

# Retroceso glacial reciente en el Campo de Hielo Norte, región de Aysén, Chile: relación con variaciones climáticas<sup>1</sup>

María Mardones F.<sup>2</sup>, Mauricio Aguayo A.<sup>3</sup>, Ernesto Smith A.<sup>4</sup>  
y Paulina Ruiz L.<sup>5</sup>

## RESUMEN

Se estudian las fluctuaciones de siete glaciares del Campo de Hielo Norte y su relación con variaciones climáticas decadales post Pequeña Edad del Hielo, a través de bibliografía, interpretación de documentos cartográficos, fotografías aéreas, imágenes satelitales y levantamiento en terreno. Variaciones climáticas a escala decadal se obtienen de los registros de las estaciones meteorológicas de Puerto Aysén y Balmaceda. Se constata el retroceso generalizado, continuo y sincrónico en ambas laderas del Campo de Hielo, perturbado solo por pequeños avances en las décadas de los 1920s y 1940s. Desde 1972 las precipitaciones disminuyen y las temperaturas aumentan; simultáneamente el ritmo del retroceso glacial se acelera, culminando con un colapso de gran parte de los frentes glaciares en la década de los 1990s. Los efectos geomorfológicos de este repliegue glacial es la configuración de una nueva geomorfología en la zona proglacial y de zonas de peligro asociadas a procesos paraglaciales.

**Palabras claves:** Campo de Hielo Norte, retroceso glacial post Pequeña Edad del Hielo, Geomorfología Glacial, Región de Aysén.

## ABSTRACT

We study the fluctuations seven North Ice Field glaciers and their relationship with decadal climatic variations post Little Ice Age, through bibliography, interpretation of cartographic documents, aerial photographs, satellite images and terrain surveys. Decadal climatic variations are obtained from the records of Puerto Aysén and Balmaceda meteorological stations. Widespread, continuous and synchronous glacial regression on both slopes of the icefield is observed, disturbed only by small advances in the 1920s and 1940s. Since 1972 precipitation has declined and temperatures have increased; simultaneously the rate of glacial retreat accelerates, culminating with a collapse of much of the glacial fronts in the 1990s. The geomorphological effects of the glacial retreat is setting a new proglacial geomorphology and danger zones associated with paraglacial processes.

**Key words:** Northern Icefield, glacial retreat Post Little Ice Age, Glacial Geomorphology, Aysén Region.

<sup>1</sup> Esta investigación fue financiada por el Proyecto "Elaboración Plan de Manejo Parque Nacional Laguna San Rafael Región de Aysén. Corporación Nacional Forestal". Artículo recibido el 23 de agosto de 2016, aceptado el 24 de abril de 2017 y corregido el 27 de julio de 2017.

<sup>2</sup> Centro EULA, Universidad de Concepción (Chile). E-mail: mmardone@udec.cl

<sup>3</sup> Centro EULA / Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de Concepción (Chile). E-mail: maaguayo@udec.cl

<sup>4</sup> Centro EULA / Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de Concepción (Chile). E-mail: ernestosmith@udec.cl

<sup>5</sup> Centro EULA / Facultad de Ciencias Ambientales, Universidad de Concepción (Chile). E-mail: paulinaruiz@udec.cl

Los Campos de Hielo Patagónicos conformados por el Campo de Hielo Norte (CHN) y Campo de Hielo Sur (CHS), son los más grandes glaciares templados del mundo, caracterizados por amplios montos de acumulación y ablación (Oerlemans & Fortuin, 1992; Aniya *et al.*, 1999). Si bien éstos han tenido un desarrollo a escala regional durante las glaciaciones pleistocénicas, existen factores climáticos y geográficos que favorecen su permanencia actual, tales como: el efecto de barrera orográfica de la Cordillera Andina frente a la humedad oceánica, la frecuencia de las depresiones ciclónicas y la acción permanente de los vientos del Oeste a esa latitud (Warren & Aniya, 1999; Harrison & Winchester, 2000). Dado que una fracción importante de los campos de hielo registran temperaturas cercanas al punto de congelación y la cantidad de agua de deshielo aumenta en el sistema glacial y en la zona de ablación, este dominio geográfico es sensible, incluso a pequeñas variaciones de temperatura en la región (Barcaza *et al.*, 2009; Kerr & Sugden, 1994; Matsuoka & Naruse, 1999; Rosenblüth *et al.*, 1997). El CHN tiene 4.200 km<sup>2</sup> de superficie, 100km de largo en dirección N-S y 40-45 km de ancho. La precipitación anual en la fachada occidental aumenta de 3.700 mm en la costa a 6.700 mm a 700 m s.n.m., mientras que en el margen oriental se estiman montos de 1.000 a 1.500 mm (Escobar *et al.*, 1992). Las temperaturas medias anuales son similares en ambas vertientes andinas (8°C), pero las temperaturas medias de invierno y de verano difieren en 1 a 2°C (Huber, 1975; Romero, 1985). La isoterma de 0 °C se posiciona aproximadamente a 2.000 ms.n.m. en verano, y desciende a 900 m s.n.m. en época de invierno (Escobar *et al.*, 1992; Matsuoka & Naruse, 1999; Barcaza *et al.*, 2009). La Línea de Equilibrio Glaciar para el año 2002, concordante con la gradiente climática, descendía de 1248 a 1033 m s.n.m. de W a E y desde los 1185 a 1085 m s.n.m de N a S (Casassa, 1987; Aniya, 1988; Warren & Aniya, 1999; Rivera *et al.*, 2007). Estas condiciones geográficas y pluviotérmicas constituyen factores reguladores importantes del balance de masa glacial y del movimiento de los frentes glaciares en el CHN (Warren & Sugden, 1993).

En el Holoceno tardío, es decir hace unos 4000 años (se inició un periodo de pulsaciones glaciares conocido como periodo Neoglacial (Bradley & Jones, 1993; Walker *et al.*, 2012); el último evento de avance glacial de éste se denomina "Pequeña Edad de Hielo" (Grove, 2001). Convencionalmente se define con este término, al periodo comprendido entre los siglos XVI y XIX, cuando Europa y las regiones del Atlántico Norte experimentaron condiciones climáticas particularmente frías, interrumpidas por intervalos calurosos cortos, alteraciones que implicaron avances de los frentes glaciares de montaña (Bradley & Jones, 1993; Matthews & Briffa, 2005). En el Hemisferio Norte, los intervalos más fríos se registraron desde 1570 a 1730 y durante la mayor parte del siglo XIX (Bradley & Jones, 1993). No obstante, la discusión sobre la connotación global de este episodio frío, numerosos estudios y relatos de colonos reconocen su ocurrencia en la Patagonia (Villalba, 1990; Villalba, 1994; Cioccale, 1999; Winchester *et al.*, 2001; Bertrand *et al.*, 2012; Rivera *et al.*, 2012) y en Tierra del Fuego (Bridges, 2003). Algunos incluso, comparando estudios realizados en la Antártica occidental y en Groenlandia, evidencian un inicio sincrónico en ambos hemisferios (Kreutz *et al.*, 1997).

Con respecto al final de la Pequeña Edad del Hielo (PEH) en Patagonia, se estima que luego de un pico de enfriamiento alrededor de 1860 y 1880, se inicia un retroceso generalizado que se continúa, con escasas intermitencias, hasta el presente (Warren, 1993; Winchester & Harrison, 1996; Harrison & Winchester, 1998; Winchester *et al.*, 2001; Koch & Kilian, 2005; Harrison *et al.*, 2007; Araneda *et al.*, 2007). El aumento de las temperaturas durante los últimos 100 a 150 años, ha resul-

tado en una significativa y rápida disminución de volumen, superficie y longitud de los glaciares (Evans & Clage, 1994; Rivera *et al.*, 2007). Desde fines del siglo XIX al 2011 se perdió el 14,2% de la superficie del CHN (660 km<sup>2</sup>); se estima que la latitud, tamaño y el entorno terminal ejercieron el mayor control en la tasa de contracción (Davies & Glasser, 2012). De 28 glaciares investigados, 20 se han replegado en el periodo 1944/45 – 1995 (Aniya *et al.*, 1999); se calculan rangos de adelgazamiento promedio de 1-2 ma<sup>-1</sup>, entre 1945/75 y de  $-4.0 \pm 0.97$  ma<sup>-1</sup> desde 1975 al 2001; se reconocen los mayores retrocesos en los “glacier calving” o glaciares con frentes desprendentes (Rignol *et al.*, 2003; Rivera *et al.*, 2007).

No se sabe con precisión qué parámetro climático controla las fluctuaciones de corto periodo. Algunos señalan que los glaciares de circo y de valle son más sensibles a los cambios de temperatura (Oerlemans & Fortuin, 1992); otros consideran que, a la escala secular y decenal, las fluctuaciones de los glaciares principalmente en los últimos 500 años, son controladas por variaciones en las precipitaciones (Bertrand *et al.*, 2012) y particularmente, por los montos de precipitación invernal (Warren, 1993). La mayoría de los estudios, sin embargo, atribuyen el rápido retroceso de los glaciares durante el siglo XX en Patagonia, al: 1) efecto combinado del aumento de la temperatura y disminución de las precipitaciones (Masiokas *et al.*, 2008, Rosenbluth *et al.*, 1997; Villalba *et al.*, 2003), 2) al Calentamiento Global del Clima asociado al aumento de gases traza en la atmósfera aportados por las actividades humanas, 3) a las fluctuaciones de la Línea de Equilibrio Glaciar y 4) al “calving” glaciar (Rignot *et al.* (2003)

Las formas del relieve, por lo general reaccionan lentamente a las variaciones climáticas, aunque Allison & Thomas (1993) reconocen modelados lábiles, cuya respuesta es casi simultánea a estos cambios. Estos relieves se modifican ante sucesos de gran intensidad y de corto periodo; es el caso de los frentes glaciales, que conforman áreas morfogenéticamente muy dinámicas, donde geoformas variadas se construyen o degradan, como consecuencia de variaciones climáticas (Gutiérrez, 2008). En el último siglo, el repliegue y la disminución de espesor de los glaciares, se manifiesta en la construcción de morrenas frontales y laterales bien desarrolladas, fuera de los márgenes de los glaciares actuales y de “trimline” (escarpes erosionados) que marcan el límite superior de los glaciares de la PEH (Evans & Clage (1994). Sin embargo, también se observan huellas geomorfológicas de fluctuaciones más recientes: pequeñas morrenas terminales, terrazas de descarga lacustre, llanuras aluvionales, construcción de cuencas lacustres pro e intraglaciares, entre otras. Estas huellas geomorfológicas, pueden entregar algunos antecedentes de los avances y retrocesos de los glaciares continentales en la etapa posterior a la PEH, tal como se ha evidenciado en América del Norte y en Nueva Zelanda (Grove, 2008).

Un estudio geomorfológico efectuado en terreno en noviembre del 2012 en algunos frentes glaciares de la vertiente oriental del CHN, nos ha estimulado a plantearnos las preguntas siguientes: 1) considerando las huellas geomorfológicas ¿cuántas pulsaciones glaciares (estacionamiento, avance o retroceso) es posible identificar, luego de la recesión de la PEH? y 2) ¿cuál es su relación con las variaciones climáticas regionales? Para responder a estas preguntas, los objetivos de esta investigación son: 1) analizar las fluctuaciones de 7 lenguas glaciales que fluyen desde el CHN, en los últimos 100 años, 2) explicar su relación con las variaciones climáticas decenales y 3) y reconocer los cambios geomorfológicos más frecuentes registrados en algunos frentes glaciales, en respuesta a estas variaciones.

## Área de estudio y métodos

Esta investigación se sitúa en el CHN, entre los 46°30' y los 47°30' de latitud Sur y al este del meridiano 74° Oeste (Figura N° 1). En este marco geográfico se estudiaron siete glaciares, con diferente morfología, tipo de terminación, orientación y superficie (Cuadro N°1).

Se tomó como límite externo aproximado del área de estudio, la posición del frente glacial durante la PEH; luego se evaluó el retroceso en km para cada glaciar entre los siguientes periodos: fines del siglo XIX-1975, 1975-1997 y 1997-2012/2013. El movimiento de los frentes durante la primera mitad del siglo XX se reconstruyó a través de bibliografía, identificando la posición relativa de depósitos morrénicos, previamente datados por métodos sedimentológicos y radiocarbónicos (Aniya & Wakao, 1997; Glasser *et al.*, 2005; Bertrand *et al.*, 2012); lichenometría, y dendrocronología (Winchester & Harrison, 1996, 2000; Harrison *et al.*, 2007; Harrison *et al.*, 2008; Harrison & Winchester, 2000 ); métodos históricos (Araneda *et al.*, 2012) y métodos multi-proxy de alta resolución (Sepúlveda *et al.*, 2009).

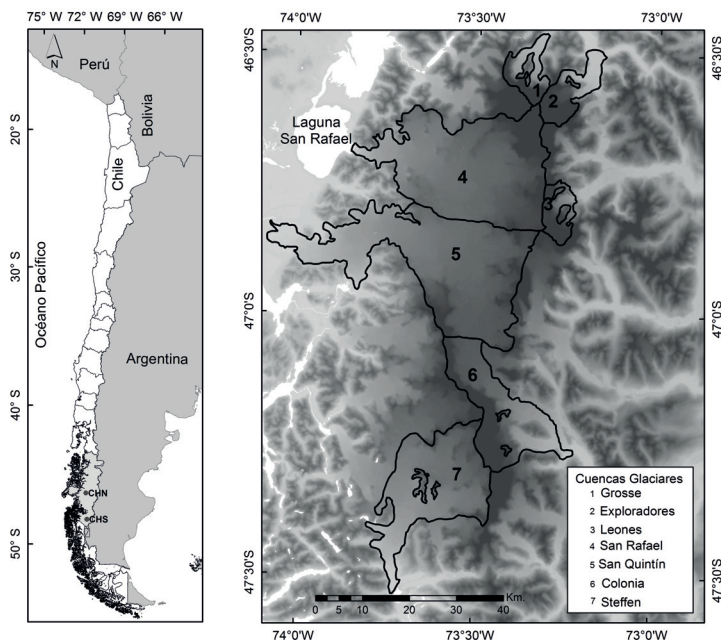
La evolución de los últimos 50 años, se reconstituyó comparando documentos cartográficos y fotográficos. La carta topográfica a escala 1:50.000 elaborada por el Instituto Geográfico Militar el año 1981 en base al levantamiento de fotos aéreas del año 1975, registra la posición de los frentes glaciales en esa fecha. Las fotos aéreas del vuelo SAF-1997, muestran la posición de los glaciares 22 años más tarde y las imágenes Landsat falso color de febrero del 2013 (<http://www.earthexplorer.usgs.gov>) e imágenes de Google Earth de los años 2012 y 2013, ofrecen la posibilidad de describir y cuantificar cual ha sido el comportamiento de los glaciares en los últimos 15 años.

La carta geomorfológica se elaboró mediante interpretación de fotos aéreas (SAF-1997) e interpretación visual de imágenes Landsat 7 ETM (2012). En el mes de noviembre del 2012, se validó la cartografía con un levantamiento geomorfológico en terreno en los sectores frontales (dominios proglaciar y paraglaciar) de los glaciares Grosse, Exploradores, Leones y Steffen, donde fueron estudiados los tipos de relieves, morfología, morfometría y sedimentología asociada a cada uno.

Existen pocas estaciones meteorológicas disponibles para analizar las relaciones entre pulsaciones glaciales y variaciones climáticas a escala decadal de los últimos 100 años en Patagonia. Los registros existentes son cortos o fragmentados, observándose lagunas mensuales, estacionales y a veces anuales. Algunos de estos registros han sido corregidos y homogeneizados por otros autores (Rosenblüth *et al.*, 1997; Villalba *et al.*, 2003; Neukom *et al.*, 2010; Neukom *et al.*, 2011), los que son integrados en la discusión de nuestros resultados. Se han analizado datos más acotados de precipitación y temperatura máxima y mínima mensual de las estaciones de Puerto Aysén y Balmaceda, proporcionados por la Dirección General de Aguas y por el Instituto Central Meteorológico y Geofísico de Chile, los que se han promediado y graficado para las estaciones de invierno (meses de junio, julio y agosto) y de verano (meses de diciembre, enero y febrero) (Figura N° 2).

La serie climática más larga se registra en Puerto Aysén, pero con discontinuidades en varios años. Los datos mensuales no documentados para los años 1949, 1950, 1959 y 1960 se completaron calculando el promedio de temperatura mensual para los meses de verano e invierno de los 5 años anteriores; con lo cual se obtuvo un promedio estacional de cada año. El mismo procedi-

Figura N° 1  
Localización del área de estudio



Fuente: Elaboración propia, a partir de los límites de las cuencas glaciares definidos por Rivera *et al.*, 2007.

miento se aplicó para los años 1952 y 1962, pero calculando las temperaturas mensuales de los 5 años posteriores. Para los años 1951 y 1961, se obtuvo un promedio mensual de 3 años anteriores y 3 años posteriores, luego se promedió, y como resultado se estimaron las temperaturas medias de invierno y de verano.

Las variaciones climáticas a nivel decadal o inferior, se identificaron observando la variación del monto de las precipitaciones y temperaturas medias de invierno y de verano, en relación a las medias respectivas del periodo disponible para las estaciones analizadas: 1958-2012, estación Balmaceda y 1927-2012, estación Puerto Aysén.

Cuadro N°1  
Características geográficas de los glaciares investigados

N°	Nombre del glaciar	Localización geográfica (*)	Tipo de terminación	Orientación del flujo	Área de cuenca km2	Tipo de glaciar	LEG (**)
1	San Rafael	46°42'00"S-73°50'00"W	FDLA	W	722	Pd	1.013
2	San Quintín	46°47'50?"S-74°04'04"W	FDL	W	795	Pd	957
3	Grosse	46°27'00"S-73°18'00"W	FDL	N	78	V	1.096

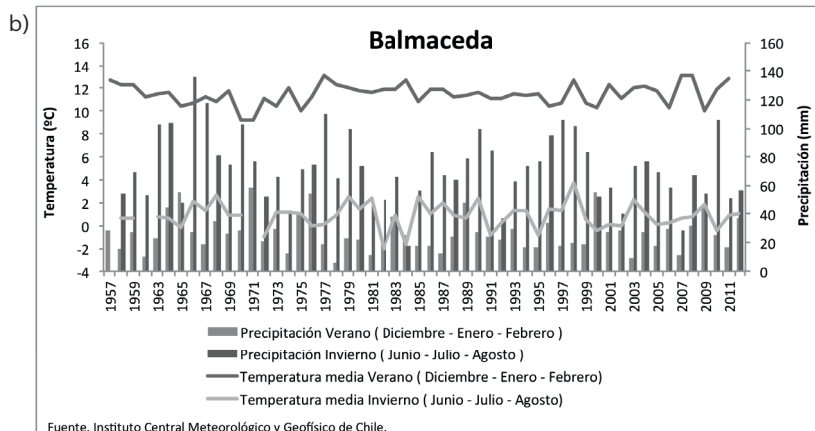
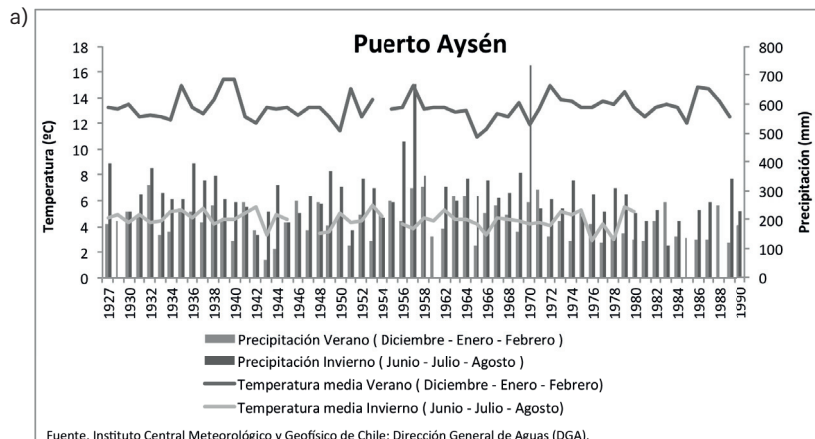
Continuación Cuadro N°1

N°	Nombre del glaciar	Localización geográfica (*)	Tipo de terminación	Orientación del flujo	Área de cuenca km2	Tipo de glaciar	LEG (**)
4	Exploradores	46°37'00"S- 73°11'00"W	FAT	N	95	V	1.187
5	Leones	46°46'00"S- 73°13'00"	FDL	E	73	V	1.322
6	Colonia	45°15'05"S-73°11'30"W	FDL	E	333	V	1.302
7	Steffen	47°32'00"S-73°42'00"W	FDL	S	454	V	1.074

Fuente: Modificado de Rivera *et al.*, 2007. N°: corresponde al número asignado en la Figura N° 1 Localización geográfica; punto centrado en la zona frontal (\*). Tipo de terminación glaciar: frente desprendente en laguna litoral (FDLA); frente desprendente en lago (FDL); frente apoyado en tierra (FAT). Tipo de Glaciar, principios del siglo XX: Glaciar de Piedemonte (Pd); Glaciar de Valle (V). Altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar en m s.n.m.: LEG (\*\*).

Figura N° 2

Temperaturas y precipitaciones medias de invierno y de verano de las estaciones de a) Puerto Aysén y b) Balmaceda



Fuente: Elaboración propia, a partir de datos del Instituto Central Meteorológico y Geofísico de Chile, y Dirección General de Aguas (DGA).

## Huellas geomorfológicas y fluctuaciones glaciales post PEH

### *Glaciares de exposición Norte*

Los glaciares Grosse y Exploradores se localizan en la sección septentrional del CHN. Son glaciares de valle en vías de desintegración, cuyos emisarios drenan hacia el río Exploradores que fluye al Océano Pacífico. Tienen cuencas pequeñas con Líneas de Equilibrio Glaciar relativamente altas, a causa de su exposición N (Cuadro N° 1). En el frente de ambos glaciares hay una gran morrena terminal, a la cual se asocian prominentes morrenas laterales. Entre aquella y la nariz del glaciar, no se observan relieves mayores.

En el glaciar Exploradores, la morrena terminal tiene aproximadamente 400 m de ancho y 4,5 km de largo y su cara interna está modelada por un escarpe de sobreexcavamiento, escasamente vegetado, mientras que la cara externa está revestida por grandes bloques y cobertura arbórea (Figura N° 3a). Se han obtenido seis dataciones para esta morrena nominada como TM2; éstas van desde 9250±50AP, la más antigua, a 820BP±60AP, la más reciente (Aniya *et al.*, 2007). Pegadas a la cara interna de TM2, 30 a 70 metros más abajo del frente, se identifican restos de morrenas más recientes (TM3); las edades obtenidas para estos depósitos varían entre 147AP a 108AP, es decir corresponden al pulso final de la PEH. Lo anterior evidencia que desde el Holoceno temprano el glaciar Exploradores construyó esta morrena terminal en cuya cara interna se fueron aglomerando los depósitos de los avances posteriores, siendo el último de la PEH. Por la altitud de TM3, la potencia del glaciar de la PEH era bastante menor que aquel que originó los depósitos de TM2, identificados por Aniya *et al.* (2007). Luego de este avance, el retroceso ha sido lento. Según la carta topográfica del Instituto Geográfico Militar, el año 1975 el glaciar llegaba hasta la morrena terminal y existía un pequeño lago que drenaba a través de un canal fluvio-glacial, hoy abandonado; aunque algunos autores reportan un repliegue de 400m en el periodo 1945 y 1975 (Aniya *et al.*, 2007). 22 años después, en las fotos aéreas SAF 1997, el glaciar ha disminuido su espesor, se observa cubierto de detritos, con hielo agrietado y el frente interno de la morrena distante aproximadamente 1 km del glaciar. 15 años más tarde (2012), esta distancia se incrementaba de 1,5 a 2 km (Figura N° 4). Su exposición N y E facilita la fusión y desintegración; lo que se traduce en abundante circulación de agua intra, sub y supraglacial y en la formación de pequeños lagos supraglaciales; mientras que en el frente descalzado se acumulan morrenas de retroceso y se forman llanuras lacustres, en relación a la formación de pequeños estanques (Figura N° 3b).

El Glaciar Grosse, al W del anterior, está cubierto de escombros en toda su longitud. La morrena terminal de 225 metros de altitud que cierra el valle, tiene características similares a la descrita en el Glaciar Exploradores: cara externa colonizada por el bosque e interna con un escarpe de sobreexcavamiento (Figura N° 5). Considerando que es la morrena terminal más joven dentro del valle, se asume que tiene una edad similar a la estimada para el Glaciar Exploradores, es decir marcaría un avance máximo durante la PEH. El frente del glaciar se mantuvo próximo a esta morrena hasta la década de 1980. La morrena frontal bloquea un pequeño lago proglacial de 1km de ancho y de 3km de longitud (septiembre 2013). Hallazgos anteriores señalan que el glaciar retrocedió 500 m entre 1945/1975, 200 m entre 1.975/76 y 1.550 m en el periodo 1996/2006 (Aniya *et al.*, 2007) y según este estudio, a lo menos 350 m desde el 2006 al 2013 (Figura N° 6).

Figura N° 3

Glaciar Exploradores. a) Morrena Terminal (TM2). Altitud de la morrena terminal: 240-252m. A la izquierda, sector bajo, morrena de ablación y llanura lacustre incipiente. A la derecha, ladera interna con escarpe de sobreexcavamiento glacial, marca avance máximo en la PEH. b) Depósitos morrénicos de retroceso, observados en los años 1975 (1) 1997 (2) y 2013 (3).



Fuente: Archivo personal de los autores, 11-10-2012.

## Glaciares de exposición Este

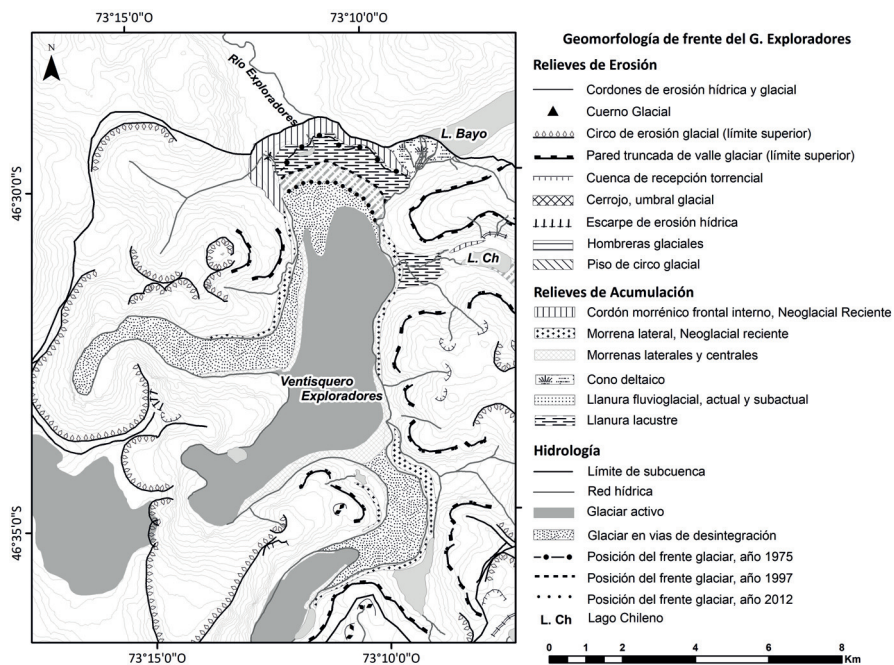
Los glaciares Leones y Colonia drenan hacia el margen oriental del CHN; la Línea de Equilibrio Glaciar se posiciona a mayor altitud que en las otras cuencas (Cuadro N° 1). Estos glaciares terminan en sistemas lacustres bloqueados por morrenas terminales. Las fluctuaciones del siglo XX han dejado escasas huellas geomorfológicas visibles.

El Glaciar Leones está formado por tres lenguas tributarias que confluyen y descargan en el lago Leones (Figura N° 7a), el cual está represado por una morrena terminal de 350-400m, distante 10 km del frente actual, fechada de 2500 años AP (Harrison et al, 2008). El lago desagua por el río Leones, que corta la morrena. Otros dos glaciares confluyeron también al valle del río Leones: el Glaciar Fiero que procedía del N, desde un valle ocupado actualmente por un lago y por una lengua glaciar en vías de desintegración y desde el SSE, el pequeño glaciar de laguna Cachorro, restringido hoy a un pequeño circo (Figura N° 8). Una morrena sumergida, distante 3,5km del frente actual, ha sido datada de 1867AD; es decir ella marcaría el último avance de la PEH (Harrison et al., 2008). Luego de su construcción, se inicia un retroceso rápido y continuo que deja en ambos flancos del lago, un "trimline" fresco escasamente vegetado, que se extiende entre lo que habría sido el frente glaciar de la PEH y la morrena terminal (Figura N° 7b). Este relieve ha sido interpretado como un escarpe de erosión glaciolacustre, asociado al retroceso del Glaciar Leones desde fines del siglo XIX. El material constitutivo es de una morrena lateral, pero tiene la forma de una terraza de erosión lacustre que suponemos fue formada cuando el lago tuvo mayor nivel, al inicio de la deglaciación. Morrenas terminales y laterales se observan también en los lagos Cachorro y Fiero; en este último, la morrena lateral ha obstruido el drenaje del valle del río Norte, dejando como herencia una llanura lacustre de 1,5 km de ancho por 2,5 km de longitud (Figura N° 8). La posición actual del glaciar Leones es relativamente estable ya que retrocedió solo 100 metros entre 1945-2000 (Harrison et al., 2008) y entre 1945 y 2013, poco más de 300 m. Aunque Aniya



(2007) propone un retroceso de 100 m entre 1945/1975 y de 650 m entre 1975/1996. Esto significa que el glaciar se retractó al menos 2,7 km entre las últimas décadas del siglo XIX y la primera mitad del siglo XX (Figura N° 8).

Figura N° 4  
Geomorfología del frente del Glaciar Exploradores y posición del frente del glaciar en 1975, 1997 y 2012



Fuente: Elaboración propia.

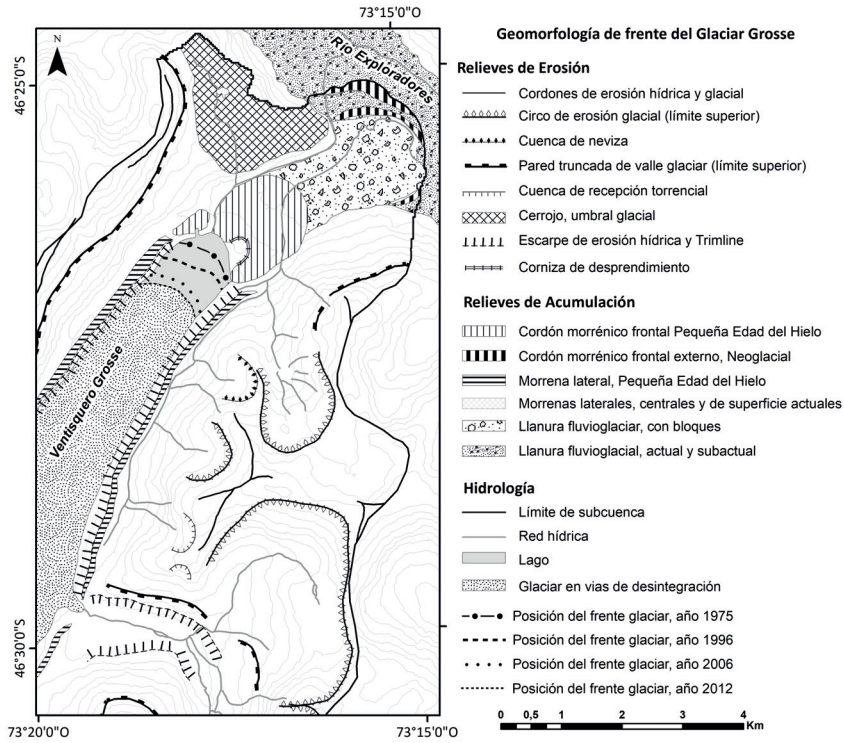
Figura N° 5  
Glaciar Grosse. Cara externa de la morrena terminal. En primer plano depósitos fluvio-glaciales.



Fuente: Archivo personal de los autores, 11-10-2012.

Figura N° 6

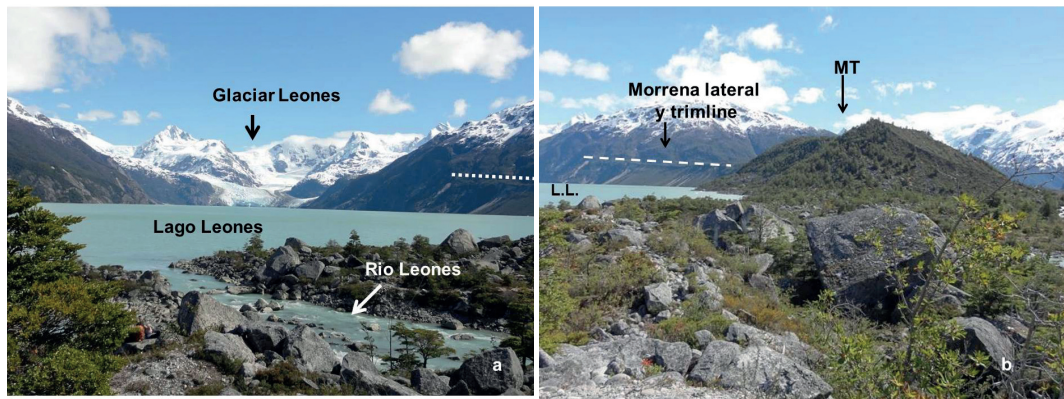
Geomorfología del frente del Glaciar Grosse y posición del frente del glaciar en los años 1975, 1996, 2006 y 2012



Fuente: Elaboración propia.

Figura N° 7

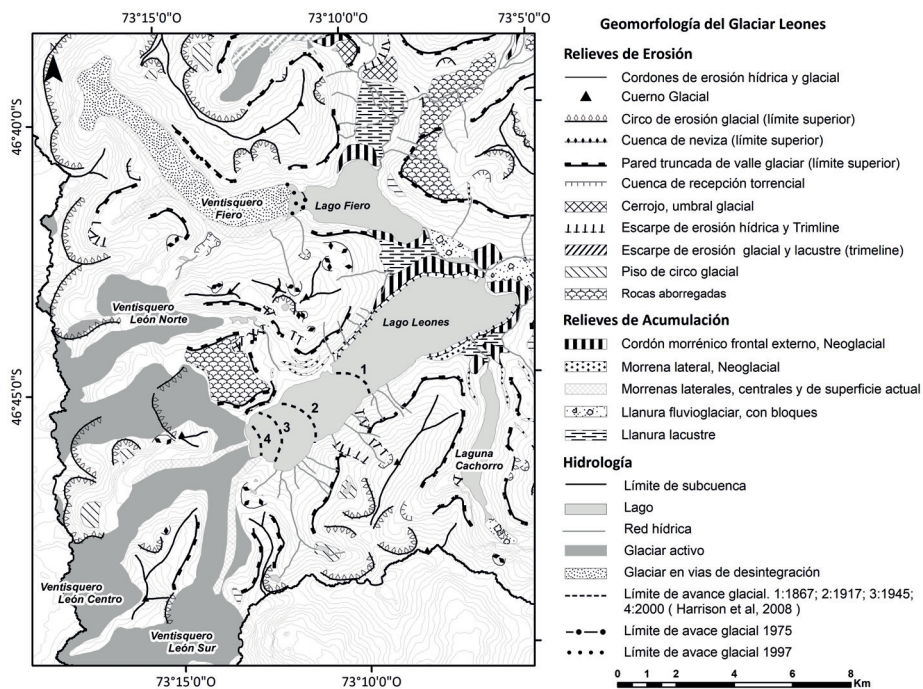
Glaciar Leones. a) Sector frontal del Glaciar. La línea blanca segmentada, muestra la morrena lateral. b) Morrena terminal (MT) de 2500 años AP (Harrison *et al.*, 2008). L.L.: Lago Leones



Fuente: Archivo personal de los autores, 12-10-2012.

Figura N° 8

Geomorfología del frente del Glaciar Leones; posiciones del frente glaciar 1867, 1917, 1945 y 2000 según Harrison et al. (2008). Y posiciones del frente del Glaciar Fiero en 1975 y 1997



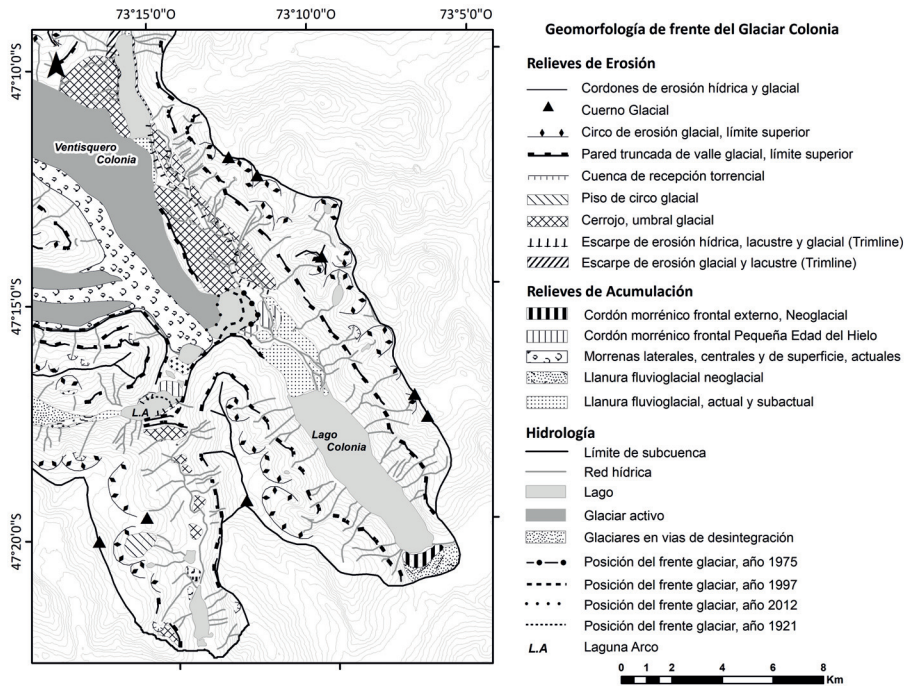
Fuente: Elaboración propia.

El Glaciar Colonia tiene una lengua de 19,3 km de longitud y 2,20 km de ancho en su sección terminal. Desde el N confluyen valles laterales ya deglaciados, cuyo drenaje es en parte bloqueado por este glaciar, lo que favorece la formación del lago Cachet 2, el cual registra desde el año 1963 al actual, descargas frecuentes tipo GLOF (glacial lake outburst flood) (Dusaillant et al., 2010). Desde la ladera S, tributan los valles laterales de los glaciares Arenales y Arco, ambos en franco retroceso (Figura N° 9). El Glaciar Arco, tiene en su sección distal un lago proglacial bloqueado por una morrena terminal, la que habría sido construida poco antes de 1881, fecha en que se produjo una descarga del lago Arco recientemente formado y una mega inundación en el valle del río Colonia. Las morrenas frontales del Glaciar Colonia han sido recurrentemente remocionadas por estas inundaciones rápidas y de gran magnitud, que se repitieron anualmente, durante el verano, en el valle del Colonia, entre los años 1920-1958 (Harrison & Winchester, 2000) y a partir de 1963, desde el lago Cachet 2 (Dusaillant et al., 2010), lo que ha dificultado la formación de un lago proglacial, luego del retroceso de la PEH (Figura N° 9).

Paredes truncadas y pulidas por el hielo, morrenas laterales y restos de morrenas frontales, son herencia de los avances y regresiones del Glaciar Colonia en los últimos 100 años. Este se ha replegado desde una posición máxima en la PEH entre 1850 y 1880; con rangos de retroceso aumentando desde la década de 1940 y adelgazamiento de por lo menos 30 m desde los 1980s (Harrison & Winchester, 2000; Winchester & Harrison, 2000). Luego de la construcción de una

morena frontal entre 1904-1919, la ablación se incrementa. Hacia los años 1945/48 el glaciar se había contraído 200m al W, en 1975 su frente se ubicaba a 650m del límite alcanzado a inicios del siglo XX (700m, según Aniya, 2007). En el periodo 1975/1996, retrocede 170 m de la posición anterior y aproximadamente 650 m entre 1996-2006 (Figura N° 9).

Figura N° 9  
Geomorfología del sector frontal del Glaciar Colonia y posición del frente glaciar en los años 1975, 1997 y 2012



Fuente: Elaboración propia. Posición del frente del Glaciar Arco en 1921, según Harrison y Winchester (2000).

### Glaciares de exposición Sur

El Glaciar Steffen es un glaciar de valle situado en el margen S del CHN (Cuadro N° 1). La morrena terminal de aproximadamente 44 m s.n.m, represa un lago proglacial que drena a través del río Huemules hacia el fiordo Steffen (Figura N°10a). Su cara interna está modelada por un escarpe de sobreexcavamiento glacial de 18 metros de alto (Figura N° 10b). La cara externa, apenas se eleva 5m sobre la llanura fluvio-glacial correspondiente. La morrena terminal contiene paquetes de limos lacustres y de gravas fluviales, indicadores de un proceso de empuje en su formación. Según información de colonos, durante la segunda mitad del siglo XX el río Huemules registró importantes inundaciones entre diciembre y enero, debido al embalsamiento producido por los bloques de hielo en su nacimiento.

El frente del Glaciar Steffen muestra desintegración y evidencias de un fuerte retroceso en los últimos 50 años, lo que explica la formación de un lago proglacial en la segunda mitad del siglo

XX (Figura N° 10a). Según comunicación oral del lugareño señor Efraín Guelet, hasta el año 1957 el glaciar llegaba hasta la morrena frontal. Para 1975 la carta topográfica del Instituto Geográfico Militar registra un retroceso glacial de 1km, consistente con el retroceso de 900m señalado por Aniya (2007) para el periodo 1945-1975. 22 años después (1997) la distancia entre la morrena y el frente glacial era 2,9 km y el año 2013 distaba 3,5 km de aquella (Figura N° 11). Entre 1990-93, se produce la desintegración de la mitad del frente del glaciar en el lago, con una pérdida de superficie de 1,59 km<sup>2</sup> (Aniya *et al.*, 2001). Las fotos aéreas e imágenes satelitales, muestran que pequeños lagos yuxtaglaciares y laterales al glaciar, se han formado y vaciado en las dos últimas décadas, contribuyendo sus aguas y sedimentos a la construcción de un delta en el Fiordo Steffen (Figura N° 11).

Figura N° 10

Glaciar Steffen (G.S.) a) Vista desde la morrena terminal. En primer plano Lago Steffen (L.S.) y llanura lacustre. b) Morrena terminal (MT) del Glaciar Steffen, cara interna. Ribera del Lago Steffen (L.S.)



Fuente: Archivo personal de los autores, 15-10-2012.

## Glaciares de exposición Oeste

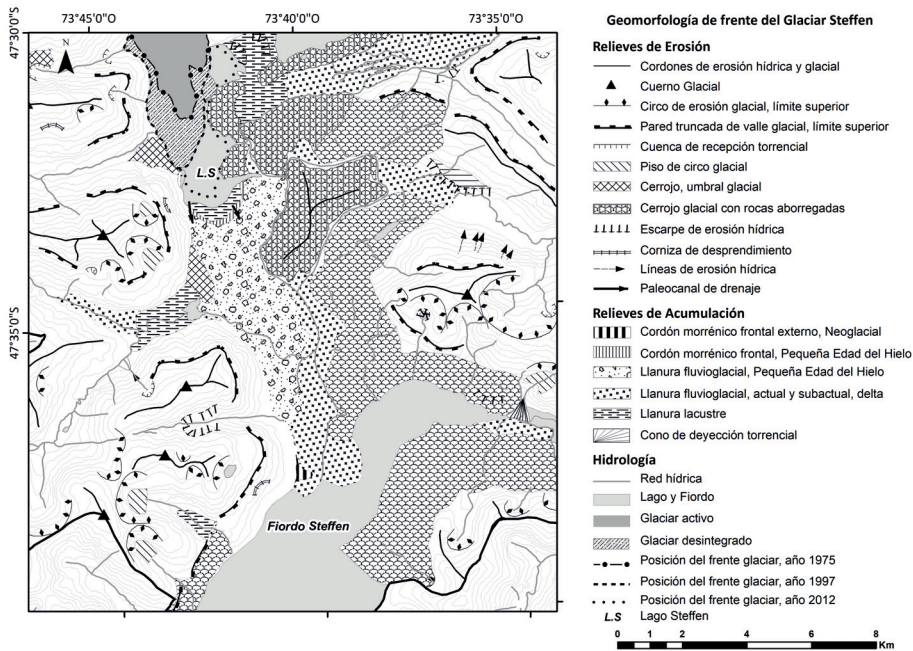
Los glaciares San Rafael y San Quintín, se sitúan en la sección NW del CHN (Cuadro N°1). Hasta hace unas décadas, ambos eran glaciares de piedemonte; hoy el San Rafael es un glaciar de valle, con frente desprendente (*calving*) en la Laguna San Rafael. El frente de estos glaciares está bloqueado por morenas compuestas que marcan posiciones terminales ocupadas más de una vez durante el Holoceno (Glasser *et al.*, 2005). El máximo avance de estos frentes glaciares durante la PEH, se registra antes de 1876 (Harrison *et al.*, 2007). Hasta esa fecha, el glaciar San Quintín reposaba sobre el borde interno de la morrena terminal; en tanto que, 20 km al N de aquel, el glaciar San Rafael avanzaba 8 km al W, sobre la laguna homónima, no alcanzando la morrena terminal de edad Neoglacial, anterior a la PEH (Winchester & Harrison, 1996). Posteriormente, se inician pulsos de retroceso sincrónicos, aunque más lentos y tardíos en el glaciar San Quintín.

En el glaciar San Rafael, una gran contracción se produce entre 1921-1935, cuando éste disminuye su espesor y retrocede 2km, incrementando el área de la laguna homónima. De 1935 a 1945 avanza 200 m, posición que se mantiene hasta 1959. Desde 1960 a 1981 el frente del glaciar se repliega aprox. 2,4km, se posiciona 200m al interior del frente montañoso y se transforma en

un glaciar de valle. En la siguiente década, 1981-1991, retrocede 1,5km para disminuir su ritmo de retroceso entre 1993 y 2013 (Winchester & Harrison, 1996; Aniya *et al.*, 1999; Willis *et al.*, 2012). El año 2013 el frente de este glaciar distaba más de 9km del límite alcanzado a fines de la PEH (Figura N° 12).

Figura N° 11

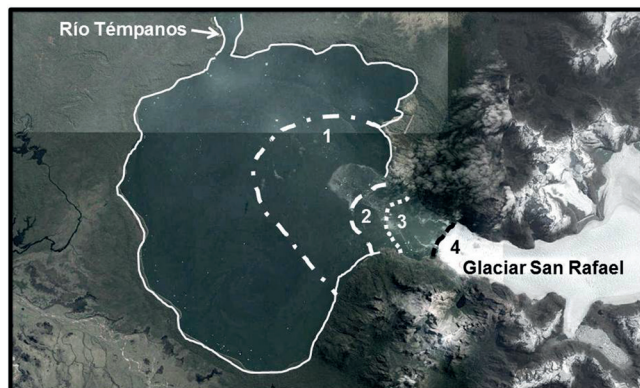
Geomorfología del frente del Glaciar Steffen y posición del frente en los años 1975, 1997 y 2012



Fuente: Elaboración propia.

El glaciar San Quintín a fines de la PEH estuvo apoyado en tierra y alcanzó el límite de la gran morrena terminal (M1) que lo limita por el W (Winchester & Harrison, 1996). El año 1876 se inicia una secuencia de pulsos de retroceso, estacionamiento y avances, que en 1935 posiciona la nariz del glaciar a 2km de M1. Estos pulsos construyen secuencialmente dos arcos morrénicos internos. En la década 1935-1945 se produce un reavance de 800m, y la construcción de la morrena más reciente distante 1.200 metros de M1. Desde 1945 hasta la década de los 90s continúan las fluctuaciones, pero en 1993 el glaciar avanza alcanzando la misma posición que en 1945 (Winchester & Harrison, 1996). Posteriormente, de 1993 al 2013 el glaciar se fragmenta y se contrae 1500m. Resultado de este proceso, el 2000 se empieza a formar un lago y el frente glacial muestra desintegración progresiva a partir del 2007 (Harrison *et al.*, 2007). En la imagen satelital del 2013, el glaciar distaba 2,6 km de la morrena terminal M1 y el lago proglacial tenía 2,7 km de ancho en su frente (Figura N° 13).

Figura N° 12.  
Posición del frente del Glaciar San Rafael en los años 1) 1905, 2) 1945, 3) 1992 y 4) 2013.  
Modificado de Winchester & Harrison (1996)



Fuente: Elaboración propia.

Figura N° 13  
Posición del frente del Glaciar San Quintín en los años: 1) 1905 (cara interna de M1), 2) 1981, 3) 1997 y 4) 2013. Modificado de Winchester & Harrison (1996)



Fuente: Elaboración propia.

## Las fluctuaciones glaciares post PEH

El máximo avance de fines de la PEH se reconoce en todos los glaciares investigados, por la construcción o remodelación de una morrena terminal; a la vez que se constata una retracción generalizada de éstos, desde fines del siglo XIX hasta el Presente, integrando débiles episodios

de estacionamiento y de avance (Cuadro N° 2). El repliegue se inicia en la década de 1870 para la mayoría de las lenguas que drenan hacia el E y en la década de los 1880s para las que fluyen al W (Cuadro N° 2). Las morrenas terminales construidas durante el avance de la PEH, bloquean el drenaje de los valles glaciales en proceso de deglaciación y en algunos de ellos se forman lagos proglaciales.

A escala secular, los que más se contraen entre la década de 1880 y el 2012/2013, son los glaciares San Rafael, Leones y Arco (entre 9,9 y 4,6 km). Le siguen los glaciares Steffen y Grosse (3,5 y 3,2 km); los otros glaciares, registran retrocesos inferiores a 3 km. Es probable que la mayor velocidad de retroceso, se relacione con el tamaño del glaciar (el Glaciar Arco es un pequeño glaciar afluente del Glaciar Colonia), como también con el tipo de terminación (los glaciares San Rafael y Leones, son glaciares de "calving"). La desintegración de los glaciares que se apoyaban en tierra, se acelera solo desde la década de los 1990s, cuando ocurre: 1) el colapso de los frentes de los glaciares San Quintín, Grosse, Colonia y Steffen, 2) un rápido retroceso de todos ellos y 3) la consecuente formación de lagos (Cuadro N° 2).

Durante el siglo XX el retroceso glacial ha sido constante, observándose solo pequeños avances, más o menos sincrónicos, en la década de 1920/30 y entre 1935-1959, en los glaciares San Quintín, San Rafael, Arco y Colonia (Cuadro N° 2). Es probable que también se hayan registrado en los otros sistemas, pero allí los avances no han dejado depósitos o éstos han sido erosionados.

## Las variaciones climáticas

Aunque las estaciones de Puerto Aysén y Balmaceda, se ubican en ambientes geoclimáticos muy diferentes (zona costera húmeda la primera y ambiente continental estepárico, la segunda), las tendencias en ambos sectores son al aumento de las temperaturas y al decrecimiento constante de las precipitaciones, principalmente en invierno (Figuras N° 14 y N° 15).

En estación Puerto Aysén, se distinguen cuatro etapas en la evolución climática durante el siglo XX (Figuras N°14a y N° 14b). De 1927 a 1937 las precipitaciones y temperaturas fluctúan cercanas a la media, los veranos aún se mantienen frescos y algunos inviernos registran montos significativos de precipitación, lo que implica un aporte a la alimentación glacial. Es posible que estas condiciones pluviotérmicas expliquen el avance glacial que se produce al inicio de los 1940s. La década 1938-1948, es más seca y cálida que el periodo anterior; se incrementan las temperaturas de ambas estaciones, particularmente las de verano (en algunos años remonta 2°C sobre la media) y disminuyen las precipitaciones anuales. Es una etapa desfavorable al balance glacial. Entre 1949-1972 hay significativas fluctuaciones en las temperaturas medias, particularmente en las de verano, los que tienden a ser más frescos y húmedos; con dos eventos invernales muy lluviosos (1958 y 1971). Este último fue el más positivo para la alimentación glacial, pues coincidió con un año frío donde la temperatura media de ambas estaciones disminuyó más de 1 °C. De 1972 al actual, la data pluviométrica indica una tendencia general a la reducción, principalmente en invierno, lo que implica una disminución en el aporte de nieve y decrecimiento de la alimentación glacial. El avance del glaciar San Quintín reportado por Winchester & Harrison (1996) podría estar en relación con los inviernos fríos que se registran en la estación de Puerto Aysén entre 1981-1984. Las sincrónicas fluctuaciones decadales de los emisarios glaciales investigados, parecen estar principalmente controladas por estas variaciones climáticas regionales.



Cuadro N° 2

Fluctuaciones glaciares y construcción de morrenas frontales desde la PEH al 2013.

→: fondo gris oscuro, periodos de avance; fondo gris oscuro →): avance/estacionamiento y construcción de morrena de empuje; ←: fondo blanco, periodos de retroceso; fondo blanco, ←): construcción de morrena de retroceso; ◆: fondo gris claro, colapso del frente glaciar; fondo gris mediano, sin datos o frente estable; ∅: formación o ampliación de lago proglacial.

Glaciar	PEH	1870	80	90	1900	10	20	30	40	50	60	70	80	90	2000	2013	Retroceso total km
S. Quint 2, 3, 6, 7, 8	→	→)	←	←	←	←	←)	→	→)	←	←	←		→	← ∅	←	2,6
S. Rafael 2, 4, 6, 7, 8	→	→	)	← ∅	←	←	)	← ∅	→	→)	←	←	←	→	←	←	9,9
Steffen 2, 8	→	)	←	←	←						←	∅	←	◆	←	←	3,5
Leones 2, 4, 5, 8	→	)	← ∅	←	←	←	←	←	←	←	←	←	←	→	←	←	4,6
Arco 2, 3, 4, 8	→	)	← ∅	←	←	←	←	←	)	←	)	←	←	←	←	←	4,5
Colonia 2, 3, 4, 8	→	)	←	)	←	→)	←	←	)	←	←	←	←	◆	←	←	2,4
Exploradores 1, 2, 8	→	)										←	←	←	←	←	2,0
Grosse 1, 2, 8	→	)	←	←			←	←	←					◆ ∅	←	←	

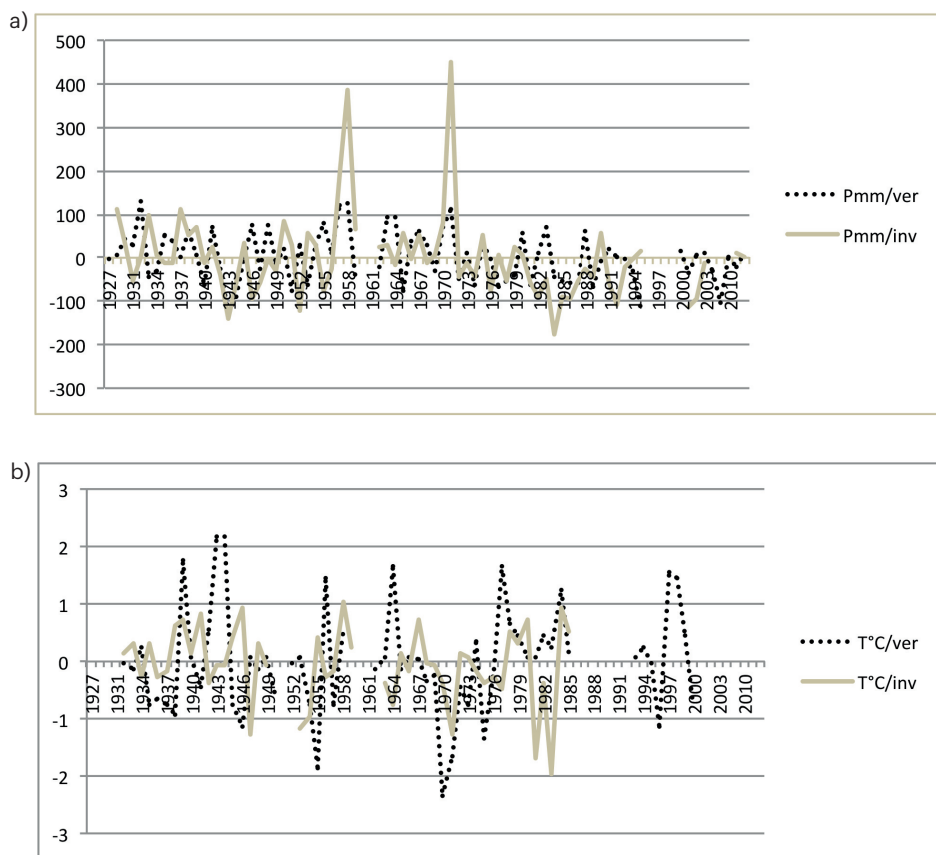
Fuente: Elaboración propia a partir de datos de: <sup>1</sup>Aniya, 1988; <sup>2</sup>Aniya, 2007; <sup>3</sup>Harrison & Winchester, 2000; <sup>4</sup>Harrison *et al.*, 2007; <sup>5</sup>Harrison *et al.*, 2008; <sup>6</sup>Rivera *et al.*, 2000; <sup>7</sup>Winchester & Harrison, 1996; <sup>8</sup>Elaboración propia, según recursos descritos en metodología.

En estación Balmaceda se registran seis variaciones climáticas entre 1957-2012 (Figuras N° 15a y N° 15b). Un periodo frío y seco, entre 1957-1962, con precipitaciones inferiores a la media, tanto en invierno como en verano. A éste, le sucede una etapa húmeda y más cálida (1963-1968); aumentan más de 38% las precipitaciones de invierno en relación al periodo anterior; lo mismo ocurre en la estación estival. Las temperaturas suben más de 1°C en invierno y sobre 0,4°C en verano. Es posible que este gran aumento de las precipitaciones invernales, explique el avance del Glaciar Arco. Desde 1969 a 1977, el clima es más frío y seco, disminuyen las temperaturas y precipitaciones de invierno y de verano. Las temperaturas de verano descienden más de 2°C. Se inicia una secuencia de ciclos secos que se suceden hasta el presente. En el intervalo 1977-1981, aumentan más de 1°C las temperaturas medias de verano e invierno y las precipitaciones de invierno. Luego sucede un periodo con inviernos muy fríos y secos entre 1981-1985. Posterior a 1985, continúan elevándose las temperaturas medias de verano e invierno, se observan menos episodios frío-húmedos de invierno y mayor frecuencia de inviernos y veranos secos y más cálidos. El colapso de los frentes glaciares en la década de 1990 coincide con un incremento general de las temperaturas y con un aumento de la intensidad de los eventos lluviosos de verano, como se ha descrito en lo ocurrido a fines de febrero de 1996, en el frente del Glaciar Colonia, donde luego de cinco días

de precipitación se desprendió desde el frente glacial una masa de hielo de 300m que destruyó la morrena recientemente formada (Harrison & Winchester, 2000; Winchester & Harrison, 2000). De 1996 a 1998, se constata un alza de 1°C de las temperaturas medias de verano y de 1 a 2,8°C de las temperaturas medias de invierno, asociadas a un aumento de las precipitaciones. En estación Puerto Aysén, solo disponemos datos de las temperaturas medias de verano las que en el año 1996 > 2°C, lo que pudo haber provocado el colapso de los frentes glaciares.

Figura N° 14

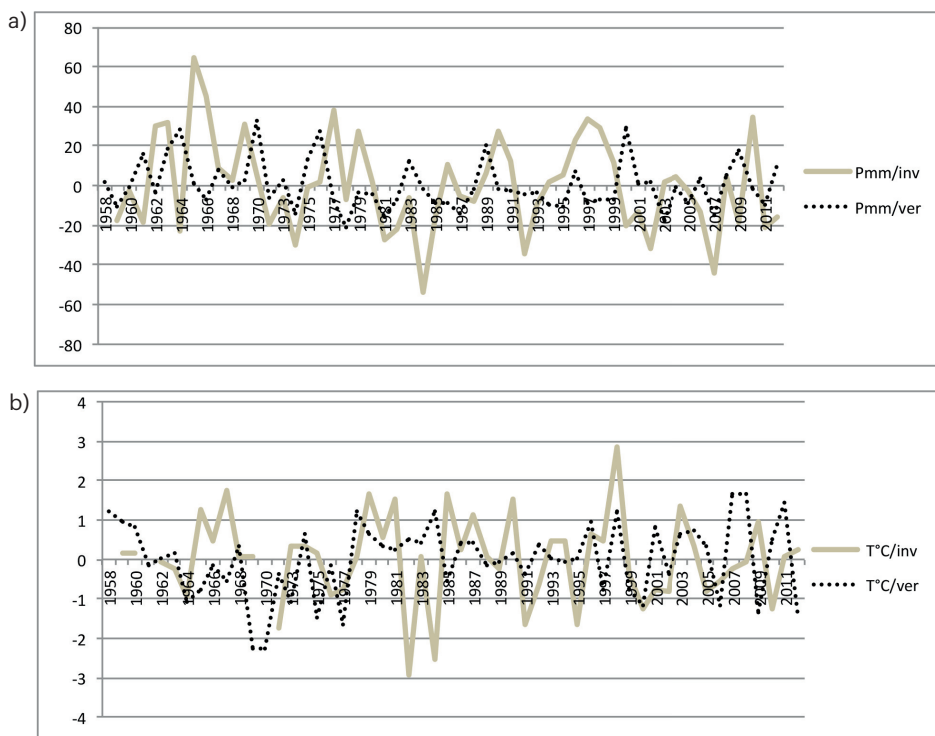
Estación Puerto Aysén. Variación de las precipitaciones anuales (a) y de las temperaturas medias de invierno y de verano (b) en relación a la media del periodo 1927-2012. El 0 equivale a la media, los valores sobre 0, muestran variaciones positivas y bajo 0 variaciones negativas en las unidades respectivas. Temperaturas medias de verano: 13,24 °C, Temperaturas medias de invierno: 4,57 °C; Precipitaciones medias de verano: 189,43 mm, Precipitaciones medias de invierno: 285,16 mm.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos del Instituto Central Meteorológico y Geofísico de Chile y de la Dirección General de Aguas (DGA).

Figura N° 15

Estación Balmaceda. Variación de las precipitaciones (a) y de las temperaturas medias de invierno y de verano (b) en relación a la media del periodo 1958-2012. El 0 equivale a la media, los valores sobre 0, muestran variaciones positivas y bajo 0 variaciones negativas en las unidades respectivas. Temperatura media de verano: 10°C, Temperatura media de invierno: 1,1°C; Precipitación media de verano: 26,60 mm; Precipitación media de invierno: 72,13 mm.



Fuente: Elaboración propia a partir de datos del Instituto Central Meteorológico y Geofísico de Chile y de la Dirección General de Aguas (DGA).

## Variaciones climáticas, fluctuaciones glaciales y cambios geomorfológicos post PEH

### *Las variaciones climáticas decadales post PEH*

El calentamiento del clima patagónico cuyo efecto más directo es el retroceso generalizado de los glaciares al S de los 45° S de latitud y específicamente en el CHN, ha sido relacionado con un desplazamiento persistente al S de los vientos del W durante el verano y el otoño austral, asociado con una fase positiva del Modo Anular del Sur, posterior a la PEH (Daley *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2014); con el aumento significativo de las temperaturas mínimas a partir de la segunda mitad del siglo XX, particularmente después del cambio de régimen del Índice de Oscilación del Sur en 1976 (Rosenbluth *et al.*, 1997) y con los cambios en la Oscilación Decadal del Pacífico, que

influyen desde 1976 en el clima patagónico, elevando las temperaturas medias de verano, particularmente en las altas latitudes (Villalba *et al.*, 2003).

El registro pluviotérmico observado en la estación Puerto Aysén (Figura N°14) es coherente con los resultados de otros estudios que estiman que, no obstante la tendencia general al calentamiento, existe en Patagonia Noroccidental gran variabilidad interanual de temperatura y oscilaciones de baja frecuencia, con puntos de quiebre en los años 1940s, 1950 y 1975-77 (Hansen & Lebedeff, 1987; Villalba *et al.*, 2003; Rosenbluth *et al.*, 1997). Estos últimos autores señalan que el calentamiento es más intenso en las temperaturas mínimas de verano que en las de invierno; un máximo de incremento de las mínimas de verano se produce entre 1960-1992 y la variación más importante se registra entre 1975-1977; acorde con las temperaturas medias de verano, registradas en Estación Balmaceda (Figura N° 15b).

La tendencia general en el sector es a evolucionar hacia periodos más secos, al igual que en el resto de Patagonia (Rasmussen *et al.*, 2007; Masiokas *et al.*, 2008; Neukom *et al.*, 2010; Daley *et al.*, 2012). Durante la primera parte del siglo XX, las precipitaciones están por sobre la media culminando en 1950, luego disminuyen las precipitaciones de invierno (Figura N° 14a). Estudios previos, muestran que en el periodo 1960-1999 los montos anuales de precipitación son relativamente constantes, pero se calienta la atmósfera a la altura de los 859hP, con lo cual merma la precipitación que cae en forma de nieve en un 28% y la acumulación en el CHN se reduce en 5% (Rasmussen *et al.*, 2007). Otros señalan que en la estación cálida la temperatura aumenta 0,056 °C/década y durante la estación fría las precipitaciones decaen en 4,89%/década (Masiokas *et al.*, 2008). En cambio, la moderna condición de verano reconstruidas, parecen ser significativamente más húmedas que la media de los siglos precedentes en toda la Patagonia (Neukom *et al.*, 2010), hallazgos coherentes con lo reportado en este trabajo.

Veranos fríos e inviernos húmedos favorecerían un balance de masa positivo; éstos dominan hasta 1941, avances de hielo sincrónicos con este tipo de variación climática se producen esporádicamente hasta la década de 1970. Dichas condiciones pluviotérmicas estacionales preceden la formación de morrenas en algunos glaciares (Cuadro N° 2). Los glaciares pequeños tienen un tiempo de respuesta de aproximadamente 10 años, frente a estos cambios climáticos (Masiokas *et al.*, 2008), lo que es consistente con la extinción de los pequeños glaciares de circo o de valle y la contracción de gran parte de los glaciares afluentes de los sistemas glaciares principales.

### *Las fluctuaciones glaciales asociadas a las variaciones del clima post PEH*

Nuestros resultados concuerdan con los de Harrison *et al.* (2007), que muestran una sincronía en el repliegue de los glaciares a ambos lados de este campo de hielo, el cual se inicia aprox. entre 1860-70, lo que indicaría que la incidencia de la forzante climática es superior a controles de segundo orden, tales como la geografía de la cuenca y la naturaleza del entorno terminal de los glaciares. Los retrocesos glaciales a escala decadal se relacionan principalmente con variaciones pluviotérmicas estacionales (veranos más cálidos y húmedos; inviernos menos fríos y menos nevados). Se destaca por ejemplo la concordancia observada en la década de los 1990s, donde bajo la acción de veranos más cálidos y lluviosos, la mayor parte de los frentes glaciares colapsaron (Cuadro N° 2). Simultáneamente en esta década, se registran retrocesos repentinos, dramáticos

y casi catastróficos de glaciares situados más al sur, como el Glaciar Jorge Montt, donde ciertamente factores de segundo orden como la batimetría del fiordo, pueden haber magnificado la señal climática (Rivera *et al.*, 2012). De manera similar, el repliegue experimentado por el Glaciar San Rafael (9,9 km) en el último siglo, es sincrónico con las variaciones pluviotérmicas regionales, pero amplificado por su frente desprendente. Esto se corrobora, cuando el glaciar disminuye su ritmo de retroceso al quedar confinado al interior del valle con menor influencia de la marea, aunque las temperaturas continúan aumentando.

Algunos estudios sugieren que los glaciares de mayor tamaño que drenan al W del CHN, cuyos frentes se posicionan a menor altitud y están expuestos a climas más húmedos, con mayor cantidad de lluvias, son más sensibles a las variaciones climáticas, dado que la fusión se produce en primavera, verano y otoño lo que genera gran circulación de agua intra y supraglacial (Willis *et al.*, 2012). Por el contrario, en la sección oriental, la superficie del campo de hielo, se congela en invierno y solo en verano, alrededor del 50% de la superficie, permanece húmeda. En el glaciar San Quintín hay dos factores que frenan en cierto modo el efecto de las variaciones climáticas post PEH: uno es el gran tamaño de la cuenca y lo segundo, es un glaciar de piedemonte apoyado en tierra. Pero una vez que pierde sustento (año 2000), el retroceso se acelera. Concordamos con Glasser *et al.* (2005), en que la exposición, el tamaño de la cuenca de drenaje y la terminación glacial son factores secundarios, que potencian la rapidez del retroceso glaciar generado por la variación climática.

La topografía confinada tiene también gran incidencia en la ablación, a través del aporte de material rocoso resultante de procesos paraglaciales. Particularmente, en los valles laterales, más estrechos, las paredes deglaciadas se descomprimen y abundan los desprendimientos rocosos. Los glaciares se cubren de escombros y la nieve que cae en invierno sobre esta superficie rocosa, fusiona rápidamente. Se calcula que el año 2001, 135 km<sup>2</sup> de escombros cubrían la superficie de los glaciares Exploradores, Colonia, Grosse y Nef (Rivera *et al.*, 2007). Observamos estos procesos en la mayoría de los glaciares afluentes, como los glaciares Fiero, chileno, Calafate y otros, prácticamente desintegrados y, de algunos desaparecidos en los últimos 50 años.

### *Los cambios geomorfológicos asociados a la deglaciación post PEH*

Evans y Clage (1994) han señalado que, para el Hemisferio Norte, la deglaciación histórica es comparable a la ocurrida durante el Pleistoceno, cuando el sistema glaciar mundial ha fundido gran parte de su masa. Los glaciares Grand Pacific and Melbern (Alaska), han perdido más del 50% de su volumen en los últimos 200 años. Durante el retroceso glaciar post PEH, se han formado al pie de las lenguas glaciares activas, lagos que han quedado represados por las morrenas construidas durante el avance precedente. Algunos de éstos han sufrido colapso y ruptura del frente provocados por avalanchas de hielo o roca, lo que ha detonado desastrosas inundaciones de tipo GLOF (*glacial lake outburst flood*) y flujos de detritos asociados valle abajo (Clage & Evans, 2000). Estos procesos culminaron en el Hemisferio Norte, entre los años 1930 y 1980 (Evans & Clage, 1994). Nuestros resultados ratifican lo allí reportado; la deglaciación elabora en los últimos 100 años, una nueva geomorfología, que afecta particularmente el área frontal y periférica de los glaciares en retroceso. Violentas y repentinas inundaciones se han registrado en los valles periféricos al CHN, desde fines del siglo XIX y de manera frecuente, desde mediados del siglo XX. Estas inundaciones se relacionan con: a) el colapso de las barreras morrénicas, estructuralmente

débiles, la descarga de lagos proglaciales y consecuente inundación con b) la descarga de lagos sub, intra o supraglaciales, que se han formado debido a la tasa creciente de ablación glacial (Harrison *et al.*, 2008). Los más vulnerables son los pequeños glaciares afluentes que se repliegan más rápidamente, cuyas pequeñas morrenas, más inestables y menos consolidadas, se rompen fácilmente frente a la presión de los lagos proglaciales. Las más grandes descargas de lagos e inundaciones, se han registrado en el valle del río Colonia desde los valles de los glaciares Arco y Caché 2. La principal consecuencia geomorfológica de éstos, es la erosión de las morrenas frontales del Glaciar Colonia, la construcción de varios niveles de terrazas de descarga lacustre en el área proglacial y el modelamiento de las llanuras aluviales del río Colonia.

El proceso de desestabilización de laderas asociada al vaciamiento de los valles y circos, luego del rápido retroceso glacial, es lo que se llama actividad paraglacial (Ballantyne, 2000). Estos procesos se expresan generalmente en avalanchas y flujos de escombros que se canalizan valle abajo (Evans & Clage, 1994). El vaciamiento de valles y circos por la deglaciación Tardiglacial (Terminación I) en el CHN dejó las laderas inestables y el rápido retroceso post PEH, continúa contribuyendo a la desestabilización de laderas y a la producción de procesos de remoción en masa. Estudios consignan que en 8 de 11 valles estudiados en CHN, los más grandes procesos de remoción en masa se ubican dentro de los límites alcanzados por los glaciares durante la PEH (Harrison *et al.*, 2006). La avalancha, descarga lacustre (GLOF) y flujo de detritos ocurrido en el valle del Glaciar Calafate el año 2000, es uno de los ejemplos más recientes (Harrison *et al.*, 2006). Las avalanchas son deslizamientos de grandes masas de hielo, originados generalmente en glaciares emplazados 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). Estas avalanchas representan un producto frecuente de la ablación y pueden ser altamente destructivas (Evans & Clage, 1994).

Aunque esta adaptación del paisaje a condiciones no glaciales (procesos paraglaciales) puede producirse desde una decena de años hasta 10.000 años después de la deglaciación, la probabilidad de procesos de remoción en masa catastróficos de ladera disminuye exponencialmente en el tiempo, según un modelo de estabilización de taludes, por agotamiento del suministro de sedimentos (Ballantyne, 2000). Algunos autores señalan que luego del máximo avance glacial en el siglo XIX se producen altas tasas de agradación de las llanuras aluviales. En el presente, los GLOF e IDLOF que ocurren en los diferentes valles, continúan redistribuyendo los sedimentos glaciales, lacustres y fluviales en el fondo de valle del río Colonia; pero dadas las condiciones aquí descritas, podrían ocurrir en los valles de los glaciares Grosse, Exploradores y Steffen.

## Conclusiones

El análisis del comportamiento de los frentes de siete emisarios glaciares del CHN permite constatar el retroceso generalizado y continuo de éstos, perturbado solo por pequeños episodios de estacionamiento y avance en las décadas de los 1920s y 1940s, sincrónicos en ambas laderas del campo de hielo.

Este retroceso es controlado principalmente por parámetros climáticos. Se distinguen tres etapas: a) hasta el año 1937 la temperatura media anual se incrementa, pero los veranos aún se

mantienen frescos y los inviernos pluviosos, atributos que mantienen el balance glaciar y explican los avances de la primera parte del siglo XX. b) En el periodo 1938-1972 hay grandes fluctuaciones de la temperatura media anual, aunque en la primera década la temperatura de verano aumenta y las precipitaciones de invierno disminuyen, lo que estimula la ablación glaciar y reduce el volumen de hielo. c) Desde 1972 las precipitaciones disminuyen de manera sostenida y a partir de 1985 se elevan las temperaturas medias de invierno y de verano. Simultáneamente el ritmo del retroceso de los glaciares se acelera desde la década de 1980 culminando con un colapso de gran parte de los frentes glaciares en la década de los 1990s. El colapso de los frentes glaciares tendría relación con el aumento generalizado de las temperaturas y con un aumento en la intensidad de las lluvias de verano. El retroceso, aunque sincrónico es más rápido cuando inciden factores secundarios. Esto es notablemente mayor en el frente de glaciares desprendentes en lagunas litorales y en glaciares con cuencas pequeñas.

Los efectos geomorfológicos de este rápido retroceso glaciar es la construcción de una nueva geomorfología en la zona proglacial. Al interior de la morrena de la PEH, se construyen: a) pequeñas morrenas de retroceso, que han sido en parte destruidas por su baja consolidación y exposición a procesos paraglaciales. b) Se han formado o ampliado sistemas lacustres proglaciales en dos etapas: los primeros, desde fines del siglo XIX y principios del siglo XX (lagos Arco, Leones y laguna San Rafael) y los segundos, entre el año 1995 y el 2000 (lagos Grosse, Steffen y San Quintín). c) Se modelan trimline al interior de valles y riberas de lagos. d) Se generan procesos paraglaciales: flujos de detritos y descargas lacustres. El desarrollo de estos procesos genera zonas de riesgo de desastres naturales que podrían tener implicaciones frente a cualquier tipo de uso humano o económico permanente de estos territorios.

## Referencias bibliográficas

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

ALLISON, R.J. & THOMAS, D.G. The sensitivity of landscapes. In: THOMAS, D.S.G. & ALLISON, R.J. (editors). *Landscape sensitivity*. Chichester: Wiley, 1993, p. 1-5.

ANIYA, M. Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 1988, Vol. 20, N° 2, p. 179-187.

ANIYA, M. & WAKAO, Y. Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chile, between 1944/45 and 1995/96. *Bulletin of Glaciological Research*, 1997, N° 15, p. 1-8.

ANIYA, M.; NARUSE, R.; CASASSA, G. & RIVERA, A. Variations of patagonian glaciers, South America, utilizing RADARSAT images. *Proceedings of the International Symposium on RADARSAT Application Development and Research Opportunity (ADRO)*. Montreal, Canada, October 13-15, 1998. 1999.

ANIYA, M. Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chile, for 1944/45-2004/05. *Bulletin of Glaciological Research*, 2007, N° 24, p. 59-70

ANIYA, M.; ENOMOTO, H.; AOKI, T.; MATSUMOTO, T.; SKVARCA, P.; BARCAZA, G.; SUZUKI, R.; SAWAGAKI, T.; SATO, N.; ISENKO, E.; IWASAKI, S.; SALA, H.; FUKURA, A.; SATOW, K. & NARUSE, R. Glaciological and geomorphological studies at Glaciar Exploradores, Hielo Patagónico Norte, and Glaciar Perito Moreno, Hielo Patagónico Sur, South America, during 2003-2005 (GRPP03-05). *Bulletin of Glaciological Research*, 2007, N° 24, p. 95-107.

ARANEDA, A.; TORREJÓN, F.; AGUAYO, M.; TORRES, L.; CRUCES, F.; CISTERNAS, M. & URRUTIA, R. Historical records of San Rafael glacier advances (North Patagonian Icefield): another clue to 'Little Ice Age' timing in southern Chile?. *The Holocene*, 2007, Vol. 17, N° 7, p. 987-998.

BALLANTYNE, C.K. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 2002, N° 21, p. 1935-2017.

BARCAZA, G.; ANIYA, M.; MATSUMOTO, T. & AOKI, T. Satellite - Derived Equilibrium Lines in Northern Patagonia Icefield, Chile, and Their Implications to Glacier Variations. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2009, Vol. 41, N° 2, p. 174-182.

BERTRAND, S.; HUGHEN, K.A.; LAMY, F.; STUUT, J.-B.W.; TORREJÓN, F. & LANGES, C.B. Precipitation as the main driver of Neoglacial fluctuations of Gualas glacier, Northern Patagonian Icefield. *Climate of the Past*, 2012, N° 8, p. 519-534.

BRADLEY, R. & JONES, P. "Little Ice Age" summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene*, 1993, N° 3- 4, p. 367-376.

BRIDGES, E.L. *El último confín de la Tierra*. Buenos Aires: Sudamericana Editorial, Colección Rumbo Sur, 2003.

CIOCCALE, M.A. Climatic fluctuations in the central region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International*, 1999, N° 62, p. 35-47.

CLAGE, J. & EVANS, S. A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews*, 2000, N° 19, p. 1763-1783.

CHURCH, M. & RYDER, J.M. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial process conditioned by glaciations. *Geological Society of America, Bulletin*, 1972, N° 83, p. 3059-3071.

DALEY, T.J.; MAUQUOY, D.; CHAMBERS, F.M.; STREET-PERROTT, F.A.; HUGHES, P.D.M.; LOADER, N.J.; ROLAND, T.P.; VAN BELLEN, S.; GARCIA-MENESES, P. & LEWIN, S. Investigating late Holocene variations in hydroclimate and the stable isotope composition of precipitation using southern South American peatlands: an hypothesis. *Climate of the Past*, 2012, N° 8, p. 1457-1471.

DAVIES, B.J. & GLASSER, N.F. Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (~AD 1870) to 2011. *Journal of Glaciology*, 2012, Vol. 58, N° 212, p. 1063-1084.

DUSSAILLANT, A.; BENITO, G.; WOUTER, W.; CARLING, P.; MEIER, C. & ESPINOZA, F. Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard? *Natural Hazards*, 2010, N° 54, p. 469-481.



ESCOBAR, F.; VIDAL, F.; GARIN, C. & NARUSE, R. Water balance in the Patagonia icefield. In: NARUSE, R. & ANIYA, M. (editors). *Glaciological Researches in Patagonia*. Nagoya: Japanese Society of Snow and Ice, 1992, p. 109-119.

EVANS, S. & CLAGE, J. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology*, 1994, N° 10, p. 107-128.

GLASSER, N.; JANSSON, K.; HARRISON, S.; & RIVERA, A. Geomorphological evidence for variations of the North Patagonia Icefield during the Holocene. *Geomorphology*, 2005, N° 71, N° 3-4, p. 263-277.

GROVE, J.M., 2001. The initiation of the "Little Ice Age" in regions around the North Atlantic. *Climatic Change*, N° 48, p. 53-82.

GUTIERREZ ELORZA, M. *Geomorfología*. Madrid: Pearson-Prentice Hall Editorial, 2008.

HANSEN, J. & LEBEDEFF, S. Global trends of measured surface air temperature. *Journal of Geophysical Research*, 1987, Vol. 92, N° 11, p. 13345-13372.

HARRISON, S. & WINCHESTER, V. Nineteenth- and Twentieth-Century Glacier Fluctuations and Climatic Implications in the Arco and Colonia Valleys, Hielo Patagónico Norte, Chile. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2000, Vol. 32, N° 1, p. 55-63.

HARRISON, S.; GLASSER, N.; WINCHESTER, V.; HARESIGN, E.; WARREN, CH. & JANSSON, K. A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes. *The Holocene*, 2006, Vol. 16, N° 4, p. 611- 620.

HARRISON, S.; WINCHESTER, V. & N. GLASSER, N. The timing and nature of recession of outlet glaciers of Hielo Patagónico Norte, Chile, from their Neoglacial IV (Little Ice Age) maximum positions. *Global and Planetary Change*, 2007, N° 59, p. 67-78.

HARRISON, S.; GLASSER, N.; WINCHESTER, V.; HARESIGN, E.; WARREN, CH.; DULLER, G.; BAILEY, R.; IVY-OCHS, S.; JANSSON, K. & KUBIK, P. Glaciar León, Chilean Patagonia: late-Holocene chronology and geomorphology. *The Holocene*, 2008, Vol. 18, N° 4, p. 643-652.

HUBER, A. *Beitrag zur klimatologie und klimaökologie von Chile*. 2 vol. München: Dissertation, Universität München, 1975.

KERR, A.R. & SUGDEN, D.E. The Sensivity of the South Chilean snowline to climatic change. *Climatic Change*, 1994, N° 28, p. 255-272.

KOCH, J. & KILIAN, R. 'Little Ice Age' glacier fluctuations, Gran Campo Nevado. Southernmost Chile. *The Holocene*, 2005, Vol. 15, N° 1, p. 20-28.

KREUTZ, K.J.; MAYEWSKI, P.A.; MEEKER, L.D.; TWICKLER, M.S.; WHITLOW, S.I. & PITTALWALA, I.I. Bipolar changes in atmospheric circulation during the Little Ice Age. *Science*, 1997, N° 277, p. 1294-1296.

MATSUOKA, K. & NARUSE, R. Mass Balance Features Derived from a Firn Core at Hielo Patagónico Norte, South America. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 1999, Vol. 31, N° 4, p. 333-340.

MASIOKAS, M.H.; VILLALBA, R.; LUCKMAN, B.H.; LASCANO, M.E.; DELGADO, S. & STEPANEK, P. 20th-century glacier recession and regional hydroclimatic changes in northwestern Patagonia. *Global and Planetary Change*, 2008, N° 60, p. 85 - 100.

MATTHEWS, J. & BRIFFA, K. The "Little Ice Age": Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler*, 2005, Vol. 87, N° 1, p. 17-36.

MORENO, P.I.; VILANOVA, I.; VILLA-MARTÍNEZ, R.; GARREAUD, R.D.; ROJAS, M. & DE POL-HOLZ, R. Southern Annular Mode-like changes in southwestern Patagonia at centennial timescales over the last three millennia. *Nature Communications*, 2014, Vol. 5, N° 4375, p. 1-7.

NEUKOM, J.; LUTERBACHER, R.; VILLALBA, R.; KÜTTEL, M.; FRANK, D.; JONES, P. D.; GROSJEAN, M.; ESPER, J.; LOPEZ, L. & WANNER, H. Multi-centennial summer and winter precipitation variability in southern South America. *Geophysical Research Letters*, 2010, Vol. 37, N° 14. Disponible en Internet: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2009GL038351>

NEUKOM, R.; LUTERBACHER, J.; VILLALBA, R.; KÜTTEL, M.; FRANK, D.; JONES, P.D.; GROSJEAN, M.; WANNER, H.; ARAVENA, J.C.; BLACK, D.E.; CHRISTIE, D.A.; D'ARRIGO, R.; LARA, A.; MORALES, M.; SOLIZ-GAMBOA, C.; SRUR, A.; URRUTIA, R. & VON GUNTEN, L.. Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for southern South America covering the past centuries. *Climate Dynamics*, 2011, N° 37, p. 35-51.

OERLEMANS, J. & FORTUIN, J.P.F. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. *Science*, 1992, N° 258, p.115-117.

RASMUSSEN, L.A.; CONWAY, H. & RAYMOND, C.F. Influence of upper air conditions on the Patagonia Icefields. *Global and Planetary Change*, 2007, N° 59, p. 203 -216.

RIVERA, A.; BENHAM, G.; CASASSA, G.; BAMBER, J. & DWDESWELL, J., 2007. Ice elevation and areal changes of glaciers from Northern Patagonian Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 2007, N° 59, p. 126-137.

RIVERA, A.; KOPPEL, M.; BRAVO, C. & ARAVENA, J.C. Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past*, 2012, N° 8, p. 403 - 414.

RIGNOT, E.; RIVERA, A. & CASASSA, G. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise. *Science*, 2003, N° 302, p. 434-437.

ROSENBLÜTH, B.; FUENZALIDA, H. & ACEITUNO, P. Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*, 1997, Vol. 17, p. 67-85.

ROMERO, H. *Geografía de los climas*. Santiago de Chile: Instituto Geográfico Militar, Colección Geografía de Chile, 1985.

SEPÚLVEDA, J.; PANTOJA, S.; HUGHEN, K.A.; BERTRAND, S.; FIGUEROA, D.; LEON, T; DRENZEK, N.J. & LANGE, C. Late Holocene sea-surface temperature and precipitation variability in northern Patagonia, Chile (Jacaf Fjord, 44S). *Quaternary Research*, 2009, N° 72, p. 400-409.

VILLALBA, R. Climatic fluctuations in Northern Patagonian during the last 1000 years as inferred from tree-rings records. *Quaternary Research*, 1990, N° 34, p. 346-360.

VILLALBA, R. Tree-ring and glacial evidence for the medieval warm epoch and the Little Ice Age in southern South America. *Climatic Change*, 1994, N° 26, p. 183-197.

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

WALKER, M.J.C.; BERKELHAMMER, M.; BJO-RCK, S.; CWYNAR, C.; FISHER, A.; LONG, A.J.; LOWE, J.J.; NEWNHAM, R.M.; RASMUSSEN, S.O. & WEISS, H. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 2012, Vol. 27, N° 7, p. 649-659.

WARREN, C. Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael glacier, Chilean Patagonia: climatic or non-climatic? *Geografiska Annaler*, 1993, Vol. 75, N° 3, p. 111-125.

WARREN, C. & SUGDEN, D. 1993. The Patagonian Icefields: A Glaciological Review. *Artic and Alpine Research*, Vol. 25, N° 4. p. 316-331.

WARREN, CH. & ANIYA, M. Calving glaciers South America. *Global and Planetary Change* 1999, N° 22, p. 59-77.

WILLIS, M.J.; MELKONIAN, A.K.; PRITCHARD, M.E. & RAMAGE, J.M. Ice loss rates at the Northern Patagonian Icefield derived using a decade of satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 2012, N° 117, p. 184-198.

WINCHESTER, V. & HARRISON, S. Recent Oscillations of the San Quintin and San Rafael Glaciers, Patagonian Chile. *Geografiska Annaler*, 1996, Vol. 78, N° 1, p. 35-49.

WINCHESTER, V. & HARRISON, S. Dendrochronology and lichenometry: colonization, growth rates and dating of geomorphological events on the east side of the North Patagonian Icefield, Chile. *Geomorphology*, 2000, N° 34, p. 181-194.

