



Balance de masa del glaciar cubierto del Pirámide (Chile Central, 33°S) entre 1965 y 2000 aplicando métodos geodésicos

MASS BALANCE OF THE DEBRIS-COVERED PIRÁMIDE GLACIER (CENTRAL CHILE, 33°S) BETWEEN 1965 AND 2000 USING GEODETIC METHODS

Héctor J. Torres

Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile y
Department of Geography and Environmental Management, University of Waterloo,
Waterloo, Ontario, Canada. Email: htorresmoros@gmail.com

Alexander Brenning

Department of Geography and Environmental Management, University of Waterloo,
Waterloo, Ontario, Canada. Email: brenning@uwaterloo.ca

Juan-Luis García

Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.
Email: jgarciab@uc.cl

Resumen

Entre las consecuencias más preocupantes del calentamiento climático en Chile central figuran la pérdida de hielo y el retroceso de los glaciares andinos debido a sus efectos sobre la disponibilidad del recurso hídrico. En este contexto, el comportamiento de los glaciares cubiertos ha sido poco estudiado pese a que constituyen el 14% de la superficie glaciar en los Andes de Santiago y un porcentaje mayor de las zonas de ablación donde se concentra la pérdida de hielo. Utilizando métodos geodésicos, este estudio calculó el balance de masa neto del glaciar del Pirámide (4,6 km²), el glaciar cubierto más grande de la cuenca del río Yeso, la cual abastece la ciudad de Santiago de agua potable. Con el fin de obtener la diferencia en altura entre los años 1965 y 2000, se prepararon modelos digitales de elevación (MDE) a través de la interpolación de curvas de nivel de una carta topográfica (Instituto Geográfico Militar, IGM) y la restitución fotogramétrica de fotografías aéreas estereoscópicas (Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea, SAF). Se alcanzaron precisiones de 10,6 m (IGM) y 7,5 m (SAF) para los MDE y 12,5 m para la diferencia entre los MDE, resultando en un margen de error de 4,0 m al 95% de confianza para la diferencia de altura promedio en 40 puntos fijos. El descenso de altura total de -9,69 m como promedio de la superficie del glaciar equivale a un

balance de masa neto anual de $-0,249 \text{ m a}^{-1}$ equivalente en agua (e.a.), o una pérdida de 40 millones de m^3 de agua ($\pm 40\%$ al 95% de confianza). Ello es alrededor del 23% de la masa de hielo del glaciar del Pirámide y corresponde a una escorrentía promedio potencial del orden de 100 l s^{-1} durante verano, lo que subraya la importancia de este recurso hídrico no renovable para la disponibilidad de agua en la cuenca.

Palabras clave: Glaciar Cubierto, Balance de Masa, Cambio Climático, Andes de Santiago

Abstract

Glacier retreat and the loss of glacier ice are among the most preoccupying consequences of climate change in central Chile due to their effects on the availability of water resources. The response of debris-covered glaciers has received little attention in this context although debris-covered glacier surfaces comprise 14% of the total glacier surface in the Andes of Santiago and an even larger proportion of ablation zones, in which most of the ice loss is concentrated. This study used geodetic methods to calculate the net mass balance of the Pirámide glacier (4.6 km^2), the largest glacier in the Yeso watershed, which supplies Chile's capital Santiago with drinking water. In order to obtain elevation differences between 1965 and 2000, digital elevation models (DEMs) were prepared by interpolating contour lines from topographic maps (Instituto Geográfico Militar, IGM) and by photogrammetric restitution of stereo pairs of aerial photographs (Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea, SAF). Precisions of 10.6 m (IGM) and 7.5 m (SAF) were achieved for the individual DEMs, and 12.5 m for the difference between the DEMs, resulting in a 4.0 m margin of error at the 95% confidence level for the mean elevation difference of 40 fixed points. The elevation change of -9.69 m on average of the glacier surface corresponds to a net annual mass balance of -0.249 m a^{-1} water equivalent (w.e.), or an ice loss of 40 millones de m^3 w.e. ($\pm 40\%$ with 95% confidence). This is around 23% of the total water equivalent of the Pirámide glacier and equals a potential average streamflow on the order of 100 l s^{-1} during summer, which underlines the importance of this non-renewable water resource for water availability in the watershed.

Keywords: Debris-Covered Glacier, Glacier Mass Balance, Climate Change, Andes of Santiago

Introducción

A nivel mundial como también en el contexto andino el retroceso y la preservación de los glaciares han alcanzado una gran importancia en el debate académico y político relacionado con el cambio climático antropogénico y las actividades antrópicas en alta montaña (Oerlemans, 2001; Brenning & Azócar, 2010). Los glaciares en climas semiáridos con un período estival seco son de particular interés debido a su importancia crítica como contribuyentes a la escorrentía de los ríos durante los meses más calurosos, especialmente en años de sequía (Peña & Nazarala 1987; Favier et al., 2009).

Los glaciares cubiertos con detritos, en este contexto, juegan un papel muy particular y se comportan de forma distinta a los glaciares no

cubiertos, "blancos" (Scherler et al., 2011). Por un lado, su cubierta detrítica reduce las tasas de fusión de hielo, reduciendo su aporte estival (Mattson et al., 1993; Mattson, 2000). Ello extiende la posible "vida útil" de estos reservorios naturales de agua como fuente estacional, renovable, y de largo plazo, no renovable en un contexto de cambio climático. Por el otro lado, la reacción de los glaciares cubierto a cambios climáticos puede ser no lineal al abrirse depresiones por fusión de hielo que exponen el núcleo de hielo a las temperaturas exteriores (Schomacker, 2008; Bodin et al., 2010).

Al mismo tiempo se complica el monitoreo o seguimiento de la pérdida de masa de los glaciares cubiertos dado que esta pérdida se

puede limitar a un descenso vertical de la superficie del glaciar sin ningún retroceso frontal, y/o al retroceso de los acantilados de hielo de las depresiones termokársticas que se encuentran dentro del glaciar (Schomacker, 2008; Bodin et al., 2010). Por lo tanto, el retroceso frontal y/o cambio de superficie de glaciares, que se aplica frecuentemente como indicador más simple del balance de masa negativo de los glaciares 'blancos' (Rivera et al., 2000; Oerlemans, 2001), no se puede aplicar a los glaciares cubiertos de detritos, y consecuentemente se requiere de mediciones del balance de masa de estos glaciares (Scherler et al., 2011).

Este trabajo es uno de los primeros en aplicar el método geodésico para la medición del balance de masa de glaciares cubiertos en la cor-

dillera andina, donde los registros históricos cartográficos y de teledetección de la topografía todavía son limitados (Le Quesne et al., 2009; Bodin et al., 2010). Específicamente, se reconstruyó el cambio vertical en la topografía del glaciar del Pirámide, ubicado en los Andes de Santiago, entre los años 1965 y 2000 mediante el análisis fotogramétrico de fotografías aéreas del año 2000 y la interpolación de curvas de nivel de cartas topográficas correspondientes al año 1965. Se evaluará la precisión de estas estimaciones y se analizará la relación entre las tasas de cambio vertical y su contexto geomorfológico y glaciológico, junto con entregar una estimación del aporte hidrológico que resulta de la pérdida de masa observada.

Área de estudio

El área de estudio se ubica en los Andes de Santiago en Chile central, una zona donde la escorrentía generada por los glaciares y permafrost constituye la principal fuente de agua potable para Santiago durante los meses estivales secos (Peña & Nazarala, 1987). La zona registra una precipitación promedio anual de 524 mm en la estación meteorológica más cercana, Embalse El Yeso (2.475 msnm), y la isoterma de 0°C de la temperatura media anual se sitúa, a escala regional, alrededor de los 3.600 msnm (Carrasco et al., 2005; Bodin et al., 2010). El cambio climático se manifiesta en la zona con un calentamiento significativo de alrededor de 1-2°C durante la mayor parte del siglo XX (Rosenblüth et al., 1997), con una tasa acelerada de +0,28°C por década a partir de un cambio abrupto que ocurrió en 1976/1977

y que también se registró en Embalse El Yeso (Falvey & Garreaud 2009; Bodin et al., 2010). Se estima que el 14% de la superficie total de glaciares en la cordillera de Santiago está cubierto de detritos y presenta fenómenos de termokarst (Brenning, 2005).

Un número creciente de estudios ha investigado los balances de masa y las variaciones frontales de los glaciares de Chile Central, concentrándose principalmente en los glaciares no cubiertos. En el caso del glaciar Echaurren Norte, el glaciar (no cubierto) mejor estudiado de la zona, la línea de equilibrio se sitúa en promedio a los 3.800 msnm, con fuertes variaciones interanuales principalmente en respuesta a las variaciones en precipitación asociadas al fenómeno de El Niño (Escobar et al., 1995). Las

mediciones existentes de balances de masa en glaciares no cubiertos indican pérdidas de hielo del orden de 0,5 m equivalente en agua (e.a.) por año (Tabla 1), lo que es consistente con la observación de variaciones frontales predominantemente negativas de los glaciares en la cordillera chilena (Rivera et al., 2000). Ello contrasta, sin embargo, con una pérdida mucho menor, si bien también significativa, de hielo en el glaciar principalmente cubierto de Punta Negra, con un balance de masa de -0,05 m e.a. por año (Bodin et al., 2010). Este glaciar ha mostrado una tendencia a aumentar su área cubierta y reducir su superficie no cubierta sin cambiar su posición frontal, la cual se

caracteriza por una transición hacia un glaciar rocoso morrénico (Bodin et al., 2010).

El glaciar del Pirámide (33°36'LS, 69°54' LW) es uno de varios sistemas de glaciares parcial o completamente cubiertos que son característicos de la criósfera de esta zona, junto con los muy numerosos pero más pequeños glaciares rocosos (Brenning, 2005; Bodin et al., 2010). Este glaciar se sitúa en las cabeceras del río Yeso, aguas arriba del Embalse El Yeso, el cual tiene un volumen promedio de ~180 millones de m³ (Brenning & Azócar, 2010). Al Este del glaciar se encuentra el cordón fronterizo con Argentina, y por el lado Norte, una pared mon-

Tabla 1:
Listado de mediciones de balance de masa promedio anual neto en los Andes semiáridos de Chile y Argentina (n.s.: no significativo). Mediciones de cambio de elevación fueron convertidos a balance de masa usando una densidad del hielo de 0,9 g cm⁻³.

Glaciar (Fuente) (m a ⁻¹ e.a.)	Tipo	Período de estudio	Balance de masa
Cipreses Palomo Universidad (Le Quesne et al. 2009)	No cubiertos	1955-2000	-0,68 -0,54 -0,50
Echaurren (WGMS 2011)	No cubierto	1976-2009	-0,24
Punta Negra (Bodin et al. 2010)	Parcialmente cubierto (>50%)	1955-1996	-0,053
Juncal Norte (Bown et al. 2008)	No cubierto	1955-2003	Parte baja: -0,52 alta: n.s.
Piloto (Leiva 1999)	No cubierto	1979-1997	-0,35
Tapado (DGA 2012)	No cubierto	2009-2012	-0,83 a -2,2 b

a Sector cubierto del glaciar no incluido en área de monitoreo.

b Valores de tres balances de masa corresponden a diferentes métodos, sectores y años.

tañosa cierra el valle. De esta pared montañosa destacan el cerro Hoff (5.170 msnm) y el cerro Pirámide (5.484 msnm). Las aguas de fusión del glaciar del Pirámide escurren una corta distancia por varios esteros sin nombre paralelos a los dos cordones morrénicos del glaciar, que al final de su curso desembocan al río Yeso (Figura 1 y 2). Morrenas laterales de menor tamaño existen a ambos costados del glaciar a lo largo de casi toda su extensión.

El glaciar cubierto del Pirámide tiene un área de 4,6 km², una longitud total de 6,5 km, y fluye principalmente hacia el Sur, con una pendiente generalmente inferior a los 10°. El frente del glaciar está ubicado a los 3.210 msnm, y el

glaciar está casi completamente cubierto hasta su zona de inicio a los 3.870 msnm, donde se alimenta a través de avalanchas de nieve y bloques de hielo provenientes del circo glaciar del lado Sur de los cerros Hoff y Pirámide. El glaciar está cubierto por una capa de detritos con espesores variables entre 0,3 y 1 m (Ferrando, 2012). Su topografía superficial es irregular o acolinada, presentando numerosas lagunas y depresiones por fusión de hielo, que tienen diámetros entre los 20 y 200 m, aproximadamente. Estos fenómenos son más frecuentes en alturas inferiores a los 3.600 msnm (Figura 3).

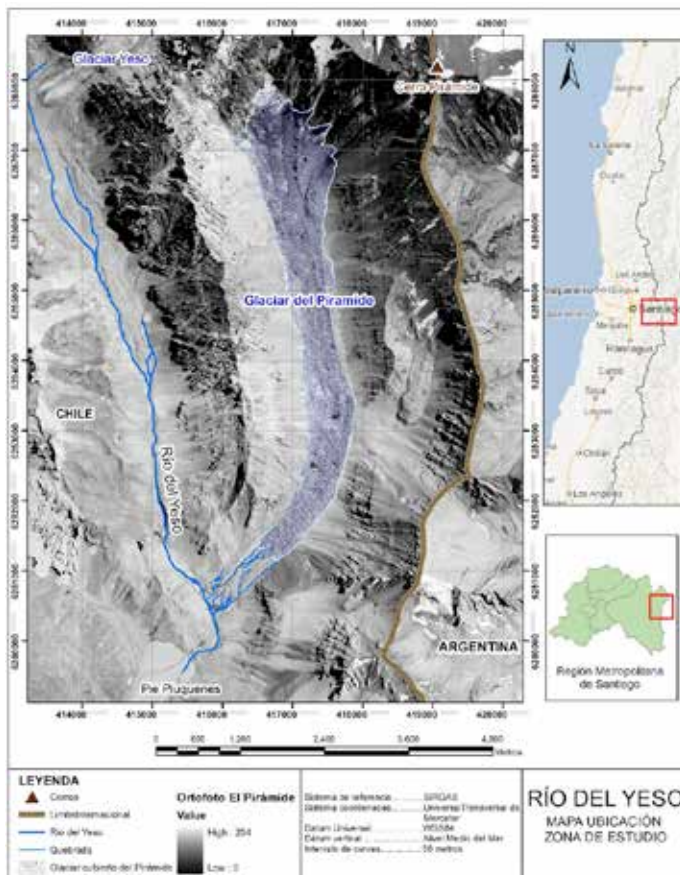


Figura 1. Mapa de ubicación del glaciar del Pirámide en las cabeceras del río Yeso, Andes de Santiago. Fotografía aérea de propiedad del SAF.



a)

Figura 2. Zona frontal del glaciar cubierto del Pirámide. a) Zona proglacial con cordón morrénico lateral. b) Detalle del frente en una zona de salida de esteros subglaciales y englares. Nótese el contenido variable de material detrítico. c) Depresión termokárstica producto de la fusión de hielo.

Fuente: a), b): A. Brenning, 1999; c): F. Escobar, 1983.



b)



c)

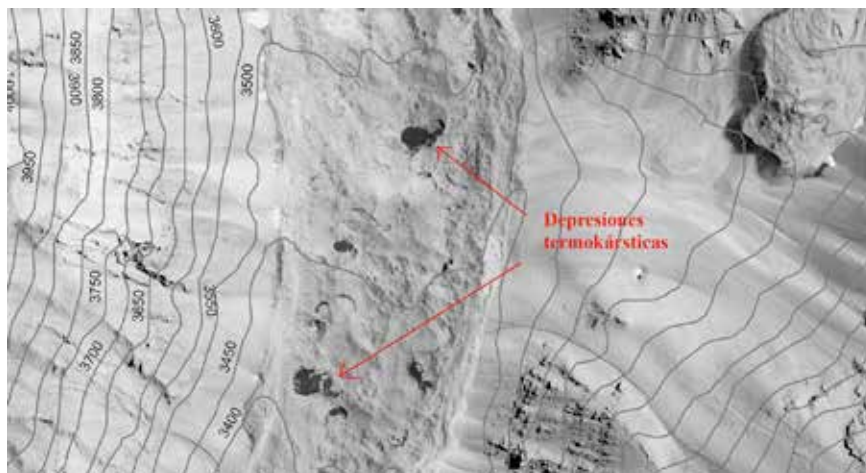


Figura 3. Superficie irregular en el glaciar del Pirámide con la presencia de depresiones termokársticas a una altura inferior a los 3.600 msnm.

Fuente: Elaboración propia con base en la imagen GEOTEC del año 2000. Fotografía aérea de propiedad del SAF.

Métodos y datos

Con el fin de calcular el balance de masa geodésico del glaciar del Pirámide como diferencia de los modelos digitales de elevación (MDE), se adquirieron y procesaron fotografías aéreas estereoscópicas del año 2000 y curvas de nivel del año 1965 utilizando herramientas de fotogrametría e interpolación espacial.

Datos primarios

Para crear un MDE de las elevaciones del terreno en el año 2000 se adquirió un par de imágenes del año 2000 del vuelo GEOTEC efectuado por el Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea (SAF) junto con los datos de calibración de la cámara utilizada. Las imágenes nº 16.641 y 16.642 de escala original de 1:50.000 se obtuvieron en formato digital, escaneadas a una resolución de 1600 dpi, o aproximadamente 0,8 m x 0,8 m. Igualmente se adquirieron imágenes del año 1955 del vuelo HYCON del Instituto Geográfico Militar (IGM) de Chile (escala 1:70.000, fotogramas nº 24.921, 24.922). Sin embargo, la falta parcial de las marcas fiduciales y de los datos de calibración no permitieron obtener resultados precisos, por lo cual no se pudieron ocupar en el cálculo del balance de masa.

Debido a lo anterior se utilizaron las curvas de nivel de la carta topográfica nº IGM 5-04-05-0069-00 escala 1:50.000 del IGM para la generación de un MDE de línea base. Estas curvas de nivel de una equidistancia de 50 m representan las condiciones de terreno del año 1965 y se refieren al nivel medio del mar. Su sistema de referencia es SIRGAS y el sistema de coordenadas es Universal Transversal de Mercator (UTM) en el dátum WGS 84.

Procesamiento de los modelos digitales de terreno

La carta topográfica escaneada a resolución de 1.600 dpi fue georeferenciada con la ubicación de 25 puntos de control, obteniendo un error medio cuadrático de 6,2 m en sentido horizontal. Las curvas de nivel se digitalizaron manualmente y se interpolaron linealmente a una resolución de 4 m x 4 m utilizando una red irregular triangular y el software ArcGIS Desktop (versión 9.3), el que también se ocupó para las otras operaciones de análisis espacial en este trabajo. Si bien esta resolución no refleja la precisión del MDE generado a partir de las curvas de nivel, se utiliza para facilitar la comparación con el MDE más preciso formado a partir de las imágenes GEOTEC.

El par de imágenes GEOTEC fue procesado y ajustado fotogramétricamente utilizando el software PCI Geomática (versión 9) para obtener una fotografía georeferenciada y ortorectificada. La ortorectificación es el proceso por medio del cual se remueve la distorsión geométrica presente en las fotografías aéreas. Esta distorsión se debe a la orientación de la cámara, el desplazamiento aparente de los puntos en la imagen debido al relieve, y los errores sistemáticos asociados con la fotografía. El proceso de ortorectificación elimina estos efectos, generando imágenes planimétricamente correctas, con la ubicación verdadera de los objetos del terreno y con un ajuste tridimensional (Chmiel et al., 2004; Lillesand et al., 2004). En este proceso se asignaron 29 puntos de control terrestre (GCP) para asociar las coordenadas de la carta con las coordenadas de la fotografía. Luego se ingresaron 21 puntos de

enlace que ayudaron a ubicar píxeles idénticos en cada fotografía. Con estos datos, junto con la información básica del sensor, el sistema ejecutó la triangulación, rectificación diferencial y ajustes necesarios para cada fotografía, obteniendo la ortofotografía final.

Con el fin de obtener un MDE a partir de las imágenes GEOTEC del año 2000, se realizó la restitución fotogramétrica digital utilizando 102 puntos de enlace para el cálculo de forma matemática de la orientación relativa y asociación de las fotografías. Luego se recopilaron, con ayuda de la carta topográfica, 111 puntos de control, ubicados en zonas que no presentan cambios significativos en el tiempo, tales como las cumbres de cerros o promontorios rocosos. A partir de ello, y utilizando los datos de calibración de la cámara y la altitud del avión, el software empleado creó un modelo matemático asociado a la posición en el momento de la toma para estas dos fotografías. Seguidamente, se generó automáticamente la proyección epipolar para una de las fotografías, y el software utilizó filtros de correlación entre ventanas de interés para medir el paralaje del píxel correspondiente. Éste se utilizó para calcular la elevación en este punto y elaborar un MDE GEOTEC 2000 con una resolución de 4 m x 4 m.

Para estimar la precisión de los MDE generados, se utilizaron 40 puntos fijos. Estos puntos fijos fueron seleccionados fuera de los glaciares de la zona en áreas donde se supone no había cambios de elevación significativos en los 35 años entre las tomas de datos. Se trata de puntos individuales con alturas marcadas en la carta topográfica del 1965; estos puntos no coinciden con las curvas de nivel, y generalmente representan cumbres, portezuelos, y

promontorios rocosos. A partir de estas 40 alturas reales y las alturas obtenidas en los MDE se calculó, para cada MDE, el error sistemático, o sesgo, como el promedio de los errores altitudinales, y la precisión como la desviación estándar de los errores. Adicionalmente se calculó la precisión de la diferencia altitudinal entre los dos MDE utilizando la desviación estándar de la diferencia altitudinal en los 40 puntos fijos.

Cálculo de balance de masa y equivalencia hídrica

Con el fin de calcular el cambio de volumen del glaciar del Pirámide, primero se restaron los valores de elevación del MDE GEOTEC de 2000 del MDE IGM de 1965, utilizando como máscara un polígono del área del glaciar digitalizada en la ortofotografía GEOTEC 2000. Para luego obtener el balance de masa neto acumulado del glaciar, se calculó la diferencia de volumen para cada píxel al multiplicar la diferencia de altura por el tamaño de píxel, y posteriormente se dividió la suma de este cambio de volumen, dV , por el área del glaciar, A , en el año 2000.

Finalmente se convirtió el balance de masa neto en su equivalencia en agua, multiplicándolo por la densidad del hielo, 0,9 g cm⁻³, valor promedio asumido al no contarse con mediciones directas (Paterson, 1994). Al utilizar este valor se asume implícitamente que el volumen perdido corresponde únicamente a la fusión de hielo y posterior drenaje del agua de fusión. No se considera un contenido de gas significativo o una remoción significativa de sedimentos. Tampoco se considera una posible contribución a un cambio de superficie por el colapso de cuevas preexistentes en el glaciar.

Dado que la pérdida de volumen de un glaciar se evalúa mejor en términos relativos a su volumen total, se decidió obtener una estimación cruda del volumen del glaciar del Pirámide. Por la falta de observaciones o mediciones directas o indirectas (ej. geofísicas) del espesor del glaciar, se procedió utilizando una relación entre área y volumen de glaciar propuesta a escala global, reconociendo que esta estimación sólo tiene una precisión del orden del $\pm 20\text{-}30\%$, aproximadamente (Chen

& Ohmura, 1990; Haeberli et al., 2008). Según esta relación, el volumen V [km^3] de un glaciar se estima a partir de su superficie A [km^2] mediante la ecuación:

$$V = 0.0285 A^{1.357}$$

Considerando un contenido volumétrico de hielo de los glaciares rocosos de aproximadamente 90% y una densidad del hielo de $0,9 \text{ g cm}^{-3}$, se obtuvo una estimación cruda de la equivalencia en agua del glaciar del Pirámide.

Resultados

Cambios entre 1965 y 2000 y calidad del MDE

Los MDE obtenidos a partir de la restitución fotogramétrica (GEOTEC, año 2000) y la interpolación de curvas de nivel (IGM, año 1965) alcanzaron un error sistemático, o sesgo, de $-1,25 \text{ m}$ y $-6,68 \text{ m}$, respectivamente, los cuales se corrigieron al restar estos valores de los MDE. Las precisiones fueron de $7,5 \text{ m}$ y $10,6 \text{ m}$, respectivamente, y la diferencia de los MDE alcanzó una precisión de $12,46 \text{ m}$. De esta forma, la precisión del estimador de la diferencia promedio entre los MDE en base a los 40 puntos de control fue igual a $1,97 \text{ m}$ (margen de error $\pm 3,98 \text{ m}$ al 95% de confianza).

Visualmente, el MDE GEOTEC 2000 alcanza un buen nivel de detalle en los fondos de valle y las laderas, mientras que presenta un alto nivel de ruido en parte de las zonas rocosas y empinadas. De modo de comparación, el MDE IGM 1965 es más suavizado y generaliza zonas rocosas. En la zona del glaciar no existen huecos en el MDE GEOTEC 2000, y debido a la topo-

grafía relativamente regular (en comparación con las paredes rocosas), ambos productos se consideraron comparables para fines de este estudio.

El mapa de diferencias entre los MDE GEOTEC año 2000 e IGM año 1965 muestra, en general, una clara tendencia hacia la pérdida de volumen en zonas inferiores a los 3.600 msnm , y una ganancia de altura en alturas superiores a ésta (Figura 4 y 5). En la parte terminal del glaciar no se registraron cambios significativos de la altura. En particular destaca la zona más afectada por depresiones termokársticas como la zona más afectada por pérdida de volumen. Dentro de esta zona, las mismas depresiones termokársticas y sus bordes presentan pérdidas de altura de 40 m o más (Figura 4). La mayor pérdida de altura se registró en una depresión termokárstica con un diámetro de 200 m (Figura 5B).

La comparación visual de los límites del glaciar del Pirámide en la carta topográfica y las fotografías HYCON demostraron que el límite

frontal según la carta no era preciso al extenderse hasta el río Yeso, a 1 km valle abajo de la posición del frente en las imágenes del 1955 y 2000. La comparación entre las imágenes del 1955 y 2000 indicó que el glaciar del Pirámide no presenta un cambio de posición frontal significativo, por lo cual únicamente muestra cambios en su volumen (Figura 6).

Balance de masa geodésico y volumen de hielo

A partir de las diferencias entre los MDE GEOTEC año 2000 e IGM año 1965 se determinó que el glaciar del Pirámide perdió 0,046 km³ entre los años 1965 y 2000. Este cambio

de volumen equivale a un balance de masa geodésico de -9,96 m como promedio de la superficie del glaciar entero, a una tasa anual -0,277 m a⁻¹. El equivalente en agua es de 40 millones de m³ e.a. como pérdida total, o 0,249 m a⁻¹ e.a. Considerando la desviación estándar estimada de 1,97 m para la diferencia promedio entre los dos MDE, las estimaciones de balance de masa y cambio volumétrico tienen una precisión aproximada de 20%, o de ±40% al 95% de confianza.

Utilizando la relación entre área y volumen según Chen & Ohmura (1990) para obtener una aproximación cruda del volumen del glaciar Pirámide, se obtiene un valor aproximado de

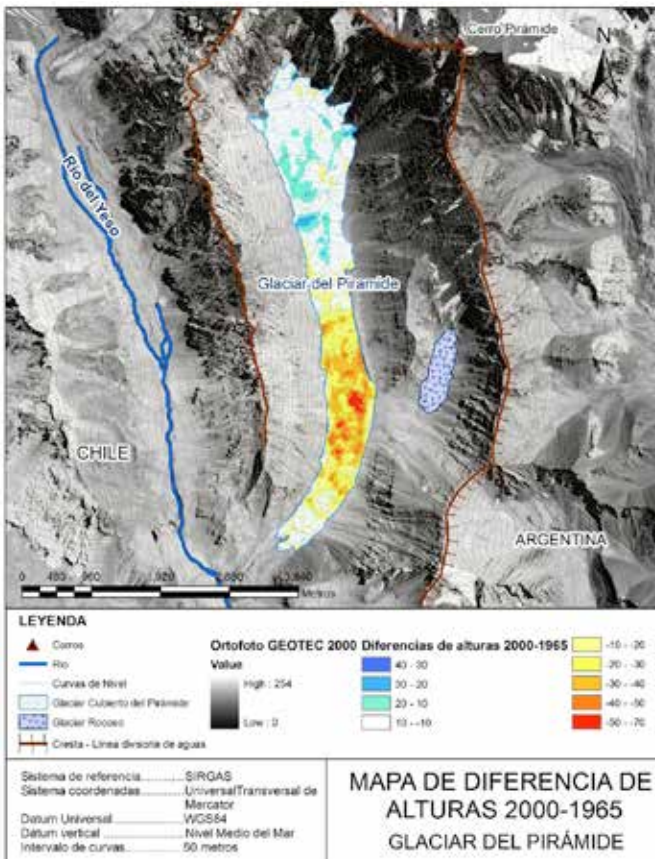


Figura 4. Diferencias de altura en toda la superficie del glaciar del Pirámide. Fuente: Elaboración propia. Fotografía aérea de propiedad del SAF.

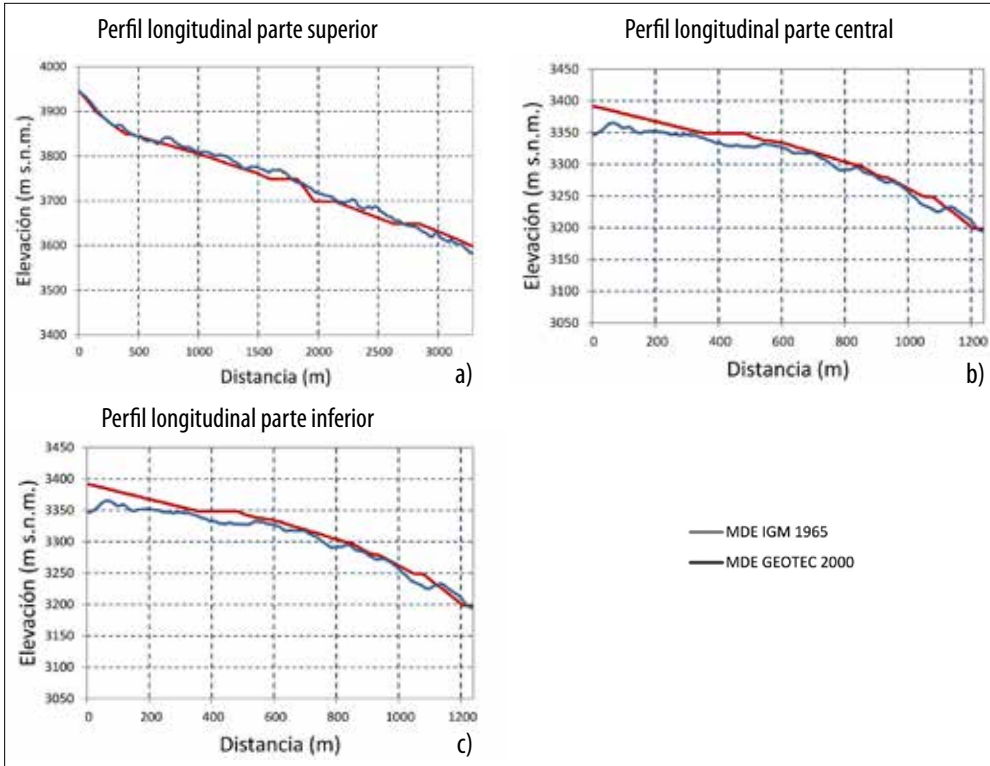


Figura 5. Alturas de la superficie glacial a lo largo de una transecta en la parte central del glaciar del Pirámide en los MDE GEOTEC 2000 e IGM 1965.

Fuente: Elaboración propia.

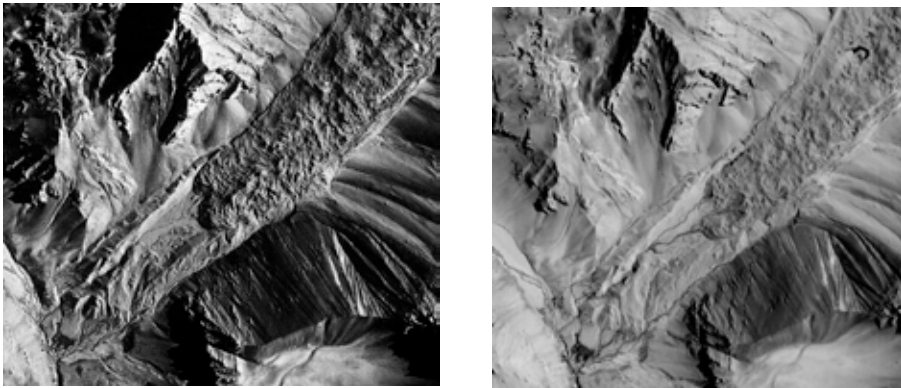


Figura 6. Cambios del frente glacial según las imágenes HYCON del año 1955 y GEOTEC del 2000.

Fuente: Fotografías aéreas de propiedad del IGM (A) y SAF (B).

0,226 km³, o 183 millones m³ e.a., sugiriendo un espesor promedio del glaciar de 49 m. Estos valores tienen una precisión del orden del ± 20 a $\pm 30\%$ (Chen & Ohmura 1990; Haeberli et al., 2008). De esta forma, se estima que alrededor del 23% de la masa de hielo del glaciar del Pirámide se derritió entre los años 1965 y

2000. Asumiendo que los errores de la estimación de pérdida de masa y de volumen son independientes y tienen distribución normal y logarítmicamente normal, respectivamente, el intervalo de confianza Monte Carlo de la pérdida relativa de volumen es entre 10% y 44%, al 95% de confianza.

Discusión

Balance de masa y procesos de fusión

El balance de masa estimado de $-0,249 \text{ m a}^{-1}$ e.a. ($\pm 40\%$ con 95% de confianza) como promedio de un período de 35 años es significativamente más negativo que el balance de masa geodésico del glaciar parcialmente cubierto de Punta Negra durante la segunda mitad del siglo XX (Bodin et al., 2010). Sin embargo, esta pérdida de volumen es menos pronunciada que aquella observada en glaciares blancos de Chile central (Tabla 1). Ello es consistente con una reducción de la tasa de fusión de hielo bajo una cubierta detrítica (Mattson et al. 1993, Nicholson & Benn 2006; Schomacker, 2008). La principal parte de la pérdida de masa del glaciar del Pirámide se concentra en las depresiones termokársticas, como ya se observó en el glaciar de Punta Negra en Chile central (Bodin et al., 2010). La formación de depresiones con lagunas por fusión de hielo también conlleva el riesgo potencial del vaciamiento rápido de estas lagunas (Reynolds, 2000).

La dualidad de los procesos de fusión bajo una cubierta detrítica y el crecimiento de depresiones termokársticas hace difícil la predicción y el modelamiento del futuro comportamiento de un glaciar cubierto bajo condiciones de cambio climático. Por un lado, se esperaría un

crecimiento paulatino de la capa detrítica al derretirse el hielo subyacente. Ello reduciría la tasa de fusión hasta posiblemente encontrar un nuevo equilibrio térmico. Por otro lado, cuando hay un crecimiento o desarrollo de nuevas depresiones termokársticas con paredes de hielo expuesto, se genera un proceso de fusión con realimentación positiva debido al crecimiento de la superficie de hielo expuesto. Si bien los procesos que inician la formación de depresiones por fusión de hielo han recibido poca atención en la literatura glaciológica (ej. Nicholson & Benn, 2006), la relación entre el retroceso de paredes de hielo y la temperatura media anual observada a nivel mundial (Schomacker, 2008) sugiere que el fuerte aumento de temperatura media anual en décadas recientes (Falvey & Garreaud, 2009; Bodin et al., 2010) ha sido favorable para la formación de estos fenómenos de ablación acelerada en glaciares cubiertos en Chile central.

Contribución hídrica

Asumiendo que la escorrentía media anual de 1.1 millones de m³ e.a. generada por la pérdida de volumen del glaciar se concentra únicamente en los meses de diciembre a marzo, se generaría una escorrentía prome-

dio de 110 ls^{-1} durante estos meses, a lo que se sumaría la contribución netamente estacional de los glaciares.

Igualmente, el equivalente en agua del hielo perdido en estos 35 años es aproximadamente igual al 22% del volumen de agua promedio en el Embalse El Yeso. Ello junto con la contribución adicional de otros glaciares con balance de masa negativo en la cuenca del río Yeso superior (Escobar et al., 1995; Bodin et al., 2010), apunta hacia una fuerte dependencia

de este importante reservorio de agua de la reducción irreversible del volumen de glaciares como recurso natural no renovable. Si bien es posible que en el plazo de décadas se produzca un aumento en la escorrentía fluvial debido a una posible degradación acelerada, en el largo plazo se debe contemplar una fuerte reducción de la escorrentía en ríos con contribución glacial (Oerlemans, 2001; Uhlmann et al., 2012).

Conclusiones

La fuerte pérdida de hielo observada durante el período de 1965 a 2000 en el glaciar del Pirámide apunta hacia una importante contribución hídrica de este glaciar y permite entender mejor la sensibilidad de los glaciares cubiertos al calentamiento climático. Los futuros trabajos de medición y modelamiento del balan-

ce de masa en glaciares cubiertos deberán enfocarse no solamente en los procesos de fusión en superficie, sino que deberán tratar de entender de mejor forma los procesos de iniciación y crecimiento de las depresiones termokársticas debido a su importante rol en la fusión de hielo.

Agradecimientos

Se agradece al Department of Foreign Affairs and International Trade (DFAIT) de Canadá por apoyar este trabajo con una beca de investi-

gación del Emerging Leaders in the Americas Program (ELAP) para una estadía de H. J. Torres en la Universidad de Waterloo.

Bibliografía

Bodin, X., Rojas, F. & Brenning, A. (2010). Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5°S). *Geomorphology*. 118: 453-464.

Bown, F., Rivera, A. & Acuña, C. (2008). Recent glacier variations in the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*. 48: 43-48.

- Brenning, A. (2005). Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33°-35°S). *Permafrost and Periglacial Processes*. 16: 231-240.
- Brenning, A. (2008). The impact of mining on rock glaciers and glaciers: examples from Central Chile. En: *Darkening peaks: glacier retreat, science, and society* (eds.: Orlove, B.S., Wiegandt, E. & Luckman, B.). University of California Press, Berkeley, California, EE.UU. Cap 14: 196-205.
- Brenning, A. & Azócar, G. F. (2010). Minería y glaciares rocosos: impactos ambientales, antecedentes políticos y legales, y perspectivas futuras. *Revista de Geografía Norte Grande*. 47: 143-158.
- Carrasco, J. F., 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*. 50: 933-948.
- Chen, J. & Ohmura, A. (1990). Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. En: *Hydrology in Mountainous Regions, I. – Hydrological Measurements, the Water Cycle*. Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990 (eds.: Lang, H. & Musy, A.). IAHS Publ. 193: 127-135.
- Chmiel, J., Kay, S. & Spruyt, P. (2004). Orthorectification and geometric quality assessment of very high spatial resolution satellite imagery for Common Agricultural Policy purposes. *Proceedings of XXth ISPRS Congress*. 12-23.
- DGA (2012). Caracterización y monitoreo de glaciares rocosos en la cuenca del río Elqui, y balance de masa del glaciar Tapado. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile. S.I.T. N° 285. 228 pp.
- Escobar, F., Casassa, G. & Pozo, V. (1995). Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile central en las últimas dos décadas. *Bull. Inst. fr. études andines*. 24: 683-695.
- Falvey, M. & Garreaud, R.D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research*. 114: D04102.
- Favier, V., Falvey, M., Rabatel, A., Praderio, E. & López, D. (2009). Interpreting discrepancies between discharge and precipitation in high-altitude area of Chile's Norte Chico region (26-32°S). *Water Resources Research*. 45: W02424.
- Ferrando, F. (2012). Glaciar Pirámide: características y evolución reciente de un glaciar cubierto; evidencias del cambio climático. *Investigaciones Geográficas*. 44: 57-74.
- Haerberli, W., Hoelzle, M., Paul, F. & Zemp, M. (2008). Integrated glacier monitoring strategies - comments on a recent Correspondence. *Journal of Glaciology*. 55: 947-948.
- Leiva, J.C. (1999). Recent fluctuations of the Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change*. 22: 169-177.
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J.A., Rivera, A. & Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281: 334-344.
- Lillesand, T., Keifer, R.W. & Choipman, J.W. (2004). *Remote sensing and image interpretation*. Fifth edition. Wiley, New York, EE.UU. 763 pp.
- Mattson, L.E., Gardner, J.S. & Young, G.J. (1993). Ablation on debris covered glaciers: an example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. En: *Snow and Glacier Hydrology* (ed.: Young, G.J.), IAHS Publ. 218: 289-296.
- Mattson, L.E. (2000). The influence of a debris cover on the mid-summer discharge of Dome Glacier, Canadian Rocky Mountains. En: *Debris-covered glaciers, Proceedings of a Workshop held in Seattle, Washington, USA, September 2000*. IAHS Publ. 264: 25-33.

Balance de masa del glaciar cubierto del Pirámide
Torres, Brenning y García

- Nicholson, L. & Benn, D.I. (2006). Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. *Journal of Glaciology*. 52: 463-470.
- Oerlemans, J. (2001). *Glaciers and climate change*. A.A. Balkema, Lisse, Países Bajos. 148pp.
- Paterson, W.S.B. (1994). *The physics of glaciers*. Third edition. Butterworth-Heinemann, Oxford, Reino Unido. 481 pp.
- Peña, H. & Nazarala, N. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a Central Chile Andean basin with relevant orographic effects. En: Large scale effects of seasonal snow cover, Proceedings of the Vancouver Symposium. IAHS Publ. 166: 161-172.
- Reynolds, J.M. (2000). On the formation of supraglacial lakes on debris-covered glaciers. En: Debris-covered glaciers, Proceedings of a Workshop held in Seattle, Washington, USA, September 2000 (eds.: Nakawo, N., Fountain, A. & Raymond, C.). IAHS Publ. 264: 153-161.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C. & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones Geográficas*. 34: 29-60.
- Rosenblüth, B., Fuenzalida, H.A. & Aceituno, P. (1997). Recent temperature variations in southern South America. *International Journal of Climatology*. 17: 67-85.
- Scherler, D., Bookhagen, B. & Strecker, M.R. (2011). Spatially variable response of Himalayan glaciers to climate change affected by debris cover. *Nature Geoscience*. 4: 156-159.
- Schomacker, A. (2008). What controls dead-ice melting under different climate conditions? A discussion. *Earth-Science Reviews*. 90:103-113.
- Uhlmann, B., Jordan, F. & Beniston, M. (2012). Modelling runoff in a Swiss glacierized catchment – Part II: daily discharge and glacier evolution in the Findelen basin in a progressively warmer climate. *International Journal of Climatology*. 33: 1301-1307.
- WGMS (2011). *Glacier mass balance bulletin*. Bulletin No. 11 (2008-2009) (eds.: Zemp, M., Nussbaumer, S.U., Gärtner-Roer, I., Hoelzle, M., Paul, F. & Haeberli, W.). World Glacier Monitoring Service, Zurich, Suiza. 102 pp.

Fecha de recepción: 17 de enero del 2013
Fecha de aceptación: 24 de junio del 2013

