

**VARIACIONES RECIENTES Y CARACTERISTICAS DE LOS GLACIARES CHICO Y O'HIGGINS,
CAMPO DE HIELO SUR**Rivera, A. ¹, Casassa, G. ²

Campo de Hielo Sur (CHS), ubicado entre los 48°20' y 51°30' de latitud sur, posee una superficie de ca. 13.000 km² de hielo, dividida en más de 48 cuencas glaciares principales, en extensión norte – sur de más de 350 km de largo. Se constituye en la mayor masa englaciada del hemisferio sur, fuera de Antártica (1). La mayoría de sus glaciares han presentado una fuerte recesión durante los últimos años, con tasas de retroceso que incluso superan los 100 m a⁻¹ entre 1945 y 1986, para los glaciares O'Higgins, Amalia, Upsala y Lucía (2). Sin embargo, unos pocos glaciares del CHS han presentado estabilidad en sus frentes e incluso tres han avanzado, el glaciar Perito Moreno (3), el Trinidad (durante la última visita de los autores en marzo del 2000, se constató que estaba destruyendo bosques en el fondo del fiordo Exmouth) y especialmente el glaciar Pío XI, que tuvo una tasa de avance de 206 m a⁻¹ entre 1945 y 1995 (4).

A la fuerte tendencia de retroceso frontal, se suma una importante pérdida de superficie de hielo para todo el CHS, estimada en ca. 500 km² entre 1945 y 1986 (5). Junto a lo anterior, se ha estimado una importante pérdida volumétrica debido a los cambios de espesor, con tasas de adelgazamiento variables que alcanzan un máximo de 14 m a⁻¹ entre 1991 y 1993, para el glaciar Upsala (6).

Las variaciones recientes de los glaciares del CHS, son una clara respuesta a los cambios climáticos observados en la zona austral del continente, caracterizados por un aumento de temperatura (7) y por el descenso de las precipitaciones observado en varias estaciones (8).

No obstante lo anterior, las respuestas específicas de los glaciares a los cambios climáticos no son lineales, sino que dependen de las características topográficas de las cuencas glaciares (hipsometría, pendientes, geometría de los valles, espesor de hielo, material morrénico en la superficie del hielo, etc.) y de las características glaciodinámicas (velocidades, flujo, calving, surges, etc.).

Este estudio analiza el glaciar Chico, ubicado en el sector noreste del CHS, comparando datos nuevos y algunos ya publicados, con datos del comportamiento del glaciar O'Higgins, ubicado pocos kilómetros más al noroeste.

El glaciar Chico (49° 00'S 73°04'W), posee una superficie de hielo de 243 km² y un largo de 25 km desde el Paso de los Cuatro Glaciares, hasta su frente terminal ubicado en el brazo chico del lago O'Higgins (1). Su frente terminal está bastante recubierto de material morrénico, según las fotos aéreas de 1995, y tiene carácter desprendente, no obstante estar posado en parte en una pequeña isla visible en las fotos aéreas de 1995 y en una visita de terreno en 1998.

El glaciar O'Higgins (48°55'S 73°08'W), posee una superficie de hielo de 747 km² y un largo de 38 km, desde el Volcán Lautaro hasta su frente terminal en el lago O'Higgins (1). Su frente terminal estaba desprovisto de material morrénico superficial, según las fotos aéreas de 1995, excepto en sus márgenes donde se ubican sendas morrenas laterales. Su frente terminal tiene carácter desprendente.

Para el glaciar O'Higgins, se postuló (9) que su fuerte retroceso en las últimas décadas, se debió a un incremento de la efectividad del calving (desprendimiento de témpanos). Por razones climáticas (calentamiento y/o disminución de las precipitaciones), el frente retrocedió a fines del siglo XIX, dejando de apoyarse en un islote de roca ubicado en el centro del lago homónimo, retrocediendo a sectores con mayor profundidad del lago. Por otro lado, la presencia del Volcán Lautaro en la zona de acumulación del glaciar O'Higgins, podría estar aportando al retroceso del O'Higgins, debido a un posible aumento de calor geotérmico. No obstante lo anterior, se estima que el aumento del calving constituye el principal factor del retroceso, tal como ha sido documentado para el glaciar Upsala (6).

Para el glaciar Chico, se postula la siguiente hipótesis: el retroceso experimentado en las últimas décadas se debe a un balance de masa negativo, controlado principalmente por ablación. Ello ha resultado en una elevación de la línea de equilibrio (ELA), que ha hecho disminuir la proporción de área de acumulación versus área total del glaciar (AAR). Las bajas tasas de retroceso frontal detectadas, se podrían

¹ Departamento de Geografía. Universidad de Chile. Marcoleta 250. Santiago. Chile.

² Instituto de la Patagonia. Universidad de Magallanes. Avda. Bulnes 01855. Punta Arenas. Chile.

deber a que el valle donde se ubica la lengua terminal es estrecho y poco profundo, lo que habría reducido la efectividad del calving, debido a la mayor sustentación lateral y basal del frente de hielo.

Con el fin de analizar dicha hipótesis, se han realizado tres campañas de terreno a la zona de acumulación del glaciar Chico, las que han permitido evaluar varios parámetros, como: topografía superficial, topografía subglacial, acumulación de nieve y diversos parámetros meteorológicos.

Este trabajo presenta algunos resultados preliminares, obtenidos para el glaciar Chico, con énfasis en las características topográficas del glaciar y las variaciones recientes de su lengua terminal.

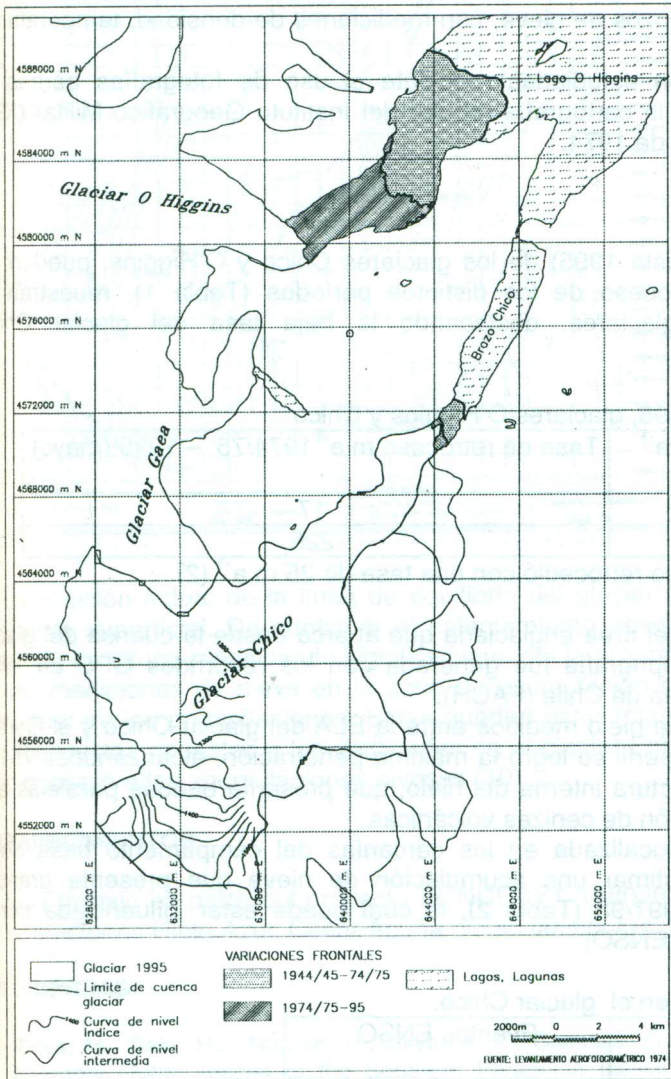


Figura 1.

MÉTODOS

Se ha confeccionado una carta de topografía superficial de la zona de acumulación del glaciar Chico, cuyos datos fueron obtenidos mediante un procesamiento de corrección diferencial, basado en el uso de 2 receptores GPS de calidad topográfica (Geoexplorer II de Trimble), uno de los cuales fue montado en una moto de nieve, en la cual se recorrió la zona midiendo espesores de hielo y el otro se instaló en el campamento base sobre el glaciar.

Las mediciones de espesor de hielo se realizaron con un radar de impulso cuya frecuencia central es de 2.5 MHz, el cual funciona como un sistema de perfilaje, que permite obtener un dato de espesor cada dos segundos, generando un perfil continuo de retornos subglaciales.

En este sistema de perfilaje, el transmisor y el receptor están montados sobre trineos, que son impulsados por un mototobogán. Se utilizan antenas con longitud de medio dipolo de 20 m, dispuestas en línea y con un largo total del sistema de radar de 120 m.

Los perfiles de espesor de hielo son analizados en forma interactiva en un computador, obteniéndose retornos del fondo subglacial con un rango máximo de penetración inferior a los 800 m de espesor de hielo temperado.

Para las mediciones nivológicas se instaló, en enero de 1996, una torre de tubos de fierro galvanizado de 10 m sobre la superficie, la cual ha sido remedida en dos ocasiones, con el fin de detectar la acumulación de nieve. Junto a la torre, se han realizado varios pozos de nieve, con mediciones de densidad, temperatura y profundidad del manto de nieve.

Las variaciones recientes del glaciar, fueron estudiadas mediante el uso de fotografías aéreas de distintas fechas, que fueron georeferenciadas a la cartografía regular del Instituto Geográfico Militar (IGM) escala 1:50.000, confeccionada con fotos aéreas de 1974.

RESULTADOS

Las variaciones recientes (desde 1944/45 hasta 1995) de los glaciares Chico y O'Higgins, pueden ser apreciadas en la Figura 1. Las tasas de retroceso de los distintos períodos (Tabla 1), muestran un comportamiento muy distinto entre ambos glaciares, destacando la baja tasa del glaciar Chico, especialmente en el último período.

Tabla 1. Tasas de retroceso 1944-1995, glaciares O'Higgins y Chico

Glaciar	Tasa de retroceso $m a^{-1}$ 1944/45 – 1974/75	Tasa de retroceso $m a^{-1}$ 1974/75 – 1995 (mayo)
Chico*	52	17
O'Higgins	226	225

* Entre 1945 y 1986 el glaciar Chico retrocedió con una tasa de $25 m a^{-1}$ (2).

La figura 2 muestra la topografía superficial del área englacada que abarca desde la cuenca del glaciar Pío XI, hasta la ELA del glaciar Chico. Esta topografía fue generada con los recorridos GPS en 1997, durante la operación Hielo Azul de la Fuerza Aérea de Chile (FACH).

La figura 3 muestra un perfil con espesores de hielo medidos entre la ELA del glaciar Chico y el Cordón Pirámide (para ubicación, ver figura 2). En este perfil se logró la máxima penetración, alcanzándose 751 m de espesor. Interesante resulta apreciar la estructura interna del hielo, que presenta bandas paralelas a la superficie y que pueden generarse por depositación de cenizas volcánicas.

La torre de medición nivológica, que fue localizada en las cercanías del campamento base de la operación Hielo Azul (Fig. 2), ha permitido estimar una acumulación de nieve que presenta grandes variaciones entre las temporadas 1996/97 y 1997/98 (Tabla 2), la cual puede estar influenciada por la presencia de eventos El Niño Oscilación del Sur (ENSO)

Tabla 2. Acumulación anual de nieve en el glaciar Chico.

Año hidrológico	Acumulación en $cm eq. a^{-1}$	Eventos ENSO
1996-97	120	La Niña
1997-98	36	El Niño

CONCLUSIONES

Las variaciones recientes del glaciar Chico, son muy inferiores a las de su vecino, el glaciar O'Higgins, lo que podría explicarse por las características del valle donde se ubica la lengua terminal del glaciar Chico. Este presenta un ancho reducido (cerca de 1 km), lo que podría favorecer la sustentación lateral del glaciar y reducir la efectividad del calving. El rol de la sustentación lateral en el control mecánico del flujo de hielo, ha sido ampliamente reconocido en la literatura glaciológica reciente (10, 11, 12)

No obstante lo anterior, se estima que el glaciar Chico ha presentado un importante adelgazamiento, el cual será analizado en futuros trabajos, al comparar los espesores de distintas fechas.

8. Rosenblüth, B.; Casassa, G.; Fuenzalida, H. 1995. Recent climate changes in Western Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, Vol. 13, p. 127-132.
9. Casassa, G.; Brecher, H.; Rivera, A.; Aniya, M. 1997. A Century-long Record of Glaciar O'Higgins, Patagonia. *Annals of Glaciology*, Vol. 24, p. 106-110.
10. Escobar, F.; Casassa, G.; Pozo, V. 1995. Variaciones de un Glaciar de Montaña en los Andes de Chile Central en las últimas dos décadas. *Bulletin de l'Institut Francais d'Études Andines* Vol. 24, No.3, p. 683-695.
11. Van Der Venn, C.; Whillans, I. 1989. Force budget I: Theory and numerical methods. *Journal of Glaciology*, Vol. 35, No. 119, p. 53-60.
12. Whillans, I.; Van Der Venn, C. 1997. Role of lateral drag in dynamics of Ice Stream B. *Journal of Glaciology*, Vol. 43, No. 144, p. 231-237.
13. Echelmeyer, K.; Harrison, W.; Larsen, C.; Mitchell, J., 1994. The role of the margins in the dynamics of an active ice Stream. *Journal of Glaciology*, Vol. 40., No. 136, p. 527-538.

Figura 3

