones paralela, gradación normal y lentes de sedimento.

Entre los 13,9-83 cm. se describe la unidad estratigráfica visual 1 (UEV1) que corresponde a un nivel de limo fino. Se tiene presencia de laminaciones (de 0,3-0,5 cm. de espesor) intercaladas que varían entre el color gris verdoso oscuro (GLEY1 4/10Y) y gris verdoso muy oscuro (GLEY1 3/10Y).

Posteriormente entre los 83-113 cm. se exhibe la unidad estratigráfica visual 2 (UEV2) que presenta sedimento tamaño limo fino de color gris verdoso (GLEY1 5/10GY) a gris verdoso oscuro (GLEY1 4/10GY), se observan niveles irregulares de arena fina a muy fina de espesor 1,5 cm. que son identificados como lentes de arena.

Finalmente, entre los 113-143 cm. se define la unidad estratigráfica 3 (UEV3) la que está compuesta por sedimento de arena fina limosa muy gruesa a limo medio de color gris verdoso oscuro (GLEY1 4/10Y) a muy oscuro (GLEY1 3/10Y). Se observa alta presencia de formas arenosas que podrían ser lentes de arena. También se observan laminaciones menores a 2 mm de sedimentos de materia negra.

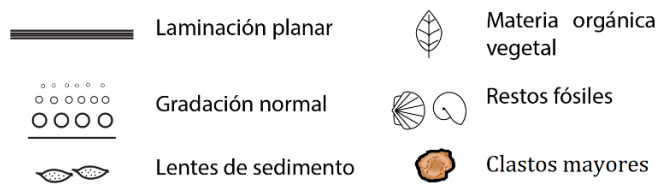
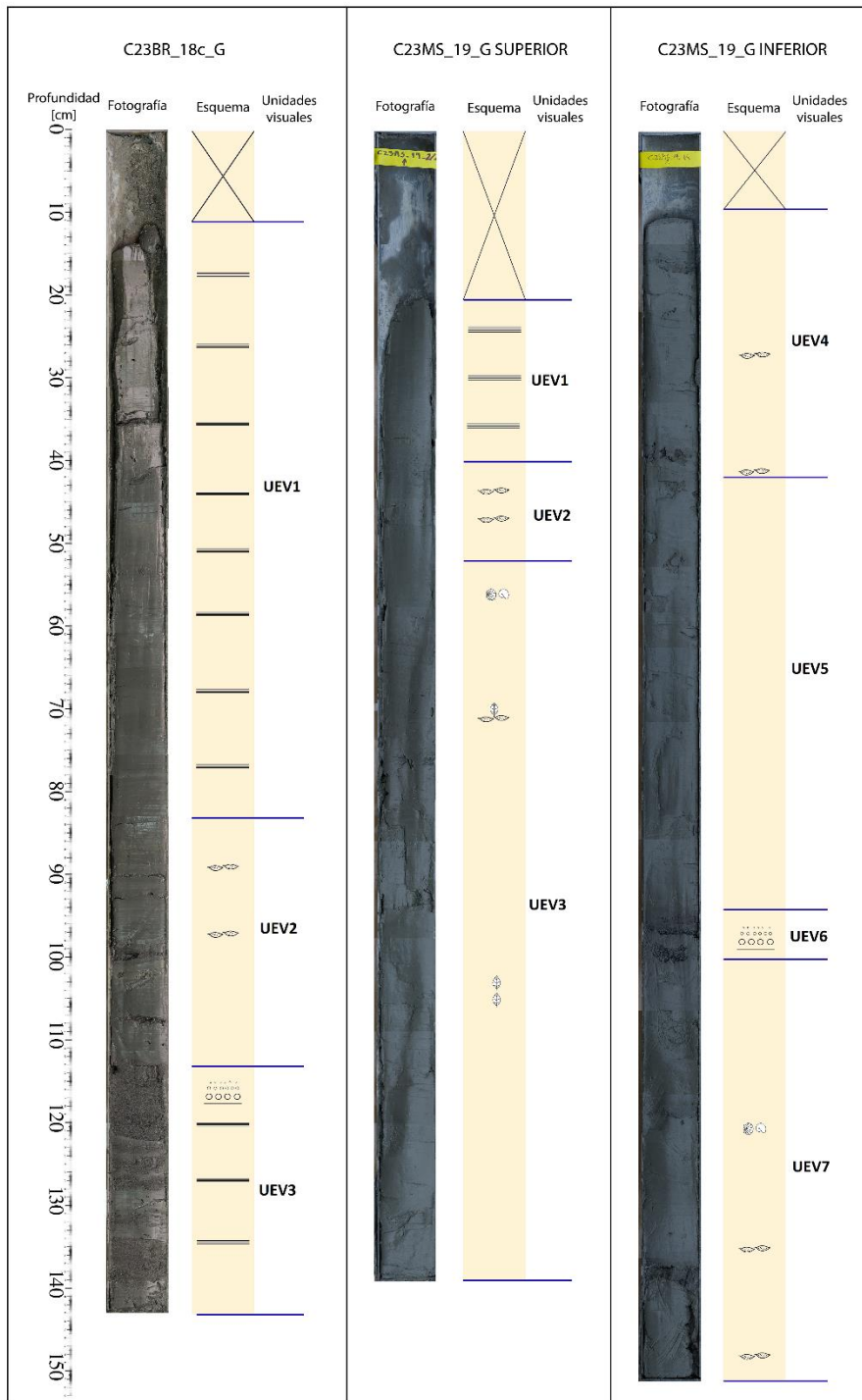


Figura 4.45. Resumen de las unidades sedimentarias visuales para los testigos C23BR_18c_G y C23MS_19_G.

4.3.1.2 Estructuras sedimentarias en tomografía computarizada

Las estructuras identificadas en este testigo se muestran en la figura 4.47 y algunos ejemplos se muestra en la figura 4.46.

Laminación paralela fina: se reconocen laminaciones de espesor menor a 5 mm que presentan atenuación media (valores entre 850-980 HU) donde son relativamente difusas las laminaciones y de alta a muy alta atenuación (1000-1500 HU) las que son mucho más marcadas y son la mayoría de esta estructura en el testigo. Se disponen manteniendo el principio de horizontalidad con ciertas perturbaciones hacia los bordes del testigo y son discordantes a las variaciones de atenuación entre unidades tomográficas.

Laminación paralela gruesa: se reconocen laminaciones de espesor de 0,5-1 cm que presentan atenuación alta (con valores entre 1030-1280 HU) donde son laminaciones muy marcadas, mientras que las de atenuación media (con valores entre 840-980 HU) están relativamente menos definidas. Al igual que las laminaciones paralelas finas se disponen respetando al principio de horizontalidad, con ciertas perturbaciones hacia los bordes del testigo y son discordantes a las variaciones de atenuación verticales.

Estratificación paralela: se identifican estratificaciones paralelas de sedimento con espesores entre 1-7 cm que presentan atenuaciones bajas a medias (con rangos de valores de 750-880 HU y 860-980 HU) y atenuaciones altas (con valores entre 1010-1140 HU). Se observa alternancia des estratos con tales atenuaciones entre los 66-74 cm; 88-94 cm y 98-112 cm de profundidad, haciéndose más potentes hacia la base del testigo. Respetan el principio de horizontalidad y son estas quienes definen los cambios principales de atenuaciones que se observan en el testigo (como se puede ver en la figura 4.50).

Laminación ondulosa: se reconocen varias laminaciones consecutivas de forma ondulosa con espesores de 1,5-2 cm principalmente en dos tramos del testigo, entre los 93-96 cm con atenuaciones medias (con valores entre 830-950 HU) y entre los 149-145 cm de profundidad donde presenta atenuaciones altas a muy altas con valores de 1200-1310 HU. En el primer tramo, la estructura engloba sedimentos contrastantes en atenuación, mientras que el segundo se presenta más homogéneo.

Laminación convoluta: se identifican laminaciones convolutas en niveles de atenuación media con valores entre 870-960 HU en laminaciones individuales de 0,1-0,3 cm de espesor. Mientras que en niveles de atenuación alta de 1030-1240 HU se tienen laminaciones de 0,3-0,5 cm de espesor. La deformación de las laminaciones es relativamente leve, no se observan volcamientos.

Laminación cruzada en artesa: estas laminaciones se identifican a partir de los 126 cm de profundidad, en los tramos con mayor atenuación (alta a muy alta) del testigo. Se tienen valores de densidad de 1040-1260 HU en estas estructuras y su espesor varía entre 3-4 cm. Se observan cambios de ángulo de la laminación de forma cóncava y convexa.

Laminación cruzada planar: estas estructuras se identifican a partir de 101 cm de profundidad en niveles de atenuación alta a muy alta con valores entre 1190-1310 HU. Alcanzan espesores entre 1,8-2,2 cm y ángulos de 5°-20° respecto de la horizontal.

Lentes: se encuentra un lente compuesto de niveles de atenuación media 870-980 HU y presenta un espesor máximo de 2,5 cm. Presenta una forma redondeada en su interior con capas de media y alta atenuación. Subyace a un nivel de laminaciones paralelas finas muy bien definidas, que alternan en atenuaciones medias a altas y sobreyace a un nivel de atenuación alta con laminaciones paralelas finas moderadamente marcadas.

Bioturbación: están distribuidas en principalmente en la mitad superior del testigo, en los niveles de alta atenuación cortando, de forma vertical u oblicua, la estratificación. Están relativamente bien marcadas, son alargadas (al menos 1 cm de largo) y delgadas (0,1-0,3 cm de ancho) con nivel de atenuación medio (con valores entre 880-970 HU).

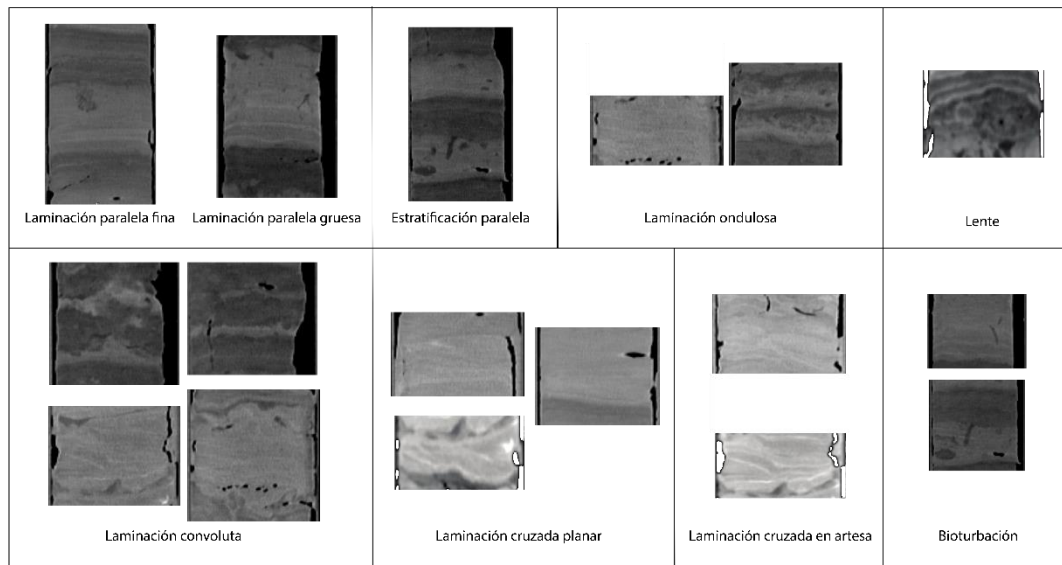


Figura 4.46. Estructuras sedimentarias reconocidas en el testigo C23BR_18c_G mediante imágenes tomográficas.

4.3.1.3 Unidades tomográficas

UT18c-1: unidad de atenuación alta (valores entre 1030-1170 HU) con laminaciones onduladas. El contacto con la unidad inferior es neto y recto.

UT18c-2: unidad de atenuación media (valores de densidad 890-1030 HU) sin estructuras sedimentarios. Tiene un contacto difuso e irregular con la unidad inferior.

UT18c-3: unidad de atenuación alta (densidad entre 1080-1170 HU) con laminaciones paralelas finas y laminación convoluta en niveles de sedimento con mayor atenuación alcanzando valores de 1150-1250 HU. Presencia de leve bioturbación. Contacto con unidad inferior es neto y sinuoso.

UT18c-4: unidad compuesta por niveles de baja media atenuación (810-930 HU) masivos y tramos intercalados de atenuación alta (densidad de 1030-1260 HU) en laminación convoluta. El contacto con la unidad inferior es neto y recto.

UT18c-5: compuesta de por dos niveles principales. El primero es de baja-media atenuación (valores de densidad 820-960 HU) con laminaciones paralelas finas. Bajo a este en contacto medianamente neto e irregular, se encuentra un nivel de atenuación alta con densidad 1120-1210 HU con laminaciones paralelas finas entre 1-3 mm de espesor y que presentan valores más altos de densidad (1210-1260 HU). Presencia de leve bioturbación. La unidad inferior está en contacto neto y recto con esta unidad.

UT18c-6: compuesta por una secuencia de niveles de baja-media y alta atenuación. Los niveles de baja-media densidad (valores de 760-940 HU) con la profundidad van perdiendo potencia, solo en el nivel más profundo presentan laminaciones paralelas finas. Bajo cada uno de estos niveles, se encuentran los tramos con alta atenuación (valores entre 1030-1160 HU) que aumentan su espesor con la profundidad y presentan laminaciones paralelas finas donde se alcanzan los mayores valores de densidad del tramo. Se encuentra en contacto neto y recto con la unidad subyacente.

UT18c-7: Conformada por niveles de baja-media atenuación (con valores de densidad de 790-910 HU) con laminación paralela fina hacia la base. Presenta tramos de laminación convoluta con valores de alta atenuación (densidad entre 1020-1160 HU). Es muy similar a la UT18c-4. Su contacto con la unidad inferior es neto y sinuoso.

UT18c-8: Compuesta de niveles de baja-media densidad (valores entre 830-1010 HU) intercalados con niveles de alta densidad (valores entre 1030-1210 HU) con contactos netos entre los niveles. Ambos niveles presentan laminaciones paralelas finas difusas. Presencia de bioturbación intensa en niveles de mayor atenuación. El contacto con la unidad inferior es difuso y gradacional.

UT18c-9: Unidad compuesta de laminaciones paralelas finas de media densidad (920-1030 HU) y alta densidad (1030-1210 HU) que presenta, hacia su base, un lente de sedimento de 2 cm de espesor máximo con atenuaciones que varían entre 810-940 HU. El contacto con la unidad inferior es medianamente neto e irregular.

UT18c-10: Unidad de sedimento de media-alta atenuación (con valores de densidad entre 1020-1170 HU) con laminaciones paralelas finas en su base donde se observan los mayores valores de densidad. Presencia de bioturbación intensa en la zona superior. Se encuentra en contacto neto y recto con la unidad inferior.

UT18c-11: Unidad compuesta de intercalaciones de tramos con atenuación baja-media (valores densidad entre 830-920 HU) y tramos de alta media-alta atenuación (con valores entre 1020-1240 HU). Los tramos van desde los 0,5 a 2 cm. Se observa laminación paralela gruesa, estratificación planar y laminación ondulosa en esta unidad. Presencia de bioturbación intensa en niveles de mayor atenuación. El contacto con la unidad inferior es neto y recto.

UT18c-12: Compuesta por niveles de alta atenuación (con valores de densidad 1120-1260 HU) intercalados con niveles de baja-media atenuación (valores de densidad 820-1050 HU). En los primeros se identifican laminaciones paralelas finas y el espesor de estos niveles disminuye con la profundidad desde 4-2,5 cm. Los segundos presentan también laminaciones paralelas finas, gruesas y laminación cruzada planar en el nivel más superficial (98-100 cm). Está en contacto neto y recto con la unidad subyacente.

UT18c-13: Compuesta por sedimento de muy alta atenuación, es el tramo con mayor densidad del testigo, con valores entre 1230-1620 HU. Se exhiben laminación cruzada planar hacia el techo y laminaciones paralelas finas y gruesas en todo el resto de la unidad, donde se alcanzan los mayores valores de atenuación. Se encuentra en contacto neto e irregular con la unidad inferior.

UT18c-14: Unidad constituida de sedimento de alta atenuación (con valores entre 1210-1340 HU) con laminaciones cruzadas en artesa y laminación convoluta entre medio de estas. El contacto con la unidad inferior es neto y sinuoso.

UT18c-15: Compuesta de un nivel de baja-media densidad (valores entre 920-1040 HU) con laminación ondulosa subyacente por un nivel de media-alta densidad (con valores entre 1060-1250 HU) con laminación cruzada en artes. Se observa un contacto neto y sinuoso con la unidad inferior.

UT18c-16: Unidad de alta atenuación cuyos valores de densidad son 1130-1310 HU con laminación ondulosa difusa hacia el techo y más marcada hacia la base. Está en contacto neto e irregular con el último tramo de testigo, el cual presenta una atenuación alta con valores entre 1050-1230 HU y con presencia de laminación convoluta definiendo el contacto.

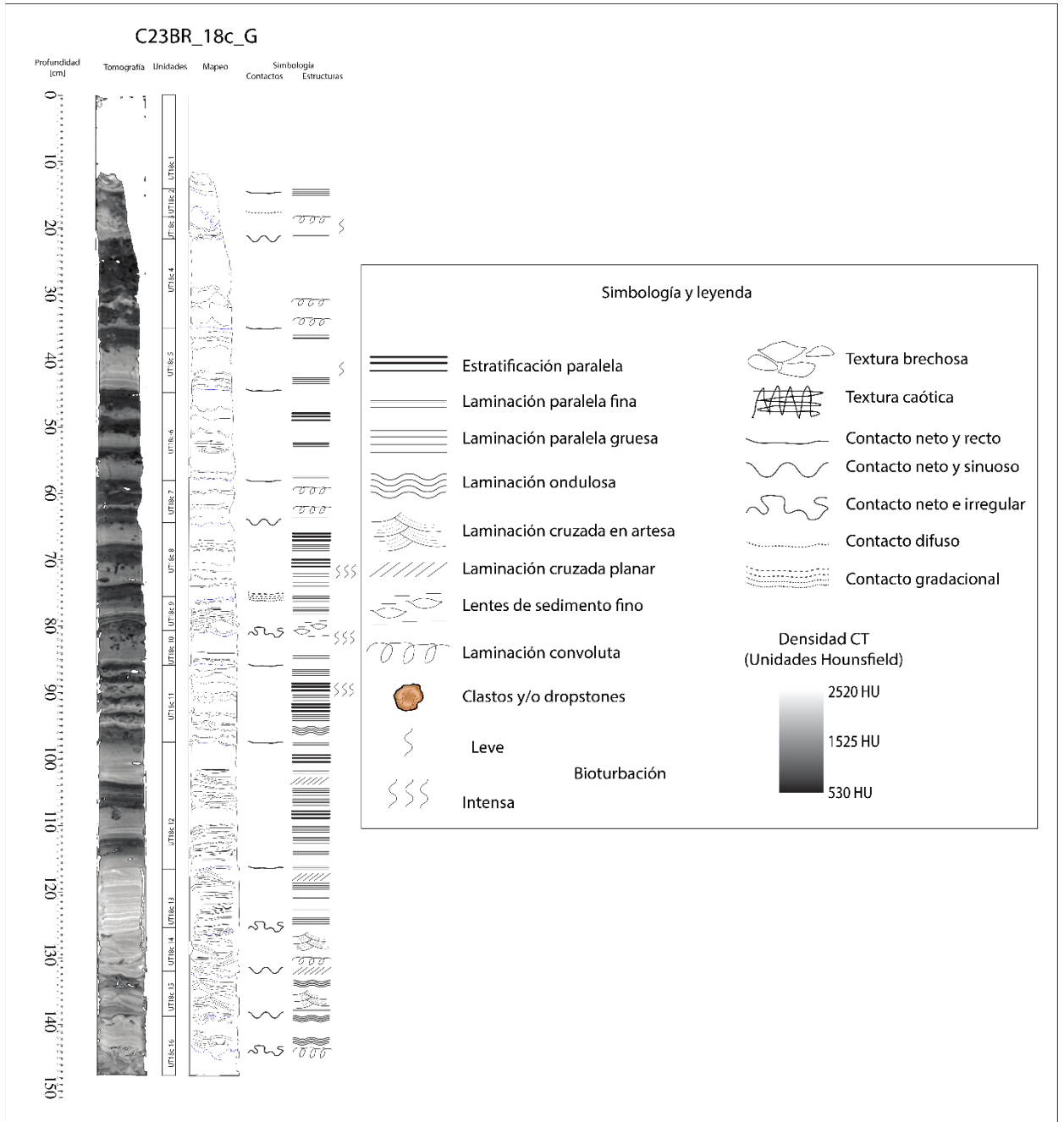


Figura 4.47. Resumen de mapeo de unidades tomográficas, los contactos y estructuras sedimentarias del testigo C23BR_18c_G.

4.3.1.4 Patrones de susceptibilidad magnética

Se observa al comparar la curva de susceptibilidad magnética con corrección propia y la curva corrección por volumen con la tomografía (figura 4.48) que no existe, en general, gran variación entre ellas, exceptuando los tramos cercanos al techo del testigo donde la recuperación es poca. Por

tanto, se consideraron los valores de susceptibilidad magnética con corrección propia para los primeros 26 cm de profundidad.

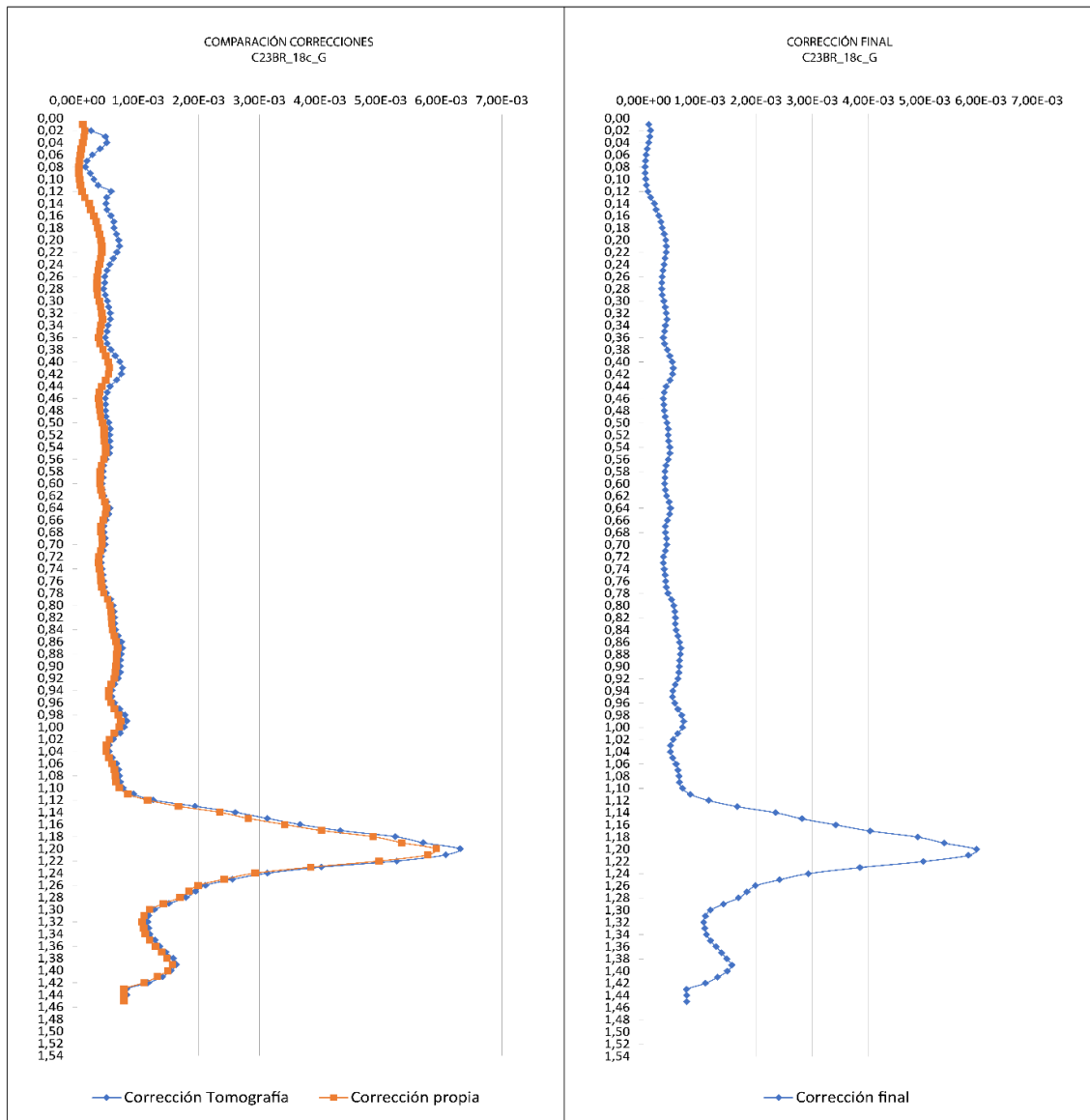


Figura 4.48. Gráficos de susceptibilidad magnética del testigo C23BR_18c_G, a la izquierda se compara la corrección propia del equipo analizador y la corrección por volumen mediante la tomografía. A la derecha se observa la curva final con la integración de ambas correcciones.

Se tiene una curva relativamente sinusoidal, con un peak que resalta dentro de todos los puntos del testigo. Se pueden definir 3 dominios de valores de MS (ver figura 4.49). El primer dominio presenta valores regulares entre $3-4 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] con un patrón sinusoidal y peaks destacables que van de $4-5,5 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI]. El dominio 2 corresponde a valores regulares de $3,5-4,5 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] con un patrón sinusoidal de menor amplitud que el dominio 1 y presenta peaks destacables en un rango de valores de $4-5 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI]. Finalmente, el

dominio 3 son los valores asociados al peak mayor que presenta este testigo, donde la recta es relativamente recta con valores son menores a 10×10^{-4} [Vol. MS en SI] en la zona superior al peak. Este presenta valores que van de $10-60 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] y posterior a este se tienen valores entre $10-20 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI].

DOMINIOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA C23BR_18c_G

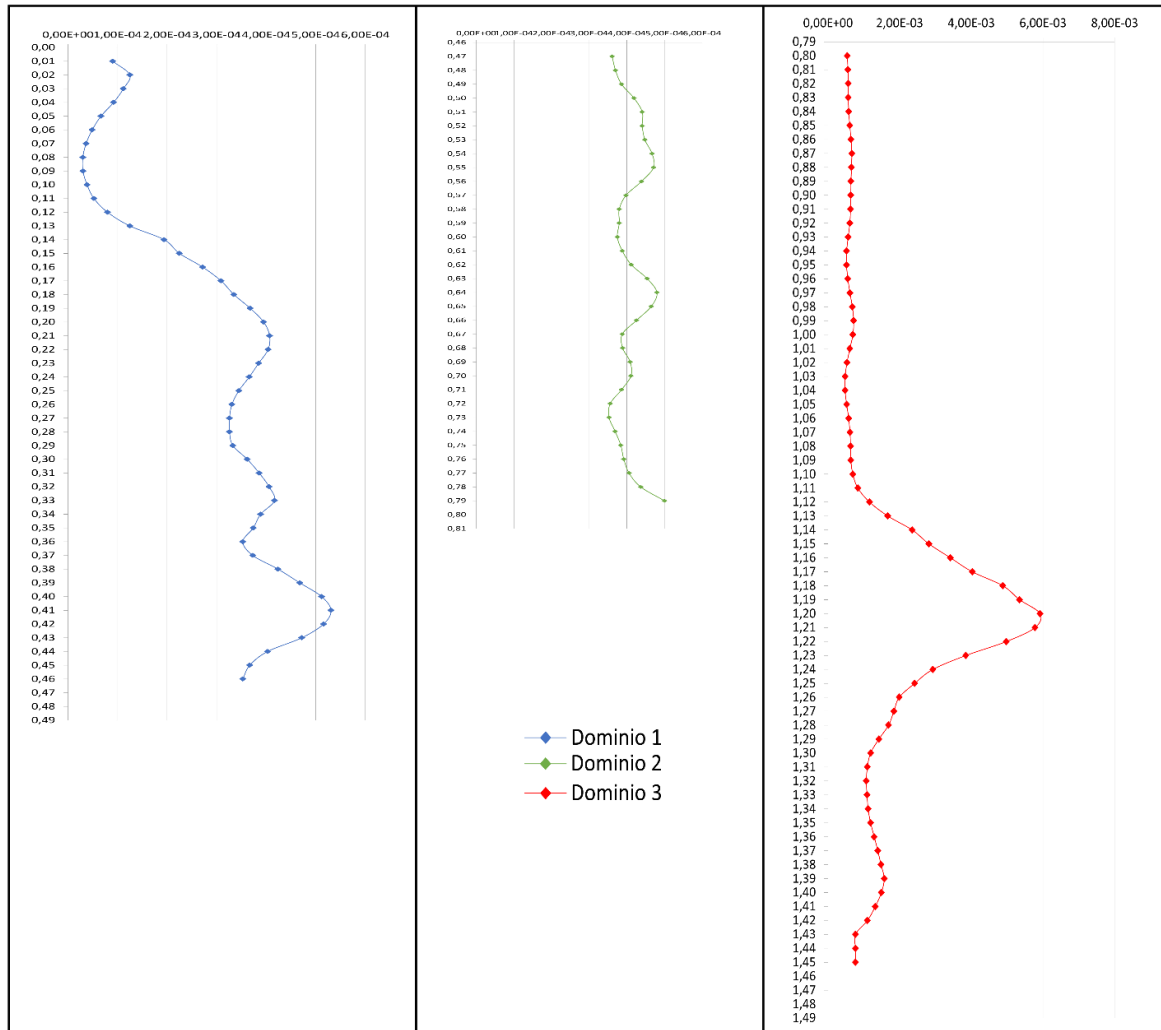


Figura 4.49. Gráficos de los diferentes dominios definidos con la curva de susceptibilidad magnética para el testigo C23BR_18c_G.

4.3.1.5 Granulometría láser

A modo general, en la figura 4.50 se pueden observar los puntos de muestreo en el testigo y las diferentes distribuciones granulométricas de estos, diferenciados en colores. De techo a base, se observan modas principales que varían en rangos entre los 5-10 [μm], 4-7 [μm] y 100-200 [μm].

Se puede observar una tendencia al aumento del tamaño de sedimento hacia la base. Los parámetros granulométricos presentan una pobre selección y fina asimetría en todo el testigo. Mientras que la curtosis varía entre mesocúrtico a leptocúrtico.

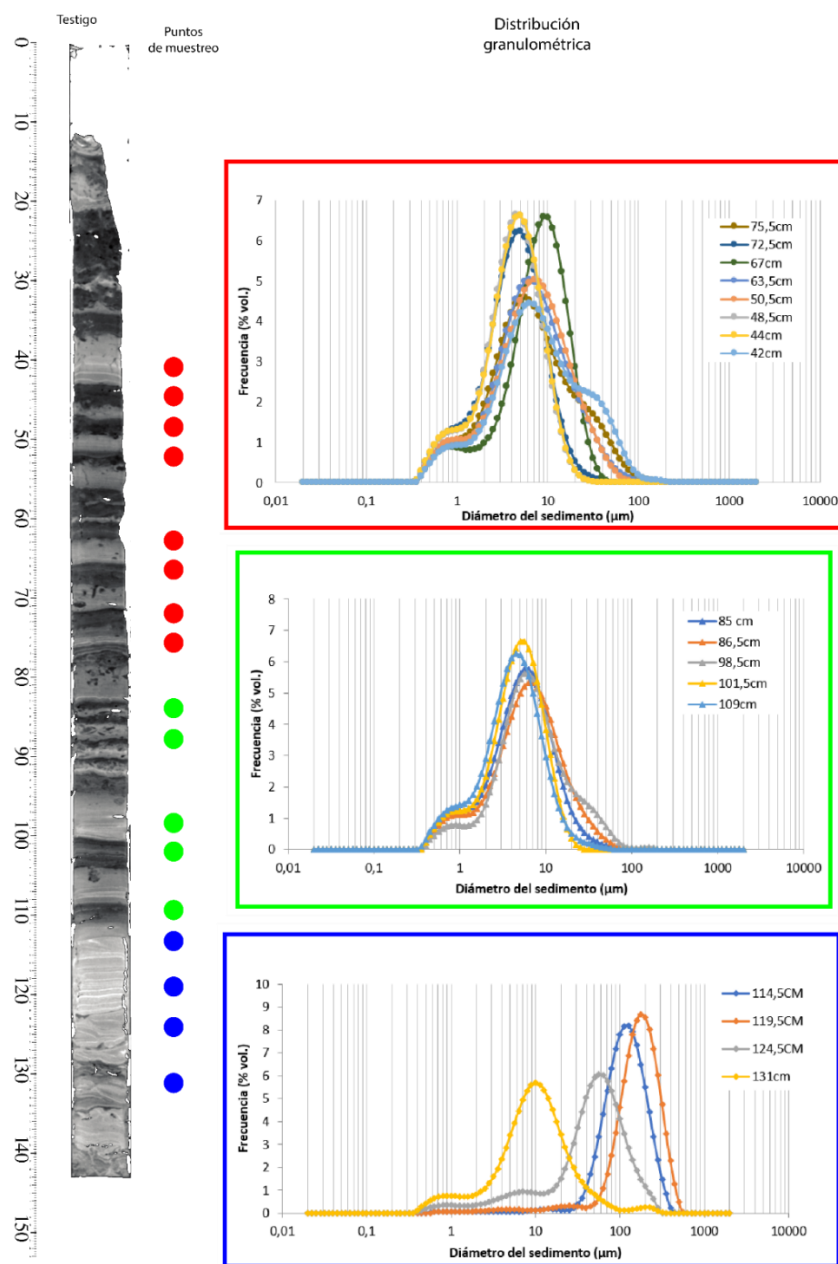


Figura 4.50. Ubicación de los puntos de muestreo para granulometría láser en el testigo 18c. Además, de forma agrupada, se muestran las distintas distribuciones granulométricas de los puntos de muestreo.

A continuación, se pasa a describir la granulometría para las diferentes unidades estratigráficas visuales, de techo a base, definidas previamente.

Unidad visual 1: El tamaño de sedimento promedio es limo fino, el contenido de arcilla varía entre 9-16%, el de limo entre 82-90% y el de arena fina entre 0-3%. La distribución granulométrica (figura 4.51) exhibe una moda principal entre los 5-10 [μm] y modas secundarias en los 0,7 [μm] y 30 [μm]. Según los parámetros de granulometría que se muestran en la tabla (adjunta en Anexos) esta unidad está pobremente seleccionada, tiene fina asimetría y es mesocúrtica.

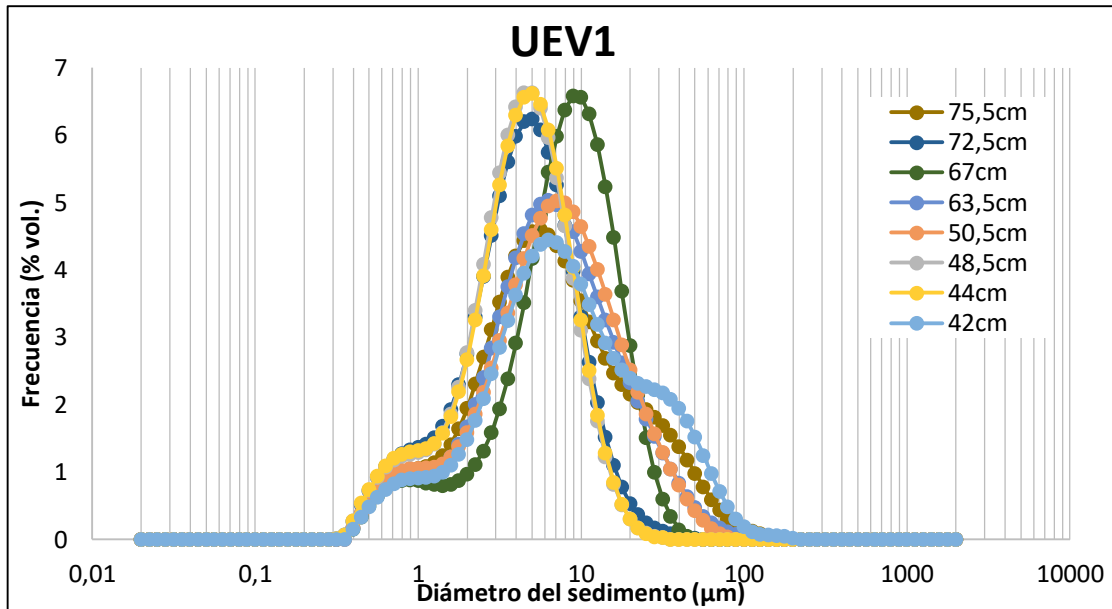


Figura 4.51. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 1 del testigo C23BR_18c_G.

Unidad visual 2: El tamaño de sedimento promedio es limo fino con contenido de arcilla que varía entre 9-18%, el de limo entre 81-89% y la arena fina entre 0,2-1,2%. La distribución granulométrica (figura 4.52) exhibe una moda principal entre 4-7 [μm] más acotada que la anterior y modas secundarias entre 0,6-0,8 [μm] y en 30 [μm]. Según los parámetros granulométricos que muestra la tabla (adjunta en Anexos) esta unidad está pobremente seleccionada, tiene fina asimetría y es leptocúrtica.

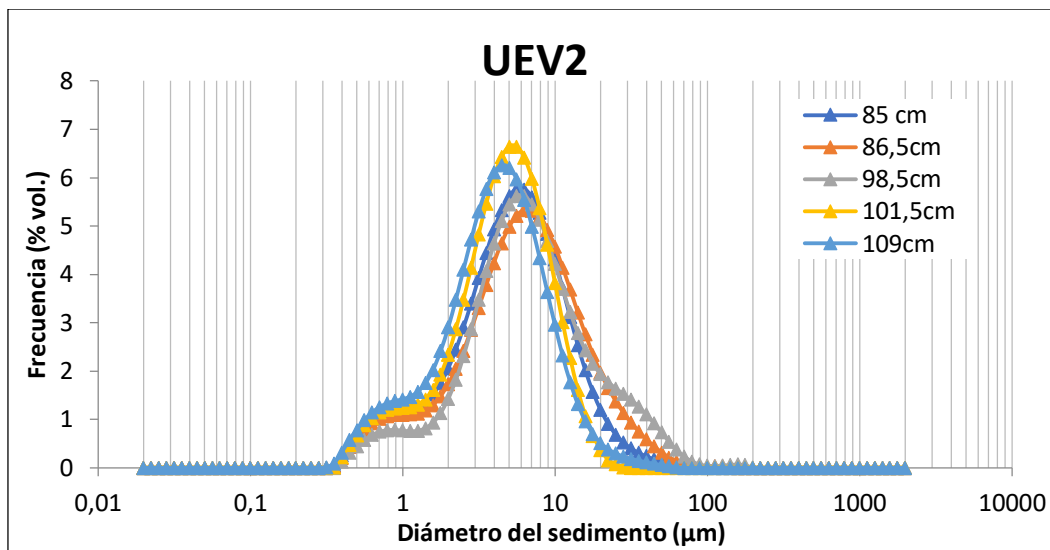


Figura 4.52. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 2 del testigo C23BR_18c_G.

Unidad visual 3: El tamaño de sedimento promedio va de limo medio a arena muy fina. Cuyo contenido de arcilla varía entre 0,6-8%, el de limo entre 11-88%, arena fina entre 2-79% y arena media entre 0,3-25%. La distribución granulométrica (figura 4.53) exhibe una moda definida entre 100-200 μm . Mientras que se observan otras en los 50 μm y 10 μm . Se observan modas secundarias entre 0,7-0,8 μm y en 7 μm . Los parámetros granulométricos que se muestran en la tabla (adjunta en Anexos) indican que esta unidad está entre pobremente a moderadamente seleccionada, entre muy fina a fina asimetría y es leptocúrtica principalmente.

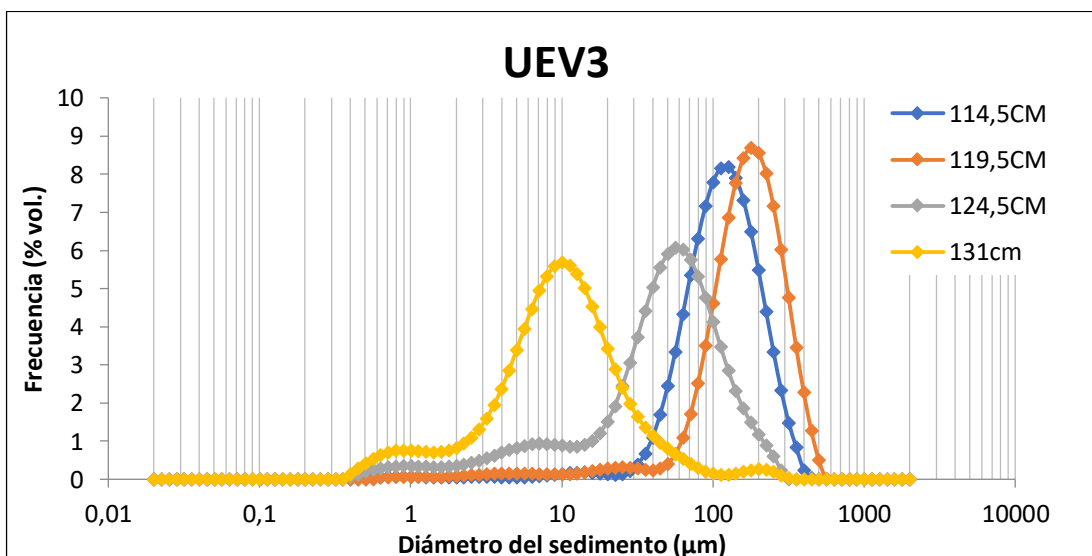


Figura 4.53. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 3 del testigo C23BR_18c_G.

4.3.2 Testigo C23MS_19_G

4.3.2.1 Descripción estratigráfica visual

De techo a base, en la figura 4.45 se puede observar que el testigo presenta una recuperación variable. En la sección superior desde 0-21 cm la recuperación es nula, luego varía entre 90-100%. Para la sección inferior se tiene una recuperación nula desde los 139 a 150,5 cm de profundidad, mientras que para el resto del testigo hay una recuperación que varía de 85-95 cm. En general el testigo presenta un tamaño de sedimento de limo con componente arcillosa y niveles arenosos centimétricos. Presencia de lentes de sedimento y gradación normal. Presencia de restos fósiles y de materia orgánica vegetal.

La unidad estratigráfica visual 1 (UEV1), entre los 21-41 cm. corresponde a sedimento tamaño limo arcilloso con laminaciones finas difusas que varían entre el gris verdoso (GLEY1 3/5GY) y gris verdoso oscuro (GLEY 4/5GY). No otras estructuras sedimentarias. Tampoco restos fósiles ni restos orgánicos vegetales.

Posteriormente, se definió la unidad estratigráfica visual 2 (UEV2) desde 41-52 cm. como un nivel de sedimento arenoso con componente de fina de color gris verdoso oscuro (GLEY1 4/5GY). Se observan formas lenticulares con sedimento arenoso. No presenta restos fósiles ni materia orgánica vegetal.

La unidad estratigráfica visual 3 (UEV3), definida entre los 52 cm y la base de esta sección (139 cm) corresponde a sedimento tamaño limo de color gris verdoso oscuro (GLEY1 4/5GY). Presencia de lente arenoso a los 71 cm. Se encuentran restos fósiles a los 56,5 cm. y restos de materia orgánica vegetal a los 70, 103 y 105,5 cm de profundidad.

Posteriormente en la sección inferior del testigo, se definió entre los 150,5-183,5 cm la unidad estratigráfica visual 4 (UEV) de sedimento tamaño limo masivo de color que varía de gris verdoso oscuro (GLEY1 4/10GY) a gris verdoso muy oscuro (GLEY1 3/5GY). Se observa presencia de lentes de sedimento de limo con fracción arenosa a los 166 y 180 cm de profundidad.

La unidad estratigráfica visual 5 (UEV5) se definió entre 183,5-233 cm compuesta de sedimento tamaño limo, masivo, de color gris verdoso oscuro (GLEY1 4/10GY) hacia la base aumenta su contenido arenoso. Sin presencia de estructuras sedimentarias.

Entre los 233-239 cm de profundidad se definió la unidad estratigráfica visual 6 (UEV6) como un nivel de sedimento tamaño arena de color gris verdoso muy oscuro (GLEY 3/5GY) donde se puede observar una gradación normal desde arena fina a muy fina.

Finalmente, la unidad estratigráfica visual 7 (UEV7) se define entre los 239-290 cm; se compone de limo masivo de color gris verdoso oscuro a muy oscuro (GLE Y1 de 4/10GY a 3/10GY). Presencia de lentes de sedimento arenoso en los 274 y 287 cm. Se encuentran restos de organismo bivalvo y/o molusco a los 120,3 cm.

4.3.2.2 Estructuras sedimentarias

Las estructuras identificadas en este testigo se muestran en la figura 4.55 y algunos ejemplos se muestra en la figura 4.54.

Laminación paralela gruesa: presencia de esta estructura dentro de nivel estratificado en zonas de atenuación alta a muy alta (con valores de densidad de 1180-1460 HU). Espesor de 0,6-0,8 cm. Se disponen manteniendo el principio de horizontalidad con ciertas perturbaciones hacia los bordes del testigo y son discordantes a las variaciones de atenuación entre unidades tomográficas.

Estratificación paralela: se observa estratificación en niveles de atenuación media a alta (con valores de 830-1210 HU) levemente difusa y en niveles de atenuación muy alta (1210-1460 HU) muy marcadas. El espesor varía entre 3-4 cm. En este testigo representan los niveles de mayor atenuación.

Textura caótica: textura con formas irregulares con amplio espectro de atenuación, los valores de densidad se mueven en el rango 760-1210 HU. Las formas mejor definidas son las de baja atenuación. Presencia de bioturbación en estas zonas caóticas. El límite inferior de esta textura es bien marcado.

Textura brechosa: textura con formas irregulares y subredondeados a redondeados con amplio espectro de atenuación que va desde baja a muy alta atenuación (760-1310 HU). El espesor de las zonas con esta textura es de 5-9 cm. Presencia de bioturbación en estas zonas brechosas. En el tramo 70-77 cm de profundidad, se exhibe la presencia de formas esféricas redondeadas con capa externa de muy alta atenuación (1290-1320 HU) e interior de baja a media atenuación (valores entre 660-850 HU). El tramo 178-183 cm de profundidad presenta bloques redondeados con atenuación media (800-890 HU) inmersos en una matriz de baja atenuación (680-750 HU).

Lente: se observan lentes con diversos niveles de atenuación, forma y tamaño, sus espesores van de 1-2 cm. Entre los 175-179 cm de profundidad se presenta con atenuación alta (1020-1250 HU) levemente difuso y bioturbado, en el tramo 188-197 cm se exhiben lentes con atenuación muy baja (650-720 HU) a baja (720-780 HU) con forma oblata, estando uno de ellos oblicuo a la horizontal. En el tramo 235-238 cm se tiene un lente con límites irregulares con niveles de

atenuación muy alta (1300-1440 HU) y hacia la base también hay presencia de lentes en los bordes del testigo que tienen atenuación alta (1060-1180 HU).

Bioturbación: están distribuidas de forma vertical y oblicua en todo el testigo, tienen formas alargadas (de hasta 7,4 cm de largo), son delgadas (hasta 0,5 cm de ancho), algunas están difusas y otras muy marcadas. Se presentan en diferentes niveles de atenuación, se tienen de muy baja atenuación (500-650 HU) principalmente verticales, las de baja atenuación (740-790 HU) son verticales y oblicuas y las de alta atenuación (1090-1160 HU) se observan principalmente oblicuas.

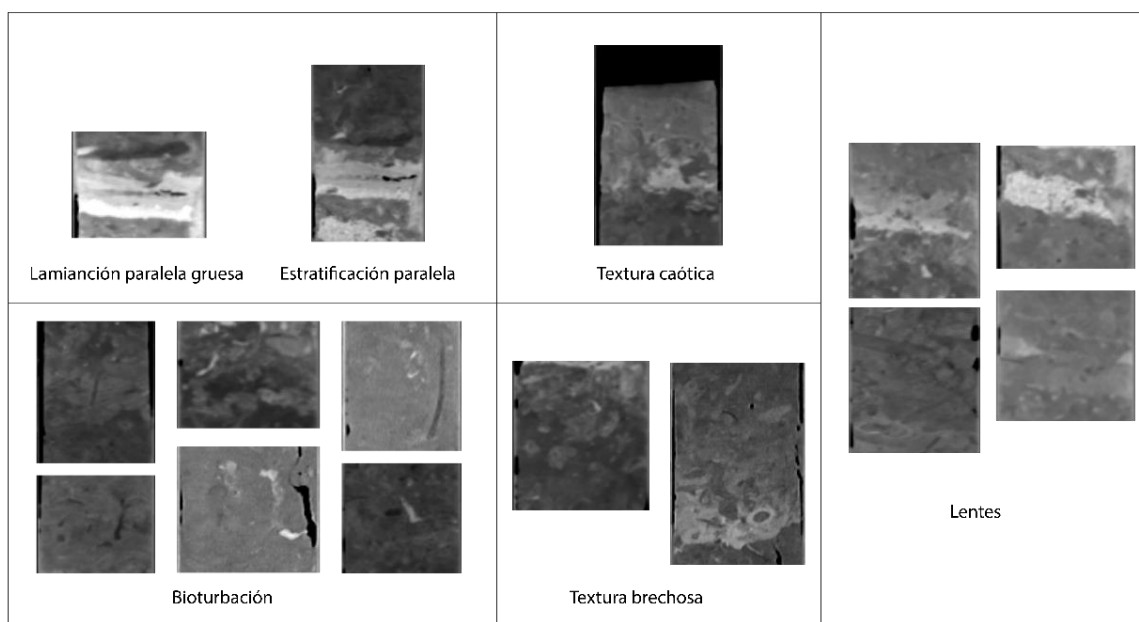


Figura 4.54. Estructuras sedimentarias reconocidas en el testigo C23MS_19_G mediante imágenes tomográficas.

4.3.2.3 Unidades tomográficas

UT19-1: unidad compuesta de sedimento con baja atenuación (valores de densidad entre 640-760 HU). No presenta estructuras sedimentarias. El contacto con la unidad inferior es difuso.

UT19-2: está compuesta de un nivel de sedimento de baja-media atenuación (valores entre 750-840 HU) y hacia la base se observa una gradación a un nivel de media-alta atenuación (con valores de densidad entre 920-1210 HU). También se observan formas irregulares de baja atenuación con valores entre 700-800 HU. No se observan estructuras sedimentarias. Presencia de bioturbación intensa en nivel estratificado. Se encuentra en contacto medianamente neto e irregular con la unidad inferior.

UT19-3: conformada por un sedimento de baja atenuación con valores entre 630-850 HU que se encuentra masivo y que gradúa hacia la base a un nivel de alta atenuación (valores entre 1120-1310 HU) que presenta ciertas formas ovaladas (capas externas de alta densidad que encierran sedimento de baja densidad), brechosas e irregulares. Presencia de bioturbación intensa sobre la textura brechosa. El contacto con la unidad inferior es neto e irregular.

UT19-4: unidad compuesta de dos tramos en contacto medianamente neto e irregular, que varían levemente en su atenuación y no presentan estructuras sedimentarias. El primero (superior) tiene una atenuación baja que varía entre 650-840 HU mientras que el segundo (inferior) tiene una atenuación baja a media con valores entre 650-910 HU. Presencia de bioturbación leve e intensa. Esta corresponde a la unidad más profunda de la sección superior del testigo.

UT19-5: unidad conformada por un nivel de sedimento con media-alta atenuación (con valores entre 850-1140 HU) con formas brechosas. Se encuentra en contacto medianamente neto e irregular con la unidad subyacente.

UT19-6: unidad compuesta de un nivel de baja atenuación con valores de densidad que varían entre 710-830 HU. Hacia la base tiene un lente de sedimento de alta densidad (varía entre 1020-1310 HU). Presencia de bioturbación leve. Se exhibe un contacto gradacional, mediante una zona brechosa (valores de atenuación entre 60-900 HU), con la unidad inferior.

UT19-7: constituida por un nivel superior que en su zona más superficial tiene una textura gradacional (contacto gradacional con unidad sobreyacente) con una baja a media atenuación (entre 640-910 HU). En contacto neto e irregular, se encuentra el nivel inferior de esta unidad que presenta una atenuación entre 740-860 HU y se exhibe justo bajo el contacto un lente de sedimento con rango de densidad similar al del tramo completo. Presencia de bioturbación leve e intensa. El contacto con la unidad inferior es medianamente neto e irregular.

UT19-8: unidad compuesta de sedimento de baja atenuación con valores entre 610-700 HU y que hacia la base presenta una laminación convoluta de sedimento con atenuación baja que varía entre 600-640 HU. Presencia de bioturbación leve. Se encuentra en contacto neto y recto con la unidad inferior.

UT19-9: unidad conformada por niveles de media a alta atenuación (con valores entre 920-1200 HU y muy alta atenuación (1250-1510 HU) con laminaciones paralelas gruesa y fina en estos últimos. Se encuentra un lente de sedimento con muy alta atenuación de rango 1260-1440 HU. El contacto con la unidad inferior es neto e irregular.

UT19-10: unidad compuesta de sedimento de baja atenuación (con valores entre 730-910 HU) con presencia de pequeños (<1cm de espesor máximo) lentes de sedimento de alta atenuación (entre

1010-1210 HU) sobre un nivel de atenuación media (con rango de valores entre 830-970 HU) en el tramo 248-251 cm de profundidad. Además, hacia la base de la unidad se observa nuevamente un aumento de la atenuación (densidad alta entre 1040-1230 HU). Presencia de bioturbación leve. El contacto con la unidad inferior es neto y sinuoso.

UT19-11: constituida por niveles de atenuación baja que oscilan entre los 620-810 HU. No hay presencia de estructuras sedimentarias. Presencia de bioturbación leve. Se encuentra en contacto difuso con la unidad subyacente.

UT19-12: corresponde a la última unidad del testigo, presenta una textura brechosa con bloques de muy altas atenuaciones (cuyos valores oscilan entre 1220-1400 HU) inmersos en sedimento de atenuación media con valores de densidad entre 810-950 HU.

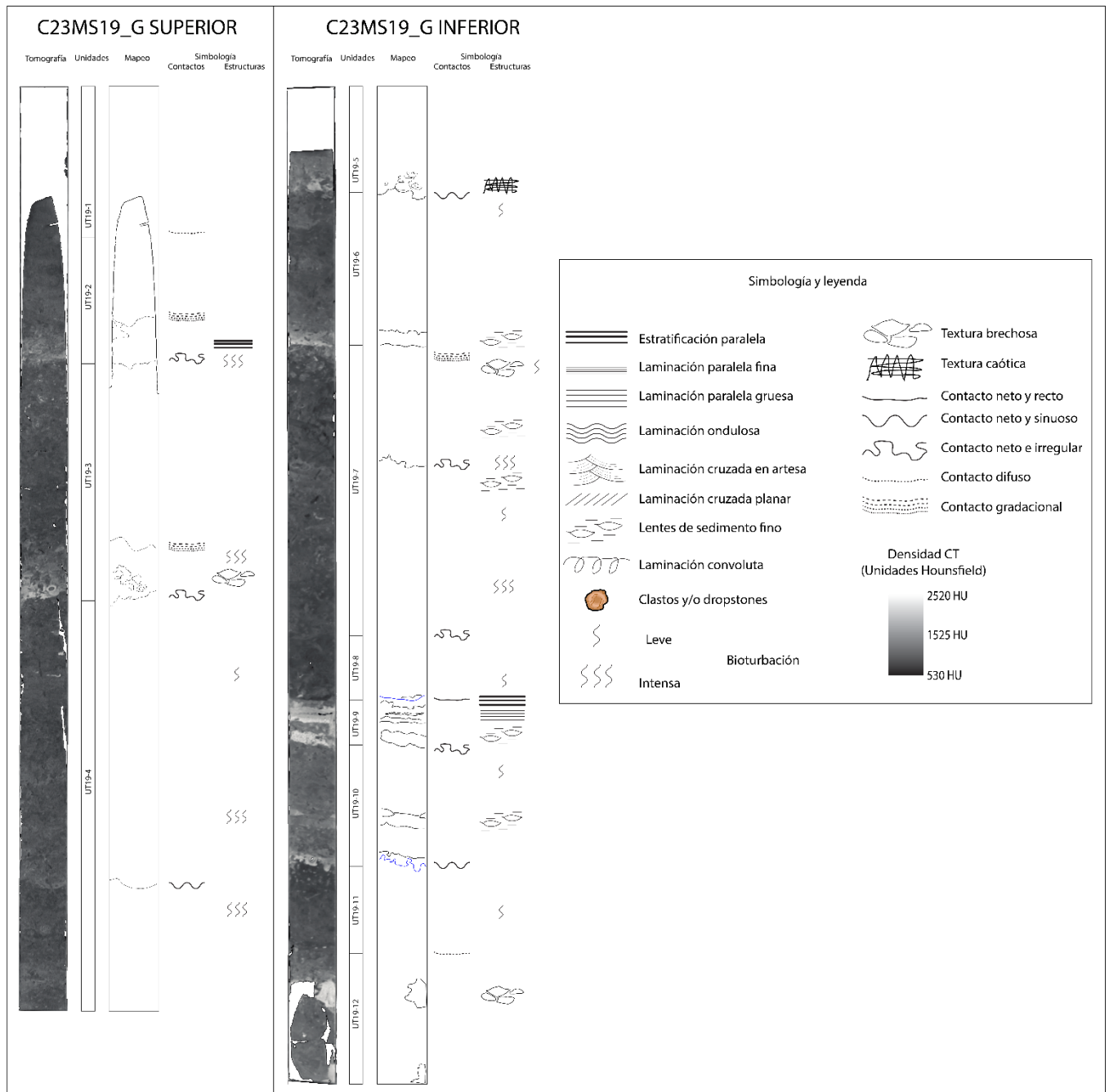


Figura 4.55. Resumen de mapeo de unidades tomográficas, los contactos y estructuras sedimentarias del testigo C23MS_19_G.

4.3.2.4 Patrones de susceptibilidad magnética

En la figura 4.56 se puede observar las zonas donde difieren sustancialmente la curva de susceptibilidad magnética por corrección propia con la de corregida por tomografía. Estas zonas son cercanas al techo donde la recuperación fue muy poca o nula. Para este testigo, se consideró el tramo 0-19 cm de la sección superior con valores de susceptibilidad magnética con corrección

propia y el resto con datos de la corrección por tomografía. En la sección inferior se realiza este arreglo para el tramo 0-11 cm.

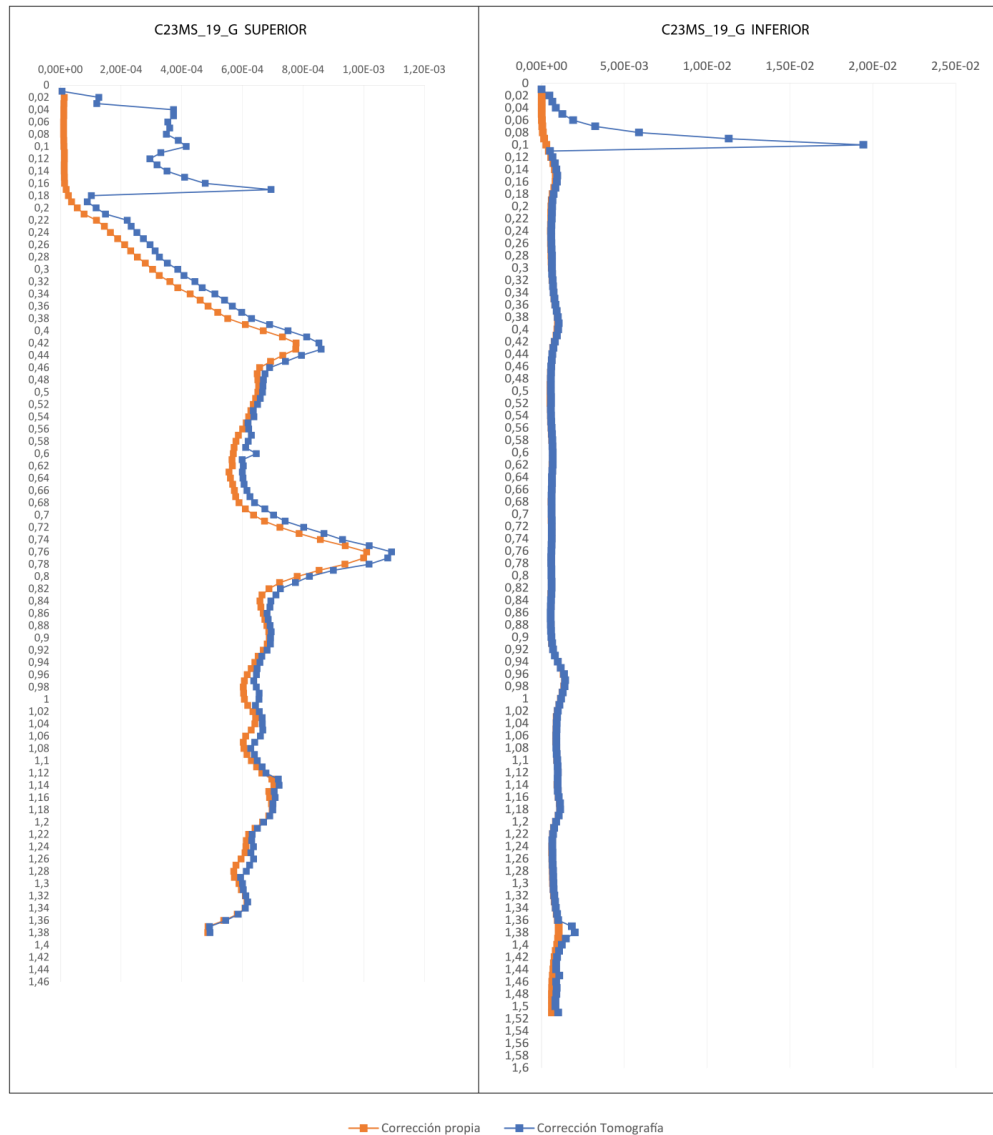


Figura 4.56. Gráficos de susceptibilidad magnética del testigo C23MS_19_G. Se compara la corrección propia del equipo analizador y la corrección por volumen mediante la tomografía. A la izquierda se observa la sección superior y a la derecha la sección inferior del testigo.

En la figura 4.57 se observa una curva con forma relativamente sinuosa, en ocasiones aumenta la amplitud de la sinuosidad y con peaks que destacan de los valores regulares. Los valores regulares y mayoritarios son de $6-8 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] y dos peaks destacables de $9-11 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] en la sección superior. Para la sección inferior, el rango de los valores mayoritarios es de $5-6,5 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] y presenta dos peaks destacables de 9 a 11×10^{-4} [Vol. MS en SI] hasta los 90 cm de profundidad. Posteriormente, se tienen valores no tan regulares y más altos

de susceptibilidad magnética, ya que dominan en este tramo los peaks que alcanzan valores de 12-20 x 10⁻⁴ [Vol. MS en SI].

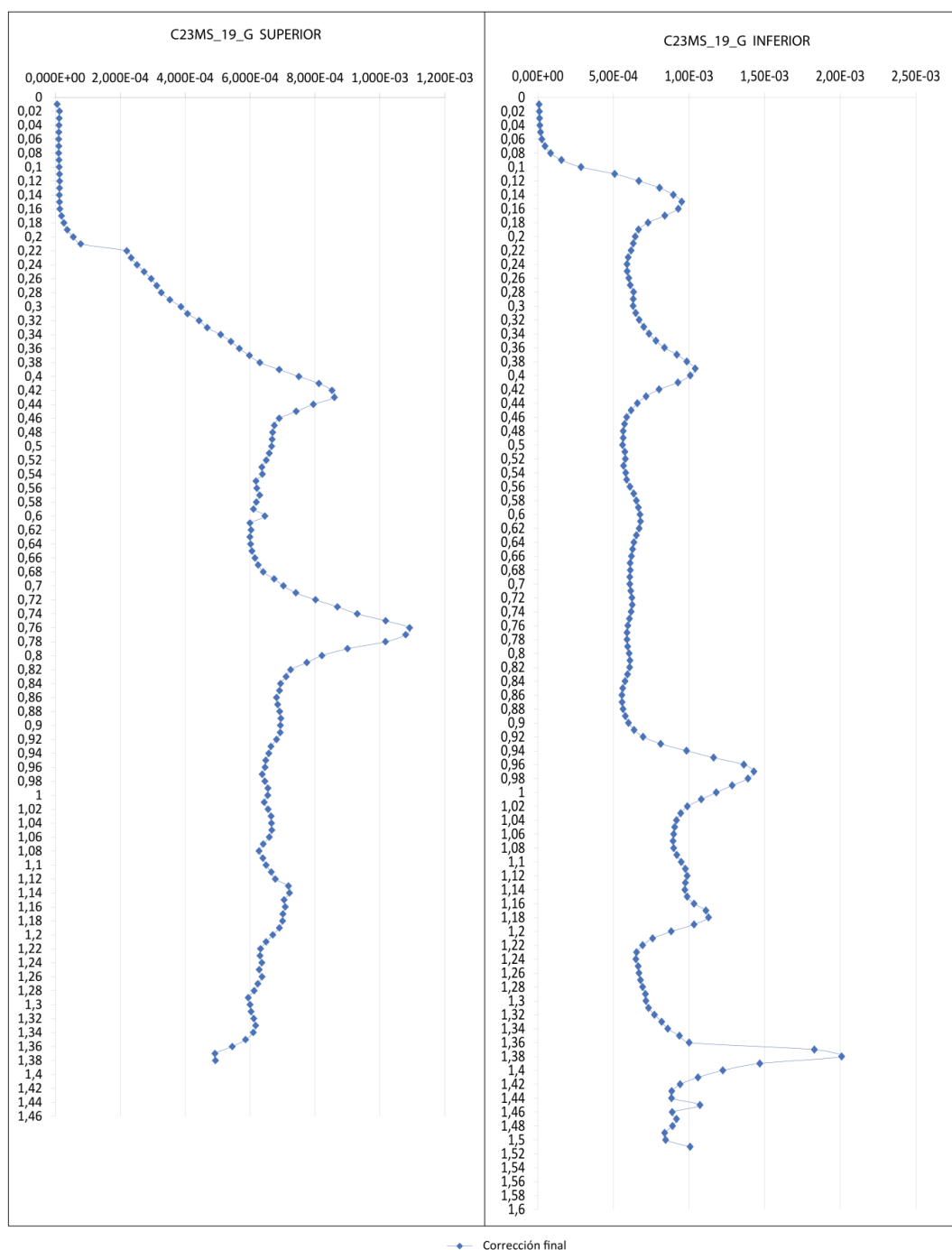


Figura 4.57. Gráficos de susceptibilidad magnética final del testigo C23MS_19_G con la integración de las correcciones anteriores. A la izquierda se observa la sección superior y a la derecha la sección inferior del testigo.

4.3.2.5 Granulometría láser

A modo general, en la figura 4.58 se pueden observar los puntos de muestreo en el testigo y las diferentes distribuciones granulométricas de estos, agrupados y resaltados en colores. De techo a base, se observan modas principales que varían en rangos entre los 5-10 [μm] y entre 70-100 [μm] en otros intervalos del testigo. Se alcanza a distinguir que las modas principales de mayor tamaño coinciden con intervalos de alta atenuación y/o densidad de los sedimentos. Los parámetros granulométricos presentan variaciones a lo largo del testigo, la selección va de pobre a muy pobre, la simetría no muestra una tendencia clara, solo reconocen momentos de simetría hasta asimetría gruesa. Finalmente, la curtosis es leptocúrtica principalmente, en momentos es mesocúrtica y platicúrtica.

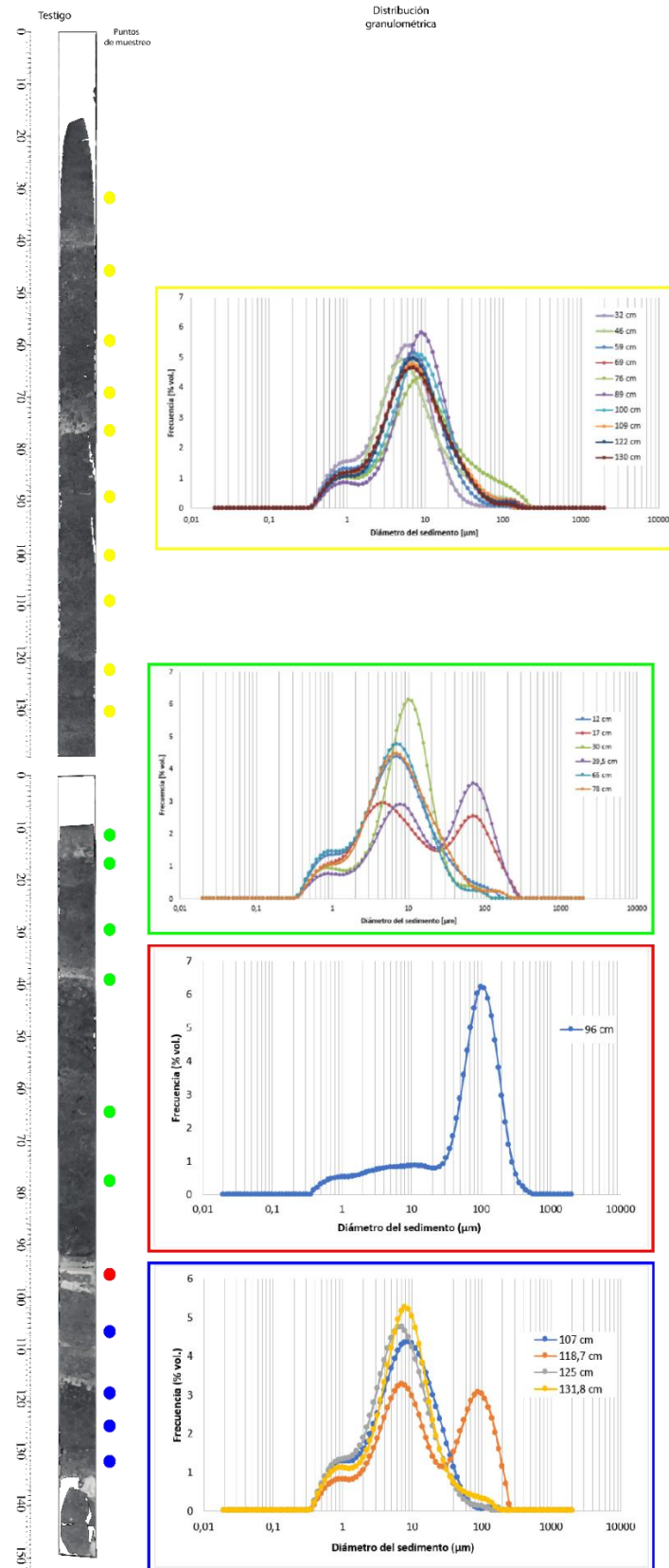


Figura 4.58. Ubicación de los puntos de muestreo para granulometría láser en el testigo 18c. Además, de forma agrupada, se muestran las distintas distribuciones granulométricas de los puntos de muestreo.

A continuación, se pasa a describir la granulometría para las diferentes unidades estratigráficas visuales, de techo a base, definidas previamente.

Unidad visual 1: El tamaño de sedimento promedio de esta submuestra es limo fino. El contenido de arcilla es de 18,5%, el de limo es 81% y el de arena fina es 0,5%. La distribución granulométrica que se muestra en la figura 4.59 tiene una moda principal a los 6 [μm] y modas secundarias en 0,7 [μm] y en 90 [μm]. Los parámetros granulométricos de este punto son: selección pobre, fina asimetría y es mesocúrtico (ver tabla adjunta en Anexo).

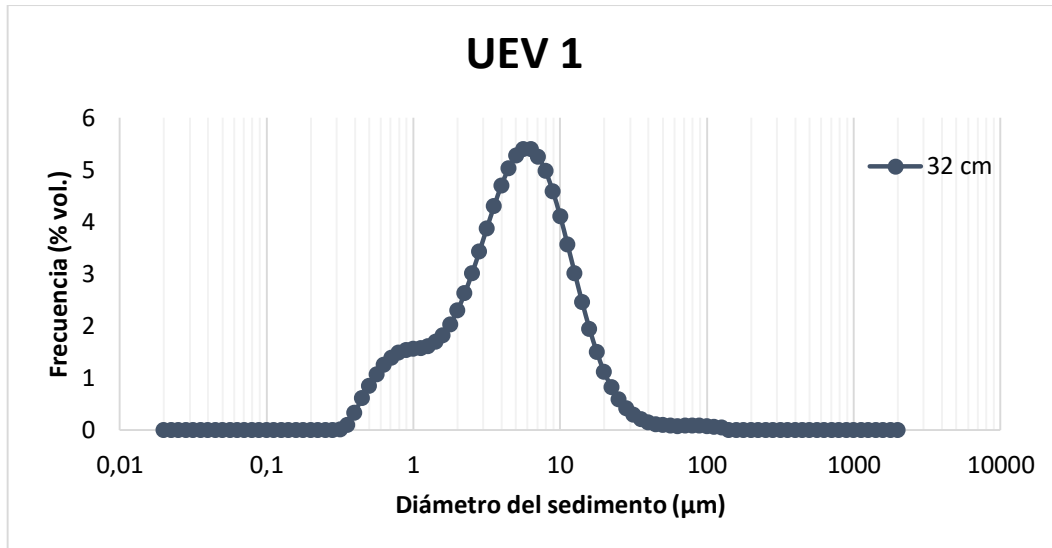


Figura 4.59. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 1 del testigo C23MS_19_G.

Unidad visual 2: Esta unidad tiene un tamaño promedio de limo fino con contenido de arcilla un 14,3%, de limo un 82,5% y 3,2% de arena fina. En la figura 4.60 se observa la distribución granulométrica en este punto, donde hay una moda principal en 5 [μm] mientras que modas secundarias en 0,7 [μm] y entre 100-150 [μm]. Los parámetros granulométricos de este punto son: pobremente seleccionado, simétrico y leptocúrtico.

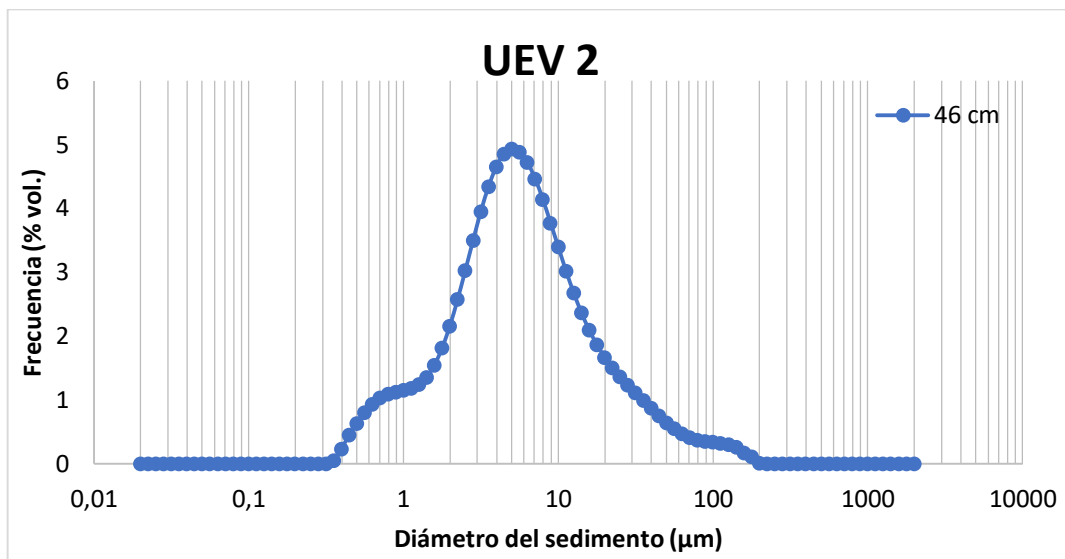


Figura 4.60. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 2 del testigo C23MS_19_G.

Unidad visual 3: unidad con tamaño promedio de limo fino a medio con contenido de arcilla de 9,4-14%, de limo 80-89,1% y de arena fina de 0,8-8,1%. La distribución granulométrica (ver figura 4.61) muestra una moda principal entre 7-10 [µm] y modas secundarias entre 0,8-0,9 [µm] y entre 100-150 [µm]. Esta unidad presenta pobre selección, fina asimetría a simetría y es principalmente leptocúrtico (ver tabla en Anexos)

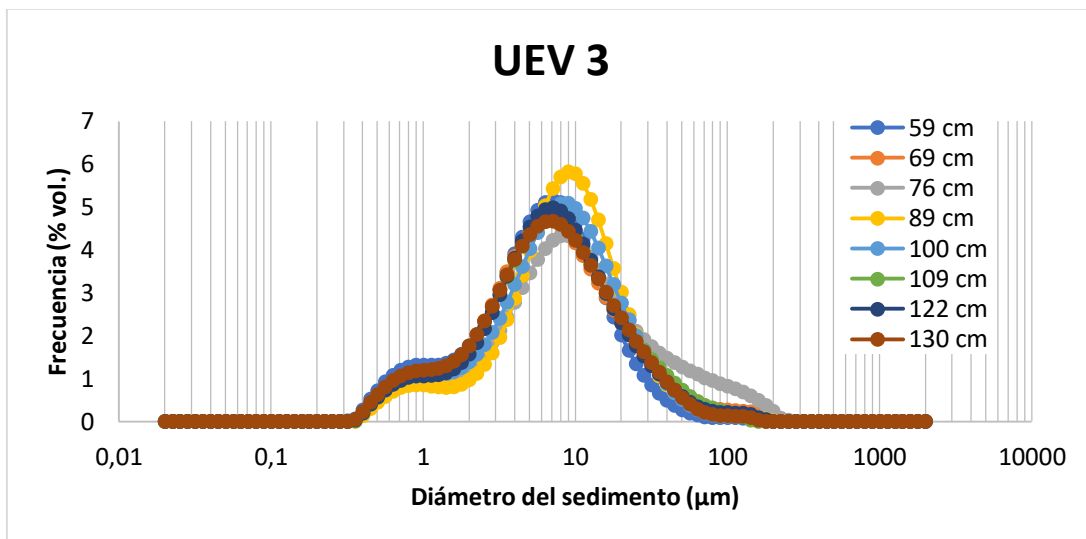


Figura 4.61. . Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 3 del testigo C23MS_19_G.

Unidad visual 4: presenta un tamaño promedio que varía entre limo fino a grueso cuyo contenido de arcilla es de 8,7-15,9%, el de limo es de 63,2-87,7%, de arena fina de 1,7-27,8% y de arena media 0,3-0,5%. La distribución granulométrica muestra (ver figura 4.62) modas principales entre

5-10 [μm] y otra entre 70-80 [μm]. Además, se observan modas secundarias entre 0,7-0,8 [μm], en 7 [μm] y entre 80-90 [μm]. Los parámetros granulométricos de esta unidad son: muy pobremente a pobremente seleccionado, de simétrico a gruesa asimetría y de leptocurto a platicurto.

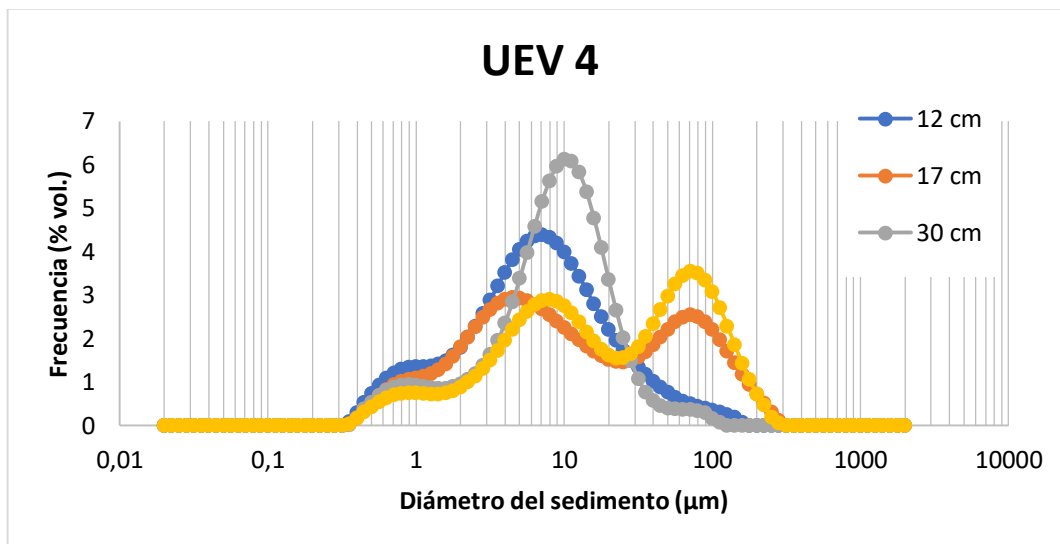


Figura 4.62. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 4 del testigo C23MS_19_G.

Unidad visual 5: el tamaño promedio de esta unidad es limo fino con una fracción de arcilla de 17-12,4%, de limo 81,8-84,8% y de arena fina entre 1,2-2,8%. La distribución granulométrica muestra una moda principal en 7 [μm] y modas secundarias entre 6,5-7 [μm] y entre 100-200 [μm] (ver figura 4.63). Esta unidad es pobremente seleccionada, de fina asimetría a simétrica y leptocurto a mesocúrtica.

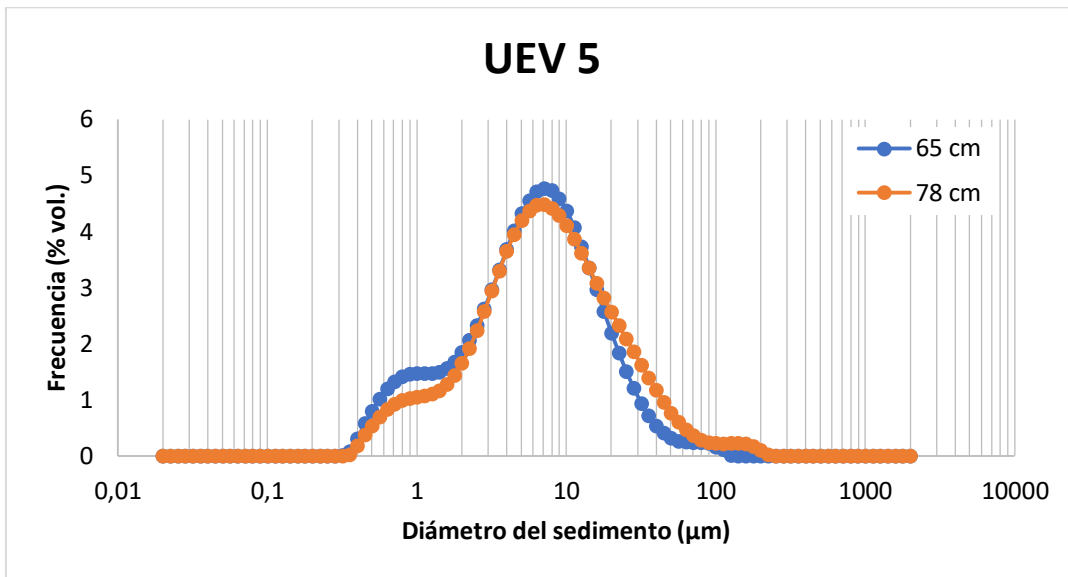


Figura 4.63. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 5 del testigo C23MS_19_G.

Unidad visual 6: esta unidad presenta un tamaño promedio de limo muy grueso que contiene 6% de arcilla, 31,7% de limo, 58,3% de arena fina, 3,9% de arena media y 0,1% de arena gruesa. La distribución granulométrica en la figura 4.64 tiene una moda principal en los 100 [µm] y moda secundaria de rango muy variable entre 0,4-15 [µm]. Sus parámetros granulométricos son: muy pobremente seleccionado, muy finamente asimétrica y leptocúrtica.

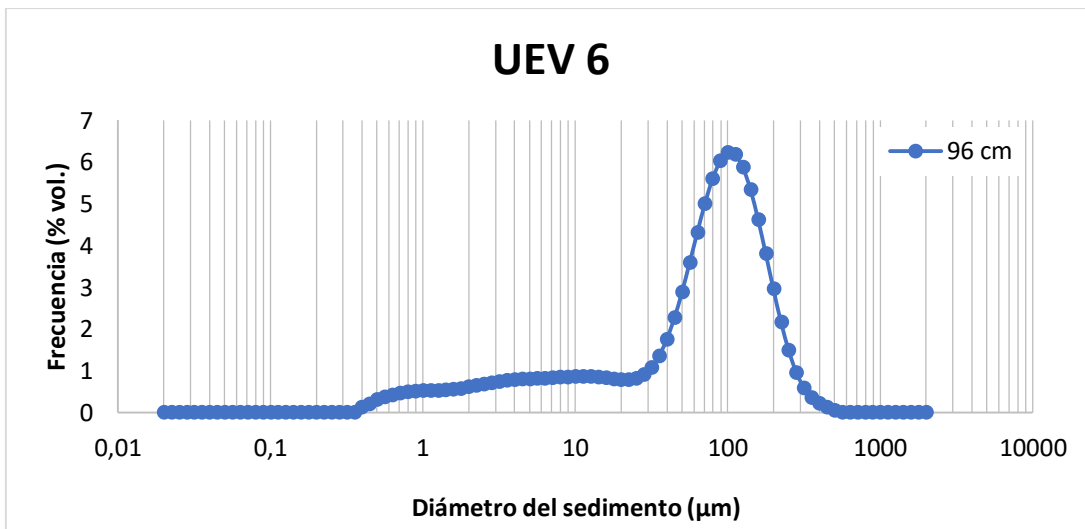


Figura 4.64. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 6 del testigo C23MS_19_G.

Unidad visual 7: el tamaño promedio es entre limo fino a grueso con fracciones de arcilla entre 9,4-15,6%, de limo entre 62,2-84,4%, de arena fina entre 1-28,2% y de arena media hasta 0,2%. La distribución granulométrica presenta una moda principal entre 6-9 [μm] y modas secundarias en 0,7 [μm] y entre 90-100 [μm] (ver figura 4.65). Esta unidad va de muy pobre a pobremente seleccionada, tiene asimetría fina a simetría. La curtosis es muy variable.

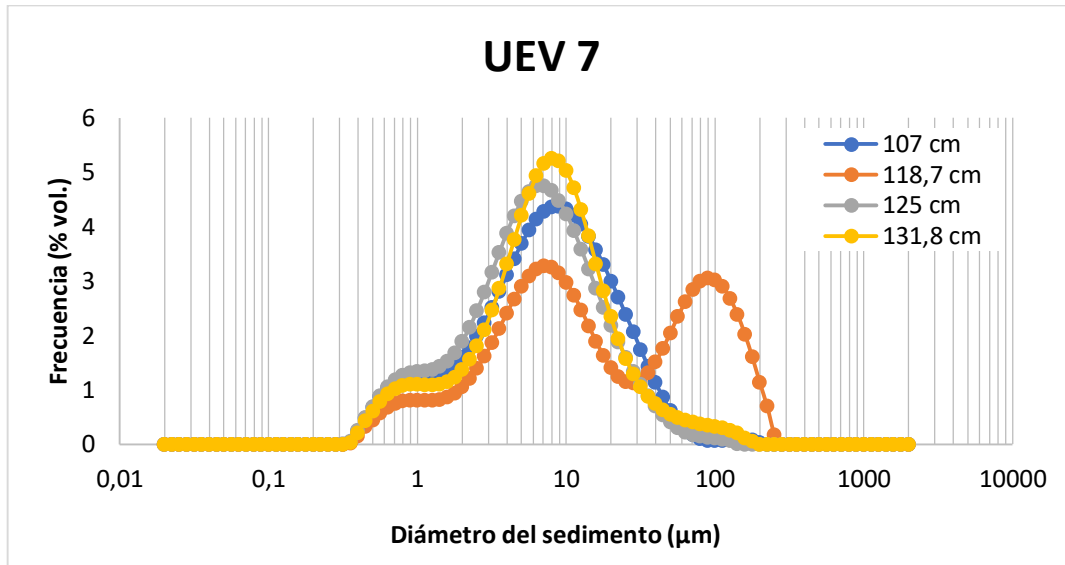


Figura 4.65. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 7 del testigo C23MS_19_G.

4.3.3 Testigo C23IB_21b_G

4.3.3.1 Descripción estratigráfica visual

Se observa en la figura 4.66 que desde el techo hasta los 15 cm. de profundidad la recuperación del testigo es nula, para el resto de la sección superior la recuperación varía entre 75-100%. En el caso de la sección inferior la recuperación nula es desde los 139-147 cm; para el resto de la sección va de 60% a 100%. En general el testigo presenta tamaño de sedimento limo con componente arcillosa, se observa un clasto (dropstone) y restos de materia orgánica vegetal.

Luego entre 13,2-58 cm se define la unidad estratigráfica visual 1 (UEV1) compuesta de sedimento de tamaño limo muy fino a fino, masivo y de color gris verdoso oscuro (GLE Y1 4/5GY). Se tiene presencia de lentes de sedimento, que presentan cierta componente arenosa muy fina. Además, se observan restos de materia orgánica vegetal a los 50,5 cm de profundidad.

Posteriormente entre 58,4-151 cm. se encuentra la unidad estratigráfica visual 2 (UEV2) constituida por sedimentos del mismo tamaño y color que la UV1. Se tiene presencia, en toda la unidad, de laminaciones difusas de tonos oscuros asociadas a restos de materia orgánica negra. Se reconoce la presencia de estos restos de materia orgánica vegetal a los 105, 127 y 141 cm.

Finalmente, en la sección inferior entre 151-302 cm se define la unidad estratigráfica visual 3 (UEV3) constituida de sedimento tamaño limo arcilloso, masivo, color gris verdoso oscuro (GLEY1 4/10GY). Presencia de clasto/dropstone subredondeado y medianamente esférico de 2,6 cm. de diámetro a los 209 cm. de profundidad. Se encuentran restos de materia negra y restos de materia orgánica vegetal, hojas principalmente, a los 262,5 cm del testigo.

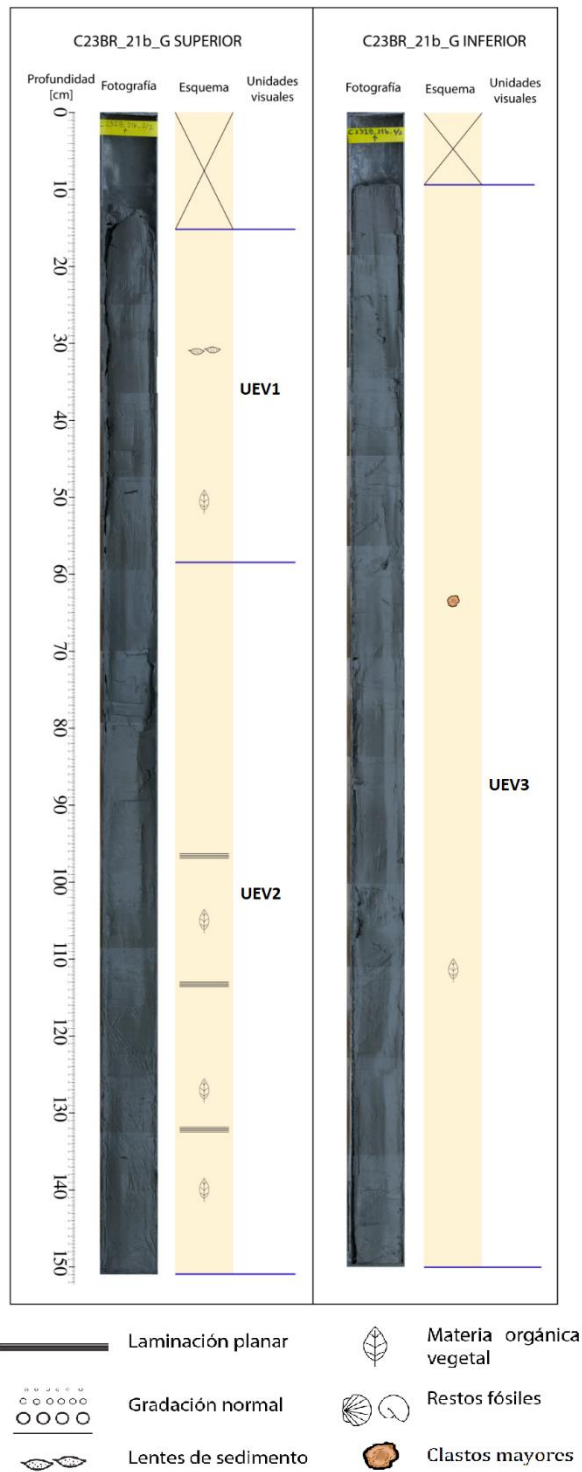


Figura 4.66. Resumen de las unidades sedimentarias visuales para los testigos C23IB_21b_G.

4.3.3.2 Estructuras sedimentarias

Los contactos y estructuras sedimentarias identificados para este testigo se muestran en la figura 4.68 y algunos ejemplos se muestran en la figura 4.67.

Laminación paralela fina: presenta laminaciones bien definidas de atenuaciones bajas a media (780-860 HU) y laminaciones individuales de atenuación media a alta (990-1050 HU) de 0,1-0,3 cm de espesor. También hay laminaciones levemente difusas de baja a media atenuación (760-840 HU). En la sección inferior, en su mayoría masiva, se encuentran laminaciones finas individuales de 0,1 cm de espesor y su atenuación varía entre 910-960 HU.

Laminación paralela gruesa: se observan en niveles de atenuación muy baja, con valores entre 560-610 HU; niveles de atenuación baja (600-710 HU) con espesores entre un rango de 0,5-1 cm. Entre los 0-60 cm de profundidad estas estructuras están bien definidas y se observa cierta alternancia entre los distintos niveles de atenuación, mientras que en zonas más profundas son más irregulares y no se observa alternancia.

Estratificación paralela: esta estructura se observa en niveles de atenuación muy baja (560-650 HU) y baja (690-750 HU) en los primeros 60 cm de profundidad. Mientras que más hacia la base (entre 130-136 cm) se tiene estratificación en niveles de atenuaciones bajas a medias (750-860 HU) levemente más difusas que las anteriores. Los espesores presentes van de 3,5 a 5 cm.

Laminación convoluta: se observa esta estructura (con deformación leve) en niveles de atenuación alta (1020-1250 HU) con espesor entre 0,3-0,7 cm y en un tramo con alternancia de niveles de atenuación baja (650-730 HU) y atenuación media (850-960 HU) donde los espesores son mayores para los niveles de baja atenuación (hasta 0,7 cm) respecto de los niveles de atenuación media (hasta 0,3 cm). Presencia de un clasto de muy alta atenuación (200-2500 HU) dentro de un nivel de baja atenuación.

Lentes: se reconoce la presencia de esta estructura en un nivel de atenuación media a alta (con valores de densidad entre 940-1110 HU) con un espesor máximo de 0,8 cm. También se observan lentes irregulares con atenuación media de 840-930 HU dispuestos de forma horizontal y se observan otros lentes de atenuación baja (700-780 HU) inmediatamente bajo las laminaciones paralelas finas mejor definidas del testigo.

Clastos mayores: se observan 3 clastos con valores de atenuación muy alta (1700-2600 HU) y con al menos 2 cm de largo en uno de sus ejes principales. Presentan esfericidad moderada y son subredondeadas. Luego se observan al menos 4 clastos de muy alta atenuación (1800-2100 HU) con uno de sus ejes principales mayor a 1 cm. Finalmente se observan al menos 5 clastos menores a 1 cm en alguno de sus ejes mayores. Presentan las mismas características de esfericidad y redondeamiento.

Bioturbación: esta estructura está distribuida en todo el testigo, pero en menos densidad que el testigo anterior. Se observan formas alargadas (1,5-5 cm de largo) y delgadas (hasta 1 cm de ancho) de manera individual. Presenta niveles de atenuación muy bajos (con valores de 410-540 HU), atenuación baja (610-670 HU) y atenuaciones medias (720-810 HU).

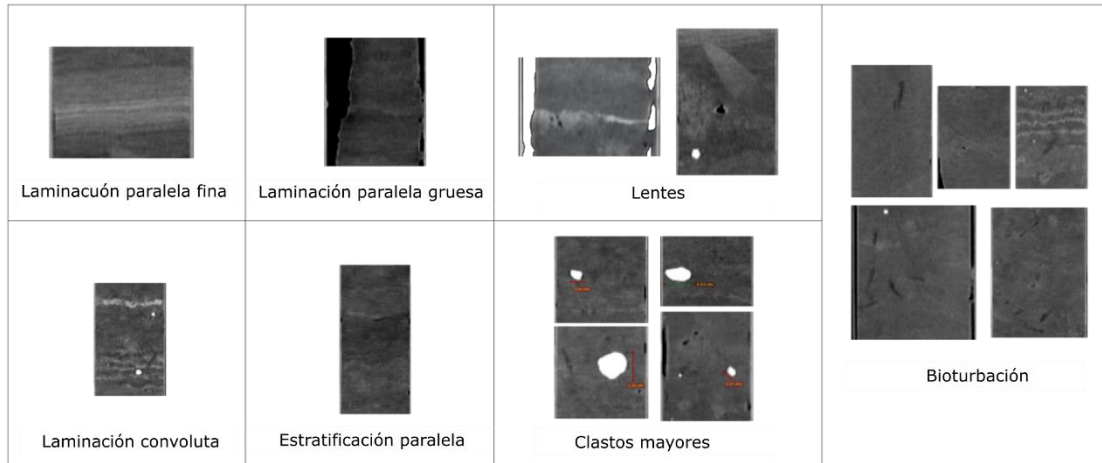


Figura 4.67. Estructuras sedimentarias reconocidas en el testigo C231B_21b_G mediante imágenes tomográficas.

En todos los testigos se observó presencia de formas de sedimento de baja-media densidad (740-980 HU) en niveles de media a alta densidad.

4.3.3.3 Unidades tomográficas

UT21b-1: unidad compuesta de sedimento con baja atenuación (con valores de densidad 530-650 HU) con laminaciones paralelas finas y gruesas, estratificación paralela y lente de sedimento, este último presenta una alta atenuación (con valores entre 860-1030 HU). El contacto con la unidad inferior es difuso.

UT21b-2: unidad de niveles con muy baja atenuación (con valores de 540-660 HU) intercalados con niveles de baja atenuación (valores entre 640-790 HU). Se observan estratos con ambas atenuaciones y laminación paralela gruesa en el nivel más superficial de los de baja atenuación. Se encuentra en contacto medianamente neto y sinuoso con la unidad subyacente.

UT21b-3: unidad compuesta de sedimento con baja atenuación cuyos valores de densidad oscilan entre 650-810 HU. Presencia de laminaciones paralelas finas en una estratificación paralela de media atenuación con valores de densidad entre 820-1040 HU. Es el nivel estratificado más claro del testigo. Bajo lo anterior, se observan formas especiales asociables a lentes de sedimento

que presentan una atenuación mayor, con valores entre 710-840 HU. Presencia de bioturbación leve. El contacto con la unidad inferior es difuso.

UT21b-4: unidad compuesta de un tramo de baja atenuación cuyos valores de densidad varían entre 630-750 HU y hacia la base se distingue un estrato con un rango más acotado de valores de densidad (610-690 HU) donde también se exhiben laminaciones finas en la base y el techo de este estrato. Presencia de bioturbación leve e intensa. La unidad inferior está en contacto medianamente neto y recto.

UT21b-5: unidad constituida de sedimento de baja densidad, con valores que varían entre 630-810 HU. Se observa laminación convoluta en sedimento de alta atenuación (con valores entre 1030-1150 HU), bajo esta estructura se observa que la unidad termina en laminaciones paralelas finas de manteniendo su atenuación baja. Se encuentra en contacto neto y sinuoso con la unidad inferior.

UT21b-6: unidad compuesta sedimento de baja atenuación (valores de densidad entre 620-800 HU) intercalado con sedimento media atenuación (valores de densidad entre 840-950 HU). Se encuentran intercalados y en laminaciones convolutas. Se observa un clasto que presenta una atenuación muy alta alcanzando valores 1900-2200 HU. El contacto con la unidad inferior es neto y medianamente sinuoso.

UT21b-7: conformada por dos niveles estratificados de baja atenuación (valores entre 650-730 HU) y baja-media atenuación (740-850 HU). Presencia de bioturbación leve. El contacto con la unidad inferior es difuso.

UT21b-8: esta unidad es la más profunda e incluye el último tramo de la sección superior y la sección inferior completa del testigo. Está compuesta de sedimento de baja-media atenuación con valores entre 660-850 HU. Ya en la sección inferior, se mantiene la misma atenuación, pero se observa un nivel de 1 cm de laminaciones paralelas finas con atenuación media-alta con valores entre 810-1020 HU. Presencia de bioturbación leve e intensa. Hay presencia de pequeños lentes de sedimento con la misma atenuación bajo las laminaciones y se encuentra un clasto de atenuación muy alta que varía entre 1750-2530 HU.

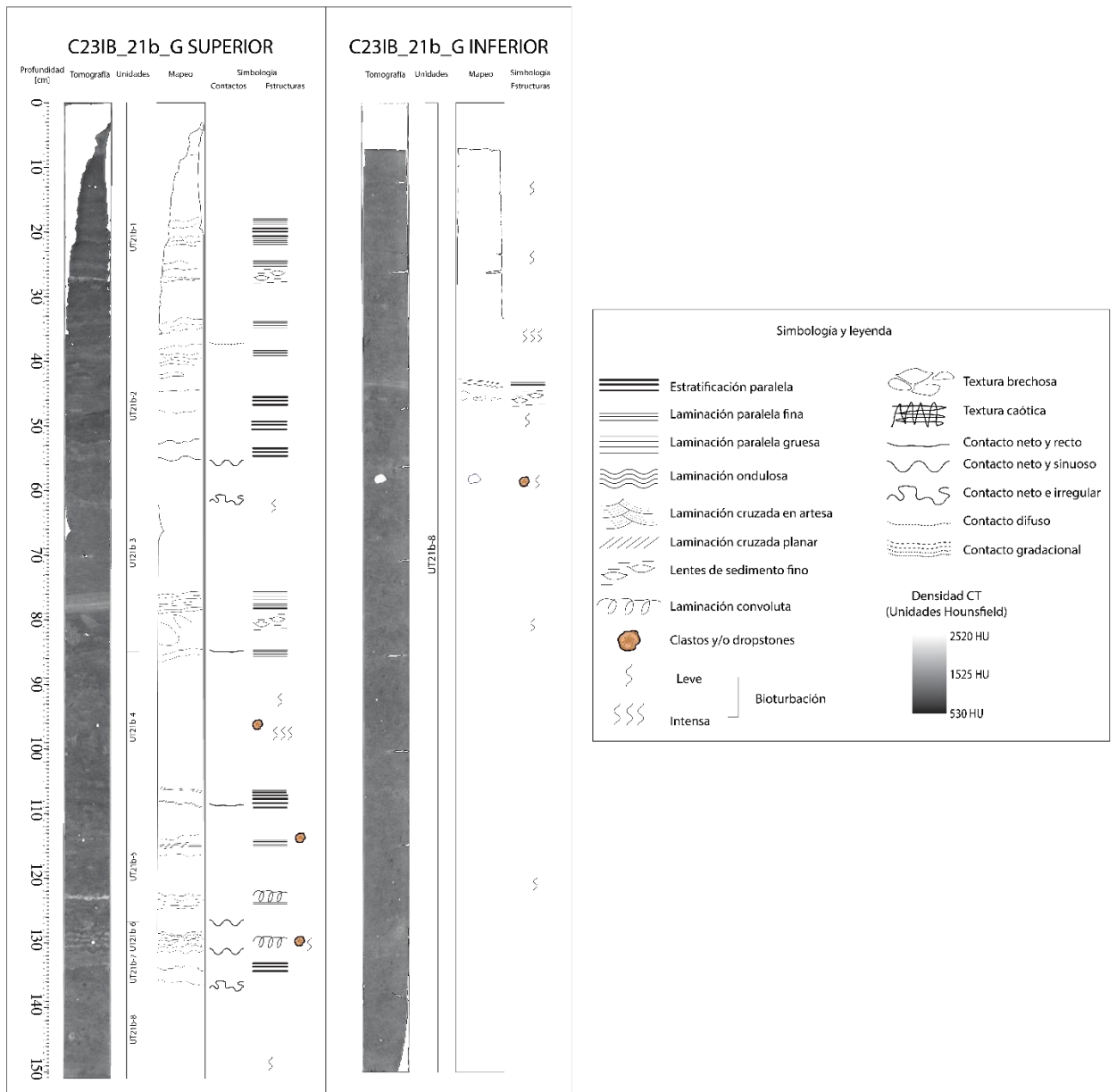


Figura 4.68. Resumen de mapeo de unidades tomográficas, los contactos y estructuras sedimentarias del testigo C23IB_21b_G.

4.3.3.4 Patrones de susceptibilidad magnética

En la figura 4.69 se puede observar las zonas donde difieren sustancialmente la curva de susceptibilidad magnética por corrección propia con la de corregida por tomografía. Estas zonas son cercanas al techo donde la recuperación fue muy poca o nula. En este testigo, se consideró el tramo 0-6 cm de la sección superior con valores de susceptibilidad magnética con corrección propia y el resto de la sección con datos corregidos por volumen con la topografía. En la sección inferior se realiza este arreglo para el tramo 0-11 cm.

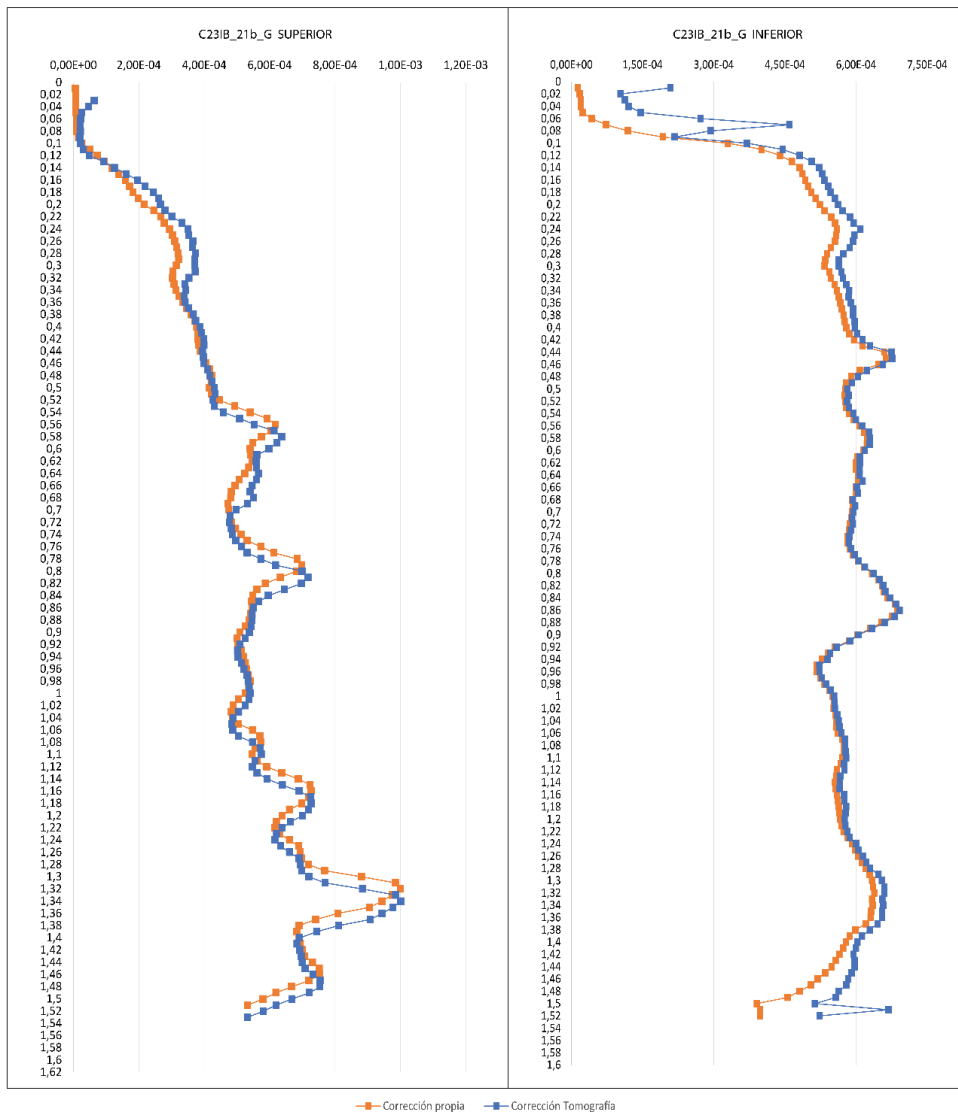


Figura 4.69. Gráficos de susceptibilidad magnética del testigo C23MS_19_G. Se compara la corrección propia del equipo analizador y la corrección por volumen mediante la tomografía. A la izquierda se observa la sección superior y a la derecha la sección inferior del testigo.

Para la sección superior se puede observar en la figura 4.70 que la curva presenta una forma relativamente sinuosa donde se pueden observar al menos 3 dominios de valores de MS. En la sección superior, entre los 14-44 cm de profundidad se observan valores entre $2-4 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] y no presenta ningún peaks destacable. Luego entre los 44-112 cm se tienen valores entre $4-6 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] con dos peaks destacables con valores entre $6-7,5 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI]. Finalmente, desde los 112 cm hasta la base se tienen valores susceptibilidad magnética entre $6-8 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] con la forma sinuosa mucho más marcada que en los dominios anteriores y además presenta peaks destacables con rango de $7-10 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI].

En la sección inferior, en su mayoría, se tienen valores entre $5,5-6 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] con 5 peaks de mayor susceptibilidad magnética con valores de $6-7 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI] y se observa un peak de menor susceptibilidad magnética de $5-5,5 \times 10^{-4}$ [Vol. MS en SI].

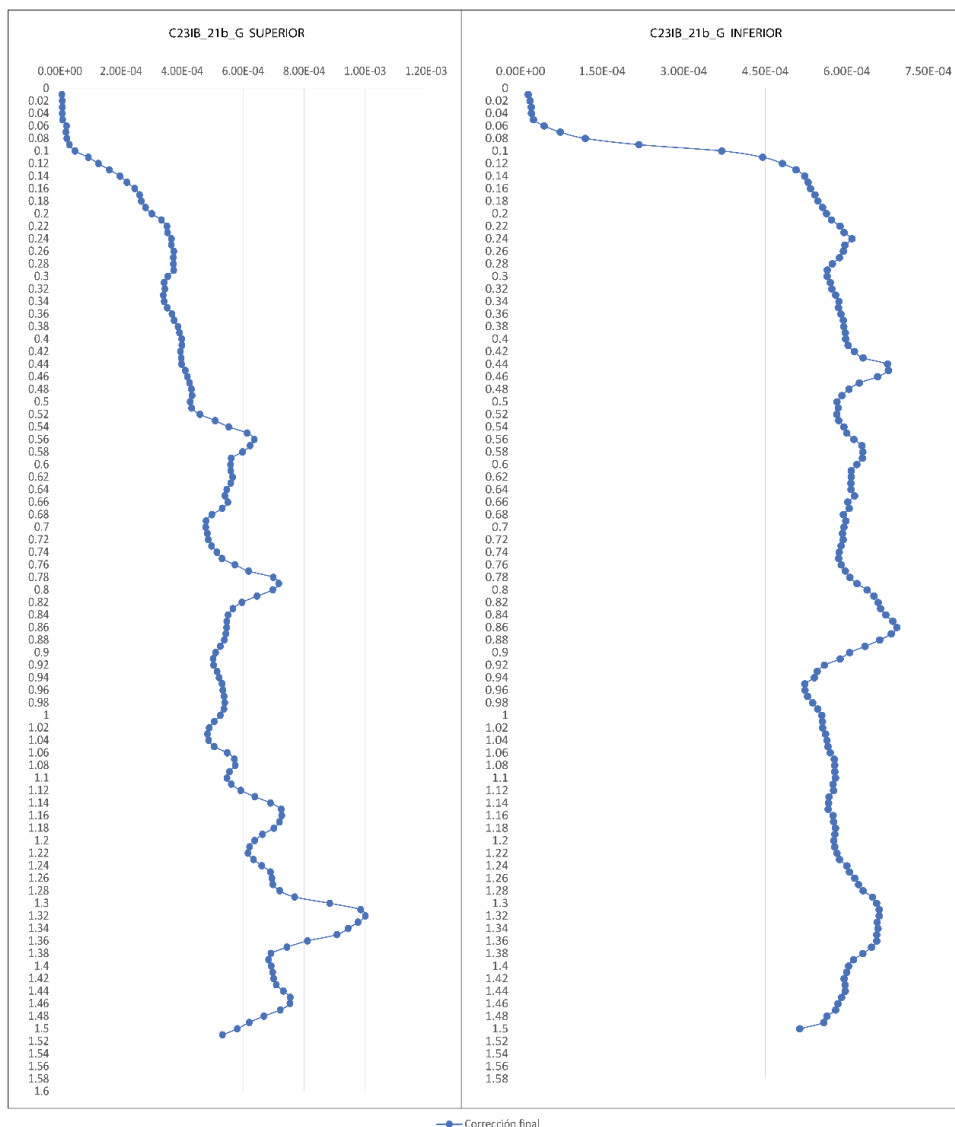


Figura 4.70. Gráficos de susceptibilidad magnética final del testigo C23IB_21b_G con la integración de las correcciones anteriores. A la izquierda se observa la sección superior y a la derecha la sección inferior del testigo.

4.3.3.5 Granulometría láser

A modo general, en la figura 4.63 se pueden observar los puntos de muestreo en el testigo y las diferentes distribuciones granulométricas de estos, agrupados en colores. De techo a base, se observan modas principales que varían en rangos entre los 5-7 [µm], 4-6 [µm] y 4-9 [µm]. No se logra observar una tendencia clara. Los parámetros granulométricos presentan variaciones, la

selección va de moderada a muy pobre, de simétrica a asimetría fina y la curtosis es leptocúrtica principalmente.

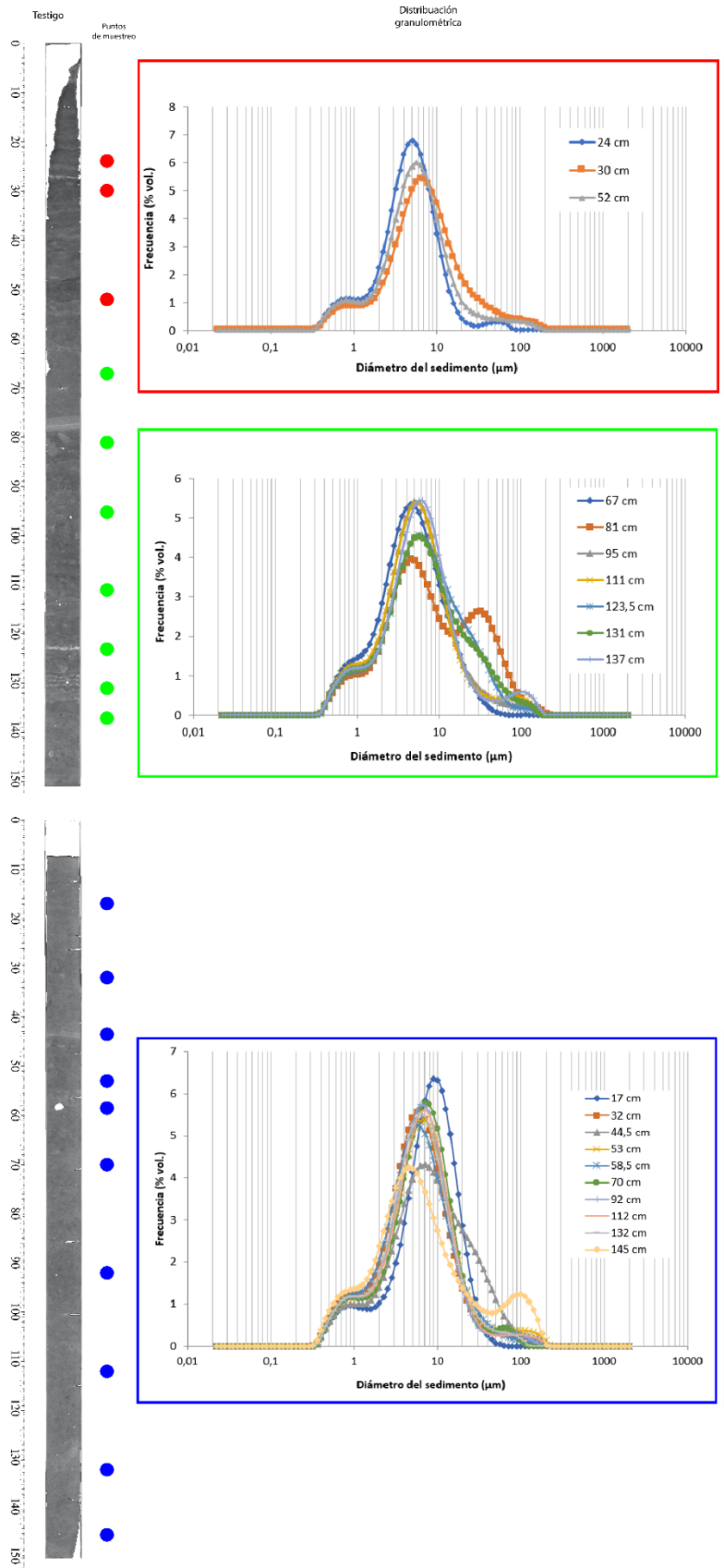


Figura 4.71. Ubicación de los puntos de muestreo para granulometría láser en el testigo 18c. Además, de forma agrupada, se muestran las distintas distribuciones granulométricas de los puntos de muestreo.

A continuación, se pasa a describir la granulometría para las diferentes unidades estratigráficas visuales, de techo a base, definidas previamente.

Unidad visual 1: esta unidad presenta un tamaño promedio de limo muy fino a fino con contenido de 13,2-18,8% de arcilla, 81-86,5% de limo y 0,1-0,3% de arena fina. Su distribución granulométrica muestra una moda principal entre 5-7 [μm] y modas secundarias entre 0,6-0,7 [μm] y en 60 [μm] (ver figura 4.72). Los parámetros granulométricos en esta unidad son: moderada a pobremente seleccionada, simétrica y leptocúrtica.

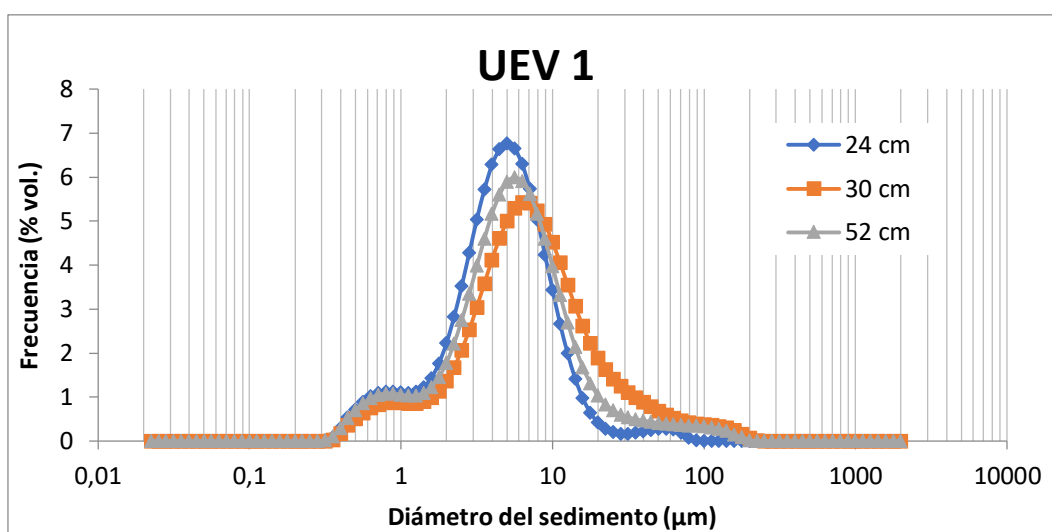


Figura 4.72. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 1 del testigo C231B_21b_G.

Unidad visual 2: tiene un tamaño promedio de limo muy fino a fino con porcentajes de arcilla entre 16,7-23,7%, de limo entre 76,3-86% y de arena fina entre 0,1-0,2%. La distribución granulométrica de esta unidad muestra una moda principal entre 4-6 [μm], mientras que se observan modas secundarias 0,5-0,7 [μm], en 30 [μm] y en 100 [μm] (ver figura 4.73). Esta unidad está pobremente seleccionada, simétrica y es platicúrtica a leptocúrtica.

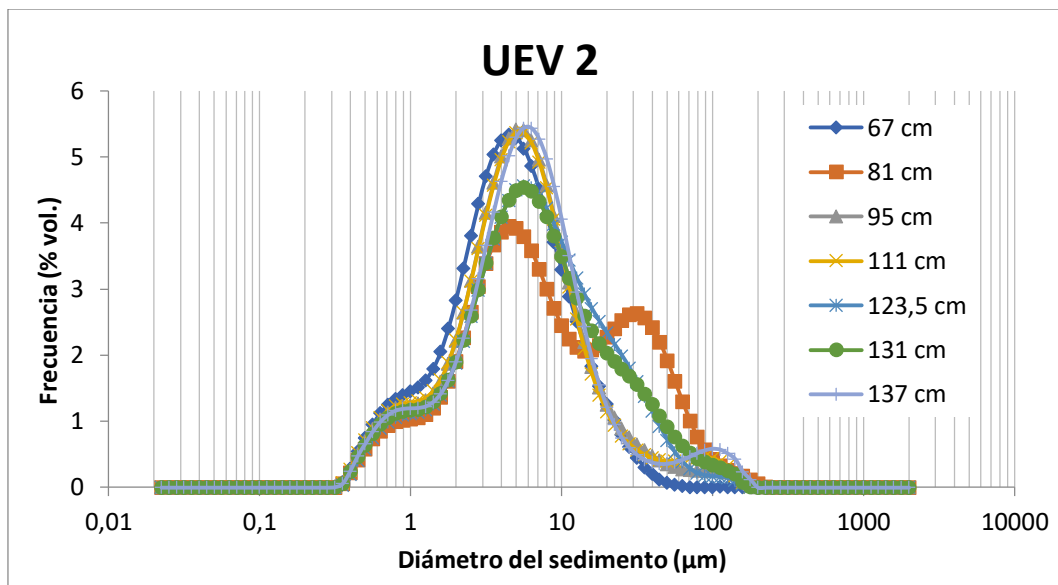


Figura 4.73. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 2 del testigo C231B_21b_G.

Unidad visual 3: esta unidad tiene un tamaño promedio de limo fino con ocurrencia de limo medio. El contenido de arcilla varía entre 10,7-17,4%, el de limo entre 72,8-89,3% y de arena fina entre 1,4-9,8%. La distribución granulométrica muestra una moda principal entre 4-9 μm y modas secundarias entre 0,7-0,9 μm y en 100 μm (ver figura 4.74). Los parámetros granulométricos de esta unidad son: de muy pobre a pobremente seleccionada, asimetría fina con ocurrencia de asimetría gruesa y simetría, y leptocúrtica.

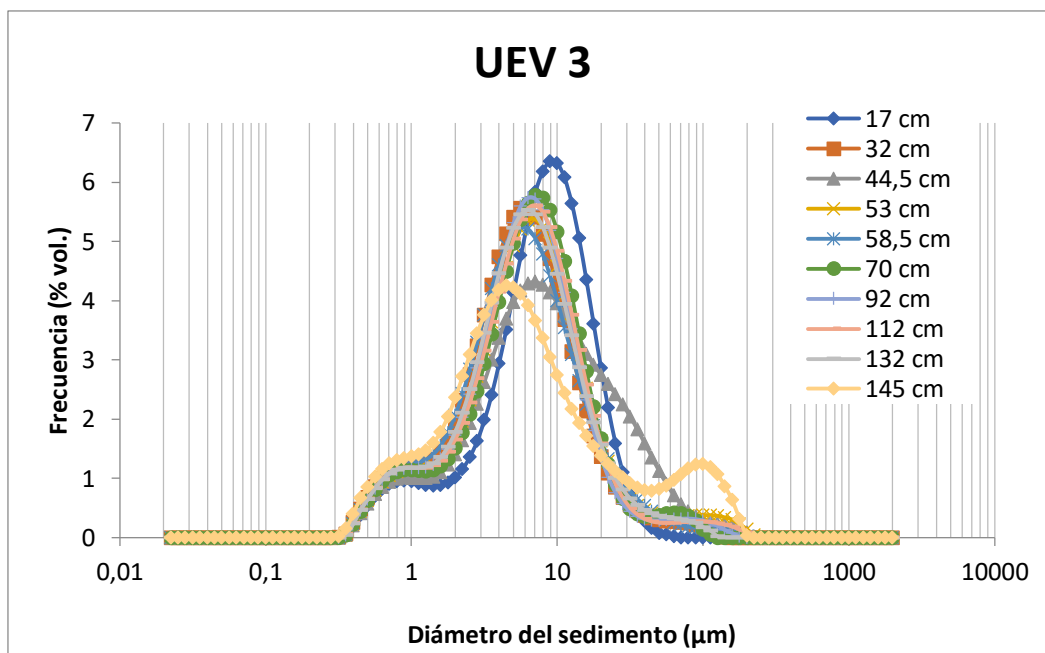


Figura 4.74. Distribución granulométrica de las muestras obtenidas para la unidad sedimentaria visual 3 del testigo C231B_21b_G.

4.3.4 Integración de los resultados

A continuación, se muestra la compilación de todos los análisis realizados a los testigos de sedimento, con el fin de mostrar las unidades de interés que se definieron para caracterizar la sedimentología del suelo marino en los diferentes sistemas glaciomarininos de fiordos.

La figura 4.75 muestra el resumen del testigo 18c, donde principalmente se tienen dos segmentos representativos de las litofacies del testigo. El segmento B1 compuesto de estratos de limo fino, levemente masivo, de baja atenuación y susceptibilidad magnética intercalados, en contactos netos y graduales, con algunos niveles de limo medio de espesores centimétricos, de mayor atenuación y susceptibilidad magnética que en ciertos niveles aumentan cuando se observan laminaciones paralelas y contenido arenoso. Ambos paquetes de limos presentan laminación paralela fina y gruesa, laminación ondulosa, lentes carbonosos y en ocasiones laminación convoluta. En cuanto al segmento B2, este representa un nivel arenoso fino a medio, con gran cantidad de estructuras sedimentarias como: laminaciones paralelas de arena media, laminación convoluta, laminación cruzada planar y en artesa; y gradación normal e inversa. Estos niveles arenosos presentan peaks muy altos de susceptibilidad magnética y la más alta atenuación de todo el testigo. Lo anterior caracterizaría la sedimentología superficial en un ambiente distal al margen de hielo dominado por plumas densas de sedimento y un retrabajo producido por un sistema glaciofluvial actualmente ubicado en la cabecera del fiordo Bernardo.

Por otra parte, el testigo 19, resumido en las figuras 4.76 y 4.77 muestran los dos segmentos que representan las litofacies de este testigo. El segmento M1 de material sedimentario de tamaño limo fino a medio con contenido arenoso, atenuaciones bajas en general con ciertos espesores centimétricos de media-alta atenuación, contactos sinuosos e irregulares de las unidades tomográficas con texturas caóticas y brechosas en algunas de ellas, lentes de sedimento, bioturbación y laminaciones paralelas. Se observa que los peaks de MS coinciden con alta atenuación, texturas caóticas/brechosas y contenido arenoso. Mientras que el segmento M2 muestra material de limo fino, atenuaciones principalmente bajas, contactos difusos, alta bioturbación, presencia de restos fósiles y no presentan peaks de MS destacables como el segmento anterior. Por su parte, el segmento M3 es el nivel basal del testigo, con niveles de alta atenuación y altos peaks de MS que coinciden con material arenoso estratificado, de texturas caóticas y brechosas, diferenciándose de M1 en la presencia de clastos mayores en la base.

Finalmente, las figuras 4.78 y 4.79 se muestran los segmentos definidos para el testigo 21b. El segmento I1 de tamaño limo fino a medio, atenuaciones bajas y muy altas asociadas a clastos mayores de hasta 3 [cm] de diámetro principalmente hacia la base del segmento. También se observa frecuente intercalación de niveles de baja-media atenuación en el techo del segmento, similares a los vistos en el testigo 18c. Presenta unidades tomográficas de contactos sinuosos. Se observa estratificación paralela, laminación paralela, convoluta, bioturbación y alta concentración de clastos mayores. Se observan peaks de MS coincidente con alta atenuación, también relacionada a presencia de clastos mayores. Por su parte, el segmento I2 presenta sedimento de tamaño limo fino a medio y contenido arenoso, atenuaciones bajas y muy altas asociadas a clastos mayores. No

se reconocen contactos en las unidades tomográficas. Alta bioturbación y concentración de dropstones. Presencia de restos fósiles y de materia orgánica. Se observan leves peaks de MS, en algunos casos asociadas a la presencia de clastos mayores.

C23BR_18c_G

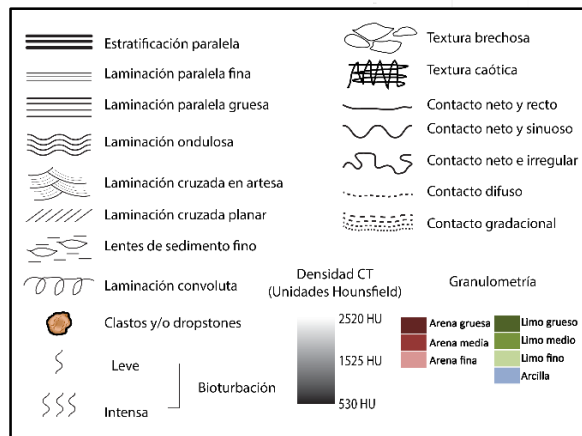
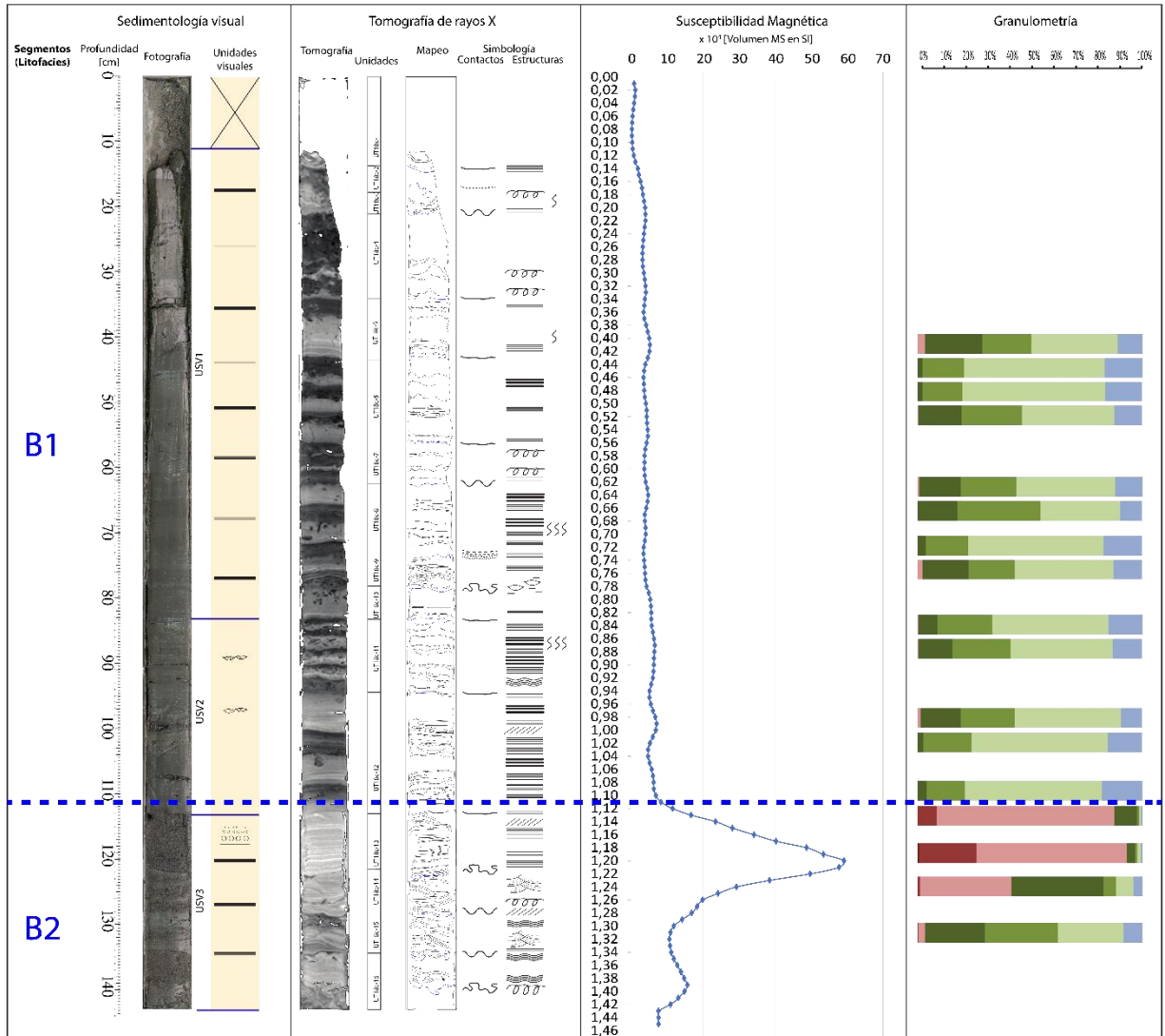


Figura 4.75. Resumen integrado de los resultados mencionados anteriormente para el testigo C23BR_18c_G perteneciente al fiordo Bernardo. En la zona inferior se muestra la simbología y leyenda de la figura integrada válida para todos los testigos.

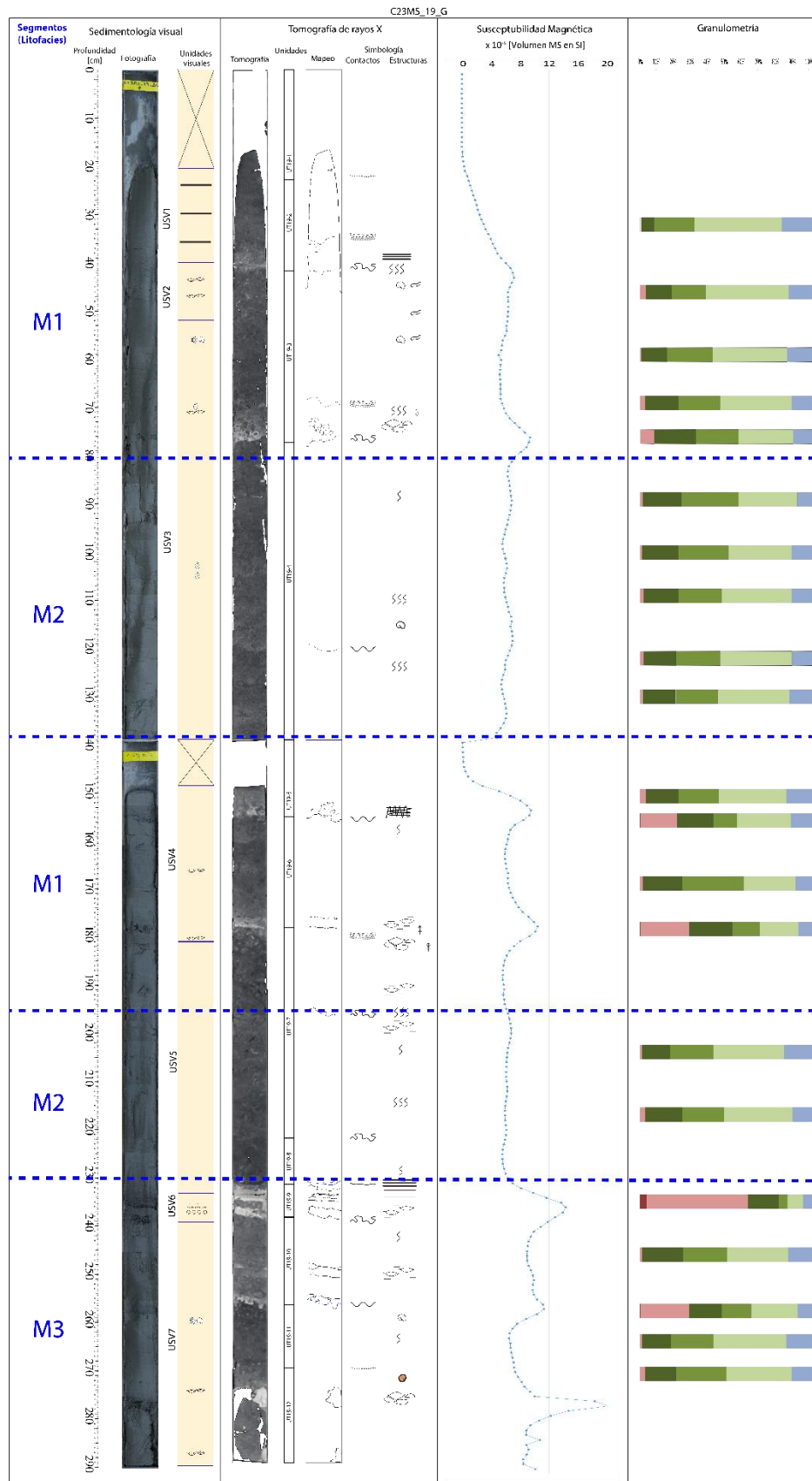


Figura 4.76. Resumen integrado de los resultados mencionados anteriormente para el testigo 19 perteneciente al canal Mesier. La leyenda y simbología se muestra en la figura 4.75.

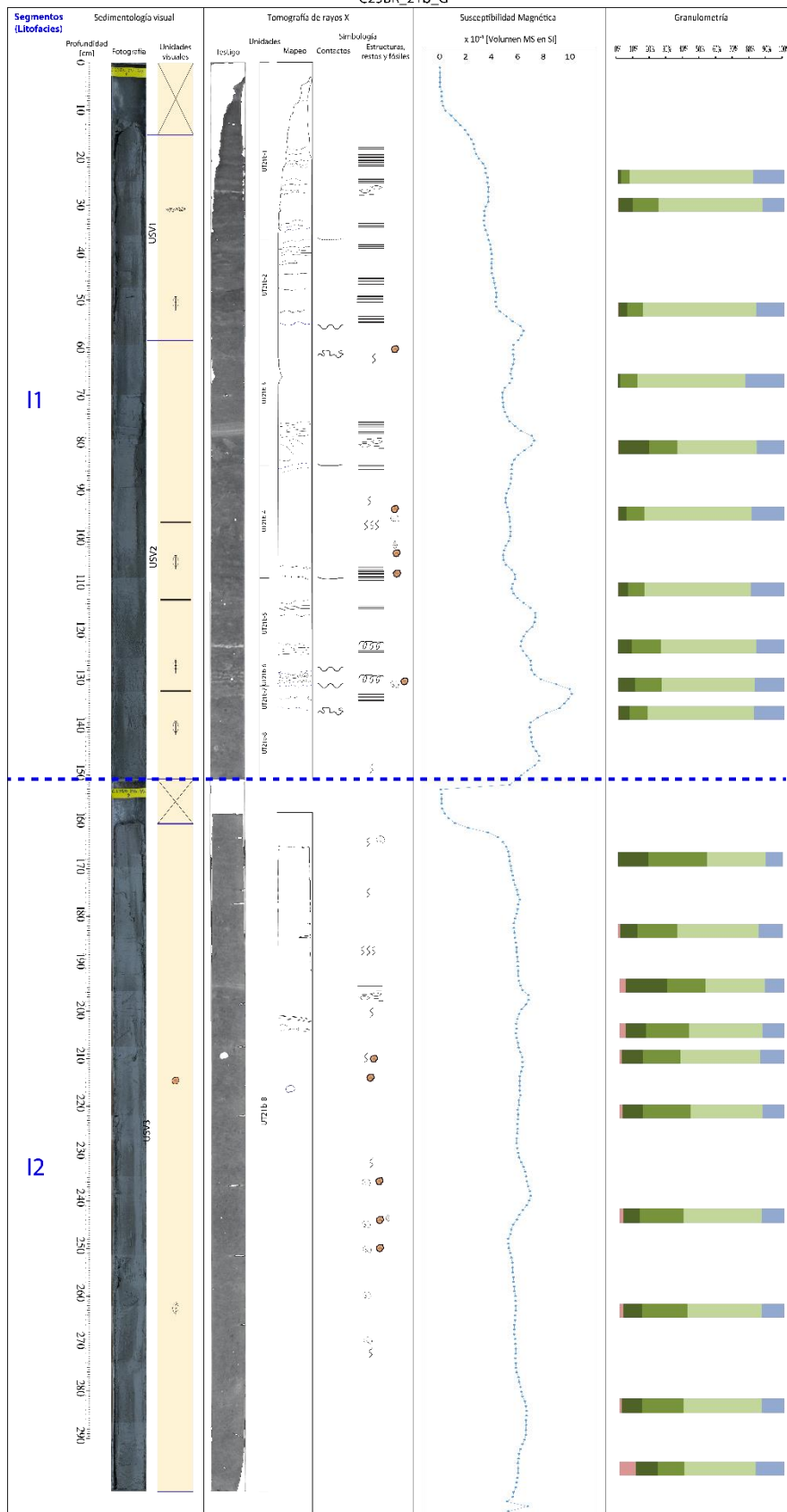


Figura 4.77. Resumen integrado de los resultados mencionados anteriormente para el del testigo 21b perteneciente al fiordo Iceberg. La leyenda y simbología se muestra en la figura 4.75.

4.4 Precipitaciones y temperaturas medias históricas

En esta sección se dará un breve resumen de las tendencias meteorológicas de precipitaciones y temperaturas anuales con el fin de clarificar los patrones de variación a través de las últimas décadas y principalmente de los últimos 20 años, para así contrastar el comportamiento de la dinámica glacial con la forzante climática en esta zona.

La localización y el registro histórico de precipitaciones respectivo para las estaciones ubicadas en el lado oeste de los campos de hielo y de los Andes se muestran en la figura 4.78.

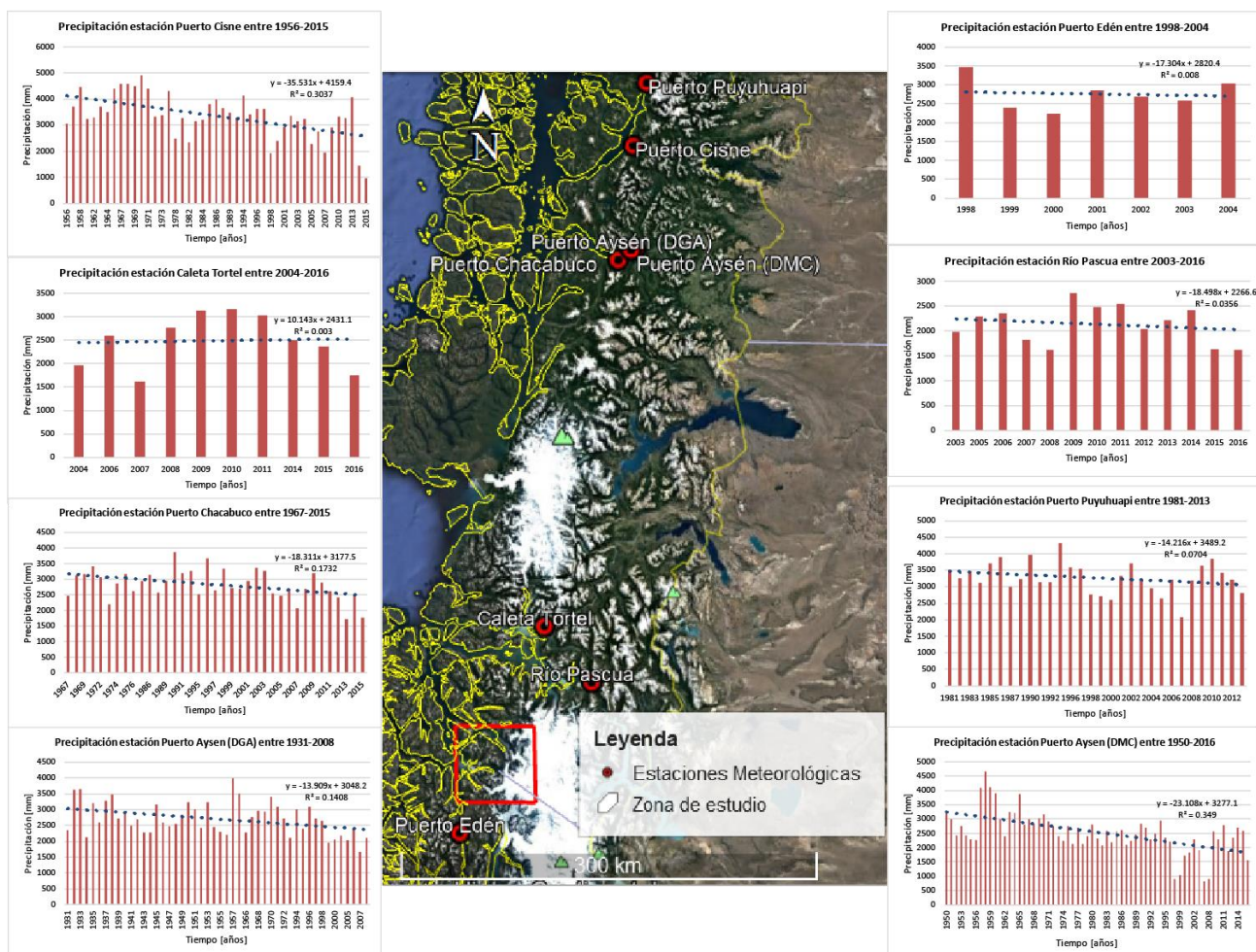


Figura 4.78. Precipitación acumulada anual en estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio (cuadro rojo) para distintos periodos de tiempo. Los puntos en rojo indican las estaciones consideradas en el análisis.

Adicionalmente, en la figura 4.79 se muestran los datos históricos de la estación Puerto Aysén la que presenta el mayor rango temporal (1931-2007) de todas las estaciones consideradas.

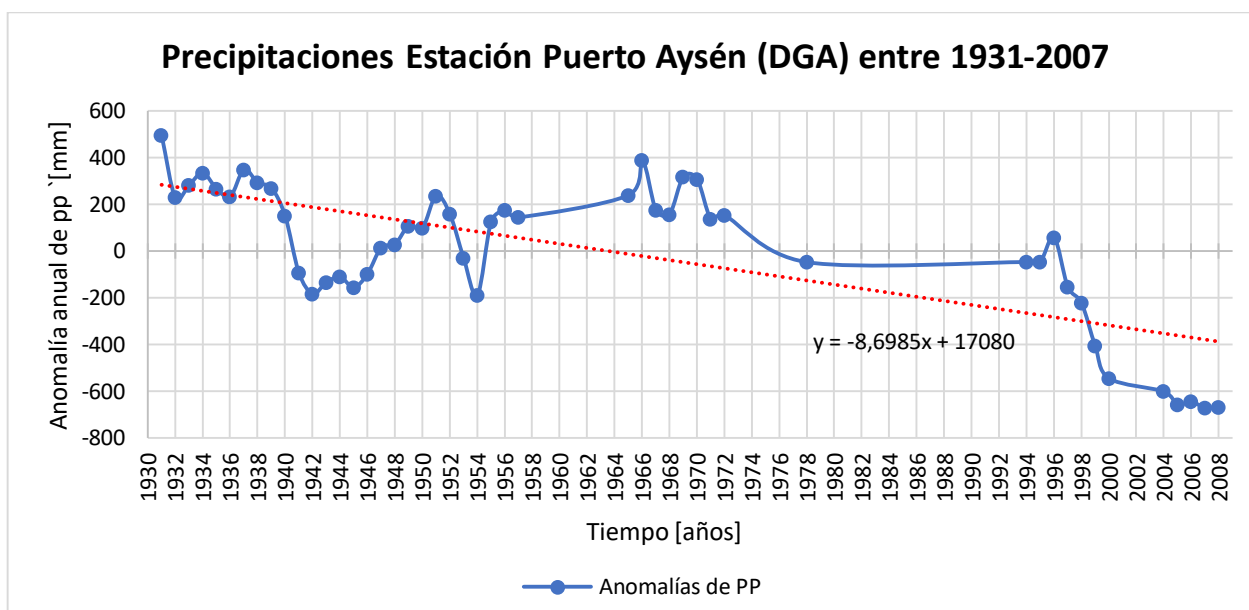


Figura 4.79. Anomalías anuales de precipitaciones de la estación Puerto Aysén en el periodo 1931-2007. En línea punteada roja se muestra la tendencia negativa de los datos históricos, así como la ecuación obtenida para tal regresión lineal. Los datos de anomalías corresponden al cálculo de un promedio móvil de 5 años para cada dato, respecto del valor promedio de precipitaciones para esta estación.

En las figuras 4.78 y 4.79 se puede observar en recta punteada azul que representa la línea de tendencia de los datos calculada mediante una regresión lineal simple en cada una de las estaciones consideradas. En casi todas las estaciones (excepto la estación Caleta Tortel) se tiene una tendencia negativa, es decir, a la disminución de precipitaciones durante el periodo considerado. A su vez, se podría intuir que las estaciones con registro temporal más amplio podrían indicar tendencias con valores más confiables, como lo son las estaciones Puerto Aysén (DGA y DMC), Puerto Cisnes y Puerto Chacabuco. El resumen de las tendencias presentadas se muestra en la tabla 4.16.

Tabla 4.16. Variación de precipitaciones en los periodos señalados a partir de la recta de tendencia calculada para las estaciones estación que se encuentran del lado oeste de CHS y los Andes Patagónicos.

Estación Climatológica	Periodo	Cantidad de años	Δ Precipitación [mm]	Tendencia decenal [$^{\circ}$ C/década]
Caleta Tortel	2004-2016	12	121.7	101.4
Puerto Chacabuco	1967-2015	48	-878.9	-183.1
Puerto Aysén (DGA)	1931-2008	77	-1071	-139.1
Puerto Cisnes	1956-2015	59	-2096.3	-355.3
Puerto Edén	1998-2004	6	-103.8	-173.0
Puerto Puyuhuapi	1981-2013	32	-454.9	-142.2
Puerto Aysén (DMC)	1950-2016	66	-1525.1	-231.1

Río Pascua	2003-2016	13	-240.5	-185.0
------------	-----------	----	--------	--------

Se observa que, en las estaciones más cercanas a la zona de estudio, como la estación Puerto Edén y Río Pascua se observa una disminución de precipitaciones desde 1998, exceptuando la estación Caleta Tortel donde se observa un aumento en las precipitaciones desde el año 2004. De igual forma, las estaciones con un registro más amplio presentan disminución de las precipitaciones desde al menos 1950. Lo que se condice con la tendencia regional de disminución de las precipitaciones, según lo descrito en la sección 3.3. Se observa también que tendencia decenal con variaciones más negativas corresponden a las estaciones que presentan datos desde 1950. Mientras que la estación con mayor rango temporal (1931-2008) Puerto Aysén (DMC y DGA) presenta una tendencia decenal similar a las estaciones cercanas al área de estudio.

La localización y el registro histórico de precipitaciones respectivo para las estaciones ubicadas en el lado oeste de los campos de hielo y de los Andes se muestran en la figura 4.80.

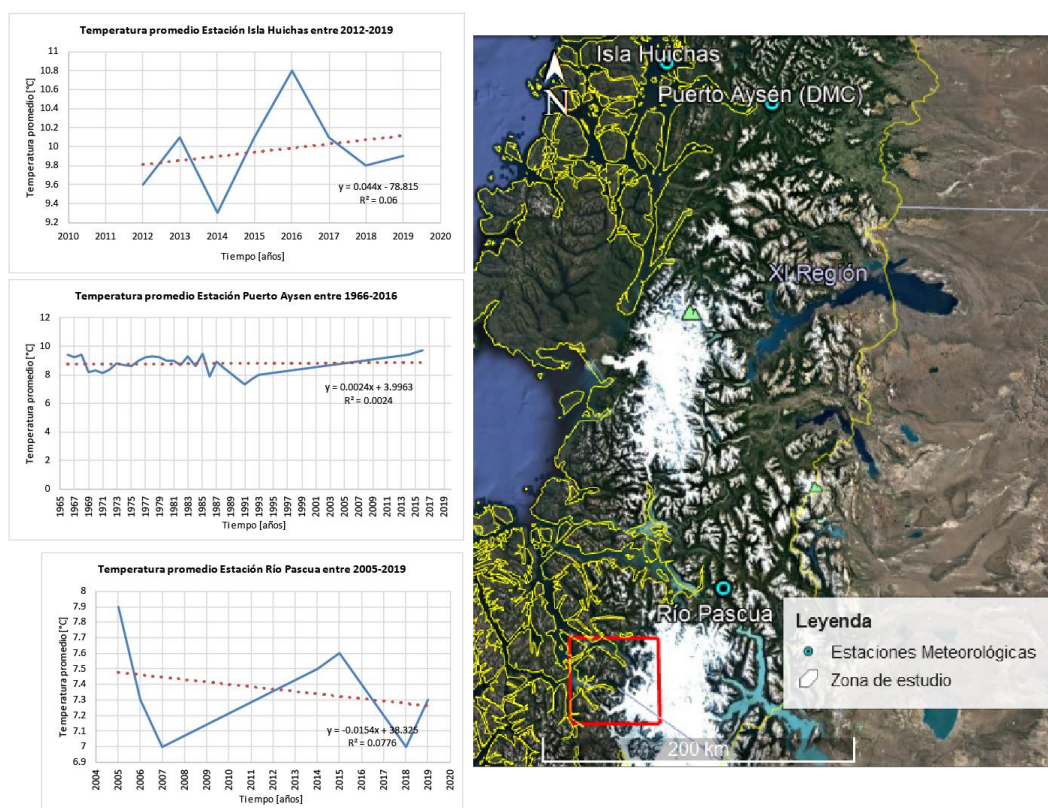


Figura 4.80. Temperatura promedio anual en estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio (cuadro rojo) para distintos periodos de tiempo. Los puntos en celeste indican las estaciones consideradas en el análisis.

La figura 4.80 muestra en línea punteada roja la tendencia calculada a partir de una regresión lineal de los datos, donde se observa que las estaciones con un rango temporal reciente (Isla

Huichas y Río Pascua) muestran comportamientos inversos. La primera indica una disminución de las temperaturas medias a partir del 2012 y la segunda muestra un aumento de estas desde el año 2004 en adelante. En cuanto a lo reportado por la estación Puerto Aysén esta muestra una tendencia al aumento de las temperaturas medias entre 1966-2016. Los datos de estas tendencias se muestran en la tabla 4.17.

Tabla 4.17. Variación de temperaturas medias en los periodos señalados a partir de la recta de tendencia calculada para las estaciones que se encuentran del lado oeste de CHS y los Andes Patagónicos.

Estación Climatológica	Periodo	Cantidad de años	Δ Temperatura [°C]	Tendencia decenal [mm/década]
Puerto Aysén	1966-2016	50	0.12	0.024
Isla Huichas	2012-2019	7	0.308	0.44
Río Pascua	2005-2019	14	-0.2156	-0.154

Los datos de la estación Puerto Aysén representarían de forma más confiable las variaciones de temperaturas medias en el sector oeste de los Andes en estas latitudes, debido al mayor registro de observaciones que presenta. Esto arroja un calentamiento de 0,12°C entre 1966-2016 (50 años). Ahora bien, la estación Isla Huichas muestra el mayor aumento de temperatura en un rango de 7 años, lo cual no es comparable con las tendencias decenales de las demás estaciones. Así mismo, se desprende la idea de que el periodo 2012-2019 tiene una gran variación de temperatura.

Con el fin de robustecer la información sobre temperaturas medias a estas latitudes, es que en la tabla 4.18 se muestran las estaciones localizadas hacia el este de campos de hielo y de los Andes se muestran resumidas en la siguiente tabla, donde en general se tienen tendencias al aumento de las temperaturas. Sin embargo, se observa que las estaciones con los registros más recientes (Teniente Vidal y Río Pascua) revelan tendencias a la disminución de las temperaturas en las últimas 2 décadas.

Tabla 4.18. Variación de temperaturas medias en los periodos señalados a partir de la recta de tendencia calculada para las estaciones que se encuentran al lado este de CHS y los Andes Patagónicos.

Estación Climatológica	Período	Cantidad de años	Δ Temperatura [°C]	Tendencia decenal [mm/década]
Punta Arenas (DGA)	1974-2019	45	0.2565	0.057
Punta Arenas (DMC)	1966-2019	53	0.8268	0.156
Punta Arenas (GHEN)	1974-2019	45	0.2745	0.061
Teniente Vidal	2000-2019	19	-0.4997	-0.263
Torres del Paine	1983-2019	36	0.3384	0.094
Lord Cochrane	1970-2019	49	0.8575	0.175
Río Pascua	2005-2019	14	-0.2156	-0.154

Finalmente se han representado todos los datos disponibles de precipitación y temperatura media, con el fin de contrastar los datos de las diferentes estaciones con las tendencias climáticas de la región. Los datos de precipitaciones se presentan como anomalías de precipitaciones, donde se puede reconocer que a partir del año 2000 existe una mayor cantidad de peaks negativos de precipitaciones, tal cual se describe en la sección 3.3 (ver figura 4.81 y para datos absolutos ver Anexo G). En cuanto a las temperaturas medias, se presentan los datos absolutos y estos presentan peaks de temperaturas mayores en los años 1968, 1978-79, 1983, 1985, 1987, 1998, 2004, 2011, 2016 y peaks de temperaturas menores en los años 1969, 1976, 1984, 1986, 1991-92, 2014, 2018 (ver figura 4.82).

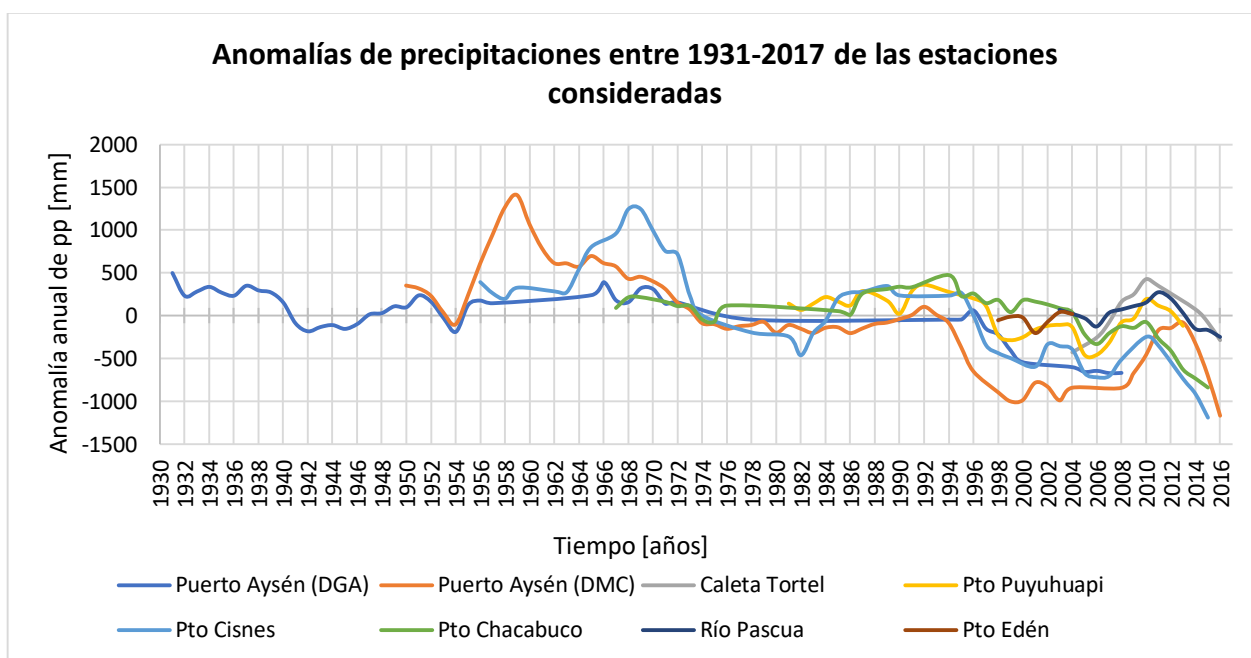


Figura 4.81. Anomalías anuales de precipitaciones de todas las estaciones consideradas entre 1931-2017. Los datos de anomalías corresponden al cálculo de un promedio móvil de 5 años para cada dato, respecto del valor promedio de precipitaciones de cada estación.

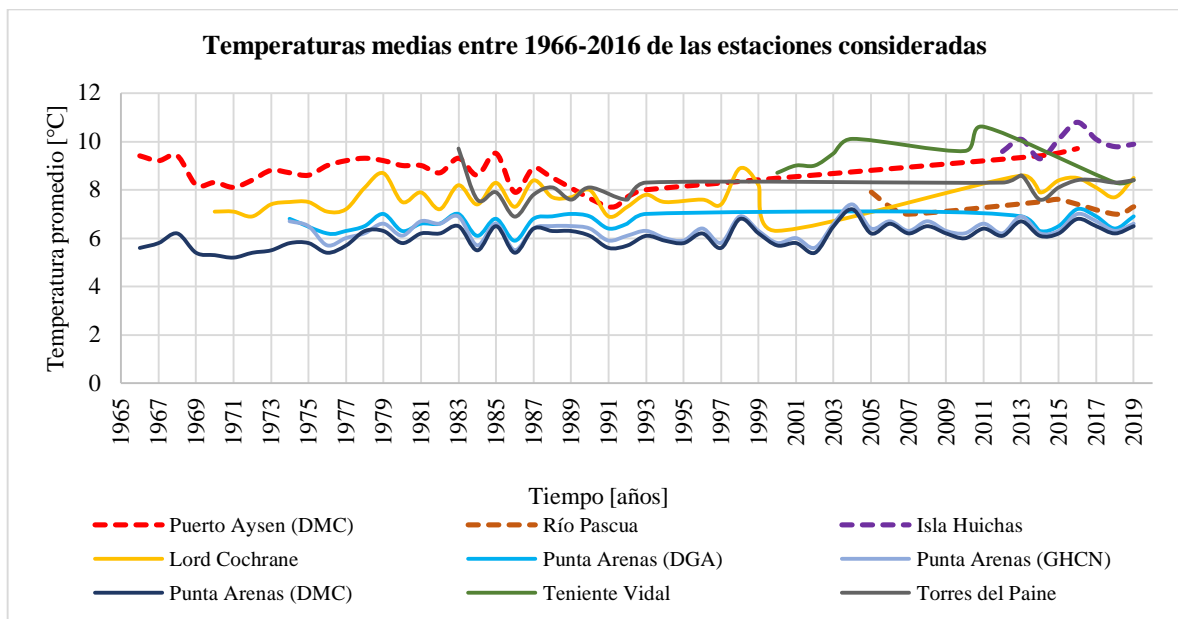


Figura 4.82. Temperatura media acumulada anual (mm) para todas las estaciones disponibles. En línea punteada (sólida) se muestran las estaciones del sector oeste (este) de campos de hielo y de los Andes Patagónicos.

5 DISCUSIONES

5.1 Comparación de los métodos usados para el cálculo de las variaciones frontales con trabajos anteriores

Las tasas de variación frontal obtenidas por Aniya y otros (1997) son similares a los resultados logrados mediante el método LC para los glaciares Bernardo y Occidental. Mientras que para el glaciar Témpano (LT1) se observa una mayor similitud entre los valores obtenidos con el método AR. Para el caso de la LT2 del glaciar Témpano, no se realiza comparación ya que no se tiene delimitación del frente desde la fecha inicial del periodo considerado.

Tabla 5.1. Tasas de variación del frente glacial encontradas en trabajo anterior comparadas con los resultados del presente informe para el periodo entre 1944/45-1986/87.

Parámetro	Periodo	Glaciar				Autor
		Bernardo	Témpano LT1	Témpano LT2	Occidental	
Tasa de variación [m/años]	1944/45-1986/87	-60	-73	-21	-29	Aniya et al., 1997
Tasa de variación LC [m/años]	1944/45-1986/87	-53	-53	-	-29	Este trabajo
Tasa de variación AR [m/años]	1944/45-1986/87	-32	-76	-	-73	

Lopez y otros (2010) presenta un trabajo donde se delimitan los cambios en la posición de la línea central de distintos glaciares dentro de los Campos de Hielo Patagónicos. Los resultados obtenidos en este estudio muestran ciertas similitudes y diferencias con el trabajo anteriormente mencionado. Para el glaciar Occidental existe una similitud en el valor de la variación frontal tanto con el método LC como con el método AR. En cuanto al glaciar Bernardo, se muestra que existe mayor similitud con el valor obtenido mediante el método AR, lo que es notable destacar ya que, se tendería a pensar que el método LC debería arrojar los valores más parecidos. En particular, el trabajo citado calcula las diferencias en la línea central a partir de una línea central invariable para todos los años estudiados.

Esto podría indicar que el método de medición usando LC tanto del trabajo citado como de este estudio presentan errores de delimitación y medición de las diferencias en la posición de la LC con el frente glacial, lo que puede estar asociado a la forma irregular del frente glacial a causa de los desprendimientos de este.

Tabla 5.2. Variaciones del frente glacial encontradas en un trabajo anterior comparadas con los resultados del presente informe para el periodo entre 1944/45-2005.

Parámetro	Periodo	Glaciar				Autor
		Bernardo	Témpano LT1	Témpano LT2	Occidental	
Variación del frente [m]	1944/45-2005	-2000	-	-	-3000	López et al., 2010
Variación del frente LC [m]	1944/45-2005	-3310	-3320	-360	-2940	Este trabajo
Variación del frente AR [m]	1944/45-2005	-2430	-3690	-1230	-3170	

Por otro lado, CEC's (2011) elaboró un informe sobre las variaciones frontales de glaciares de CHS. Si se comparan los resultados de ese estudio con los de este trabajo (tabla 5.3), se tiene que existe una diferencia destacable entre las mediciones hechas por ambos estudios. No coinciden los valores de variación del frente y tampoco los de tasas de variación, ni con los valores obtenidos con el método LC ni con el método AR. Esto podría sugerir dos cosas, la primera es que el método usado para calcular la variación de distancia entre frentes glaciares por el estudio del CECs no es el método LC ni el método AR. Lo segundo que se desprende es que, puede ser que hayan usado uno de los dos métodos, pero se generaron errores al momento de usarlos tanto en ese como en este trabajo.

Tabla 5.3. Variaciones frontales y tasas de variación del frente glacial encontradas en un trabajo anterior comparadas con los resultados del presente informe para el periodo entre 1944/45-2009/2010.

Parámetro	Periodo	Glaciar				Autor
		Bernardo	Témpano LT1	Témpano LT2	Occidental	
Variación del frente [m]	1944/45-2009/10	-1472	-1728	-	-3900	CECs (2011)
Tasa de variación [m/años]	1944/45-2009/10	-23	-27	-	-60	
Variación del frente LC [m]	1944/45-2009/10	-3650	-3640	-	-5110	Este trabajo
Variación del frente AR [m]	1944/45-2009/10	-2710	-3890	-	-5000	
Tasa de variación LC [m/años]	1944/45-2009/10	-57	-57	-	-79	
Tasa de variación AR [m/años]	1944/45-2009/10	-42	-60	-	-77	

Sakakibara (2016) también obtiene variaciones frontales de los glaciares Bernardo, Témpano y Occidental. Se tiene que tomar en cuenta el periodo considerado por ese autor, ya que para este trabajo no se consideraron las imágenes del año 1984 ni 2014 (pero si imágenes de años sucesores), por tanto, el rango utilizado para hacer esta comparación es entre 1987-2015. De la comparación, se extrae que los valores obtenidos con el método LC son muy similares a los obtenidos por Sakakibara, esto puede sugerir que se usó el mismo procedimiento. Asimismo, se observa que existe gran diferencia de valores entre ambos métodos empleados en este trabajo, lo cual podría

estar asociado a la forma irregular de los frentes terminales de estos glaciares en algunos de los años considerados dentro de este periodo.

Tabla 5.4. Variaciones frontales y tasas de variación del frente glacial encontradas en un trabajo anterior comparadas con los resultados del presente informe para el periodo entre 1944/45-1986/87.

Parámetro	Periodo	Glaciar				Autor
		Bernardo	Témpano LT1	Témpano LT2	Occidental	
Variación del frente [m]	1984-2014	-1680	-1630	-	-4270	Sakakibara (2014)
Tasa de variación [m/años]	1984-2014	-56	-54	-	-151	
Variación del frente LC [m]	1987-2015	-1690	-1650	-1280	-4700	Este trabajo
Variación del frente AR [m]	1987-2015	-1590	-880	-2560	-2960	
Tasa de variación LC [m/años]	1987-2015	-60	-59	-46	-168	
Tasa de variación AR [m/años]	1987-2015	-57	-31	-91	-106	

5.2 Variaciones areales y su relación con los cambios frontales.

Como se exhibió en la sección 4.2 los glaciares estudiados presentan una tendencia general negativa de las variaciones acumuladas areales y tasas de variación mayormente negativas que se reflejan en disminución de su área de ablación desde 1976 hasta 2018. Se observa que todos los glaciares presentan una tasa negativa destacable en el comienzo del periodo estudiado 1976-1979. A su vez, existe un comportamiento disímil entre los glaciares para las variaciones areales acumuladas y cambios de tasas, considerando un rango de tiempo específico. Por ejemplo, se puede notar en la figura 5.4 que las tasas negativas en el glaciar Bernardo se acentúan al final del periodo estudiado, presentando la tasa más negativa entre 2016-2018. Por su parte los glaciares Témpano y Occidental presentan su tasa de variación más negativa entre 2006-2007. Al mismo tiempo esto contrasta notablemente con el glaciar Bernardo quien presenta una tasa positiva para ese mismo periodo. Lo anterior es sumamente relevante, ya que las cuencas de estos glaciares son adyacentes, por tanto, el aporte positivo al balance de masa debería ser muy similar, o bien, las áreas de ablación de cada uno de estos glaciares pierden masa en distinta forma e intensidad ante las mismas condiciones climáticas.

Los aumentos de áreas más destacables que presentan los glaciares Témpano y Occidental ocurrieron entre 2005-2006 y 2007-2008 respectivamente. Mientras que el glaciar Bernardo lo presenta para el periodo 2015-2016. Ahora bien, en los 3 glaciares ocurre que posterior a esta “ganancia” de área, se tiene una disminución prominente de sus áreas, cuestión que sucede en

escalas de tiempo de 1 año. De esto se puede deducir que, ante las mismas forzantes climáticas, existe una respuesta diferente de cada cuenca glaciar en estudio, mientras que posterior a la respuesta se observa un efecto común entre los glaciares reflejado en una disminución acelerada de su área glaciar.

Otro comportamiento en común que presentan los glaciares es que posterior al año 2005 se exhiben tasas de variación opuestas en años consecutivos, que se presentan como periodos de tasas negativas intercalados por un periodo de tasas de variación positivas o casi nula. Estos se observan en los 3 glaciares y ocurren en rangos de años similares, ya que entre los años 2005-2009 ocurre en todos los glaciares al igual que entre los años 2010-2015, mientras que entre 2015-2018 solo ocurre de forma destacable en los glaciares Bernardo y Occidental (ver figuras 4.37; 4.39 y 4.41). Por tanto, se puede sugerir que el *Tidewater Glacier Cycle* tiene una expresión interanual menor que la definida por Post (2011) donde indica los cambios en el comportamiento glaciar (avance, retroceso y periodo transición) en decenas de años.

Con relación a los trabajos realizados previamente en estos glaciares, se tiene que Aniya y otros (1997) presentó tasas de variación de áreas anuales calculadas entre 1944/45 y 1986/87 con valores de -0,61, -0,005, -0,23 y -0,05 [km²/año] para los glaciares Bernardo, Témpano (LT1 y LT2) y Occidental respectivamente. Tales valores son relativamente similares a los obtenidos en este trabajo al menos a partir de la fecha considerada para el cálculo de las áreas glaciares (1976). El trabajo realizado por CEC's (2011) también presenta tasas de variación areal del glaciar Occidental entre 1976-2009 cuyo valor es de -0,68 [km²/año] y también es un valor similar al obtenido en este trabajo.

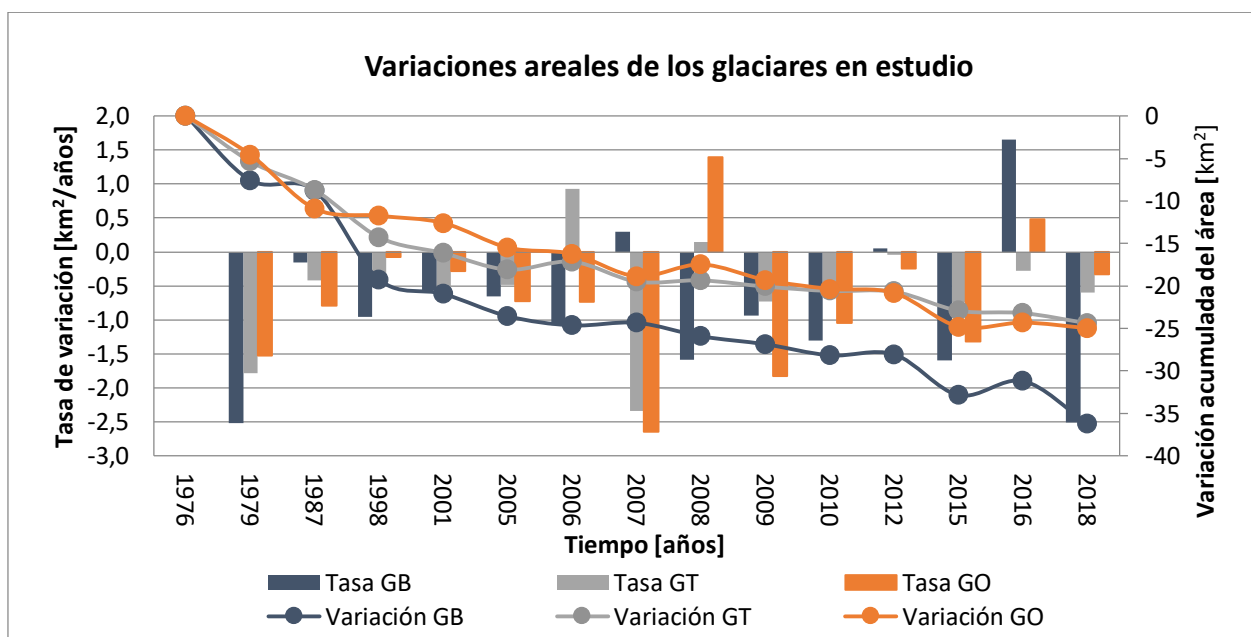


Figura 5.1. Variaciones areales y tasas de variación de los glaciares en estudio para el periodo 1976-2018. Se muestra en azul los datos correspondientes al glaciar Bernardo, en gris los del glaciar Témpano y en naranja los del glaciar Occidental.

Es importante resaltar que existen diferencias entre la dinámica frontal (ver figura 5.2) y los cambios areales registrados. Se tienen años en que existen grandes retrocesos acompañados de un aumento del área y, por el contrario, existen años en que existe avance del frente acompañados de disminución del área glaciar. En su mayoría, este comportamiento se registra entre el año 2006-2009, periodo donde los frentes glaciales presentan cambios drásticos en el movimiento del frente, grandes retrocesos y/o avances. En concreto, en el caso de tener un avance del frente y una disminución del área podría definirse como un comportamiento “esperado” del glaciar, como se vio en la sección 4.1, la gran mayoría de los periodos en que avanza el frente existe un acortamiento desde los bordes del glaciar que podría explicar esa dinámica, sumado a un adelgazamiento del espesor de hielo.

5.3 Implicancias generales de los cambios frontales y de los sistemas proglaciales

Como se resume en la sección 4.1 los glaciares de la zona de estudio han retrocedido considerablemente su zona terminal entre 1945-2018, lo que sugiere que han ocurrido una serie de cambios en los ambientes sedimentarios dominantes en la zona proglacial, como lo es el paso de una planicie de lavado activa, que reposaría sobre un banco morrénico generado durante el último gran avance del glaciar Bernardo (Mercer, 1970), a un sistema glaciofluvial directo que incide los depósitos anteriores o un sistema glaciofluvial trezado (caso glaciar Occidental) drenando ambos un lago proglacial (ver Anexo C).

Lo anteriormente mencionado, en el caso del glaciar Bernardo, sugeriría que existe una mayor pérdida de masa hielo mediante corrientes de agua de fusión de la zona terminal a la planicie de lavado hasta el año 1998 cuando se observa por primera vez una zona de acumulación del agua derretida (lago proglacial incipiente, sin bloques de hielo) entre el glaciar y la planicie de lavado; y en el año 2001 comienza la predominancia de la pérdida de masa mediante el desprendimiento de bloques de hielo (icebergs), proceso conocido como *calving* (Van der Veen, 2002), lo que además está acompañado de la inactivación de la planicie de lavado y la mantención (y posterior crecimiento hasta 2018) del sistema fluvial directo aldeaño. De forma particular, la zona de interacción de la LT2 del glaciar Témpano con el glaciar Bernardo, presenta un periodo donde el agua acumulada comienza a generar un sistema proglacial lacustre conectado con el Lago Témpano el cual registra un repentino vaciamiento en el año 2007 (registros y testimonios históricos CONAF; Casassa *et al.*, 2010)

Por su parte, el glaciar Occidental en el año 1976 ya presentaba una zona de acumulación de agua de fusión de hielo que separaba el glaciar de la planicie lavado y para el año 1987 se comenzaron a observar bloques de hielo desprendidos del frente, al mismo tiempo aún se mantiene la presencia de la planicie de lavado junto con un sistema fluvial trezado hasta antes del año 1998 donde ya solo se observa el sistema fluvial que posteriormente crece en caudal hasta 2018. Además, se registra, entre 1976-2018, un encajonamiento de los ríos y canales de desagüe, que ha resultado en la estabilización del terreno donde antes había planicies de lavado y morrenas (ver Anexo C). De lo anterior, se deduce que a partir de la separación y posterior almacenamiento de agua de fusión

en el espacio entre el glaciar y los depósitos glaciofluviales, se genera un aumento en la pérdida de masa principalmente por corrientes de agua de fusión (en todas las profundidades del glaciar) y desprendimiento de bloques de hielo o *calving*.

Los cambios en el frente y la zona proglacial generarían variaciones en los agentes de transporte y en la depositación de los sedimentos de origen glacial en el sistema glaciomarino del fiordo Bernardo, Iceberg y en el canal Mesier. Mediante las observaciones superficiales, a partir de imágenes satelitales entre los años 1976-2018, junto con lo afirmado en la literatura es que se pueden sugerir diversos procesos de transporte de sedimento para los sistemas glaciomarinos expuestos anteriormente. Estos corresponderían a transporte de sedimento mediante plumas de agua de fusión glacial retrabajadas por los sistemas glaciofluviales, sedimento transportado mediante *icebergs*, aportes de las laderas y quebradas que rodean el fiordo y corrientes de turbidez o flujos de gravedad submarinos (Dowdeswell y Vásquez, 2013).

Al mismo tiempo, existen eventos de vaciamiento parcial y total de lagos y lagunas proglaciales que pueden retrabajar los sedimentos de las zonas proglaciales y generar aumentos repentinos de la energía relativa de los procesos sedimentarios. A partir de esto, se puede establecer que los procesos sedimentarios que ocurren en la zona proximal de los fiordos en estudio, estarían relacionados con los cambios glaciales y geomorfológicos frontales que han ocurrido durante el rango de estudio.

Por otro lado, los cambios frontales obtenidos nos pueden entregar información acerca de la dinámica regional y local de los glaciares en estudio, y las diferencias entre los comportamientos frontales según el método usado. Así lo muestra la figura 5.2 donde se pueden observar las variaciones frontales acumuladas de los glaciares Bernardo, Témpano (LT1 y LT2) y Occidental según los distintos métodos usados para su estimación.

Como se ha dicho anteriormente, se exhibe un retroceso en todo el periodo considerado en este estudio (1945-2018), donde los retrocesos se acentúan desde 1976 y aún más posterior al año 2005. A partir de esto, se podría sugerir que, a escala decadal, todos los glaciares tienen una misma dinámica de retroceso como respuesta a una forzante de carácter regional. Sin embargo, se observan disparidades de comportamiento a escala interanual (intradecadal) presentando periodos de avance de algunos glaciares, periodos con tasas muy altas de retrocesos y dinámicas contrarias en periodos consecutivos en un mismo glaciar. Por lo tanto, se infiere que hay factores locales que afectan las respuestas frontales, por ejemplo, las dinámicas propias del glaciar, producción de sedimento en zonas terminales y la morfología de las cuencas glaciares por decir algunos. Finalmente, se encuentran diferencias en las variaciones frontales según los métodos usados, por tanto, se hace necesario discutir los resultados de cada método por separado para disminuir posibles errores de interpretación.

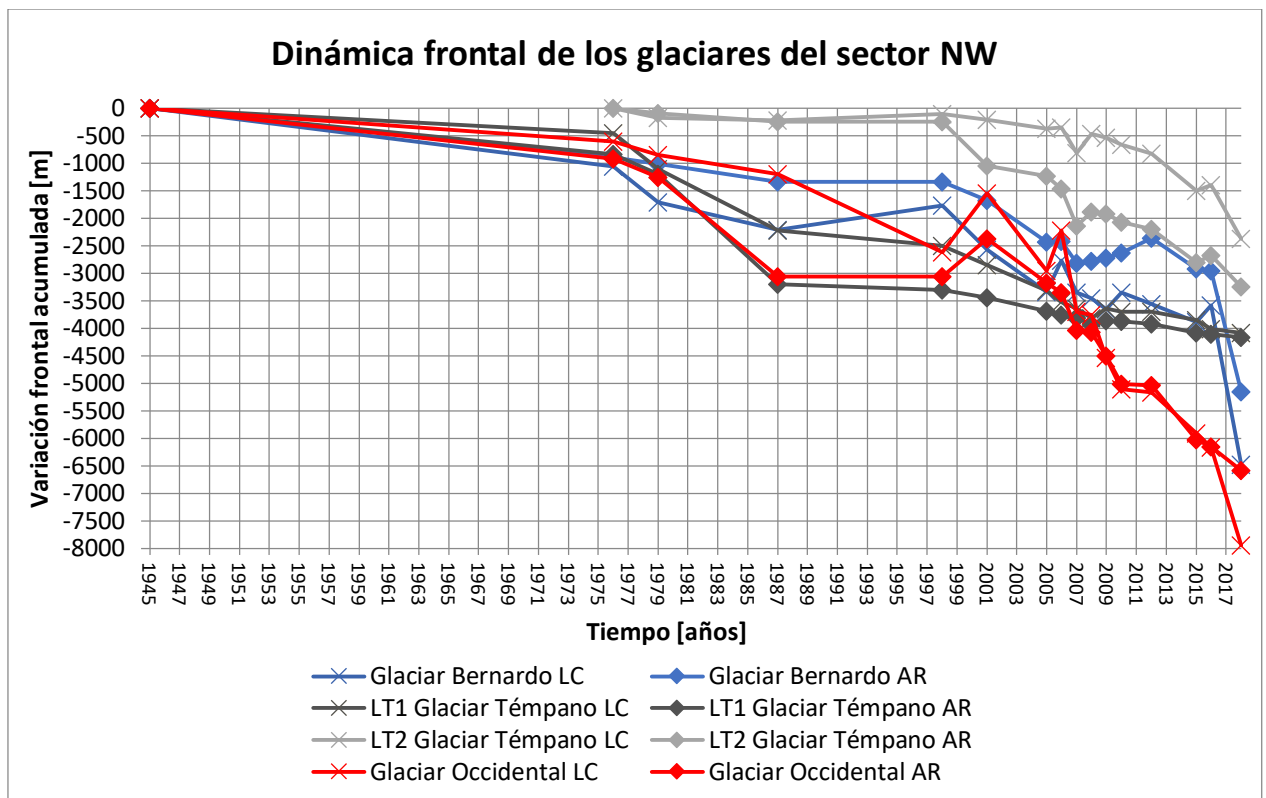


Figura 5.2 Variaciones frontales acumuladas entre 1944/45-2018 para los glaciares Bernardo (azul), Témpano LT1 (gris oscuro), Témpano LT2 (gris claro) y Occidental (rojo) mediante el método LC (exis) y método AR (rombo) en cada uno de ellos.

5.3.1 Diferencias en el comportamiento frontal según los métodos AR y LC

A modo general, los frentes de los glaciares en la zona de estudio (glaciares Bernardo, Témpano y Occidental) han retrocedido desde 1976 hasta el año 2018 como se muestra en la figura 5.2 que resume el comportamiento de los frentes glaciales, considerando los dos métodos usados para su cálculo. Estos métodos no presentan diferencias en cuanto a la jerarquización de la variación frontal acumulada, se tiene que de mayor a menor variación los glaciares se pueden ordenar como sigue: Occidental, Bernardo, Témpano LT1 y Témpano LT2. Sin embargo, si existe una disparidad en la cantidad total de variación de los frentes entre cada método usado, el método LC arroja mayores magnitudes de variación en comparación al método AR, siendo más pronunciada esta disparidad para los glaciares con mayor retroceso (Occidental y Bernardo) y menos pronunciada para el frente de la lengua glaciaria que retrocedió menos (Témpano LT1). Otra distinción de primer orden son los valores de las tasas de variación, tanto positivas y negativas, los que son mayores usando el método LC (ver figura 5.2). También se exhibe una diferencia en las tendencias de variación acumulada, el método LC tiene líneas de tendencia con pendientes más negativas que las curvas obtenidas con el método AR (Ver Anexo E).

A partir de la comparación de los cambios acumulados en los frentes glaciales registrados, según el método LC y AR, se desprende que existen años en que los glaciares presentan avances por ambos métodos. Para el glaciar Bernardo existe coincidencia en los periodos 2005-2006, 2009-

2010 y 2015-2016, en el glaciar Occidental se observa en los periodos 1998-2001 y 2010-2012; y en el glaciar Témpano, la LT1 muestra avances coincidentes entre 2008-2009 y la LT2 exhibe avances en los periodos 1987-1998, 2007-2008 y 2015-2016. Lo anterior nos podría indicar con mayor certeza los años en que existió un avance real de la zona frontal de los glaciares, independiente de la diferencia de cálculo entre el punto de intersección del frente con la línea central de los glaciares para el método LC, generado a partir del dinamismo en el cambio de la forma del frente visto en la recopilación de las imágenes satelitales.

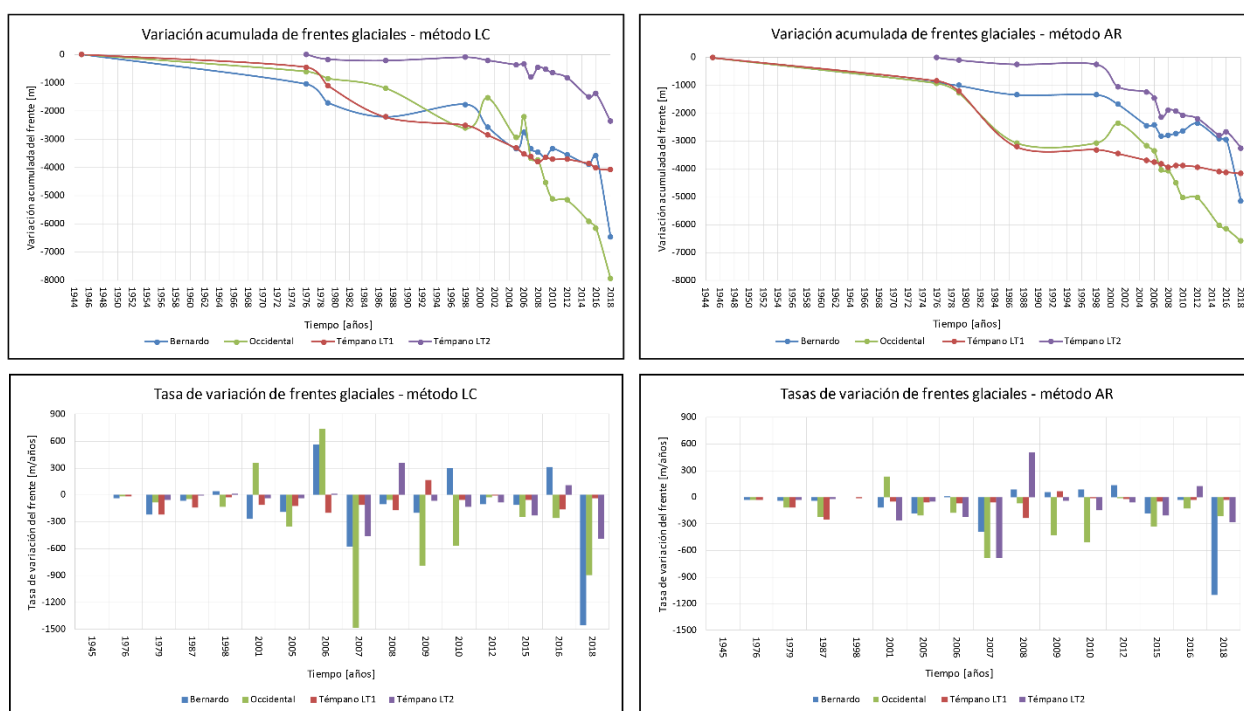


Figura 5.3. Variaciones frontales acumuladas y tasas de variación entre cada año consecutivo considerado entre el periodo 1944/45-2018 para los glaciares Bernardo (azul), Témpano LT1 (rojo) y Occidental (verde), entre 1976-2018 para la LT2 del glaciar Témpano (morado). A la izquierda se muestran los obtenidos con el método líneas centrales (LC) y a la izquierda los obtenidos con el método áreas rectangulares equivalente (AR).

Como se ha dicho anteriormente, las tasas de variación frontal calculadas a partir del método LC y AR presentan valores diferentes que incluso llegan a reflejar comportamientos opuestos (tasas de variación positivas y negativas en un mismo año), por esto se analiza la dispersión de los datos respecto del promedio entre ambos métodos. La figura 5.3 muestra la dispersión de los datos para ambos métodos respecto de su promedio aritmético, la lengua terminal 2 (LT2) muestra una menor dispersión de los datos incluso cuando se registran tasas muy positivas o negativas. Por el contrario, el frente de la lengua terminal 1 del glaciar Bernardo y del glaciar Témpano muestran este fenómeno donde se exhiben tasas muy altas (o muy bajas) que difieren y se escapan bastante del promedio y de la nube de datos. De lo anterior se desprende que existe una sobreestimación en el cálculo de la variación frontal y, por ende, en las tasas de variación principalmente a partir del cálculo del método de líneas centrales (LC).

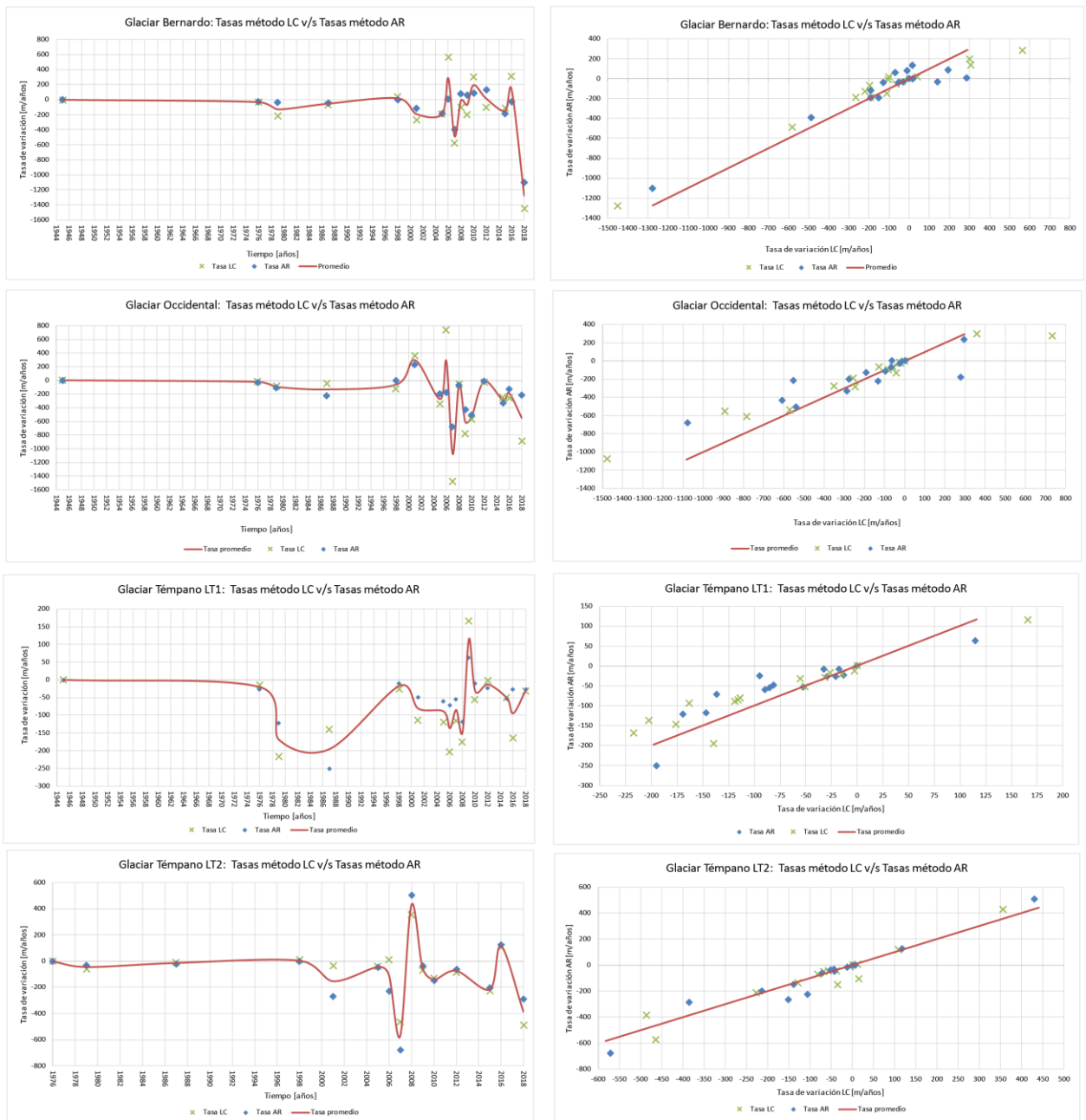


Figura 5.4. Tasas anuales de variación frontal calculadas por el método LC (eje-verde) y AR (rombo-azul) en relación al promedio de ambas (línea roja) para los glaciares Bernardo, Occidental, Témpano (LT1 y LT2). A la izquierda se observa la dispersión de las tasas en función del tiempo. A la derecha se muestra la dispersión de las tasas según el método usado.

Al mismo tiempo, hay que considerar que las fechas de las imágenes usadas son en general en el término del verano austral (enero, febrero y marzo, incluso abril), es así como el registro de variación considera el cambio entre estas fechas en un año. Para este trabajo, por ejemplo, las imágenes entre 1998-2001 nos entregan ese periodo de cambio del frente y se registra como el cambio detectado en el verano del año 2001 respecto del verano de 1998. Por su parte, tanto las precipitaciones como las temperaturas medias son la cantidad acumulada en un año, es decir, los valores anuales obtenidos son las temperaturas registradas durante ese año. En base a esto, se podría

decir que a partir del retroceso registrado para el año 2001 (que sería el periodo entre 1998-2001), se esperaría que la forzante climática al retroceso glacial muestre una disminución de precipitaciones y un aumento de las temperaturas durante los años 1998, 1999 y 2000 respecto de los años anteriores y así realmente sea la causa de estos cambios abruptos en el frente glacial.

5.3.2 Sincronismo de las dinámicas frontales del área de estudio

Es necesario recalcar que los glaciares Bernardo, Témpano y Occidental han retrocedido notablemente de manera frontal y han disminuido su área glacial entre los años 1944/45 y 2018, es decir, a escala de tiempo decenal se ha registrado un comportamiento sincrónico de retroceso para todos los glaciares de estudio. Ahora bien, esta sincronía en su comportamiento es variable a escala de tiempo anual e interanual, ya que se observaron movimientos frontales tanto sincrónicos como asincrónicos entre los glaciares del área estudiada.

A partir de los resultados obtenidos, se pueden establecer periodos de tiempo con comportamiento frontal sincrónico de retroceso y/o avance cuando 3 de los 4 frentes glaciales presentan el mismo comportamiento. La figura 5.6 muestra un resumen de las tasas de variación anual frontal, entre los distintos periodos considerados, para los glaciares según el método AR.

Se muestra que en la mayoría de los periodos existe un comportamiento de retroceso sincrónico de los glaciares, estos corresponden a los periodos 1945-1987, 1998-2007, 2009-2018. En particular, se reconoce un periodo de dinámica estable sincrónica entre 1987-1998 para la mayoría de los frentes glaciales. Finalmente se observa un periodo de dinámica asincrónica entre 2007-2009, con 2 glaciares avanzando y 2 retrocediendo, y viceversa.

Es importante resaltar que entre el año 2006-2007 existen fuertes tasas de retroceso sincrónico de los frentes y en el periodo siguiente 2007-2009 cambia a un comportamiento asincrónico de los frentes glaciales. De igual forma es notable destacar que los glaciares en la zona norte del área de estudio, el glaciar Bernardo y Glaciar Témpano LT2 coinciden en la mayoría de sus comportamientos, lo que podría estar relacionado a que presentan características proglaciales similares y procesos superficiales en interacción constante.

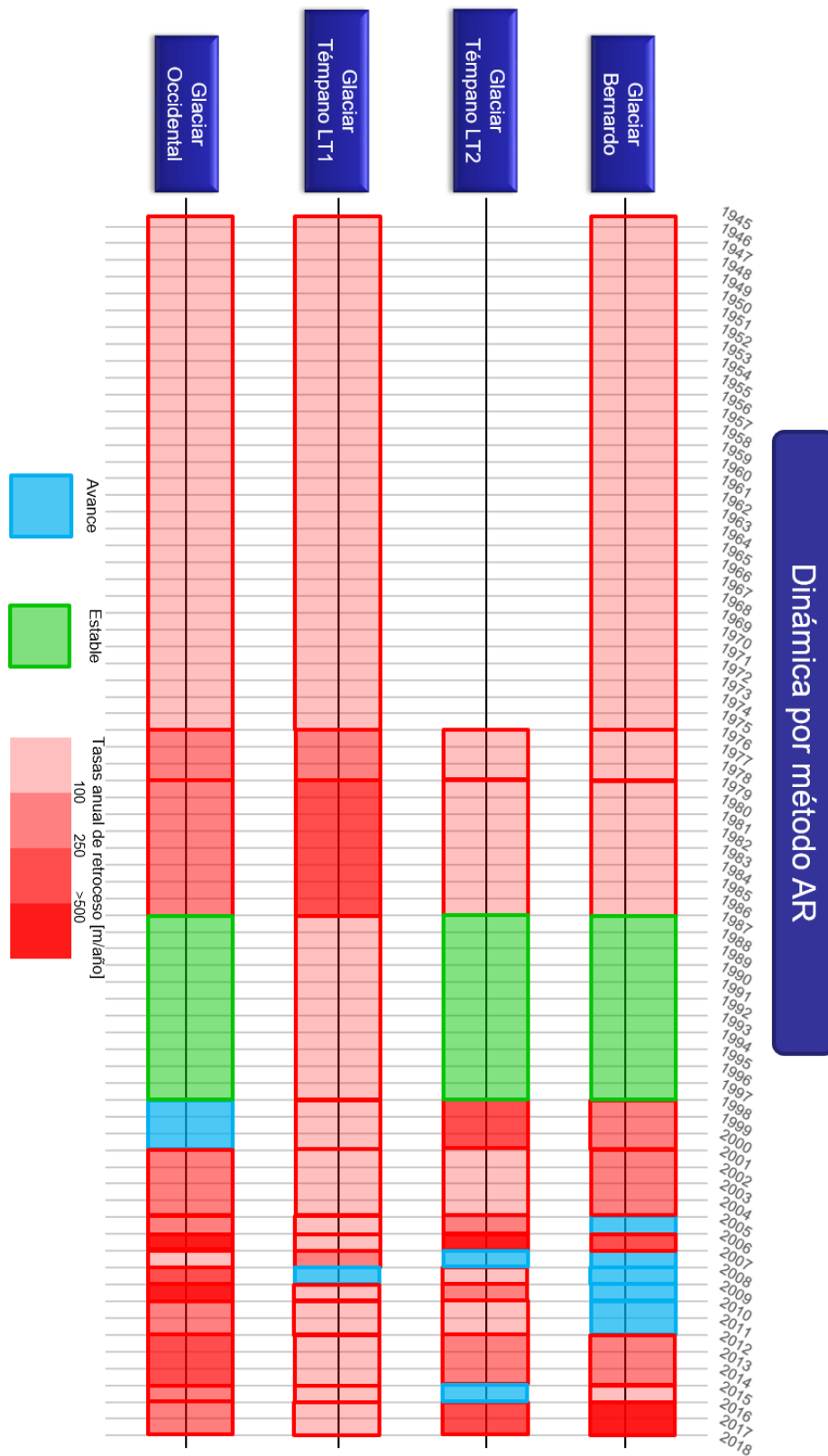


Figura 5.5. Comportamiento de los glaciares a partir de sus tasas de variación anual en los distintos periodos estudiados, según el método AR. En color celeste se muestran tasas positivas o avances, en verde tasas nulas o periodos de estabilidad y en rojo tasas negativas o retrocesos. Estos últimos se separan según la magnitud de la tasa, tomando como rangos relativos usados en las descripciones de la dinámica.

Por otro lado, según el método LC (ver figura 5.6) se pueden establecer diversos periodos de comportamiento sincrónico y asincrónico. El retroceso sincrónico corresponde a los periodos 1945-1987, 1998-2005, 2006-2015 y 2016-2018. En contraste con el método AR, se registra un periodo de avance sincrónico entre 2005-2008. Por su parte, el comportamiento asincrónico corresponde a los periodos 1987-1998 y 2015-2016.

Al mismo tiempo, es destacable mostrar que según este método no se registran periodos estables y además hay mayor cantidad de periodos asincrónicos. Se mantiene la predominancia de los periodos sincrónicos de retroceso, pero se suma un periodo de avance sincrónico, que a su vez podría tener un efecto en periodo siguiente de alto retroceso.

De lo anterior, se destaca que el glaciar Témpano muestra un comportamiento tanto asincrónico como sincrónico entre sus lenguas terminales (LT1 y LT2) en periodos determinados. Más aún, la LT2 muestra una dinámica mucho más activa (con tasas anuales de variación muy positivas y negativas) en los periodos posteriores al año 1998, mientras que la LT1 presenta una dinámica mucho más activa durante 1945-1987 y en los periodos venideros refleja dinámicas frontales estables, de retroceso y de avance.

Finalmente, es posible establecer lo siguiente. Si los glaciares responden (a escalas de tiempo interanuales y anuales) de manera sincrónica podría indicar que existe una forzante regional que actúa y tiene efectos iguales en todos los glaciares. Sin embargo, existen periodos de marcada dinámica asincrónica, lo que sugeriría que existen factores intrínsecos de cada glaciar, ya sea de tipo geomorfológicos y/o glaciológicos que serían la forzante principal en el comportamiento frontal. Se reconoce en la sección 4.1.1 morrenas laterales y frontales que afloran a medida que los frentes glaciales retroceden, que podrían amortiguar la dinámica de retroceso al disminuir la profundidad del agua bajo la zona terminal del glaciar, como es el caso del glaciar Témpano en su lengua terminal 1 (se profundiza sobre estos efectos en la sección 5.4).

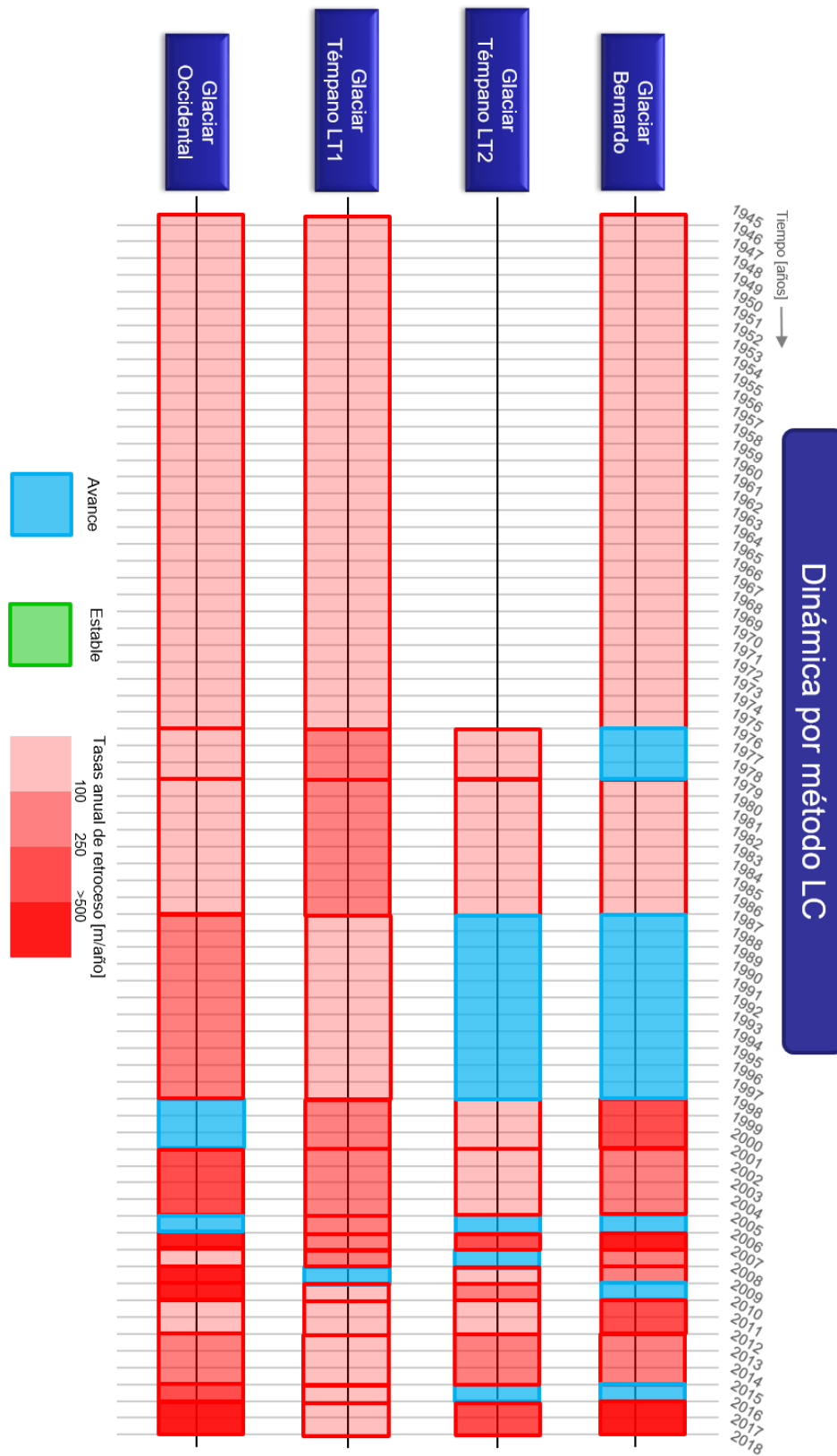


Figura 5.6. Comportamiento de los glaciares a partir de sus tasas de variación anual en los distintos periodos estudiado, según el método LC. En color celeste se muestran tasas positivas o avances, en verde tasas nulas o periodos de estabilidad y en rojo tasas negativas o retrocesos. Estos últimos se separan según la magnitud de la tasa, tomando como rangos relativos usados en las descripciones de la dinámica.

5.4.1 Glaciar Bernardo y Glaciar Témpano (LT2)

En primer lugar, se discute el comportamiento asociado a tanto el glaciar Bernardo (GB) como el Témpano (GT), ya que se reconoce que estos glaciares están en interacción mediante sus frentes. La lengua terminal 2 (LT2) de GT drena hacia el frente de la lengua terminal 1 (LT1) de GB y como se logra reconocer en la sección 4.1 existe un evento de vaciamiento del lago proglacial próximo al frente de la LT2 del GT y al borde suroccidental del GB durante el año 2007, más aún en años previos y posteriores ocurren grandes variaciones (retrocesos y/o avances notables) en los frentes de ambas lenguas glaciares que, aparentemente, podrían tener un comportamiento relativamente similar.

Como se vio en la sección 4.1 para el glaciar Bernardo se registra un retroceso predominante del frente glacial calculado mediante los métodos LC y AR en el periodo 1944/45-2018. En particular, ocurren eventos de retroceso con tasas de variación anual destacables para cada método por separado, los que coinciden en los periodos 1998-2005, 2006-2007 y 2016-2018 que podrían estar asociados a anomalías negativas de precipitaciones y positivas de temperatura durante esos años. En esa línea, se han registrado peaks negativos de precipitaciones para el año 2007 y 2016 en la estación Caleta Tortel, para el año 2008, 2015 y 2016 en la estación Río Pascua; mientras que un peak positivo de temperatura fue registrado la estación Río Pascua en el año 2015 y se destaca un peak negativo de temperatura en el año 2007 para esa misma estación. También se registra la ocurrencia de eventos de avance del frente glacial reconocidos en cada método, arrojando periodos coincidentes en 2005-2006, 2009-2010 y 2015-2016. En específico, el evento de avance coincidente entre los métodos LC y AR del periodo 2009-2010 no presenta gran similitud en los años anteriores y posteriores, ya que en el caso de la curva de variación acumulada LC se observa que este avance es aislado para ese año, mientras que la curva de variación acumulada AR muestra una sucesión de eventos de avances leves, posterior al fuerte retroceso registrado el año 2007, que tiene el peak de avance en el año 2012 (revisar sección 4.1 y figura 4.17).

Lo anterior, podría indicar que tales variaciones opuestas (avance y posterior retroceso; o viceversa) en años consecutivos que fueron obtenidas mediante el método LC presentarían errores en modo de medición y estimación de los cambios del frente o bien el método LC no considera la forma del frente en la zona de intersección entre el frente y la línea central. Por lo tanto, el método AR se ajustaría de mejor forma a los cambios frontales reales que han ocurrido entre 1944/45-2018, al menos para el glaciar Bernardo.

De todo lo mencionado previamente, se infiere que la disminución de las precipitaciones entre 1998-2000, 2006-2007 y 2014-2016 evidenciadas por anomalías negativas de precipitación de -200 [mm], -252 [mm] y -246 [mm] para las estaciones Puerto Edén, Caleta Tortel y Río Pascua respectivamente (ver sección 4.4 y Anexo G), sumado al aumento de la temperatura media anual con peak de 7,6°C en el año 2015 para la estación Río Pascua (ver sección 4.4 y Anexo G), podrían haber sido las causantes primarias del retroceso del frente del GB durante tales periodos, debido a una disminución del aporte de masa por precipitación de nieve en las zonas altas y un aumento de la pérdida de masa por fusión de hielo del glaciar. Ahora bien, al avance ocurrido entre 2007-2012

y 2015-2016 para el GB coincidiría con periodos de aumento de las precipitaciones (ver sección 4.4 y Anexo G) y un peak mínimo de temperatura media de 7°C (año 2007) en la estación Caleta Tortel, lo que significa aumento de la masa del glaciar por precipitación de nieve y relativamente poca fusión de hielo superficial.

Por otro lado, el año 2015 coincide con un aumento en la temperatura media (ver sección 4.4, figura 4.79), lo que causa pérdida de masa por fusión de hielo de la superficie glacial (Por ejemplo, López *et al.*, 2010, Masiokas *et al.*, 2009). De esto, se puede sugerir que el efecto de las precipitaciones tendría mayores efectos en la dinámica frontal, en primera instancia para este glaciar y a escala interanual, respecto de la temperatura media. Finalmente, entre 2016-2018, el retroceso del frente no estaría enlazado ni a las precipitaciones (debido a que este registro solo llega a 2016) ni a las temperaturas medias, ya que estas últimas descienden teniendo un peak mínimo durante 2018.

En cuanto a lo visto del glaciar Témpano (LT2) en la sección 4.1 este también presenta una predominancia del retroceso entre los años 1976-2018 según las variaciones frontales acumuladas calculadas a partir del método LC y AR. Ahora bien, se tiene una diferencia destacable entre las curvas de variación acumulada de ambos métodos. Se tiene un mayor retroceso acumulado mediante el método AR. Sin embargo, los peaks, tanto de avance como de retroceso, coinciden en todos los años, de forma más notoria que respecto al glaciar Bernardo. Lo anterior, sumado a los casi nulos cambios anuales en la forma del frente glacial tienden a sugerir que el método AR podría estar sobreestimando los cambios de distancia del frente o por el contrario el método LC estaría subestimando estos cambios.

Con relación a los eventos de avance del frente estos ocurren, según ambos métodos, entre los periodos de verano 2007-2008 y 2015-2016. Mientras que los retrocesos más notorios se registran en periodos anteriores y posteriores a estas fechas 1998-2005, 2006-2007, 2008-2015 y 2016-2018. Aquí es destacable el cambio que ocurre entre el periodo 2006-2007 y 2007-2008 donde las tasas de variación cambian drásticamente pasando de una tasa muy negativa a una positiva, lo cual podría deberse, en parte, al vaciamiento ocurrido del sistema proglacial lacustre entre la LT2 del GT y la LT1 del GB, evento que está identificado y registrado entre abril y mayo de 2007 (Registro histórico CONAF), o por otro lado tendría una causa climática, expresada a través de un aumento brusco en las precipitaciones y un descenso de la temperatura.

Al igual que el frente del glaciar Bernardo, la LT2 del GT muestra coincidencia entre su dinámica frontal y los cambios anuales e interanuales de precipitación y temperatura, lo que sugeriría que tales cambios frontales se deben a las variaciones meteorológicas a escala anual e interanual. Sin embargo, este frente presenta un avance fuerte solo entre 2007-2008 que no coincide con un aumento de precipitaciones, pero si con la disminución de la temperatura media para el año 2007, lo que pudo haber ocasionado una menor tasa de fusión de hielo de modo que la masa del glaciar no habría variado en ese sentido.

Por otro lado, se podría deducir que existe una relación con la baja en la cantidad de agua que tenían las zonas proglaciales el avance registrado entre 2007-2008, más aún, según lo expuesto por Pfeffer (2007) si la profundidad de la columna de agua es relativamente menor al espesor del hielo en su zona terminal, tendería a reducir la velocidad con la que se mueve el glaciar y esto a su vez podría reducir las tasas de calving. Por tanto, no se tendería a esperar un avance si se reduce la velocidad del hielo. De otra forma, este avance podría deberse a un reajuste propio de los glaciares terminados en agua, que tienden a equilibrar su zona terminal en términos buoyantes y para ello se requiere que el espesor de hielo permanezca en el límite de flotabilidad con el agua (Van der Veen, 2002).

Otra causa probable de este fuerte contraste de tasas de variación podría tener relación con las imágenes seleccionadas, ya que la usada para el año 2007 es del mes de noviembre (esta fuera de la época de verano austral, pero era la imagen de mejor resolución y con menor nubosidad disponible) y para el año 2008 la imagen satelital fue captada en mayo, lo que podría presentar una exageración del comportamiento real del glaciar. Otra posibilidad, es que la imagen al ser de noviembre nos indicaría como se ve el glaciar posteriormente a la ganancia de masa, principalmente obtenida por la precipitación de nieve durante los meses de invierno (junio, julio y agosto). Por tanto, la posición del frente podría haber estado aún más retraída para el término del verano de 2007, mientras que la imagen de mayo de 2008 mantendría la exageración del cambio en el frente, presentando valores mayores a los reales.

5.4.2 Glaciar Témpano (LT1)

Por su parte, la LT1 del glaciar Témpano mantienen la tendencia regional al retroceso del frente glacial desde 1944/45-2018. Se observa que las curvas de los métodos LC y AR mantienen relativamente una pendiente similar. Sin embargo, las tasas calculadas por LC alcanzan valores mayores en magnitud. Exceptuando el periodo 1979-1987. Además, se muestra una mayor concentración del retroceso hasta los años 1987, ya que posteriormente solo retrocede el 23% del total acumulado en todo el periodo. Al mismo tiempo, mantiene tasas anuales de variación negativas y regulares hasta el año 2008-2009 donde se registra un avance en ambas curvas.

El registro de precipitaciones para el periodo 1976-1987 muestra mayor cantidad de anomalías negativas y en el caso de la temperatura se observan mayor presencia de anomalías positivas (ver figura 4.79), lo que indicaría un fuerte control climático en el gran retroceso hasta esa fecha. Sin embargo, posterior a estas fechas (1987-1998) mantiene tasas anuales relativamente menores y se comienzan a exhumar las morrenas tapadas por la lengua glaciar, disminuye la porción frontal de deshielo submarina vista en los años anteriores, por tanto, se tendería a pensar que existe mayor cantidad de sedimento subglacial que alcanza a expresarse en superficie como lo son los afloramientos morrénicos. Lo anterior nos indicaría que la columna de agua en el frente es menor que en los años anteriores, entonces el hielo buscaría el equilibrio en el límite de flotabilidad (Pfeffer 2007), lo que daría la posibilidad de que el glaciar tuvo algún avance dentro de estos años (1976-1987) que no se registró en este trabajo y por tanto las tasas anuales entre 1987-1998 serían muchos más bajas que el periodo anterior.

A su vez las temperaturas tienden a tener anomalías negativas hasta 1998 donde se observan peaks de aumento (ver Sección 4.4 y figura 4.79). Las precipitaciones muestran peaks de aumento en los años dentro del periodo 1987-1998 (ver Sección 4.4 y figura 4.80), donde ya en ese último año se tienen peaks de anomalías negativas. Esto podría tener un efecto de desaceleración de la dinámica en ese periodo, expresada en las bajas tasas mencionadas anteriormente. Lo que sugiere que el efecto de las anomalías negativas de precipitaciones y positivas de temperaturas registradas en el año 1998, no tienen un efecto inmediato en la dinámica del frente, sino que se expresa en los años posteriores, debido a que en el periodo 1998-2008 vuelven a haber tasas anuales más negativas que estaría influenciadas por las condiciones de precipitación y temperatura registradas entre 1998-2001. En particular, el año 2007 que presenta la menor cantidad de precipitaciones y menores temperaturas registradas (después del año 2016), coincide con tasas anuales muy negativas de variación del frente en el periodo verano 2007-2008, lo que podría indicar un efecto directo de las bajas precipitaciones con un retroceso del frente, manteniéndose la velocidad de flujo del glaciar. Por su parte la temperatura no tendría mayor relevancia en el comportamiento frontal del glaciar.

Por su parte, el registro de precipitación indica un aumento de estas desde 2007 hasta 2009, mientras que las temperaturas medias tienden a aumentar desde su mínimo en el año 2007. Por lo anterior, una primera aproximación al comportamiento frontal es que existiría una relación entre el avance detectado entre los veranos 2008-2009 con un aumento de las precipitaciones desde el mínimo del año 2007. Por el contrario, la temperatura presenta un comportamiento que no causaría un avance del frente glacial, más bien, podría ser la causa de un retroceso. Por tanto, se podría sugerir que no existe una relación directa entre las anomalías de temperatura y los cambios en la dinámica frontal. Por el contrario, esta dependería en mayor medida de los cambios en las precipitaciones.

5.4.3 Glaciar Occidental

Los cambios frontales que ha experimentado el glaciar Occidental entre 1944/45-2018 mantienen la tendencia regional de retroceso general de la posición del frente glacial. De las curvas de variación acumulada frontal se desprende que ambos métodos LC y AR muestran una dinámica similar en todo el periodo. Se tiene que mediante el método LC se alcanzan las tasas anuales con anomalías más positivas y negativas, más aún se registra un mayor retroceso acumulado con este método, cuestión que también se registra en el en el glaciar Bernardo. Gracias a ello, podríamos sugerir que el método LC tiende a sobreestimar la dinámica del frente glacial, lo que no reflejaría el comportamiento real de la zona terminal del glaciar. Además, a partir de lo observado en sección 4.1 el frente glacial, a partir del año 2005, presenta formas irregulares que podrían generar sobreestimaciones en el cálculo de las variaciones frontales a partir del método LC. Por tanto, el método AR tendería a ajustarse más a la cuantificación de la pérdida de masa en las lenguas glaciares.

Lo referido a los cambios en la dinámica anual del frente glacial muestra diversos periodos con tasas de avances y/o tasas de retroceso casi nulas, con mayor frecuencia registrados por el método

LC, mientras que la coincidencia de estos eventos entre ambos métodos se da para los periodos 1944/45-1976, 1998-2001, 2007-2008 y 2010-2012. Donde este comportamiento estaría relacionado con condiciones de temperatura y precipitaciones que favorecerían la ganancia de masa considerando que la velocidad del glaciar se mantiene estable durante este periodo. Por tanto, se esperarían anomalías positivas de precipitaciones y negativas de precipitaciones durante esos periodos en el sentido de que la forzante climática dominaría estos cambios interanuales.

Por su parte, el registro meteorológico cercano a la zona de estudio, indica solo disminución de las precipitaciones para los periodos 1998-2011, 2007-2008 y 2010-2012. Mientras que la temperatura muestra anomalías negativas para el año 2007 y positiva para el año 2015. Entonces se podría inferir que no existe una relación directa entre los eventos de avance o periodos de estabilidad (con casi nulo avance o retroceso) con las condiciones de temperatura y precipitaciones que propiciarían dichos eventos. Ahora bien, entre 1998-2001 se observa que al comienzo del periodo existe una gran pérdida de masa por el desprendimiento de grandes bloques, lo que, aumentaría el área del lago proglacial. Sin embargo, hacia el final del periodo, en el año 2001, se registra mayor masa en la zona terminal. Esto es entendido como el avance del frente, por un lado, pero también se puede observar una disminución del área de la lengua glacial en sus zonas laterales sobre todo en el borde SO. Esto sugiere que podría haber un aumento en la velocidad del flujo de hielo desencadenado por la gran pérdida de masa registrada, con el fin de mantener la zona terminal en el equilibrio buoyante con la columna de agua, como lo plantea Pfeffer (2007).

Los otros periodos donde el frente presenta una variación casi nula (2007-2008 y 2010-2012), manteniendo un estado en “equilibrio”, ocurren posterior a un fuerte retroceso del frente y exhiben relativamente poca cantidad de bloques desprendidos presentes en el lago proglacial al final de cada periodo. Lo que podría indicar una disminución de la velocidad del flujo de hielo, generando una tasa menor de *calving*, manteniendo una predominancia de la pérdida de masa a través de corrientes de agua de fusión de hielo que aportan agua al sistema proglacial. Otra opción sería que al presentar una tasa muy alta de *calving*, generando un gran retroceso del frente en el periodo anterior, esto podría influir en un cambio en la velocidad de flujo glacial, debido a una pérdida de masa importante en su zona terminal, lo que reduciría la velocidad y por tanto predominaría la pérdida de masa por corrientes de fusión de hielo.

Otro periodo importante para sostener los cambios en los procesos de pérdida de masa del glaciar corresponde al periodo 2009-2010, como queda registrado en la sección 4.1 existe un retroceso del frente glacial, desprendiéndose parte del frente, quedando flotante en el lago proglacial, teniendo como consecuencia un aumento del área de este último. Sin embargo, existe otro cambio importante a considerar, es que el río trenzado del sistema proglacial, muestra una disminución en su cauce principal entre 2009-2010. Lo que podría sugerir que el proceso de pérdida de masa predominante en ese periodo fue el desprendimiento de masa en la zona terminal (*calving*), sobresaliendo, en comparación a la pérdida de masa por corrientes de fusión de hielo.

Por otro lado, el registro de un fuerte retroceso en el periodo verano 2006-2007 (determinado en ambos métodos) estaría relacionado a un descenso en las precipitaciones en comparación a los años previos. A raíz de esto, se desprende que la dinámica de retroceso glacial en periodos anuales

(caso de 2006-2007) estaría influenciado por un descenso en las precipitaciones principalmente. Por su parte, las temperaturas no muestran una influencia mayor en este periodo. Además, se mantiene una alta tasa de *calving* con grandes áreas de bloques desprendidos en el lago proglacial en este mismo periodo, lo que sugiere que la velocidad de flujo de hielo se mantuvo hasta el final del periodo.

5.4.4 Modos climáticos y comportamiento regional de los glaciares

Tomando en cuenta el comportamiento sincrónico de las tasas de variación frontal detectado en algunos periodos, tanto por el método AR y LC, es posible considerar los efectos de los modos de variabilidad climática tanto atmosféricos, como oceánicos en la dinámica frontal regional del área de estudio.

A escala interdecadal, el modo de variabilidad climática preponderante en toda Sudamérica corresponde a la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO en sus siglas en inglés) que corresponden a variaciones en la temperatura superficial del océano Pacífico (SST en sus siglas en inglés) en ambos hemisferios a escala de 20-30 años, también conocido como un patrón ENSO de largo plazo (Mantua & Hare, 2002). Se ha estudiado un cambio en el clima de la zona sur de Sudamérica en la segunda mitad de la década del 70' relacionado a un cambio desde una fase fría a una cálida del PDO registrado en un patrón de aumento de la SST desde ese periodo en adelante (Jacques-Coper & Garreaud, 2015). Estos mismos autores registran un calentamiento de la temperatura superficial del aire (SAT en sus siglas en inglés) en el continente para esta región, que podría estar relacionado a un debilitamiento de la intensidad del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sureste (SEPA en sus siglas en inglés) en el año 1976. Lo anterior, podría generar un efecto y estar relacionado con el aumento en las tasas de retroceso de los frentes glaciales registrado desde ese año en adelante (ver figura 5.2). Es más, se sugiere que el cambio de clima, relacionado a la SST y SAT, podría ser el factor regional de primer orden que afecte a la zona de estudio.

Por otro lado, la Oscilación del Sur 'El Niño' (ENSO) también reporta un aumento en la frecuencia e intensidad de los eventos cálidos o positivos ('El Niño') respecto de los eventos fríos o negativos ('La Niña') desde el cambio en los patrones climáticos del Pacífico desde 1976-77 (Flantua *et al.*, 2016). Cuando ENSO está en la fase cálida durante el verano austral, existe un incremento de Presión a Nivel del Océano (SLP en sus siglas en inglés) y un debilitamiento de los *westerlies* en el área sur del continente, conduciendo a condiciones más secas que el promedio en la Patagonia Occidental (Montecinos & Aceituno, 2003). Más recientemente, León-Muñoz y otros (2018) junto con Garreaud (2018) presentaron índices para ENSO y SAM a partir de modelos climáticos, los que se pueden ver en la figura 5.7.

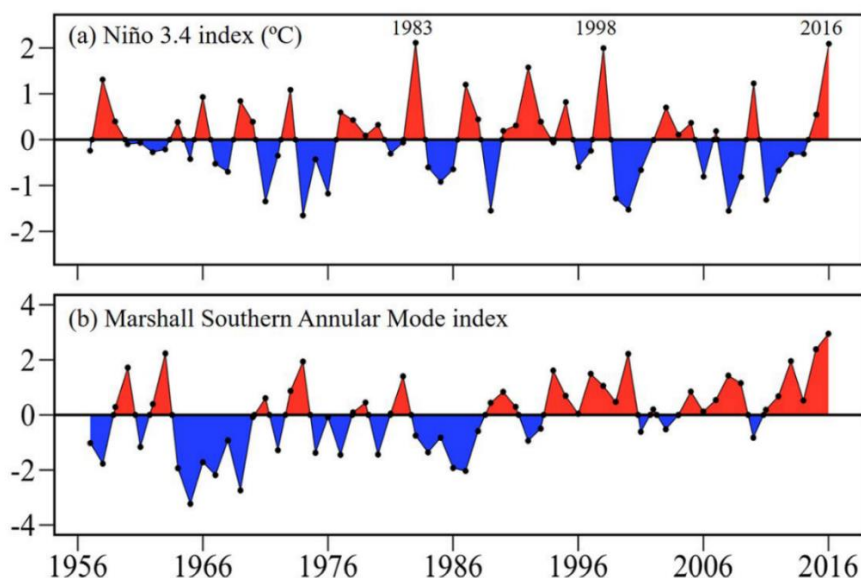


Figura 5.8. Índices de los modos climáticos ENSO y SAM, a partir del software R 3.3.0. Tomado de León-Muñoz y otros (2018).

Se puede establecer una comparación entre las dinámicas sincrónicas detectadas para los glaciares, ya que, entre los periodos 1997-1999 y 2014-2016 ocurrieron eventos de tipo ‘El Niño’ con peaks máximos de SST en el 1998 y 2016 respectivamente. Los que coinciden con periodos de tasas de variación frontal negativas, es decir, retrocesos sincrónicos desde 1998 y 2016 en adelante detectados por ambos métodos. El evento cálido de 1982-1984 con peak en el año 1983, no se observa tan claramente como una forzante al comportamiento sincrónico frontal. Sin embargo, también se tienen tasas de variación anual negativas dentro de ese periodo, según ambos métodos. Por lo tanto, ante eventos de ‘El Niño’ donde aumenta la SLP lo que lleva a una disminución de la intensidad de los *westerlies* conduciendo a condiciones más secas (menor precipitación) en el área de estudio, se registrarían respuestas sincrónicas de retroceso para los glaciares en estudio.

Por otro lado, los periodos donde predominan los eventos fríos de ENSO (‘La Niña’), en específico entre el año 2005-2009, coincide con un marcado asincronismo del comportamiento frontal en la región. Lo que podría sugerir, que las condiciones climáticas durante estos eventos de ‘La Niña’, disminución de SLP conduce a un aumento en la intensidad de los *westerlies* y por tanto mayor precipitación orográfica en sector oeste de CHS, generaría respuestas de avance en algunos glaciares. Otra forma de ver lo anterior, es que ante los eventos de ‘La Niña’, los glaciares no responderían directamente a esta forzante ‘ganando masa’ y avanzando, sino más bien, su respuesta sería lenta, manteniendo el retroceso o presentando estabilidad en su frente. Se podría asumir que esta forzante océano-atmosférica perdería relevancia en el avance y más bien, estos avances particulares responderían a cambios geomorfológicos en los sistemas proglaciales relacionados a eventos de vaciado de lagos proglaciales en el caso de LT2 del glaciar Témpano y glaciar Bernardo, y disminución del espesor de la columna de agua en la zona terminal de LT1 del glaciar Témpano.

Finalmente, el SAM durante su fase positiva genera una intensificación de los *westerlies* cercano a la periferia de la Antártica y un debilitamiento cercano a los 40°S, lo que reduce las precipitaciones y aumenta la temperatura del aire sobre la Patagonia Occidental principalmente en verano y otoño (Garreaud & Falvey, 2009). De igual forma que con el modo climático ENSO, se comparan las variaciones frontales sincrónicas de la región estudiada con los índices registrados para el SAM que se pueden observar en la figura 5.7.

A partir de la década del 90' existe una predominancia de la fase positiva del SAM, lo que coincide con un aumento en las tasas de retroceso desde el 2000 en adelante para los glaciares en estudio. Más aún, en los periodos donde hay exclusivamente fases positivas del SAM, 2004-2010 y 2012-2016, se exhiben comportamiento sincrónico con altas tasas anuales de retroceso frontal. Sin embargo, los periodos asincrónicos de comportamiento frontal no presentan una relación tan marcada con los cambios en las fases del SAM.

Sumado a lo anterior, se sugiere que las variaciones frontales decenales e interanuales de los frentes glaciares serían directamente afectadas por los cambios en las condiciones climáticas y meteorológicas. En particular, por las precipitaciones (ver figura 5.5), que tendrían una mayor relevancia en la dinámica glacial frontal que las temperaturas. Mientras que, para las variaciones frontales anuales y bianuales, las características sedimentarias proglaciales presentarían un preponderante efecto, de todas formas, se mantienen las tendencias de largo plazo representadas por el retroceso de las zonas frontales de los glaciares en estudio.

5.5 Registro sedimentario superficial de los fiordos

En esta sección se discute sobre la relación que pudiera existir entre el registro sedimentario de los testigos de sedimento analizados y los eventos reconocidos en superficie, tales como dinámica glacial (avance/retroceso), cambios geomorfológicos en sistemas glaciofluviales y fenómenos de vaciado de embalsamientos proglaciales. Sin embargo, primero se interpretan las características sedimentarias generales con el fin de reconocer los ambientes glaciomarininos y los procesos sedimentarios involucrados en los sitios estudiados.

Las facies sedimentarias en los sistemas glaciomarininos de fiordos muestran variación según el ambiente sedimentario en que se encuentren. Tales ambientes se definen respecto a la distancia de la zona terminal del glaciar en cuestión. Principalmente, según varios autores, se pueden dividir en 3 respecto al margen de hielo: ambiente en contacto, ambiente proximal y ambiente distal (Cai *et al.*, 1997; Cofaigh *et al.*, 2001; Powell & Domack, 2002). En específico, la definición de ambientes glaciomarininos realizada por Cai y otros (1997) indica que el ambiente de icebergs (proximal según Cofaigh *et al.*, 2001) se encuentra entre 2,5 - 9 km de distancia del margen del hielo y el ambiente distal se define a partir de 9 km de distancia del margen de hielo. Sin embargo, es importante considerar que esa definición se realizó en un sistema glaciomarinino con los glaciares *Grand Pacific* y *Margerie* en contacto con el fiordo *Tarr*, sin otro sistema intermedio. Para el caso de este trabajo

solo la LT1 del glaciar Témpano muestra una zona terminal con tal configuración. Los demás frentes presentan zonas proglaciales lacustres en la cabecera del fiordo.

Es importante destacar que las variaciones de susceptibilidad magnética se interpretan como indicadores del contenido en sedimentos magnéticos, que se correlacionan con material de origen siliciclástico continental. Es por esto que peaks alta susceptibilidad magnética pueden representar material sedimentario con mayor aporte continental, menor aporte marino y menor cantidad de materia orgánica. En segundo lugar, la atenuación de rayos X es proporcional a la composición del material y de la densidad, es por esto, que la presencia de agua y materia orgánica tienden a disminuir la atenuación de rayos X, es decir, se ven tonos “más oscuros” en la imagen tomográfica. Por lo tanto, niveles de mayor atenuación y susceptibilidad magnética, pueden corresponder a material producido y transportado principalmente por la acción de procesos sedimentarios glaciales (y proglaciales).

Por otro lado, es posible sugerir una relación directa entre la granulometría del sedimento, los niveles de atenuación de la imagen tomográfica y la susceptibilidad magnética en los testigos estudiado. Se puede observar en las figuras 4.75 – 4.79 que el contenido arenoso se correlaciona con altos y muy altos valores de atenuación (niveles de densidad) de la tomografía computarizada y con peaks de susceptibilidad magnética.

5.5.1 Fiordo Bernardo

La zona interna del fiordo Bernardo presenta un suministro de sedimentos provenientes del sistema proglacial del glaciar Bernardo principalmente. Con aportes menores de sedimento desde los sistemas proglaciales de los glaciares Ofhidro Norte y Sur que son transportados por el fiordo Ofhidro, hasta llegar al fiordo Bernardo, además del material sedimentario entregado de las laderas, quebradas y arroyos que rodean el fiordo.

A partir de la descripción sedimentológica del testigo 18, se destaca la presencia de sedimento limoso estratificado y laminado con algunos niveles arenosos laminados muy marcados, ausencia de depósitos diamícticos sin presencia de clastos de mayor tamaño y debido también a la posición del testigo, se puede sugerir que la sedimentología superficial y en profundidad de la posición a la cual fue extraído el testigo corresponde a un ambiente glaciomarino proximal con gran influencia de procesos glaciofluviales, según la definición de depósitos sedimentarios en ambientes glaciomarinos realizada por Cai y colaboradores (1997) y más recientemente por Cofaigh y Dowdeswell (2001).

El segmento B1 presenta, en su mayoría, unidades tomográficas y sedimentarias de facies de barro limoso fino a medio, laminado, de baja susceptibilidad y baja atenuación que se intercalan, en contactos netos rectos y sinuosos, con facies de barro limoso de mayor atenuación, con leve contenido de arena fina laminada que exhiben zonas de media-alta susceptibilidad magnética

podría sugerir que los procesos sedimentarios involucrados, en la zona más superficial del fondo del fiordo Bernardo, sería la depositación por plumas de alta carga sedimentaria en suspensión emitidas directamente por el glaciar (de forma subglacial y englacial) y que son transportadas hasta las zonas distales del fiordo mediante el canal fluvial principal desde la cabecera del fiordo.

Dentro del mismo segmento, se reconocen algunas unidades (unidades tomográficas UT18c-4 y UT18c-7) con presencia de laminaciones convolutas de niveles de mayor atenuación dentro de niveles de menor atenuación y asociados a leves peaks de susceptibilidad magnética, lo cual que puede ser interpretado como aumentos momentáneos de la energía en los procesos sedimentarios del fondo del fiordo. Lo anterior podría estar asociado a flujos gravitacionales submarinos como lo son las corrientes turbidíticas, ya que existe evidencia de un canal submarino de corrientes de turbidez en este fiordo y alta disponibilidad de sedimento en suspensión y un amplio delta glaciofluvial en la cabecera del mismo fiordo (Dowdeswell & Vásquez, 2013).

En específico, las características anteriormente mencionadas pueden asociarse a la secuencia T1 de tipo ‘Stow’ de una turbidita fangosa (limo y arcilla), la que corresponde a las facies más finas y distales para una turbidita estándar (Cai *et al.*, 1997). Esta turbidita fangosa se divide en las secuencias tipo ‘Stow’ propuesta por Stow y Piper (1984) que corresponden subdivisiones de las secuencias D y E, o bien, que no están consideradas en las secuencias de tipo ‘Bouma’ para turbiditas. En la figura 5.9 se pueden observar las secuencias de tipo ‘Stow’ para turbiditas fangosas (limo y arcilla).

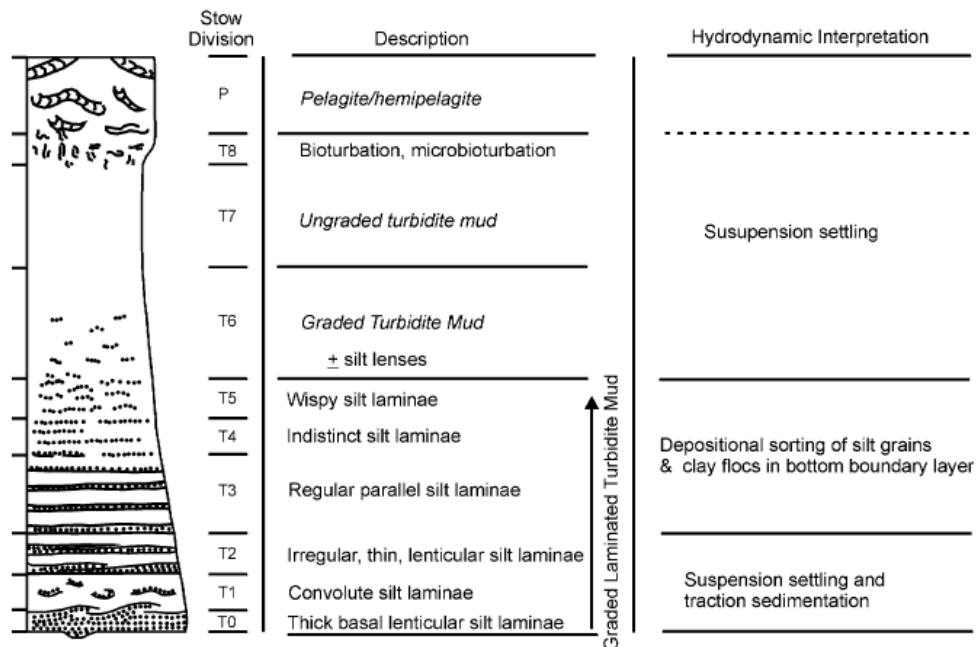


Figura 5.9. Modelo estándar idealizado de una turbidita fangosa (limo y arcilla) con las secuencias tipo ‘Stow’. Modificado de Cofaigh y Dowdeswell (2001).

Al mismo tiempo, los niveles de baja y alta MS del segmento mencionado anteriormente, se podrían relacionar con las variaciones en las descargas intranuales del glaciar, es decir, depositación probablemente de control estacional. Tomando como referencia una hipótesis desarrollada por Cowan y colaboradores (1997; 1999) que propone las varvas glaciomarinas para fiordos dominados por glaciares de marea temperados, con el fin de establecer la variación estacional de las sucesiones de barro laminado (arcilla, limo y contenido de arena muy fina) relacionado a la vez con anomalías de MS. Si el material sedimentario es de alta atenuación (densidad) y susceptibilidad magnética (y en ciertos puntos relativamente mayor granulometría) este correspondería a las estaciones donde la descarga de sedimento y agua de fusión es mayor, preferentemente en primavera y verano (Streuff *et al.*, 2018). Mientras que el material de baja atenuación (densidad) y susceptibilidad magnética indicarían la depositación durante las estaciones “frías” correspondiente a otoño e invierno.

Otra interpretación posible, respecto a la unidad B1, podría referirse a sedimentación dominada por mareas llamadas ritmitas de marea (Cowan *et al.*, 1998; Cofaigh & Dowdeswell, 2001) donde las laminaciones de sedimento fino son de alta frecuencia, menores a 1 [cm] cada par laminado. Sin embargo, las capas laminadas e intercaladas vistas en este estudio en su mayoría son más potentes con excepción de la unidad tomográfica UT18c-9 de laminaciones entre los 75-80 [cm]. Lo que podría sugerir que ese nivel representa un periodo de predominancia de transporte y distribución de sedimento mediante el flujo de mareas.

Por otro lado, el segmento B2 compuesto hacia el techo (UT18c-13 y base de UT18c-12) por arena fina laminada, muy alta atenuación (densidad), destacable peak alto de susceptibilidad, gradación normal, laminación cruzada y contactos rectos. Mientras que hacia la base (UT18c-14, 15 y 16), se tiene sedimento limoso cuyo contenido de arena disminuye, presencia de gradación inversa laminación cruzada, laminación convoluta y contactos netos irregulares y sinuosos (estas dos últimas características se registran levemente en otros tramos del testigo).

Lo anterior, se puede interpretar como la ocurrencia de un aumento y posterior disminución de la energía en el ambiente de depositación, representando un flujo de relativamente alta energía en su fase inicial de material relativamente fino, luego de material arenoso y posterior cese del flujo (ver figura 5.11). El aumento de la energía de depositación podría estar relacionado a una corriente turbidítica (Powell & Domack, 2002), los cuales se generan con frecuencia en los deltas submarinos de la zona proximal al glaciar (Streuff *et al.*, 2018) y en deltas glaciofluviales en la cabecera de los fiordos en esta zona (Dowdeswell & Vásquez, 2013). En particular, las unidades tomográficas UT18c-13 y la base de UT18c-12 se podrían asociar a las secuencias de B, C y D de tipo ‘Bouma’ para una turbidita dominada por sedimento arena y limo como la que se muestra en la figura 5.10.

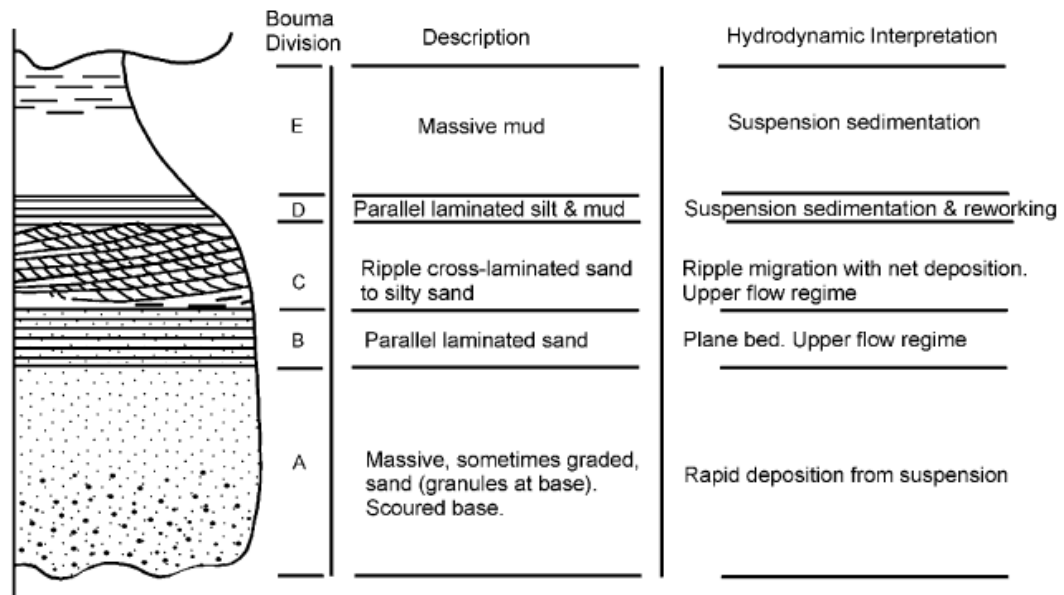


Figura 5.10. Modelo estándar idealizado de una turbidita de arena-limo con las secuencias de tipo 'Bouma'. Modificado de Cofaigh y Dowdeswell (2001).

Las corrientes turbidíticas en ambientes glaciomarinicos con alta concentración de sedimentos en suspensión pueden ser originadas de distintas maneras, mediante flujos densos submarinos derivados de esa misma concentración, fractura y resedimentación de material inestablemente acumulados, esto último puede ser desencadenado por oscilaciones en la zona marginal del glaciar (Cofaigh & Dowdeswell, 2001).

5.5.1.1 Propuestas de cronología del material sedimentario a partir de los cambios geomorfológicos en el ambiente proglacial.

A partir de la discusión anterior se pueden establecer posibles escenarios de cronología del material sedimentario considerando los cambios geomorfológicos detectados en superficie que pueden relacionarse con los procesos sedimentarios interpretados en este testigo. La primera hipótesis de cronología se puede establecer asumiendo que las secuencias de turbiditas interpretadas, tanto en el segmento B1 y B2, fueron desencadenadas por eventos repentinos de vaciado de los lagos proglaciales detectados en la sección 4.1.1 para el glaciar Bernardo en ciertos periodos.

Lo anterior se fundamenta en que se observa erosión en barras de sedimento del canal fluvial y un aumento del ancho de este, lo que podría asociarse a un evento de aumento de caudal repentino (y con alta carga sedimentaria) desencadenado por el vaciado (total o parcial) de los embalsamientos (lagos y lagunas) proglaciales registrados en los periodos 2006-2007, 2009-2010 y 2015-2016. En este caso, el segmento B2 se asociaría el vaciado del lago proglacial ocurrido en el año 2007. Mientras que los niveles de alta energía (secuencias T1 de turbiditas fangosas)

interpretados en el segmento B1 serían los eventos de vaciado detectados entre los periodos 2009-2010 y 2015-2016 (ver figura 5.11).

La segunda hipótesis de cronología se propone realizando el conteo de varvas glaciomarinas (Cowan *et al.*, 1997; 1999) discutidas anteriormente para el segmento B1, donde se asignan pares de niveles sedimentarios de estaciones frías y cálidas con el fin de establecer un conteo anual, como se muestra en la figura 5.11. Al mismo tiempo, se asume que los niveles reconocidos como secuencias de turbiditas fangosas y areno-limosa podrían o no ser ocasionadas por desagüe repentino de los lagos proglaciales.

En particular, los niveles sedimentarios de alta energía reconocidos en el segmento B2 (turbiditas areno-limosas) podrían relacionarse con la desactivación de la planicie de lavado proglacial, detectada en este estudio en las cercanías del año 1998, canalizando la descarga del glaciar en un canal principal y formando un incipiente lago proglacial debido al retroceso del frente glacial. Se destaca que el ese nivel sedimentario, presenta gradación inversa en la base y normal hacia el techo, lo que indica un aumento y posterior disminución de la energía del ambiente.

Lo anterior sugiere un aumento de la velocidad de flujo de este canal principal, comportándose como un sistema fluvial, el cual disminuye su energía cuando a medida que retrocede el glaciar y crece el lago proglacial. Esto, podría generar un mayor aporte de sedimento de tamaño arena presente en las plumas suspendidas y una mayor velocidad de las mismas, pudiendo aumentar la distancia de depositación y/o desencadenar corrientes turbidíticas por sobrecarga de material en la zona del delta glaciofluvial.

Finalmente, tomando en cuenta que la variación estacional genera cambios en el flujo de agua de fusión y así en la pluma de sedimento que suministra material al fiordo (Cowan *et al.*, 1999) y que la dinámica glaciar tendría un efecto en la cantidad de agua y sedimento descargada a su zona proglacial. Se podría sugerir que, ante periodos de retroceso del glaciar, caracterizados por mayor fusión de hielo, la cantidad de material suministrado al fiordo sería mayor y se podrían esperar niveles de sedimento (pares estacionales) más potentes, en comparación a periodos de avance o estabilidad del frente donde la fusión de hielo sería menor, generando una menor descarga de material al fiordo, por ende, niveles sedimentarios más delgados.

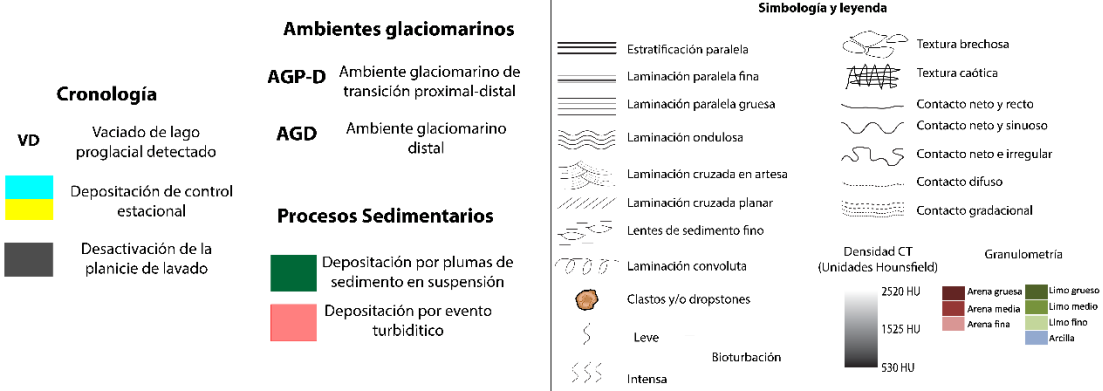
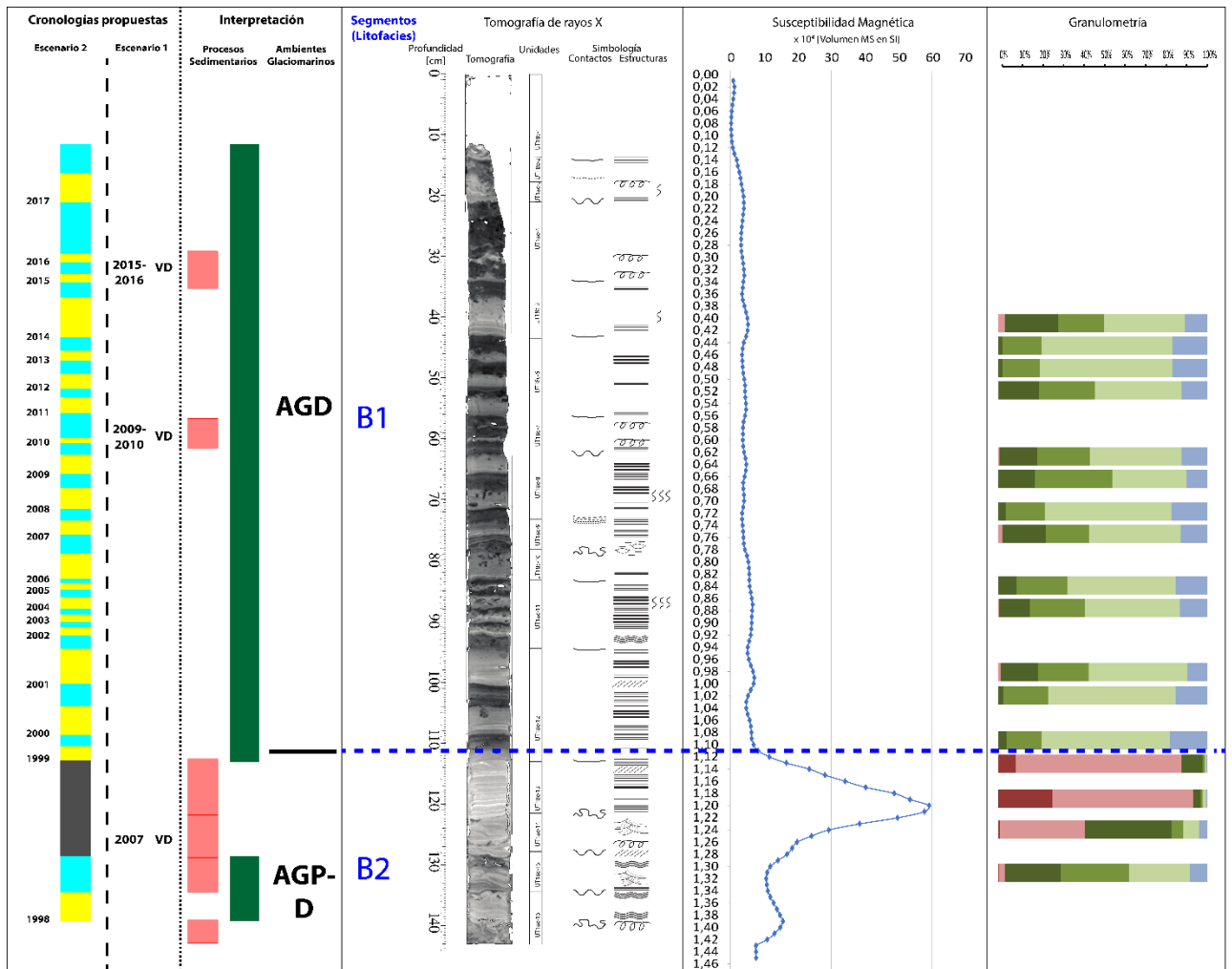


Figura 5.11. Interpretaciones propuestas para los niveles sedimentarios del testigo 18. Se muestran los segmentos definidos (B1 y B2) junto con las interpretaciones de ambientes glaciocmarinos, procesos sedimentarios y propuestas de escenarios de cronología del sedimento.

5.5.2 Fiordo Iceberg

El fiordo Iceberg está siendo alimentado principalmente por el aporte sedimentario generado por la LT1 del glaciar Témpano y secundariamente por la carga sedimentaria que puedan entregar las laderas y quebradas que desembocan en el fiordo. El testigo 21b entrega información de las facies sedimentarias de la zona más superficial del fondo del fiordo.

A partir de la predominancia de facies de limo fino masivo y laminado con alta presencia de clastos mayores destacando que la concentración mayor hacia la base del testigo, presencia de niveles laminados con contenido de arena fina, rara laminación convoluta y ocasionales contactos irregulares erosivos, se podría definir que la zona donde fue extraído el testigo corresponde a un ambiente glaciomarino distal al margen de hielo actualmente (Cai *et al.*, 1997; Fernández *et al.*, 2011). Mientras que la zona inferior del testigo podría representar un ambiente levemente más cercano al margen del hielo (Cofaigh & Dowdeswell, 2001).

El caso del registro sedimentario disponible para este fiordo, difiere de lo visto en el fiordo Bernardo, ya que, solo se observa de manera ocasional la alternancia rítmica de niveles con atenuaciones contrastantes y la cantidad de estructuras sedimentarias es menor. En particular, el segmento I1 muestra una litofacies de limo fino a medio, contactos relativamente sinuosos e irregulares y presencia de laminación paralela, convoluta y ocurrencia de clastos mayores. Esto se puede sugerir que los procesos sedimentarios dominantes corresponderían a depositación de plumas de sedimento en suspensión emitidas directamente por el glaciar (de forma subglacial y englacial) y depositación de *iceberg-rafted debris* (IRD, con sus siglas en inglés) o clastos de mayor tamaño transportados por témpanos de hielo flotante. Se puede reconocer que este proceso sedimentario no es predominante en el ambiente actual, ya que los sedimentos de este tipo están concentrados desde el centro del testigo hacia la base (ver figura 5.12)

Por otro lado, las unidades tomográficas UT21b-1 y UT21b-6 en este mismo segmento muestran niveles de alto contraste de atenuación, que podrían interpretarse como eventos de mayor energía asociados a flujos turbidíticos generados en los márgenes laterales del fiordo o en altos batimétricos de morrenas submarinas. De igual manera que el testigo 18c, estos niveles milimétricos se podrían relacionar con las secuencias T2 y T1 de la división tipo ‘Stow’ para turbiditas fangosas (Stow & Piper, 1984).

Por su parte, el segmento I2 presenta sedimento de tamaño limo fino a medio y contenido arenoso principalmente masivo, atenuaciones bajas y muy altas asociadas a clastos mayores. En ocasiones intensa bioturbación y alta concentración de clastos mayores. Presencia de restos fósiles y de materia orgánica. Se observan leves peaks de MS, en algunos casos asociadas a la presencia de clastos mayores y contenido arenoso. Este segmento puede ser interpretado como un ambiente más proximal al margen de hielo en comparación al anterior. En la cual predomina la depositación de IRD y plumas de sedimento de alta carga sedimentaria inmediatas al margen glaciar. Sin embargo, no existe evidencia para sugerir que este segmento muestre eventos de alta energía como un flujo turbidítico, los cuales son comunes en el ambiente proximal al glaciar (Cai *et al.*, 1997).

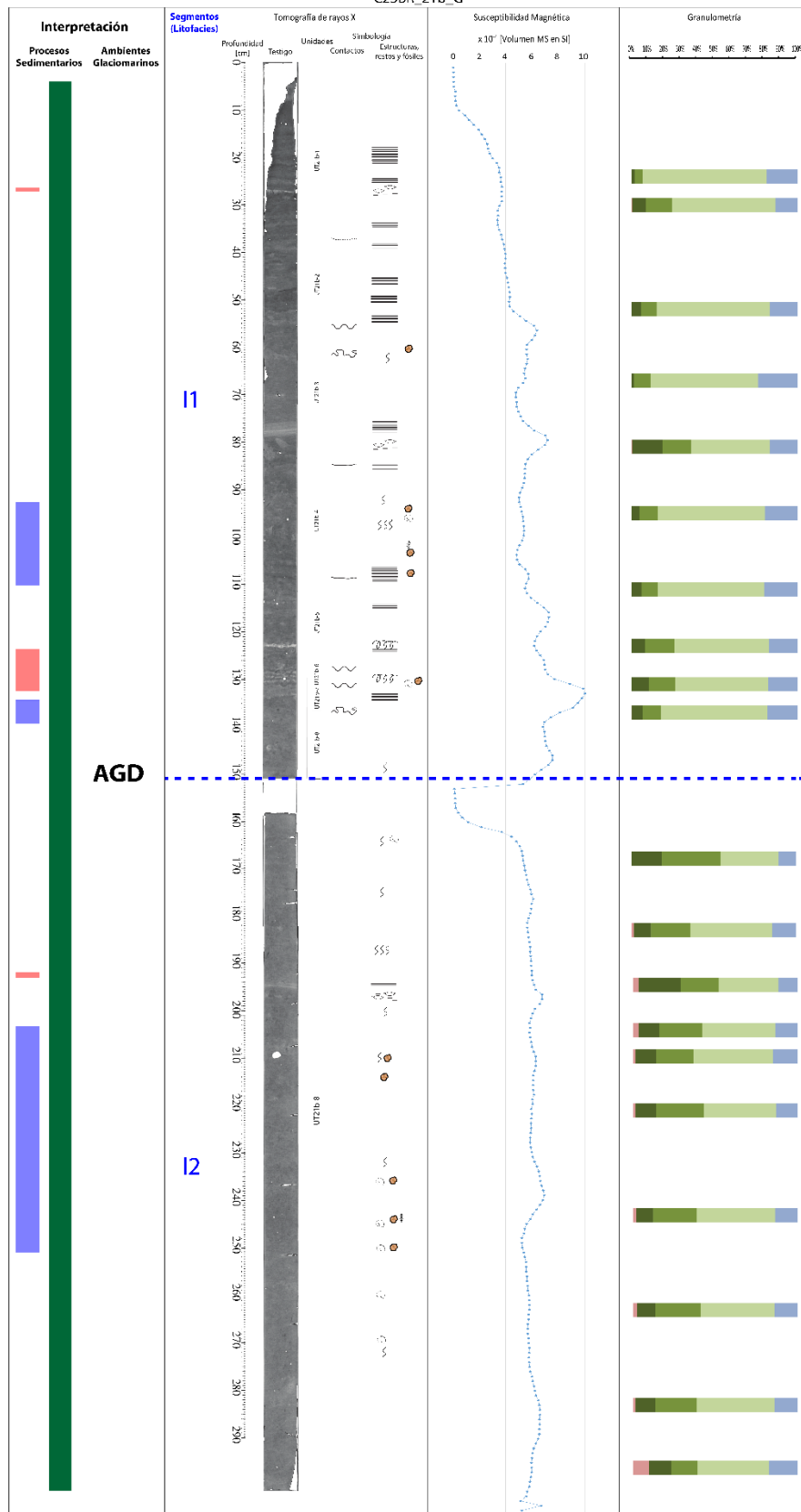





Figura 5.12. Interpretaciones propuestas para los niveles sedimentarios del testigo 21b. Se muestran los segmentos definidos (I1 y I2) junto con las interpretaciones de ambientes glaciomarininos, procesos sedimentarios y propuestas de escenarios de cronología del sedimento.

Ambientes glaciomarineros

AGD Ambiente glaciomarino distal

Procesos Sedimentarios

-  Deposición por plumas de sedimento en suspensión
-  Deposición por evento turbidítico
-  Deposición de iceberg-rafted debris (IRD)

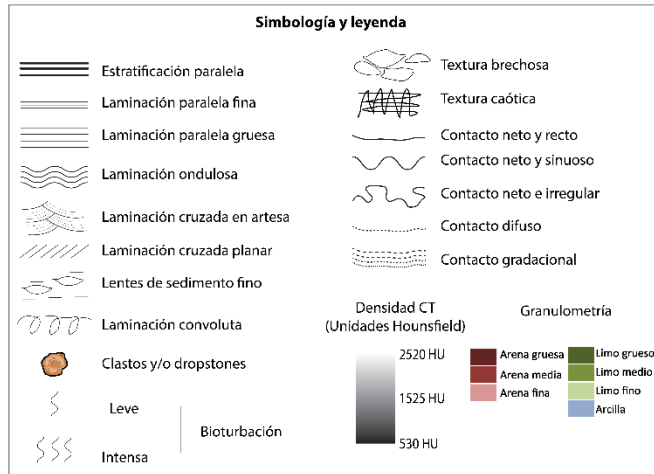


Figura 5.13. Leyenda y simbología de la interpretación del testigo 21b que se observa en la figura 5.12.

5.5.3 Canal Mesier

Por su parte, el testigo 19 muestra las facies sedimentarias superficiales del fondo marino del canal Mesier, el cual recibe aportes sedimentarios provenientes del fiordo Iceberg que en esa zona es alimentado principalmente por el sistema glaciofluvial proveniente de la cuenca del glaciar Occidental, como se puede observar en la sección 4.1.

Las características sedimentarias obtenidas del testigo exhiben sedimentos, en su mayoría, de limo fino masivo con alta presencia de bioturbación y niveles de alto contenido arenosos de forma ocasional. Lo que nos podría indicar un ambiente distal lejano al margen de hielo en gran parte del testigo. Mientras que el segmento M1 (ver figura 5.13) de la base podría indicar un ambiente glaciomarino distal debido a la presencia de niveles arenosos más potentes y clastos mayores hacia su base (Cai *et al.*, 1997; Fernández *et al.*, 2011). Sin embargo, a partir de la posición de este testigo y los sistemas involucrados entre el glaciar y el testigo, no podría asociarse con un ambiente glaciomarino actual, según las definiciones vistas para los demás testigos analizados. Por tanto, se distingue que correspondería un ambiente de cuenca externa a la cuenca del glaciar Occidental, cuya configuración sedimentaria del fondo marino superficial sería similar a lo expuesto por Fernandez y otros (2012) para el glaciar Gualas en el Golfo Elefantes.

Los segmentos definidos pueden sugerir distintos procesos de sedimentación en la zona. En particular el segmento M1 caracterizado por sedimento tamaño limo medio masivo de baja atenuación con ocurrencia de niveles con material arenoso de media a alta atenuación, contactos irregulares, texturas caóticas y brechosas y raras laminaciones paralelas. Los peaks de MS se pueden observar coinciden con el material arenoso, altos niveles de atenuación y texturas caóticas y brechosas. Lo anterior nos puede indicar un ambiente tranquilo, donde domina la depositación de plumas de sedimento en suspensión, con eventos secundarios de aumento ocasional de energía que podrían estar asociados a flujos turbidíticos. Es más, Dowdeswell y Vásquez (2013) indican la

existencia de un canal de corrientes de turbidez que en las cercanías desde donde se extrae el testigo.

Por otro lado, segmento M2 muestra dominancia de barro limoso fino masivo con alta presencia de bioturbación, laminaciones paralelas, ocurrencia de lentes de baja atenuación y no se observan peaks destacables de MS. Esto podría sugerir que el proceso dominante en este segmento, estaría relacionado a una depositación de plumas de sedimento en suspensión, bajas tasas de acumulación y gran actividad biológica. El material sedimentario, sería probablemente suministrado por la planicie glaciofluvial de la cuenca del glaciar Occidental que desemboca en la salida del fiordo Iceberg al canal Mesier.

Finalmente, el segmento M3 solo se diferencia del M1 en la presencia de clastos mayores en su base y que el material arenoso presenta estratificación en el techo de este segmento. Lo que puede sugerir, que los procesos sedimentarios que podrían dar origen a este nivel corresponden a flujos turbidíticos, plumas de sedimento en suspensión y depositación de *iceberg-rafted debris* (IRD) hacia la base. Esto último, sería indicador de que témpanos de hielo alcanzaron a llegar al canal Mesier, es decir, había algún glaciar que estuvo en posiciones más avanzadas en ese momento, como lo es la lengua terminal 1 del glaciar Témpano. Sin embargo, esto no podría asegurarse debido a que no existen dataciones que respalden la edad de estos sedimentos.

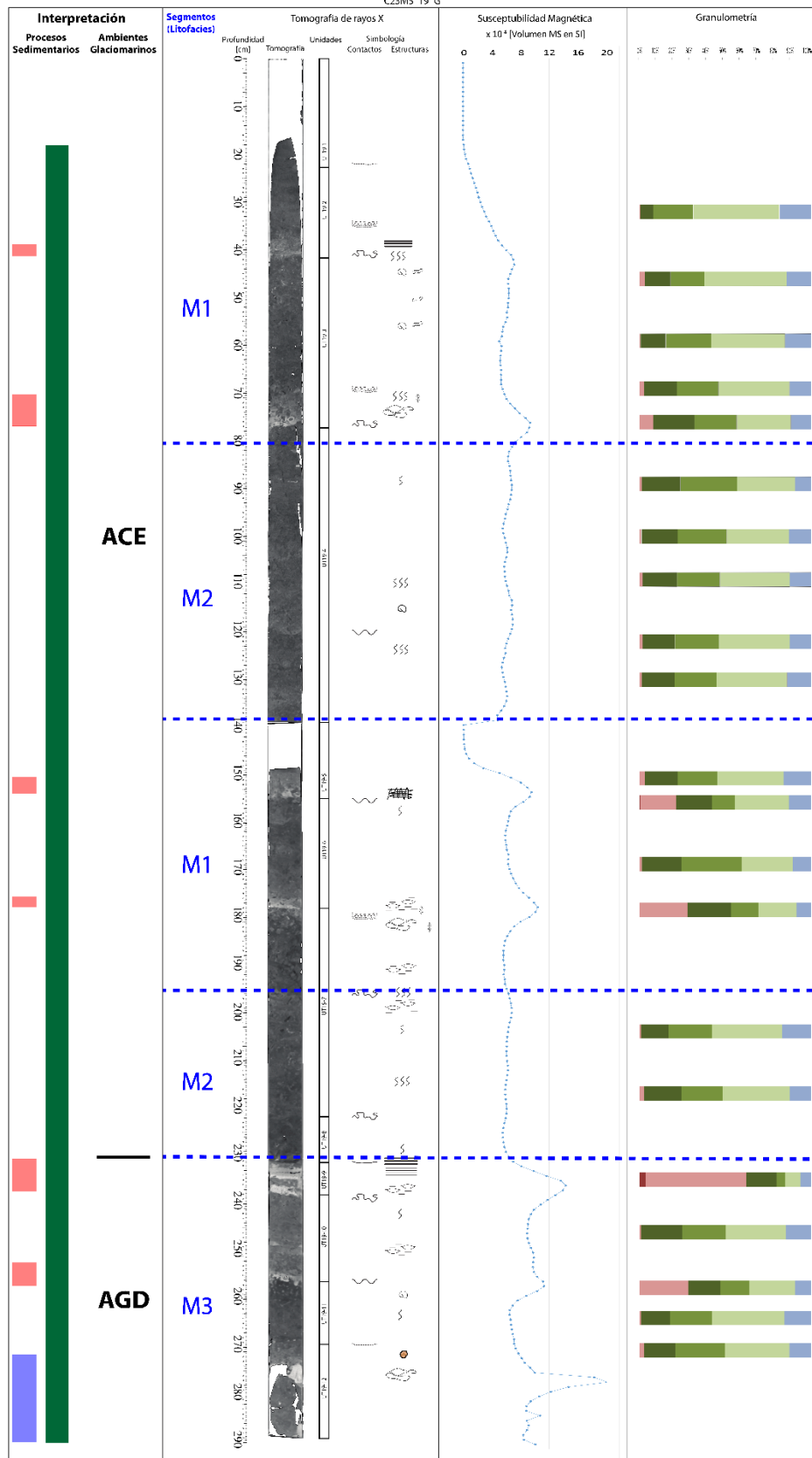


Figura 5.14. Interpretaciones propuestas para los niveles sedimentarios del testigo 19. Se muestran los segmentos definidos (M1, M2 y M3) junto con las interpretaciones de ambientes glaciomarininos, procesos sedimentarios y propuestas de escenarios de cronología del sedimento.

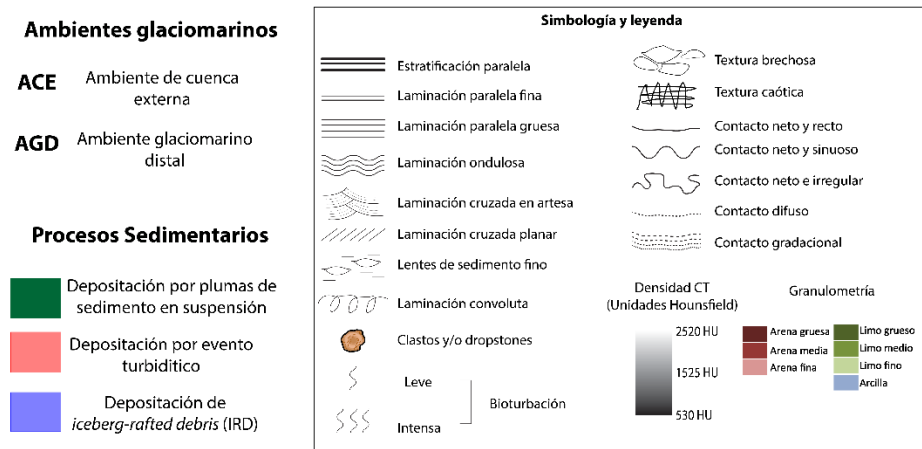


Figura 5.15. Leyenda y simbología de la interpretación del testigo 19 que se observa en la figura 5.14.

5.6 Proposición de modelo conceptual para glaciares de CHS con diferentes sistemas terminales

A partir de lo visto en la sección 5.4 se puede sugerir que la dinámica sincrónica de retroceso, a escala multidecadal, detectada en este trabajo estaría controlada por tendencias climáticas de disminución en las precipitaciones (reflejada por tendencias negativas) y por el aumento sostenido de las temperaturas superficiales. De igual forma, se reconoce un efecto del cambio de fase de los modos climáticos PDO y SAM, desde las décadas del 70' y 90' respectivamente. En particular, la fase positiva/cálida del SAM predomina en los últimos 30 años, lo que generaría un efecto de contracción de los glaciares de la zona de CHS.

Por otro lado, el comportamiento frontal de los glaciares detectado a escala interanual, estaría controlado por las distintas tendencias de precipitaciones registradas en la zona, al menos desde 1998 en adelante. Al mismo tiempo, este comportamiento estaría influenciado por cambios de fase en modos climáticos como el ENSO y SAM. En particular, una tendencia negativa o estables de precipitaciones y una fase cálida del ENSO forzarían a los glaciares a tener un comportamiento sincrónico de retroceso de su frente. Por el contrario, ante tendencias positivas de precipitaciones y fases frías del ENSO, los glaciares responderían de manera asincrónica. Donde la respuesta de cada uno dependería de sus características propias y procesos intrínsecos, dentro de los cuales estarían, los cambios geomorfológicos en la zona marginal como el paso de una planicie de lavado a lago proglacial, vaciado de lagos proglaciales que afecta la zona terminal de interacción agua hielo, acople y desacople del banco morrénico bajo el glaciar en la zona marginal y la dinámica de flujo de hielo propia de esta glaciar (tema que no fue abarcado en este estudio).

Por lo tanto, la figura 5.16 muestra un modelo conceptual que ilustra el comportamiento de los glaciares como respuesta a las forzantes océano-atmosféricas regionales y geológicas locales que fueron registradas en el sector noroeste de CHS.

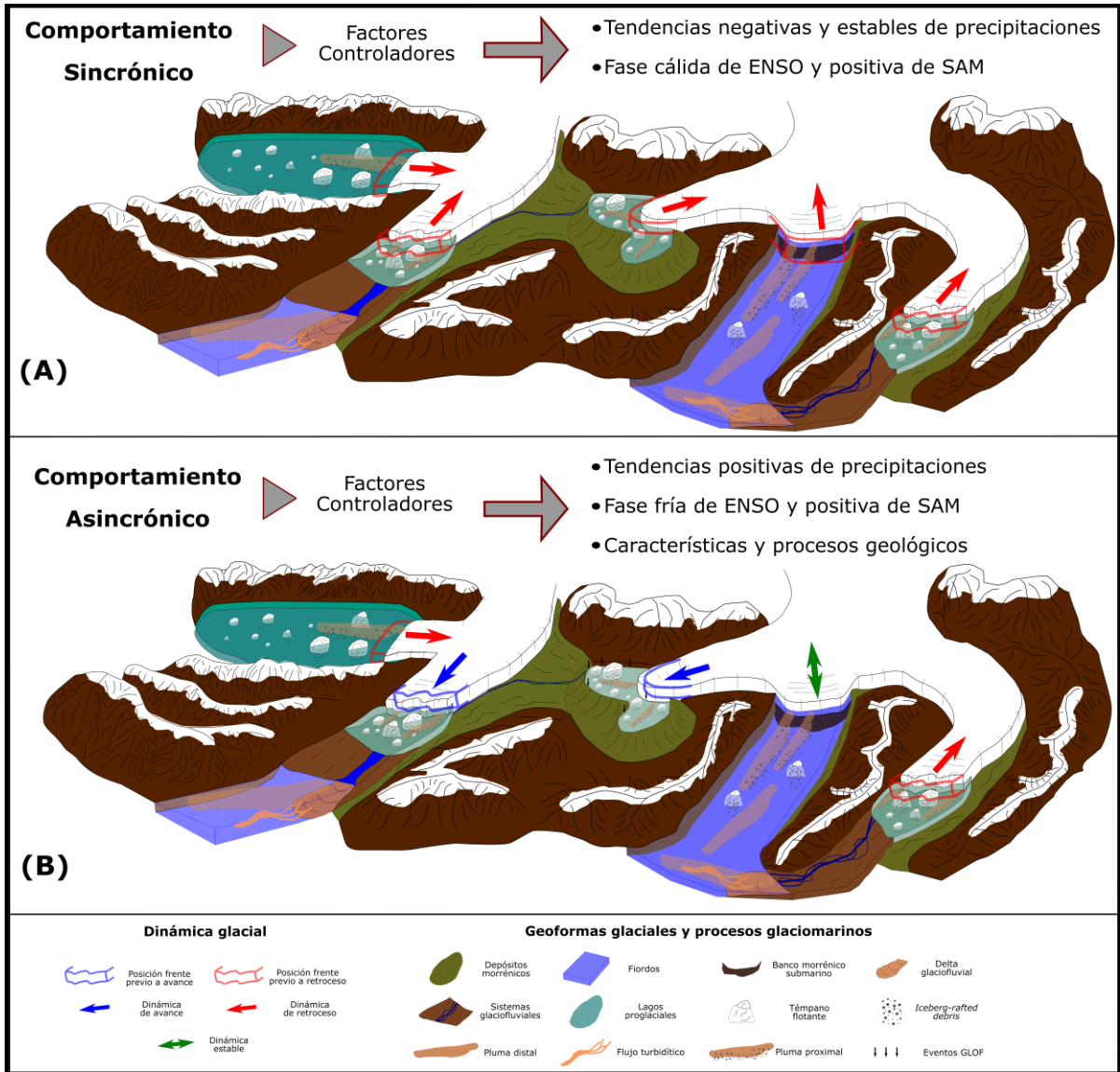


Figura 5.16. Modelo conceptual del comportamiento regional de los frentes glaciales y sus factores controladores. (A) Comportamiento sincrónico de retroceso de los frentes glaciales. (B) Comportamiento asincrónico, dinámicas estables, de avance y de retroceso de los frentes glaciales.

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

En primer lugar, se concluye que las variaciones de los glaciares Bernardo, Témpano y Occidental evidencian un retroceso frontal y disminución de las áreas glaciales en zonas de ablación de forma generalizada, que se condice con los cambios climáticos detectados en las tendencias de precipitaciones, temperaturas y en los modos océano-climáticos SAM y ENSO, desde la mitad del siglo XX hasta la actualidad.

Regionalmente, el comportamiento sincrónico de retroceso de los glaciares estaría controlado por forzantes de carácter climático y océano-climático. Las primeras, expresadas en tendencias negativas y/o estables de precipitaciones y aumento de las temperaturas medias ($\Delta = 0.12$ [°C] ver tabla 4.18). Por su parte, las forzantes océano-climáticas corresponderían a un predominio de la fase positiva del SAM desde la década de 1990 y a mayor recurrencia de eventos cálidos del ENSO ('El Niño') registrados en la Patagonia Norte y Central. Sin embargo, la variabilidad en las tasas de retroceso en los periodos anuales e interanuales registrados sugerirían que existe relevancia de las características y procesos geológicos asociados a las zonas subglaciales y proglaciales.

Por otro lado, el comportamiento asincrónico de los glaciares, es decir, dinámicas frontales de avance, estables y/o de retroceso ocurriendo en un mismo periodo de tiempo estarían controladas por factores climáticos, océano-climáticos y geológicos. Estas corresponden a tendencias positivas de precipitaciones, predominancia de la fase positiva del SAM y periodos con eventos fríos de ENSO ('La Niña'). Los factores geológicos se atribuyen en primer lugar, a las diferencias en las configuraciones terminales (glaciomarino y glaciolacustre), como el espesor del hielo y del banco morrénico, la posición del *grounding line* y la profundidad de la columna de agua. En segundo lugar, los cambios geomorfológicos en las zonas terminales y proglaciales, como el paso de una planicie de lavado a lago proglacial y eventos repentinos de GLOF.

En segundo lugar, se destaca la importancia del método utilizado para detectar cambios frontales en el glaciar como un acercamiento a las variaciones reales de la masa glaciar, ya que, si bien pueden existir avances del frente, esto no significa que los glaciares estén aumentando su masa. En específico, se han detectado avances de los frentes que podrían haberse generado por un acortamiento del ancho de las lenguas glaciares, manteniendo o aumentando la velocidad de flujo del hielo, cuestión que se entiende como una pérdida de masa mediante fusión de hielo. Sumado a lo anterior, es relevante considerar los cambios en la forma del frente glacial, puesto que los glaciares en estudio presentan pérdida de masa principalmente por desprendimiento de bloques de hielo en su zona terminal (*calving*), lo que se expresa en grandes alteraciones a la forma de la zona terminal del glaciar y, por tanto, podría generar mayores errores en la estimación de la variación del frente mediante el método de la línea central (LC). Mientras que el método de áreas rectangulares equivalentes (AR) reflejaría de mejor manera las variaciones reales del glaciar.

En tercer lugar, se detecta que las facies sedimentarias superficiales de los fondos marinos de los fiordos Bernardo, Iceberg y del canal Mesier presentan diferencias entre sí que pueden ser atribuidas a las características geológica de cada sistema proglacial en la cabecera del fiordo, ya sean sistemas glaciolacustres, glaciofluviales y glaciomarinos. En particular, las facies sedimentarias que predominan en un ambiente glaciomarino transicional de proximal a distal para el fiordo Bernardo corresponden a barro limoso caracterizada por una alternancia de atenuaciones medias-altas (>1000 HU) y bajas (<1000 HU), presencia de laminaciones paralelas y algunas convolutas. En profundidad, una facies de barro arenoso de muy alta atenuación y susceptibilidad magnética con estructuras sedimentarias de laminación paralela, cruzada y convoluta. Estas facies sedimentarias estarían relacionadas a transporte y depositación mediante plumas de sedimento en suspensión y flujos turbidíticos (turbiditas areno-limosas y fangosas) probablemente originados por sedimento inestable en el delta glaciofluvial.

Por su parte, la facies sedimentaria identificada para el fiordo Iceberg entrega información de la depositación en un ambiente glaciomarino distal al margen de hielo, esta facies corresponde a barro limoso fino masivo y ocasionalmente estratificado, con alta presencia de sedimento tamaño grava y/o *dropstones*, bioturbación, baja presencia de laminaciones con contenido arenoso y ocasionales organismos bivalvos. Se interpretan como sedimentos depositados a partir de plumas de sedimento en suspensión y material transportado por témpanos o *icebergs*, ambos procesos de transporte y depositación de interacción directa entre el glaciar y el fiordo, en ausencia de un sistema glaciofluvial intermedio. De forma ocasional se registran eventos de turbiditas fangosas, originadas por las perturbaciones propias del fondo del fiordo.

Mientras que los sedimentos captados en el canal Mesier muestran facies sedimentarias, con dominancia de barro limoso fino masivo con alta presencia de bioturbación, presencia ocasional de laminaciones, texturas caóticas con contenido menor de arena y contactos erosivos. Lo anterior se interpreta como depositación por plumas de sedimentos en suspensión provenientes de la planicie glaciofluvial de la cuenca del glaciar Occidental, y depositación ocasional mediante flujos turbidíticos (turbiditas areno-limosas y fangosas) provenientes del delta submarino del sistema glaciofluvial y direccionado por un canal submarino de corrientes de turbidez detectado en trabajos anteriores.

Finalmente, en cuanto a la relación entre los procesos sedimentarios que ocurren en el ambiente periglacial (principalmente en zonas proglaciales) y la dinámica frontal de los glaciares estudiados, se puede concluir que los factores controladores de esta dinámica tienen una relevancia que dependerá de la escala de tiempo estudiada y de las características propias de los glaciares en cuestión. A escala de tiempo de decenios, la dinámica estaría controlada por las tendencias de las condiciones climáticas y océano-climáticas, lo que genera cambios geomorfológicos en el ambiente periglacial, como desactivación de planicies de lavado, generación de embalsamientos proglaciales y las diferentes características en las zonas terminales de los glaciares.

En cambio, la dinámica frontal a escala de tiempo anual e interanual, reflejada en periodos de acelerados avances/retrocesos o aumentos/disminuciones del área terminal, estaría controlada por fenómenos meteorológicos y océano-atmosféricos, principalmente variaciones en las precipitaciones y eventos fríos/cálidos de ENSO. Lo anterior sumado a los efectos producidos por eventos geomorfológicos repentinos de vaciamiento de los cuerpos de agua proglaciales que se generaron en las últimas décadas y las características del *grounding line* que no fueron estudiadas en este trabajo.

6.2 Recomendaciones para trabajos futuros

Las conclusiones obtenidas en este trabajo fueron sustentadas en consideraciones y suposiciones a partir de investigaciones previas realizadas en sistemas glaciares similares, esto debido en mayor medida a la falta de datos *in situ* con los cuales sustentas algunas interpretaciones. Al mismo tiempo, con ánimos de aumentar la confiabilidad y robustecer las conclusiones, es que se elaboran una serie de recomendaciones para estudios posteriores, estas son las siguientes:

- Tener una mayor densidad de años en imágenes satelitales e imágenes aéreas, además de incluir imágenes de los finales de invierno austral con el fin de clarificar los cambios que ocurren de forma intranual.
- Incluir datos de sísmica del fondo marino en zonas donde existen testigos de sedimento para una delimitación más confiable de las facies sedimentarias superficiales del subsuelo del fondo de los fiordos Iceberg y Bernardo, y del canal Mesier. Además de la identificación de las unidades sedimentarias que componen el fiordo con el fin de conocer como repercuten los cambios en la dinámica glacial en la sedimentación del sistema glaciomarino.
- Obtención de testigos de sedimento en distintas posiciones respecto del margen del glaciar para tener mayor confiabilidad en las interpretaciones hechas de los procesos sedimentarios que ocurren y ocurrieron en el área de estudio.
- Incluir datos de batimetría de alta resolución para caracterizar las geoformas submarinas y estimar de manera más precisa las formas deposicionales y los procesos sedimentarios que modelan actualmente los fiordos y sistemas proglaciales.
- Para comprender de manera más completa la evolución de los sistemas glaciares complejos (glaciomarino, glaciofluvial y glaciolacustre) de la zona de estudio, en particular para conocer tasas de acumulación reciente, se podrían realizar dataciones de ^{210}Pb en sedimento o de ^{14}C en material carbonático.

- Incluir datos de reanálisis de modelos climáticos contrastados con el registro de las estaciones climáticas de larga data, así tener una proyección en mayor rango de tiempo para el caso de las temperaturas.
- Utilizar imágenes de radar de apertura de apertura sintética (SAR con sus siglas en inglés), ya que funcionan bajo casi cualquier condición meteorológica, tienen capacidad de observación diurna y nocturna, detección de agua congelada y líquida, lo que puede brindar mayor confiabilidad a la delimitación de frentes y geoformas glaciales.

7 BIBLIOGRAFÍA

- Aceituno, P. (1988). On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: surface climate *Monthly Weather Review* 116:505-524.
- 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.
- Aniya, M. (2013). Holocene glaciations of Hielo Patagónico (Patagonia Icefield), South America: A brief review. *Geochemical Journal*, 47(2), 97–105. <https://doi.org/10.2343/geochemj.1.0171>
- Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., & Casassa, G. (1997). Recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. *Arctic and Alpine Research*, 29(1), 1–12. <https://doi.org/10.2307/1551831>
- Aniya M., Sato H., Naruse R., Skvarca P., Casassa G. (1996). The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glacier of the Southern Patagonia Icefield; South America. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62: 1361-1369.
- Araya M., Vergara, J.F., (1999a). Perfiles longitudinales en fiordos de Patagonia Central. *Cienc. Tecnol. Mar.*, 22, 3-29.
- Araya M., Vergara, J.F., (1999b). Secuencias de submarinas deposicionales en el fractura de Messier Channel in Central Patagonia. *Invest. Mar, Valparaiso*, 27, 39-52.
- Araya-Vergara, J., (2008). The submarine geomorphology of the Chilean Patagonian fjords and piedmonts.
- Araya-Vergara, J.F., (2011). Submarine failures in the bottom of the Aysen fjord, Northern Patagonia, Chile. *Investig. Geogr. – Santiago, Chile*, 43, 17-34.
- Ashley, G. M., & Smith, N. D. (2000). Marine sedimentation at a calving glacier margin. *Bulletin of the Geological Society of America*, 112(5), 657–667. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<657:MSAACG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<657:MSAACG>2.0.CO;2)
- Beltrán, A. (1997). Caracterización microclimática de] Distrito Occidental de la estepa patagónica. Magister Thesis, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires. 119 pp.
- Beltrán, A., O.E. Sala, J.M. Paruelo, R. Golluscio and C. Messina. (1998). El Niño-Southern Oscillation (ENSO) controls on seasonal precipitation in Patagonia (Argentina). Pp. 35-36. The Second International Climate and History Conference. Climatic Research Unit, Norwich.
- Bernhardt, A., Jobe, Z.R., Grove, M., Lowe, D.R., (2012). Palaeogeography and diachronous infill of an ancient deep-marine foreland basin, Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Magallanes Basin. *Basin Research* 24, 269e294. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00528.x>.
- Bennett, M. R., & Glasser, N. F. (2009). *Glacial Geology Ice Sheets and Landforms* (2nd Edition) *Glacial Geology Ice Sheets and Landforms* (2nd Edition). In *Geology*.

- Bertrand, S., Huguen, K., Sepúlveda, J., & Pantoja, S. (2014). Late Holocene covariability of the southern westerlies and sea surface temperature in northern Chilean Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 105, 195–208. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.021>
- Bevis, M., R. Kendrick, R. Smalley, R. Barriga, G. Casassa, R. O’Connell, J. Normandeau, D. Angermann, and J. Klotz (2002), Geodetic observation of postglacial rebound in Patagonia, paper presented at IAG Symposium on Recent Crustal Deformations in South America and Surrounding Areas, Int. Assoc. of Geod., Santiago, Oct. 21 – 25.
- Boyd, B. L., Anderson, J. B., Wellner, J. S., & 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>
- Breitsprecher, K., & Thorkelson, D. J. (2009). Neogene kinematic history of Nazca-Antarctic-Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics*, 464(1–4), 10–20. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.02.013>
- Bruce, R. B., Nelson, E. P., Weaver, S. G. & Lux, D. R. (1991). Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; constraints on magmatic arc development. In: Harmon, R. S. & Rapela, C. W. (eds) Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Papers, 265, 1–12.
- Bustos, C.A., Landaeta, M.F., Gilante H., Castillo M.I., (2018). Influence of fluvial discharges and glacial melting on the embryonic and larval growth of marine fish: climate change. *Oceanografía biológica*, Crucero CIMAR 23.
- Cai, J., Powell, R. D., Cowan, E. A., & Carlson, P. R. (1997). Lithofacies and seismic-reflection interpretation of temperate glacimarine sedimentation in Tarr Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Marine Geology*, 143(1–4), 5–37. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00088-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00088-1)
- Cai, W., and I. G. Watterson (2002), Modes of interannual variability of the Southern Hemisphere circulation simulated by the CSIRO model, *J. Clim.*, 15, 1159– 1174.
- Calderón, M. & Hervé, F. (2000). Metamorfismo de contacto en el margen oriental del batolito Sur-Patagónico. IX Congreso Geológico Chileno. Puerto Varas, Extended Abstracts 2, 707–711.
- Calderón, M. (2000). Estudio petrográfico de las rocas metamórficas ubicadas al este del Batolito Patagónico en la región de Magallanes (48°–50°L.S.). Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Calkin, P. E., G. C. Wiles, and D. J. Barclay (2001), Holocene coastal glaciation of Alaska, *Quat. Sci. Rev.*, 20 (1-3), 449–461, [doi:10.1016/S0277-3791\(00\)00105-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00105-0).
- Carrasco, J. F., & Casassa, G. (2002). Meteorological and climatological aspects of The Patagonian Icefields. June 2016. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-0645-4>
- Carrasco, J., G. Casassa and A. Rivera. (2002). Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield. In Casassa, G., F.V. Sepulveda and R. Sinclair, eds. *The Patagonian ice fields: a unique natural laboratory for environmental and climate change studies*. New York, Kluwer Acad/Plenum Pub.,29–41.
- Casassa, G., Rivera, A., & Carrasco, J. (2000). Glacier variations in the southern Patagonia Icefield and their relation with climate. *American Meteorological Society*, April, 312–313.

- Casassa, G., Wendt, J., Wendt, A., López, P., Schuler, T., & Maas, H. (2010). Outburst floods of glacial lakes in Patagonia : is there an increasing trend ? *Geophysical Research Abstracts*, 12(2003), 12821.
- Cembrano, J., Hervé, F., & Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1-3 SPEC. ISS.), 55–66. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00066-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00066-6)
- Cembrano, J., E. Schenner, A. Lavenu, and A. Sanhueza, (2000). Contrasting deformational long intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes, *Tectonophysics* 3.1 9, 129-149,
- Centro de Estudios Científicos. (2009). Estrategia nacional de glaciares fundamentos. *Informe Para Dirección General de Aguas -MOP*, 290.
- Centro de Estudios Científicos (2011). Informe final: Variaciones glaciológicas de glaciares de Campo de Hielo Sur.
- Clapperton, C. M. (1990). Quaternary glaciations in the southern hemisphere: An overview. *Quaternary Science Reviews*, 9(2–3), 299–304. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(90\)900245](https://doi.org/10.1016/0277-3791(90)900245)
- Cofaigh, C. Ó., Dowdeswell, J. A., & Grobe, H. (2001). Holocene glacimarine sedimentation, inner Scoresby Sund, East Greenland: The influence of fast-flowing ice-sheet outlet glaciers. *Marine Geology*, 175(1–4), 103–129. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00117-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00117-7)
- Cowan, E. A., Seramur, K. C., Cai, J., & Powell, R. D. (1999). Cyclic sedimentation produced by fluctuations in meltwater discharge, tides and marine productivity in an Alaskan fjord. *Sedimentology*, 46(6), 1109–1126. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00267.x>
- Cowan, E.A., Jinkui Cai, Powell, R.D., Clark, J.D., and Pitcher, J.N., 1997, Temperate glacimarine varves: An example from Disenchantment Bay, southern Alaska: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 536–549.
- Daiki Ph Dissertation, S. D. (2016). Ice front variations and velocity changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield and northwestern Greenland.
- 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.
- De La Cruz, R., Suárez, M., Covacevich, V. & Quiroz, D. 1996. Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15p – 43°45p latitud S), X Region, Chile. *Proceedings 13th Congreso Geológico Argentino and 3rd Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1, 417–424.
- De La Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D. & Bell, M. 2003. Geología del área Coyhaique-Balmaceda, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Carta Geológica de Chile no. 80.
- De La Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M. & Quiroz, D. 2004. Geología del área oriental de las Hojas Cochrane y Villa O’Higgins, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Carta Geológica de Chile no. 85.

- Diaz, H.F., Markgraf, V., 1992. El Niño. Cambridge University Press, Cambridge DGA, 1987, Balance Hídrico de Chile, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile.
- Dietrich, R., Ivins, E. R., Casassa, G., Lange, H., Wendt, J., & 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>
- Domack, E. W., & Powell, R. (2018). Modern Glaciomarine Environments and Sediments: An Antarctic Perspective. An Antarctic Perspective. In *Past Glacial Environments: Second Edition*. Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100524-8.00030-0>
- Domack, E.W. & Ishman S. 1993. Oceanographic and physio-graphic controls on modern sedimentation within Antarctic fjords. *Geological Society of America Bulletin*. 105: 1175-1189.
- Domack E.W., McClennen C.E. 1996. Accumulation of glacial marine sediments in fjords of the Antarctic Peninsula and their use as late Holocene paleoenvironmental indicators. In R.M. Ross et al. (eds.): *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula*. Pp. 135-154. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Dowdeswell, J., Dowdeswell, E., Rodrigo, C., 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., Dowdeswell, E., Rodrigo, C. 2016. Pockmarks in the fjords of Chilean Patagonia. *Atlas of Submarine Glacial landforms: Modern, Quaternary and Ancient*. Geological Society, London, Memoirs, 46.
- Dowdeswell, J. A., & Vásquez, M. (2013). Submarine landforms in the fjords of southern Chile: Implications for glaciomarine processes and sedimentation in a mild glacier-influenced environment. *Quaternary Science Reviews*, 64, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.12.003>
- Fernandez, R. A., Anderson, J. B., Wellner, J. S., & Hallet, B. (2011). Timescale dependence of glacial erosion rates: A case study of Marinelli Glacier, Cordillera Darwin, southern Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 116(1), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2010JF001685>
- Fernandez, R., Anderson, J., Bertrand, S., & Wellner, J. (2012). Gualas Glacier sedimentary record of climate and environmental change, Golfo Elefantes, Western Patagonia (46.5°S). *Holocene*, 22(4), 451–463. <https://doi.org/10.1177/0959683611425545>
- 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). *Geological Society of America Bulletin*, 128(5–6), 1000–1023.
- Fernandez, R., S. Gulick, C. Rodrigo, E. Domack, A. Leventer. 2017. Seismic stratigraphy and glacial cycles in the inland passages of the Magallanes Region of Chile, southernmost South America, *Marine Geology*, Volume 386, 2017: 19–31.
- Fjeldskaar, W., Lindholm, C., Dehls, J. F., & Fjeldskaar, I. (2000). Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews*, 19(14–15), 1413–1422. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00070-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00070-6)

- Flantua, S. G. A., Hooghiemstra, H., Vuille, M., Behling, H., Carson, J. F., Gosling, W. D., Hoyos, I., Ledru, M. P., Montoya, E., Mayle, F., Maldonado, A., Rull, V., Tonello, M. S., Whitney, B. S., & González-Arango, C. (2016). Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: Synthesis and perspectives from pollen records. *Climate of the Past*, 12(2), 483–523. <https://doi.org/10.5194/cp-12-483-2016>
- Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51_300S. *Geological Society of America Bulletin* 123, 1679e1698.
- Fuenzalida, R. & Covacevic, V. 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. *Actas 5º Congreso Geológico Chileno*, Santiago, 3, H159-H183.
- Galaz, G., Hervé, F. & Calderón, M. 2005. Metamorfismo y deformación de la Formación Tobífera en la Cordillera Riesco, Región de Magallanes, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 4, 762–774.
- Gardner, A.S. and 15 others, 2013. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003- 2009. *Science*, 340, 852- 857.
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Garreaud, R. D. (2018). Record-breaking climate anomalies lead to severe drought and environmental disruption in western Patagonia in 2016. *Climate Research*, 74(3), 217–229. <https://doi.org/10.3354/cr01505>
- Garreaud, R., Lopez, P., Minvielle, M., & Rojas, M. (2013). Large-scale control on the Patagonian climate. *Journal of Climate*, 26(1), 215–230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00001.1>
- Garreaud, René D., Vuille, M., Compagnucci, R., & Marengo, J. (2009). Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 180–195. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.10.032>
- Garreaud, R. D. & Falvey, M. The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. *Int. J. Climatol.* 29, 543–554 (2009).
- Ghiglione, M. C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, B., & Suarez, F. (2014). Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, 26(6), 726–745. <https://doi.org/10.1111/bre.12061>
- Ghiglione, Matías C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., & Ramos, V. A. (2015). U-Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. *Cretaceous Research*, 55, 116–128. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.02.006>
- Ghiglione, M.C., Cuitiño, J., Barberón, V., Ramos, V., 2015. Growth of the Southern Patagonian Andes (46 -53_S) and its relation with subduction processes. In: Folguera, A. (Ed.), *Growth of the Southern Andes*. Springer ESS Monograph (in press).
- Ghiglione, Matías C., Ronda, G., Suárez, R. J., Aramendía, I., Barberón, V., Ramos, M. E., Tobar,

- J., Morabito, E. G., Martinod, J., & Sue, C. (2019). Structure and tectonic evolution of the South Patagonian fold and thrust belt: Coupling between subduction dynamics, climate and tectonic deformation. In *Andean Tectonics*. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-816009-1.00024-1>
- Giacosa, R., Zubia, M., Sanchez, M., Allard, J., 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Au-Ag veins in the eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30, 134e150.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., & Giménez, M. (2015). Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics*, 649, 81–99. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.03.006>
- Gillett, N. P., Kell, T. D., & Jones, P. D. (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 33(23), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2006GL027721>
- Glaciation, G. (1998). Glaciers & glaciation. *Choice Reviews Online*, 35(11), 35-6240-35–6240. <https://doi.org/10.5860/choice.35-6240>
- Glasser, N. F., & Hambrey, M. J. (2002). Sedimentary facies and landform genesis at a temperate outlet glacier: Soler glacier, North Patagonian Icefield. *Sedimentology*, 49(1), 43–64. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00431.x>
- Glasser, N. F., Harrison, S., Schnabel, C., Fabel, D., & Jansson, K. N. (2012). Younger Dryas and early Holocene age glacier advances in Patagonia. *Quaternary Science Reviews*, 58, 7–17. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.011>
- Glasser, N. F., Harrison, S., Winchester, V., & Aniya, M. (2004). Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and Planetary Change*, 43(1–2), 79–101. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.03.002>
- Glasser, N.F., Harrison, S., Jansson, K.N., Anderson, K., Cowley, A. 2011. Global sea-level contribution from the Patagonian Icefields since the Little Ice Age maximum. *Nature Geoscience* 4 (5) pp. 303-307.
- Golluscio, R.A., O.E. Sala and W.K. Lauenroth. 1998. Differential use of large summer rainfall events by shrubs and grasses: a manipulative experiment in the patagonian steppe. *Oecologia* 115:17-25.
- Gupta, A. S., and M. H. England (2006), Coupled ocean-atmosphere-ice response to variations in the Southern Annular Mode, *J. Clim.*, 19, 4457–4486.
- Hambrey, M.J. (1994) *Glacial Environments*, University College London Press, London.
- Harrison, S., Winchester, V., and Glasser, N. 2007. The timing and nature of recession of outlet glaciers of Hielo Patagonico Norte, Chile, from their Neoglacial IV (Little Ice Age) maximum positions. *Global and Planetary Change*, 59(1), 67-78.
- Hervé, F. 1976. Estudio geológico de la Falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Proceedings 1st Congreso Geológico Chileno*, Santiago, 1, B39–B56.
- Herve, F., 1994. The southern Andes between 39 ° and 44°S latitude: the geological signature of a

- transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In: K.-J. Reutter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Editors), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, pp. 243-248.
- Hervé, F., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J. 2003a. Detrital zircon age patterns and provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 107–123.
- Hervé, F., Fanning, M. C., Thomson, S. N., Pankhurst, R. J., Anma, R., Veloso, A. & Herrera, C. 2003b. SHRIMP U-Pb and FT Pliocene ages of near-trench granites in Taitao Peninsula, southern Chile. IV South American Symposium on Isotope Geology, Bahía, Brasil, Extended Abstracts, 2, 190–193.
- Hervé, F., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Calderón, M., & 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>
- Heusser, C.J., 1974. Vegetation and climate of the southern Chilean Lake District during and since the last interglaciation. *Quat. Res.* 4, 290–315.
- Hounsfield, G. N., Computerized transverse axial scanning (tomography): Part I. Description of system, *Br. J. Radiol.*, 46, 1016–1022, 1973.
- Howat, I. M., I. Joughin, and T. A. Scambos (2007), Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers, *Science*, 315(5818), 1559–1561, doi:10.1126/ science.1138478.
- Hunter, L. E., Powell, R. D., & Smith, G. W. (1996). Facies architecture and grounding-line fan processes of morainal banks during the deglaciation of coastal Maine. *Geological Society of America Bulletin*, 108(8), 1022-1038.
- IPCC, 2014. Intergovernmental Panel on Climate Change Report 2013. Cambridge University Press. Kaplan, M. R., Schaefer, J. M., Strelin, J. A., Denton, G. H., Anderson, R. F., Vandergoes, M. J., ... and Martini, M. A. (2016). Patagonian and southern South Atlantic view of Holocene climate. *Quaternary Science Reviews*, 141, 112-125.
- Ivins, E. R., & James, T. S. (1999). Simple models for late Holocene and present-day Patagonian glacier fluctuations and predictions of a geodetically detectable isostatic response. *Geophysical Journal International*, 138(3), 601–624. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00899.x>
- Ivins, E. R., & James, T. S. (2004). Bedrock response to Llanquihue Holocene and present-day glaciation in southernmost South America. *Geophysical Research Letters*, 31(24), 1–4. <https://doi.org/10.1029/2004GL021500>
- Jobbágy, E. G., J. M. Paruelo and R. J. C. León. 1995. Estimación de la precipitación y de su variabilidad interanual a partir de información geográfica en el NW de Patagonia, Argentina. *Ecología Austral* 5:47-53.
- Kalnay, E., Kanamitsua, M., Kistlera, R., Collinsa, W., Deavena, D., Gandina, L., Iredella, M., Sahaa, S., and White, G. 1996.: The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437–472.
- Kidson, J., 1988. Indices of the Southern Hemisphere Zonal Wind. *J. Climate* 1, 183–194
- 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.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
- León-Muñoz, J., Urbina, M. A., Garreaud, R., & Iriarte, J. L. (2018). Hydroclimatic conditions trigger record harmful algal bloom in western Patagonia (summer 2016). *Scientific reports*, 8(1), 1-10.
- Lopez, P., Chevallier, P., Favier, V., Pouyau, B., Ordenes, F., & 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>
- Mancini, M.V., 1998. Vegetational changes during the Holocene Extra-Andean Patagonia, Santa Cruz Province, Argentina. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 138, 207–219.
- Mancini, M.V., 2001. Pollen analysis of a high Andean site during the Late Holocene: Cerro Verlika 1, southwest Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 38, 455–462.
- Mancini, M. V. (2002). Vegetation and climate during the Holocene in Southwest Patagonia, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 122(3–4), 101–115. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(02\)00105-7](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(02)00105-7)
- Mantua N, Hare S. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *J. Oceanogr.* 58: 35–44, doi: 10.1023/A:1015820616384.
- Miller, A. (1976). The climate of Chile. *World survey of climatology*, 12, 113-145.
- Martin, M., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Thomson, S. N., Calderón, M. & Hervé, F. 2001. Age distribution of plutons across the Southern Patagonian Batholith: New U-Pb data on zircons. III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile, Extended Abstracts, 585–588.
- Martín Jacques-Coper and Rene Garreaud. Characterization of the 1970s climate shift in South America. *International Journal of Climatology*, 35:2164–2179, 08 2015.
- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., & Aravena, J. C. (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3–4), 242–268. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.08.006>
- Massaferro, J., & Brooks, S. J. (2002). Response of chironomids to late quaternary environmental change in the Taitao Peninsula, Southern Chile. *Journal of Quaternary Science*, 17(2), 101–111. <https://doi.org/10.1002/jqs.671>
- McCulloch, R. D., Fogwill, C. J., Sugden, D. E., Bentley, M. J., & Kubik, P. W. (2005). Chronology of the last glaciation in central Strait of Magellan and Bahía Inútil, southernmost South America. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 87(2), 289–312. <https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00260.x>
- Mees, F., Swennen, R., Van Geet, M., & Jacobs, P. (2003). Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences (Geological Society Special Publication) (No. 215). *Geological Society, London, Special Publications*, 215, 1–6. www.geolsoc.org.uk.

- Meier, M. F., & Post, A. (1987). Fast tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research*, 92(B9), 9051–9058. <https://doi.org/10.1029/JB092iB09p09051>
- Mercer, J. H. (1970). Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial; II. In *American Journal of Science* (Vol. 269, Issue 1, pp. 1–25). <https://doi.org/10.2475/ajs.269.1.1>
- Montecinos, A. & Aceituno, P. Seasonality of the ENSO-related rainfall variability in central Chile and associated circulation anomalies. *J. Clim.* 16, 281–296 (2003).
- Motyka, R. J., M. Truffer, E. M. Kuriger, and A. K. Bucki (2006), Rapid erosion of soft sediments by tidewater glacier advance: Taku Glacier, Alaska, USA, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24504, doi:10.1029/2006GL028467.
- Nick, F. M., van der Veen, C. J., & Oerlemans, J. (2007). Controls on advance of tidewater glaciers: Results from numerical modeling applied to Columbia Glacier. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(3), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2006JF000551>
- Nick, F. M., A. Vieli, I. M. Howat, and I. Joughin (2009), Large scale changes in Greenland outlet glacier dynamics triggered at the terminus, *Nature Geosci.*, 2(2), 110–114, doi:10.1038/ngeo394.95
- Nick, F. M., C. J. Van der Veen, A. Vieli, and D. I. Benn (2010), A physically based calving model applied to marine outlet glaciers and implications for the glacier dynamics, *J. Glaciol.*, 56, 781–794, doi:10.3189/002214310794457344.
- Niemeyer, H. 1984. La megafalla Tucúcaro en el extremo sur del Salar de Atacama: Una Antigua zona de cizalle reactivada en el Cenozoico. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Comunicaciones, 34, 37–45.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M., & Kelley, S. P. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5), 605–625. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.605>
- Paruelo, J. M., Beltran, A., Jobbagy, E., Sala, O. E., & Golluscio, R. A. (1998). The climate of Patagonia: General patterns and controls on biotic processes. *Ecologia Austral*, 8(2), 85–101.
- Pfeffer, W. T. (2007). A simple mechanism for irreversible tidewater glacier retreat. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(3), 1–12. <https://doi.org/10.1029/2006JF000590>
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motions of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous times. *Tectonics* 6, 233–248.
- Pimpirev, C, Miller, H. & Hervé, F. 1999. Preliminary results on the lithofacies and palaeoenvironmental interpretation of the Paleozoic turbidite sequence in Chonos Archipelago, Southern Chile. *Comunicaciones*, 48–49, 3–12.
- Poblete, F. (2015). Formación del Oroclino Patagónico y evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Península Antártica (Doctoral dissertation).
- Post, A. (1975), Preliminary hydrography and historic terminal changes of Columbia Glacier, Alaska, U.S. Geol. Surv. Hydrol. Invest. Atlases, 559, 3 sheets, scale 1:20,000.
- Post, A., and R. J. Motyka (1995), Taku and LeConte Glaciers, Alaska: Calving speed control of late Holocene asynchronous advances and retreats, *Phys. Geogr.*, 16, 59 – 82.

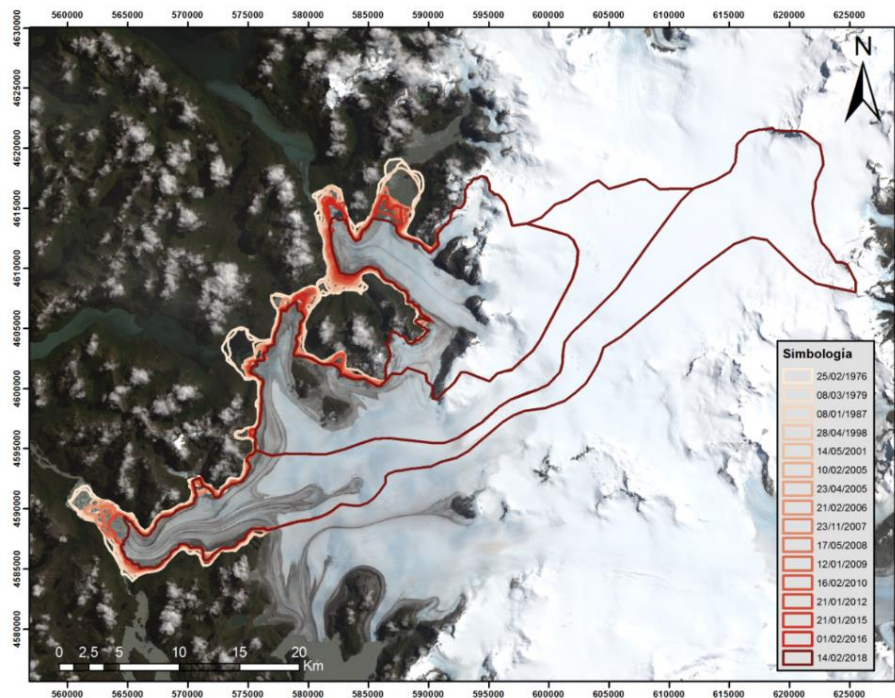
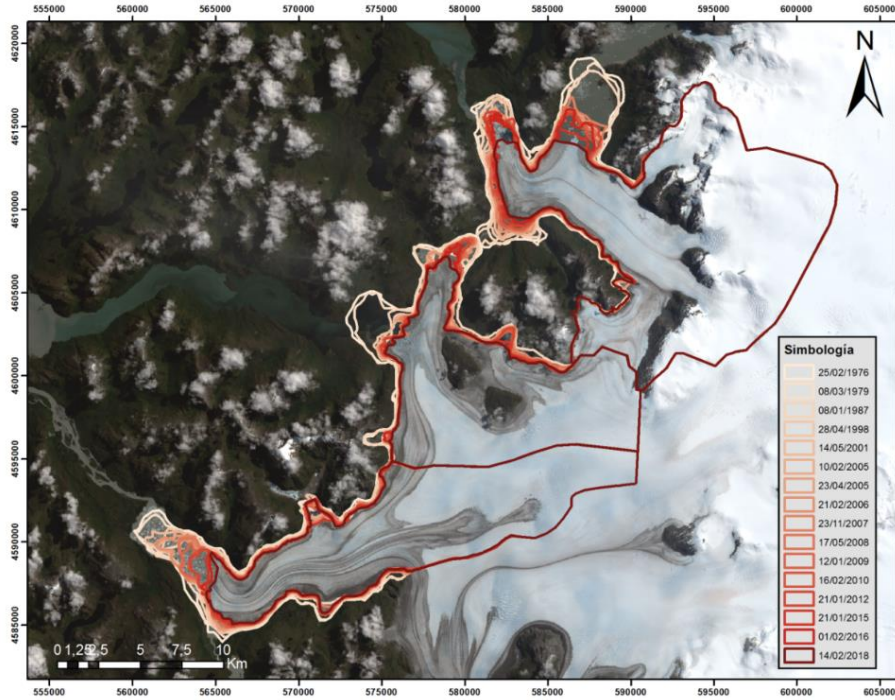
- Prohaska, F. 1976. The climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. Pp. 57-69. In: Schwerdtfeger, E. (ed.) *Climate of Central and South America. World Survey of Climatology*. Elsevier, Amsterdam.
- Powell, R.D., 1990. Glacimarine processes at grounding-line fans and their growth to ice-contact deltas. In: Dowdeswell, J.A., Scourse, J.D. (Eds.), *Glacimarine Environments: Processes and Sediments*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 53, pp. 53e73.
- Powell, R., & Domack, G. W. (2002). Modern glaciomarine environments. *Modern and Past Glacial Environments, 1988*, 361–389. <https://doi.org/10.1016/b978-075064226-2/50015-5>
- Quensel, P. D. 1913. Die Quarzporphyr und Porphyroidformation in Súdpatagonien und Feuerland. *Bulletin of the Geological Institute, Upsala*, 9.
- Quintana, J., & Aceituno, P. (2012). Changes in the rainfall regime along the extratropical West coast. *Atmósfera*, 25(1), 1–22.
- Rabassa, J. and Clapperton, C.M. (1990). Quaternary Glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews* 9, 153–174.
- Ramírez, E. 2002. Geotermobarometría en metapelitas de complejos metamórficos de Aysen, Chile. PhD thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Ramos, V.A., Drake, R., 1987. Edad y significado de la Formaci_ón Río Tarde (Cret_ácico), Lago Posadas, Provincia de Santa Cruz. X Congreso Geológico Argentino, Actas I, 143e147, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 73, 887e903.
- Ramos, V. A., & Ghiglione, M. C. (2008). The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences*, 11, 57–71. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(07\)10004-X](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(07)10004-X)
- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Memoir of the Geological Society of America*, 204(June 2009), 31–65. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02))
- Rasmussen, L. A., Conway, H., & Raymond, C. F. (2007). Influence of upper air conditions on the Patagonia icefields. *Global and Planetary Change*, 59(1–4), 203–216. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.025>
- Rignot, E., Forster, R.R. and Isacks, B.L., 1996. Mapping of glacial motion and surface topography of four outlet glaciers of the Northern Patagonian Icefield, Chile, using satellite SAR interferometry data. *Annals of Glaciology*, 23, 209–216.
- Rignot, E., Rivera, A., and Casassa, G. 2003. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302(5644), 434-437.
- Rivera, Andres, Aravena, J. C., & Casassa, G. (1997). Recent Fluctuations of Glaciar Pio XI, Patagonia: Discussion of a Glacial Surge Hypothesis. *Mountain Research and Development*, 17(4), 309. <https://doi.org/10.2307/3674021>
- Rivera, Andrés, Casassa, G., Acuña, C., & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones Geográficas*, 34, 29. <https://doi.org/10.5354/0719-5370.2000.27709>

- Rivera, A., Corripio, J., Bravo C., Cisternas, S. 2012a. Glaciar Jorge Montt dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking. *Annals of Glaciology*, 53, 147-155.
- Rivera, A., Koppes, M., Bravo, C. and Aravena, J., 2012b. Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past*, 8, 403-414.
- Rivera, Andrés. (2018). Glaciar Pío XI: La excepción a la tendencia de desglaciación en Patagonia Pío XI glacier: The exception to the deglaciation trend in Patagonia. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 54, 1–12.
- Rodrigo, C. 2001. La tecnología de sonares de multihaz en la Armada de Chile. Anuario Hidrografico y Oceanografico de la Armada de Chile. Tomo 53, 160 pp., Valparaiso.
- Rodrigo, C. 2006. Characterization and clasification of the Puerto Montt Bay using multibeam bathymetry and backscatter information in Puerto Montt, Chile. *Revista Investigaciones Marinas*, 34: 83-94.
- Rodrigo, C., 2008. Submarine topography in the Chilean North Patagonian channels. In Silva N. and Palma, S., (eds.), *Progress in the Oceanographic Knowledge of Chilean Interior Waters, from Puerto Montt to Cape Horn*, 19-23. Comite Oceanografico Nacional, Valparaiso, Chile.
- Rodrigo, C. 2013. The antartic glaciomarine processes like indicators of climate change. *Boletin Antartico Chileno*, vol. 32.
- Rodrigo, C., Giglio, S., and Varas, A. 2016. Glacier sediment plumes in small bays on the Danco Coast, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 28: 395-404.
- Rosenberg, R., Davey, E., Gunnarsson, J., Norling, K., & Frank, M. (2007). Application of computer-aided tomography to visualize and quantify biogenic structures in marine sediments. *Marine Ecology Progress Series*, 331(February), 23–34. <https://doi.org/10.3354/meps331023>
- Rosenblüth, B., Fuenzalida, H. A., & Aceituno, P. (1997). Recent Temperature Variations in Southern. *Int. J. Climatology*, 17, 67–85.
- Ross, L., Pérez-Santos, I., Parady, B., Castro, L., Valle-Levinson, A., & Schneider, W. (2020). Glacial lake outburst flood (GLOF) events and water response in a patagonian fjord. *Water (Switzerland)*, 12(1). <https://doi.org/10.3390/w12010248>
- Singer, B. S., Ackert, R. P., & Guillou, H. (2004). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(3–4), 434–450. <https://doi.org/10.1130/B25177.1>
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)–South America relative motions during the last 40 my: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 211–215.
- Suarez, M., De la Cruz, R., 2001. Jurassic to Miocene KAr dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45-48 S°). *Geological Magazine* 138, 53-66.
- Suarez, M., De La Cruz, R., Bell, M., Demant, A., 2010. Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana. *Geological Magazine* 147, 193e205.
- Tanaka, A., Nakano, T., & Ikehara, K. (2011). X-ray computerized tomography analysis and

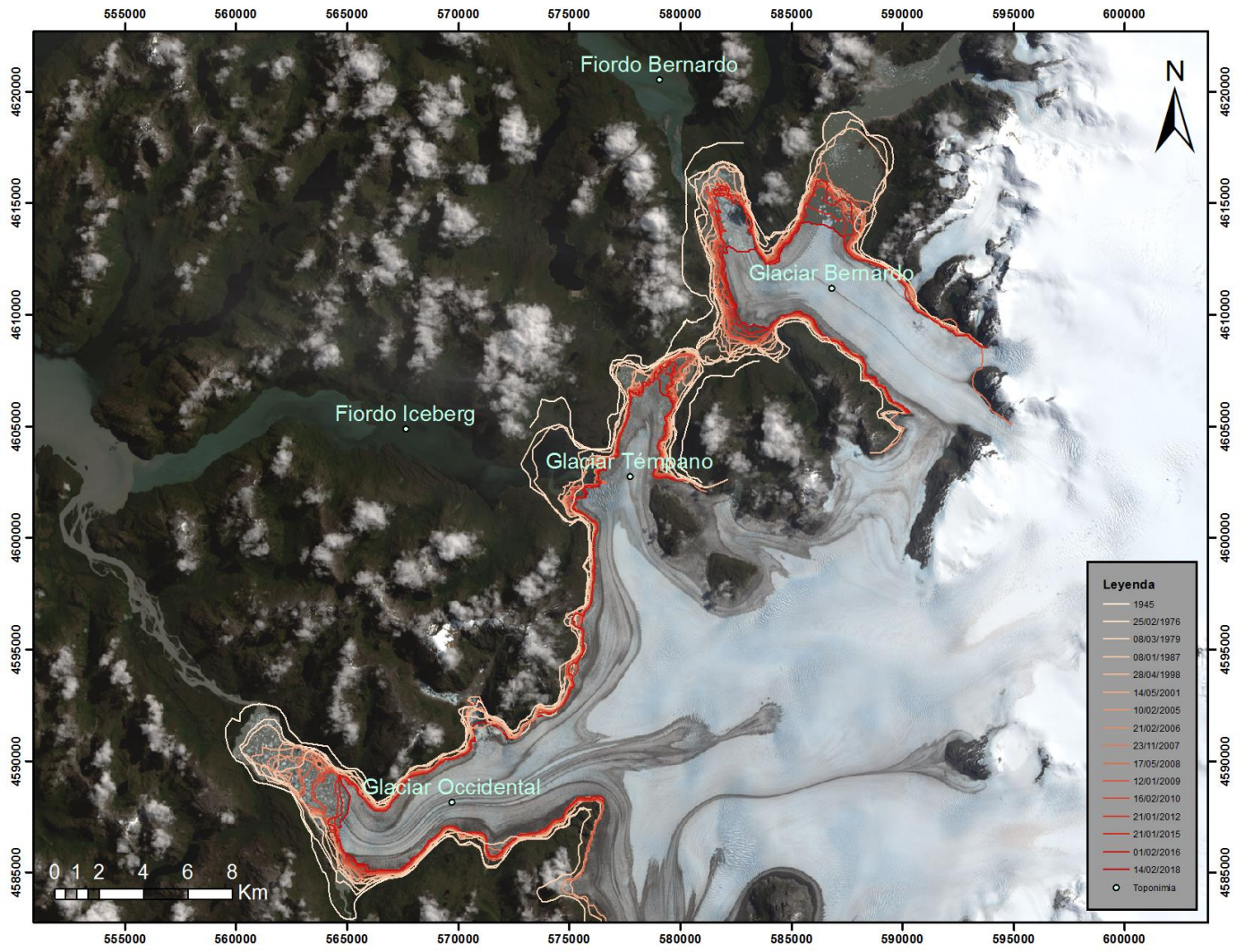
- density estimation using a sediment core from the Challenger Mound area in the Porcupine Seabight, off Western Ireland. *Earth, Planets and Space*, 63(2), 103–110. <https://doi.org/10.5047/eps.2010.12.006>
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Cerdán, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of argentine sedimentary basins. In: Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (Eds.), *Extensional deformation and stratigraphy of the North Atlantic margins*, American Association of Petroleum Geologists Memoire, 46, pp. 599e614.
- Thomson, S. N. & 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, 255–271.
- Wilson, T. J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 89–111.
- Ureta, M. 2000. Petrografía y geoquímica de tres transectas del batolito Sur Patagónico entre los 47°50p y 50°S. Thesis, Universidad de Chile.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M., 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. *J. Climate* 13, 1000–1016
- Van der Veen, C. J. (2002). Calving glaciers. *Progress in Physical Geography*, 26(1), 96–122. <https://doi.org/10.1191/0309133302pp327ra>
- Vieli, A., M. Funk, and H. Blatter (2001), Flow dynamics of tidewater glaciers: Numerical modelling approach, *J. Glaciol.*, 47, 595–606.
- Vieli, A., J. Jania, and L. Kolondra (2002), The retreat of a tidewater glacier: Observations and model calculations on Hansbreen, Spitsbergen, *J. Glaciol.*, 48(163), 592– 600.
- Warren, C., & Aniya, M. (1999). The calving glaciers of southern South America. *Global and Planetary Change*, 22(1–4), 59–77. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(99\)00026-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(99)00026-0)
- Watterson, I. G. (2000), Southern midlatitude zonal wind vacillation and its interaction with the ocean in GCM simulations, *J. Clim.*, 13, 562– 578.
- Weslawski, J.M., Legezynska, J. 1998. Glaciers caused zooplankton mortality? *Journal of Plankton Research* 20(7): 1233-1240.

8 ANEXOS

ANEXO A Comparación de áreas usadas para establecer los cambios en las zonas de ablación. Mapa superior con áreas utilizadas, mapa inferior con áreas reales.

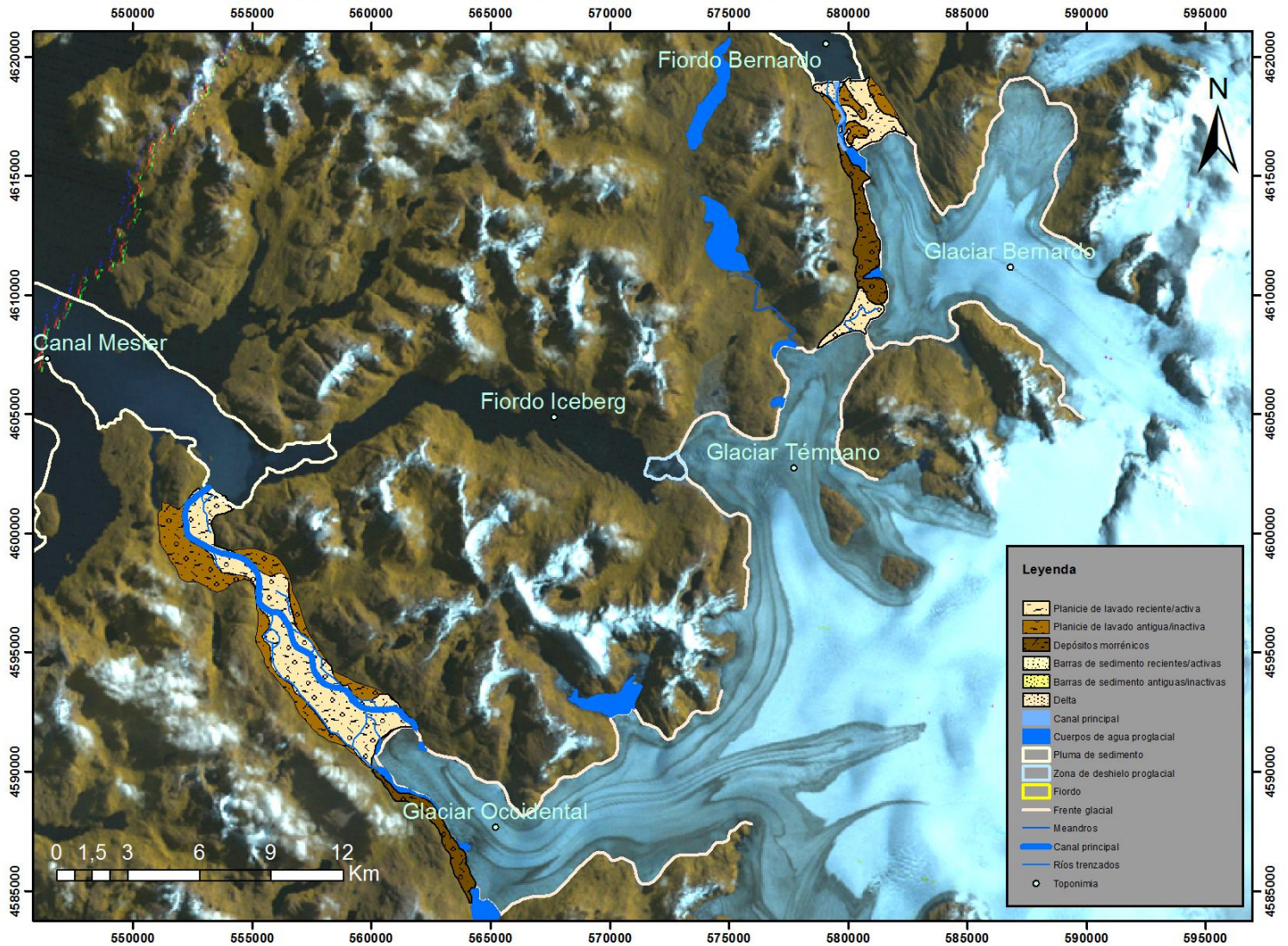


ANEXO B Frentes históricos para la zona de estudio

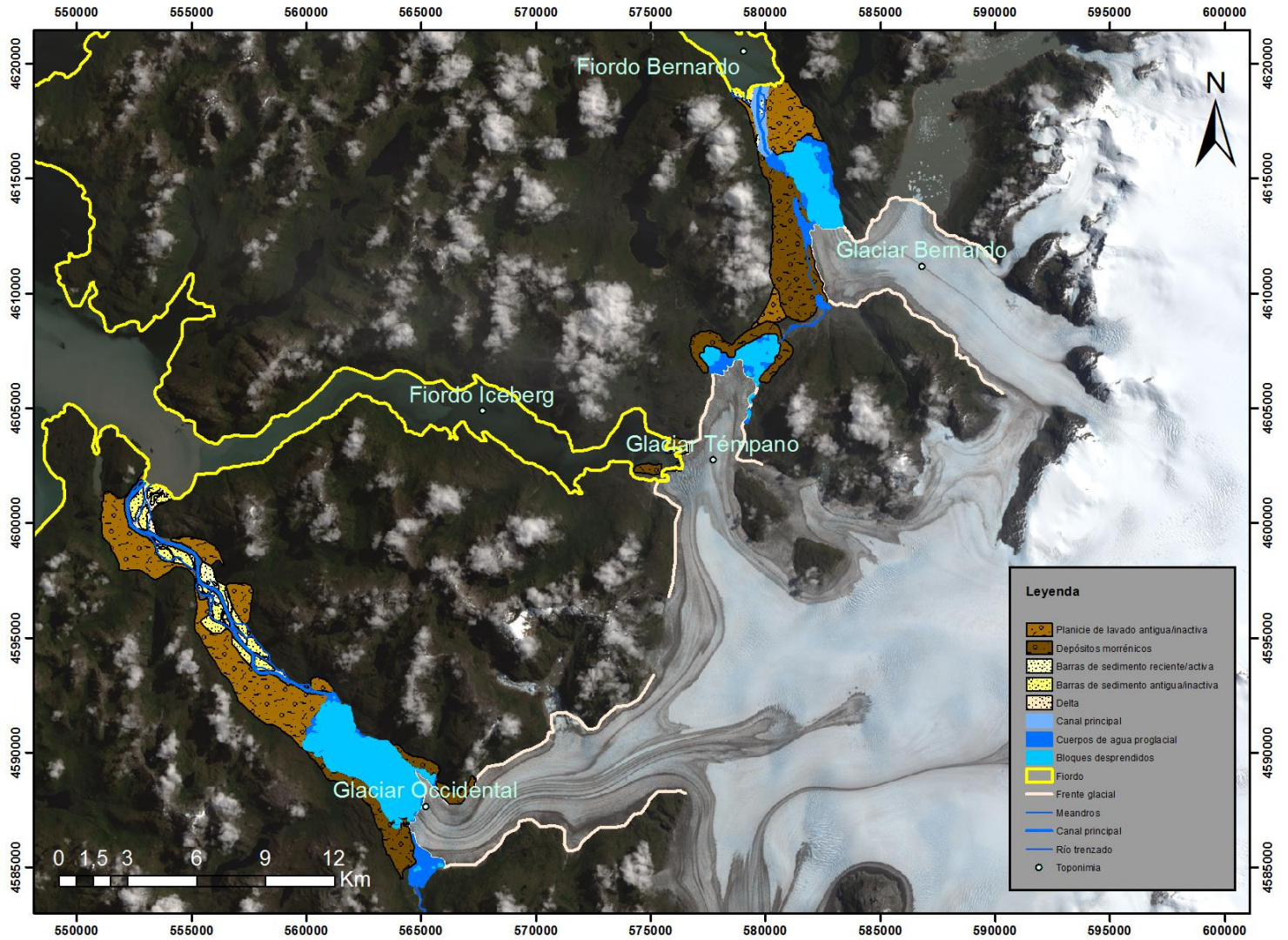


ANEXO C Mapeo fotointerpretativo de unidades sedimentarias y geomorfológicas de la zona de estudio del año 1976 y 2018.

Mapeo proglacial de glaciares Bernardo, Témpano y Occidental en 1976



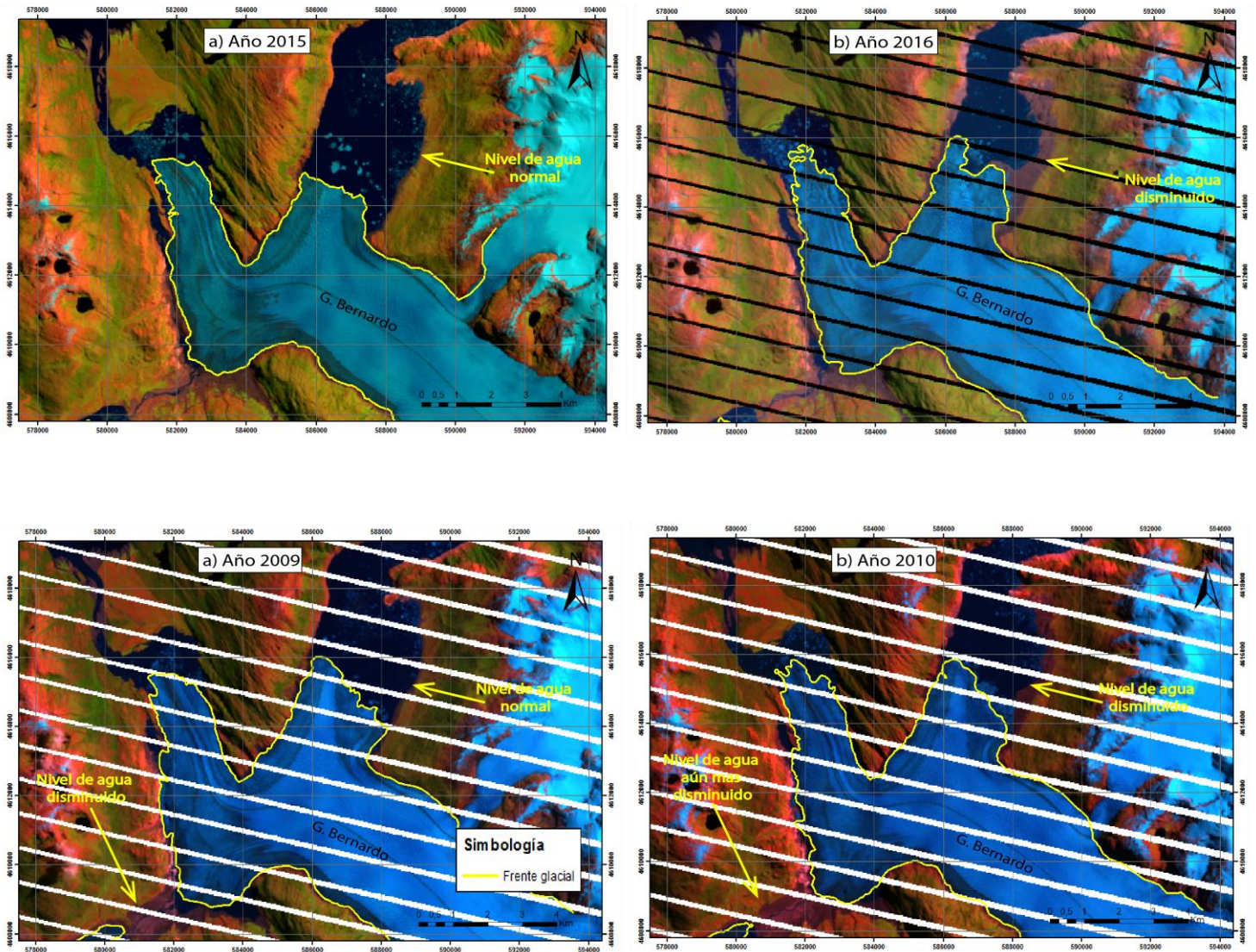
Mapeo proglacial de glaciares Bernardo, Témpano y Occidental en 2018

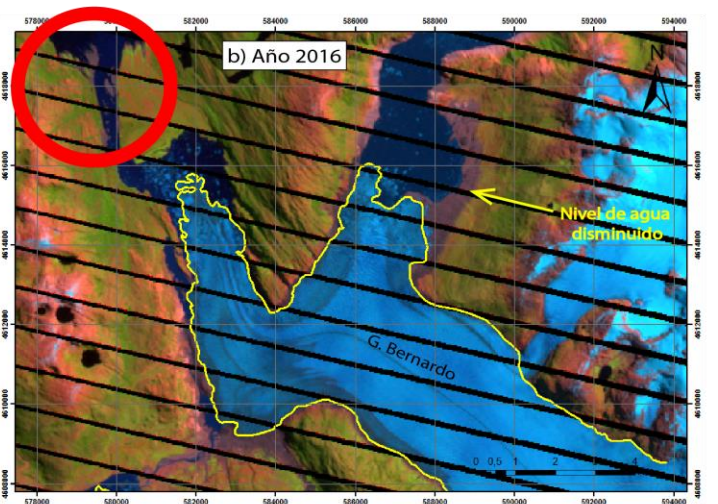
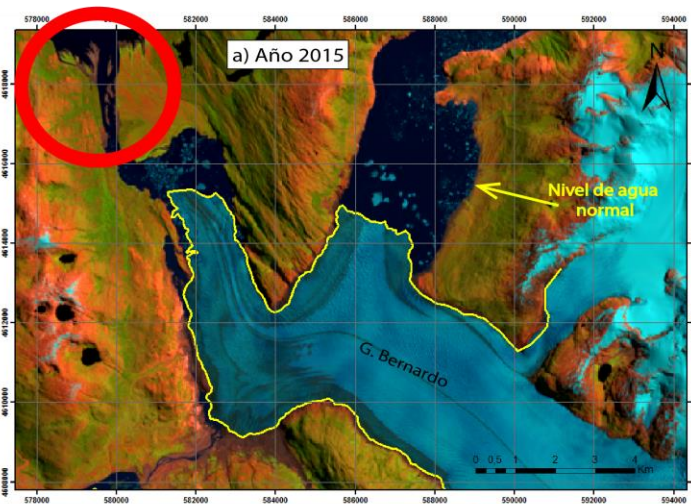
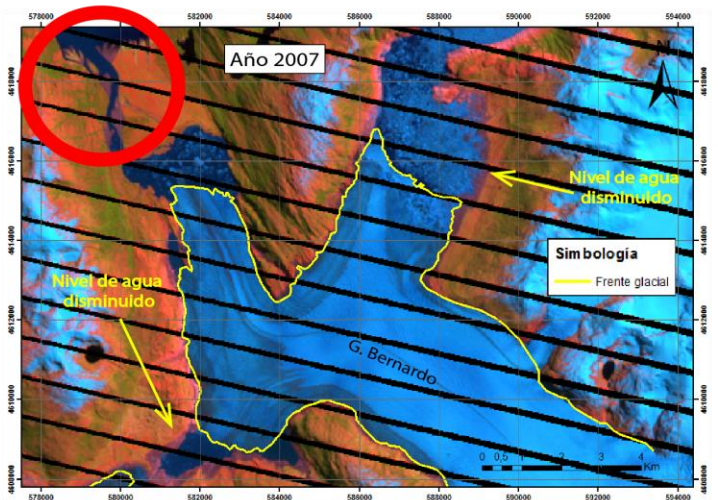


ANEXO D Ficha de descripción visual de los testigos de sedimento

CORE: C23BR-18c-6		Core Description Sheet				Section: 1/1			
LENGTH: 143 [cm]						Section Length: 143 [cm]			
Lat	-48,5239	Long	-74,0029	Water depth	373 [cm]	Date	13/01/2019	Describer	MJR
cm	Recovery (%)	Graphic Lithology	grain size	Coring Disturbance	seed. struct./ fossils	Samples	Description		
0									
12.9							12.9 cm • Nivel de sedimento tamaño arcilla. limosa a limo arcilloso, que presenta laminaciones intercaladas de colores diferentes, que van de gris verdoso oscuro a muy oscuro • 4/10Y → dark greenish gray • 3/10Y → very dark greenish gray		
53							53 cm • Nivel de sedimento tamaño arcilla a arcilla limosa con laminaciones finas entre 0,3-0,5 cm de espesor que varían entre gris verdoso oscuro a muy oscuro • 4/5G4 → dark greenish gray • 3/5G4 → very dark greenish gray.		
83							83 cm • Unidad compuesta de sedimento tamaño arcilla que presenta niveles irregulares de sedimento tamaño arena fina a muy fina se asocia a lentes de arena. • 4-5/10G4 → greenish gray a dark greenish gray		
111							111 cm • Unidad compuesta de niveles de arena muy fina a media que presenta intercalaciones entre niveles finos de arcilla y limo con niveles de arena muy fina a fina. colores entre gris verdoso a gris verdoso muy oscuro. • Entre 113-120 cm nivel de arena media con laminaciones de sedimento de tonos claros y oscuros.		
143							143 cm		

ANEXO E Vaciado lago GB en periodo 2009-2010 y 2015-2016. Cambios en el canal principal del sistema glaciofluvial entre 2006-2007 y 2015-2016

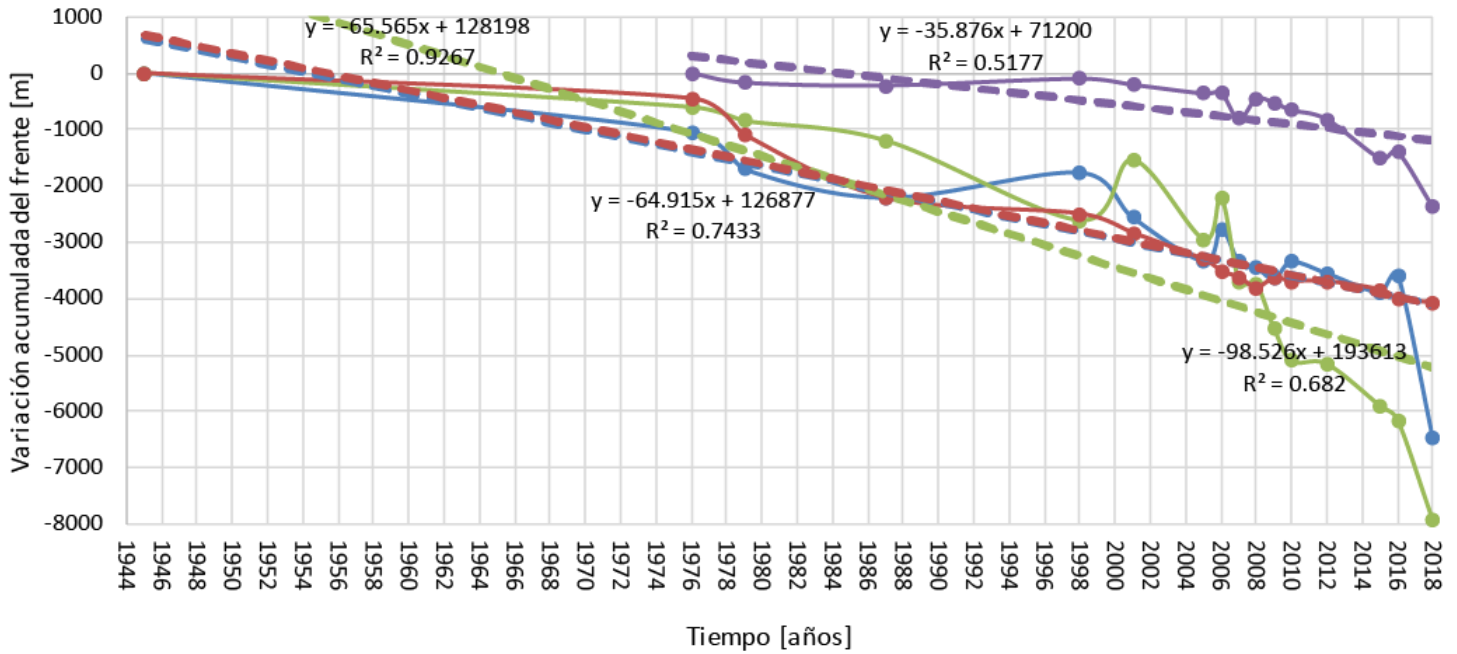




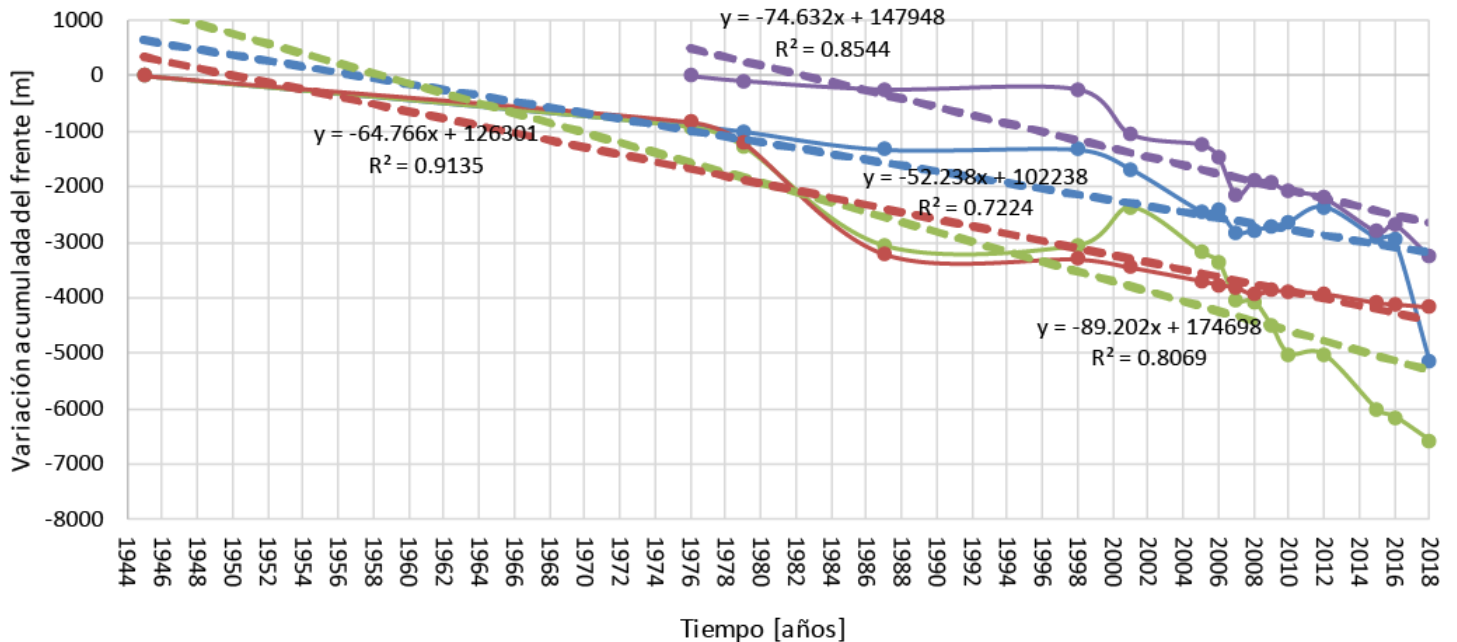
○ Erosión superficial del canal de desagüe

ANEXO F Variaciones frontales con tendencias

Variación acumulada de frentes glaciales - método LC

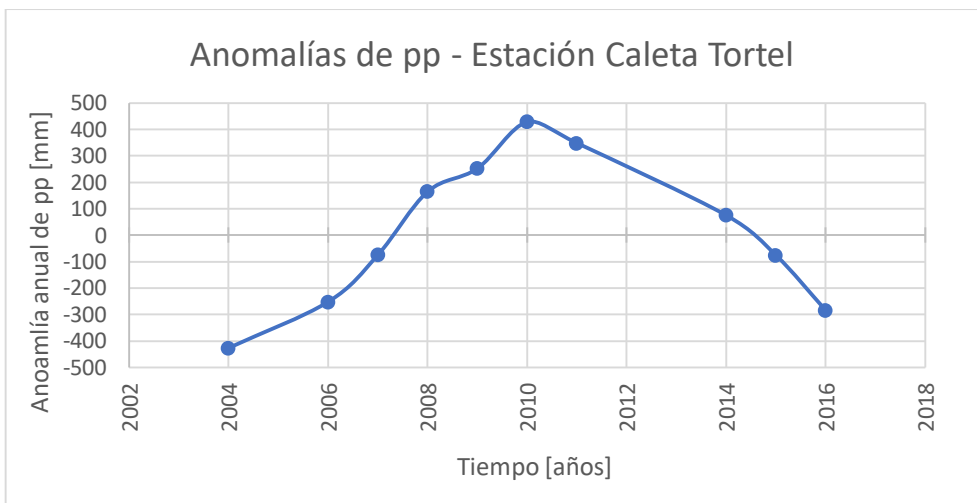
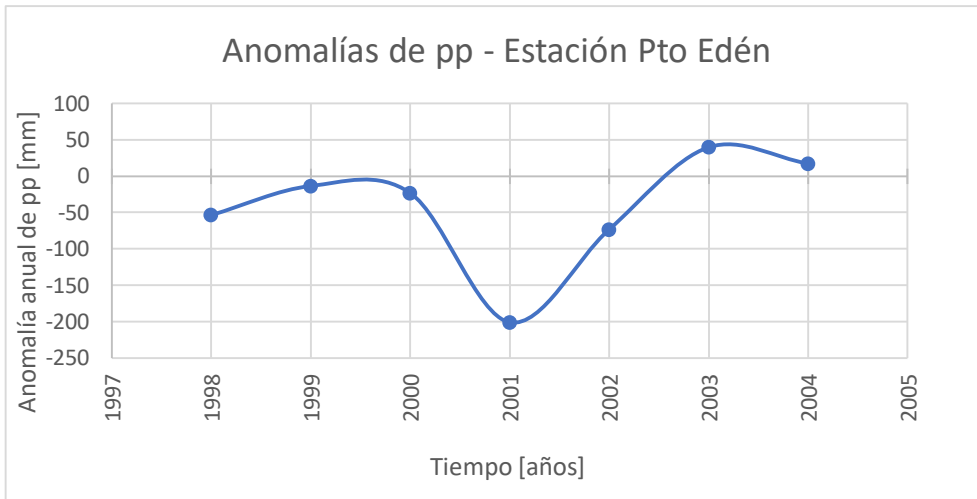


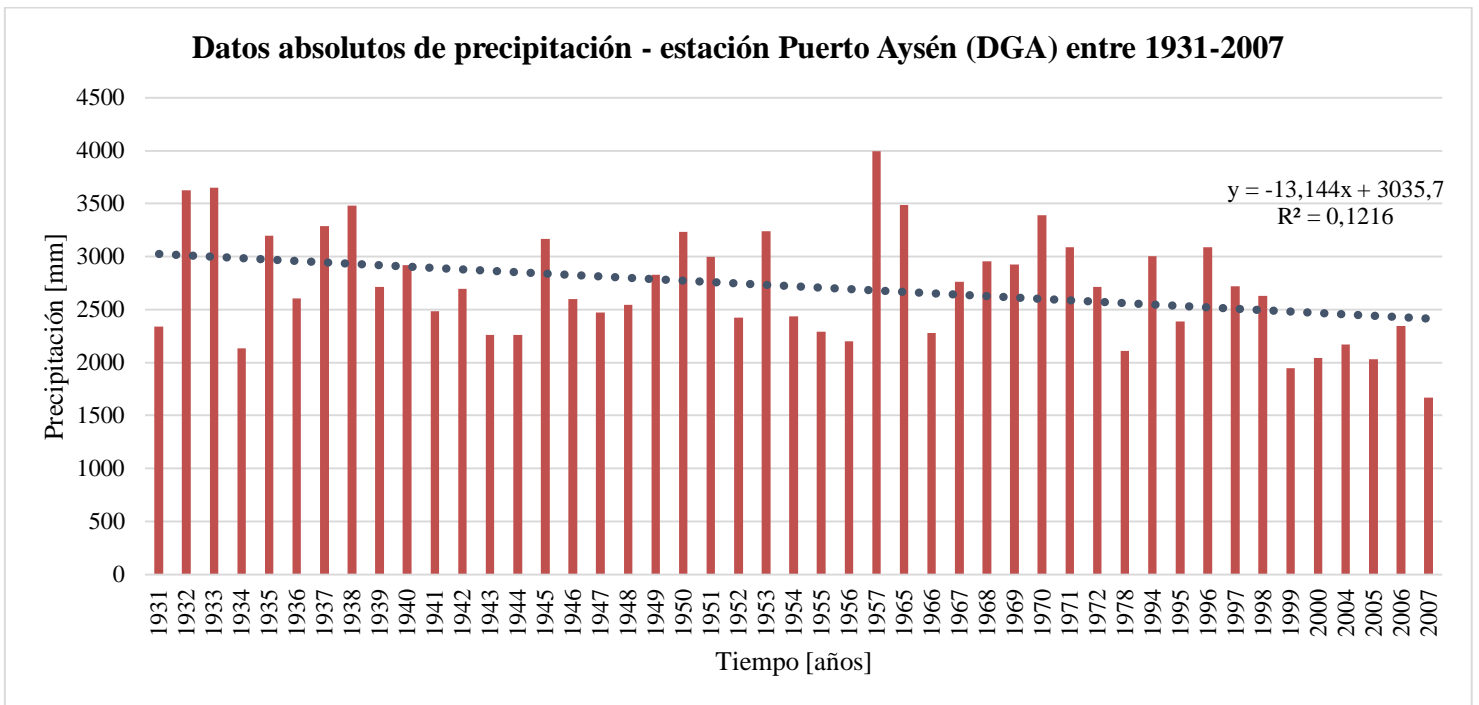
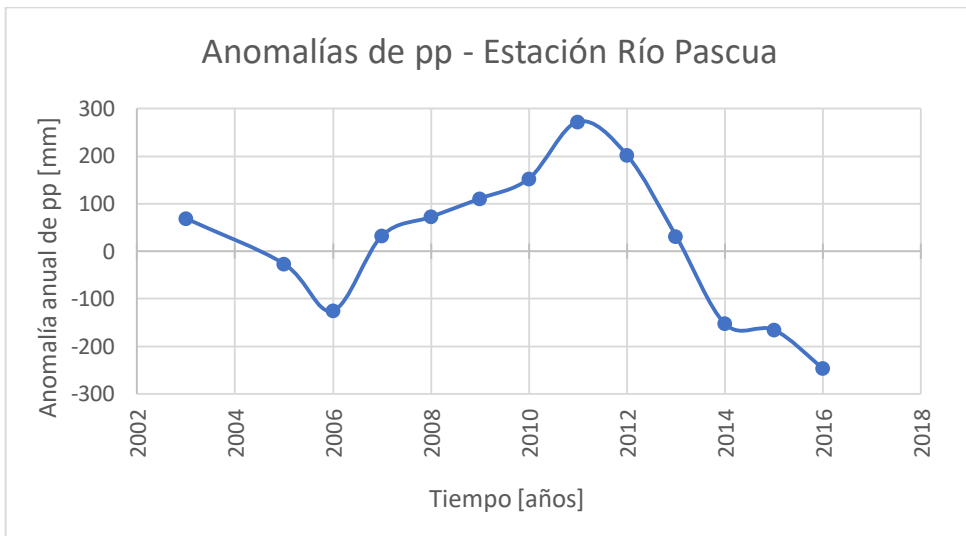
Variación acumulada de frentes glaciales - método AR



- | | | | |
|--|---|---|--|
| ● Bernardo | ● Occidental | ● Témpano LT1 | ● Témpano LT2 |
| - - - Tendencia Lineal | - - - Tendencia Lineal | - - - Tendencia Lineal | - - - Tendencia Lineal |

ANEXO G Gráficos de anomalías anuales de precipitación para las estaciones Río Pascua, Puerto Edén, Caleta Tortel. Gráficos con datos absolutos de precipitación para la estación Puerto Aysén y para todas estaciones consideradas.





Datos absolutos de precipitaciones entre 1931-2018 de las estaciones consideradas

