

MGE0
C316a
2010
c.2



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO
ESCUELA DE GEOGRAFÍA

ANÁLISIS DE UN POSIBLE VACIAMIENTO DEL LAGO GREVE, CAMPO DE HIELO SUR, EN RELACIÓN CON DISTINTOS ESCENARIOS CLIMÁTICOS

Memoria para optar al Título de Geógrafa



por

Daniela Alejandra Carrión Olivares

Profesor Guía: Andrés Rivera Ibáñez

040186

Santiago, Octubre 2010



"Cuando llegues a la cima...

*Tómate un tiempo para disfrutar,
el camino ha sido largo y difícil.
Tómate un tiempo para ayudar a otros,
mucho se te ha concedido.
Tómate un tiempo para compartir tu triunfo,
quienes te aman también subieron a tu lado.
Tómate un tiempo para mirar de dónde partiste,
te juzgarás con menos severidad.
Tómame un tiempo para descansar un poco,
hay una nueva cumbre por conquistar."*

(L.M.R.)

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis fue financiada por el proyecto FONDECYT N° 1080320: "*Late-Holocene glacier fluctuations in the Andes of southern Chile: multi-criteria dating approach integrating high-resolution dendroglaciologic methods with lichenometry, tephrochronology and stratigraphic analysis*".

Agradezco a todas las personas que me acompañaron en este camino y me apoyaron permanentemente, especialmente:

Al profesor **Andrés Rivera**, por todos sus aportes tanto de entrega de información como de consejos teóricos;

Al Centro de Estudios Científicos de Valdivia por la gran amabilidad, apoyo y ayuda que me brindaron, especialmente el área de Glaciología y Cambio Climático por parte de sus integrantes: **Camilo Rada, Claudio Bravo, Pablo Zenteno, Martina Barandún, Sebastián Vivero, Gino Casassa, Jens Wendt, Anja Wendt, Rodrigo Zamora, José Uribe, Francisca Bown y Claudia Flores**. Mención especial para Camilo Rada, quien me ayudó en la aplicación de modelos de vaciamientos de lagos y Jens Wendt, quien me entregó datos de altimetría láser y me explicó su utilidad.

Al Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, en especial a **René Garreaud**, por la contribución especializada en modelación de escenarios climáticos, ayudándome tanto con el aporte de datos como resolviendo mis dudas al respecto.

A mis amigos montañistas, por entender todas las veces que los abandoné por conseguir esto: mi propia cumbre; y aún así me brindaron su irrestricto aliento, especialmente a mi gran amigo **Jorge Quinteros**, porque me enseñaste a descubrir la belleza que se esconde camino a una cumbre y con eso abrir una nueva perspectiva geográfica: la glaciología;

A **Carolina Calvete Maldonado** del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) por la información batimétrica entregada para el año 2000; A **David Korn** del NSIDC por los datos de altimetría láser ICESat proporcionados, y a **Cristián Donoso** por las imágenes del año 2007;

A mis compañeros y amigos de Universidad: **Rayner de Ruyt, Katherine Ekdahl, Carolina López y Marlene Sepúlveda**, no sólo por el apoyo en esta última etapa de la carrera sino que por la compañía, el apoyo y la bella amistad que me han dado. También agradezco la ayuda otorgada por **Luisa Guerra, Claudio Fuentes, Nicolás Donoso y José Miguel Díaz**.

A mis amigos: **Bárbara Noriega, Sergio Guardiola, Adriana Barriento, Katherine Olatte, Carolina Olivera, Cristián Araya, Guillermo Reyes y Christian Hermosilla**, por su cariño y preocupación.

A mi familia: Paola, Roberto, Alejandro, Roxana, Elena y Toño, por la preocupación y apoyo brindado; a mis sobrinos: Carla, Martina, Alejandro, Esperanza, José-Manuel y Nicolás, quienes siempre me renuevan con su alegre e inteligente manera de sentir la vida. Agradecimientos especiales a mi **Madre** y a mi **Padre**, por el permanente apoyo y haberme enseñado que el esfuerzo es la clave del éxito y el conocimiento es la mayor riqueza que puede poseer una persona;

A todos, Muchas Gracias!

RESUMEN

En este trabajo se estudian las variaciones de cinco glaciares localizados en Campo de Hielo Sur (Occidental, Greve, HPS8, Lautaro y Pío XI) y el comportamiento del lago Greve, así como las tendencias climáticas pronosticadas para el sector, con el objeto de determinar un posible vaciamiento de dicho lago represado desde 1963 por los repentinos avances del glaciar Pío XI. Además, se realiza un inventario de lagos represados por glaciares para la cuenca. Mediante registros históricos y series de imágenes satelitales LANDSAT MSS, TM, ETM+ y Terra ASTER, se estudiaron las variaciones frontales de todos los glaciares, las morrenas de los glaciares Occidental-Greve y Pío XI, y se analizaron los cambios de elevación en glaciares mediante la comparación de datos topográficos del IGM (1975), SRTM (2000) y CAMS (2007). Las variaciones frontales muestran un máximo en el glaciar Greve, con un retroceso de 6.160 m para el periodo comprendido entre 1945 y 2009 (tasa media de -96 m a^{-1}). El adelgazamiento fue detectado para los glaciares Occidental y Greve con una tasa anual de $-3,40 \text{ m a}^{-1}$ y -4 m a^{-1} , respectivamente entre los años 1975 y 2007. Por lo tanto, se detecta un retroceso y un adelgazamiento general de los glaciares, el cual se relaciona con las tendencias climáticas detectadas en esta zona. Sin embargo, el glaciar Pío XI muestra una alta variabilidad de su lengua terminal, presentando un comportamiento único comparado con los demás glaciares estudiados. Por otra parte, se inventariaron cerca de 30 cuerpos de agua, los cuales han aumentado continuamente sus áreas desde 1976, donde el lago Greve desde su aparición en 1963 y consolidación en 1976, se ha mantenido hasta la actualidad, siendo controlado por el glaciar Pío XI. Debido a que se esperan cambios positivos de temperaturas (calentamiento) y una disminución en la cantidad de precipitaciones, todo el sector se verá afectado por el aumento de la línea de equilibrio (aumento estimado en 450 m y 300 m para los escenarios severo A2 y moderado B2, respectivamente), acentuando el proceso de retroceso y adelgazamiento presentado por los glaciares, lo cual permitiría un posible vaciamiento del lago Greve.

TABLA DE CONTENIDOS

1.	INTRODUCCIÓN	10
2.	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	12
2.1.	El efecto del clima en la respuesta de los glaciares	12
2.2.	Inundaciones desde lagos de origen glacial: el impacto en Chile	14
2.3.	Un caso de estudio: el Lago Greve	18
3.	OBJETIVOS E HIPÓTESIS	23
3.1.	Objetivo General.....	23
3.2.	Objetivos Específicos	23
3.3.	Hipótesis de Trabajo.....	23
4.	MARCO TEÓRICO	24
4.1.	El glaciar como sistema.....	24
4.1.1.	<i>Hidrología glacial</i>	24
4.1.2.	<i>Glaciares con frente desprendentes</i>	27
4.2.	Riesgos de origen glacial como respuesta de los glaciares frente al cambio climático.....	29
4.2.1.	<i>Avalanchas de hielo</i>	31
4.2.2.	<i>Fluctuaciones de glaciares</i>	33
4.2.3.	<i>Glaciares en "surge"</i>	33
4.2.4.	<i>Lahares</i>	35
4.2.5.	<i>Inundaciones de origen glacial</i>	37
4.3.	Evolución de la terminología asociada a inundaciones de carácter glacial	37
4.3.1.	<i>Glacier outburst</i>	38
4.3.2.	<i>Glacial Lake Outburst Flood (GLOF)</i>	39
4.3.3.	<i>Ice-Dammed Lake Outburst Flood (IDLOF)</i>	41
4.4.	Mecanismos de vaciamiento de lagos represados por hielo	42
5.	ÁREA DE ESTUDIO	47
5.1.	Antecedentes sobre los glaciares que controlan el lago Greve	47
5.1.1.	<i>Glaciar Occidental, Greve y HPS8</i>	48
5.1.2.	<i>Glaciar Lautaro</i>	49
5.1.3.	<i>Glaciar Pío XI</i>	50
5.1.4.	<i>Morrenas de los glaciares Occidental-Greve y Glaciar Pío XI</i>	53
5.2.	Antecedentes sobre la cuenca del Greve	54
5.2.1.	<i>Reseña evolutiva del lago</i>	54
5.3.	Antecedentes climáticos de la zona	57
6.	PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO	60
6.1.	Materiales.....	60
6.1.1.	<i>Datos satelitales LANDSAT y ASTER</i>	60
6.1.2.	<i>Cartografía IGM y otros datos relevantes</i>	61
6.1.3.	<i>Soportes técnicos e informáticos</i>	62
6.2.	Métodos.....	62
6.2.1.	<i>Estudio de glaciares</i>	62
6.2.2.	<i>Estudio del lago Greve</i>	66
6.2.3.	<i>Modelación</i>	67

6.2.3.1.	<i>Mecanismos de vaciamiento de lagos</i>	67
6.2.3.2.	<i>Escenarios climáticos</i>	69
6.2.4.	<i>Factor grado-día</i>	70
6.2.5.	<i>Observaciones metodológicas</i>	71
7.	RESULTADOS.....	72
7.1.	Caracterización de los glaciares que controlan el lago Greve.....	72
7.1.1.	<i>Glaciar Occidental</i>	72
7.1.2.	<i>Glaciar Greve</i>	75
7.1.3.	<i>Glaciar HPS8</i>	77
7.1.4.	<i>Glaciar Lautaro</i>	79
7.1.5.	<i>Glaciar Pío XI</i>	81
7.1.6.	<i>Morrenas en los glaciares Occidental-Greve y Pío XI</i>	82
7.2.	Caracterización del Lago Greve.....	86
7.2.1.	<i>Reseña evolutiva del lago</i>	86
7.2.2.	<i>Inventario de lagos embalsados por glaciares en la cuenca del Greve</i>	92
7.2.3.	<i>Batimetría Fiordo Eyre</i>	95
7.3.	Estimaciones hidrológicas y climáticas.....	97
7.3.1.	<i>Mecanismos de vaciamiento del lago Greve</i>	97
7.3.2.	<i>Escenarios climáticos</i>	101
7.3.2.1.	<i>Variabilidad de la temperatura superficial y la línea de nieves</i>	102
7.3.2.2.	<i>Variabilidad de la precipitación</i>	103
7.3.3.	<i>Factor grado-día</i>	105
8.	DISCUSIÓN.....	106
8.1.	Relación entre el comportamiento de los glaciares y la dinámica del lago.....	106
8.2.	Evaluación de un posible vaciamiento en función de escenarios climáticos.....	109
9.	CONCLUSIONES.....	113
10.	BIBLIOGRAFÍA.....	115

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.	Fechas de embalsamientos y rupturas del Brazo Rico del Lago Argentino, Argentina, debida al avance del Glaciar Perito Moreno.	20
Tabla 2.	Cambios de elevación de los glaciares Occidental, Greve, Lautaro y Pío XI entre 1975 y el 2000.	49
Tabla 3.	Imágenes satelitales seleccionadas para la determinación de variaciones frontales de glaciares y areales de lagos, y para la realización de un inventario de lagos en el sector.	61
Tabla 4.	Factor día-grado (cm ³ °C d w. eq.) calculados para diferentes glaciares de Patagonia.	71
Tabla 5.	Volúmenes estimados para el lago Greve entre 1945 y 2009.	81
Tabla 6.	Inventario de lagos embalsados por glaciares en la cuenca del Greve.	93
Tabla 7.	Resumen de información obtenida para los glaciares Occidental, Greve, HPS8 y Lautaro, sus características y variaciones.	107
Tabla 8.	Resumen de variaciones históricas del glaciar Pío XI.	108

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Variaciones de la temperatura superficial de la Tierra en los últimos 140 años.	12
Figura 2.	Concentraciones atmosféricas de importantes gases invernaderos de los últimos 2.000 años.	13
Figura 3.	Cambios de la temperatura de la superficie del planeta (a escala global y regional).	13
Figura 4.	Reservas de agua de origen glacial.	15
Figura 5.	Revuelo mediático nacional e internacional provocado por el vaciamiento de los lagos Témpanos y Cachet II.	16
Figura 6.	Lago Témpanos, Campo de Hielo Sur, antes y después de su vaciamiento.	17
Figura 7.	Túnel generado que provocó el vaciamiento del Lago Cachet II, Campo de Hielo Norte.	18
Figura 8.	Principales lagos embalsados por glaciares en Patagonia.	19
Figura 9.	Área de estudio.	21
Figura 10.	Fuentes de agua y caminos de captación en áreas englaciadas.	25
Figura 11.	Diagrama de una sección transversal del sistema hidrológico de un glaciar temperado.	26
Figura 12.	Localización de lagos en un glaciar.	27
Figura 13.	Esquema que establece la potencial respuesta al cambio climático.	28
Figura 14.	Esquema que muestra las potenciales interacciones de procesos en un ambiente glacial o periglacial.	30
Figura 15.	Tipos de avalanchas de hielo.	31
Figura 16.	Glaciar colgante del Morado (Cajón del Maipo, Chile), una situación típica de un glaciar tipo acantilado.	32
Figura 17.	Variaciones frontales de los glaciares Olivares Beta, Olivares Gama y Juncal Sur, donde se aprecia el avance y posterior retroceso de éste último, que provocó el vaciamiento de una laguna.	35
Figura 18.	Mapa esquemático que muestra la distribución de los flujos laháricos del Volcán Llaima.	36
Figura 19.	Diagrama de los riesgos de un lago proglacial represado por morrena.	39
Figura 20.	Algunos casos de GLOFs estudiados en Chile.	40
Figura 21.	Diagrama que muestra los diferentes modos de formación de un lago represado por un glaciar.	41
Figura 22.	Algunos casos de IDLOFs estudiados en Chile.	43
Figura 23.	Esquema de la abertura entre la represa de hielo y la pared rocosa por el derretimiento del hielo.	46
Figura 24.	Posiciones documentadas de las variaciones frontales de los glaciares que controlan el lago Greve: Occidental, Greve, Lautaro y Brüggen o Pio XI.	48
Figura 25.	Mapa geológico y geomorfológico de la mitad norte de Campo de Hielo Sur, indicando la localización de los glaciares Lautaro y O'Higgins.	50
Figura 26.	Variaciones históricas del glaciar Pio XI.	51
Figura 27.	Curva hipsométrica del glaciar Pio XI, en base a datos SRTM del 2000.	52
Figura 28.	Fotografía aérea TRIMETROGON de 1945 mostrando tres bandas de tefra en el glaciar Occidental, y que fluyen hacia la derecha, glaciar Greve, descrito por Lliboutry en 1957.	53
Figura 29.	Esquema del glaciar Pio XI, donde se observan las diferentes posiciones del glaciar y las morrenas asociadas, las letras A y B denotan compresión de morrenas centrales.	54
Figura 30.	Fotografía tomada al canal pocos días antes que el glaciar cerrara el paso por Samsing en 1926.	55
Figura 31.	Fotografía tomada en 1993 que muestra la formación de una laguna marginal producto del avance del glaciar, el cual represó este valle e inundó el bosque que se encontraba en este sector.	57
Figura 32.	Datos batimétricos obtenidos para tres fechas diferentes: (a) 1951-IHA, (b) 2000-SHOA y (c) 2009-	62
Figura 33.	Esquema metodológico empleado en la investigación.	63
Figura 34.	Ecuación de flotación utilizada para determinar la ocurrencia de este mecanismo en el lago Greve.	67
Figura 35.	Emisión de anhídrido carbónico (CO ₂) bajo varios escenarios, entre los que destacan el A2 y el B2 usados en este estudio.	70
Figura 36.	Imagen satelital ASTER del 05 de Diciembre del 2009, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar Occidental a partir del año 1945.	72
Figura 37.	Imagen satelital ASTER del 04 de Abril del 2007, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las tasas de adelgazamiento del glaciar Occidental entre los años 1975 y 2007.	73

Figura 38.	Cambios de elevación del glaciar Occidental (eje y, en m), asociados a la altitud del glaciar (eje x, en ms.n.m.) en los periodos comprendidos entre (a) 1975 y 2000; y, (b) 2000 y 2007.	74
Figura 39.	Curva hipsométrica del glaciar Occidental, basado en los datos entregados por el SRTM del 2000.	74
Figura 40.	Imagen satelital ASTER del 05 de Junio del 2009, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar Greve a partir del año 1945.	75
Figura 41.	Imagen satelital ASTER del 20 de Noviembre del 2006, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las tasas de adelgazamiento del glaciar Greve entre los años 1975 y 2007.	76
Figura 42.	Cambios de elevación del glaciar Greve (eje y, en m), asociados a la altitud del glaciar (eje x, en ms.n.m.) en los periodos comprendidos entre (a) 1975 y 2000; y, (b) 2000 y 2007.	76
Figura 43.	Curva hipsométrica del glaciar Greve, basado en los datos entregados por el SRTM del 2000.	77
Figura 44.	Imagen satelital ASTER del 20 de Noviembre del 2006, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar HPS8 a partir del año 1945.	78
Figura 45.	Curva hipsométrica del glaciar HPS8, basado en los datos entregados por el SRTM del 2000.	78
Figura 46.	Imagen satelital ASTER del 05 de Junio del 2009, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar Lautaro a partir del año 1945.	79
Figura 47.	Cambios de elevación del glaciar Lautaro (eje y, en m), asociados a la altitud del glaciar (eje x, en ms.n.m.) en el período comprendido entre 1975 y 2000.	80
Figura 48.	Curva hipsométrica del glaciar Lautaro, basado en los datos entregados por el SRTM del 2000.	80
Figura 49.	Imagen satelital ASTER del 05 de Junio del 2009, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar Pío XI a partir del año 1830.	81
Figura 50.	Imagen satelital ASTER del 20 de Noviembre del 2006, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las tasas de engrosamiento del glaciar Pío XI entre los años 1975 y 2007.	82
Figura 51.	Posición de las morrenas de los glaciares Occidental y Greve, desde el año 1945 hasta el 2009.	84
Figura 52.	Fotografía tomada por astronautas el 19 de Enero de 2002, donde se aprecia como las morrenas mediales del glaciar Pío XI aparecen fuertemente curvadas por el flujo del hielo, especialmente hacia el	83
Figura 53.	Posición de las morrenas del glaciar Pío XI, desde el año 1945 hasta el 2009.	85
Figura 54.	Panorámica del valle Greve, en base a fotografías del vuelo TRIMETROGON de 1945.	87
Figura 55.	Perfiles topográficos de los años 1945, 1975, 2000 y 2007, desde el Fiordo Eyre hasta el glaciar Greve, donde se aprecian los diversos cambios en el valle y posterior, lago Greve.	88
Figura 56.	Fotografías del lago Greve, tomadas el año 2007 por las dos expediciones que visitaron el lugar.	90
Figura 57.	Perfil transversal del valle Greve, donde se muestran las diferentes cotas alcanzadas por el lago para el período comprendido entre 1945 y 2009.	91
Figura 58.	Variaciones de la laguna localizada frente al glaciar Occidental entre 1976 y el 2009.	92
Figura 59.	Probable IDLOF ocurrido en la laguna Greve entre los años 1986 y 2000.	94
Figura 60.	Variaciones de las lagunas Brügger (letra A) y Ciega (letra B) entre 1945 y el 2009.	94
Figura 61.	Variaciones de las lagunas La Rayuela y Sor Teresa entre 1945 y el 2009.	95
Figura 62.	Perfil batimétrico del fiordo Eyre para el año 1951.	96
Figura 63.	Perfil batimétrico del fiordo Eyre para el año 2000.	96
Figura 64.	Flujo divergente del glaciar Pío XI.	98
Figura 65.	Perfiles extraídos del SRTM del año 2000, que muestran las alturas de la zona de contacto entre el glaciar Pío XI y la pared rocosa.	100
Figura 66.	Variaciones de la temperatura superficial del sector.	103
Figura 67.	Validación de temperaturas medias del modelo regional PRECIS y las observadas en el sector.	103
Figura 68.	Variaciones de la precipitación del sector.	104
Figura 69.	Validación de precipitaciones del modelo regional PRECIS y las observadas en el sector.	104
Figura 70.	Curvas hipsométricas de los glaciares Occidental, Greve, HPS8, Lautaro y Pío XI, donde se aprecian los cambios de la ELA para los distintos escenarios climáticos (A2, línea roja y B2, línea verde) a partir del clima actual (línea gris).	111
Figura 71.	Estimación del derretimiento que permitiría un vaciamiento del lago Greve, a partir de los escenarios climáticos A2 (línea roja) y B2 (línea verde).	112

1. INTRODUCCIÓN

"Far from being rare and accidental, as is commonly supposed, these outburst are relatively frequent, constituting a normal form of glacial action"

- Charles Rabot, 1905.

La actual dinámica de los glaciares genera potenciales peligros en el mundo, pudiendo tener algunos de estos eventos impactos significativos sobre la sociedad. Mas aún, se espera que la frecuencia, y en algunos casos la magnitud de este tipo de riesgos, aumente (REYNOLDS GEO-SCIENCES LTD, 2003). Estos peligros están asociados a avalanchas de hielo, variaciones en la longitud de un glaciar, la desestabilización de paredes rocosas, repentinas inundaciones desde lagos glaciales, la combinación o reacción en cadena de varios de estos fenómenos (KÄÄB *et al.*, 2005a), los cuales afectan comunidades y actividades comerciales en muchas cordilleras del mundo (QUINCEY *et al.*, 2005), incluyendo a los Himalayas (p.e. RICHARDSON & REYNOLDS, 2000), los Andes (p.e. CAREY, 2005), los Alpes Europeos (p.e. HUGGEL *et al.*, 2004; HUGGEL *et al.*, 2005), las North American Rockies (p.e. CLAGUE & EVANS, 2000) y las montañas del Cáucaso (p.e. KÄÄB *et al.*, 2003).

Es por ello que en el último tiempo se ha ido incrementando la comprensión del comportamiento de los lagos represados por hielo y las repentinas inundaciones provenientes de éstos. Más aún, la existencia de lagos represados por hielo está documentada para la mayoría de las áreas englaciadas del mundo, siendo investigados en Islandia (p.e. BJÖRNSSON, 1992), Canadá (p.e. CLARKE, 1982), Estados Unidos (p.e. WALDER & COSTA, 1996), los Alpes (p.e. HUGGEL *et al.*, 2001), los Himalayas (p.e. FUJITA *et al.*, 2008) y los Andes (p.e. PEÑA & ESCOBAR, 1987), entre otros. En Chile no era conocido este fenómeno con mucho detalle, ya que los eventos se presentaban en zonas de baja densidad de población y poco desarrollo, donde los antecedentes disponibles eran fragmentarios, de un nivel técnico variable y se encontraban dispersos en informes inéditos en diferentes empresas y organismos, siendo por ello de difícil acceso (PEÑA & KLOHN, 1990). Sin embargo, en los últimos 2 años (2008 y 2009) se han producido 5 vaciamientos del lago Cachet 2 en el Glaciar Colonia (Campo de Hielo Norte), a lo que se agrega el caso del Glaciar Témpano (Campo de Hielo Sur) durante el 2007, que han atraído la atención no sólo de la comunidad científica y organismos del Estado sino que también de la opinión pública. A partir de ello, el Director de la Dirección General de Aguas (DGA) en el año 2008, Rodrigo Weisner, se mostró preocupado por la situación, expresando a un medio escrito: *"como entidad encargada del monitoreo del*

agua y de glaciares, nos llama la atención la recurrencia del fenómeno en tan poco tiempo, lo que nos motiva a realizar más estudios en la zona", demostrando así el interés generado por adquirir un conocimiento más acabado de este fenómeno.

La presente investigación intenta contribuir al conocimiento sobre este tipo de inundaciones provenientes de lagos represados por glaciares y su relación con el calentamiento atmosférico. Para ello, se estudia el lago Greve, ubicado en Campo de Hielo Sur, y el posible vaciamiento de éste frente a diferentes escenarios climáticos. Para determinar la generación del vaciamiento del lago, se requirió básicamente analizar tres importantes componentes: en primer lugar, fue necesario hacer una revisión completa del estado actual de los glaciares que rodean el lago Greve: Occidental, Greve, Lautaro y Pío XI; en segundo lugar, se caracterizó el comportamiento del lago Greve a partir de su evolución desde el año 1900 en adelante; y finalmente, se aplicaron diversos modelos de vaciamiento obtenidos desde literatura especializada y se testearon dos escenarios climáticos (uno moderado y otro severo) propuestos por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

2.1. El efecto del clima en la respuesta de los glaciares

El clima presentó variaciones naturales hasta la mitad del siglo XIX y tal vez hasta el primer tercio del siglo XX, siendo los factores responsables de estas oscilaciones naturales: (a) las variaciones por cambios en la órbita terrestre (teoría de Milankovitch), lo que se traduce en variaciones en los montos de radiación recibida en la superficie de la tierra (BENN & EVANS, 1998); (b) la iluminancia solar –que se manifiesta, entre otros, por una variación de la cantidad de las manchas solares–, ya que las evidencias de cambios climáticos han coincidido con los intervalos de la actividad solar (NESJE & OLAF, 2000); (c) los aerosoles sulfatados inyectados en la tropósfera por las erupciones volcánicas de naturaleza explosiva, reducen (luego de una erupción) las temperaturas globales en unos $0,3^{\circ}\text{C}$ durante un período de 3 a 4 años (NESJE & OLAF, 2000); y (d) factores atribuidos a la variabilidad interna del sistema climático (fenómeno “El Niño”, circulación profunda del océano, casquetes polares, etc), que puede tener una función de amplificación (FRANCOU, 2007). Sin embargo, la tendencia del calentamiento global, sobre los últimos 50 años ($0,13^{\circ}\text{C}$ por década), es casi dos veces más que los últimos 100 años (Figura 1), donde el aumento total de temperatura desde 1850 – 1899 a 2001 – 2005 es de $0,76^{\circ}\text{C}$, y gran parte de este incremento, desde mediados del siglo XX, se debe al aumento en las concentraciones de gases invernaderos (Figura 2), donde la influencia antrópica genera un impacto sobre el clima (IPCC, 2007b).

Figura 1. Variaciones de la temperatura superficial de la Tierra en los últimos 140 años (Fuente: IPCC, 2001).

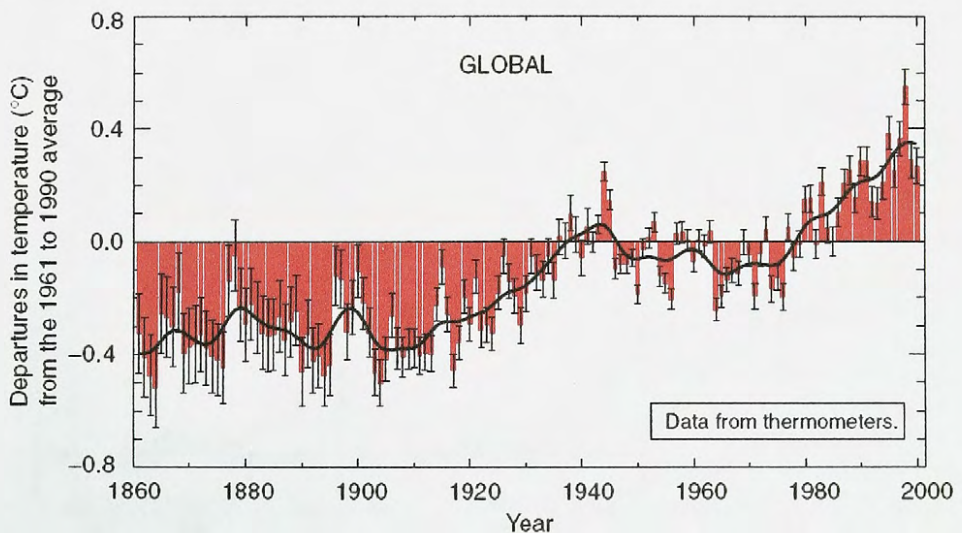
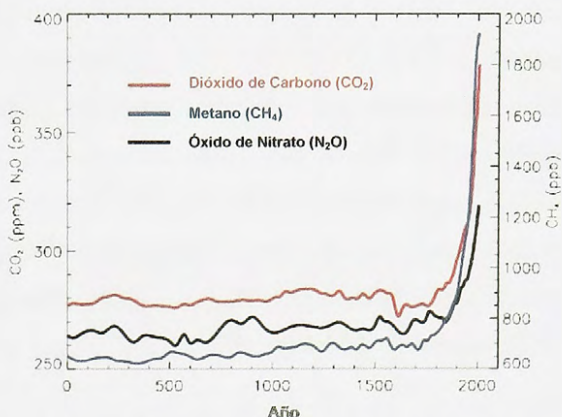
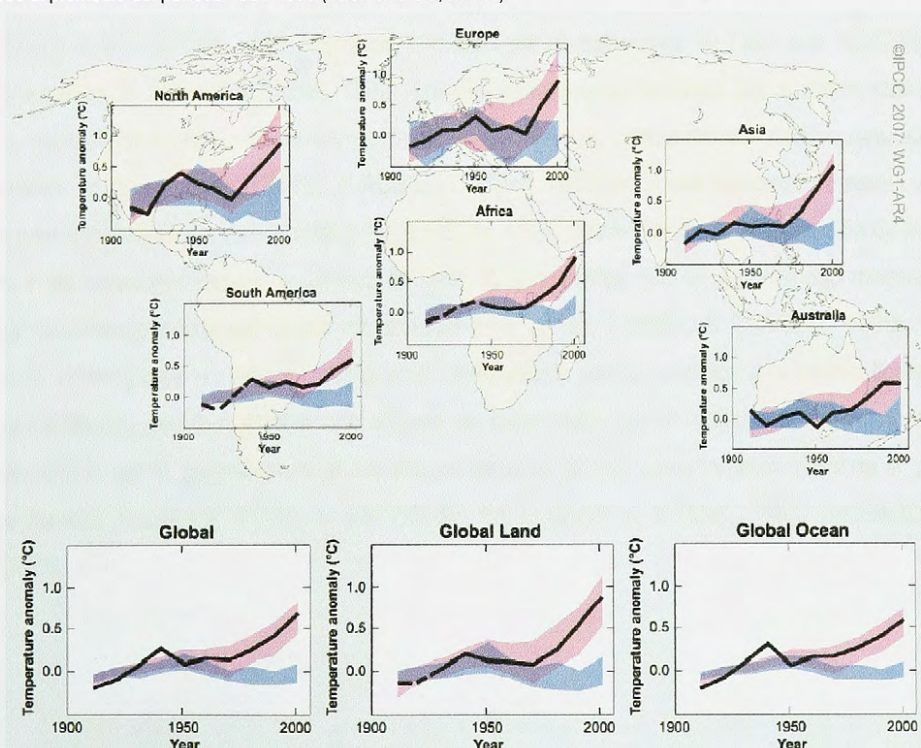


Figura 2. Concentraciones atmosféricas de importantes gases invernadero de los últimos 2.000 años, las cuales se incrementan desde 1750 atribuidas a actividades humanas en la era industrial. Las unidades son partes por millón (ppm) o partes por billón (ppb), indicando el número de moléculas de gas invernadero por millón o billón, respectivamente, en moléculas de aire (Fuente: IPCC, 2007b).



Efectivamente, desde hace más de 150 años hay un aumento simultáneo de las concentraciones de gases invernadero y de la temperatura global (IPCC, 2007b). Introducidos en modelos que simulan la respuesta del sistema constituido por la atmósfera, el océano y los continentes, estos gases con efecto invernadero demuestran que cambiaron de manera decisiva el orden internacional climático para el siglo XXI y los sucesivos (Figura 3).

Figura 3. Cambios de la temperatura de la superficie del planeta (a escala global y regional). Cinco modelos climáticos fueron usados para los casos en que se consideró sólo las causantes naturales (azul), y 14 modelos para los casos que incluyen las causantes naturales más las causantes antrópicas (color rosa). Las líneas negras son las observaciones. Todos los datos son relativos al promedio del período 1901-1950 (Fuente: IPCC, 2007b).



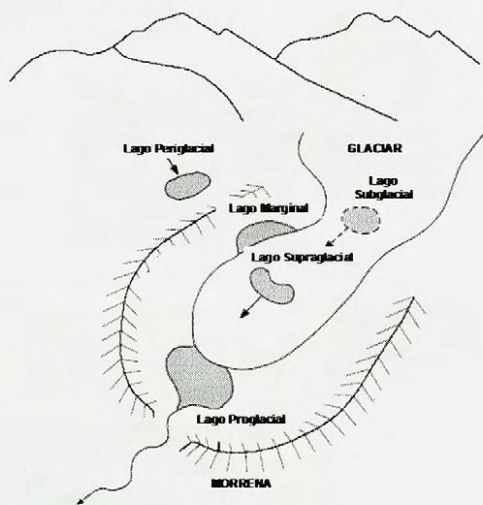
Desde hace mucho tiempo está demostrado que los avances y los retrocesos de un glaciar son una respuesta dinámica del hielo a una modificación permanente de su balance de masa. Sin embargo, los glaciares tienen tiempos de respuestas distintas y modalidades complejas que dependen de varios factores como la topografía subglacial, la pendiente media y la presencia de morrenas (FRANCOU, 2007). Por lo tanto, las fluctuaciones de los glaciares tienen sólo una parte de la información derivada de la variabilidad climática, ya que la combinación de factores climáticos (temperatura, precipitaciones, línea de nieves, etc), factores topográficos (hipsometría de las cuencas, geometría de los valles, etc.) y factores glaciodinámicos (velocidades del hielo, ciclos de calving, surges, etc.) serían los causantes de las sensibilidades diferenciales en los glaciares (ACUÑA, 2001).

2.2. Inundaciones desde lagos de origen glacial: el impacto en Chile

Las inundaciones desde lagos de origen glacial, pueden generar un considerable cambio geomorfológico, amenazar la vida humana y la infraestructura, debido a la liberación recurrente u ocasional del agua almacenada (BJÖRNSSON, 1992), formando parte de un amplio espectro de inundaciones generadas por la falla de una variedad de represas naturales, incluyendo la ruptura de represas morrénicas (p.e. CLAGUE & EVANS, 2000), represas formadas por deslizamientos de terreno (p.e. COSTA & SCHUSTER, 1988), represas formadas por el avalanchas de hielo (p.e. RUSSELL *et al*, 1995) y represas de nieve (p.e. GORE, 1992). Los lagos represados por hielo, por su parte, casi siempre exhiben cambios temporales en su comportamiento de drenaje, principalmente como respuesta a las fluctuaciones de los glaciares (TWEED & RUSSELL, 1999), iniciándose una descarga de agua cuando el lago en cuestión excede un umbral crítico (PATERSON, 1994), dependiendo de la topografía de la cuenca lacustre y las características de la represa de hielo, lo que implica que un determinado mecanismo de iniciación de drenaje puede prevalecer en un lugar y no en otro (TWEED & RUSSELL, 1999). De esta manera, la hidrología de un sistema glacial está caracterizada por la periódica u ocasional liberación de grandes cantidades de agua almacenada (**Figura 4**), provocadas por el vaciamiento repentino de lagos ubicados dentro, sobre, subyacente o en los márgenes de un glaciar, como también frente de él, producto de una barrera morrénica (PEÑA & ESCOBAR, 1983; BENN & EVANS, 1998; RICHARDSON & REYNOLDS, 2000).

En Chile, desde la década del '50 se cuenta con un registro de varios casos de inundaciones de este tipo (p.e. TANAKA, 1961; HORVATH, 1989; PEÑA & ESCOBAR, 1983; HARRISON *et al.*, 2006). La mayoría de los antecedentes disponibles son fragmentarios, de un nivel técnico variable y se encuentran dispersos en informes inéditos en diferentes empresas y organismos, siendo los estudios formales escasos y sólo se circunscriben a eventos más recientes (PEÑA Y KLOHN, 1990). Sin embargo, existe un interés por compilar dichos eventos (p.e. CARRION, 2007), donde destacan: el vaciamiento del lago Engaño, en Campo de Hielo Norte, el cual provocó una violenta y repentina inundación en Puerto Murta, en 1955 y 1976 (HAUSER, 1993); la interrupción de las operaciones de centrales hidroeléctricas, como las ocurridas: (a) en 1954 en el río Olivares (Región Metropolitana) y la central El Alfalfal (PEÑA Y KLOHN, 1990), (b) en 1981 en el río Cachapoal (Región del Libertador Gral. Bernardo O'Higgins) y su central asociada (PEÑA Y KLOHN, 1990), y (c) en 1985 en el río Manflas (Región de Atacama) y el embalse Lautaro (PEÑA & ESCOBAR, 1987), todas inundaciones provocadas por el vaciamiento de lagos represados por los glaciares Juncal Sur, Cachapoal y Río Seco de los Tronquitos, respectivamente.

Figura 4. Reservas de agua de origen glacial (*Fuente:* FLUBACHER, 2007).



Este tipo de inundaciones ocurren con reiterada frecuencia en países montañosos provistos de importantes casquetes glaciales, dándose esta condición con particular intensidad en Campos de Hielo Norte y Sur (HAUSER, 1993). Es así como, en los últimos años, se han presentado “famosos” casos de vaciamiento de lagos (**Figura 5**):

Figura 5. Revuelo mediático nacional e internacional provocado por el vaciamiento de los lagos Témpanos y Cachet II.

EL MERCURIO

www.emol.com

SANTIAGO DE CHILE, MARTES 27 DE JUNIO DE 2007

Vivi Kreutzberger, tras su enfermedad: "Ha sido un año de mucho aprendizaje".

Sony saca del aire serie que parodió a Presidenta Bachelet.

Camila Silva, la jugadora que podría cambiar la historia del tenis femenino chileno.

Ataque con auto bomba: Siete españoles mueren en atentado suicida en Yemen

Científicos logran resolver el enigma del lago desaparecido



lanacionol

Portada | Opinión | País | Economía | Sociedad | Internacional | Cultura | Deportes | Enlace Regional

ENLACE REGIONAL

Lago desaparecido: expertos aseguran que es un fenómeno frecuente

Debido a las especiales características de la zona en la que se encontraba el lago Témpanos, "no debiera llamar la atención" que nazcan o desaparezcan formaciones de agua que dependan de la dinámica de hielos australes, señalan expertos chilenos.

La extraña desaparición de las aguas del lago Témpanos, en la Región de Magallanes, dada a conocer el miércoles y que produjo sorpresa tanto en Chile como en otros países, respondería a un fenómeno frecuente en la zona, según la visión de algunos expertos.

El lago, de unos 320 metros cuadrados, y que desapareció en menos de dos meses, según personal de la Corporación Nacional Forestal (Conaf), estaba ubicado en la zona del fiordo Témpanos sobre la Patagonia chilena.



elmundo.es

Ciencia y ecología

ESPAÑA | INTERNACIONAL | ECONOMÍA | CULTURA | CIENCIA | TECNOLOGÍA | MADRID | DEPORTES | SALUD | COMUNICACIÓN

Buscar en Google en el mundo.es

TRÁFICO Consulte el estado de las carreteras

COMPRUEBAN QUE SE ESTÁ LLENANDO DE AGUA

Resurge el lago Témpanos, que hace unas semanas desapareció en el sur de Chile

Actualizado jueves 05/07/2007 17:56 (CET)

AGENCIAS

SANTIAGO DE CHILE.- El lago chileno Témpanos, cuya repentina desaparición dejó en mayo pasado estupefactos a científicos y habitantes de la región austral de Magallanes, se está volviendo a llenar de agua, según ha informado la Marina. La desaparición del lago en la región de Magallanes, a 2.000 kilómetros al sur de Santiago, fue constatada el pasado 27 de mayo por funcionarios de la Corporación Nacional Forestal (Conaf).



Los funcionarios comprobaron que el lago, de unos diez kilómetros cuadrados, no estaba y en su lugar

Clarín.com

Viernes 11 de junio de 2007

El País | El Mundo | Cartas de lectores | Sociedad | La Ciudad | Política

SOCIEDAD

CULPÁN AL CAMBIO CLIMÁTICO

"Desapareció" otro lago glaciar en Chile



VACIO EN POCAS HORAS. LO QUE QUEDÓ DEL LAGO CACHET 2.

Un lago glaciar chileno desapareció en pocas horas en la madrugada del lunes. Es la segunda vez que ocurre algo similar en menos de un año, y para los expertos eso es preocupante porque hacia 40 años que no sucedía.

LA TERCERA

Santiago de Chile, martes 17 de junio de 2008. Año 38. N.º 21.188

\$ 400 / P. 1.110 - 832-3711

Lago de Aysén desaparecido en abril ya ha recuperado 70% de sus aguas

Consumo de tal alcohol en escocés nivel más bajo

Argentina anota la de capitales desde

ANFP busca extenderle contrato a Bielsa

LA GACETA.com

May | Edición impresa | Titulares | Último Momento | Ediciones Anteriores | Foros | Imágenes | Videos | Publicar

Vacaciones 09 | Jueves 21 de junio de 2007

San Martín | Mundo

Atletico | Mundo

Clasificados

Gula | Noticias de la semana

Política | Economía | Deportes

Dinero | Espectáculos | Viajes

Noticias de La Gaceta

Información General: Argentina | Mundo | Política | Comunidad | Salud | Foros | Paganos por el mundo

Investigan la misteriosa desaparición de un lago en Chile

Los geólogos están estupefactos. Una expedición de rutina descubrió que el Témpanos se ha secado. En lugar de agua hay un pozo de 30 metros de profundidad.

SANTIAGO DE CHILE. Chile.- Expertos convocados por la Corporación Nacional Forestal de Chile investigan las causas de la desaparición de las aguas del lago Témpanos y la drástica disminución del caudal de un río, ambos ubicados en la Patagonia de ese país.

El hallazgo fue realizado el pasado 27 de mayo, cuando una cuadrilla llegó en una visita de rutina a la zona del fiordo de Témpanos, que se ubica en el límite entre las regiones de Aysén y de Magallanes.

En lugar de las aguas, había una enorme cantidad de 30 metros de profundidad, cuyo relieve presentaba irregularidades en las cuales yacían los enormes témpanos de hielo.



Una playa

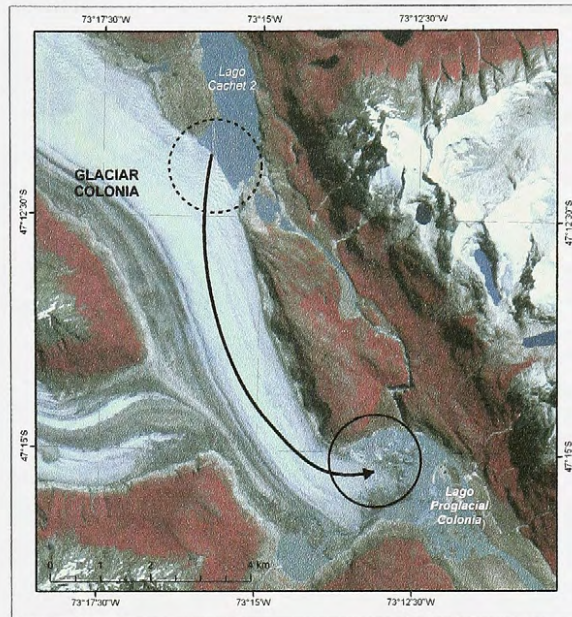
- El primer evento, se detectó el 27 de mayo de 2007 en CHS, en el lago Témpanos, ubicado en las cercanías de los glaciares Bernardo y Témpanos, cuando guardaparques de CONAF en un patrullaje de rutina informaron "que el lago como cuerpo de agua había dejado de existir y en su lugar quedó una gran concavidad expuesta con grandes rajaduras, algunas hendían hasta la pradera circundante, ahora los grandes témpanos se encontraban en el fondo de las grietas o fisuras" (Figura 6). Las especulaciones no se dejaron esperar, entre las que destacaban la del ovni succionador o la enorme grieta que provocó el escurrimiento del agua al centro de la Tierra. Sin embargo, un equipo científico de la Armada y del Centro de Estudios Científicos de Valdivia desentrañaron, hasta ese entonces, el "extraño fenómeno": debido al adelgazamiento del glaciar Bernardo (superior a los seis metros promedio por año) y la dimensión que alcanzó el lago, provocó que el agua fluyera hacia el norte por el borde del Bernardo hacia el mar (CASASSA *et al.*, 2008).

Figura 6. Lago Témpanos, Campo de Hielo Sur, antes y después de su vaciamiento (Fuente: Diario El País, el 21/06/2007).



- El segundo evento, se desencadenó entre el 6 y el 7 de abril de 2008 en CHN, en el lago Cachet II, represado por el glaciar Colonia, siendo alertado por Jonathan Leidich, un empresario y lugareño de la zona. Dicho evento, provocó el desborde del río Baker y la consiguiente inundación de numerosos terrenos aledaños a los ríos Colonia y Baker, incluyendo cercos y partes de la carretera Austral, sin tener registros de desgracias personales. Sin duda, las altas temperaturas que experimentó la región de Aysén ese verano 2007/2008, favorecieron fuertes tasas de derretimiento del hielo, generando agua de fusión que al acumularse en el lago Cachet II, hizo subir sus niveles, hasta alcanzar un umbral en que el hielo colindante comenzó a flotar (Figura 7), permitiendo la formación de un túnel por donde el agua del lago escurrió en forma súbita (CASASSA *et al.*, 2008). Este evento se presentó en varias ocasiones en los años 2008 (8 de Octubre y 21 de Diciembre), 2009 (5 de Marzo y 16 de Septiembre) y 2010 (5 de Enero), vaciando en cada ocasión cerca de 200 millones de m³ de agua, causando el aumento rápido de los caudales en al menos 2.000 m³/s (DUSSAILLANT *et al.*, 2009).

Figura 7. Túnel generado que provocó el vaciamiento del Lago Cachet II, Campo de Hielo Norte (*Fuente:* Gentileza CECS).

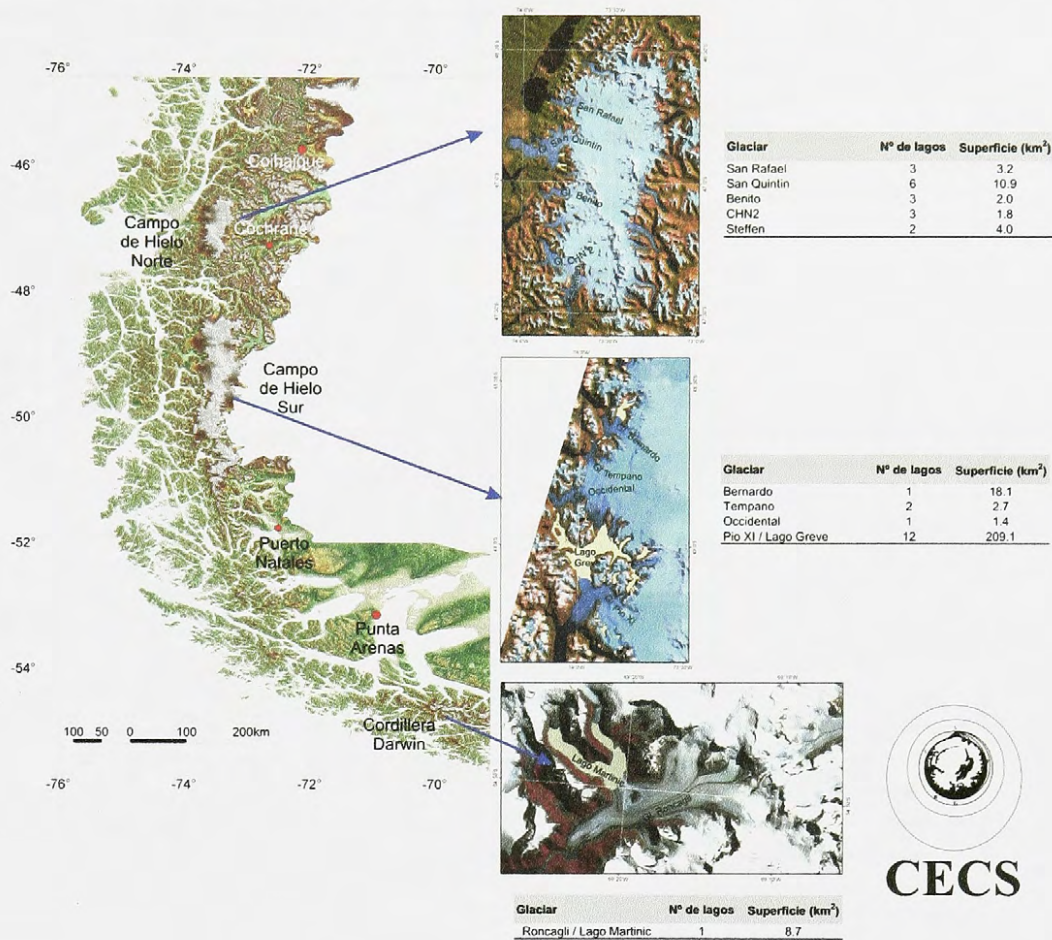


En ambas ocasiones, los expertos del CECS acudieron en aviones equipados con instrumental láser a bordo para explorar la zona, iniciando un programa de monitoreo y seguimiento de lagos con potencial riesgo de vaciamiento. Los resultados fueron dados a conocer a finales de septiembre de 2008, donde la mayoría se concentra en la Patagonia, específicamente, en Campo de Hielo y la Cordillera Darwin (*Fuente:* La Tercera, 03 Agosto 2008). En total fueron identificados 38 lagos, que suman una superficie de 280 km² (**Figura 8**).

2.3. Un caso de estudio: el Lago Greve

Es frecuente que el avance de un glaciar bloquee el drenaje de algún afluente lateral a su valle, y aún más peligroso es que el avance del glaciar llegue a bloquear el drenaje del valle principal ya que crea un dique de hielo que, eventualmente, se puede romper y generar una gran inundación (TWEED & RUSSELL, 1999; MILANA, 2004), conocida como "Ice Dammed Lake Outburst Flood" (IDLOF). Este fenómeno ha ocurrido en Argentina, ya que en el año 1934 el glaciar Grande del Plomo tuvo un avance de este tipo, y llegó hasta el valle principal bloqueando justamente al río del Plomo. Al romperse esta represa, se produjo una gran inundación que destruyó varias obras civiles a lo largo del río Mendoza (MILANA,

Figura 8. Principales lagos embalsados por glaciares en Patagonia (Fuente: Gentileza CECS).



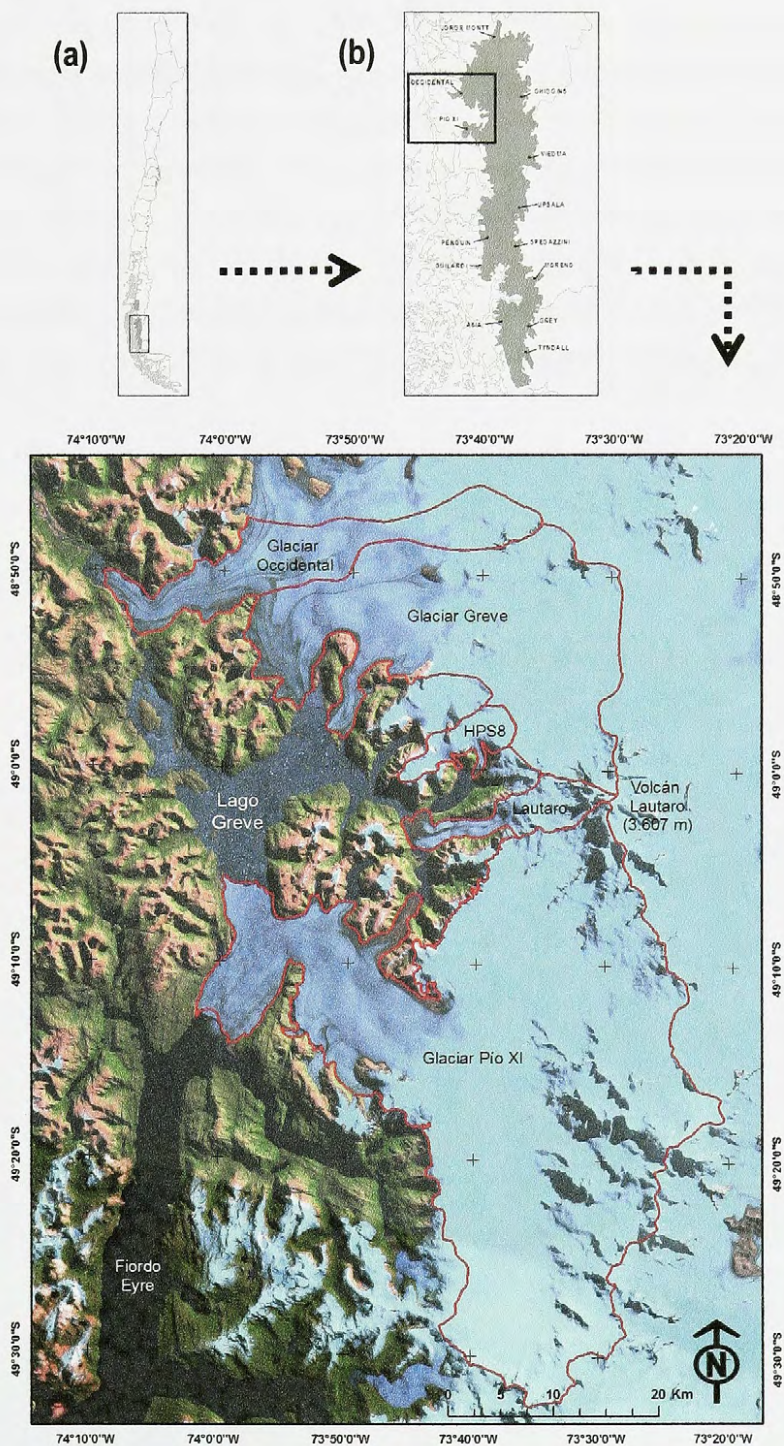
2004). En Patagonia se conoce el caso del glaciar Perito Moreno, donde han ocurrido varias crecidas catastróficas durante el siglo pasado (Tabla 1), producto del avance del glaciar Moreno (p.e. NICHOLS & MILLER, 1952; MERCER, 1964), que al chocar con la península Magallanes actúa como una presa que embalsa el brazo sur del lago Argentino, o brazo Rico, subiendo el nivel de este último en más de 10 m, tal como lo evidencian antiguas líneas de costa en la periferia del lago, colapsando un túnel que se va abriendo progresivamente en el frente del glaciar. Aunque, sin lugar a dudas, deben existir numerosos casos de este tipo de fenómeno en lugares despoblados, donde no existen registros.

Tabla 1. Fechas de embalsamientos y rupturas del Brazo Rico del Lago Argentino, Argentina, debida al avance del Glaciar Perito Moreno (Fuente: ANIYA & SKVARCA (1992), STUEFER (1999), SKVARCA & NARUSE (2005) y STUEFER *et al.* (2007) en www.glaciologia.cl). (*) Dos fechas por año indican grandes rupturas de hielo debido a desagües violentos del lago embalsado.

Fecha de embalsamiento del Brazo Rico del Lago Argentino	Fecha de ruptura	Altura del embalsado Brazo Rico respecto del Lago Argentino (m)	Area inundada (km ²)
1917	1917	-	-
1934/35	1934/35	-	-
Invierno 1939	17-02-1940	10,5	-
Invierno 1941	-	14,9	-
Dic-46	-	-	-
Nov-47	Primavera 1947	2,6	-
Abril-Diciembre 1948	-	-	-
Jul-51	02-03-1952	12,7 (11,3)	66,7
Sep-52	30-03-1953	14,4 (12,8)	74
Jul-54	14-09-1954 y 10-10-1956 (*)	26,7 / 25,6 (26)	88
Ago-59	15-02-1960 y 31-03-1960 (*)	13,1 / 11,6	-
Sep-62	25-02-1963	15,7	93,6
Ago-64	10-02-1966 y 25-02-1966 (*)	28,4 / ~27	-
	1970	-	-
	1972	-	-
	1975	-	-
	1977	-	-
	1980	-	-
	1984	-	-
	17-02-1988	-	-
Feb-04	12-15/03/2004	9,35	-
Mar-06	10-13/03/2006	-	-
Jul-08	04-09/07/2008	-	-

De esta manera, el lago Greve ubicado en Campo de Hielo Sur se presenta como un caso particular de estudio (**Figura 9**), ya que fue represado en 1963 por los repentinos avances del glaciar Pío XI. Dicho glaciar se caracteriza por ser temperado y poseer una gran dinámica, con un área de 1.263 km² y una lengua de 65,7 km, es el más grande del CHS (RIVERA, 1992; RIVERA & CASASSA, 1999). Este glaciar posee numerosos antecedentes históricos y científicos, que evidencian la alta variabilidad de la posición de su lengua terminal; desde una posición de máximo retroceso en 1830; un fuerte y repentino avance entre 1926 y 1928, que embalsó el valle del río Greve; un retroceso importante en 1945; un reavance entre dicho año y 1976, lo cual finalmente formó un lago de 240 km²; la estabilización e incluso ciertas manifestaciones de retroceso en algunos sectores y fuerte avance en otros en 1992 (RIVERA, 1992). Sin embargo, desde este último ciclo de avance, el glaciar ha tendido a retroceder lentamente hasta marzo del año 2000 (RIVERA *et al.*, 2000), por lo tanto si continúa con esta tendencia puede generar un vaciamiento del lago Greve.

Figura 9. Área de estudio, donde se señalan las principales cuencas delimitadas en este estudio, en base a un mosaico de imágenes satelitales LANDSAT del año 2000. Además se presenta: (a) el contexto a nivel nacional y (b) la ubicación en Campo de Hielo Sur, utilizando la cartografía digital de la Dirección General de Aguas.



Por otra parte, las características y el nivel del lago Greve han sido controlados también por los glaciares Occidental, Greve y Lautaro, por lo que cualquier variación de estos glaciares puede generar cambios en el lago, y a su vez, una respuesta dinámica en los glaciares (Andrés Rivera, *comunicación personal*). Por lo tanto, si se toman en cuenta dichas características es necesario continuar con investigaciones, por cuanto no se puede descartar un evento de gran magnitud, como un debilitamiento de la lengua terminal del Pío XI producto del adelgazamiento y/o retroceso del glaciar, y la consiguiente evacuación del lago Greve en dirección al sur, con todos los impactos que esto conllevaría (RIVERA, 1992; RIVERA & CASASSA, 1999). Si bien este lago no presenta antecedentes previos de vaciamientos como los ocurridos en el brazo sur del lago Argentino (glaciar Perito Moreno), posee todas las características necesarias que describe la literatura para que ocurra dicho fenómeno y además una amplia información del lugar, lo cual postula al lago Greve como un excelente laboratorio para este tipo de eventos.

3. OBJETIVOS E HIPÓTESIS

3.1. Objetivo General

Analizar la respuesta del lago Greve, Campo de Hielo Sur, a variaciones glaciológicas, lacustres y climáticas que permitan determinar un posible vaciamiento de éste.

3.2. Objetivos Específicos

- Estudiar el comportamiento de los glaciares que controlan e influyen en el lago Greve, especialmente los glaciares Occidental, Greve, Lautaro y Pío XI.
- Determinar las características y el comportamiento del lago Greve, así como las relaciones que se generan con los glaciares adyacentes.
- Aplicar modelos de vaciamiento disponibles al caso del lago Greve que permitan, dadas sus características, conocer la probabilidad de ocurrencia de un desagüe en el lugar.
- Definir escenarios climáticos que reflejen variaciones del glaciar Pío XI, posibilitando un vaciamiento.

3.3. Hipótesis de Trabajo

En el actual escenario de cambio climático, donde la variabilidad natural del clima ha sido afectada por el hombre, la frecuencia y en algunos casos la magnitud de peligros asociados a glaciares, tendrán un considerable aumento. Más aún, este tipo de eventos puede afectar áreas que no contaban con estos fenómenos en sus registros históricos. De esta forma, se puede presentar un rápido vaciamiento del lago Greve como resultado de la dinámica de los glaciares que lo controlan.

4. MARCO TEÓRICO

4.1. El glaciar como sistema

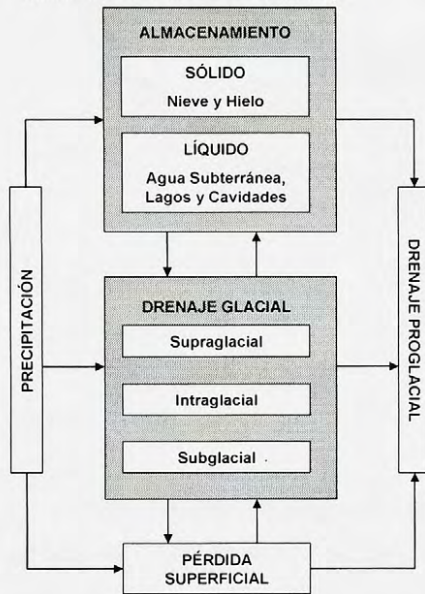
4.1.1. Hidrología glacial

El término "glaciar" puede ser definido, según LLIBOUTRY (1956), como toda masa de hielo, formada por acumulación de nieve, cualquiera sean sus dimensiones y su forma, que fluye bajo su propio peso hacia alturas inferiores. Sin embargo, según POST (1971 en MARANGUNIC, 1979), la definición se complica porque: a) incluso la acumulación de nieve invernal o estacional muestra propiedades de flujo; b) pueden existir masas de hielo perenne de dimensiones importantes pero que no evidencian flujo; c) glaciares anteriormente activos pueden estancarse y dejan de mostrar evidencias de flujo; y d) acumulaciones de hielo perenne alimentado por avalanchas desde glaciares colgantes, frecuentemente muestran poco movimiento. Por ello, actualmente, este término es definido como una masa de hielo en la superficie terrestre que fluye por gravedad pendiente abajo, y es forzado por presión interna y fricción basal y lateral (ZEMP *et al.*, 2007). Un dato importante es la temperatura que tenga la masa de hielo, ya que contribuye a controlar la evolución cristalográfica de la nieve, así como los procesos de fusión. Es así como se pueden distinguir 3 categorías: (a) glaciar frío, el cual posee una temperatura del hielo inferior a 0° C en la zona de alimentación, y la ablación es generalmente escasa, provocando una diagénesis lenta. Generalmente, una onda fría congela el total de la masa durante el invierno, impidiendo el aumento de temperatura en el verano; (b) glaciar temperado, el cual posee en toda su masa la temperatura de fusión del hielo, la que varía con la presión que depende en forma directa del espesor de hielo, su densidad y la aceleración de gravedad; (c) glaciar politermal, el cual posee una temperatura del hielo que está bien por debajo del punto de fusión, pero en la base de la lengua terminal, pueden alcanzarse temperaturas cercanas al punto de fusión, lo que genera cierto nivel de derretimiento estival (BENN & EVANS, 1998).

Los glaciares temperados se comportan como reservas naturales de almacenamiento de agua, reteniendo una mayor cantidad de precipitación invernal en las áreas de acumulación y liberando anualmente grandes cantidades de agua, con fuertes peaks diurnos y estacionales asociados a la entrada de energía solar y de precipitaciones (LAWSON, 1993). Asimismo, el movimiento de los glaciares es sensible a la presión y distribución de agua en el área basal, y algunos mecanismos de flujo, tales como el deslizamiento basal, son virtualmente imposibles en la ausencia de agua líquida. El agua también contribuye substancialmente a la erosión glacial, al transporte de detritos y depositación, como un agente directo y en conjunto con el hielo (BENN & EVANS, 1998). Por ello, es fundamental para varios temas en

glaciología entender el movimiento del agua a través de un glaciar temperado, entre los que destacan la dinámica glacial, inundaciones asociadas a glaciares y la predicción de pérdidas desde cuencas englaciadas (FOUNTAIN & WALDER, 1998).

Figura 10. Fuentes de agua y caminos de captación en áreas englaciadas (Fuente: Modificado de BENN & EVANS, 1998).

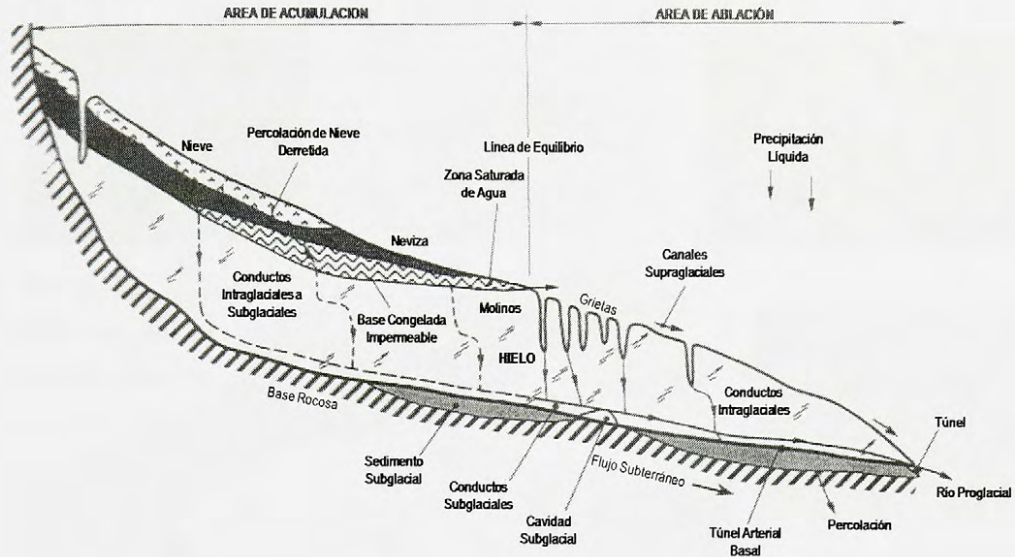


El sistema de drenaje interno es complejo y su conocimiento está basado en mayor grado en la teoría, con sólo limitadas mediciones y observaciones de campo (LAWSON, 1993). El drenaje sobre y a través de un glaciar refleja la permeabilidad del hielo, donde el agua puede entrar al sistema glacial (Figura 10), a partir del derretimiento de hielo y nieve, las precipitaciones, el rocío y la liberación de agua almacenada desde acuíferos o ríos tributarios (BENN & EVANS, 1998), mediante pasajes intergranulares, venas y conductos, los que alcanzan la base del glaciar. En ese lugar, el flujo puede ser una película delgada o estar concentrado en conductos, cavidades o grandes túneles que alimentan las corrientes que drenan hasta la parte terminal del glaciar (LAWSON, 1993). Así, el agua derretida proveniente de la nieve

estacional y permanente, se descarga en la superficie del glaciar mediante canales supraglaciales o entra al glaciar directamente a través de varias maneras.

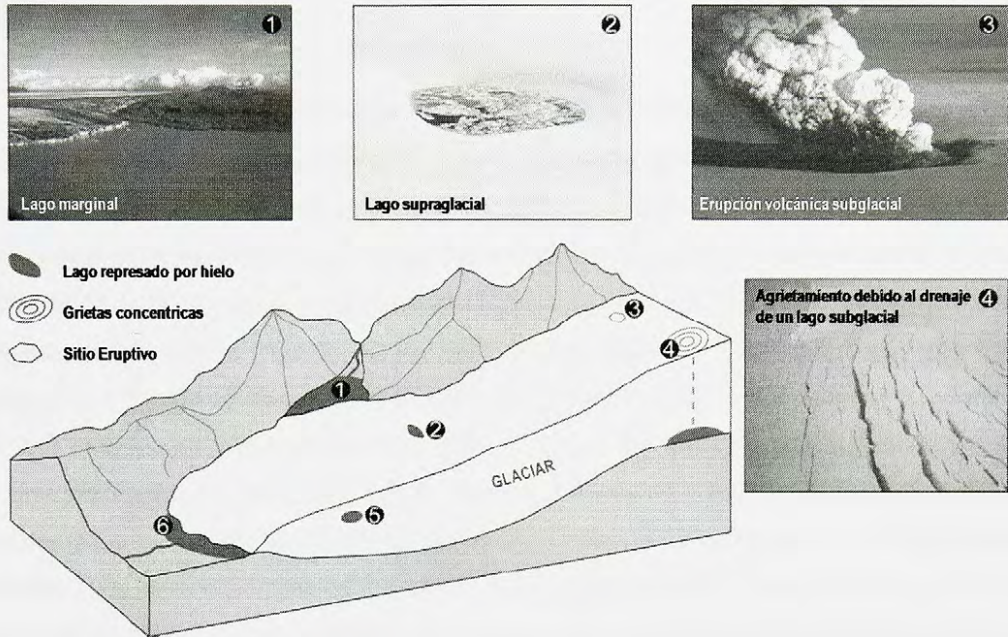
Un sistema de drenaje ideal en un glaciar temperado (Figura 11), consiste en: (1) pequeñas venas (de tamaño micrométrico) alimentando progresivamente grandes tubos (de tamaño milimétrico) y conductos (de gran tamaño, centímetros) con profundidades crecientes bajo la superficie del hielo; (2) grandes recipientes de drenaje, incluyendo molinos y grietas, los cuales alimentan los conductos que se unen en la zona intraglacial como un sistema arborescente de corredores (FOUNTAIN & WALDER, 1998); y (3) en la base del glaciar, el sistema subglacial puede consistir en una serie de conductos, los cuales pueden estar unidos por cavidades y de grandes túneles (mayor a 1 metro de diámetro), y además puede probablemente existir una película delgada de agua en la base del glaciar donde no se encuentren conductos o túneles. Dichas formas de drenaje subglacial varían en respuesta a varios factores como la composición y la topografía de la base del glaciar, el espesor del glaciar, la pendiente superficial del hielo y el suministro de agua (LAWSON, 1993).

Figura 11. Diagrama de una sección transversal del sistema hidrológico de un glaciar temperado (Fuente: Modificado de LAWSON, 1993).



Por otra parte, se pueden encontrar lagos asociados a glaciares (Figura 12), donde destacan por un lado, los “lagos represados por hielo” (o “ice-dammed lake”), definidos como un substancial cuerpo de agua permanente, localizado en, sobre, bajo o en los márgenes de un glaciar, tal que su existencia depende de alguna manera del represamiento del glaciar (TWEED & RUSSELL, 1999). Dichos lagos pueden ser tan pequeños como $<1 \text{ km}^2$ o pueden cubrir miles de kilómetros cuadrados, siendo la profundidad de éstos controlada por la topografía o el hielo mismo, dependiendo de la relación entre el terreno local y el espesor del hielo (BENN & EVANS, 1998). Los lagos supraglaciales, subglaciales y marginales, represados por hielo, son los tres tipos principales de lagos almacenados en glaciares discutidos en la literatura, pero la investigación ha tendido a concentrarse en el comportamiento de tales lagos una vez establecidos, antes que el foco sea los controles de formación (TWEED & RUSSELL, 1999). Y por otro lado, los “lagos asociados a una represa morrénica”, se forman generalmente en sectores anteriormente ocupados por glaciares y tras una morrena terminal. En otras palabras, con el retroceso de los glaciares en el Pleistoceno, vastas cantidades de detritos, movidos e incorporados dentro del hielo, durante un reciente periodo de enfriamiento climático que culminó a finales del siglo XIX (“Pequeña Edad del Hielo”), fueron depositados en morrenas terminales y laterales (CLAGUE & EVANS, 2000), los cuales represaron valles y depresiones de una forma irregular y formaron diversas cuencas lacustres (WETZEL, 1983).

Figura 12. Localización de lagos en un glaciar: (1) laguna marginal, (2) laguna supraglacial, (3) sitio eruptivo, (4) grietas concéntricas, (5) lago intraglacial, (6) laguna proglacial y (7) cámara magmática (Fuente: ROBERTS, 2005).



4.1.2. Glaciares con frente desprendentes

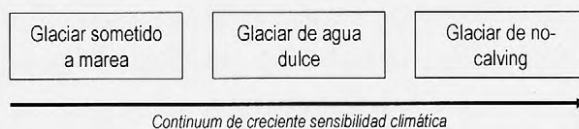
El "calving" es una importante componente en la pérdida de masa en varios glaciares del mundo, mediante una condición que facilita el desprendimiento de bloques de hielo desde el frente del glaciar (BENN *et al.*, 2007), clasificándose en glaciares sometidos a mareas ("tidewater glaciers") y glaciares sometidos a agua dulce ("freshwater glaciers"). Las variables que actúan en el frente de un glaciar serían la profundidad de éste, el flujo y la densidad del cuerpo de agua en donde se encuentra éste, aunque el calving también está determinado por las grietas formadas en el frente del glaciar, donde las velocidades son bajas y el agrietamiento se limita a causa de la compresión del flujo (WARREN *et al.*, 2003).

Estos glaciares presentan un ciclo que puede explicar su comportamiento, el cual fue descrito por Post en 1975, como una explicación para la alternancia de lentos avances y rápidos retrocesos que han persistido a lo largo del Holoceno Medio y Tardío de casi todos los glaciares temperados con frente desprendentes de Alaska. Los principios de la hipótesis son que: (1) el principal factor que influye el avance y retroceso de estos glaciares es la profundidad del agua en el frente desprendente; (2) el ciclo no

está relacionado directamente al clima, excepto quizás al inicio del retroceso; y (3) el ciclo de avance y retroceso continuará mientras el glaciar continúe con su dinámica de desprendimiento de témpanos (TRABANT *et al.*, 2003).

En Sudamérica meridional, según WARREN & ANIYA (1999), el calving es importante por dos razones: (a) la gran mayoría de las lenguas glaciales en Campos de Hielo termina en aguas sometidas a mareas en fiordos chilenos o en agua dulce en lagos proglaciales en el flanco este de los Andes, asociándose el comportamiento de Campos de Hielo incuestionablemente a dicha dinámica; (b) por la evidencia o registro geomorfológico glacial y su relevancia paleoclimática, ya que este tipo de glaciares se relaciona de una manera diferente con el cambio climático debido a la sensibilidad que tiene con la topografía y a la fuerte correlación existente entre tasas de desprendimiento de témpanos y la profundidad del agua en el término del glaciar, por lo que entender la interacción entre este tipo de glaciares y el clima se torna importante para interpretar el pasado, supervisar el presente y predecir el futuro ya que algunos actuales glaciares son muy sensibles al cambio del clima, mientras que otros no lo son. De esta manera, en términos de sensibilidad climática (**Figura 13**), los glaciares sometidos a agua dulce ocupan un lugar intermedio entre los glaciares sometidos a mareas (menos sensibles) y los glaciares de no-calving (más sensibles). Las posibles razones para estos diversos comportamientos incluyen la contrastante flotabilidad en los desprendimientos (en función de si es agua dulce o salada), los contrastes en la química del agua y las tasas longitudinales de presión, así como las velocidades del flujo resultantes del efecto flotabilidad de la lengua terminal, pero probar empíricamente estas posibilidades es difícil debido al peligroso ambiente (VENTERIS, 1999).

Figura 13. Esquema que establece la potencial respuesta al cambio climático (*Fuente: WARREN *et al.*, 2003*).



Durante el Siglo XX la mayoría de los glaciares se han retirado, pero las dinámicas particulares de este tipo de glaciares han generado algunas excepciones llamativas a esta tendencia regional (WARREN & ANIYA, 1999), produciendo avances sostenidos (por ejemplo el Glaciar Pío XI y el Perito Moreno), retrocesos acelerados (por ejemplo el Glaciar O'Higgins y el Marinelli) y los que se han mantenido por mucho tiempo estacionados (por ejemplo el Glaciar Calvo).

4.2. Riesgos de origen glacial como respuesta de los glaciares frente al cambio climático

Los glaciares son importantes indicadores del cambio climático (HUBBARD *et al.*, 2005; KÄÄB *et al.*, 2007; CASASSA *et al.*, 2007), ya que los cambios en las condiciones atmosféricas (tales como radiación solar, temperatura del aire, precipitación, viento y nubosidad) influyen el balance de masa y energía de un glaciar (IPCC, 2007b; ZEMP *et al.*, 2007). Sin embargo, las respuestas de los glaciares son complejas y no dependen exclusivamente del clima, sino que también de factores topográficos y glaciodinámicos (RIVERA & CASASSA, 1999; RIVERA *et al.*, 2000). Por lo tanto, existen muchos factores que pueden influir en el balance del sistema, haciendo que los glaciares avancen y retrocedan, encontrando un nuevo equilibrio dinámico (BENN & EVANS, 1998).

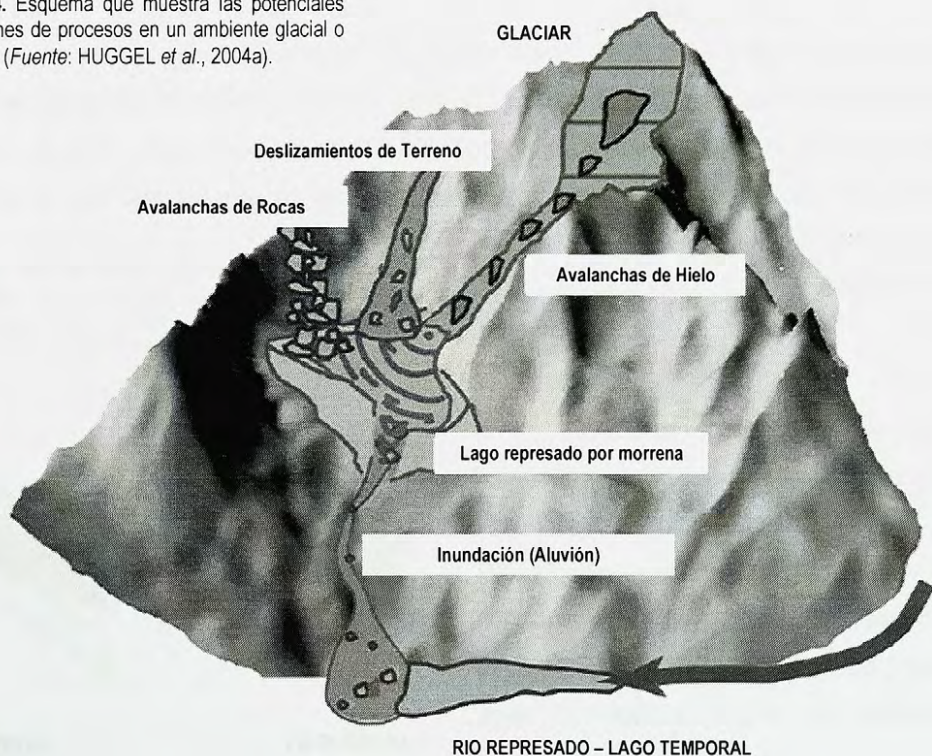
Después de la "Pequeña Edad del Hielo", alrededor de 1870 (VILLALBA, 1994; KOCH & KILIAN, 2005; HARRISON *et al.*, 2007; MASIOKAS *et al.*, 2009), los glaciares han tenido una tendencia generalizada de retroceso frontal y adelgazamiento, pero en las últimas décadas se han adelgazado a tasas que no pueden ser explicadas por las tendencias históricas (CASASSA *et al.*, 2007; ZEMP *et al.*, 2007), debido presuntamente al calentamiento climático (ROSENBLÜTH *et al.*, 1997; HUBBARD *et al.*, 2005; HARRINSON *et al.*, 2006; IPCC, 2007b). El actual comportamiento climático, donde existe un continuo aumento en las temperaturas y una disminución de las precipitaciones, afecta el comportamiento de los glaciares. Los resultados son una elevación en la altura de la línea de nieves y una elevación simultánea de la línea del equilibrio (ELA) (CARRASCO *et al.*, 2005), provocando principalmente que los balances de masa en los glaciares, sean negativos. Es decir, al elevarse la línea de equilibrio (ELA), se reduce la zona de acumulación y aumenta la de ablación, generando el inicio del retroceso y la pérdida de superficie en un glaciar.

El retroceso de los glaciares no sólo es una evidencia clara del cambio climático, sino que también tiene un gran impacto en la disponibilidad de recursos hídricos en períodos secos, en la estabilidad del ecosistema y en el desarrollo económico (CASASSA *et al.*, 2007; ZEMP *et al.*, 2007). Asimismo, el retroceso puede influenciar el desarrollo de situaciones de alto riesgo (GROVE, 1987; HUGGEL *et al.*, 2004b; SALZMANN *et al.*, 2004; CAREY, 2005; CASASSA *et al.*, 2007), como el incremento en la formación, crecimiento y desaparición de lagos represados por morrenas o hielo, y el incremento de avalanchas de hielo, entre otros. Más aún, eventos de origen glacial pueden comenzar a

afectar áreas que no contaban con estos fenómenos en sus registros históricos (HUGGEL, 2004; KÄÄB *et al.*, 2005a; IPCC, 2007a; ZEMP *et al.*, 2007).

Los peligros asociados a glaciares constituyen una significativa amenaza para las personas y la infraestructura cercana, sobretodo si se suma que los procesos involucrados en los riesgos de origen glacial son altamente complejos y a menudo no son conocidos adecuadamente (HUGGEL *et al.*, 2004a). Existen dos principales tipos de peligros de carácter glacial: por un lado, los *peligros directos*, los cuales involucran la acción directa del hielo y/o nieve e incluyen eventos tales como avalanchas de hielo, inundaciones desde lagos represados en un glaciar y avances de glaciares; y por otro, los *peligros indirectos*, que surgen como consecuencia secundaria de una característica glacial o proceso y pueden incluir catastróficas rupturas de lagos represados por morrenas o problemas en la disponibilidad de agua asociados con el retroceso de glaciares y el cambio climático (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000). Además, al considerar los ambientes glaciales y periglaciales como sistemas altamente dinámicos (Figura 14), las interacciones generadas dentro de éstos son de gran importancia, debido al potencial sinérgico que tienen para causar grandes catástrofes, representando serios riesgos cuando interactúan con sistemas humanos (HUGGEL *et al.*, 2004b; KÄÄB *et al.*, 2005a; KÄÄB *et al.*, 2005b; ZEMP *et al.*, 2007).

Figura 14. Esquema que muestra las potenciales interacciones de procesos en un ambiente glacial o periglacial (Fuente: HUGGEL *et al.*, 2004a).



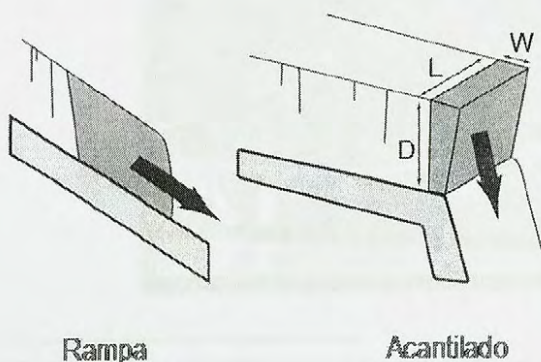
Existen procesos estrechamente relacionados con la actual variabilidad climática como las inundaciones, las cuales se han presentado de manera frecuente desde mediados del siglo XX en el país, producto de: (a) el retroceso de glaciares que favorece la formación lagos en sectores anteriormente ocupados por ellos, tras una morrena terminal, siendo estas barreras morrénicas estructuralmente débiles e inestables, experimentando constantes cambios debido a rupturas, desplomes etc. (THOMAS & CHAMLING, 2005; CAREY, 2005; KÄÄB *et al.*, 2005a); y, (b) una mayor tasa de adelgazamiento del glaciar y otros factores involucrados que favorecen eventualmente la formación de lagos sub, intra y supraglaciales, reflejando cambios en las condiciones glaciológicas asociadas a las fluctuaciones del glaciar. No obstante, algunos riesgos de origen glacial no están directamente relacionados con el cambio climático (GROVE, 1987), especialmente los asociados a la interacción glacio-volcánica (STERN, 2004); además, la actividad efusiva y geotermal existente en varios conos volcánicos, puede estar acelerando el retroceso de los glaciares, debido al aumento de la ablación y deslizamiento basal, aumento del flujo de hielo por mayor deformación interna, y una mayor ablación superficial por el cambio de albedo que puede generar la depositación de cenizas y lavas, sobre nieve y hielo (Andrés Rivera, *comunicación personal*).

4.2.1. Avalanchas de hielo

Las avalanchas son deslizamientos de grandes masas de hielo, asociadas normalmente a glaciares en pendientes escarpadas, donde la geometría y la condición térmica del frente del glaciar, constituyen un factor clave de control en la estabilidad de estos cuerpos de hielo (ALEAN, 1985). Avalanchas de este tipo han sido las causantes de grandes catástrofes, sobretodo por los grandes

volúmenes de material en movimiento y las distancias recorridas (LEN & ASOCIADOS, 2001).

Figura 15. Tipos de avalanchas de hielo (*Fuente:* HUGGEL *et al.*, 2004a). Los parámetros para determinar el potencial desprendimiento para un glaciar tipo-acantilado ("cliff-type"), incluyen largo (L), ancho (W) y espesor (D).

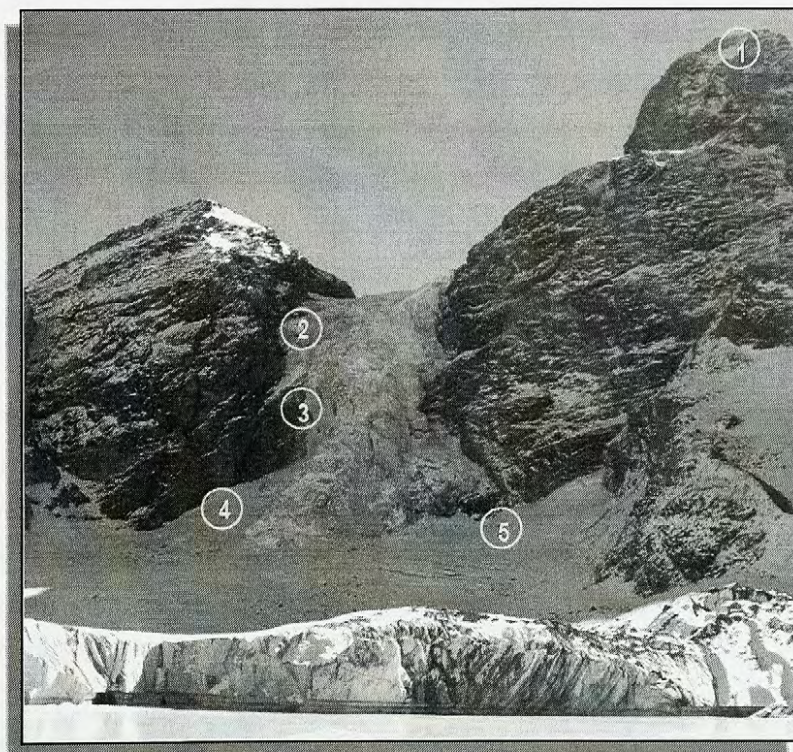


Completos estudios sobre este tipo de fenómenos, son escasos y con un limitado conocimiento del proceso (HUGGEL *et al.*, 2004a). Sin embargo, se sabe que las condiciones para que se inicie una avalancha, según ALEAN (1985), depende de dos tipos de áreas morfológicas (**Figura 15**): tipo-rampa

("ramp-type") y tipo-acantilado ("cliff-type"). El primer tipo, son avalanchas desde glaciares situados en zonas con fuerte pendiente, donde el mecanismo desencadenante es el deslizamiento de una masa de hielo por la superficie rocosa producto de una reducción en la adhesión. Mientras que, el segundo tipo son avalanchas desde glaciares colgantes donde ocurre algún quiebre fuerte en la pendiente, que debido a la fuerte tensión y presión dentro del frente del glaciar, se generan seracs¹.

Aunque las avalanchas de hielo son frecuentes y representan la evidencia palpable de flujo activo en un glaciar (POST & LACHAPELLE, 2000), como mecanismo natural de ablación, acumulación y/o de traspaso de masa entre ambas zonas (SALZMANN *et al.*, 2004; POST & LACHAPELLE, *op cit*). En Chile no se han registrado casos catastróficos de este tipo, ya que estos fenómenos se manifiestan en lugares recónditos y despoblados (Figura 16); sin embargo, pueden generar un alto impacto en la población debido al incremento en el último tiempo de actividades humanas en estas zonas, por ejemplo personas que por deseos turísticos y/o recreativos se exponen a este proceso natural (CARRION, 2007).

Figura 16. Glaciar colgante del Morado (Cajón del Maipo, Chile), una situación típica de un glaciar tipo acantilado ("cliff-type"). Cerro Morado (1), frente colgante del glaciar (2), trayectoria de la avalancha (3), pequeños depósitos en el fondo (4), y andinistas practicando sobre el glaciar (5).



¹ Caídas de bloques o pináculos de hielo o neviza, formados por un conjunto de grietas (POST & LACHAPELLE, 2000).

4.2.2. Fluctuaciones de glaciares

Este fenómeno se asocia con avances o retrocesos de un glaciar, los cuales causan inundación de terrenos (avances) o escasez de agua por adelgazamiento del glaciar, sobretudo en períodos secos (REYNOLDS GEO-SCIENCES LTD, 2003). Los impactos directos de estos eventos sobre la sociedad, son considerados a menudo como uno de los peligros “sigilosos”, ya que el avance normal de un glaciar es típicamente no-catastrófico, siendo muy improbable que se pierdan vidas producto de esto, aunque representa un peligro potencial producto de la interrupción causada por inundaciones de terrenos, hogares e infraestructura (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000). Mientras que ciertas zonas pobladas pueden ser vulnerables al avance de algún glaciar, la mayoría de los glaciares en Chile han estado retrocediendo durante el siglo XXI (RIVERA *et al.*, 2000).

Además, las fluctuaciones en las posiciones terminales o cambios en las velocidades de flujo de un glaciar pueden producir una variedad de peligros indirectos como represar un río por la extensión de una lengua de hielo, generando una posible inundación de origen glacial (como posteriormente se describirá); así también, iniciar procesos de remoción en masa producto de variaciones en las velocidades de flujo del hielo ya que puede tener un efecto desestabilizador en las laderas de un valle y/o en las morrenas terminales (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000). Según los mismos autores, el daño acumulativo de eventos de alta frecuencia y baja magnitud puede ser tan destructivo como el creado por un evento más catastrófico, e incluso ser más grande que éste en el largo plazo.

4.2.3. Glaciares en “surge”

Si bien la mayoría de los glaciares en todo el mundo han estado retrocediendo durante el último siglo, aumentando la tasa de recesión durante las décadas pasadas, como resultado del calentamiento global (HARRISON *et al.*, 2006), se tienen casos en los que sucede todo lo contrario, avanzan. Quizás lo más particular de este hecho es que sólo está en conexión con ciertos glaciares, siendo la razón de estos avances, su ocurrencia y el mecanismo que explica ello, temas actuales de discusión (p.e. SHARP, 1988; RIVERA *et al.*, 1997a; MILANA, 2007).

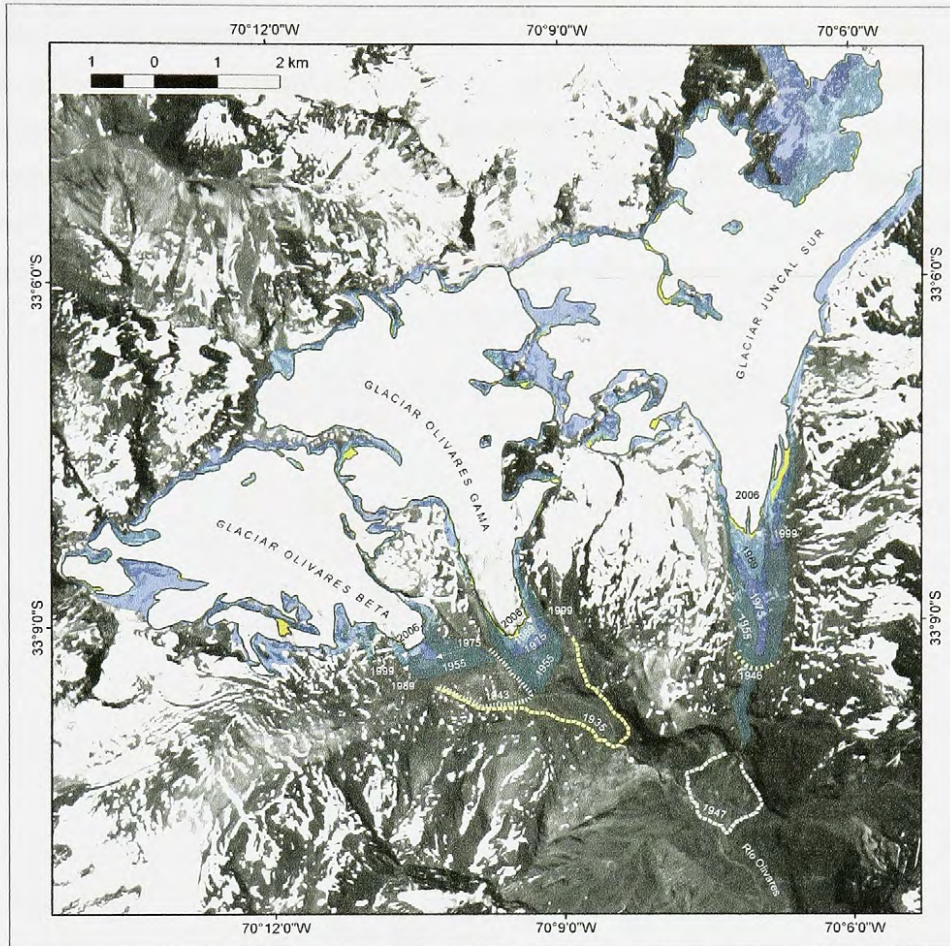
Un glaciar en “surge” se caracteriza por presentar rápidos y bruscos avances de su frente, en un periodo de tiempo relativamente corto, normalmente semanas a meses (POST & LACHAPPELLE, 2000;

QUINCEY *et al.*, 2005), alcanzando velocidades muy elevadas y superiores a las normales, lo cual se generaría por un traspaso rápido de masa desde la zona de acumulación a la de ablación (PATERSON, 1994). Además, un aumento del espesor y agrietamiento del glaciar, acompañan usualmente el surge (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000). Se estima que los glaciares que entran en *surge* se encuentran asociados a montañas relativamente jóvenes y tectónicamente activas (PATERSON, 1994), aunque los sismos no son mecanismos detonantes de este fenómeno (MILANA, 2004). Si bien la relación entre la longitud del glaciar, la geología y la tendencia a un “*surge*” es poco clara, la longitud del glaciar y la geología pueden influir en la velocidad y la configuración de la superficie rocosa respectivamente, siendo dos variables claves que determinan el comportamiento a largo plazo del glaciar (BENN & EVANS, 1998).

Este fenómeno a menudo parece ocurrir en glaciares particulares, con cierta periodicidad y magnitud, no estando en conexión con tendencias climáticas generales, lo que complica su estudio para predecir su comportamiento (MILANA, 2004). Asimismo, cuando un surge alcanza un rápido avance del frente del glaciar, puede llevar problemas asociados con inundación de terrenos, propiedad e infraestructura (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000). Ríos o fiordos pueden ser temporalmente represados por el avance de la lengua de un glaciar, como sucedió en el valle del río Olivares en 1954, donde el avance del glaciar Juncal Sur obstruyó el drenaje normal de los glaciares Olivares Alfa, Olivares Beta y Olivares Gamma (**Figura 17**), generando una pequeña laguna en la cabecera del valle del río Olivares, que posteriormente se vació, interrumpiendo la operación de la central hidroeléctrica El Alfalfal (LLIBOUTRY, 1956; PEÑA & KLOHN, 1990; CARRIÓN, 2007).

La hipótesis más aceptada para explicar estos extraños avances, originalmente sugerida por LLIBOUTRY (1958) y luego modelada físicamente por KAMB (1987), es que por alguna razón el sistema de drenaje subglacial, que juega un rol fundamental en el deslizamiento de un glaciar, cambia de un sistema de túneles grandes a un sistema de cavidades unidas por canaliculos. Si los glaciares se mueven principalmente por una combinación de deslizamiento basal y deformación plástica del hielo, en los glaciares templados el deslizamiento basal es mucho más importante que la deformación plástica. Un simple análisis físico de las presiones hidrostáticas ejercidas en la base del glaciar (PATERSON, 1994), indica que dicha presión es mínima si se tiene un túnel principal, pero aumenta drásticamente si este túnel es bloqueado y el drenaje debe seguir un camino alternativo de pequeñas cavidades conectadas por conductos pequeños, los cuales son mantenidos abiertos debido a la alta presión hidrostática que se genera. Esta alta presión hace que el glaciar esté parcialmente flotando, reduciéndose el rozamiento basal de una manera notable, lo que permite la alta velocidad observada en un surge.

Figura 17. Variaciones frontales de los glaciares Olivares Beta, Olivares Gama y Juncal Sur, donde se aprecia el avance y posterior retroceso de éste último, que provocó el vaciamiento de una laguna (Fuente: MASIOKAS *et al.*, 2009).

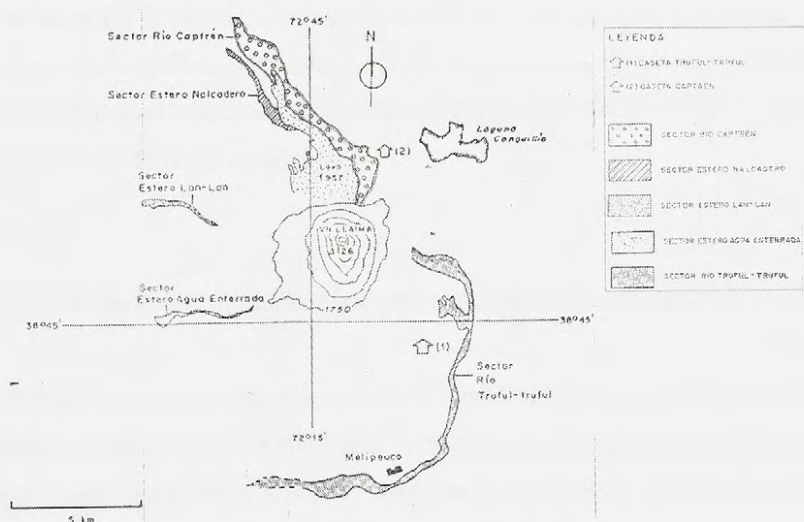


4.2.4. Lahares

El término "*lahar*" adquiere la connotación de un flujo hiperconcentrado, vinculado a procesos de origen volcánico, cuyo comportamiento, energía, velocidad y productos difieren sustancialmente de cualquier otro tipo de flujos (HAUSER, 1993). STIEFEL (1962) propone una clasificación genética de éstos, donde sean llamados "*lahares glaciovolcánicos*", aquéllos que obtienen el agua como resultado de la fusión de nieves y glaciares por la energía térmica de las erupciones. Sin embargo, es importante mencionar que se dispone de antecedentes respecto de lahares originados por precipitaciones intensas, denominados "*lahares fríos*" o "*de lluvia*", como el ocurrido en el volcán Yate, sur de Chile, en 1896 (HAUSER, 1985).

En Chile, se ha registrado una serie de violentas y catastróficas erupciones que ilustran un fuerte dinamismo y actividad a lo largo del país (p.e. GONZÁLEZ-FERRÁN, 1995), produciendo el derretimiento del hielo lo que desencadena catastróficas inundaciones y lahares; aunque el impacto del volcán en un glaciar incluye además avalanchas de hielo y nieve, abrasión superficial y erosión (THOURET *et al.*, 2007), entre varios otros (p.e. RIVERA *et al.*, 2006; BROCK *et al.*, 2007). Los lahares se desplazan y depositan en las quebradas y valles que rodean la estructura volcánica (**Figura 18**), las cuales han sido labradas por el escurrimiento de aguas lluvias, derretimiento de nieve y hielo, y por la propia actividad lahárica (QUINTEROS, 1991), teniendo un rol importante en las condiciones geomorfológicas de varios valles y, gran parte, de la depresión intermedia de Chile Central (ABELE, 1982).

Figura 18. Mapa esquemático que muestra la distribución de los flujos laháricos del Volcán Llaima (Fuente: QUINTEROS, 1991).



Aunque la extensión y longitud de los lahares son características muy variables (RIVERA, 1989), la mayoría de los casos presentados en Chile, alcanzaron grandes distancias desde su punto de origen, sobretudo por la fuerte pendiente de los conos volcánicos, los materiales adquiridos (rocas, árboles, etc.), el volumen generado y la velocidad de recorrido, causando daños muy severos, tanto infraestructurales (destrucción de viviendas, puentes, caminos, terrenos agrícolas, etc) como la pérdida de ganado y, particularmente la pérdida de vidas humanas (CARRION, 2007). Cabe destacar los volcanes Llaima (p.e. MORENO & NARANJO, 1991; NARANJO & MORENO, 1991; MORENO & FUENTEALBA, 1994; PETIT-BREUILH, 1994) y Villarrica (p.e. LARA & CLAVERO, 2004; CASTRUCCIO *et al.*, 2005), los cuales registran una alta y continua actividad eruptiva (PETIT-BREUILH & LOBATO, 1994), y por consiguiente, la

frecuente generación de lahares, siendo éste el peligro volcánico más importante asociado a estos volcanes, según la recurrencia y localización de la población (por ejemplo, Melipeuco y Coñaripe, respectivamente).

4.2.5. Inundaciones de origen glacial

Lejos de ser un fenómeno extraño y accidental, como comúnmente se supone, este tipo de inundaciones son relativamente frecuentes, constituyendo una forma normal de acción glacial (RABOT, 1905). La ocurrencia de este evento presupone: (a) una reserva de agua, que puede provenir directamente desde cualquier sistema de drenaje sub, intra o supraglacial, como desde lagos represados por hielo o morrenas; (b) el subsecuente colapso de ésta; y, (c) su repentina evacuación. Los diferentes mecanismos de iniciación junto con el impacto en la morfología del valle durante las crecidas, asegura que las inundaciones no tengan características parecidas (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000). Fenómeno que será posteriormente abordado en detalle.

4.3. Evolución de la terminología asociada a inundaciones de carácter glacial

La mayoría de las grandes inundaciones en el mundo han sido causadas por la falla de algún tipo de represa natural o artificial (WAYTHOMAS *et al.*, 1996). Es así como la hidrología en algunos sistemas glaciales, está caracterizada por la liberación periódica u ocasional de grandes cantidades de agua almacenada, generando inundaciones repentinas (BENN & EVANS, 1998). Estas inundaciones "catastróficas" se encuentran generalmente asociadas al término islándico "*jökulhlaups*", aunque también han sido conocidas como "*aluviones*" en Sudamérica, "*outburst*" en Norteamérica y "*débâcles*" en algunas partes de Europa (HAUSER, 1993). Sin embargo, durante los últimos años ha existido un gran avance en la comprensión de estos lagos y, a su vez, en el reconocimiento de las complejidades inherentes a este fenómeno y su modelación (TWEED & RUSSELL, 1999), permitiendo encontrar así una caracterización más adecuada para describir dichas inundaciones. Efectivamente, RICHARDSON & REYNOLDS (2000) y posteriormente REYNOLDS GEO-SCIENCES LTD (2003), considerando las diferentes características en relación con los ambientes geográficos donde ocurren y los mecanismos que desencadenan las inundaciones, proponen una leve distinción entre "*glacier outburst*", "*glacial lake outburst flood*" (GLOF) y "*ice-dammed lake outburst flood*" (IDLOF).

4.3.1. Glacier outburst

El fenómeno “*glacier outburst*” se encuentra asociado a rápidas descargas de agua desde un sistema subglacial y/o intraglacial, provocadas por actividad volcánica subglacial, abertura de canales intraglaciales al inicio del periodo de ablación (eventos de primavera) o intensa lluvia (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000; REYNOLDS GEO-SCIENCES LTDA, 2003). El término islándico “*Jökulhlaups*” fue usado inicialmente para describir un tipo de inundación asociada a erupciones volcánicas subglaciales (RABOT, 1905; THORARINSSON, 1939), siendo usado posteriormente como sinónimo para cualquier inundación causada por la descarga repentina, y a veces catastrófica, de grandes cantidades de agua desde un lago de origen glacial (MAIZELS, 1997; ROBERTS, 2005). Sin embargo, en la actualidad se ha intentado volver a utilizar este término para describir inundaciones derivadas de la interacción glacio-volcánica, siendo Islandia el sitio más importante para estudiar este tipo de fenómenos, ya que actualmente el 10% (11.200 km²) de este lugar está cubierto de hielo y el 60% de esta cobertura se encuentra en zonas volcánicamente activas (BJÖRNSSON, 2002).

Las erupciones volcánicas por debajo de un glaciar son violentas expresiones del glaciovolcanismo, ya que crean depresiones en la superficie del glaciar, modificando la línea divisoria de aguas, y derriten rápidamente el hielo, produciendo peligrosas inundaciones. Mientras que el tiempo de las erupciones volcánicas es imprevisible, los *jökulhlaups* ocurren episódicamente como culminación de una serie de eventos, donde la inyección de magma a la superficie genera discretas expresiones de glaciovolcanismo, creando sistemas hidrotermales producto del calor magmático lo que transforma continuamente el hielo en agua, siendo ésta almacenada en el glaciar hasta que se desarrolla un *jökulhlaups* (BJÖRNSSON, 2002). En Islandia, estos eventos han generado pérdida de vidas, destruido campos y cultivos, devastado grandes áreas con vegetación, amenazado caminos, puentes y plantas hidroeléctricas, y generado grandes impactos geomorfológicos (BJÖRNSSON, 1992).

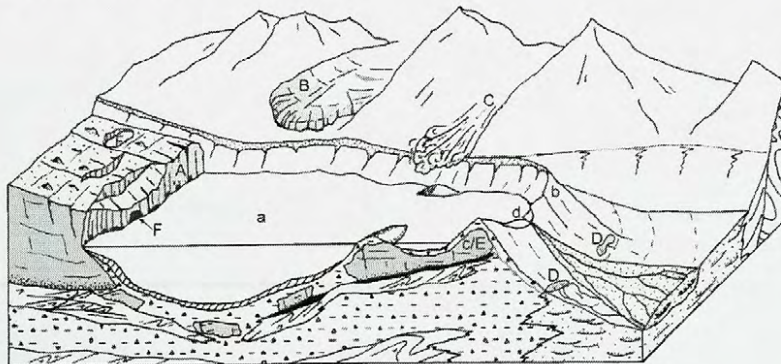
No siendo Chile la excepción, es así como sin registrarse actividad eruptiva en el volcán Hudson, Región de Aysén, en 1973, una “*nueva avalancha de barro y bloques*” se depositó a lo largo del valle del río Huemules hacia el valle de Cupquelán (URRUTIA & LANZA, 1993; NARANJO *et al.*, 1993; GONZÁLEZ-FERRÁN, 1995; PEÑA & KLOHN, 1990).

4.3.2. Glacial Lake Outburst Flood (GLOF)

Un "Glacial Lake Outburst Flood" (GLOF) no es un fenómeno nuevo ya que existe evidencia que la frecuencia de estos acontecimientos ha aumentado en el último tiempo, siendo un término comúnmente usado en los Himalayas para describir catastróficas inundaciones desde lagos proglaciales represados por morrenas (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000). Aunque también se han registrado casos de estas características en la Cordillera de los Andes (HAUSER, 1993; HUGGEL *et al*, 2002; CAREY, 2005) y Norteamérica (CLAGUE & EVANS, 2000), entre otros. La posibilidad de ocurrencia de un colapso y la magnitud de una inundación dependen de variados factores: (a) volumen y tipo del material que conforman la barrera; (b) superficie de la hoya hidrográfica; (c) geometría de la ruta de descarga; (d) régimen hidrológico de la hoya; y, (e) dinámica glacial (HAUSER, 1993).

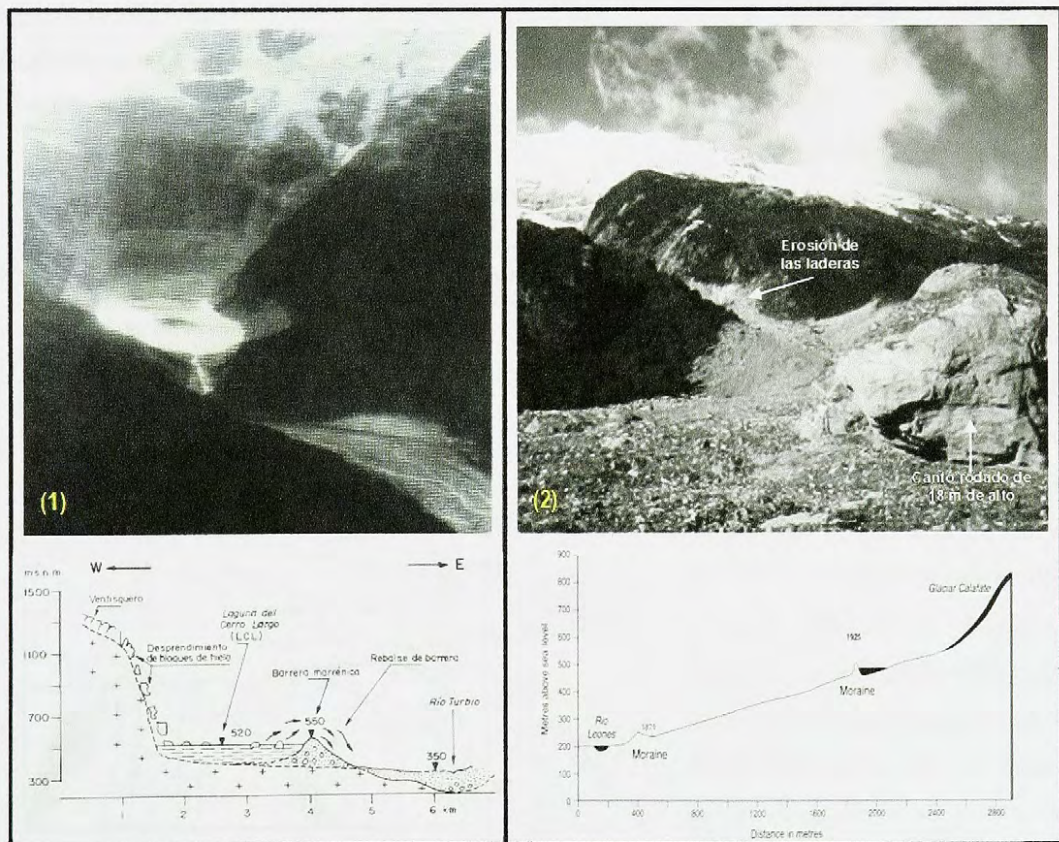
Los componentes de un lago proglacial son presentados en la **Figura 19** y este comprende dos partes: por un lado, las características del lago y, por otro, los procesos que puedan generar la ruptura de la barrera morrénica, tal como el rebalse de la morrena por una ola proveniente del desplazamiento del agua del lago producto de una avalancha de rocas o hielo (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000). Justamente las barreras morrénicas son estructuralmente débiles e inestables y experimentan constantes cambios debido a rupturas, desplomes etc. (THOMAS & CHAMLING, 2005; CAREY, 2005; KÄÄB *et al.*, 2005a), siendo muy susceptibles a los impactos de olas por una avalancha (de roca, nieve o hielo) o a la desintegración de núcleos de hielo dentro de ésta (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000; HUGGEL *et al.*, 2004; HUBBARD *et al.*, 2005).

Figura 19. Diagrama de los riesgos de un lago proglacial represado por morrena. Los factores que contribuyen en el riesgo son (a) el gran volumen del lago, (b) las características de la barrera morrénica, (c) cantidad de hielo contenida en la barrera, y (d) el límite máximo entre el nivel del lago y la cúspide de la morrena. Las potenciales inundaciones provocadas por rebalse, incluyen además una generación de ondas u olas desde (A) glaciares con frente desprendente, (B) glaciares colgantes, y (C) caídas de rocas; (D) filtración de la represa; (E) derretimiento del núcleo de hielo; y (F) desagüe catastrófico desde lagos dentro del glaciar (RICHARDSON & REYNOLDS, 2000).



Por ejemplo, en Campo de Hielo Norte, Chile (**Figura 20**): (1) en el valle del río Soler, el 16 de Marzo de 1989, un desprendimiento de bloques de hielo cayó sobre la laguna Cerro Largo, y causó grandes olas que rebalsaron y colapsaron la morrena por gradual erosión del estrecho canal de drenaje, causando serios daños aguas abajo, como pérdida de viviendas y ganado (HORVATH, 1989; HAUSER, 1993); (2) en el valle del río Leones, a finales del 2000, una gran avalancha de rocas cayó sobre el lago Calafate y provocó grandes olas que rebalsaron y rompieron la barrera morrénica, alterando fuertemente el paisaje aguas abajo, entre el que destaca el represamiento temporal del río Leones y la alteración permanente su curso, entre otros impactos (HARRISON *et al.*, 2006).

Figura 20. Algunos casos de GLOFs estudiados en Chile: (1) vista aérea de la Laguna Cerro Largo, al día siguiente de su vaciamiento, donde se observa que el volumen de aguas remanentes, corresponde al 20-25% aprox. del almacenamiento normal (HORVATH, 1989), y el perfil del lago que muestra el proceso de vaciamiento (HAUSER, 1993); (2) vista hacia el valle del Calafate, desde la mitad del camino recorrido por el GLOF, y su respectivo perfil longitudinal (HARRISON *et al.*, 2006).

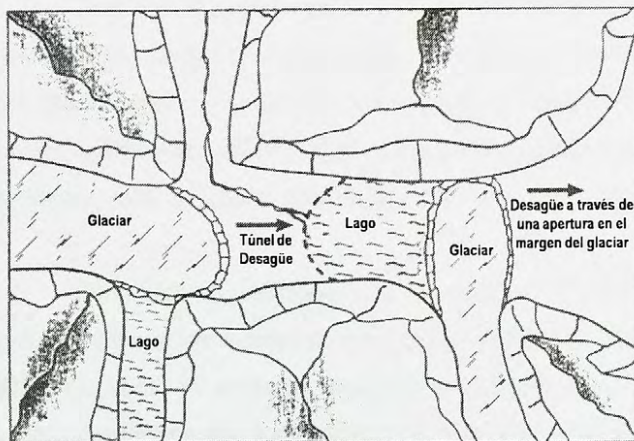


4.3.3. Ice-Dammed Lake Outburst Flood (IDLOF)

El término "Ice-Dammed Lake Outburst Flood" (IDLOF) se refiere a inundaciones, que suelen ocurrir periódicamente, producto de una falla en una represa de hielo (REYNOLDS GEO-SCIENCES LTDA, 2003), siendo identificados varios tipos de mecanismos desencadenantes del drenaje en un lago (CLAGUE & MATHEWS, 1973; TWEED & RUSSELL, 1999). Aunque es muy común la confusión entre lo que provoca el inicio del drenaje y los procesos que controlan las vías de escape del agua (TWEED & RUSSELL, 1999).

Un lago represado por hielo puede ser definido como un substancial cuerpo de agua permanente, localizada en, sobre, bajo o en los márgenes de un glaciar, tal que su existencia dependa de alguna manera del represamiento de un glaciar (TWEED & RUSSELL, 1999). Estos lagos pueden efectuar cambios geomorfológicos considerables en ambientes glaciales por la liberación ocasional o recurrente del agua almacenada dentro de ellos, ya que tienen características temporales: se expanden y contraen en respuesta de las fluctuaciones glaciales (BENN & EVANS, 1998).

Figura 21. Diagrama que muestra los diferentes modos de formación de un lago represado por un glaciar. Un lago creado por el avance de un glaciar en la desembocadura de un valle tributario (figura del lado izquierdo) drena a través de un túnel subglacial. Sin embargo, un lago formado por el avance de un glaciar desde un valle tributario (figura del lado derecho), típicamente drena a través de una apertura subaérea, usualmente en el término del glaciar (Fuente: WALDER & COSTA, 1996).



Donde un glaciar forme una barrera al drenaje local o regional, el agua se almacenará formando un lago represado por glaciar. Este tipo de lagos se pueden formar en tres tipos de lugares (Figura 21): (a) en un valle principal bloqueado por un glaciar; (b) en un lado del valle donde se encuentra bloqueado el drenaje; y, (c) en la confluencia entre dos glaciares (TWEED & RUSSELL, 1999). La profundidad de estos lagos es controlada por la topografía de la desembocadura o por el mismo glaciar, dependiendo de la relación entre el terreno local y el espesor del hielo (BENN & EVANS, 1998).

La mayoría de estos lagos, se desaguan rápidamente vía canales como resultado de cambios en el sistema hidrológico del glaciar o en las relaciones entre las condiciones de presión en las reservas de agua y el hielo circundante (BENN & EVANS, 1998). Aunque, las represas de hielo también pueden fallar por un quiebre repentino, sobretodo cuando se forman por depósitos de avalanchas de hielo o por un glaciar en surge, produciendo altos peaks de descargas (WALDER & COSTA, 1996).

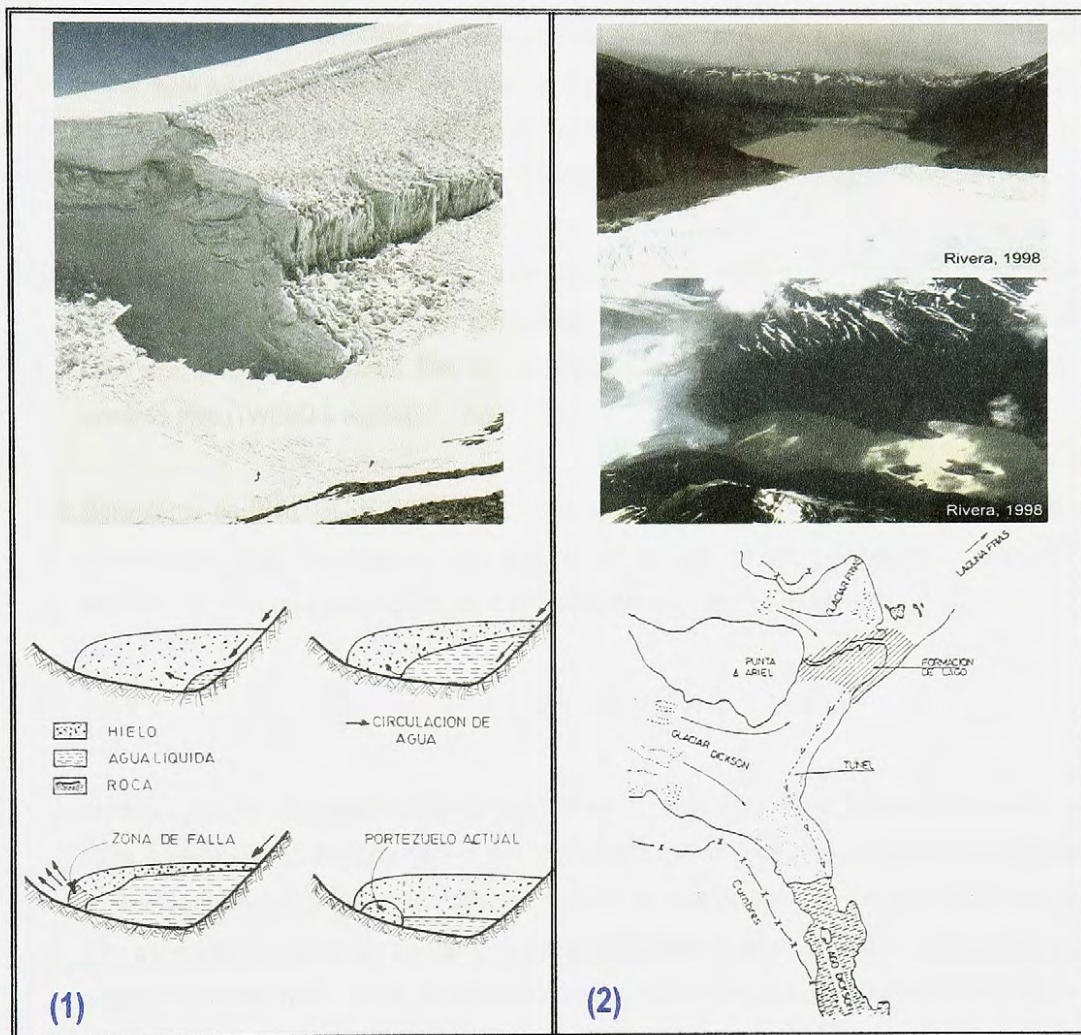
Diversos casos de este tipo se han presentado en el país (**Figura 22**), entre los que destacan: (a) el vaciamiento violento de un lago represado en el glaciar Río Seco de los Tronquitos en el norte del país, el cual provocó un aluvión de 5 Hm³ que ingresó al embalse Lautaro en mayo de 1985 (PEÑA & ESCOBAR, 1987); (b) en la zona central del país, el vaciamiento de una pequeña laguna (0,4 Hm³) represada por el avance del glaciar Juncal Sur, pocos años antes de la fecha, lo que interrumpió las operaciones de la Central Hidroeléctrica El Alfalfal en febrero de 1954 (PEÑA & KLOHN, 1990); (c) en el sur del país, el vaciamiento violento de un lago (250 Hm³) represado por el glaciar Dickson, generó en el verano de 1982-83 grandes crecidas que afectaron el normal flujo turístico del Parque Nacional Torres del Paine ya que inundaron caminos y causaron daños en instalaciones ribereñas (PEÑA & ESCOBAR, 1983); y (d) más recientemente, los vaciamientos de los lagos Témpanos en mayo del 2007 y Cachet II en abril del 2008, anteriormente mencionados.

4.4. Mecanismos de vaciamiento de lagos represados por hielo

Diferentes mecanismos para iniciar el drenaje en lagos represados por hielo, son provocados cuando ciertos umbrales son alcanzados. Es decir, generalmente es aceptado que el inicio del drenaje en este tipo de lagos, ocurre cuando éstos exceden un umbral crítico, lo que depende de la topografía de la cuenca lacustre y las características de la represa de hielo. Por lo tanto, un tipo particular de mecanismo de drenaje puede prevalecer en un sitio y no en otro (TWEED & RUSSELL, 1999).

Ocho tipos de mecanismos de vaciamiento pueden ser identificados, aunque a veces surge la confusión entre la forma como se desencadena el desagüe y los procesos involucrados en él (TWEED & RUSSELL, 1999). Sin embargo, estos mecanismos son sólo algunos casos existentes en la literatura, ya que la naturaleza de este tipo de lago se ve afectada por las fluctuaciones en el espesor de la represa de hielo, como respuesta a cambios en las condiciones medioambientales, los cambios en la batimetría del lago y las variaciones en las tasas de suministro de agua (TWEED & RUSSELL, 1999).

Figura 22. Algunos casos de IDLOFs estudiados en Chile: (1) fotografía tomada en 1985, que muestra el espacio que ocupaba el lago subglacial en el glaciar Río Seco de los Tronquitos, antes de vaciarse (Gentileza Fernando Escobar), y la representación esquemática de la generación del aluvión (PEÑA & ESCOBAR, 1987); (2) fotografías del glaciar y lago Dickson en 1998 (Gentileza Andrés Rivera), y el croquis que detalla lo ocurrido en este sector (PEÑA & ESCOBAR, 1983).



(a) **Actividad volcánica y geotermal subglacial.** El derretimiento por actividad volcánica subglacial, puede generar la fragmentación del glaciar y facilitar el acceso de agua mediante túneles a través del hielo (BJÖRNSONN, 1992). Aunque, generalmente requieren un “gatillador” para iniciar el drenaje como la flotación de la represa de hielo. Paralelamente, la actividad geotermal puede calentar el agua del lago lo suficiente como para generar un conducto a través del hielo, permitiendo que el drenaje ocurra. El drenaje puede ser sub, intra o supraglacial, vía uno o

múltiples rutas. Predecir este tipo de fenómeno es bastante difícil, ya que la predicción ocurre cuando la actividad eruptiva se produjo, siendo a menudo imprecisa.

- (b) **Actividad Sísmica.** El debilitamiento de la represa de hielo por actividad sísmica puede generar que el agua escape por una fractura de la misma. La fracturación de la represa y la consecuente inundación podría ser predicha, dada las magnitudes de los eventos sísmicos; sin embargo, no existe evidencia documentada de este tipo de fenómenos (TWEED & RUSSELL, 1999).
- (c) **Rebalse.** El rebalse de un lago represado por hielo es quizás la causa más simple del desagüe de un lago, ya que es iniciado cuando la profundidad del lago excede (1) el espesor de la represa de hielo; o (2) el control topográfico. Este fenómeno podría explicar el drenaje en lagos represados por glaciares fríos (TWEED & RUSSELL, 1999).
- (d) **Mecanismo de Glen.** GLEN (1954) propone un mecanismo de iniciación de drenaje en un lago represado por hielo, que depende de la profundidad del lago. En una profundidad h , la tensión horizontal en la represa de hielo excede la tensión vertical por una cantidad:

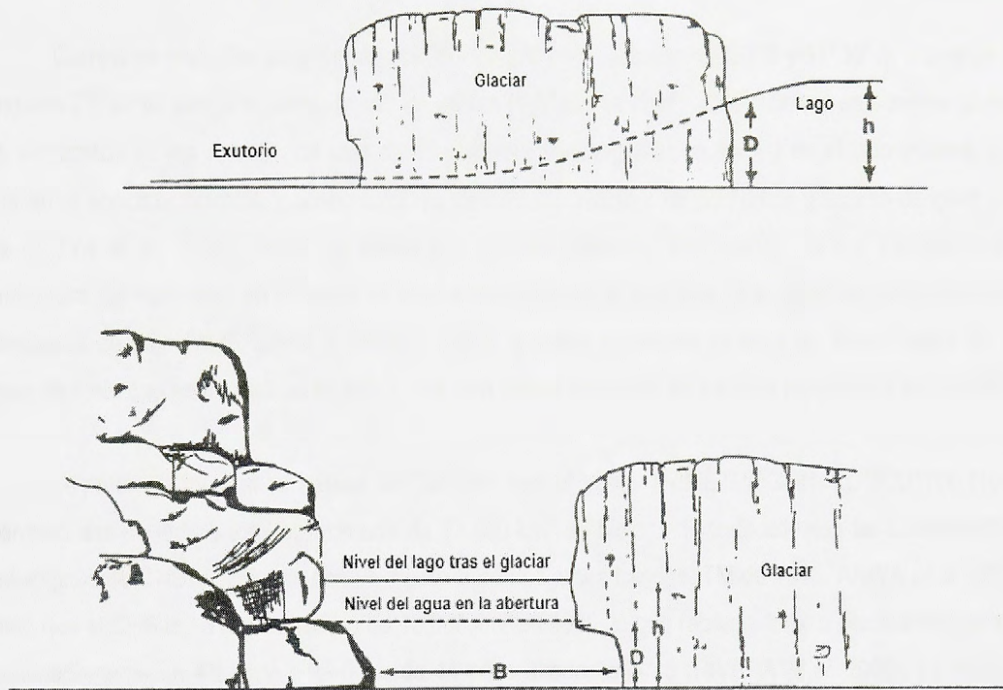
$$[P = (\rho_w - \rho_i) gh]$$

donde ρ_w y ρ_i son las densidades de agua (1.000 kg m^{-3}) y hielo (910 kg m^{-3}), respectivamente, y g es la aceleración gravitacional ($9,8 \text{ m s}^{-2}$). Argumenta que en una profundidad de 200 metros aproximadamente, la presión hidrostática ejerce en la represa de hielo una fuerza suficiente como para generar un túnel a través del hielo, el cual una vez formado, se agrandará por el derretimiento debido a la fricción (NYE, 1976). Sin embargo, existen varios ejemplos en la literatura donde lagos represados por hielo exceden una profundidad de 200 m y no son desaguados por este mecanismo. Este tipo de evidencias contrapuestas hace que la predicción mediante este mecanismo sea una difícil materia (TWEED & RUSSELL, 1999).

- (e) **Sifonamiento.** Para que ocurra un desagüe de este estilo, el lago debe estar conectado a la red interna de drenaje del glaciar. Por lo tanto, este proceso se encuentra fuertemente asociado a la dinámica de presión del agua del sistema hidrológico del glaciar, ocurriendo cuando la presión del agua en el lago excede la presión del agua dentro del sistema interno del glaciar (TWEED & RUSSELL, 1999).

- (f) **Formación de una cavidad subglacial**. Las cavidades subglaciales se forman cuando la fuerza compresiva debido a la velocidad del flujo del hielo alrededor de un obstáculo en la base del glaciar excede la capacidad del hielo para cerrar la cavidad en respuesta a la presión criostática (LLIBOUTRY, 1968). Dicha formación puede ser causada por un incremento en la velocidad del glaciar debido a un aumento en el suministro de agua. Este aumento de agua puede ser provocado por ablación, lluvia o el incremento de agua almacenada. Un incremento en la velocidad del glaciar tiende a abrir las cavidades, mientras que una disminución en la velocidad (o un incremento en el engrosamiento) tiende a cerrarlas. Por consiguiente, la formación de cavidades en la zona basal del glaciar facilita el drenaje. Cualquier predicción de drenaje debido a este mecanismo, requiere una comprensión tanto del comportamiento del glaciar como de las evaluaciones de la profundidad del lago (TWEED & RUSSELL, 1999).
- (g) **Flotación de la represa de hielo**. La teoría de flotación de una represa de hielo se centra en las densidades del hielo y el agua. La densidad del hielo es más menos 910 kg/m^3 , dependiendo del nivel de compresión de hielo (PATERSON, 1994). Es decir, la flotación de la represa y el escape de agua del lago comienza cuando la profundidad del lago excede en un 90% la altura de la represa de hielo. Sin embargo, THORARINSSON (1939) quien fue el primero en describir el proceso en detalle, considera que las grietas, el contenido de detritos en la represa y el nivel de adhesión basal del glaciar pueden tener un impacto en el nivel exacto del lago requerido para provocar la flotación. Es decir, bajo ciertas circunstancias donde el 90% es excedido, se pueden considerar otros factores actuando en el proceso.
- (h) **Ensanchamiento o ruptura subaérea**. WALDER & COSTA (1996) formalizan esta teoría de inundaciones provocadas por un "colapso repentino" de la represa y lo desarrollan en detalle (**Figura 23**). Este mecanismo es muy común, estando asociado a lagos formados por el avance de un glaciar tributario en un valle principal y presentan altos peaks de descargas. La ruptura o ensanchamiento de una represa por el contacto entre el hielo y la pared rocosa, puede iniciar el drenaje ya que esta zona es irregular y discontinua. El escape de agua a través de esta brecha subaérea en la represa de hielo, genera que la energía disipada por el flujo tienda a causar derretimiento del hielo en contacto con el agua, ampliándola. Si el glaciar avanza, probablemente está fracturado y desarrollará túneles subglaciales, aumentando la probabilidad de colapso de la represa.

Figura 23. Esquema de la abertura entre la represa de hielo y la pared rocosa por el derretimiento del hielo (Fuente: WALDER & COSTA, 1996). *Figura Superior:* Perfil longitudinal de la lengua del glaciar que forma la represa. Las líneas discontinuas indican esquemáticamente la superficie del agua a lo largo de la longitud de la brecha. *Figura Inferior:* Perfil transversal de la brecha entre la roca (izquierda) y el glaciar (derecha).



5. ÁREA DE ESTUDIO

5.1. Antecedentes sobre los glaciares que controlan el lago Greve

Campo de Hielo Sur se extiende por 350 km entre las latitudes 48°20' S y 51°30' S, a lo largo del meridiano 73°30'W, con una ancho medio de 35 km (CASASSA *et al.*, 2000), siendo este sector la zona más englaciada de los Andes, con más de 48 glaciares descargando en fiordos en el lado oriental, y en lagos en el sector occidental, y posee también más de un centenar de pequeños glaciares de circo y de valle (ANIYA *et al.*, 1996), todos los cuales son clásicos glaciares temperados, lo que significa que la temperatura del hielo está en el punto de fusión durante todo el año, con altas tasas de ablación y altas velocidades de flujo (WARREN & SUGDEN, 1993), y están unidos en la zona de acumulación por un campo de hielo que es un plateau en altura, con una altitud promedio de 1.600 m (CASASSA *et al.*, 2000).

A partir de fotografías aéreas de 1944/45 con el vuelo TRIMETROGON, LLIBOUTRY (1956) determinó una superficie total aproximada de 13.500 km² de hielo, indicando además las características glaciológicas de CHS. Asimismo, con un mosaico de imágenes Landsat TM de 1986, ANIYA *et al.* (1996) estimó que el CHS tenía una superficie de 13.000 km² en 1986, lo que representa una pérdida de masa de aproximadamente un 4% para el período de 41 años desde 1944/45 (RIVERA *et al.*, 2000). Es decir, la gran mayoría de los glaciares está en retroceso, aunque unos pocos se encuentran en situación de equilibrio y/o avance. Más aún, varios glaciares experimentaron significativos retrocesos frontales entre 1968/1975 y 2000, lo cual asociado al conjunto de Campo de Hielo (de 13.000 km²) implica una pérdida de 13,5 ±0,8 km³ a⁻¹ de hielo durante el período (RIGNOT *et al.*, 2003). El retroceso se explica como una respuesta frente al calentamiento atmosférico y a una aparente disminución de precipitación observada durante el siglo pasado (CASASSA *et al.*, 2000).

Con respecto al área de estudio, LLIBOUTRY (1999) dibujó los frentes de los glaciares Occidental, Greve y Lautaro para el año 1945 (**Figura 24**), y además agregó varias posiciones frontales para el glaciar Pío XI (o Brüggén), haciendo un primer acercamiento a las variaciones frontales de los glaciares del sector de estudio.

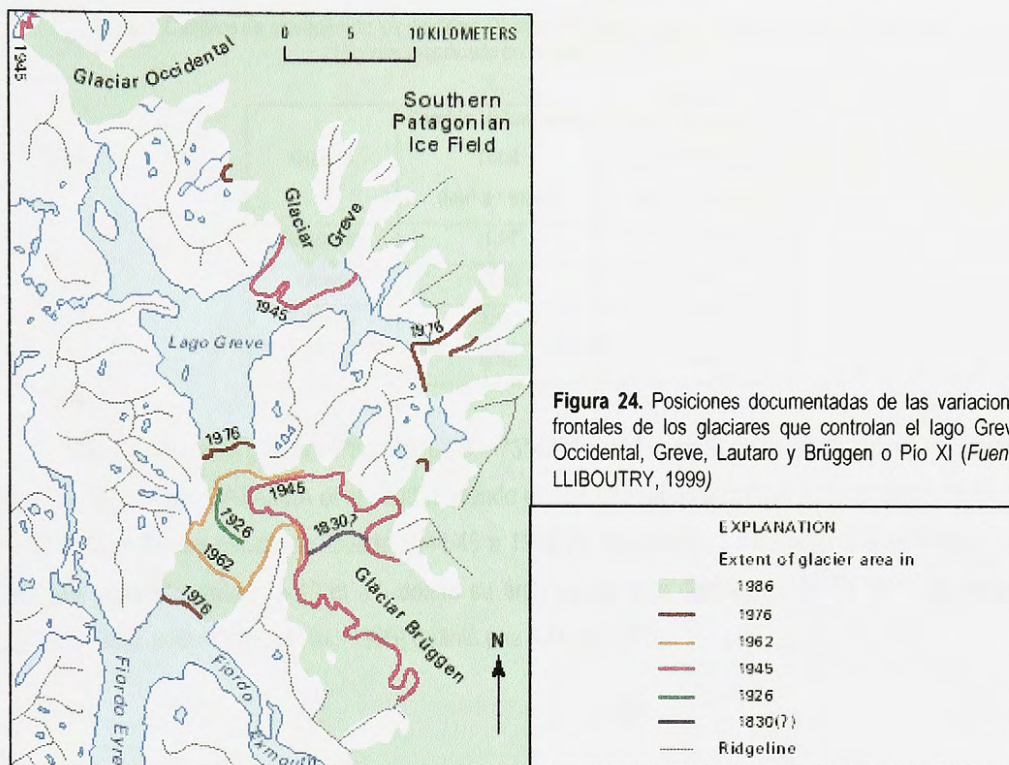


Figura 24. Posiciones documentadas de las variaciones frontales de los glaciares que controlan el lago Greve: Occidental, Greve, Lautaro y Brügger o Pío XI (Fuente: LLIBOUTRY, 1999)

5.1.1. Glaciar Occidental, Greve y HPS8

El glaciar Occidental ($48^{\circ}51'S - 74^{\circ}14'W$, ver Figura 9) se extiende por 49 km y tiene un área total de 244 km^2 (CASASSA *et al.*, 2002). Desde 1944/45 a 1987 su frente ha retrocedido 1.189 m, lo que se traduce en un retroceso promedio anual de 29 m a^{-1} , donde su área se ha visto disminuida en $2,10 \text{ km}^2$ (ANIYA *et al.*, 1997). Además, entre 1975 y el 2000 presentó una pérdida total de volumen de $1,27 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ hielo (RIGNOT *et al.*, 2003), el más fuerte comparado con los demás glaciares estudiados dentro del período (Tabla 2). Por otra parte, ANIYA *et al.* (1996) estimó una AAR de 0,25.

El glaciar Greve ($48^{\circ}58'S - 73^{\circ}55'W$, ver Figura 9) se extiende por 51 km y tiene un área total de 438 km^2 (CASASSA *et al.*, 2002). Desde 1944/45 a 1986 retrocedió 3.690 m, lo que se traduce en un retroceso promedio anual de 90 m a^{-1} , donde su área se vio disminuida en $33,30 \text{ km}^2$ (ANIYA *et al.*, 1997). Entre 1975 y el 2000 presentó un cambio volumétrico negativo de $0,53 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ hielo (RIGNOT *et al.*, 2003). Y finalmente, ANIYA *et al.* (1996) evaluó para este glaciar una AAR de 0,67.

Tabla 2. Cambios de elevación de los glaciares Occidental, Greve, Lautaro y Pío XI entre 1975 y el 2000
(Fuente: modificado de RIGNOT *et al.*, 2003).

Glaciar	Cambio Volumétrico	Cambio Volumétrico
	Total (km ³ a ⁻¹ hielo)	Frontal (km ³ a ⁻¹ hielo)
Occidental	-1,27	-0,13
Greve	-0,53	-0,08
Lautaro	-0,02	0,00
Pío XI	0,52	-0,01

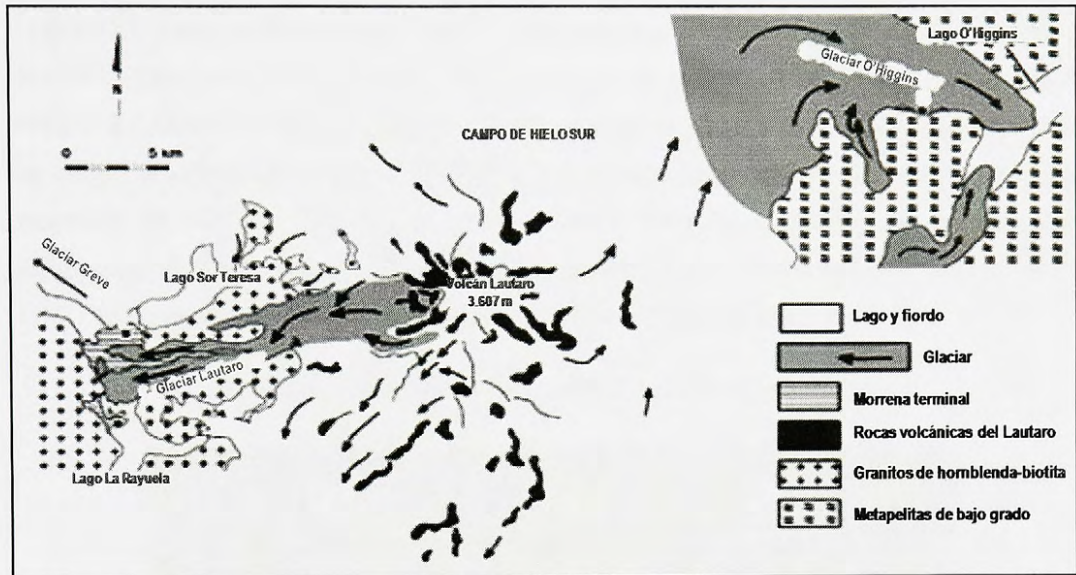
Mientras que, el glaciar HPS8 (49°02'S – 73°47'W, ver Figura 9) se extiende por 11 km y tiene un área total de 38 km² (CASASSA *et al.*, 2002), siendo el más pequeño en comparación a todos los demás y por lo tanto el menos estudiado. Desde 1944/45 a 1986 ha retrocedido 1.640 m, lo que se traduce en un retroceso promedio anual de 40 m a⁻¹, donde su área se ha visto disminuida en 2,4 km² (ANIYA *et al.*, 1997). Por otra parte, ANIYA *et al.* (1996) definió una AAR de 0,66.

5.1.2. Glaciar Lautaro

El glaciar Lautaro (49°03'S – 73°48'W, ver Figura 9), también denominado glaciar HPS9, se extiende por 19 km y tiene un área total de 55 km² (CASASSA *et al.*, 2002). Nace directamente del flanco occidental del volcán homónimo (edificio volcánico de 3.607 m s.n.m., el cual se destaca como el punto más alto en la parte noroeste del plateau de Campo de Hielo Sur), presenta dos cuencas de alimentación, que confluyen y generan un gran glaciar tipo lobular, que desagua hacia el valle del río Greve (RIVERA, 1992). Desde 1976 a 1986 presentó un retroceso promedio anual de 20 m a⁻¹, donde su área se vio disminuida en 0,6 km² (ANIYA *et al.*, 1997). Entre 1975 y el 2000 presentó un adelgazamiento total negativo de 0,02 km³ a⁻¹ hielo (RIGNOT *et al.*, 2003). Y finalmente, ANIYA *et al.* (1996) calculó una AAR de 0,52.

En el área terminal del glaciar, existe una reciente morrena de recesión (con detritos volcánicos), que tiene un relieve de más de 10 m y se encuentra cubierta con escasa vegetación. Esta morrena bloquea un valle del glaciar Greve, formando el Lago Sor Teresa (**Figura 25**). Al sur de esta morrena terminal, otra morrena del glaciar Lautaro se encuentra presente, la cual posee una baja cubierta vegetal, probablemente más antigua (MOTOKI *et al.*, 2006).

Figura 25. Mapa geológico y geomorfológico de la mitad norte de Campo de Hielo Sur, indicando la localización de los glaciares Lautaro y O'Higgins (Fuente: Modificado de MOTOKI *et al.*, 2006).



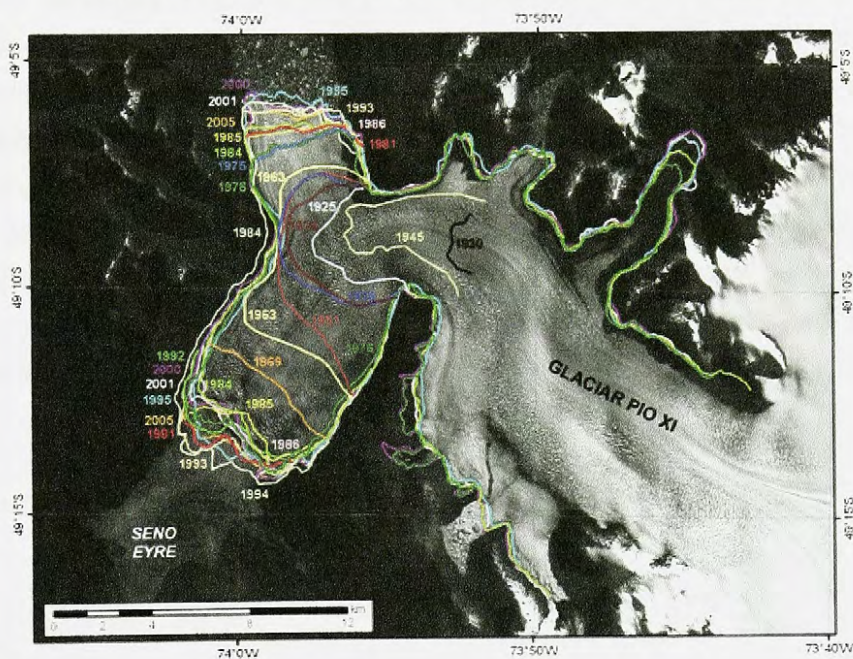
Con respecto al volcán Lautaro, la información disponible sobre erupciones históricas es escasa, debido a la baja densidad de población local. Según MARTINIC (1988), se han documentado 4 erupciones históricas: 1876, 1878?, 1933 y 1959-60. Si se agrega además que, fotografías TRIMETROGON de 1945 muestran al menos tres bandas transversales de depósitos de tefra provenientes del volcán Lautaro en los glaciares Chico, Viedma, Occidental y Greve (LLIBOUTRY, 1999), y que estos depósitos también cubren el sector occidental del volcán: son factores que indican que el Lautaro es un volcán activo, con al menos 2 erupciones en el siglo XX (MOTOKI *et al.*, 2006).

5.1.3. Glaciar Pío XI

El glaciar Pío XI (49°13'S – 74°00'W, ver Figura 9) tiene su origen en el denominado paso de los cuatro glaciares, Cordón Pío XI y Cordón Mariano Moreno, caracterizándose por ser temperado y de gran dinámica (RIVERA, 1992; RIVERA & CASASSA, 1999), se extiende por 64 km y tiene un área total de 1.265 km² (CASASSA *et al.*, 2002), siendo es el más grande del CHS.

Este glaciar posee numerosos antecedentes históricos y científicos, que evidencian la alta variabilidad de la posición de su lengua terminal (**Figura 26**), la cual ha sido analizada entre otros por LLIBOUTRY (1956), MERCER (1964), IWATA (1983), ANIYA *et al.* (1992), RIVERA (1992), WARREN & SUGDEN (1993), WARREN & RIVERA (1994), RIVERA *et al.* (1997a; 1997b), WARREN *et al.* (1997), RIVERA & CASASSA (1999) y RIVERA *et al.* (2000): Desde una posición de máximo retroceso en 1830; un fuerte y repentino avance entre 1926 y 1928, cuando embalsó el valle del río Greve; un retroceso importante en 1945; un reavance entre dicho año y 1976; la estabilización e incluso ciertas manifestaciones de retroceso en algunos sectores entre 1976 y 1985; un fuerte avance en otros en 1992 y 1993, cuando alcanzó una posición de máximo avance y un retroceso el 2000.

Figura 26. Variaciones históricas del glaciar Pio XI (*Fuente: RIVERA et al., 2000*).

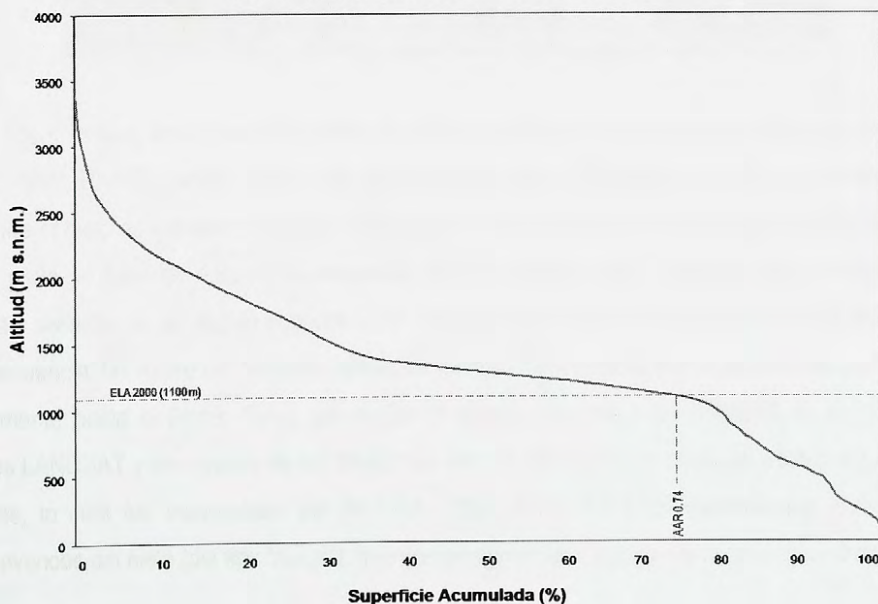


Durante el período 1945-1995 experimentó un avance neto de 10 km (RIVERA & CASASSA, 1999) y por otra parte, entre 1975 y el 2000 presentó un cambio volumétrico positivo de $0,52 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ hielo (RIGNOT *et al.*, 2003), lo cual es un comportamiento único considerando que virtualmente todos los glaciares vecinos están retrocediendo. Dadas las características de alta dinámica, es dable suponer cambios direccionales y de velocidad importantes al interior del glaciar (RIVERA, 1992). La única velocidad medida que existe para este glaciar es tan grande (superior a 50 m d^{-1}), que ha sido interpretada como una velocidad de "surging" (RIVERA *et al.*, 1997b).

En los últimos 50 años el glaciar no ha retrocedido, probablemente debido a que el aumento en la elevación de la ELA ha resultado en un impacto mínimo en la AAR, donde el calentamiento regional ha elevado la posición de la ELA, de 800 m en 1962 hasta 1.100 m en el 2000 (RIVERA & CASASSA, 1999). Según los mismos autores, el glaciar Pío XI muestra una curva con una fuerte pendiente bajo los 1.000 m y sobre los 2.200 m, y especialmente entre los 1.100 y 1.300 m, la curva hipsométrica es mucho más suave (Figura 27), lo cual implicaría que si aumenta aún más la ELA, podría determinar un retroceso en el glaciar.

Aunque diferentes modelos han sido propuestos para explicar la tendencia de avance del Glaciar Pío XI, éstas aún no entregan una explicación convincente (RIVERA & CASASSA, 1999). Sin embargo, las posibles causas que explicarían este anómalo comportamiento en el glaciar Pío XI han sido ampliamente discutidas por WARREN & RIVERA (1994), RIVERA *et al.* (1997b) y WARREN *et al.* (1997), quienes indican que tanto factores topográficos como glaciodinámicos podrían ser los que habrían estimulado estos bruscos avances: (a) un incremento en el deslizamiento debido al aumento de la presión de agua basal, como es típico en glaciares galopantes; (b) un incremento del deslizamiento como resultado de períodos de incremento en la actividad geotermal asociada al volcán Lautaro; (c) un incremento en las precipitaciones durante períodos previos a los movimientos de avance; y, (d) una reducción en la tasa de desprendimientos de témpanos como producto de la menor profundidad del agua en el fiordo debido a la sedimentación proglacial.

Figura 27. Curva hipsométrica del glaciar Pío XI, en base a datos SRTM del 2000
(Fuente: Modificado de RIVERA & CASASSA, 1999).



5.1.4. Morrenas de los glaciares Occidental-Greve y Glaciar Pío XI

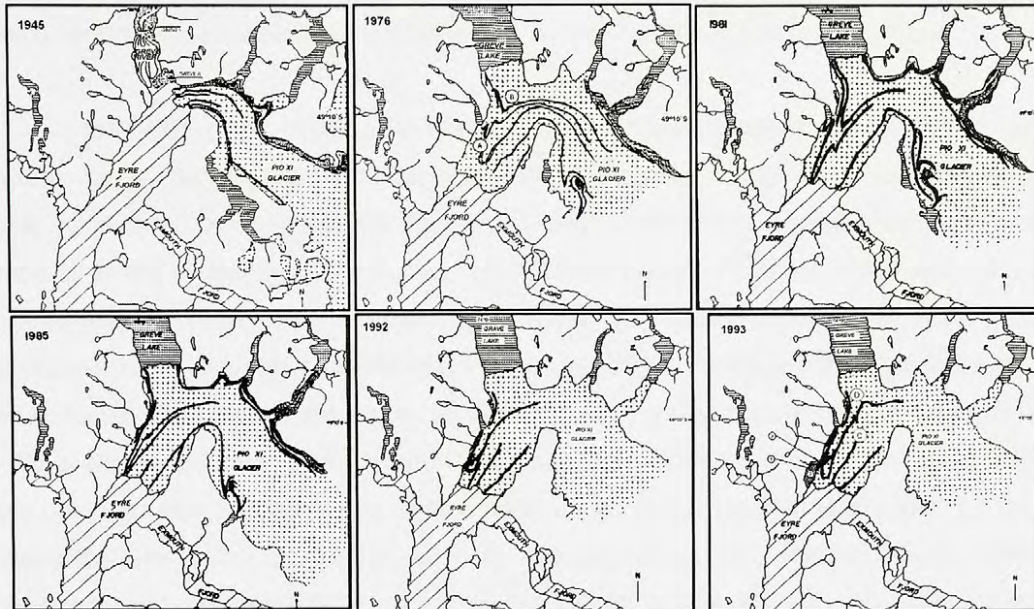
Una interesante característica de Campo de Hielo Sur, es la presencia de bandas de tefra originadas desde el Volcán Lautaro, las cuales fueron descubiertas en fotografías aéreas provenientes del vuelo TRIMETROGON en 1945. En dichas fotografías pueden verse grandes bandas de cenizas volcánicas en los glaciares Occidental y Greve, que LLIBOUTRY (1957 y 1999) asocia a tres erupciones del volcán Lautaro ocurridas de manera regular en el lugar (**Figura 28**).

Figura 28. Fotografía aérea TRIMETROGON de 1945 mostrando tres bandas de tefra en el glaciar Occidental, y que fluyen hacia la derecha, glaciar Greve, descrito por Lliboutry en 1957.



Mientras que, en el caso del glaciar Pío XI las morrenas han sido ampliamente estudiadas (p.e. RIVERA, 1992; RIVERA *et al.*, 1997a), las cuales indican que el flujo está fuertemente deflectado en el área donde el hielo se expande desde el valle principal hacia el norte y sur, formando frentes separados. En esta parte, el hielo se encuentra encauzado por un estrecho valle, donde el flujo diverge hacia la izquierda y derecha en un ángulo superior a 90° hacia el Fiordo Eyre y el Lago Greve, respectivamente. En consecuencia, las morrenas mediales aparecen fuertemente curvadas por el flujo del hielo (**Figura 29**), especialmente hacia el Fiordo Eyre, que recibe la mayor parte del hielo (RIVERA *et al.*, 1997a). En imágenes LANDSAT y en algunas de las fotografías aéreas, las morrenas mediales aparecen fuertemente onduladas, lo cual fue interpretado por RIVERA (1992) como flujos correspondientes a repentinos y veloces avances del hielo (del tipo “surge”), que comprimieron fuertemente las morrenas centrales contra

Figura 29. Esquema del glaciar Pio XI, donde se observan las diferentes posiciones del glaciar y las morrenas asociadas, las letras A y B denotan compresión de morrenas centrales (Fuente: RIVERA *et al.*, 1997a).



la vertiente occidental, inflectando las curvas. Dichos patrones de las morrenas mediales asociados con los avances de 1969-76 y 1992-93, no se observan en los años 1981 y 1985, ya que han desaparecido, las morrenas están derechas, curvadas solamente por el flujo hacia el sur (Fiordo Eyre). Por eso es dable suponer que el glaciar Pío XI es un “*surging glacier*”, ya que además ha presentado rápidas tasas de avance en 1926, 1945-51, 1969-76 y 1992-93 de 7.300, 750, 345 y 400 m/a⁻¹, respectivamente. En el año 2000 una de las morrenas mediales vuelve a presentar un patrón curvado, que supone un nuevo y rápido avance del glaciar. Mientras que, para los años subsiguientes la velocidad estimada osciló entre los 300 y 450 m/a⁻¹.

5.2. Antecedentes sobre la cuenca del Greve

5.2.1. Reseña evolutiva del lago

La historia evolutiva del lago se encuentra estrechamente asociada a los cambios experimentados por el glaciar Pío XI. Este glaciar fue visitado por primera vez por Juan Ladrillero en 1558 (MASIOKAS *et al.*, 2009) y los primeros antecedentes fueron aportados por la expedición del Capitán King a bordo del H.M.S. Adelaide (KING, 1839), la cual entre 1826 y 1836 visitó la zona entre el golfo de Penas

y el Estrecho de Magallanes, dibujando el fiordo Eyre. Esta línea de costa fue reproducida en varias cartas chilenas, donde aparece un fiordo Eyre mucho más largo que en la actualidad, puesto que al fondo del fiordo, se aprecia una nueva entrada hacia el oriente, en lo que actualmente es el glaciar Pío XI.

Entre 1925 y 1928, el glaciar Pío XI avanzó rápida e intempestivamente, afectando a un colono noruego llamado Samsing que intentó fundar una estancia en la cabecera del fiordo Eyre el año 1926, al norte del frente del glaciar, sector descrito como “*un extenso valle con abundantes pastos, que crecían sobre un terreno de aluvión y sobre morrenas de un antiguo glaciar*” (AGOSTINI, 1945), pero que debió abandonar ante el fuerte avance del glaciar. Es así como en los primeros meses de 1925, el trecho entre el glaciar y la orilla occidental del fiordo medía 1 km, no dificultando la salida del valle del río Greve, el cual desembocaba libremente en la cabecera del fiordo Eyre. Sin embargo, a mediados de septiembre de 1926, el glaciar empezó a avanzar rápidamente amenazando cortar el estrecho canal e inundar el valle que el noruego intentó transformar en estancia (**Figura 30**). A las pocas semanas, el glaciar continuó su avance hasta estrellar su colosal frente, de 100 metros de alto, con la orilla opuesta, aplastando el bosque que revestía dicha vertiente (RIVERA, 1992). En este período, al cabo de 3 años, se formó de manera incipiente el lago Greve.

Figura 30. Fotografía tomada al canal pocos días antes que el glaciar cerrara el paso por Samsing en 1926 (Fuente: AGOSTINI, 1945). Se puede constatar que: (a) el glaciar presentaba en su frente sur una considerable acumulación de sedimentos de empuje, evidenciando un fuerte avance en la cabecera del fiordo, (b) que en dicha oportunidad debió tener una profundidad considerable, y (c) se observan los depósitos del río Greve, el cual aparece torrentoso y encauzado contra la vertiente occidental del fiordo (RIVERA, 1992).



En el verano de 1944-45, se realizó el vuelo TRIMETROGON, que entregó las primeras fotografías aéreas del lugar. Basado en dichas fotografías, según RIVERA (1992) se puede observar: (a) un fuerte retroceso del glaciar Pío XI, puesto que éste apenas se introduce en el fiordo Eyre; (b) el cordón morrénico Greve I, producto de un avance anterior a 1925, se encuentra localizado a unos 6 kilómetros al norte de la posición del glaciar en 1945, el cual tiene unos 150 m y está cubierto por escasa vegetación; y, (c) el cordón morrénico Greve II, ubicado a escasos cientos de metros al norte del frente del glaciar en 1945, corresponde a la acumulación de material producto del avance del glaciar en 1926, por lo que está descubierto de vegetación y posee escasa altura, inferior a 50 m.

El Instituto Hidrográfico de la Armada de Chile en 1951 publicó la carta hidrográfica del área, la cual muestra evidencias de un nuevo avance del glaciar Pío XI, con gran preeminencia en dirección al sur, no siendo suficiente dicho avance como para cerrar el paso del río Greve, el cual aparece con gran torrencialidad fluyendo al sur, en dirección al fiordo. Los sondeos de éste último registran escasa profundidad entre 8 y 35 metros, desde el frente del glaciar hasta la boca del fiordo Exmouth, distante unas 7 a 8 millas al sur, pero a partir de dicha boca, la profundidad aumenta progresivamente en dirección al sur (RIVERA, 1992). Un elemento poco claro de esta carta, es que no se aprecia el embalsamiento del río Greve. Sin embargo, el hielo está en contacto con la pared Occidental del fiordo Eyre, por lo que probablemente el río escurría con dificultad por dicho margen, estancándose ocasionalmente y rompiendo el frente al estilo del glaciar Perito Moreno en Argentina.

En 1963, Marangunic definió el frente del glaciar Pío XI unos 5,3 km más al sur de la posición señalada por el IGM para 1945 (MARANGUNIC, 1964). Por lo que se asume que entre 1951 y 1963, el glaciar estuvo prácticamente estabilizado, con un leve avance que permitió comenzar un nuevo embalsamiento del río Greve. No aparecen los depósitos torrenciales graficados en 1945 para esta zona (entre las morrenas Greve I y II). De hecho, las morrenas Greve II han desaparecido bajo el agua, estimándose que el frente norte de la lengua glacial está sobre dichos depósitos. Mientras que, el cordón Greve I todavía es distinguible, llegando el agua unos pocos metros más arriba que en 1945.

En una imagen LANDSAT MSS de 1976, se aprecia que el glaciar Pío XI ha avanzado considerablemente, tanto al norte como al sur, destacándose la gran formación del lago embalsado, el cual desagua por el norte en el frente del glaciar Benito, a través del valle Kaweshkar. Mientras que, en un levantamiento aerofotogramétrico por parte del SAF a escala 1:60.000 en 1984 y 1985, existe un leve retroceso del frente sur del glaciar Pío XI y un avance del frente norte, manteniendo el lago embalsado.

En enero de 1992 y noviembre de 1993, un grupo de científicos visitaron el lugar, percatándose que el glaciar había avanzado un máximo de 700 m y seguía represando el lago Greve. En este periodo, el empuje del hielo generó un lago marginal en sectores que en 1992 estaban descubiertos de agua (Figura 31), y el hielo avanzó directamente sobre el bosque, por lo que en todo el borde del glaciar, los árboles muertos se acumularon y fueron aplastados por el hielo.

Figura 31. Fotografía tomada en 1993 que muestra la formación de una laguna marginal producto del avance del glaciar, el cual represó este valle e inundó el bosque que se encontraba en este sector. En 1992, se podía caminar a lo largo de este valle. (Foto: Charles Warren)



Entre 1993 y 1994, el glaciar continuó avanzando unos 1.000 m hasta llegar a su posición máxima en Octubre de 1994. Mientras que, en 1995 el frente sur del glaciar había retrocedido unos 800 m. Desde 1995 (noviembre) hasta 2000 (marzo), el frente sur continuaba retrocediendo. Finalmente, entre el año 2000 y 2005, el frente sur del glaciar Pío XI volvió a avanzar unos 800 m; mientras que, el frente norte retrocedió unos 370 m. Y en todos los periodos anteriores, el lago embalsado se ha mantenido.

5.3. Antecedentes climáticos de la zona

Para el extremo sur de América, la temperatura ha aumentado por sobre 0,3 - 0,6° C desde finales del siglo XIX, y por sobre 0,2 - 0,3° C desde mediados de los '70 (VILLALBA *et al.*, 2003). El

estudio realizado por ROSENBLÜTH *et al.* (1997) detectó entre 1933 y 1992 tasas de calentamiento cercanos a 1,3 y 2,0° C. Sin embargo, dichas tasas se han acelerado entre 1960 y 1992, donde resultan ser duplicadas especialmente para las estaciones de Antofagasta, Punta Ángeles y Punta Arenas. Aunque la tendencia al calentamiento es evidente en el país, existen periodos de enfriamiento como el registrado entre 1930 y mediados de 1960 (CARRASCO *et al.*, 2005), y el estimado para el periodo 1960-1992, cercano a -1,1° C en Puerto Montt (ROSENBLÜTH *et al.*, 1997).

En otras palabras, el análisis de las temperaturas extremas muestra claras tendencias de calentamiento, donde las temperaturas mínimas han tenido una influencia mayor que las máximas en el calentamiento atmosférico, siendo este proceso claro para todas las estaciones climáticas de Chile a excepción en las de Temuco y Puerto Montt, donde el enfriamiento prevalece (ROSENBLÜTH *et al.*, 1997). Por otra parte, la precipitación como otro componente del cambio climático y que influye en el comportamiento de los glaciares, revela un comportamiento secular caracterizado por una disminución general (tendencia negativa) en Chile para el periodo 1900-2000, especialmente para las estaciones de La Serena, Valparaíso, Concepción y Valdivia (QUINTANA, 2004).

Particularmente, Campo de Hielo Sur (CHS) se encuentra inmerso en la circulación del oeste afectado por el paso frecuente de depresiones frontales, lo que caracteriza un régimen de precipitación con distribución homogénea a lo largo del año (CARRASCO *et al.*, 2002). Sin embargo, este sector no está ajeno a sufrir los efectos de un cambio climático en la zona como consecuencia del incremento de los gases invernaderos, ya que de acuerdo a los resultados de modelos de escala global, se espera un aumento de la temperatura superficial y troposférica en la región del CHS y un cambio en el régimen pluvial con menor precipitación en verano y mayor en invierno respecto al presente, lo cual pueden incidir en una reducción de la actual extensión del CHS (CARRASCO *et al.*, 1998).

Por tal motivo, se han realizado diversos análisis para la caracterización climática del CHS para el pasado siglo a partir de los datos de temperatura del aire y precipitación desde estaciones meteorológicas cercanas, los cuales indican un calentamiento generalizado y una disminución de las precipitaciones hasta mediados del '80, pero no se observan cambios significativos posteriores a dicha fecha. De hecho, las estaciones costeras muestran un incremento en la precipitación después de 1980, lo cual muestra que el comportamiento a mediano plazo de las variables atmosféricas introduce incertidumbres en las predicciones de las consecuencias del cambio climático en el sur de Sudamérica (CARRASCO *et al.*, 2002).

Finalmente, según CARRASCO *et al.* (1998), la línea de equilibrio en CHS se sitúa a unos 500 m por debajo de la isoterma anual de cero grados centígrados, lo que indica la importancia de la precipitación de nieve en el balance de masa de los glaciares, resultando en un descenso de la línea de nieve debido al flujo de los glaciares, que de esta manera eliminan principalmente mediante fusión y desprendimiento de témpanos el exceso de masa que precipita en forma de nieve en las zonas altas. Otra consecuencia de la ubicación de la isoterma cero muy por sobre la línea de equilibrio, es que el hielo de CHS es del tipo templado, es decir, está al punto de fusión durante todo el año.

6. PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

6.1. Materiales

Las principales fuentes consultadas para la recopilación de material bibliográfico fueron: Biblioteca Nacional de Chile, Biblioteca de la Universidad de Chile, Biblioteca del Servicio Nacional de Geología y Minería, Centro de Estudios Científicos (CECS) de Valdivia y el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). También se obtuvieron fotografías aéreas del Instituto Geográfico Militar para los años 1945 y 1981, desde U.S. Geological Survey (USGS) para el año 1963 y de Gateway to Astronaut Photography of Earth para fotografías desde el año 2001 en adelante.

Por otra parte, la proyección de todos los datos utilizados fue cambiada a UTM, el datum corresponde a WGS 84 y al modelo geoidal EGM96, para lograr la superposición y comparar los cambios de los glaciares, del lago y las lagunas. Y varias imágenes se georeferenciaron usando una red de puntos de control identificables en la cartografía y la imagen. Los errores involucrados en el análisis de las imágenes y fotografías se relacionan con las variables de calidad de la imagen (escalas de análisis, momento de la toma, textura de la superficie tomada, condiciones atmosféricas del momento de la toma, etc.), el equipo utilizado, el método de análisis, la calidad y cantidad de los puntos de control utilizados (seleccionados desde cartas topográficas), y la subjetividad implícita del analista.

6.1.1. Datos satelitales LANDSAT y ASTER

Para la determinación de las variaciones frontales de glaciares y areales de lagos, y para la realización del inventario de lagos en la cuenca del Greve, se descargaron una serie de imágenes satelitales LANDSAT y ASTER (**Tabla 3**). Estas fueron obtenidas desde las siguientes páginas web: USGS Global Visualization Viewer (<http://glovis.usgs.gov/>) y del Warehouse Inventory Search Tool (WIST) de la NASA (<https://wist.echo.nasa.gov/api/>).

Las imágenes ASTER fueron descargadas en dos niveles de procesamiento distintos según su disponibilidad. El nivel de procesamiento L1A corresponde a los datos crudos sin ningún tipo de corrección y los datos L1B poseen una corrección radiométrica y de desbandeo.

Tabla 3. Imágenes satelitales seleccionadas para la determinación de variaciones frontales de glaciares y areales de lagos, y para la realización de un inventario de lagos en el sector (GLOVIS: USGS Global Visualization Viewer, y, WIST: Warehouse Inventory Search Tool).

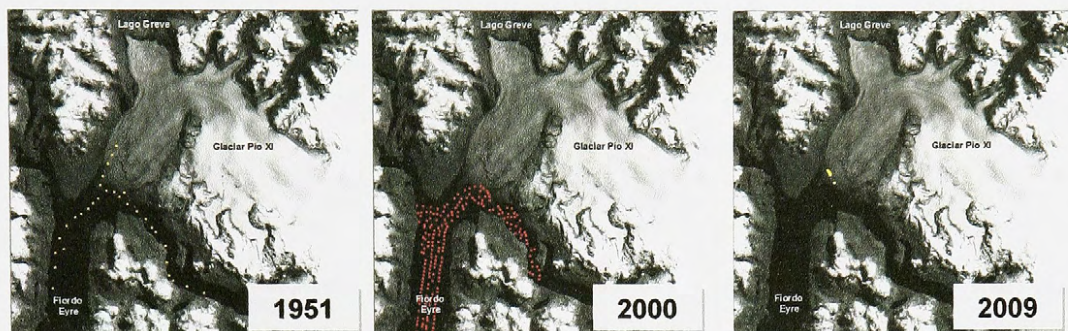
SATÉLITE	SENSOR	FECHA dd-mm-aaaa	ID ESCENA	FUENTE
Landsat	MSS 1-3	25-02-1976	LM22480941976056AAA04	GLOVIS
Landsat	TM	26-12-1984	p231r94_5t841226	GLOVIS
Landsat	TM	04-10-1986	p232r94_5t861004	GLOVIS
Landsat	ETM+	13-01-2000	AVR245	GLOVIS
Landsat	ETM+	18-01-2000	band542preview	GLOVIS
Landsat	ETM+	27-10-2000	p231r94_7t20001027	GLOVIS
Landsat	ETM+	11-03-2001	I71232094_09420010311	GLOVIS
Landsat	ETM+	23-11-2007	LE72320942007327EDC00	GLOVIS
Terra	ASTER	18-01-2002	AST_L1B_003_01182002144535	WIST
Terra	ASTER	19-01-2002	AST_L1B_003_01182002144544	WIST
Terra	ASTER	20-11-2006	AST_L1A_003_11202006144846	WIST
Terra	ASTER	04-04-2007		WIST
Terra	ASTER	04-02-2008	AST_L1B_003_02042008144316	WIST
Terra	ASTER	11-12-2008	AST_L1B_003_12112008144956	WIST
Terra	ASTER	05-06-2009	AST_L1A_003_06052009145003	WIST
Terra	ASTER	05-12-2009	AST_L1A_003_12052009145536	WIST
Terra	ASTER	06-12-2009	AST_L1A_003_12052009145545	WIST

6.1.2. Cartografía IGM y otros datos relevantes

Los datos satelitales de elevación digital SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission* - en formato GeoTIFF) y los datos cartográficos del Instituto Geográfico Militar, en formato análogo y digital, fueron facilitados por el Centro de Estudios Científicos (CECS) de Valdivia. Así como también, la información adquirida por el sistema de altimetría láser aerotransportado, desarrollado por el CECS, denominado CAMS (*CECS Airborne Mapping System*), el cual fue usado para inspeccionar gran parte de Campos de Hielo, en especial los glaciares Occidental, Greve y Pío XI, proporcionando una cobertura parcial de la topografía superficial de los glaciares.

Los datos de altimetría láser ICESat (*Ice, Cloud and land Elevation Satellite*) fueron proporcionados por el NSIDC (*National Snow and Ice Data Center*) de la NASA (http://nsidc.org/forms/glas_subset_form.html) para el período comprendido entre 2003 y 2008. Mientras que, los datos batimétricos del fiordo Eyre (**Figura 32**): (a) 1951, por el Instituto Hidrográfico de la Armada (IHA); (b) 2000, por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA), mediante un sistema de sonar multihaz Hydrosweep, instalado en el buque de la Armada de Chile PSH Cabrales, donde se obtuvieron gran cantidad de datos que abarcan todo el fiordo Eyre y el fiordo Exmouth; y, (c) 2009, por el Centro de Estudios Científicos (CECS) de Valdivia mediante mediciones de sonar, donde los pocos datos recolectados corresponden a una línea de trayectoria ubicada principalmente al frente del glaciar Pío XI.

Figura 32. Datos batimétricos obtenidos para tres fechas diferentes: (a) 1951 - IHA, (b) 2000 - SHOA y (c) 2009 - CECS.



6.1.3. Soportes técnicos e informáticos

Los soportes técnicos e informáticos para el procesamiento de las imágenes satelitales y de los datos cartográficos fueron los *software* comerciales ENVI versión 4.4, Global Mapper 11, Xform, AutoCAD 2004, ArcGis versión 9.1 y ArcView 3.2 con sus extensiones Spatial Analyst y 3D Analyst.

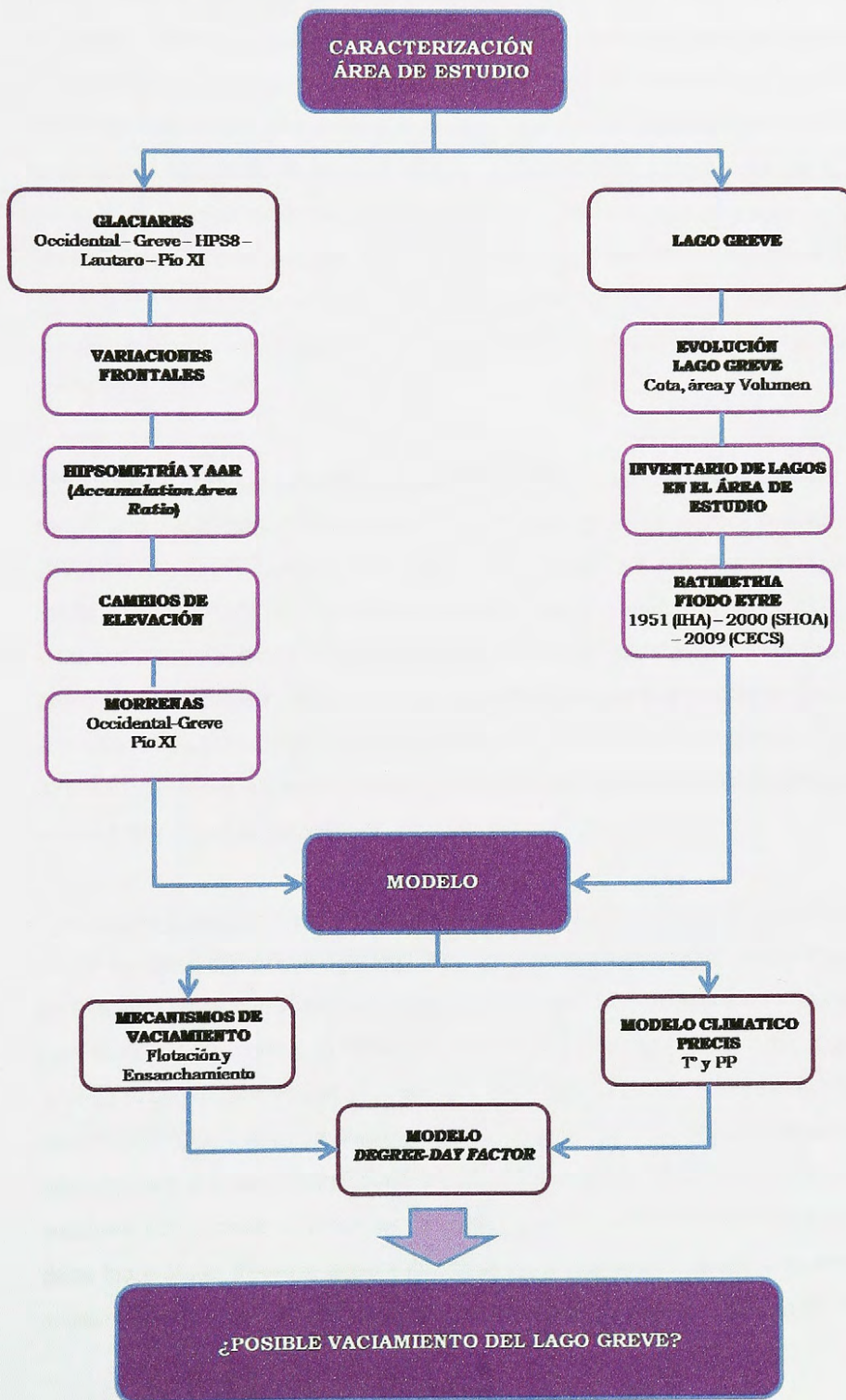
6.2. Métodos

Para determinar el vaciamiento del lago Greve, se estudió el comportamiento de tres componentes importantes: los glaciares, el lago Greve y el modelo (Figura 33).

6.2.1. Estudio de glaciares

El estudio de los glaciares Occidental, Greve, HPS8, Lautaro y Pio XI, se basó en las variaciones frontales, el cálculo de hipsometrías (AAR), los cambios de elevación (años 1975, 2000 y 2007) y la variabilidad de las morrenas:

Figura 33. Esquema metodológico empleado en la investigación.



- **Variaciones Frontales.** Se han empleado imágenes satelitales LANDSAT (desde 1976 a 2007) y ASTER (desde 2002 en adelante), además de fotografías aéreas (1945, 1963 y 1981) usadas en estudios previos, la carta preliminar de 1945 y la información histórica que gracias a descripciones de expedicionarios, naturalistas y científicos han permitido posicionar algunos frentes. De esta manera, se delimitó el frente de los glaciares en distintas fechas, estableciendo los límites en función de los cambios tonalidad y textura de las imágenes ya que el hielo se distingue del resto del terreno en su tonalidad blanca (o a veces celeste) y su textura, que en general muestra grietas. Además, el frente de los glaciares terminan en lagunas o en el lago Greve, lo que facilita su delimitación. Un caso especial es el glaciar Pio XI, donde se obtuvo un registro histórico de sus posiciones frontales, siendo sólo complementado para los años 2006, 2007 y 2009.
- **Hipsometría y AAR (*Accumulation Area Ratio*).** Si bien las áreas de los glaciares de CHS habían sido calculadas por ANIYA *et al.* (1996), se redibujaron las cuencas en base al SRTM 2000 para actualizar los cambios presentados en el último tiempo en la zona. La hipsometría se estimó utilizando el Modelo Digital de Elevación de cada glaciar, basado en el SRTM del año 2000. Los modelos fueron clasificados agrupando superficie por rangos de altura. Los datos de este procedimiento fueron la base de la construcción de la curva que describe la distribución de esta característica. Sobre las curvas hipsométricas se posicionó la ELA estimada por ANIYA *et al.* (1996), con lo cual fue posible estimar el AAR, que corresponde al índice de la relación entre el área total y el área de acumulación (*AAR, Accumulation Area Ratio*).
- **Cambios de Elevación.** Se contrastaron los modelos digitales de elevación generados a partir de: (a) los datos altimétricos digitalizados de la cartografía regular IGM, escala 1:50,000 con equidistancia de las curvas de nivel cada 50 m, obteniendo un modelo con una resolución del pixel de 50 m; (b) información SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) del 2000, la cual posee 7 m de precisión vertical y la resolución del pixel es de 90 m; y, (c) datos de altimetría láser CAMS (*CECS Airborne Mapping System*) para el 2007, los cuales poseen >1 m de precisión vertical y fueron transformados mediante el *software* Xform de datos elipsoidales a geoidales. Con el objeto de poder comparar los distintos valores de elevación derivados de los datos topográficos, mediante álgebra de mapas (*Spatial Analyst > Raster Calculator*) con el *software* ArcGis versión 9.1, los datos fueron resamplados a una resolución de 90 m. A partir

de los tres datos procesados, se calcularon los cambios de elevación (1975-2000 y 2000-2007) y las tasas de adelgazamiento de los glaciares (1975-2007 y 2000-2007).

Además, se procedió a estimar los errores verticales de dichos modelos ya que las fuentes de errores asociados al método geodésico provienen de las incertidumbres en la generación de los DEM (COX & MARCH, 2004 en ZENTENO, 2008). En el caso de los DEM construidos usando la cartografía regular IGM, los errores se encuentran relacionados con la elaboración de la cartografía, por la equidistancia de las curvas de nivel y por el método de interpolación escogido (en este caso TIN), por lo tanto el error de la cartografía regular IGM utilizada en este estudio con equidistancia de curvas cada 50 m es según FALKNER (1995) igual a $50/3 = 17$ m, sumado al error medio cuadrático RMS (*Random Mean Square*) introducido por el método de interpolación estimado en ± 4 m mediante el método *Jackknife*², ZENTENO (2008) determinó un error total vertical aleatorio para el DEM con datos IGM de ± 17 m. Mientras que, en los datos SRTM, los errores son originados principalmente por movimientos de la antena durante la adquisición de los datos y por la ausencia de datos en zonas de fuertes pendientes y sombras dónde el proceso de interferometría no se completó exitosamente (RABUS *et al.*, 2003), siendo el error vertical estimado en ± 7 m (RIGNOT *et al.*, 2003). Por lo tanto, el error vertical aleatorio combinado obtenido para el conjunto de datos es de ± 18 m, el cual fue usado para todos los glaciares analizados en esta tesis. Por su parte, en los datos CAMS el error es submétrico por lo que el error vertical combinado se circunscribe al error de los datos SRTM (Andrés Rivera, *comunicación personal*).

- **Morrenas.** El mapeo de morrenas generalmente es usado para calcular la velocidad del hielo y la dirección del flujo, por ello se mapearon las morrenas de los glaciares Occidental-Greve y Pío XI en el *software* ArcGis versión 9.1, en base a fotografías aéreas de 1945 y 1981, imágenes satelitales (LANDSAT y ASTER) y fotografías del Gateway to Astronaut Photography of Earth, información que fue georeferenciada y comparada para determinar cambios. Si bien las morrenas del glaciar Pío XI habían sido mapeadas por RIVERA *et al.* (1997a) hasta el año 1993, se redibujaron éstas con la intención de generar una base de datos uniforme para todo el período de estudio, que en este caso fue hasta el 2009.

² Este método consiste en realizar dos procedimientos de interpolación, uno con la totalidad de las curvas de nivel y otro con el cual se le sustrajeron en forma aleatoria el 50% de los datos. Los resultados de las interpolaciones son transformadas a modelos raster. Posteriormente se restan los valores del modelo incompleto con los del modelo completo, el resultado se multiplica por una máscara realizada con las curvas que se extrajeron del modelo. La desviación estándar se considera como la variabilidad media en los métodos de interpolación y como el error vertical estimado del método de interpolación (LYTHE *et al.*, 2001).

6.2.2. Estudio del lago Greve

La cuenca del Greve fue caracterizada en función de la evolución del lago Greve (a partir del cálculo de áreas, volúmenes y cotas), el inventario de lagos embalsados por hielo en la cuenca y la variación de la batimetría del fiordo Eyre.

- **Evolución del lago Greve.** Se emplearon imágenes satelitales LANDSAT (1976-2007) y ASTER (2002-2009), fotografías aéreas (1945, 1963 y 1981) y la carta preliminar de 1945, la cual fue digitalizada en el *software* AutoCAD 2004. Este último dato debió ser procesado ya que se requería conocer el fondo lacustre y el sector había mostrado cambios drásticos (como el retroceso y adelgazamiento de glaciares, por ejemplo), lo que generaba errores importantes en la comparación con otras cartografías. De esta manera, se generó un DEM con la información de 1945 hasta la cota 200 m y de esa cota hacia arriba, se utilizó la información del SRTM 2000.

Para obtener las áreas del lago en distintas fechas, se dibujaron sus límites en el *software* ArcGis versión 9.1 con las imágenes adquiridas. Mientras que, las cotas fueron obtenidas mediante perfiles topográficos del DEM reformulado de 1945, escogiéndose un sector que se mantuvo estable en todo el período, donde se superpusieron todas las áreas calculadas y se definieron las alturas alcanzadas por el lago para cada año. Y finalmente, los volúmenes fueron calculados con el DEM de 1945, donde se extrajeron máscaras del raster definidas por las áreas del lago para varios años y se calculó su tamaño (*3D Analyst > Surface Analysis > Area and Volume Statistics*).

- **Inventario de lagos represados por hielo.** Se catastraron los cuerpos de aguas represados por los glaciares en sus márgenes, mediante imágenes satelitales y fotografías aéreas. Además, se identificaron las diferentes áreas presentadas por éstos en diferentes años.
- **Batimetría del fiordo Eyre.** Se construyeron dos perfiles batimétricos para los años 1951 y 2000 a partir de la creación de DEMs para esas fechas (*3D Analyst > Create/Modify TIN > Create TIN from features*, y luego, *3D Analyst > Convert > Convert TIN to raster*), con una resolución espacial de 30 m. Mientras que, los datos obtenidos para el año 2009 fueron promediados (*Open Attribute Table > Statistics of field*) y ocupados para observar la tendencia

del sector. Sin embargo, debido a un análisis por punto que determinó un error mínimo de 100 metros (lo cual es muy alto), se procedió a analizar los gráficos de manera separada y sin generar interpolaciones para no conducir a errores en las conclusiones de los datos.

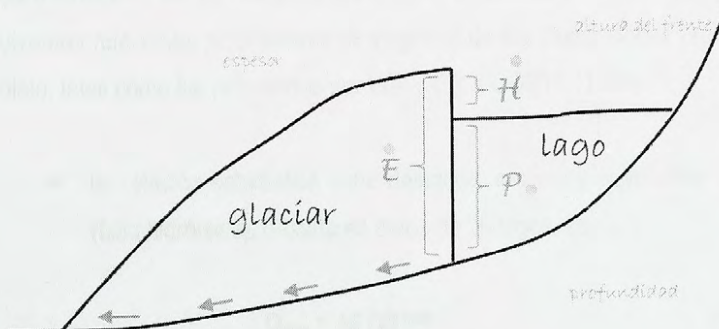
6.2.3. Modelación

6.2.3.1. Mecanismos de vaciamiento de lagos

Existen ocho tipos de mecanismos de vaciamiento en la literatura especializada (para mayor detalle, ver sección Marco Teórico), entre los que se encuentra la actividad volcánica y geotermal subglacial, la actividad sísmica, el rebalse, el mecanismo de Glen, el sifonamiento, la formación de una cavidad subglacial, la flotación de la represa de hielo y el ensanchamiento o ruptura subaérea. Sin embargo, este estudio se focaliza en los últimos dos mecanismos:

El primer mecanismo: la flotación de la represa de hielo, es ampliamente utilizado para explicar la iniciación de un vaciamiento de un lago y su ocurrencia está determinada por la profundidad de éste, el espesor de la represa de hielo y las características de densidad (TWEED & RUSSELL, 1999). De esta manera, se determinó una simple ecuación (**Figura 34**), donde P es la profundidad del lago (m), H es la altura del hielo sobre la cota del lago (m), E es el espesor del glaciar (m), A es la fuerza de empuje (N), F es la aceleración de gravedad ($9,8 \text{ m s}^{-2}$), ρ_w y ρ_i son las densidades de agua (1 g cm^{-3}) y hielo ($0,9 \text{ g cm}^{-3}$), respectivamente.

Figura 34. Ecuación de flotación utilizada para determinar la ocurrencia de este mecanismo en el lago Greve.



$$P \cdot A \cdot F \cdot \rho_w = E \cdot A \cdot F \cdot \rho_i$$

$$P \cdot \rho_w = (P + H) \cdot \rho_i$$

$$P = (P + H) \cdot \rho_i = \rho_i P + \rho_i H$$

$$P - \rho_i P = \rho_i H$$

$$P(1 - \rho_i) = \rho_i H$$

$$H = \frac{1 - \rho_i}{\rho_i} P \quad \text{con } \rho_i = 0,9 \text{ g/cm}^3$$

$$H = 1/9 P$$

Y el segundo mecanismo: ensanchamiento o ruptura subaérea, explicado en más detalle por WALDER & COSTA. La formulación matemática de apertura de la brecha se basa en un flujo constante ($F = 1$) de agua pasando por la brecha, donde el nivel del agua que entra en ella (D) y una tasa de flujo (μ) están dados por:

$$D = \frac{2}{3} h \quad (1)$$

$$\mu = (gD)^{1/2} \quad (2)$$

Donde D es el nivel del agua que pasa por la brecha (en m), h es la cota del lago (en m) y g es la aceleración de gravedad ($9,8 \text{ m s}^{-2}$). Mientras que, la tasa de abertura de la brecha o ruptura B , está dada por:

$$\frac{dB}{dt} = \frac{m}{D \rho_i} - \mu_i \quad (3)$$

donde t es tiempo (s), m es la tasa de derretimiento (m a. eq. a^{-1}), D es la profundidad (m), ρ_i es la densidad del hielo (910 kg m^{-3}), y μ_i es la tasa de avance del término del glaciar (m d^{-1}). De esta manera, para que se abra la brecha, la tasa de derretimiento debe ser mayor que la velocidad, sino ésta permanecerá cerrada. Finalmente, este tipo de mecanismo no se podría esperar para valores muy pequeños de la relación h/l_b (donde l_b es la longitud de la brecha), en tales caso el flujo (Flujo crítico o $F < 1$) permanecería en cualquier parte.

Por último, el objetivo clave en las investigaciones de este tipo ha sido evaluar la probable máxima descarga durante una inundación. Si bien las fórmulas que se presentan en los diversos estudios no reflejan todos los procesos de drenaje, sirven como un útil estimador de la magnitud de la inundación para evaluaciones de riesgo. A partir de lo propuesto por CLAGUE & EVANS (1973), se han derivado diversas relaciones para estimar la magnitud de las inundaciones provenientes de lagos represados por hielo, tales como las propuestas por WALDER & COSTA (1996):

- ✓ La relación estadística entre descarga máxima y el volumen del lago para drenajes por túneles (falla hidráulica), basada en datos de 26 lagos, es:

$$Q_{\max} = 46 [V]^{0,66}$$

$$(r^2 = 0,70)$$

donde $Q_{\max} = [Q_{\max}] \text{ m}^3/\text{s}$ y $V = 10^6 [V] \text{ m}^3$, y no existe una explicación física para la magnitud del exponente de V .

- ✓ El peak de descarga para la relación de drenajes sin túneles (falla mecánica), es mayor que eventos por túneles, es:

$$Q_{\max} = 1100 [V]^{0,44} \quad (r^2 = 0,58)$$

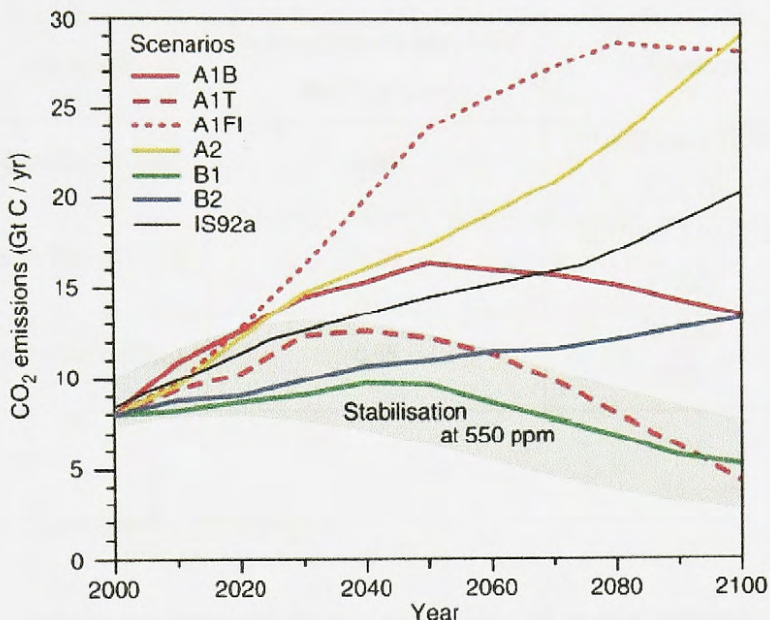
donde $Q_{\max} = \text{m}^3/\text{s}$, $V = 10^6 [V] \text{ m}^3$.

6.2.3.2. Escenarios climáticos

En este trabajo se utilizó un estudio denominado "Variabilidad climática en Chile para el siglo XXI", realizado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, el cual estimó escenarios climáticos para diferentes regiones de Chile durante el siglo XXI, concretamente en el periodo 2071-2100, asociados a un cambio climático global resultante de un incremento sostenido de los gases de efecto invernadero. El estudio usó el modelo regional PRECIS (*Providing Regional Climates for Impact Studies*), desarrollado por la Oficina Meteorológica del Reino Unido y aplicado en el país por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, donde la resolución espacial fue de 25 km.

Por lo tanto, se aplicaron dos escenarios obtenidos del último informe del IPCC (A2, severo y B2, moderado) y propuestos en el estudio del DGF, los cuales se diferencian en tres aspectos socioeconómicos globales: crecimiento demográfico, política ambiental y equidad social. En A2 el aumento de población es rápido en tanto que en B2 es moderado; tanto en ambiente como equidad existe un deterioro en A2, al paso que en B2 hay un progreso. Las diferencias entre escenarios conducen a distintas variaciones en las emisiones de gases invernadero entre los años 2000 y 2100 (**Figura 35**). Además, por ser la aplicación del modelo, sólo un análisis de la temperatura superficial del aire y la precipitación es realizado en este estudio, ya que estas dos variables son las más comúnmente consideradas para la definición del clima en un lugar y poseer un impacto significativo en la respuesta de los glaciares.

Figura 35. Emisión de anhídrido carbónico (CO₂) bajo varios escenarios, entre los que destacan el A2 y el B2 usados en este estudio (Fuente: IPCC, 2001)



Una limitante para el estudio climático en el sector, señalado por CARRASCO *et al.* (1998), se refiere a una baja densidad de las estaciones meteorológicas, sus ubicaciones ligeramente alejadas de la zona de glaciares, los períodos cortos de información existente y la no total coincidencia de éstos. Sin embargo, el análisis de dos variables como la temperatura superficial del aire y la precipitación, son las más comunes para definir el clima en un lugar.

6.2.4. Factor grado-día

El factor grado-día ("degree-day factor") involucra una simplificación de complejos procesos que son apropiadamente descritos por el balance energético de la superficie del glaciar y la capa atmosférica de que lo cubre (KAYASTHA *et al.*, 2000). Este modelo es muy útil, ya que correlaciona la ablación y la temperatura, pudiéndose aplicar en glaciares donde observaciones en detalle son escasas, lo cual sucede en este caso, donde hay disponibles pocas medidas directas de ablación para Campos de Hielo (RIVERA, 2004). Por eso, la estimación de la ablación, fueron obtenidas después de promediar tres datos del factor día-grado, basado sobre limitadas medidas de ablación llevadas a cabo en áreas de ablación de los glaciares de Patagonia (Tabla 4), lo cual resultó en 0,79 cm / °C d a. eq.

Tabla 4. Factor grado-día (cm / °C d a. eq.) calculados para diferentes glaciares de Patagonia (estas medidas son obtenidas comúnmente de estacas puestas en el hielo y vigiladas diariamente por un par de semanas).

Locación	Factor grado-día para hielo cm / °C d a. eq.	Referencias
Glaciar Soler (CHN)	0,54	FUKAMI & NARUSE (1987)
Glaciar Tyndall (CHS)	1,18	KOIZUMI & NARUSE (1992)
Glaciar Chico (CHS)	0,65	RIVERA (2004)

6.2.5. Observaciones metodológicas

Las limitaciones estuvieron directamente relacionadas con la gran información recopilada (la antigüedad, el contenido, entre otros) y el cálculo de las cotas del lago y los volúmenes. Por un lado, se obtuvo gran cantidad de información en distintos husos, escalas, modelos (geoidal y elipsoidal), calidad, formato, etc. lo cual tuvo que ser detalladamente procesado para poder ser ocupado. Y por otro, asociado también a lo anterior, hubo que reformular varias veces la forma de calcular las cotas y los volúmenes del lago Greve porque al calcularlas mediante análisis estadístico, los resultados tenían altos porcentajes de error (86% en promedio).

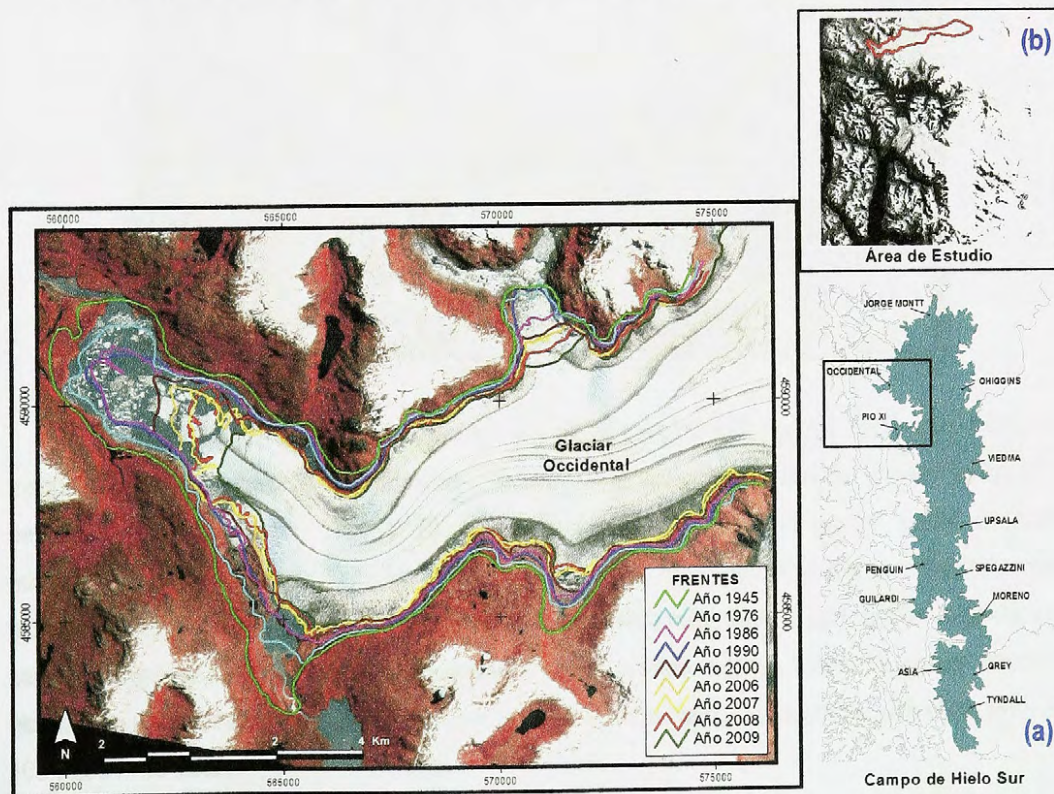
7. RESULTADOS

7.1. Caracterización de los glaciares que controlan el lago Greve

7.1.1. Glaciar Occidental

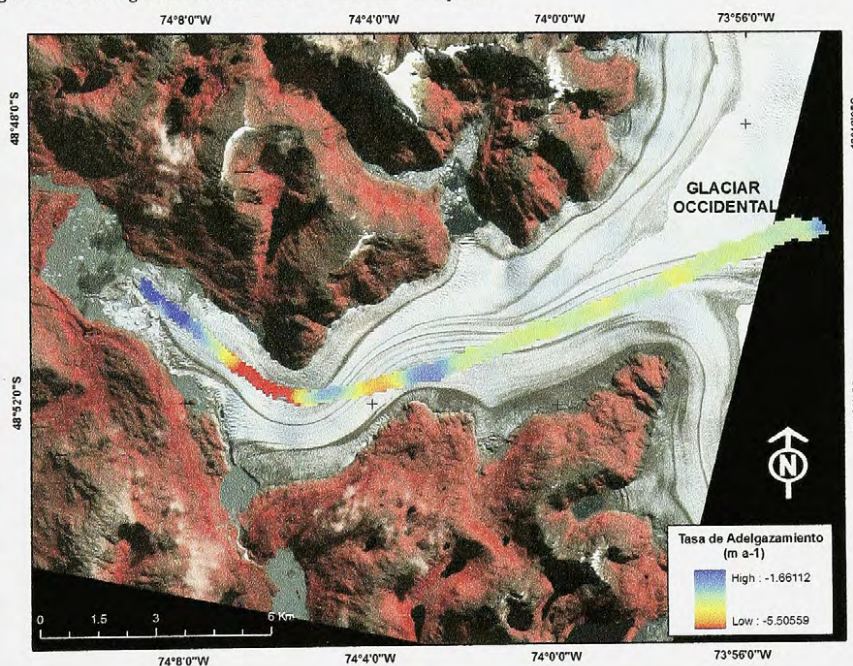
Si bien el comportamiento del glaciar Occidental ha sido estudiado por ANIYA *et al.* (1997) y CASASSA *et al.* (2002), entre otros, los resultados fueron reconstruidos y actualizados para obtener una visión íntegra del glaciar (Figura 36). El glaciar presenta una máxima posición en 1945 y un constante retroceso hasta 1986. Mientras que, durante el periodo 1990 a 2009 el retroceso se aceleró, siendo cercano a 2.625 m, lo que se traduce en un retroceso promedio anual de 138 m a⁻¹, disminuyendo su área en 9,43 km². Por lo tanto, desde 1945 a 2009 la lengua del glaciar Occidental ha tenido una pérdida total de área de 29,07 km². Cabe destacar que, los glaciares Bernardo y Témpano, con los cuales el glaciar Occidental comparte un mismo plateau de origen, evidencian también una dinámica de retroceso, lo cual gatilló el vaciamiento del lago Témpanos el 2007.

Figura 36. Imagen satelital ASTER del 05 de Diciembre del 2009, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar Occidental a partir del año 1945: (a) la posición del glaciar en CHS y (b) en el Área de Estudio.



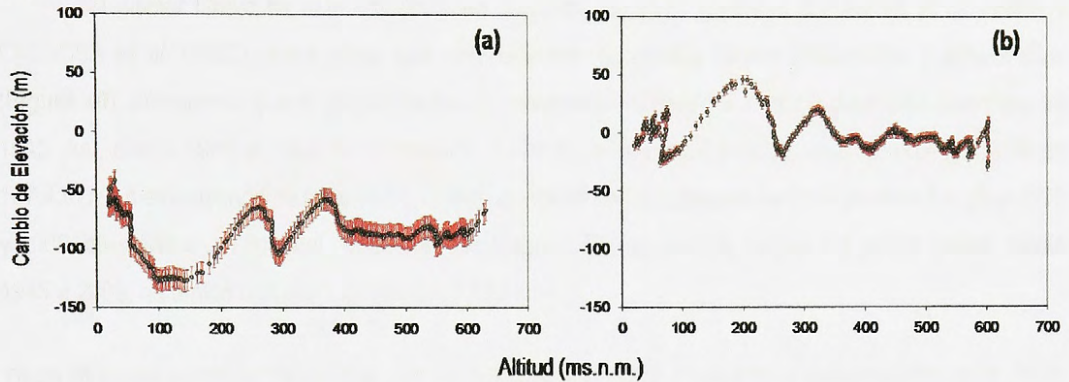
Los cambio de elevación en este glaciar fue estudiado mediante 3 DEM: uno con datos del SRTM del año 2000 y CAMS del años 2007, y otro construido mediante el método de interpolación TIN con las curvas del IGM derivadas de una carta regular digitalizada, contabilizando un total de 32 años de diferencia para la comparación entre los DEM. De esta manera, entre los años 1975 y 2007, el glaciar presentó un fuerte adelgazamiento calculado en $3,4 \text{ m a}^{-1}$ promedio (Figura 37), disminuyendo su superficie en 90 m, siendo la zona frontal del glaciar el sector con mayores variaciones, la cual alcanza tasas de hasta $5,5 \text{ m a}^{-1}$, específicamente la zona donde la lengua se curva. Si bien en el último período (entre 2000 y 2007) el glaciar ha presentado una tasa de adelgazamiento de hasta $7,8 \text{ m a}^{-1}$, muestra pequeños sectores donde ha aumentado su superficie con tasas que se aproximan a 2 m a^{-1} .

Figura 37. Imagen satelital ASTER del 04 de Abril del 2007, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las tasas de adelgazamiento del glaciar Occidental entre los años 1975 y 2007.



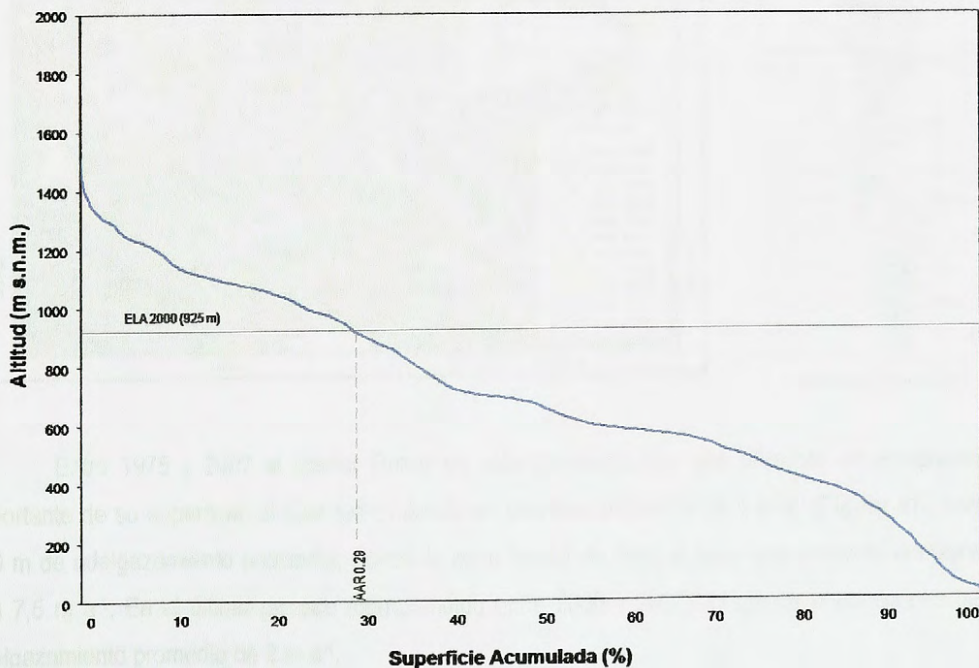
La relación entre el cambio de elevación y la altitud del glaciar Occidental (Figura 38), muestra la magnitud del adelgazamiento anteriormente expuesto en la zona de ablación del glaciar, donde en el período comprendido entre 1975 y 2000, se observa que en todo el glaciar existió un fuerte adelgazamiento superior a los 30 m. Sin embargo, entre los 0 y 200 m de altitud, dicha pérdida fue mayor, alcanzando los 130 m. Mientras que, en el período comprendido entre 2000 y 2007, si bien el glaciar tuvo cambios negativos en la elevación, comparativamente al período anterior, fueron de menor magnitud, alcanzando valores inferiores a 30 m, y presentó sectores donde hubo engrosamiento, sobretodo entre los 100 y 300 m de altitud.

Figura 38. Cambios de elevación del glaciar Occidental (eje y, en m), asociados a la altitud del glaciar (eje x, en ms.n.m.) en los períodos comprendidos entre (a) 1975 y 2000; y, (b) 2000 y 2007, las líneas rojas indican el valor del error vertical de los datos: (a) ± 18 m; y, (b) ± 7 m.



La curva hipsométrica para este glaciar fue calculada en base a la información del SRTM del 2000 (**Figura 39**). Dicha curva, es muy importante en relación a la estabilidad a largo plazo del frente, porque indica la sensibilidad de la AAR a los cambios en la posición de la ELA. De esta forma, para el glaciar Occidental se obtuvo una AAR de 0,29, lo cual significa que sólo el 29% de su superficie corresponde a la zona de acumulación, lo que indica una latente inestabilidad del glaciar ya que un cambio en la ELA, generará una reducción significativa de dicha área.

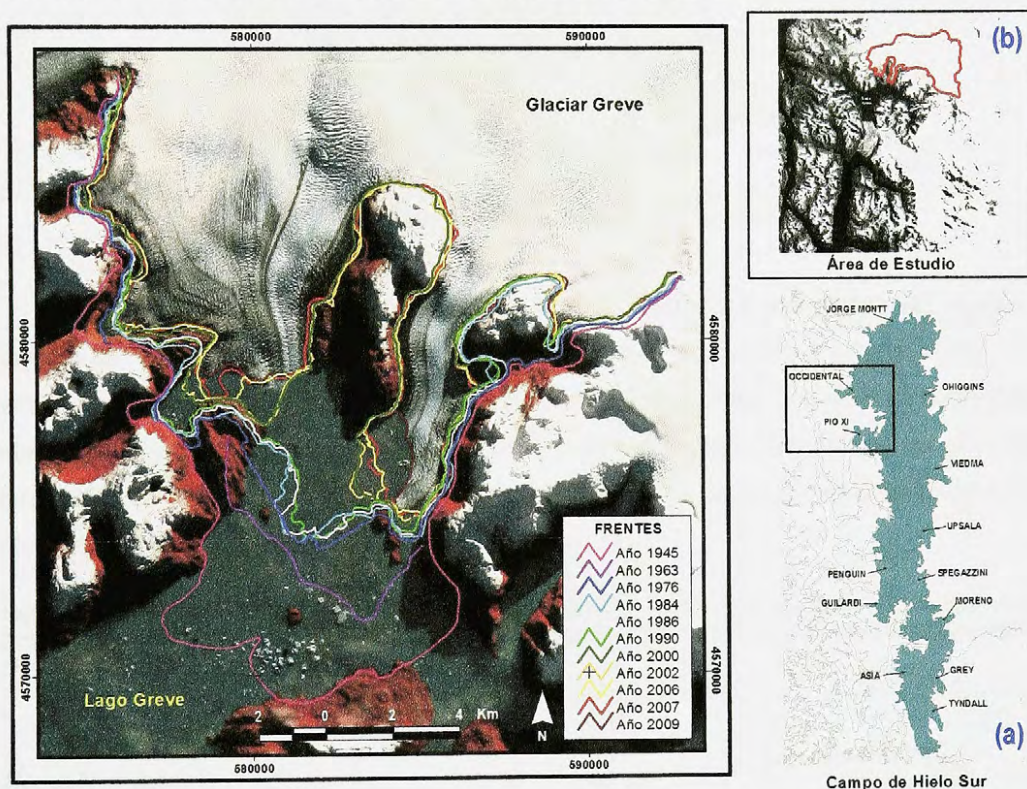
Figura 39. Curva hipsométrica del glaciar Occidental, basado en los datos entregados por el SRTM del 2000.



7.1.2. Glaciar Greve

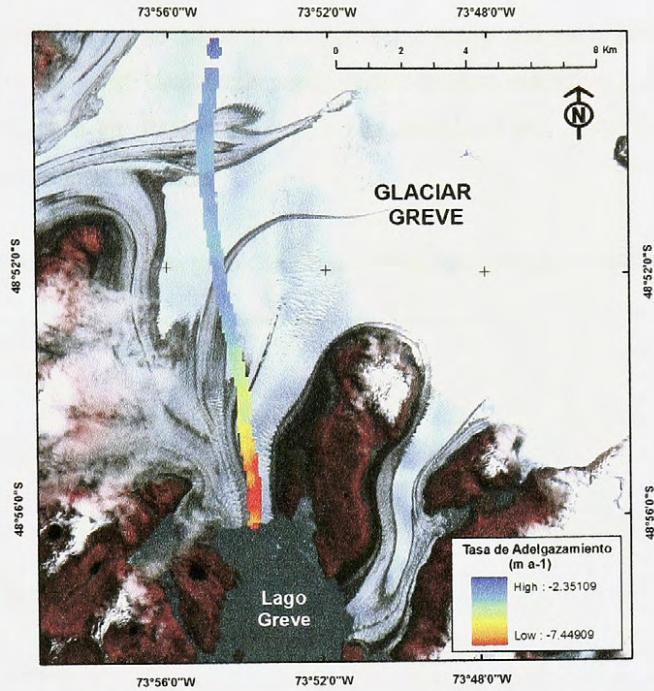
El glaciar Greve ha sido estudiado en conjunto con otros glaciares por ANIYA *et al.* (1997) y CASASSA *et al.* (2002), entre otros. Los antecedentes recopilados fueron restaurados y actualizados (Figura 40), obteniendo que el glaciar ha estado retrocediendo desde la máxima posición presentada en 1945. Así, desde 1986 al 2009 ha retrocedido 2.470 m, lo que implica un retroceso promedio anual de 107,4 m a⁻¹, disminuyendo su área en 21,73 km², donde el mayor retroceso se produjo entre los años 1990 y 2000, dividiéndose al final del periodo en dos lenguas. En resumen, la lengua del glaciar Greve, desde 1945 a 2009, ha tenido una pérdida areal de 77,13 km².

Figura 40. Imagen satelital ASTER del 05 de Junio del 2009, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar Greve a partir del año 1945: (a) la posición del glaciar en CHS y (b) en el Área de Estudio.



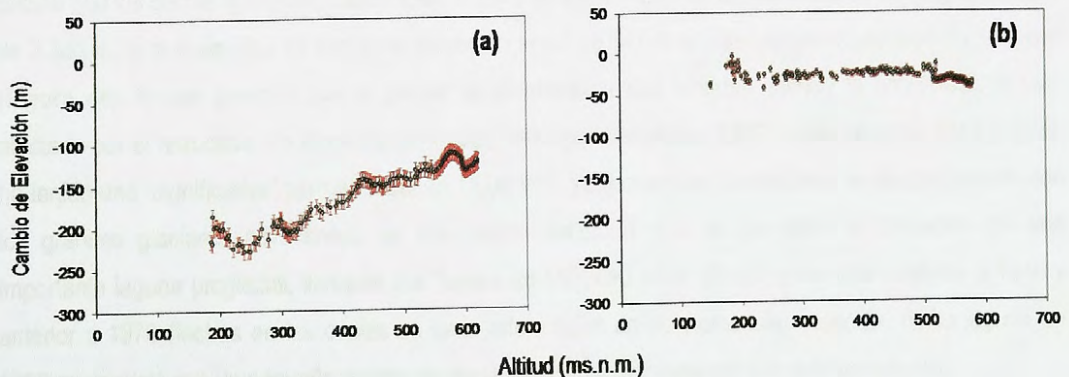
Entre 1975 y 2007 el glaciar Greve no sólo retrocedió sino que presentó un adelgazamiento importante de su superficie, el cual fue evaluado en una tasa promedio de 4 m a⁻¹ (Figura 41), cerca de 160 m de adelgazamiento promedio, siendo la zona frontal de éste, el lugar que presenta la mayor tasa con 7,5 m a⁻¹. En el último periodo (comprendido entre 2000 y 2007), el glaciar presentó una tasa de adelgazamiento promedio de 2 m a⁻¹.

Figura 41. Imagen satelital ASTER del 20 de Noviembre del 2006, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las tasas de adelgazamiento del glaciar Greve entre los años 1975 y 2007.



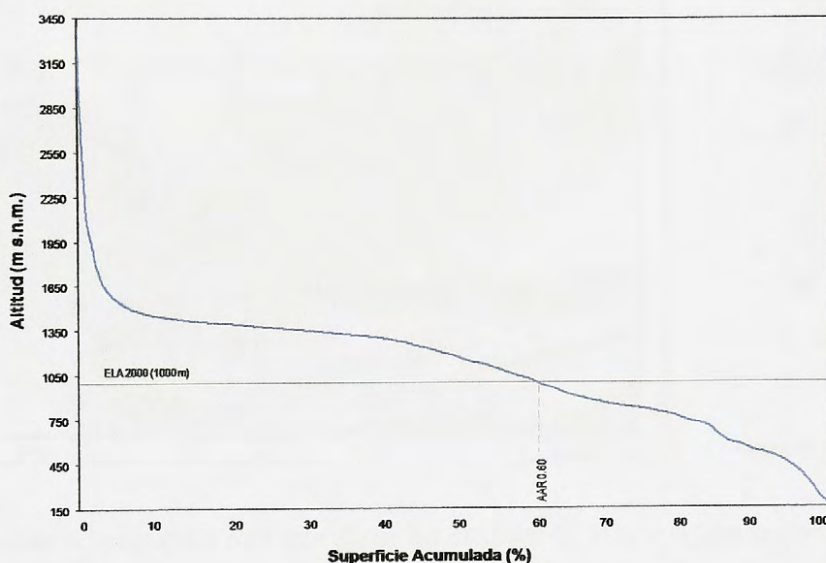
La relación entre el cambio de elevación y la altitud del glaciar Greve (**Figura 42**), muestra la magnitud del adelgazamiento anteriormente expuesto en la zona de ablación del glaciar, donde en el periodo comprendido entre 1975 y 2000, sobre los 200 m de altitud, el glaciar tuvo una pérdida que fluctuó entre los 150 y 250 m, la cual fue disminuyendo pendiente arriba. Mientras que, en el periodo comprendido entre 2000 y 2007, el glaciar mantuvo en todo su cuerpo un adelgazamiento que fluctuó entre los 3 y 50 m.

Figura 42. Cambios de elevación del glaciar Greve (eje y, en m), asociados a la altitud del glaciar (eje x, en ms.n.m.) en los periodos comprendidos entre (a) 1975 y 2000; y, (b) 2000 y 2007, las líneas rojas indican el valor del error vertical de los datos: (a) ± 18 m; y, (b) ± 7 m.



La curva hipsométrica para este glaciar fue calculada en base a la información del SRTM del 2000 (Figura 43), donde el glaciar Greve presenta una AAR de 0,60, mostrando una amplia zona de acumulación y una pequeña zona de ablación. Sin embargo, presenta una suave pendiente entre los 1300 y 1500 m de altitud, el cual es un plateau que puede verse altamente afectado con el aumento en la ELA (actualmente posicionada a los 1000 m s.n.m.), lo que provocaría una fuerte reducción del área de acumulación y un consecuente retroceso.

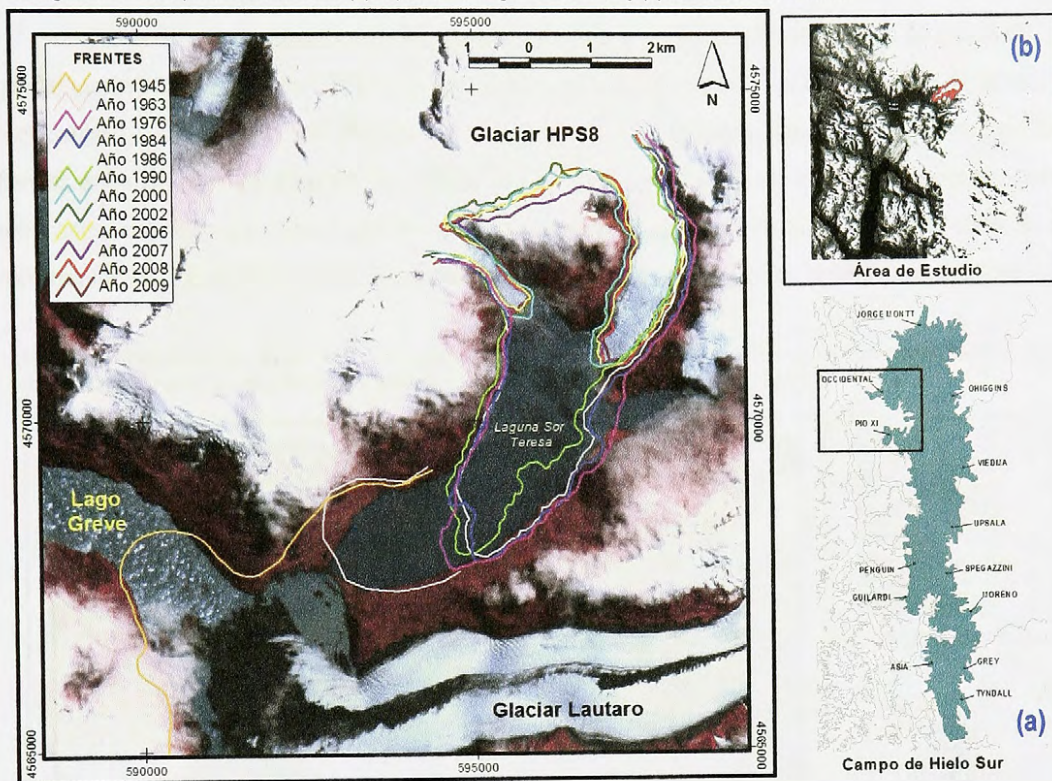
Figura 43. Curva hipsométrica del glaciar Greve, basado en los datos entregados por el SRTM del 2000.



7.1.3. Glaciar HPS8

Este pequeño glaciar que también ha sido estudiado por algunos autores, aunque en menor detalle que los demás glaciares, desde 1986 al 2009 ha experimentado un retroceso de su lengua terminal de 3.380 m, lo que significa un retroceso promedio anual de 147 m a^{-1} , disminuyendo su área en $5,25 \text{ km}^2$ (Figura 44), lo que provocó que el glaciar se dividiera en dos lenguas, siendo la occidental, la más afectada por el retroceso. En términos generales, la lengua del glaciar HPS8 entre los años 1945 y 2009, ha tenido una "significativa" pérdida areal de $11,06 \text{ km}^2$, ya que si bien el retroceso no es comparable con los grandes glaciares adyacentes, es interesante debido a que ha permitido la formación de una importante laguna proglacial, llamada Sor Teresa en MOTOKI *et al.* (2006), generada posterior a 1945 y anterior a 1976 (fechas en las cuales se tiene información de su existencia). Además, dicha laguna en 1990 se conectó con un pequeño cuerpo de agua adyacente, agrandando aún más su tamaño.

Figura 44. Imagen satelital ASTER del 20 de Noviembre del 2006, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar HPS8 a partir del año 1945: (a) la posición del glaciar en CHS y (b) en el Área de Estudio.



La curva hipsométrica para este glaciar fue calculada en base a la información del SRTM del 2000 (Figura 45), donde el glaciar HPS8 presenta una AAR de 0,79, lo que deja una mayor superficie para la zona de acumulación. Sin embargo, presenta una zona de baja pendiente (entre los 1.050 y 1.400 metros de altitud), la cual puede verse altamente afectada con el aumento en la ELA (posicionada en el año 2000, a los 1.000 m s.n.m.), lo que provocaría una fuerte reducción en el área de acumulación, un impacto mayor en la posición frontal y una rápida desaparición de este pequeño glaciar.

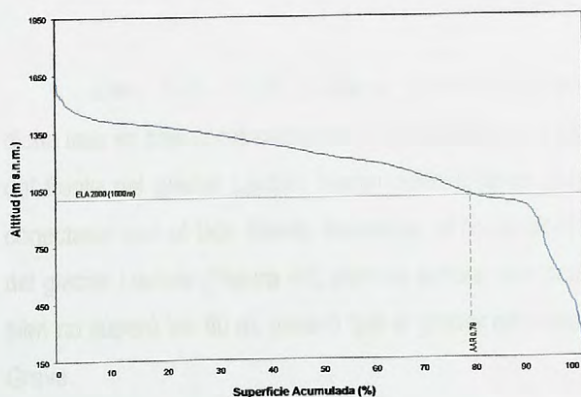
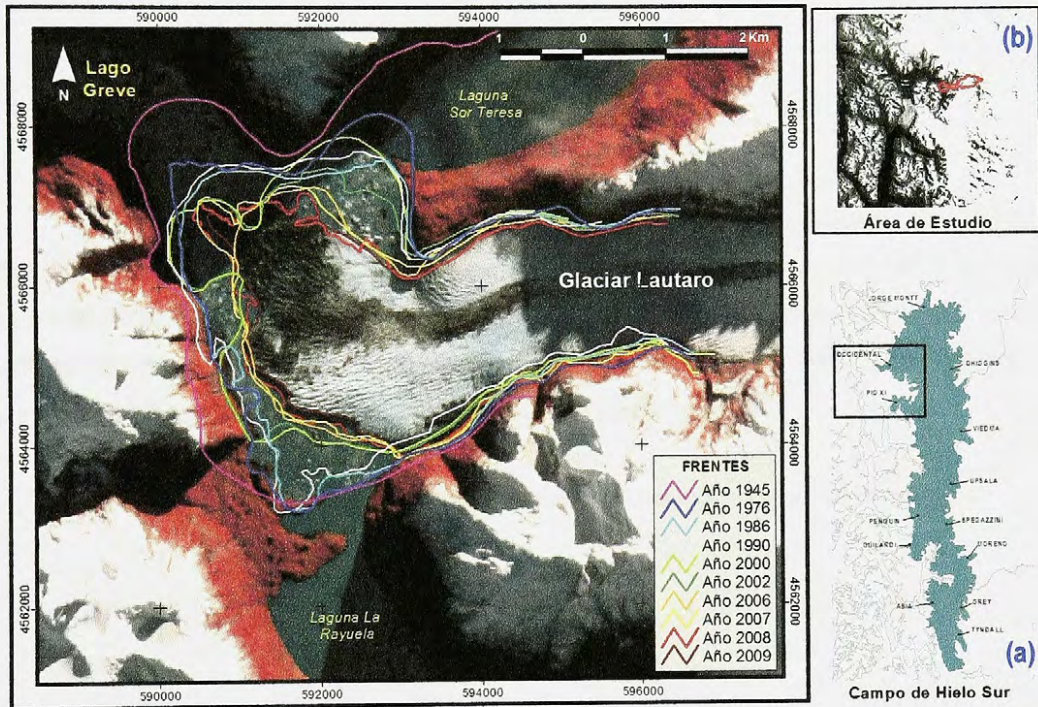


Figura 45. Curva hipsométrica del glaciar HPS8, basado en los datos entregados por el SRTM del 2000.

7.1.4. Glaciar Lautaro

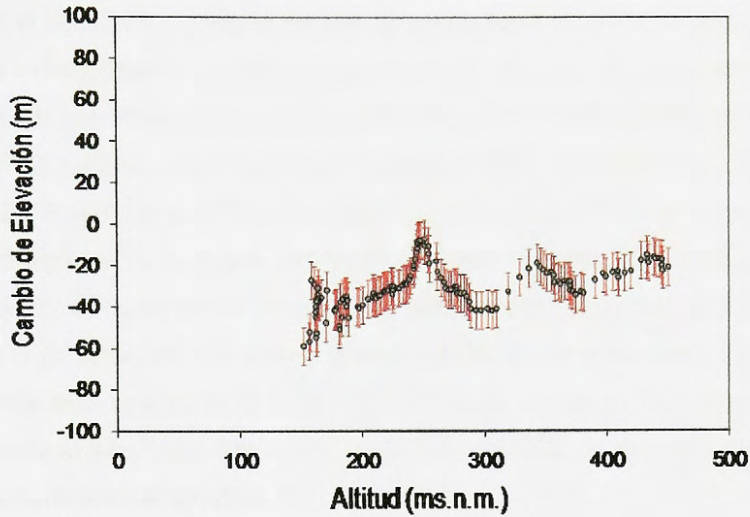
Desde el primer registro en 1945 que se tiene de la posición del frente hasta el año 2009, el glaciar Lautaro ha retrocedido 1.240 m, lo que se traduce en un retroceso promedio anual de $19,38 \text{ m a}^{-1}$, reduciendo su área en $8,56 \text{ km}^2$ (Figura 46). Sin embargo, ha presentado diferentes variaciones en sus flancos entre los diversos años (1986 y 1990; 1990 y 2000), donde algunos sectores presentan ligeros retrocesos, mientras que otros registran leves avances. Cabe destacar la parcial desintegración de la morrena terminal en el 2006, lo cual generó la total integración de la laguna Sor Teresa al Lago Greve.

Figura 46. Imagen satelital ASTER del 05 de Junio del 2009, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar Lautaro a partir del año 1945: (a) la posición del glaciar en CHS y (b) en el Área de Estudio.



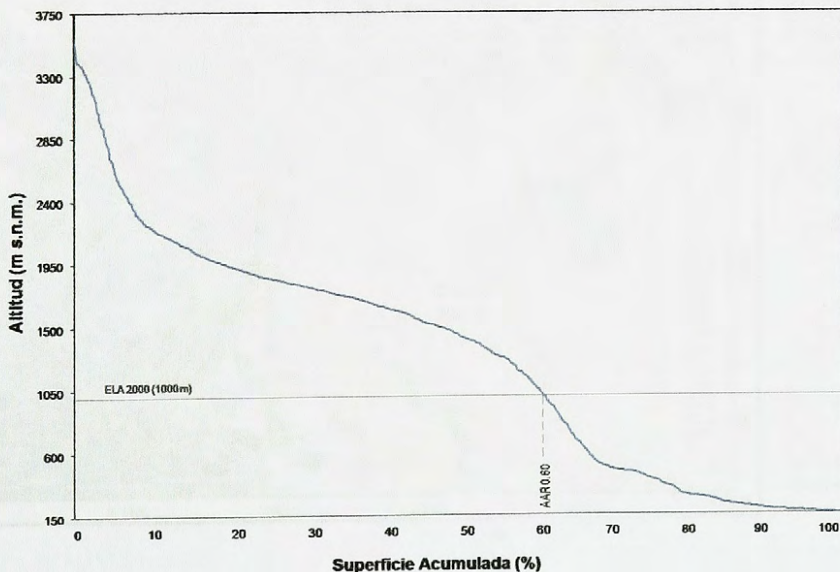
Entre 1975 y 2000, el glaciar presentó una tasa de adelgazamiento de $1,6 \text{ m a}^{-1}$ aprox. Si bien dicha tasa es baja comparada con la presentada por los demás glaciares, el adelgazamiento y el retroceso del frente del glaciar Lautaro fueron determinantes para que las lagunas La Rayuela y Sor Teresa se conectaran con el lago Greve. Asimismo, al observar la relación entre el cambio de elevación y la altitud del glaciar Lautaro (Figura 47), permite señalar que entre 1975 y 2000 existió un adelgazamiento que, si bien no superó los 60 m, generó que el glaciar retrocediera y en su lugar, fuese reemplazado por el lago Greve.

Figura 47. Cambios de elevación del glaciar Lautaro (eje y, en m), asociados a la altitud del glaciar (eje x, en ms.n.m.) en el período comprendido entre 1975 y 2000, las líneas rojas indican el valor del error vertical de los datos (± 18 m).



La curva hipsométrica para este glaciar fue calculada en base a la información del SRTM del 2000 (Figura 48), donde el glaciar Lautaro presenta una AAR de 0,60 lo cual significa que el 60% de la superficie glaciar corresponde a la zona de acumulación. Sin embargo, un aumento de la ELA en esta zona, se traduciría en una reducción importante en el área de acumulación y un consecuente retroceso ya que entre los 1.200 y 1.900 m el glaciar presenta una suave pendiente.

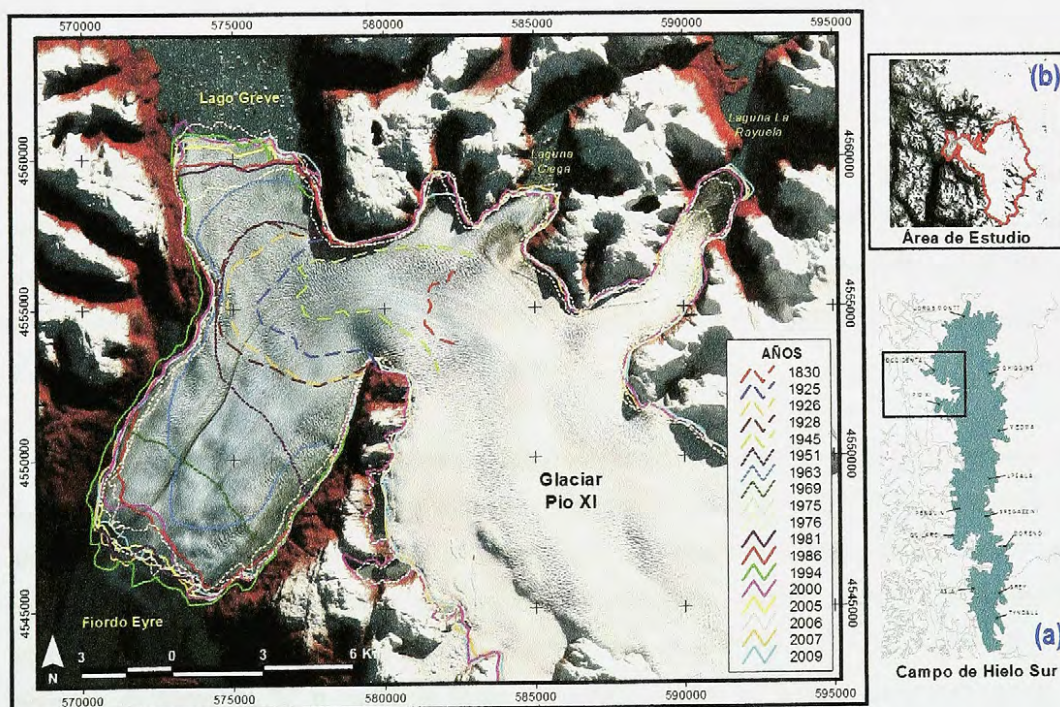
Figura 48. Curva hipsométrica del glaciar Lautaro, basado en los datos entregados por el SRTM del 2000.



7.1.5. Glaciar Pío XI

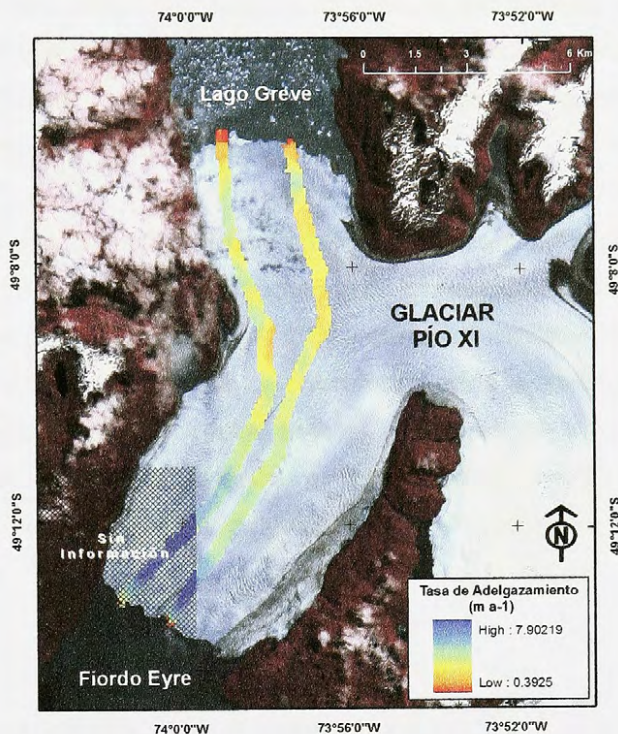
Durante el siglo XX, los glaciares del área de estudio han estado retrocediendo, pero el glaciar Pío XI presenta un comportamiento atípico ya que en general ha avanzado. Dicho comportamiento del glaciar Pío XI ha sido descrito por varios autores como LLIBOUTRY, 1956; MERCER, 1964; IWATA, 1983; ANIYA *et al.*, 1992; RIVERA, 1992; WARREN & SUGDEN, 1993; WARREN *et al.*, 1997; RIVERA & CASASSA, 1999 y RIVERA *et al.*, 2000, entre otros. Los resultados sobre las variaciones frontales son resumidos y actualizados en la **Figura 49**, donde el glaciar ha avanzado y retrocedido en varias ocasiones, incluyendo un rápido avance en 1926, un retroceso importante en 1945; un reavance en 1963, lo que permitió la formación del lago Greve; la estabilización, ciertas manifestaciones de retroceso y avance en algunos sectores entre dicha fecha y 1986; un fuerte avance en 1993, cuando alcanzó una posición de máximo avance hasta el momento; un retroceso el 2000; un importante avance el 2007 y manifestaciones de retroceso el año 2009.

Figura 49. Imagen satelital ASTER del 05 de Junio del 2009, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las variaciones frontales del glaciar Pío XI a partir del año 1830: (a) la posición del glaciar en CHS y (b) en el Área de Estudio. Las variaciones frontales desde el año 2005, corresponden a actualizaciones realizadas en este trabajo.



Por otra parte, en la **Figura 50** se presentan las tasas de engrosamiento del glaciar entre 1975 y 2007, donde el frente del glaciar presentó una tasa de 2,6 m a⁻¹ promedio, donde los sectores marginales poseen las más bajas tasas (hasta 0,4 m a⁻¹). Por periodos se observa que: (a) entre 1975 y 2000, un engrosamiento importante del frente norte (40,5 m promedio); y (b) entre 2000 y 2007, el engrosamiento fue mucho mayor que el período anterior (tasas de 7 m a⁻¹), siendo el frente sur el que presentó los mayores cambios (37,9 m promedio).

Figura 50. Imagen satelital ASTER del 20 de Noviembre del 2006, bandas VNIR 3, 2, 1, indicando las tasas de engrosamiento del glaciar Pío XI entre los años 1975 y 2007.



7.1.6. Morrenas en los glaciares Occidental-Greve y Pío XI

Las bandas de tefra pueden ser reconocidas en cualquier imagen satelital y pueden ser usadas para calcular: (1) velocidad de hielo; y, (2) el intervalo de tiempo entre las grandes erupciones que produjeron capas de tefra, ya que la presencia de estas típicas capas de tefras al norte del volcán indican que el flujo del hielo es hacia el norte (LLIBOUTRY, 1999). El estudio de las morrenas es importante para el conocimiento de la dinámica y estructura de un glaciar.

El flujo de los glaciares Occidental y Greve presenta características similares. En primer lugar, el flujo es mayor en el centro (entre 200 y 230 metros por año) que en los bordes (entre 60 y 100 metros por año), donde se expande hacia los valles adyacentes, siendo el centro de ambos glaciares el lugar que presenta mayores transformaciones (compresión, encurvamiento, adelgazamiento y alargues de morrenas), mientras que el borde permanece relativamente estable. En segundo lugar, la presencia de morrenas en forma de "V" o punta de flecha que posteriormente se alargan, adelgazan, juntan y transforman en figuras lineales. Y en tercer lugar, tal como se señaló anteriormente, en fotografías aéreas

de 1945 pueden verse grandes bandas de cenizas volcánicas en estos glaciares, que LLIBOUTRY (1957 y 1999) asocia a tres erupciones del volcán Lautaro ocurridas de manera regular en el lugar. Sin embargo, a lo largo del tiempo y por el flujo del hielo, estas tres bandas de tefra se van transformando y confundiendo con otras, por lo que en el 2007 es imposible distinguirlos. Cabe destacar que, la morrena que nace del nunatak presente en el glaciar Greve, se ha estado encorvando ligeramente hacia el este desde 1976, lo que puede estar indicando una mayor velocidad del flujo (**Figura 51**).

El flujo del glaciar Pío XI entre los años 2000 y 2009 diverge más hacia el sur (fiordo Eyre) que para el norte (lago Greve), producto de la pendiente entre otros factores, donde las morrenas mediales están curvadas fuertemente hacia el Fiordo Eyre (**Figura 52**). El año 2000 presenta una ondulación de estas morrenas que puede deberse a un nuevo avance, pero después desaparece esta compresión el 2002 (**Figura 53**) y posteriormente se observa que las morrenas están derechas, curvadas sólo por el flujo hacia el sur (fiordo Eyre). Cabe destacar que, se observa una rápida tasa avance el año 2007 estimada en 453 m a^{-1} , ya que se ondulan y comprimen las morrenas en los márgenes. Mientras que posteriormente mantuvo una tasa de avance de 370 m a^{-1} .

Figura 52. Fotografía tomada por astronautas el 19 de Enero de 2002, donde se aprecia como las morrenas mediales del glaciar Pío XI aparecen fuertemente curvadas por el flujo del hielo, especialmente hacia el Fiordo Eyre.

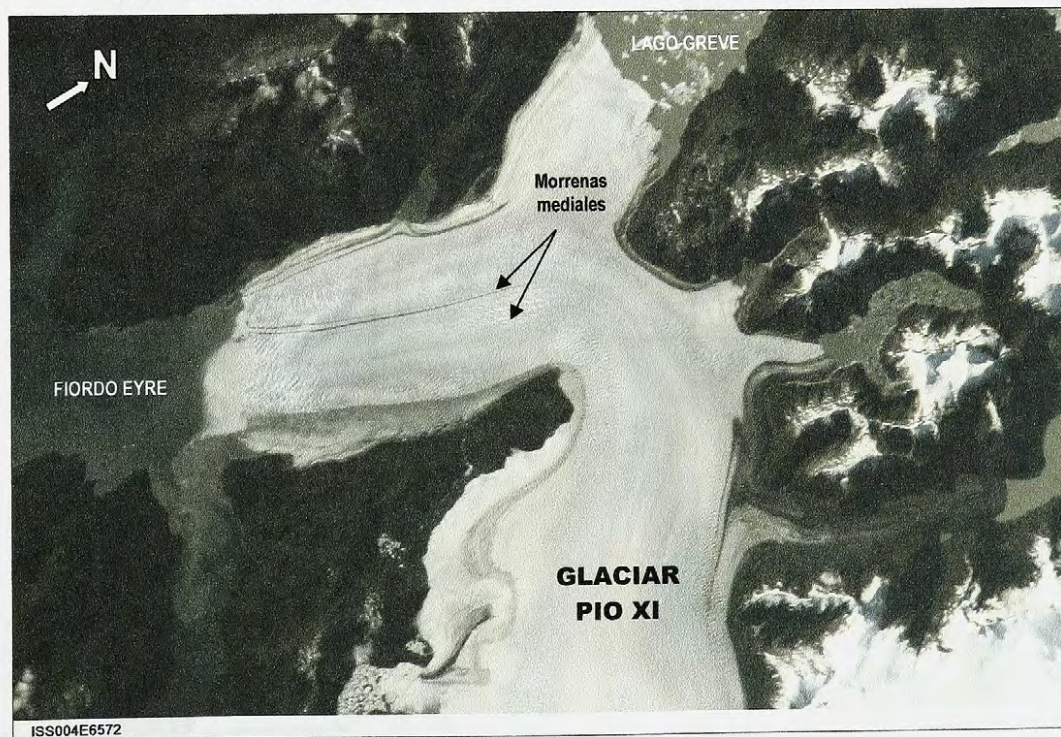


Figura 51. Posición de las morrenas de los glaciares Occidental y Greve, desde el año 1945 hasta el 2009.

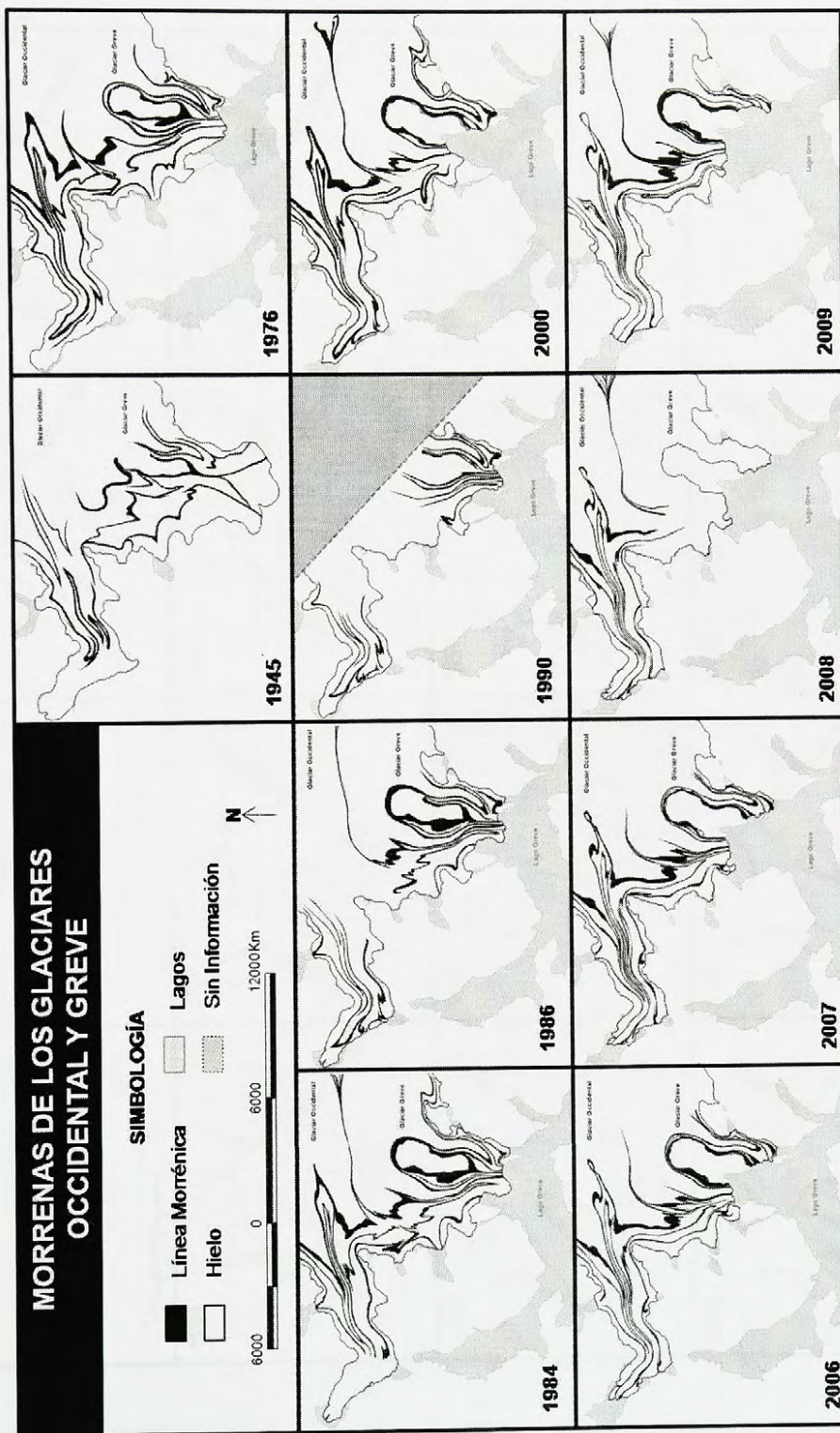
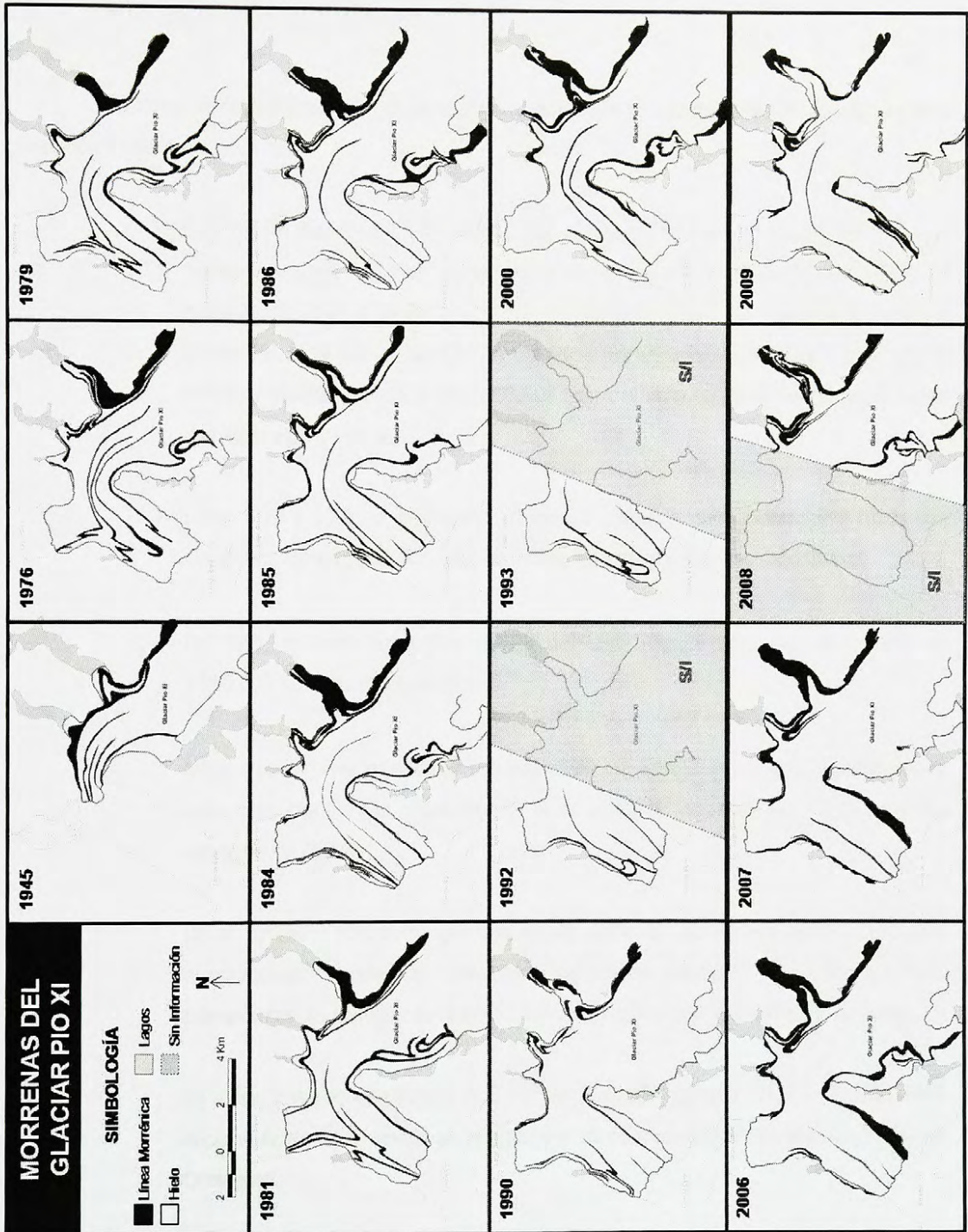


Figura 53. Posición de las morrenas del glaciar Pío XI, desde el año 1945 hasta el 2009.



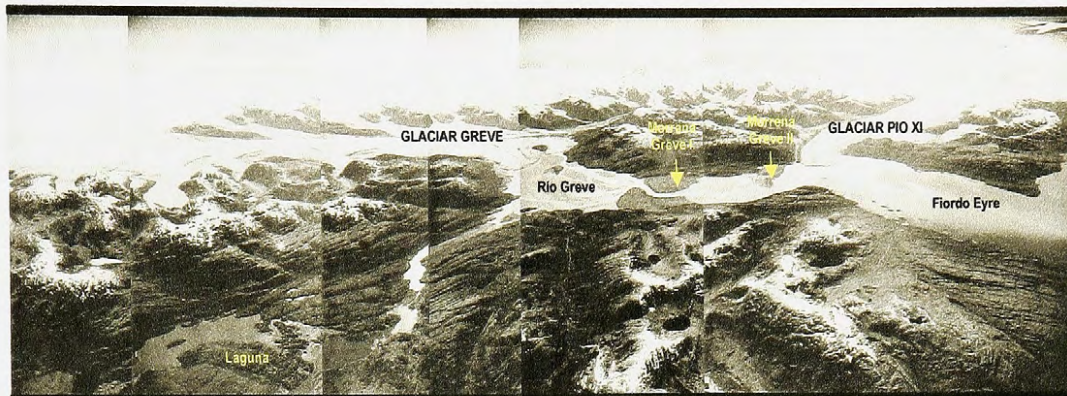
7.2. Caracterización del Lago Greve

7.2.1. Reseña evolutiva del lago

Tal como se explicó anteriormente, el desarrollo del lago se encuentra estrechamente ligado a las variaciones del glaciar Pío XI:

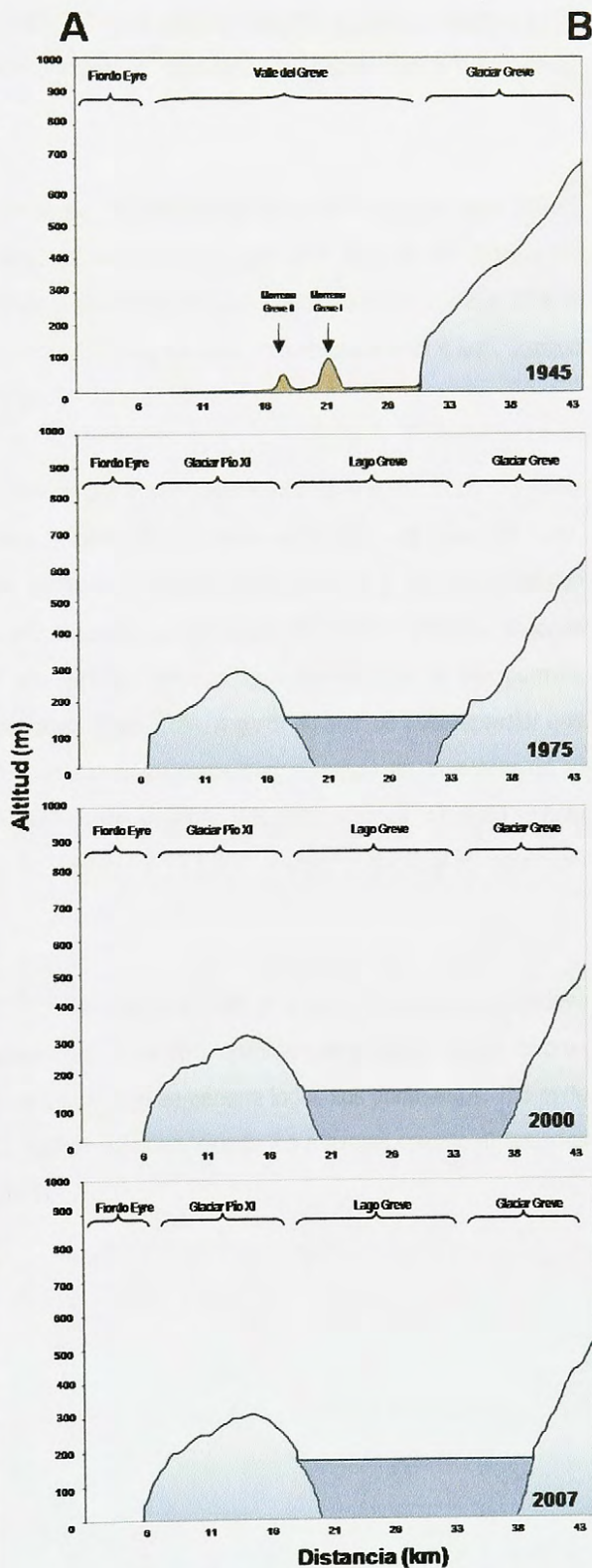
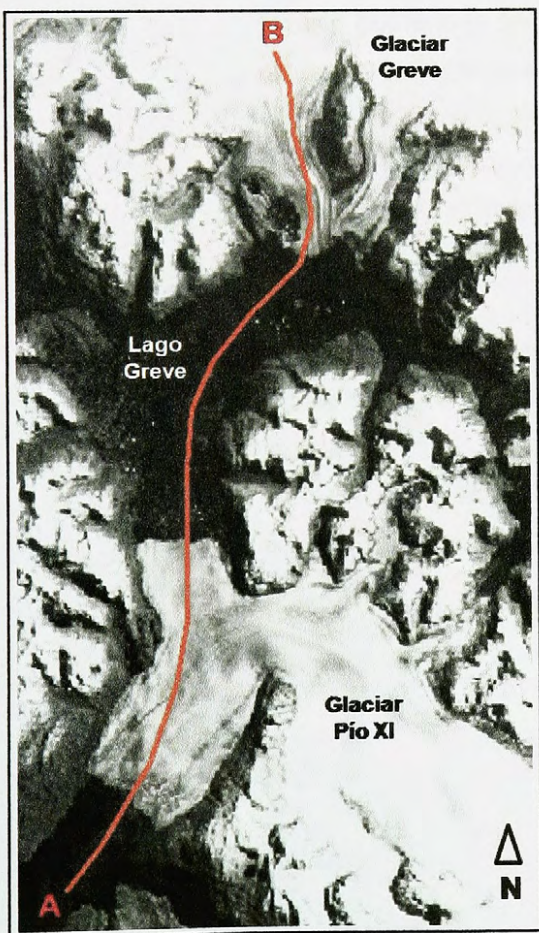
- ✓ Este glaciar fue visitado por primera vez por Juan Ladrillero en 1558 y los primeros antecedentes que se tienen de este sector corresponden a 1830, cuando se preparó un mapa donde aparece un fiordo Eyre mucho más largo que en la actualidad, dado que el glaciar Pío XI se encuentra al fondo del fiordo, se aprecia una nueva entrada hacia el oriente y se observa que el glaciar Greve ocupa el valle donde actualmente se puede encontrar el lago Greve.
- ✓ Entre 1925 y 1928, el glaciar Pío XI avanzó rápida e intempestivamente hasta que estrelló su frente con la orilla opuesta, formando incipientemente el lago Greve.
- ✓ En 1945, mediante fotografías aéreas del lugar (**Figura 54**) y la carta preliminar 1:250.000, se pudo observar que:
 - (a) el glaciar Greve presentaba una estructura lobular que cubría la mitad noreste del valle, presentando una altura de 150 m en el frente, mientras que en la parte alta superaba los 750 m;
 - (b) el río Greve transcurría por una suave pendiente, por lo que presenta un lecho anastomosado, donde son apreciables importantes depósitos de sedimentos finos provenientes del desagüe de dicho río, los cuales cubren la cabecera norte del fiordo.
 - (c) existe una pequeña laguna de 7 km² en el sector noroeste del valle, la cual drena hacia el fiordo Eyre, siendo alimentada por un río meandrante proveniente del glaciar Occidental.

Figura 54. Panorámica del valle Greve, en base a fotografías del vuelo TRIMETROGON de 1945, donde se pueden observar las posiciones del frente de los glaciares Greve y Pío XI, el lecho anastomosado del río Greve, las morrenas Greve I y II, y una pequeña laguna en el sector noroeste del valle, la cual drena hacia el fiordo Eyre.



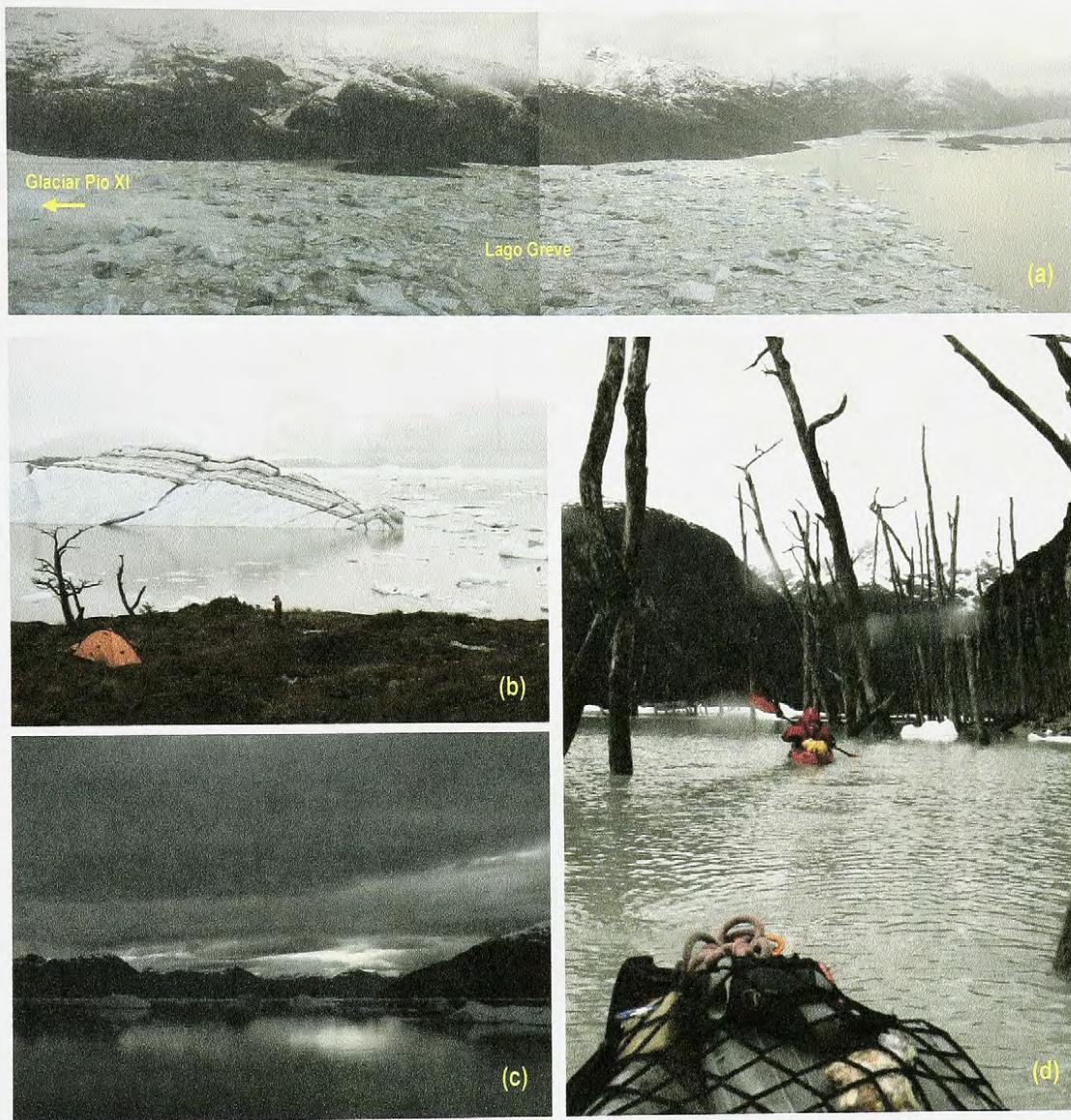
- ✓ En 1951, el glaciar evidencia un nuevo avance, pero no es suficiente para cerrar el paso del río Greve, por lo que éste escurria con dificultad por el margen occidental del valle, estancándose ocasionalmente y rompiendo el frente al estilo del glaciar Perito Moreno en Argentina.
- ✓ Un leve avance en 1963 permitió un nuevo embalsamiento del río Greve. De esta manera, el lago Greve de 1963 corresponde a la mayor parte del fondo del río Greve, siendo estimada en 107 km², una profundidad de 85 m y 3,4 km³ aproximadamente.
- ✓ En 1976 el glaciar Pío XI avanzó considerablemente, dando forma definitiva al lago Greve (**Figura 55**), el cual abarca 169 km², con una cota de 149 m y un volumen de 10,3 km³, el cual desagua por el norte en el frente del glaciar Benito, a través del valle Kaweshkar. Mientras que, el glaciar Greve presentó un fuerte retroceso.
- ✓ A pesar del retroceso, en los años 1984 y 1986 el glaciar sigue obstaculizando la salida de agua del valle Greve y por lo mismo, permite que el lago formado en 1963 siga presente, teniendo un área de 170 km², una altura de 150 m y un volumen de 10,5 km³.
- ✓ En 1992 y 1993, el lago contaba con un área de 163 km², 151 m de altura y un volumen de 9,4 km³, leve disminución del área posiblemente asociada al avance del frente norte del glaciar Pío XI.

Figura 55. Perfiles topográficos de los años 1945, 1975, 2000 y 2007, desde el Fiordo Eyre hasta el glaciar Greve, donde se aprecian los diversos cambios en el valle y posterior lago Greve.



- ✓ En el año 2000, el lago Greve tenía 150 m de altura y aumentó su área y volumen a 180 km² y 10,7 km³ respectivamente, debido al retroceso del glaciar Greve y un glaciar adyacente a éste.
- ✓ Entre el año 2000 y 2005, el frente sur del glaciar Pío XI volvió a avanzar unos 800 m; mientras que, el frente norte retrocedió unos 370 m. Lo anterior, sumado al retroceso del glaciar Lautaro y a la adhesión de la laguna La Rayuela, permitió que en el año 2006 el lago Greve nuevamente aumentara su área a 190 km² y su volumen a 11,4 km³, aunque mantuvo la misma cota del año 2000.
- ✓ En el año 2007, el sector fue visitado por dos expediciones: (a) una científica, por parte del CECS, quienes sobrevolaron el lugar, desarrollando mediciones de altimetría láser, lo que permitió obtener datos de la superficie de los glaciares; y (b) una deportiva denominada Transpatagonia, encabezada por el kayakista Cristian Donoso, quienes lograron recorrer este sector vía terrestre anteriormente inexplorado, lo que permitió obtener fotografías actuales del lugar (**Figura 56**). A partir de ello, se pudo apreciar que el glaciar Pío XI tuvo un fuerte aumento de su masa, traduciéndose en un avance de su frente tanto para el norte como para el sur; mientras que el lago Greve, aumentó su cota a 151 m, su área a 200 km² y su volumen a 13,7 km³, lo cual se debió al retroceso del glaciar Lautaro y Greve.
- ✓ Finalmente, en una imagen ASTER de mayo del 2009, el glaciar Pío XI presentó un leve avance en el frente norte y un retroceso en el sur; mientras que el glaciar Greve, tuvo un importante retroceso, generando que el lago aumentara todos sus parámetros: 153 m de altura, 214 km² de área y 15,2 km³ de volumen, siendo los mayores valores alcanzados en el período de estudio (**Tabla 5**).

Figura 56. Fotografías del lago Greve, tomadas el año 2007 por las dos expediciones que visitaron el lugar: (a) panorámica donde se aprecia el frente norte del glaciar Pio XI y los témpanos que flotan en el lago (Fuente: Andrés Rivera); y, (b) gran témpano proveniente del glaciar Pio XI flota en el lago Greve, (c) atardecer en el área central del lago Greve, bajo estas aguas está sepultado el gran valle donde el noruego Samsing intentó fundar una estancia ganadera, y (d), bosques inundados que bordean varios sectores del lago Greve, donde habían árboles que tenían una altura de 150 metros (Fuente: Cristian Donoso).



En definitiva, el lago desde su aparición en 1963 y consolidación en 1976, se ha mantenido hasta el 2009 (**Figura 57**), siendo controlado por la altura del exutorio en el sector noroeste del valle (al costado del glaciar Occidental), el cual alcanza unos 150 ms.n.m.

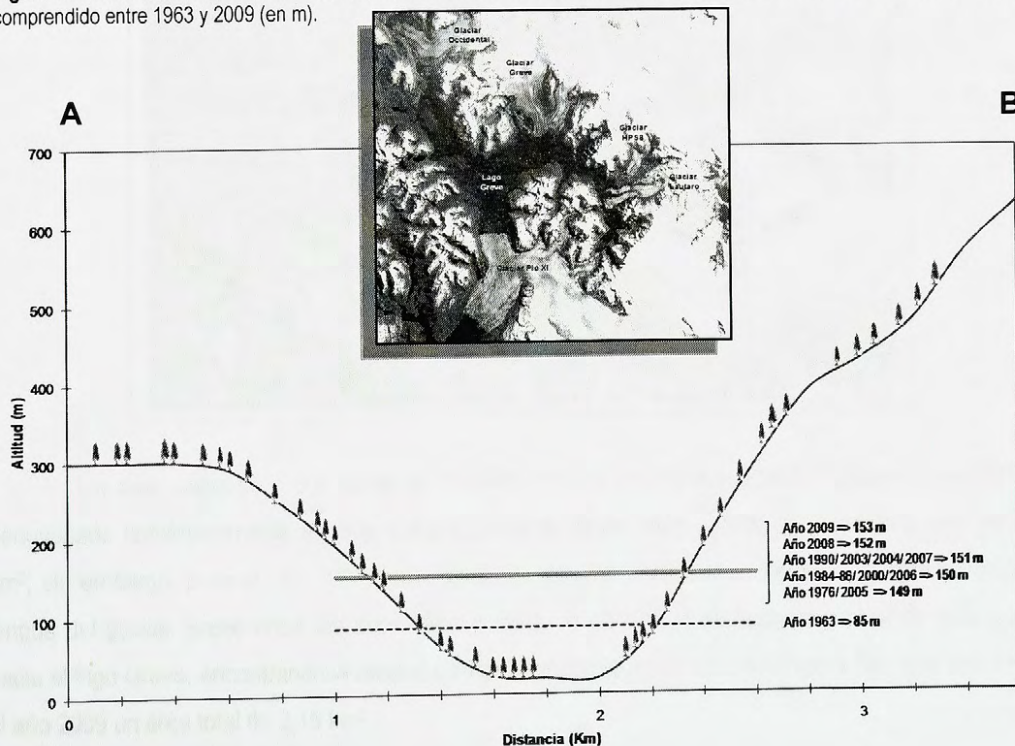
Tabla 5. Volúmenes estimados por la autora para el lago Greve entre 1963 y 2009 (en km³).

Año	Área del lago (km ²)	Cota del lago (m)	Volumen del lago (km ³)
1963	106,51	85	3,5837
1976	169,09	149	10,3050
1984	171,31	150	10,4931
1986	169,44	150	10,1786
1990	163,13	151	9,3914
2000	179,09	150 (*)	10,6647
2003	-	151 (**)	-
2004	-	151 (**)	-
2005	-	149 (**)	-
2006	191,14	150 (**)	11,3735
2007	200,09	151 (***)	13,6750
2008	-	152 (**)	-
2009	213,60	153	15,2098

Valor comparado con información:

- (*) SRTM
- (**) ICESAT
- (***) CAMS

Figura 57. Perfil transversal del valle Greve, donde se muestran las diferentes cotas alcanzadas por el lago para el período comprendido entre 1963 y 2009 (en m).

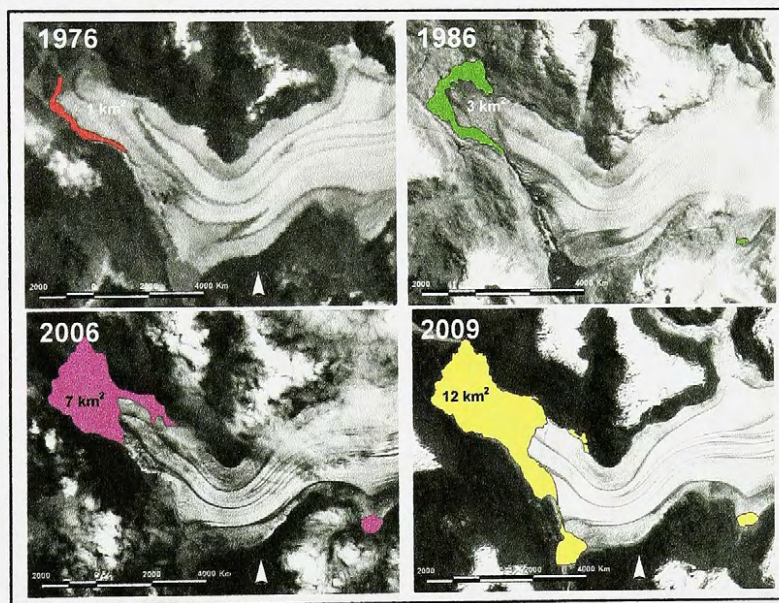


7.2.2. Inventario de lagos embalsados por glaciares en la cuenca del Greve

El área de estudio (la cuenca del Greve) para el año 2009 tenía cerca de 30 cuerpos de agua represados por hielo, donde la mayoría habían aumentado continuamente sus áreas desde 1976, dentro de las que destacan las lagunas Occidental, Greve, Sor Teresa, La Rayuela, Ciega y Brügger (Tabla 6).

Específicamente, la laguna localizada en el frente del glaciar Occidental, denominada de forma homónima en este trabajo, formada después de 1945, ha tenido grandes cambios desde 1976 cuando tenía 0,94 km², debido al importante retroceso que ha sostenido el glaciar desde dicha fecha y la adición de lagunas adyacentes (Figura 58), como ocurrió el 2006 con una pequeña laguna adyacente (N°2) presente desde el 2000, lo que generó una extensión de 7 km², y otra importante adición en el año 2009 de las lagunas N° 3, 4 y 5, llegando a 12 km².

Figura 58. Variaciones de la laguna localizada frente al glaciar Occidental entre 1976 y el 2009.



Un caso especial y que llama la atención, es una laguna marginal del glaciar Greve (N°16), denominada homónimamente en este trabajo, presente desde 1945 cuando tenía un área total de 4,35 km²; sin embargo, para el año 2000, probablemente asociado al fuerte retroceso y debilitamiento de la lengua del glaciar Greve entre los años 1990 y 2000, se detectó el vaciamiento parcial de esta laguna hacia el lago Greve, encontrándose después dividida en 2 pequeñas lagunas (Figura 59), que sólo logran al año 2009 un área total de 2,15 km².

Tabla 6. Lagos embalsados por glaciares en la cuenca del Greve (donde: s/i= Sin Información; n/e= No Existe), estando el área en km² para los diferentes años estudiados. Además, se agrega una figura para señalar donde se encuentran los lagos.



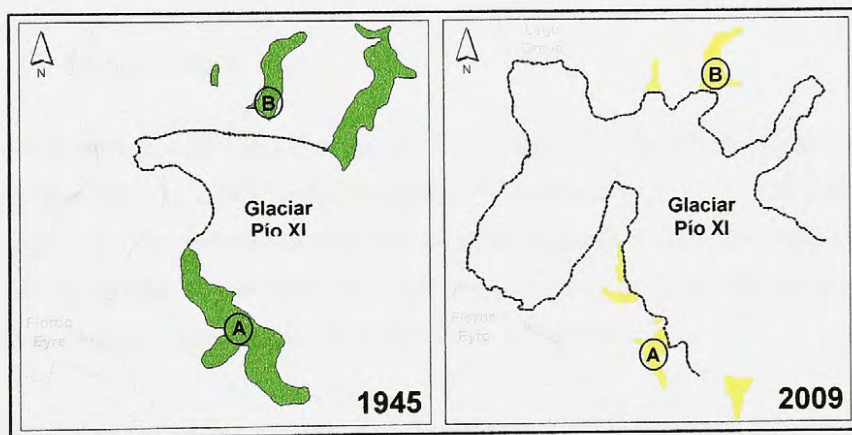
N°	NOMBRE	Glaciar Asociado	POSICIÓN		AREA											
			Latitud (W)	Longitud (S)	1945	1976	1984	1986	1990	2000	2006	2007	2008	2009		
1	Laguna Occidental	Glaciar Occidental	74° 10' 08.807"	48° 49' 38.716"	n/e	0.935	s/i	2.729	2.762	4.667	7.067	8.075	7.760			
2	-	Glaciar Occidental	74° 07' 46.906"	48° 50' 22.492"	n/e	n/e	n/e	n/e	0.284							
3	-	Glaciar Occidental	74° 06' 22.426"	48° 51' 00.361"	n/e	n/e	n/e	n/e	0.068		0.272	0.290	0.259			11.842
4	-	Glaciar Occidental	74° 07' 49.166"	48° 51' 54.487"	0.543	0.220	s/i	0.203	0.242	0.467	0.612	0.688	0.861			
5	-	Glaciar Occidental	74° 08' 58.052"	48° 53' 20.201"	n/e	1.528	s/i	1.723	1.488	0.640	0.903	0.935	1.030			
6	-	Glaciar Occidental	74° 02' 03.951"	48° 49' 03.845"	5.597	3.661	4.690	3.898	2.810	2.225	2.868	3.242	4.718			3.200
7	-	Glaciar Occidental	73° 58' 48.145"	48° 48' 04.081"	n/e	0.387	0.503	0.468	0.537	0.272	0.205	0.292	0.144			0.312
8	-	Glaciar Occidental	73° 55' 46.573"	48° 49' 52.522"	n/e	0.728	0.816	0.827	0.866	0.830	0.581	0.584	0.557			0.436
9	-	Glaciar Occidental	74° 01' 27.778"	48° 52' 46.397"	0.339	n/e	0.030	0.069	0.079	0.203	0.406	0.326	0.376			0.395
10	-	Glaciar Occidental	73° 57' 28.363"	48° 51' 21.459"	n/e	n/e	n/e	n/e	n/e	n/e	0.026	0.020	0.018			0.027
11	-	Glaciar Greve	73° 58' 03.323"	48° 51' 51.341"	n/e	0.023	0.043	0.067	0.067	0.065	n/e	0.046	s/i			0.013
12	-	Glaciar Greve	73° 55' 08.041"	48° 52' 04.710"	n/e	0.044	0.086	0.109	0.100	0.088	s/i	n/e	s/i			0.074
13	-	Glaciar Greve	73° 59' 09.377"	48° 53' 24.133"	n/e	1.026	0.758	0.857	0.650	0.737	s/i	0.307	s/i			0.307
14	-	Glaciar Greve	73° 57' 53.100"	48° 54' 10.528"	n/e	0.087	0.149	0.135	0.105	0.187	s/i	0.058	s/i			0.105
15	-	Glaciar Greve	73° 57' 33.441"	48° 54' 27.042"	n/e	0.107	0.081	0.116	0.084	0.029	s/i	0.087	s/i			0.058
16	Laguna Greve	Glaciar Greve	73° 58' 08.827"	48° 55' 16.583"	4.350	3.654	4.003	4.145	3.664	1.579	1.394	1.514	1.572			1.572
17	-	Glaciar Greve	73° 48' 13.548"	48° 55' 51.970"	n/e	n/e	1.371	0.908	0.417	0.534	0.629	0.507	0.495			0.495
18	Laguna Sor Teresa	Glaciar Greve	73° 42' 44.847"	49° 01' 54.484"	n/e	2.175	2.741	2.768	2.760	8.445	8.685	8.775	8.808			Lago Greve
19	-	Glaciar Greve	73° 39' 56.564"	49° 00' 48.430"	n/e	0.912	1.012	1.065	1.192	n/e	0.236	1.064				Lago Greve
20	-	Glaciar Lautaro	73° 45' 22.120"	49° 03' 39.071"	n/e	n/e	0.122	0.163	n/e	0.236	1.064					Lago Greve
21	Laguna La Rayuela	Glaciar Lautaro	73° 49' 37.689"	49° 06' 02.976"	6.500	4.857	4.402	5.163	5.424	4.689	6.280	6.442	4.694			5.083
22	Laguna Ciega	Glaciar Pio XI	73° 52' 35.409"	49° 06' 11.626"	0.508	0.368	0.710	0.663	0.735	0.787	0.626	0.687	s/i			1.191
23	-	Glaciar Pio XI	73° 59' 03.873"	49° 09' 03.054"	n/e	n/e	0.135	0.125	0.082	0.186	0.274	s/i				0.234
24	-	Glaciar Pio XI	73° 59' 58.132"	49° 09' 37.654"	n/e	0.680	0.851	0.987	0.675	1.266	1.196	1.202	s/i			1.216
25	-	Glaciar Pio XI	73° 53' 50.899"	49° 11' 17.523"	n/e	n/e	0.101	n/e	n/e	n/e	n/e	0.067	s/i			s/i
26	-	Glaciar Pio XI	73° 54' 10.558"	49° 12' 33.014"		1.029	1.349	1.373	1.430	0.964	1.069	1.113	1.146			1.051
27	-	Glaciar Pio XI	73° 59' 46.181"	49° 13' 43.001"		0.462	1.315	1.281	1.340	1.264	1.203	1.185	1.315			1.369
28	-	Glaciar Pio XI	73° 52' 13.989"	49° 14' 25.464"	22.746	0.488	0.226	0.295	0.370	0.285	0.299	0.209	0.379			0.327
29	-	Glaciar Pio XI	73° 52' 31.869"	49° 15' 25.523"		1.842	3.736	4.046	3.828	3.938	3.630	3.541	3.604			3.564
30	Laguna Brüggen	Glaciar Pio XI	73° 49' 20.625"	49° 16' 46.912"		s/i	0.759	2.923	2.660	0.739	2.436	2.353	3.900			3.900
31	-	Glaciar Pio XI	73° 57' 41.466"	49° 01' 49.179"	6.638	169.090	171.313	169.440	163.130	179.090	191.140	200.090	213.6			213.6
32	LAGO GREVE															

Figura 59. Probable IDLOF ocurrido en la laguna Greve entre los años 1986 y 2000, en base a imágenes satelitales LANDSAT.



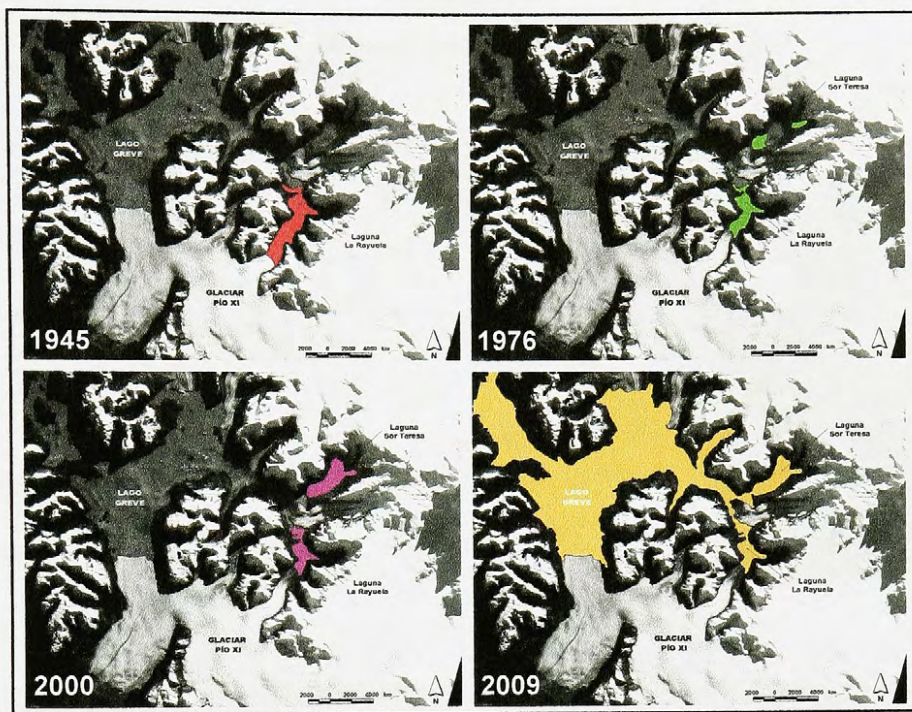
Las variaciones de las lagunas Ciega y Brügger, han estado asociadas directamente a la dinámica del glaciar Pío XI, ya que en ciertos años han visto disminuidas sus áreas producto de avances de éstos y en otros años, han aumentado producto del retroceso del glaciar que lo controla. Un ejemplo claro es la laguna Brügger, la cual en 1945 formaba una gran laguna de 22,75 km², pero debido al constante avance del glaciar Pío XI, fue dividida en 5 pequeñas partes, entre las que se encuentran las lagunas N° 27, 28, 29 y 31 (**Figura 60**).

Figura 60. Variaciones de las lagunas Brügger (letra A) y Ciega (letra B), asociadas al glaciar Pío XI, entre 1945 y el 2009.



La laguna La Rayuela presentó una constante y fuerte disminución de su área desde 1945 hasta el 2000 debido al avance del glaciar Pío XI, y posteriormente el retroceso del glaciar Lautaro facilitó la integración de todo el cuerpo de agua al lago Greve en el 2006. Mientras que, la laguna Sor Teresa, formada después de 1945, producto del fuerte retroceso del glaciar HPS8: creció y adosó una pequeña laguna marginal en el 2000, aumentando considerablemente su tamaño de 2 km² en 1976 a 9 km² en el 2008, y finalmente fue incorporada al lago Greve en el 2009 (**Figura 61**).

Figura 61. Variaciones de las lagunas La Rayuela y Sor Teresa entre 1945 y el 2009.

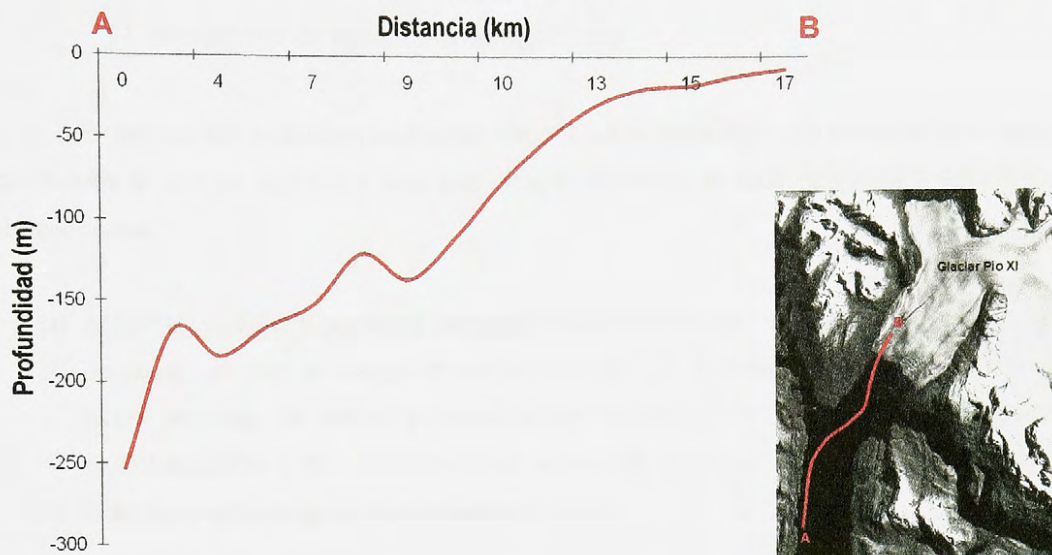


7.2.3. Batimetría Fiordo Eyre

Para la batimetría del fiordo Eyre, se obtuvieron datos para 3 fechas diferentes: 1951 (Instituto Hidrográfico de la Armada), 2000 (Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada) y 2009 (CECS). En el primer caso, se obtuvo una línea con pocos valores tomados para el sector, los cuales muestran que el fiordo Eyre presentaba en esa fecha una profundidad de 180 m a 11 km del glaciar Pío XI, que posteriormente disminuía hasta llegar a 8 m en el frente de él (Figura 62).

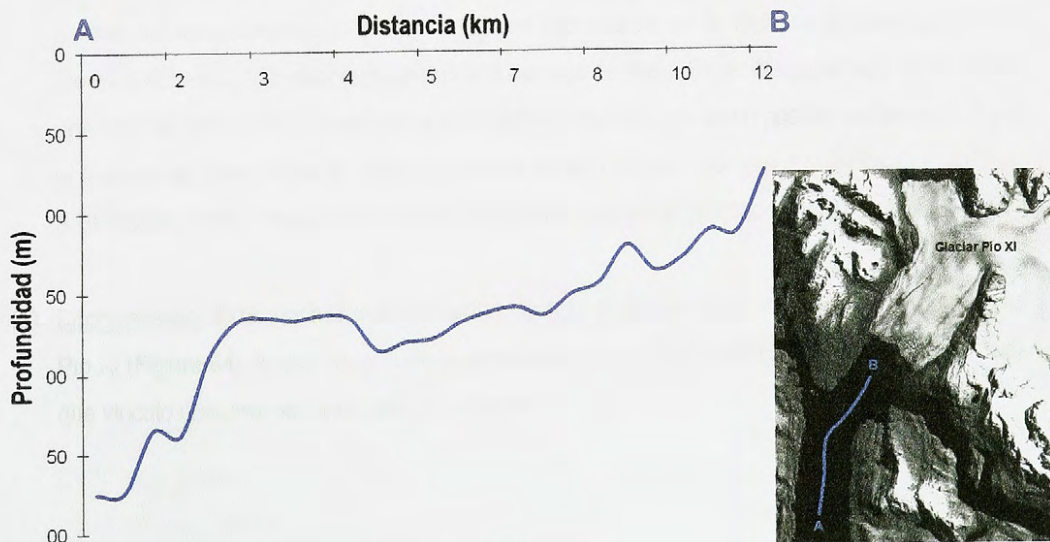
Por otro lado, en el segundo caso, la gran cantidad de datos obtenidos abarcan todo el fiordo Eyre, pero como el glaciar ha avanzado, la información se restringe hasta el fiordo Exmouth donde se tienen datos hasta el final de éste. Se observan profundidades que fluctúan entre -60 m (cerca del glaciar Pío XI) y -300 m a 14 km del glaciar (Figura 63). Lo anterior se ve respaldado por los datos adquiridos mediante sonar el 2009, los cuales se conciden con las profundidades observadas el año 2000.

Figura 62. Perfil batimétrico del fiordo Eyre para el año 1951, en base a los datos proporcionados por el Instituto Hidrográfico de la Armada (IHA).



Si bien se pretendía comparar los datos obtenidos para estimar la sedimentación del fiordo Eyre y así extrapolar la información al lago Greve, no pudo realizarse dicha labor ya que los datos diferían en centenas de metros (>100 m), lo que determinaría un gran error.

Figura 63. Perfil batimétrico del fiordo Eyre para el año 2000, en base a los datos proporcionados por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA).



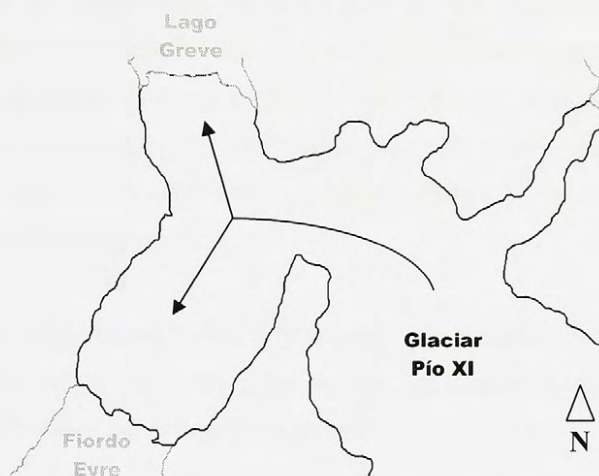
7.3. Estimaciones hidrológicas y climáticas

7.3.1. Mecanismos de vaciamiento del lago Greve

En este capítulo se analizan los diversos mecanismos de vaciamiento que existen en la literatura, aplicándolos al caso del lago Greve para determinar la factibilidad de ocurrencia y forma del evento, obteniendo que:

- (a) **Actividad volcánica y geotermal subglacial.** Si bien se encuentra el volcán Lautaro en el sector de estudio, predecir un desagüe de este tipo es difícil ya que están directamente asociados a ciclos eruptivos del volcán y existe escasa información al respecto. Además, según GUDMUNDSSON & SIGUROSSON (1996) el momento de un vaciamiento, incluso cuando una actividad eruptiva ha ocurrido, es a menudo imprecisa.
- (b) **Actividad Sísmica.** No se tiene información al respecto para la zona.
- (c) **Rebalse.** La altura del lago Greve es controlada por su exutorio, el cual alcanza los 150 m, muy inferior al espesor del glaciar Pío XI que supera los 235 m. Por lo tanto, es imposible que se genere un rebalse en la zona.
- (d) **Mecanismo de Glen.** GLEN (1954) propone un mecanismo de iniciación de drenaje en un lago represado por hielo que depende de la profundidad del lago y argumenta un nivel crítico de 200 metros aproximadamente para que la presión hidrostática en la represa de hielo ejerza una fuerza suficiente como para generar un túnel a través del hielo. Sin embargo, el lago Greve posee una cota de 153 m y hay involucrados más factores que influyen en un posible vaciamiento, como el espesor del hielo. Además, este mecanismo ha sido refutado por varios estudios (p.e. STURM & BENSON, 1985), donde se excede el nivel crítico y no se ha generado desagüe alguno.
- (e) **Sifonamiento.** Este proceso está descartado debido al flujo divergente presentado por el glaciar Pío XI (**Figura 64**), lo que imposibilita la generación de una red hidrológica interna interconectada que vincule uniformemente el lago con el fiordo.

Figura 64. Flujo divergente del glaciar Pío XI.



- (f) **Formación de una cavidad subglacial.** Este mecanismo, tal como el anterior, necesita que exista una conexión con el sistema de drenaje interno del glaciar; sin embargo, debido al comportamiento del glaciar Pío XI es difícil que ocurra.
- (g) **Flotación de la represa de hielo.** Para la aplicación de la fórmula señalada en la Figura 34, se estudió el frente del glaciar, en base a la imagen SRTM del 2000, donde se obtuvieron 10 perfiles (Figura 65) y para cada uno de ellos se obtuvieron las alturas de contacto entre la pared rocosa y el glaciar, ya que es la zona más inestable, discontinua e irregular, por lo que cualquier mecanismo de desagüe ocurriría en primera instancia en este lugar. En el perfil 10 se encuentra el punto crítico (234,856 m), el cual determinará la flotación del frente. De esta manera:

$$H = 1/9 P = 1/9 * 150 \text{ m} = \underline{17 \text{ m}} \quad (\text{a})$$

$$E = P + H = 150 + 17 \text{ m} = \underline{167 \text{ m}} \quad (\text{b})$$

$$E (\text{actual } 214,498) - E (\text{necesario } 167 \text{ m}) = \underline{47,498 \text{ m}} \quad (\text{c})$$

Es decir, para que se produzca la flotación (a) el alto del frente debe ser 1/9 de la profundidad del lago y en este caso tendría que ser menor o igual a 17 m; sin embargo, el glaciar presenta una altura muy superior a la necesaria para que flote (b), por lo que tendría que presentar un adelgazamiento de 48 m para que aquello suceda (c).

(h) **Ensanchamiento o ruptura subaérea.** En términos generales, se observa que el sector presenta todas las características necesarias para que este proceso ocurra. Sin embargo, al calcular el valor de la relación h/l_b (donde h es la cota del lago y l_b es la longitud de la brecha) que propone el modelo para que ocurra un vaciamiento (estimado en 0,011), éste es muy pequeño. Es decir, la gran longitud del frente del glaciar Pío XI (14 km aprox.) dificulta probar la ocurrencia de este tipo de vaciamiento, ya que el retroceso que debería presentar el glaciar escapa de los límites de esta investigación.

Por otra parte, los perfiles de la **Figura 65** muestran que el glaciar posee una gran altura en el frente (entre el contacto hielo-roca), lo que significa que sería necesario un adelgazamiento del glaciar sobre 80 m para que el mecanismo ocurra.

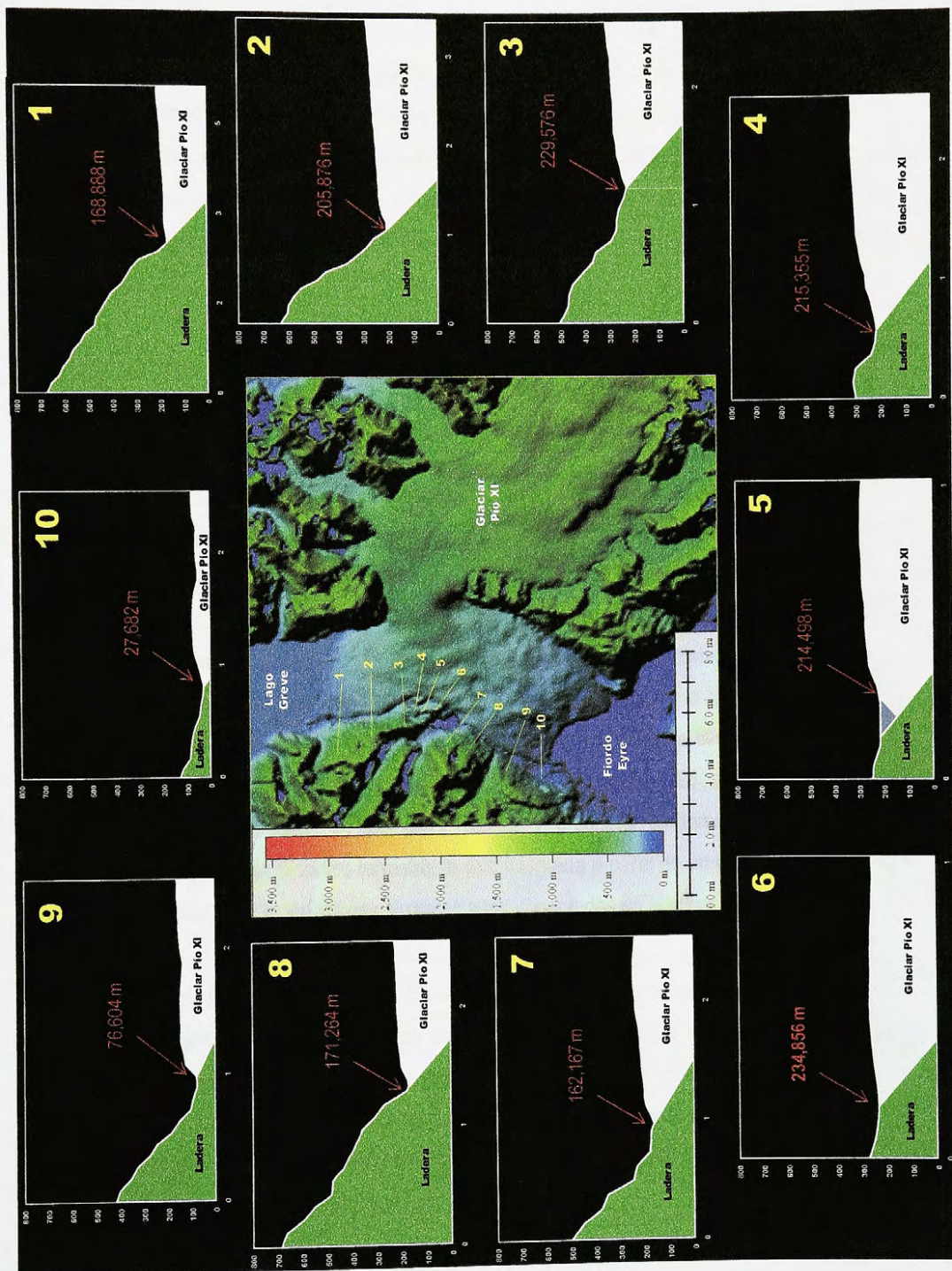
Y por último, la formulación matemática del modelo establece que, según la ecuación (1), la altura del agua que entraría en la brecha (D) serían dos tercios la altura del lago (h):

$$D = \frac{2}{3} h = \frac{2}{3} * 153 \text{ m} = \underline{102 \text{ m}}$$

Por lo tanto, la abertura de la brecha (B), según la ecuación (3), estaría dada por la tasa de derretimiento (m) estimada en 12,82 m eq. en agua a^{-1} (estimada para el glaciar Moreno por TAKEUCHI *et al.*, 1996); la profundidad (D) es 100 m; ρ_i es la densidad del hielo (910 kg m^{-3}) y la tasa de flujo del glaciar (μ_i) comprende un rango entre 1-5 m d^{-1} y 25 m d^{-1} (RIVERA *et al.*, 1997b; WARREN *et al.*, 1997).

En definitiva, como la abertura de la brecha está dada por la diferencia entre la abertura por derretimiento y el cierre por el avance del frente, lo que controla el ensanchamiento de la brecha es la tasa de flujo del glaciar (μ_i), lo que implica que esta hipótesis tampoco es factible, considerando las velocidades en el frente (aproximadamente en más de 12, 5 m d^{-1}) y que el estado del balance de masa del glaciar es positivo, con ganancias de área en las últimas décadas. Por consiguiente, las características presentadas por el glaciar Pío XI (velocidad mayor que la tasa de derretimiento) tendrían que cambiar para replantearse un vaciamiento por medio de este mecanismo, lo que resulta imposible de prever.

Figura 65. Perfiles extraídos del SRTM del año 2000, que muestran las alturas de la zona de contacto entre el glaciar Pio XI y la pared rocosa.



Finalmente, si bien el glaciar muestra una condición estable que no favorece el drenaje, existe una alta probabilidad de ocurrencia de un desagüe en corto tiempo, producto del dinámico e impredecible comportamiento de éste. De esta manera, el tipo de mecanismo más probable que ocurrirá será la flotación del frente del glaciar, específicamente con un volumen actual de $15.210 \times 10^6 \text{ m}^3$, la descarga máxima que se presentaría para el mecanismo de flotación (en función de la ecuación: $Q_{\text{max}} = 46 [V]^{0,66}$) sería de $2.529.083 \text{ m}^3/\text{s}$. Cabe mencionar que, no es necesario conocer la forma de la pared de hielo, porque puede llegar a ser muy compleja, o entender en detalle la física de *calving*, debido a que se asume la importancia hidráulica de los mecanismos de desagüe en el derretimiento del hielo (WALDER & COSTA, 1996).

7.3.2. Escenarios climáticos

La comprensión del sistema climático es un problema de gran interés científico. Sin embargo, en estos últimos años, una sensación de urgencia viene alimentando la investigación sobre la modelización del sistema climático, ya que la probabilidad de que las actividades humanas alteren la composición de la atmósfera, afecten el clima a nivel regional y mundial, y repercutan en las economías de los países y en los ecosistemas naturales, estimula el desarrollo de modelos del sistema climático (IPCC, 1997). Alrededor de una decena de modelos numéricos de circulación general de la atmósfera y de los océanos han sido desarrollados y aplicados con el propósito de evaluar los cambios climáticos a nivel global y su información ha sido puesta a disposición de la comunidad internacional (DGF, 2007), todos ellos basados en una formulación matemática de las leyes físicas y procesos fundamentales que gobiernan el comportamiento del sistema climático terrestre, la que integrada a partir de un estado inicial y forzada por la radiación solar dan lugar a variaciones similares a las observadas en el clima (IPCC, 2007).

Los modelos simples del sistema climático parecen tener la desventaja de tratar sólo los promedios mundiales o zonales, siendo que se necesitan las variaciones regionales de los cambios de temperatura y precipitación para completar el vínculo entre emisiones e impactos en las evaluaciones integradas (IPCC, 1997). Por ello, para derivar información con mayor detalle espacial se recurre a Modelos Regionales en los cuales el dominio de cálculo cubre sólo una parte del globo que puede ser descrita con mejor resolución (50, 25 km o menos) (DGF, 2007).

7.3.2.1. Variabilidad de la temperatura superficial y la línea de nieves

La **figura 66** muestra las variaciones de temperaturas anuales y sus futuras tendencias para el modelo regional PRECIS en el área de estudio, donde se simula un escenario actual (denominado Baseline) a partir del cual evolucionará el clima futuro (uno moderado, B2 y otro severo, A2). Como era de esperar dominan los cambios positivos (calentamiento) en el sector, siendo mayores para el escenario A2. El cambio de temperatura media del escenario A2 respecto al clima actual es 2,75 °C, mientras que bajo el escenario B2 el cambio es de 1,77 °C.

En un intento por validar las salidas de PRECIS para el clima actual con observaciones realizadas, se comparan los promedios anuales y el ciclo anual de la temperatura en el sector (**Figura 67**). En la parte superior del rectángulo de la izquierda se muestran los promedios anuales de observaciones (cuadrados grises) y los promedios de PRECIS sobre la faja latitudinal que se indica en ellos (círculos azules); en la parte inferior se presenta el perfil medio de la topografía en la faja latitudinal junto con la posición de las estaciones de observación (cruces transversales negras x) y de un punto interpolado en la grilla de PRECIS correspondiente a la posición geográfica de la estación (cruces verticales azules +). En el extremo derecho se exhibe el ciclo anual de la faja latitudinal de las observaciones (rectángulo gris) y proporcionados por PRECIS. En la faja comprendida entre 43 y 49°S, la coincidencia es muy buena en el terreno bajo, pero en terrenos más altos PRECIS sobreestima la temperatura media anual lo que se justifica por la diferencia en altitud entre las posiciones de la estación en el modelo y la realidad, probablemente debido a su ubicación no quedan bien representados; como consecuencia el ciclo anual de la faja queda nuevamente sobreestimado por el modelo. Sin embargo, el sector estudiado (49°S y 74°W) de manera general queda bien simulado.

En consecuencia, el aumento de la temperatura superficial pronosticada por el modelo, puede indicar una elevación de la isoterma cero y consecuentemente de la altura de la línea de nieve, donde un aumento de 0,3° C podría elevar la ELA en 50 m, basado en una tasa de 0,6°C/100 m (RIGNOT *et al.*, 2003). Por lo tanto, para el escenario más severo (A2) se elevaría la altura de la línea de nieves y simultáneamente la línea de equilibrio en 450 m. Mientras que, para el escenario moderado (B2) ésta se elevaría 300 m.

Figura 66. Variaciones de la temperatura superficial del sector, donde se aprecian los promedios anuales para el clima actual (morado), el escenario A2 (azul) y el B2 (amarillo), y las tendencias observadas para los distintos escenarios (A2, línea roja y B2, línea verde) a partir del clima actual (línea negra).

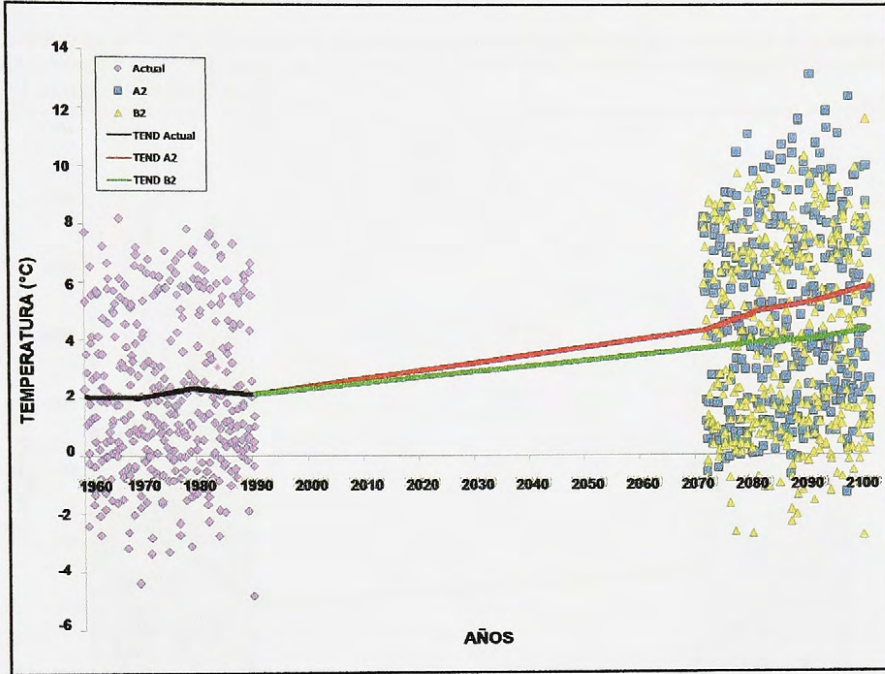
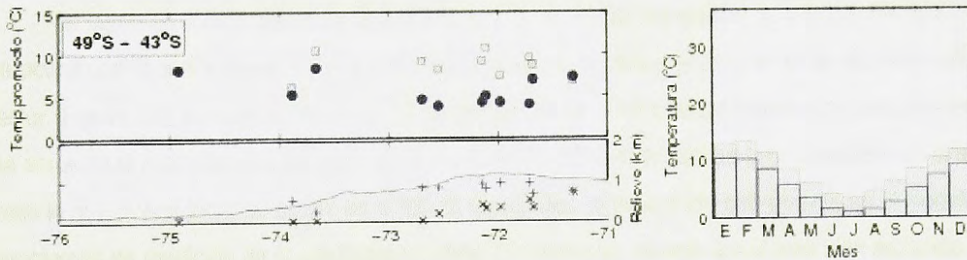


Figura 67. Validación de temperaturas medias del modelo regional PRECIS y las observadas en el sector (Fuente: DGF, 2007).

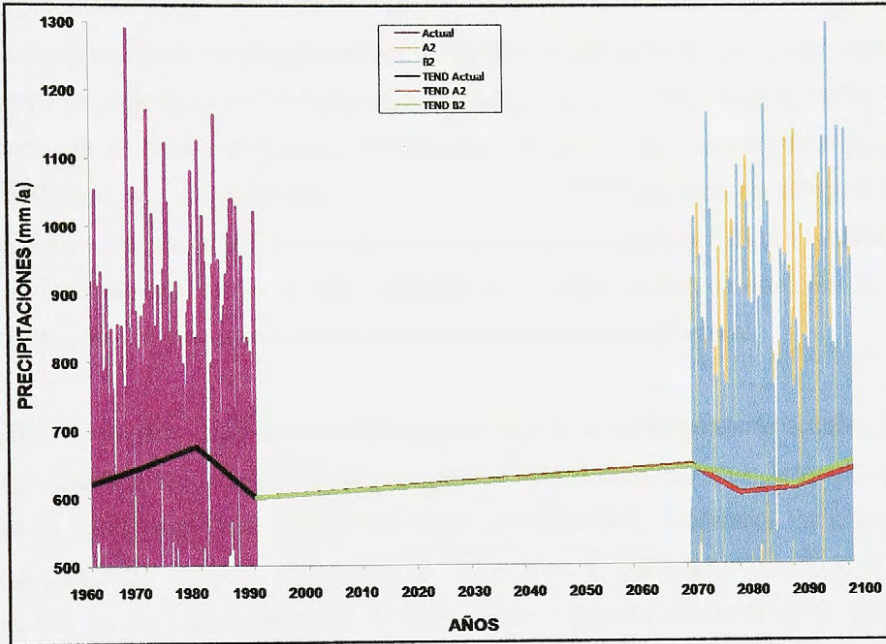


7.3.2.2. Variabilidad de la precipitación

Los resultados del modelo sugieren una disminución en la cantidad de precipitaciones durante el verano y un incremento durante el invierno, sobretodo en el escenario más severo, lo cual refleja cambios de la actividad ciclónica y anticiclónica respecto al presente que podrían esperarse ante un cambio global por efecto del incremento de los gases invernadero (CARRASCO *et al.*, 1998). Por otra parte, se observa que la tendencia en las variaciones de la precipitación anual varía negativamente (**Figura 68**), ya que para

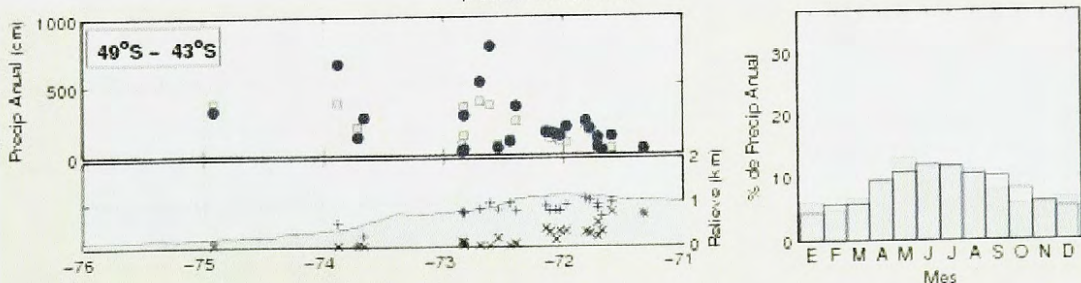
el escenario A2 respecto al clima actual es de $-25,8 \text{ mm a}^{-1}$, mientras que para el escenario B2 el cambio sería de -19 mm a^{-1} .

Figura 68. Variaciones de la precipitación del sector, donde se aprecian los promedios anuales para el clima actual (morado), el escenario A2 (naranja) y el B2 (celeste), y las tendencias observadas para los distintos escenarios (A2, línea roja y B2, línea verde) a partir del clima actual (línea negra).



Tal como en el caso de las temperaturas se intentó validar las salidas del modelo PRECIS para el clima actual con observaciones, comparando los promedios anuales y el ciclo anual de la precipitación en el sector (**Figura 69**), aunque a diferencia de las temperaturas el ciclo anual muestra los porcentajes de la suma anual de la precipitación. En general, la salida de PRECIS sobreestima la precipitación en el terreno elevado lo que puede tener su origen en el efecto topográfico representado pobremente en el modelo y en los problemas de medición de la precipitación nival. Sin embargo, el ciclo anual está bien replicado por el modelo.

Figura 69. Validación de precipitaciones del modelo regional PRECIS y las observadas en el sector (Fuente: DGF, 2007).



7.3.3. Factor grado-día

Si se asume una tasa de ablación promedio de $0,0079 \text{ m/}^\circ\text{C día a. eq.}$ (valor promedio **Tabla 4**, estimado en m), usando este factor y considerando una temperatura media de 2°C al año (línea negra, **Figura 66**), la ablación anual para el año 2010 sería de $5,767 \text{ m a. eq.}$ Lo anterior se ve respaldado por un estudio realizado en Campo de Hielo Sur, específicamente en el glaciar Pío XI, por CASASSA & RIVERA (1999), donde se presenta un modelo topográfico para determinar la precipitación anual, la ablación anual y el balance neto en base a un modelo digital de elevación, el cual determina un factor grado día de $0,0073 \text{ m/}^\circ\text{C día a. eq.}$, una temperatura diaria del aire de $2,016^\circ\text{C}$ (promedio diario registrado por 16 meses en el frente del glaciar, 150 m s.n.m.) y una ablación anual del hielo de $5,81 \text{ m a}^{-1}$ obtenida para el área de ablación total del campo de hielo (calculada para cuatro sectores de éste). Por lo tanto, los resultados obtenidos en este estudio concuerdan con los establecidos para la zona.

De esta manera, según los datos del modelo PRECIS, si las temperaturas actuales (escenario denominado Baseline) se comparan con los escenarios futuros (próximos 100 años), la temperatura media aumentará en $2,75^\circ\text{C}$ para el escenario A2 (severo) y $1,77^\circ\text{C}$ para el B2 (moderado). Por lo tanto, al final del periodo (año 2100) se tendrá una ablación de $13,7 \text{ m a. eq. a}^{-1}$ (escenario A2) y $10,87 \text{ m a. eq. a}^{-1}$ (escenario B2). Es decir, en los próximos 100 años debido al aumento constante de las temperaturas, aumentará progresivamente la ablación en los glaciares del sector, duplicando el resultado para ambos escenarios.

8. DISCUSIÓN

8.1. Relación entre el comportamiento de los glaciares y la dinámica del lago

El estudio de los glaciares que controlan el comportamiento del lago Greve (**Tabla 7**) muestra un comportamiento generalizado de retroceso entre 1945 y el 2009 de los glaciares Occidental, Greve, HPS8 y Lautaro de 3.814 m, 6.160 m, 5.020 m y 1.240 m respectivamente, lo que se traduce en una pérdida de área entre 9 y 77 km². Además, el análisis de la resta de los modelos de terreno muestran una tendencia general de adelgazamiento, el cual pudo ser cuantificado entre los años 1975 y 2007 para los glaciares Occidental (3,4 m a⁻¹) y Greve (4 m a⁻¹). Dicha disminución significativa de los glaciares han aportado continuamente gran cantidad de agua al lago Greve y el espacio suficiente como para que se expanda, siendo el glaciar Greve el que presenta las mayores tasas de retroceso y adelgazamiento. La tendencia general detectada en los glaciares estudiados está de acuerdo al proceso de *deglaciación* en curso que está afectando a los glaciares de Chile (Rivera *et al.*, 2000).

Por el contrario, el glaciar Pío XI ha presentado un comportamiento único comparado con sus glaciares vecinos, donde registros históricos y diversas investigaciones (incluyendo ésta), comprueban una alta variabilidad en la posición del frente (**Tabla 8**), donde el flujo del glaciar Pío XI diverge más hacia el sur (fiordo Eyre) que al norte (lago Greve). Si bien registra periodos de retroceso (1928-45, 1981-85, 1994-95 y 2007-09), los periodos de avance son más intensos e importantes. El último avance presentado ocurrió el 2007 cuando el glaciar avanzó fuertemente hacia ambos lados, ondulando y comprimiendo las morrenas en los márgenes, y registró una alta tasa de engrosamiento de su superficie (7 m a⁻¹). Si bien desde esa fecha hasta principios del 2009 presentaba un retroceso del frente sur, registró una importante tasa de avance (370 m a⁻¹), lo que podría significar el inicio de un nuevo ciclo de avance. Comparado con otros glaciares (a excepción del Occidental) que presentan altas AAR y un comportamiento de retroceso, los periodos de avance pueden estar explicado, en parte, por su gran tamaño (1.265 km²) ya que según PATERSON (1994) le tomaría más tiempo en responder que los más pequeños, debido a que tiene una zona que constantemente está siendo alimentada y por lo tanto su ELA no varía mucho, permitiendo que el Pío XI siempre mantenga su zona de acumulación permanentemente compensando la pérdida en su zona de ablación.

Tabla 7. Resumen de la información obtenida para los glaciares Occidental, Greve, HPS8 y Lautaro, sus características y variaciones.

		Glaciar				Referencias
		Occidental	Greve	HPS8	Lautaro	
Latitud (S)		48°51'	48°58'	49°02'	49°03'	Aniya <i>et al.</i> (1996); Aniya <i>et al.</i> (1997); Casassa <i>et al.</i> (2000); Casassa <i>et al.</i> (2002)
Longitud (W)		74°14'	73°55'	73°47'	73°48'	
Largo (km) año 2000		49	51	11	19	
Área Total (km ²) año 2000		244	438	38	55	
Cambio de posición frontal (m)	1945 - 1986/87	-1.189	-3.690	-1.640	-	Este estudio
	1986/90 - 2009	-2.625	-2.470	-3.380	-	
	Total Periodo	-3.814	-6.160	-5.020	-1.240	
Tasa de cambio de posición frontal (m a ⁻¹)	1945 - 1986/87	-29,00	-90,00	-40,00	-	Aniya <i>et al.</i> (1996); Aniya <i>et al.</i> (1997); Casassa <i>et al.</i> (2000); Casassa <i>et al.</i> (2002)
	1976 - 1986	-	-	-	-20,00	
	1986/90 - 2009	-138,00	-107,40	-147,00	-	Este estudio
	Total Periodo	-59,59	-96,25	-78,44	-19,38	
Cambio de área frontal (km ²)	1945 - 1986/87	-2,10	-33,30	-2,40	-	Aniya <i>et al.</i> (1996); Aniya <i>et al.</i> (1997); Casassa <i>et al.</i> (2000); Casassa <i>et al.</i> (2002)
	1976 - 1986	-	-	-	0,60	
	1986/90 - 2009	-9,43	-21,73	-5,25	-	Este estudio
	Total Periodo	-29,07	-77,13	-11,06	-8,56	
Volúmen perdido (km ³ a ⁻¹ hielo)	1975-2000	1,27	0,53	-	0,02	Rignot <i>et al.</i> (2003)
Tasa de Adelgazamiento (m a ⁻¹)	1975 - 2007	-3,40	-4,00	-	-	Este estudio
	2000 - 2007	-2,90	-2,20	-	-	
AAR		0,25	0,67	0,66	0,52	Aniya <i>et al.</i> (1996); Aniya <i>et al.</i> (1997); Casassa <i>et al.</i> (2000); Casassa <i>et al.</i> (2002)
		0,29	0,60	0,79	0,60	Este estudio
ELA (m)		925	1,000	1,000	1,000	Aniya <i>et al.</i> (1996); Aniya <i>et al.</i> (1997); Casassa <i>et al.</i> (2000); Casassa <i>et al.</i> (2002)

Tabla 8. Resumen de las variaciones históricas del glaciar Pío XI.

		Glaciar Pío XI		Referencias			
		Frente Sur	Frente Norte	Frente Sur	Frente Norte		
Tasa de cambio de posición frontal (m a ⁻¹)	1830 - 1925	126		Rivera <i>et al.</i> (2000)			
	1925 - 1926	1.000		Agostini (1945)			
	1926 - 1928	Estable con leve avance		Rivera (1992)			
	1928 - 1945	-147		Rivera <i>et al.</i> (1997a)			
	1945 - 1951	750	130	Rivera <i>et al.</i> (1997a)	Warren <i>et al.</i> (1997)		
	1951 - 1969	142	-				
	1969 - 1976	345	-				
	1976 - 1981	120	83				
	1981 - 1985	-300	100				
	1985 - 1992	180	89				
	1992 - 1993	400	-				
	1993 - 1994	1000	800				
	1994 - 1995	-800	Estable con leve retroceso			Rivera <i>et al.</i> (1997b)	Rivera <i>et al.</i> (2000)
	1995 - 2000	Estable con leve retroceso				Rivera <i>et al.</i> (2000)	
	2000 - 2006	107,53	-27,33	Este estudio			
	2006 - 2007	216,54	186,64				
2007 - 2009	-199,82	45,86					
Cambio de área frontal (km ²)	1945 - 1986	41,50	18,00	Aniya <i>et al.</i> (1996); Aniya <i>et al.</i> (1997); Casassa <i>et al.</i> (2000)			
	1986 - 2009	4,98	3,92	Este estudio			
Volúmen perdido (km ³ a ⁻¹ hielo)	1975-2000	-0,52		Rignot <i>et al.</i> (2003)			
Tasa de cambio de elevación (m a ⁻¹)	1975 - 2007	2,60		Este estudio			
	2000 - 2007	7,00					
AAR			0,80	Warren <i>et al.</i> (1997)			
			0,74	Este estudio			
ELA (m)			1.100	Rivera & Casassa (1999)			

La mayoría de los glaciares pasaron a tener frentes desprendentes en agua dulce ("freshwater glaciers"), principalmente el glaciar Greve y el frente norte del Pío XI; mientras que el frente sur de este último está sometido a mareas ("tidewater glacier"). Estos glaciares exhiben características de inestabilidad, sensibilidad a la topografía y, en este caso, una respuesta indirecta al cambio climático ya que si bien la mayoría de los glaciares ha retrocedido, se han presentado algunas excepciones llamativas como los avances (Pío XI) y los retrocesos acelerados (Greve). Lo anterior puede estar explicado en

términos de sensibilidad climática, ya que según la literatura (p.e. WARREN *et al.*, 1999) existe un contraste entre las tasas de calving de ambos tipos de glaciares, siendo más lento en los sometidos a mareas justamente los menos sensibles al cambio climático. De esta manera, el comportamiento presentado por los glaciares ha estado influenciado por este importante patrón, donde los que tienen frente desprendente en el lago Greve presentan importantes tasas de retroceso (asociado también a la profundidad de éste); mientras que, el glaciar Pío XI presenta períodos de avances en su frente sur.

Por otra parte, el estudio del lago Greve muestra una evolución asociada a las variaciones de los glaciares que lo rodean, la creación de un incipiente lago en 1925-28, la desaparición de éste en 1945 y como consecuencia del avance del glaciar Pío XI, el lago fue represado definitivamente en 1963 y se consolidó en 1976, aumentando su tamaño a 169 km² y desaguando hacia el sector norte de la cuenca, cerca del glaciar Occidental, el cual había retrocedido y adelgazado permitiendo el paso del agua por ese lugar. El lago alcanzó en el año 2009 su mayor cota (153 m), y su permanente incremento puede estar explicado por el retroceso de los glaciares, principalmente del Greve, así como la adhesión de otros lagos adyacentes tales como La Rayuela.

Esta dinámica se observa en todo el sector donde las lagunas marginales represadas por hielo (cerca de 30), presentan importantes cambios debido a las variaciones de los glaciares que los controlan ya que la profundidad de las lagunas está relacionada con la topografía del sector y el espesor del hielo, siendo los casos más llamativos: (a) la laguna frente al glaciar Occidental, la cual pasó de tener 1 km² a 12 km² de extensión en 30 años; (b) la laguna marginal al glaciar Greve que presentó un significativo vaciamiento entre 1986 y 2000, no pudiendo llenarse nuevamente en años posteriores, quedando dos pequeñas lagunas que completaban 2 km² y el vestigio de la gran laguna en las paredes del valle; (c) las lagunas Ciega y Brügger, asociadas al glaciar Pío XI, las cuales vieron disminuidas sus áreas drásticamente por el avance del glaciar; (d) la laguna La Rayuela que vio su área disminuida por el avance del glaciar y posteriormente fue adherida al gran lago Greve; y (e), la laguna Sor Teresa, creció debido al retroceso del glaciar HPS8 y posteriormente fue integrada al lago Greve.

8.2. Evaluación de un posible vaciamiento en función de escenarios climáticos

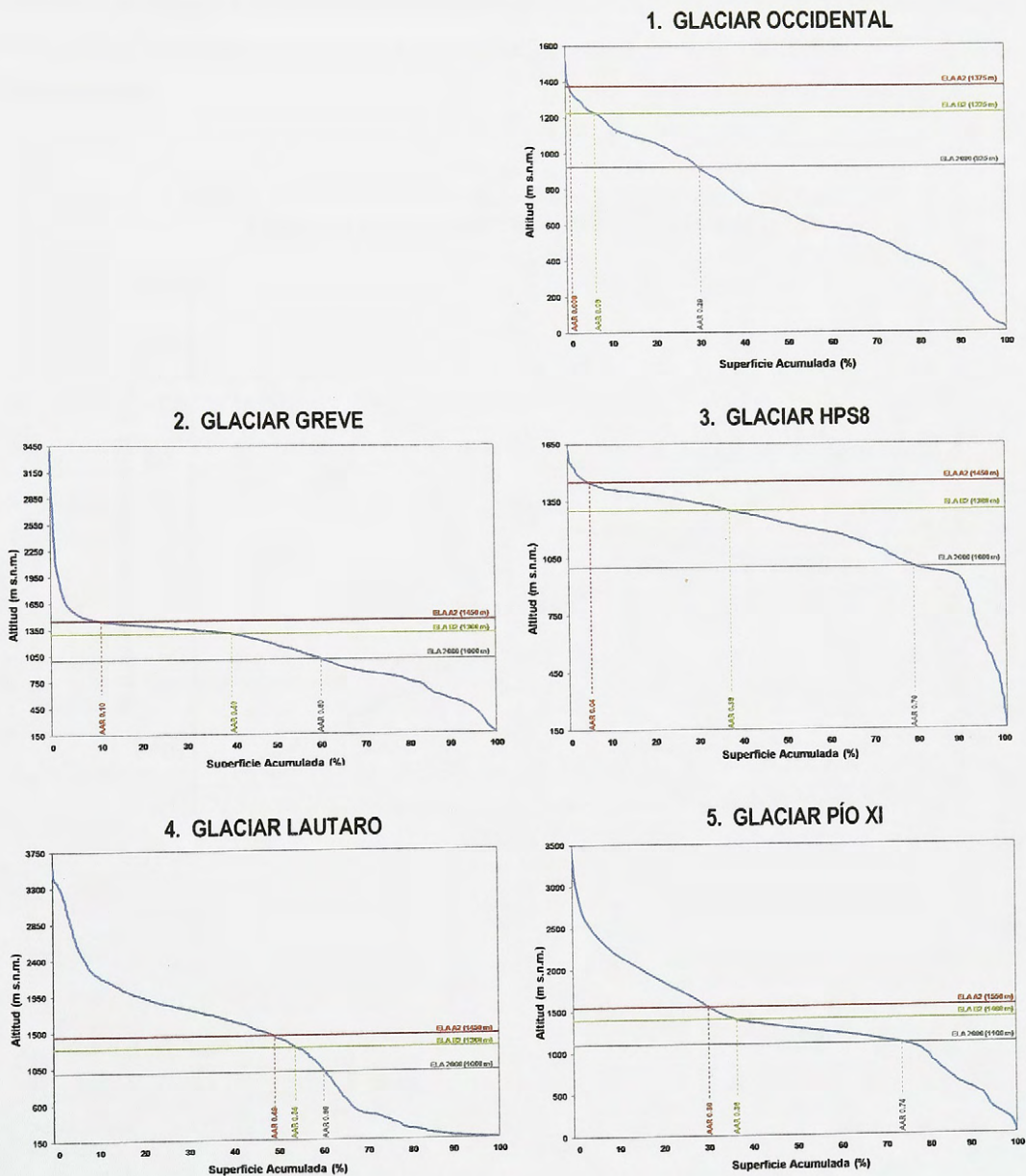
La literatura propone ocho diferentes tipos de mecanismos o modelos de vaciamiento de lagos represados por hielo, pero sólo se analizan dos: el modelo de flotación y la formación de un canal entre el hielo y la pared del valle, debido al comportamiento y la topografía del glaciar así como la profundidad del

lago. Aunque se presentan las características necesarias para que el último proceso ocurra, se dificulta esta posibilidad por 3 motivos: en primer lugar, el valor de la relación h/l_0 propuesta por el modelo, es muy pequeño (estimado en 0,011), por lo tanto estimar la variación de él implica un análisis particular del mismo; en segundo lugar, la gran altura en el margen implica que el glaciar debiera presentar un adelgazamiento superior a los 80 m; y en tercer lugar, como la velocidad es mayor que la tasa de derretimiento, para aplicar las fórmulas se deberían estimar las velocidades y tasas de ablación necesarias, siendo casi imposible ya que el glaciar presenta un comportamiento altamente variable. Por lo tanto, el único modelo factible que podría presentarse sería la flotación, siendo necesario recurrir a la estimación de escenarios climáticos frente a los cuales se podría presentar este fenómeno.

Aunque las predicciones de los modelos climáticos deben ser siempre visto con precaución debido a las dificultades inherentes que estos tienen en resolver los procesos dinámicos y físicos de la atmósfera, en especial de aquellos que ocurren a escalas menores a la resolución de los modelos (CARRASCO *et al.*, 1998), se analizaron las predicciones propuestas por el modelo PRECIS (*Providing Regional Climates for Impacts Studies*) para estimar los cambios en la climatología de la zona en dos escenarios en donde la concentración de los gases invernadero, en especial el CO₂, están aumentados a diferentes tasas en función de los valores actuales, los cuales quedan bien simulados al compararlos con información real del área.

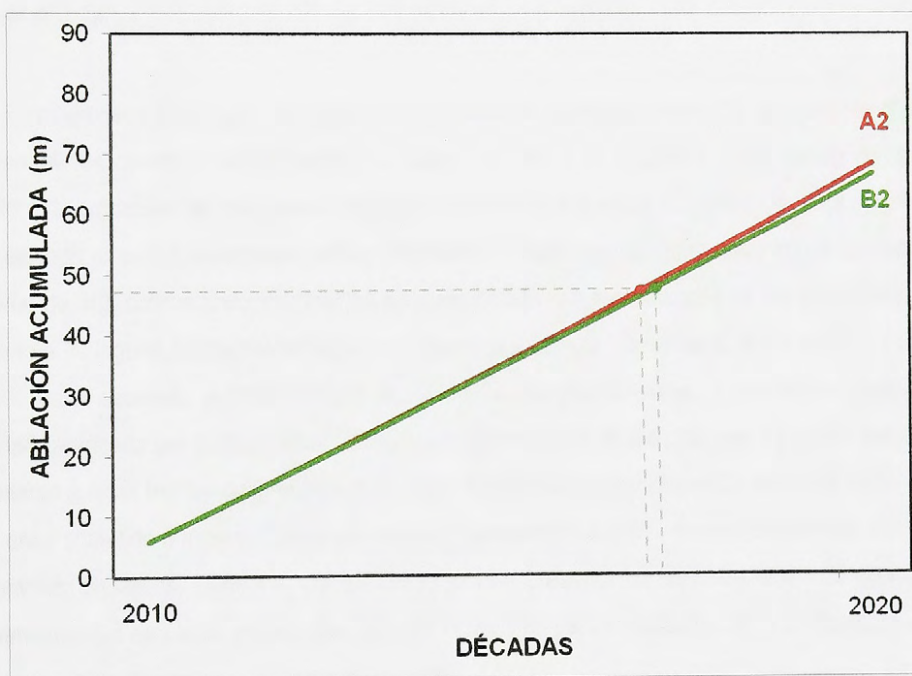
Si se considera lo propuesto por WARREN & SUDGEN (1993) para Campos de Hielo, sobre que los glaciares que descienden por el flanco oriental son más sensibles a cambios de las temperaturas, mientras los occidentales a las precipitaciones, todo el sector se vería afectado ya que se esperan cambios positivos de temperatura en el sector (calentamiento) y una disminución en la cantidad de precipitaciones durante el verano y un incremento durante el invierno, sobretodo en el escenario más severo. La **figura 70** muestra las hipsometrias de los glaciares frente a un cambio en la ELA para entender la respuesta de éstos a los escenarios climáticos definidos, donde todos los glaciares se verían afectados tanto para el escenario A2 como para el B2, ya que la línea de equilibrio subiría 450 m para el primero y 300 m para el segundo. Dada la forma de la curva hipsométrica y las posiciones de las ELA, indican mayor importancia de los procesos de ablación sobre la superficie del glaciar lo que podría acentuar el retroceso presentado por los glaciares. Sin embargo, los glaciares Occidental, Greve y HPS8 serían los más perjudicados porque tendrían toda la masa sujeta a ablación. Este mecanismo puede forzar cambios en la dirección de los patrones de descarga y una migración de la divisoria de aguas.

Figura 70. Curvas hipsométricas de los glaciares Occidental, Greve, HPS8, Lautaro y Pío XI, donde se aprecian los cambios de la ELA para los distintos escenarios climáticos (A2, línea roja y B2, línea verde) a partir del clima actual (línea gris).



Bajo este escenario, donde los glaciares retrocederían como respuesta al cambio climático, y si todas las demás variables se mantienen constantes, se obtiene como primera aproximación que desde la década de 2020 se presentan condiciones favorables para un vaciamiento del lago Greve mediante la flotación del margen del glaciar Pio XI (Figura 71), ya que en esas fechas se dará el adelgazamiento necesario (48 m) para que aquello ocurra, siendo el escenario más negativo el A2. Además, el desagüe sería en corto tiempo con una descarga máxima estimada (en función de la ecuación: $Q_{max} = 46 [V]^{0.66}$) de $2.529.083 \text{ m}^3/\text{s}$.

Figura 71. Estimación del derretimiento que permitiría un vaciamiento del lago Greve, a partir de los escenarios climáticos A2 (línea roja) y B2 (línea verde).



9. CONCLUSIONES

Las variaciones de los glaciares estudiados muestran un retroceso y adelgazamiento generalizado que se corresponde con los cambios climáticos detectados para el siglo XX en esta zona. Sin embargo, la respuesta es distinta en cada glaciar como consecuencia de las características morfológicas de cada uno y existen otros factores que intervienen en las respuestas de éstos. Un caso particular es el glaciar Pío XI, el cual ha presentado una alta variabilidad en la posición del frente, ocurriendo el último avance el año 2007 cuando avanzó fuertemente hacia ambos lados, ondulando y comprimiendo las morrenas en los márgenes, y registrando una alta tasa de engrosamiento de su superficie. Además, el 2009 registró una importante tasa de avance, lo que podría significar el inicio de un nuevo ciclo de avance.

Se observa una estrecha relación entre los glaciares y el lago Greve. Por un lado, los glaciares permitieron el nacimiento y consolidación del lago, así como la frecuente alimentación de agua y sedimentos y la expansión de éste, siendo el glaciar Pío XI el que controla su existencia. Esta dinámica se observa en todo el sector, aunque en menor intensidad, donde lagunas marginales son represadas por hielo (cerca de 30), presentando importantes cambios debido a las variaciones de los glaciares que los controlan (p.e. la laguna Brügger), inclusive una laguna presentó un vaciamiento entre 1986 y el 2000 lo que puede estar asociado al debilitamiento de la lengua del glaciar Greve. Y por otro, la aparición y profundidad alcanzada por el lago Greve afectó el comportamiento de los glaciares ya que la mayoría de éstos pasaron a tener frentes desprendentes en agua dulce ("*freshwater glaciers*"), y sólo el frente sur del Pío XI a estar sometido a mareas ("*tidewater glacier*"), generando que los primeros respondan más rápido a los cambios climáticos, siendo el glaciar Greve el que presenta las mayores tasas de retroceso y adelgazamiento. Sin embargo, en las otras lagunas no se detectaron influencias en el comportamiento de los glaciares debido al tamaño y profundidad de éstas.

Aunque el modelo usado adolece de ciertas incertezas, se aventura en un futuro que sólo puede ser vislumbrado haciendo suposiciones importantes en cuanto al comportamiento del glaciar Pío XI, teniendo sólo un carácter tentativo. De esta manera, se agrega que, se espera: (a) un aumento en las temperaturas de 2,75 °C en el escenario más severo (A2) y 1,77 °C en el moderado (B2); (b) una disminución en la cantidad de precipitaciones, sobretudo en el escenario más severo; y (c) un elevación de la ELA para ambos escenarios, todos los glaciares se verían afectados por el cambio climático lo que provocaría una intensificación de los procesos de ablación, generando un fuerte retroceso y

adelgazamiento, inclusive algunos glaciares podrían desaparecer en 100 años más producto de eso, como es el caso del Occidental y HPS8.

Por lo tanto, se desencadenaría un cambio en la dirección de los patrones de descarga de los glaciares y una migración de la divisoria de aguas, modificando las cuencas glaciares y el plateau de Campo de Hielo Sur, y a su vez, la flotación del margen del glaciar Pío XI desde la década del 2020 cuando se presente el adelgazamiento necesario (48 m) para que un vaciamiento ocurra, el cual sería en corto tiempo y con un caudal máximo de 2.529.083 m³/s, desencadenando un impacto importante aguas abajo (fiordo Eyre).

Y por último, a modo de recomendación, se deben seguir realizando investigaciones aunque más específicas en el lugar, como el estudio y monitoreo del lago Greve (sobre densidad, corrientes, temperaturas, tasas de calving, etc.) y su relación con el comportamiento de los glaciares, los nuevos ciclos de avance del glaciar Pío XI (como el iniciado posiblemente el 2009-2010), los cambios de las hipsometías, entre otros, para poder determinar con mayor certeza un vaciamiento ya que dadas las características del desagüe y lo turístico que se ha vuelto el lugar no se pueden descartar impactos ambientales y sociales en el sector.

10. BIBLIOGRAFÍA

ABELE, G. 1982. "El lahar Tinguiririca: su significado entre los lahares chilenos". *Revista Informaciones Geográficas*, **29**: 21-34.

ACUÑA, C. 2001. "Variaciones recientes de los glaciares entre 28° y 41° de latitud sur en Chile y su relación con cambios climáticos". Memoria para optar al título de geógrafo. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. 99 p.

AGOSTINI, A. 1945. "Andes Patagónicos". Buenos Aires, Argentina. 445p.

ALEAN, J. 1985. "Ice avalanches: some empirical information about their formation and reach". *Journal of Glaciology*, **31** (109): 324-333.

ANIYA, M. & SKVARCA, P. 1992. "Characteristics and Variations of Upsala and Moreno glaciers, Southern Patagonia". *Bulletin of Glacier Research*, **10**: 39-53.

ANIYA, M., NARUSE, R., SHIZUKUIISHI, M., SKVARCA, P. & CASASSA, G. 1992. "Monitoring recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, utilizing remote sensing data". *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, **29**(B7): 87 - 94.

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.

ANIYA, M., SATO, H., NARUSE, R., SKVARCA, P. & CASASSA, G. 1997. "Recent variations in the Southern Patagonia Icefield, South America". *Arctic and Alpine Research*, **29**: 1-12.

BENN, D. & EVANS, D. 1998. "Glaciers and Glaciation". Arnold, London, 734 p.

BENN, D., WARREN, C. & MOTTRAM, R. 2007. "Calving processes and the dynamics of calving glaciers". *Earth Science Reviews*, **82**: 143-179.

BJÖRNSSON, H. 1992. "Jökulhlaups in Iceland: prediction, characteristics and simulation". *Annals of Glaciology*, **16**: 95-106.

BJÖRNSSON, H. 2002. "Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland". *Global and Planetary Change*, **35**: 255-271.

BROCK, B., RIVERA, A., CASASSA, G., BOWN, F. & ACUÑA, C. 2007. "The surface energy balance of an active ice-covered volcano: Villarrica Volcano, Southern Chile". *Annals of Glaciology*, **45**: 104-114.

CAREY, M. 2005. "Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru". *Global and Planetary Change*, **47**: 122-134.

CARRASCO, J., CASASSA, G. & RIVERA, A. 1998. "Climatología actual del Campo de Hielo Sur y posibles cambios por el incremento del efecto invernadero". *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales (Chile)*, **26**: 119-128.

CARRASCO, J., CASASSA, G. & RIVERA, A. 2002. "Meteorological and climatological aspect of the Southern Patagonia Icefield". **IN:** CASASSA, G., SEPÚLVEDA, F. & SINCLAIR, R. (eds). 2002. "The Patagonian Icefields: A unique natural laboratory for environmental and climate change studies". *Kluwer Academic / Plenum Publishers*. Valdivia, Chile. pp. 29-41.

CARRASCO, J., CASASSA, G. & QUINTANA, J. 2005. "Changes of the 0°C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century". *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, **50** (6): 933-948.

- CARRIÓN, D. 2007. "Riesgos naturales asociados a glaciares en Chile". Informe final de práctica profesional. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile. Santiago. 81 p.
- CASASSA, G. & RIVERA, A. 1999. "Topographic mass balance model for the Southern Patagonia Icefield". Abstract International Symposium on the Verification of Cryospheric models, Bringing data and modelling scientists together, 16-20 August 1999, IGS, Zürich, Switzerland, p. 44.
- CASASSA, G., RIVERA, A., ANIYA, M. & NARUSE, R. 2000. "Características glaciológicas del Campo de Hielo Patagónico Sur". *Anales Instituto Patagonia, Serie Cs. Nat. (Chile)*, **28**: 5-22.
- CASASSA, G., RIVERA, A., ANIYA, M. & NARUSE, R. 2002. "Current knowledge of the Southern Patagonian Icefield". **IN:** CASASSA, G., SEPÚLVEDA, F. & SINCLAIR, R. (eds). 2002. "The Patagonian Icefields: A unique natural laboratory for environmental and climate change studies". *Kluwer Academic / Plenum Publishers*. Valdivia, Chile. pp. 67-83.
- CASASSA, G., RIVERA, A., HAEBERLI, W., JONES, G., KASER, G., RIBSTEIN, P. & SCHNEIDER, C. 2007. "Current status of Andean glaciers". *Global and Planetary Change*. 9 p.
- CASASSA, G., RIVERA, A., WENDT, J., LEIDICH, J., ORDENES, F., ESCOBAR, F., GUZMÁN, F., CARRASCO, J. & LÓPEZ, P. 2008. "Vaciamiento súbito de los lagos glaciares Cachet 2 y Témpanos, Patagonia, Chile". VII Encuentro Internacional de Investigadores del Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos de América Latina del PHI-UNESCO. Manizales, Colombia, 26 al 30 de Agosto de 2008.
- CASTRUCCIO, A., CLAVERO, J. & RIVERA, A. 2005. "Lahares generados por la erupción de 1971 en el flanco oeste del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S)". *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Tomo III*. 4 p.
- CLAGUE, J. & MATHEWS, W. 1973. "The magnitude of jökulhlaups". *Journal of Glaciology*, **12**: 501-504.
- CLAGUE, J. & EVANS, S. 2000. "A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia". *Quaternary Science Review*, **19**: 1763-1783.
- CLARKE, G. 1982. "Glacier outburst floods from Hazard Lake, Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction". *Journal of Glaciology*, **28** (98): 3-21.
- COSTA, J. & SCHUSTER, R. 1988. "The formation and failure of natural dams". *Geological Society of American Bulletin*, **100**: 1054-1068.
- DUSSAILLANT, A., BENITO, G., BUYTAERT, W., CARLING, P., MEIER, C. & ESPINOZA, F. 2009. "Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard?". *Natural Hazards*, **54** (2): 469-481.
- FALKNER, E. 1995. "Aerial mapping. Methods and Applications". CRC Press Inc, USA. 322 p.
- FLUBACHER, M. 2007. "Dokumentation weltweiter historischer Gletscherkatastrophen: GIS-basierte Inventarisierung, Web-Aufbereitung und Analyse der Ereignisse". Geographisches Institut, Universität Zürich. 94 p.
- FOUNTAIN, A. & WALDER, J. 1998. "Water flow through temperate glaciers". *Reviews of Geophysics*, **36** (3): 299 – 328.
- FRANCOU, B. 2007. "Fluctuaciones de los glaciares durante y desde la Pequeña Era del Hielo (siglos XIX y XX)". **EN:** "Cambio Climático, Recursos Hídricos y Glaciares: Testigos y víctimas del cambio climático". Editorial Añ Creemos en los Sueños. Una publicación de Le Monde Diplomatique. Actas del seminario internacional Cambio Climático: ¿Cuáles son las consecuencias para nuestro futuro?. Junio, 2007. Santiago, Chile. pp 53-68.
- FUJITA, K., SUZUKI, R., NUIMURA, T. & SAKAI, A. 2008. "Performance of ASTER and SRTM DEMs, and their potential for assessing glacial lakes in the Lunana región, Bhutan Himalaya". *Journal of Glaciology*, **54**(185): 220-228.

- FUKAMI, H. & NARUSE, R. 1987. "Ablation of ice and heat balance on Soler Glacier, Patagonia". *Bulletin of Glacier Research*, **4**: 37-42.
- GLEN, J. 1954. "The stability of ice-dammed lakes and others water-filled holes in glaciers". *Journal of Glaciology*, **2**: 316-318.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. 1995. "Volcanes de Chile". Instituto Geográfico Militar. Santiago, Chile. 640 p.
- GORE, D. 1992. "Ice-damming and fluvial erosion in the Vestfold Hills, East Antarctica". *Antarctic Science*, **4**: 227-234.
- GROVE, J. 1987. "Glacier fluctuations and hazards". *The Geographical Journal*, **153** (3): 351-367.
- GUDMUNDSSON, A. R. & SIGUROSSON, R.T. 1996. "Waiting at the flood gates". *Geographical Magazine* December, 30-31.
- HARRINSON, S., GLASSER, N., WINCHESTER, V., HARESING, E., WARREN, C. & JANSSON, K. 2006. "A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes". *The Holocene*, **16** (4): 611-620.
- HARRISON, S. WINCHESTER, V. & GLASSER, N.F. 2007. "The timing and nature of recession of outlet glaciers of Hielo Patagónico Norte, Chile, from their Neoglacial IV (Little Ice Age) maximum positions". *Global Planetary Change*, **59**: 67-78.
- HAUSER, A. 1985. "Flujos aluvionales de 1870 y 1896 ocurridos en la ladera norte del Volcán Yates, X Región: su implicancia en la evaluación de riesgos naturales". *Revista Geológica de Chile*, **25-26**: 125-133.
- HAUSER, A. 1993. "Remociones en masa en Chile". Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Boletín 45. 75 p.
- HORNE, A. & GOLDMAN, CH. 1994. "Limnology". Second Edition. Mc Graw-Hill, Inc. USA. 576 p.
- HORVATH, A. 1989. "Aluvión del valle del Soler". Informe preliminar (inédito). Secretaria Ministerial de Obras Públicas, XI Región, Coyhaique. 14 p.
- HUBBARD, B, HEALD, A., REYNOLDS, J., QUINCEY, D., RICHARDSON, S., ZAPATA, M., SANTILLAN, N. & HAMBREY, M. 2005. "Impact of a rock avalanche on a moraine-dammed proglacial lake: Laguna Safuna Alta, Cordillera Blanca, Perú". *Earth Surface Processes and Landforms*, **30**: 1251-1264.
- HUGGEL, C., KÄÄB, A., HAEBERLI, W., TEYSSEIRE, P. & PAUL, P. 2002. "Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps". *Canadian Geotechnical Journal*, **39**: 316-330.
- HUGGEL, C., HAEBERLI, W., KÄÄB, A., HOELZLE, M., AYROS, E. & PORTOCARRERO, C. 2002. "Assessment of glacier hazards and glacier runoff for different climate scenarios based on remote sensing data: a case study for a hydropower plant in the Peruvian Andes". Proceedings of EARSeL - LISSIG - Workshop Observing our Cryosphere from Space, Bern, March 11 - 13. *EARSeL eProceedings*, **2**: 22-33.
- HUGGEL, C. 2004. "Assessment of Glacial Hazards based on Remote Sensing and GIS Modeling". Schriftenreihe Physische Geographie, Glaziologie Und Geomorphodynamik, Geographisches Institut der Universität Zürich. 87 p.
- HUGGEL, C., KÄÄB, A. & SALZMANN, N. 2004a. "GIS-based modeling of glacial hazards and their interactions using Landsat-TM and IKONOS imagery". *Norwegian Journal of Geography*, **58** (2): 61-73.
- HUGGEL, C., HAEBERLI, W., KÄÄB, A., BIERI, D. & RICHARDSON, S. 2004b. "An assessment procedures for glacial hazards in the Swiss Alps". *Canadian Geotechnical Journal*, **41** (6): 1068-1083.

HUGGEL, C.; ZGRAGGEN-OSWALD, S.; HAEBERLI, W.; KÄÄB, A.; POLKVOJ, A.; GALUSHKIN, I. & EVANS, S. 2005. "The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery". European Geosciences Union. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **5**: 173-187.

X IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 1997. "Introducción a los modelos climáticos simples utilizados en el segundo informe de evaluación del IPCC". Documento técnico II del IPCC. 60 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2001. "Climate Change 2001: The Physical Science Basis". Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 p.

X IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2007a. "Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability". Summary for Policymakers. Brussels. 22 p.

X IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). 2007b. "Climate Change 2007: The Physical Science Basis". Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M. TIGNOR & H.L. MILLER (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IWATA, S. 1983. "Further advance of Pio XI Glacier". In: NARUSE, R. (ed.). "Glaciological and meteorological studies in Patagonia, Chile, by Japanese Research Expeditions in 1967-82". Data Center for Glacier Researches, Japanese Society of Snow and Ice, pp. 14-17.

KÄÄB, A., WESSELS, R., HAERBERLI, W., HUGGEL, C., KARGEL, J. & KHALSA, S. 2003. "Rapid ASTER imaging facilitates timely assessment of glacier hazards and disasters". *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **84** (13): 117 & 121.

KÄÄB, A., REYNOLDS, J. & HAEBERLI, W. 2005a. "Glacier and permafrost hazards in high mountains". In: Global Change and Mountain Regions – A State of Knowledge Overview. The Mountain Research Initiative. Kluwer. 5 p.

KÄÄB, A., HUGGEL, C., GUEx, S., PAUL, F., SALZMANN, N., SCHMUTZ, K., SCHNEIDER, D. & WEIDMANN, Y. 2005b. "Glacier hazard assessment in mountains using satellite optical data". *EARSel eProceedings*, **4**: 79-93.

KÄÄB, A., CHIARLE, M., RAUP, B. & SCHNEIDER, C. 2007. "Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost". *Global and Planetary Change*, **56**: vii-ix.

KAMB, B. 1987. "Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system". *Journal of Geophysical Research*, **92**: 9083-9100.

KAYASTHA, R., AGETA, Y. & NAKAWO, M. 2000. "Positive degree-factors for ablation on glaciers in the Nepalese Himalayas: case study on Glacier AX010 in Shorong Himal, Nepal". *Bulletin of Glaciological Research*, **17**: 1-10.

KING, P. 1839. "Narrative of the surveying voyages of His Majesty's Ships Adventure and Beagle between the years 1826 and 1836, describing their examination of the southern shores of South America, and the Beagle's circumnavigation of the globe". Volume I. Proceedings of the first expedition, 1826-30, under the command of Captain P. Parker King, Henry Colburn, London. 597 pp.

KOCH, J. & KILIAN, R. 2005. "'Little Ice Age' glacier fluctuations, Gran Campo Nevado, southernmost Chile". *The Holocene*, **15**: 20-28.

KOIZUMI, K. & NARUSE, R. 1992. "Measurements of meteorological conditions and ablation at Tyndall Glacier, southern Patagonia, in December 1990". *Bulletin of Glacier Research*, **10**: 79-82.

- LARA, L. & CLAVERO, J. (eds). 2004. "Villarrica volcano (39,5°S), Southern Andes, Chile". Boletín no. 61. Subdirección Nacional de Geología, Servicio Nacional de Geología y Minería, Gobierno de Chile. pp. 53-60.
- LARRAÍN, P. y SIMPSON, P. 1994. "Percepción y Prevención de Catástrofes Naturales en Chile". Ediciones Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile. 140 p.
- LAWSON, D. 1993. "Glaciohydrologic and Glaciohydraulic Effects on Runoff and Sediment Yield in Glacierized Basins". Monograph 93-2. US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory. USA. 108 p.
- LEN & ASOCIADOS, Ingenieros Consultores. 2001. "Manual de Carreteras, Vol. 3: Instrucciones y Criterios de Diseño". Departamento de Estudios, Subdirección de Desarrollo. Dirección de Vialidad. Dirección General de Obras Públicas. Ministerio de Obras Públicas. Republica de Chile. pp. 127-162.
- LLIBOUTRY, L. 1956. "Nieves y Glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología". Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago, Chile. 471 p.
- LLIBOUTRY, L. 1957. "Banding and volcanic ash on Patagonian glaciers". *Journal of Glaciology*, **3** (21): 18-25.
- LLIBOUTRY, L. 1958. "Studies of shrinkage after a sudden advance, blue bands and wave ogives on Glacier Universidad (Central Chilean Andes)". *Journal of Glaciology*, **3**: 261-268.
- LLIBOUTRY, L. 1968. "General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers". *Journal of Glaciology* **1**: 21-58.
- LLIBOUTRY, L. 1999. "Glaciers of the Wet Andes". IN: WILLIAMS, R. & FERRINGO, J. (eds). "Satellite Image Atlas of Glaciers of the World, South America". United States Geological Survey, Professional Papers 1386-I, online version 1.01. <http://pubs.usgs.gov/prof/p1386i/index.html>.
- LYTHE, M., VAUGHAN, D. & THE BED MAP CONSORTIUM (2001). "Bedmap: a new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, **106** (B6): 11335-11351.
- MAIZELS, J. 1997. "Jökulhlaup deposits in proglacial areas". *Quaternary Science Reviews*, **16**: 793-819.
- MARANGUNIC, C. 1964. "Observaciones glaciológicas y geológicas de la zona del paso de los cuatro glaciares". Memoria de Título. Depto. Geología, Universidad de Chile, Santiago, 120 p.
- MARANGUNIC, C. 1979. "Inventario de glaciares en la hoya del río Maipo". Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas. Chile. 65 p.
- MARTINIC, M. 1988. "Actividad volcánica histórica en la Región de Magallanes". *Revista Geológica de Chile*, **15**: 181-186.
- MASIOKAS, M., RIVERA, A., ESPIZUA, L., VILLALBA, R., DELGADO, S. & ARAVENA, J.C. 2009. "Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **281**: 242-268.
- MERCER, J. 1964. "Advance of a Patagonian glacier". *Journal of Glaciology*, **5**: 267-268.
- MILANA, J. 2004. "Modelización de la deformación extensional causada por el avance catastrófico (surge) del glaciar Horcones Inferior, Aconcagua, Mendoza". *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **59** (2): 167-177.
- MILANA, J. 2007. "A model of the Glaciar Horcones Inferior surge, Aconcagua región, Argentina". *Journal of Glaciology*, **53** (183): 565-572.

- MORENO, H. & NARANJO, J. 1991. "Síntesis geológica del volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'S) e implicancias de riesgos". VI Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar. Actas 1. Pp. 386-389.
- MORENO, H. & FUENTEALBA, G. 1994. "The May 17-19 1994 Llaima volcano eruption, Southern Andes (38°42'S-71°44'W)". *Revista Geológica de Chile*, **21** (1):167-171.
- MOTOKI, A., ORIHASHI, Y., NARANJO, J., HIRATA, D., SKVARCA, P. & ANMA, R. 2006. "Geologic reconnaissance of Lautaro Volcano, Chilean Patagonia". *Revista Geológica de Chile*, **33** (1): 177-187.
- NARANJO, J. & MORENO, H. 1991. "Actividad explosiva postglacial en el volcán Llaima, Andes del Sur (39°45'S)". *Revista Geológica de Chile*, **18** (1): 69-80.
- NARANJO, J., MORENO, H. & BANKS, N. 1993. "La erupción del volcán Hudson en 1991 (46°S), Región XI, Aisén, Chile". Boletín no. 44. Servicio Nacional de Geología y Minería. Gobierno de Chile. Chile. 50 p.
- NESJE, A. & OLAF, S. 2000. "Glacier and environmental change". Ed. Arnold, London, Great Britain. 203 p.
- NICHOLS, R. & MILLER, M. 1952. "Advancing glaciers and nearby simultaneously retreating glaciers". *Journal of Glaciology*, **2**: 41-50.
- NICOLAS, A. 2007. "El desafío climático". EN: "Cambio Climático, Recursos Hídricos y Glaciares: Testigos y víctimas del cambio climático". Editorial Aun Creemos en los Sueños. Una publicación de Le Monde Diplomatique. Actas del seminario internacional Cambio Climático: ¿Cuáles son las consecuencias para nuestro futuro". Junio, 2007. Santiago, Chile. pp 41-51.
- NYE, J. 1976. "Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins". *Journal of Glaciology*, **17** (76): 181-207.
- OSIPOV, E. 2004. "Equilibrium-line altitudes on reconstructed LGM glaciers of the northwest Barguzinsky Ridge, Northern Baikal, Russia". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **209**: 219– 226.
- PATERSON, W. 1994. "The Physics of Glaciers". 2nd Edition. Pergamon Press. Oxford, New Cork, Seoul y Tokio. 385 p.
- PEÑA, H. & ESCOBAR, F. 1983. "Análisis de las Crecidas del Río Paine – XII Región". Publicación Interna 83/7. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile. Santiago.
- PEÑA, H. & ESCOBAR, F. 1987. "Análisis del Aluvión de Mayo de 1985 del Río Manflas: Cuenca del Río Copiapó". Publicación Interna 87/3. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile. Santiago.
- PEÑA, H. & KLOHN, W. 1990. "Hidrología de Desastres en Chile: Crecidas Catastróficas Recientes de Origen No Meteorológico". *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*, **5** (1): 21-38.
- PETIT-BREUILH, M. 1994. "Contribución al conocimiento de la cronología eruptiva histórica del volcán Villarrica (39°25'S), 1558-1985". *Revista Frontera*, **13**: 71-99.
- PETIT-BREUILH, M. & LOBATO, J. 1994. "Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica". Congreso Geológico Chileno, no. 7, Actas vol. 1. Concepción. Pp. 366-370.
- POST, A. & LACHAPPELLE, E. 2000. "Glacier Ice" in Association with the International Glaciological Society, Cambridge-England. Revised Edition. University of Washington Press, Seattle. pp. 108-110.
- QUINCEY, D., LUCAS, R., RICHARDSON, S., GLASSER, N., HAMBREY, M. & REYNOLDS, J. 2005. "Optical remote sensing techniques in high-mountain environments: application to glacial hazards". *Progress in Physical Geography*, **29** (4): 475–505.

- QUINTANA, J. 2004. "Estudio de los Factores que Explican la Variabilidad de la Precipitación en Chile en Escalas de Tiempo Interdecadal". Tesis para optar al Grado de Magíster en Ciencias, Mención Geofísica. Escuela de Postgrado, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Santiago, Chile. 99 p.
- QUINTEROS, C. 1991. "Estudio de los lahares del Volcán Llaima, IX Región de la Araucanía". Memoria para optar al título de geólogo. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 103 p.
- RABOT, C. 1905. "Glacial reservoirs and their outbursts". *The Geographical Journal*, 25 (5): 534-548.
- RABUS, B., EINEDER, M., ROTH, A. & BAMLER, R. (2003). "The Shuttle Radar Topography Mission –a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar". *Photogrammetry and Remote Sensing*, 57: 241-262.
- REYNOLDS GEO-SCIENCES LTD (RGSL). 2003. "Development of glacial hazard and risk management protocols in rural environments – Guidelines for the management of glacial hazards and risks". RGSL, Mold, United Kingdom. 62 p.
- RICHARDSON, S. & REYNOLDS, J. 2000. "An overview of glacial hazards in the Himalayas". *Quaternary International*, 65/66: 31-47.
- RIGNOT, E., RIVERA, A. & CASASSA, G. 2003. "Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise". *Science*, 302: 434-437.
- RIVERA, A. 1989. "Inventario de glaciares entre las cuencas de los ríos Bio-Bío y Petrohué: su relación con el volcanismo activo (caso volcán Lonquimay)". Informe de Práctica Profesional. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. 200 p.
- RIVERA, A. 1992. "El glaciar Pío XI: avances y retrocesos, el impacto sobre su entorno durante el presente siglo". *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 36: 33-62.
- RIVERA, A., ARAVENA, J. & CASASSA, G. 1997a. "Recent fluctuations of glaciar Pío XI, Patagonia: Discussion of a glacial surge hypothesis". *Mountain Research and Development*, 17 (4): 309-322.
- RIVERA, A., LANGE, H., ARAVENA, J. & CASASSA, G. 1997b. "The 20th century advance of glacier Pío XI, Southern Patagonia Icefield". *Annals of Glaciology*, 24: 66-71.
- RIVERA, A. & CASASSA, G. 1999. "Volume changes on Pío XI glacier, Patagonia: 1975-1995". *Global and Planetary Change*, 22: 233-244.
- RIVERA, A., CASASSA, G., ACUÑA, C. & LANGE, H. 2000. "Variaciones recientes de glaciares en Chile". *Revista Investigaciones Geográficas*, 34: 29-60.
- RIVERA, A. 2004. "Mass balance investigations at Glaciar Chico, Southern Patagonia Icefields, Chile". PhD thesis. School of Geographical Sciences, University of Bristol. UK, 324 p.
- RIVERA, A., BOWN, F., MELLA, R., WENDT, J., CASASSA, G., ACUÑA, C., RIGNOT, E., CLAVERO, J. & BROCK, B. 2006. "Ice Volumetric Changes on Active Volcanoes in Southern Chile". *Annals of Glaciology*, 43: 111-122.
- ROBERTS, M. 2005. "Jökulhlaups: a reassessment of floodwater flow through glaciers". *Reviews of Geophysics*, 43: 1-21.
- ROSENBLÜTH, B., FUENZALIDA, H. & ACEITUNO, P. 1997. "Recent Temperature Variations in Southern South America". *International Journal of Climatology*, 17: 67-85.

RUSSELL, A., VAN TATENHOVE, F. & VAN DER WAL, R. 1995. "Effects of ice frontal collapse and flood generation on a proglacial river channel near Kangerlussuaq (Sindre Strimfjord), West Greenland". *Hidrological Processes*, **9**: 213-227.

SALZMANN, N., KÄÄB, A., HUGGEL, C., ALLGÖWER, B. & HAEBERLI, W. 2004. "Assessment of the hazard potential of ice avalanches using remote sensing and GIS-modelling". *Norsk Geografisk Tidsskrift–Norwegian Journal of Geography*, **58**: 74–84.

SHARP, M. 1988. "Surging glaciers: behaviour and mechanisms". *Progress in Physical geography*, **12**: 349-370.

STERN, C. 2004. "Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting". *Revista Geológica de Chile*, **31** (2): 161-206.

STIEFEL, J. 1962. "Lahares glacivolcánicos recientes y depósitos comparables del pleistoceno chileno". *Revista Geológica de Chile* no. 1-II. Santiago, Chile. pp. 8- 15.

STUEFER, M. 1999. "Investigations on Mass Balance and Dynamics of Moreno Glacier based on Field Measurements and Satellite Imagery". PhD dissertation, Leopold-Franzens-Universität, Innsbruck, 173 p.

STURM, M. & BENSON, C.S. 1985. "A history of jökulhlaups from Strandline Lake, Alaska, USA". *Journal of Glaciology* **31**: 272-280.

TAKEUCHI, Y., NARUSE, R. & SKVARCA, P. 1996. "Annual air-temperature measurement and ablation estimate at Moreno glacier, Patagonia". *Bulletin of Glacier Research*, **14**: 23-28.

TANAKA, K. "Geographical contribution to a periglacial study of the Hielo Patagónico Norte with special reference to the glacial outburst originated from glacier-dammed lago Arco, Chilean Patagonia". Faculty of Economics, Kobe University, Japan. 109 p.

THOMAS, J. & CHAMLING, S. (eds.). 2005. "An overview of glaciers, glacier retreat, and subsequent impacts in Nepal, India and China". WWF Nepal Program. 79 p.

THORARINSSON, S. 1939. "The ice-dammed lakes of Iceland, with particular reference to their value as indicators of glacier oscillations". *Geografiska Annaler*, **21A**: 216-242.

THOURET, J., RAMÍREZ, J., GIBERT-MALENGREAU, B., VARGAS, C., NARANJO, J., VANDEMEULEBROUCK, J., VALLA, F. & FUNK, M. 2007. "Volcano–glacier interactions on composite cones and lahar generation: Nevado del Ruiz, Colombia, case study". *Annals of Glaciology*, **45**: 115-127.

TRABANT, D., KRIMMEL, R., ECHELMMEYER, K., ZIRNHELD, S. & ELSBERG, D. 2003. "The slow advance of the calving glaciers: Hubbard Glacier, Alaska, U.S.A". *Annals of Glaciology*, **36**: 45-50.

TWEED, F. & RUSSELL, A. 1999. "Controls on the formation and sudden drainage of glacier-impounded lakes: implications for jökulhlaup characteristics". *Progress in Physical Geography*, **23** (1): 79-110.

URRUTIA, R. y LANZA, L. 1993. "Catástrofes en Chile: 1541-1992". 1a. ed. Editorial La Noria. Santiago. 440 p.

VENTERIS, E. 1999. "Rapid tidewater glacier retreat: a comparison between Columbia Glacier, Alaska and Patagonian calving glaciers". *Global and Planetary Change*, **22**: 131-138.

VILLALBA, R. 1994. "Tree-ring and glacial evidence for the Medieval Warm Epoch and the Little Ice Age in southern South America". *Climate Change*, **26**: 183-197.

VILLALBA, R., LARA, A., BONINSEGNA, J., MASIOKAS, M., DELGADO, S., ARAVENA, J., ROIG, F., SCHMELTER, A., WOLODARSKY, A. & RIPALTA, A. 2003. "Large-scale temperature changes across the Southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years". *Climatic Change*, **59**: 177–232.

- WALDER, J. & COSTA, J. 1996. "Outburst floods from glacier-dammed lakes: the effect of mode of drainage on flood magnitude". *Earth Surface Processes and Landforms*, **21**: 701-723.
- WARREN, C. & SUDGEN, D. 1993. "The patagonian icefields: A glaciological review". *Arctic and Alpine Research*, **25**(4): 316-331.
- WARREN, C. & RIVERA, A. 1994. "Non linear response of calving glacier: a case study of Pio XI Glacier". *Revista Chilena de Historia Natural*, **67**: 385-394.
- WARREN, C., RIVERA, A. & POST, A. 1997. "Greatest Holocene advance of Glaciar Pio XI, Chilean Patagonia: possible causes". *Annals of Glaciology*, **24**: 11-15.
- WARREN, C. & ANIYA, M. 1999. "The calving glaciers of southern South America". *Global and Planetary Change*, **22**: 59-77.
- WARREN, C. & KIRKBRIDE, M. 2003. "Calving speed and climatic sensitivity of New Zealand lake-calving glaciers". *Annals of Glaciology*, **36**: 173-178.
- WAYTHOMAS, C., WALDER, J., MCGIMSEY, R. and NEAL, C. 1996. "A Catastrophic Flood Caused by Drainage of a Caldera Lake at Aniakchak Volcano, Alaska, and Implications for Volcanic Hazards Assessment". *GSA Bulletin*, **108** (7): 861-871.
- ZEMP, M., HAEBERLI, W., BAJRACHARYA, S., CHINN, T., FOUNTAIN, A., OVE, J., HUGGEL, C., KÄÄB, A., KALTENBORN, B., KARKI, M., KASER, G., KOTLYAKOV, V., LAMBRECHTS, C., LI, Z., MOLNIA, B., MOOL, P., NELLEMAN, C., NOVIKOV, V., OSIPOVA, G., RIVERA, A., SHRESTHA, B., SVOBODA, F., TSVETKOV, D. & YAO, T. 2007. "Glacier and Ice Caps". **IN**: United Nations Environment Programme (UNEP). 2007. "Global Outlook for Ice and Snow". Noruega. pp. 115-152.
- ZENTENO, P. 2008. "Variaciones recientes de los glaciares en la zona centro sur de Chile y su relación con los cambios climáticos y la actividad volcánica". Memoria para optar al título de Geógrafo. Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. 289 p.

