

Morfología glacial y proglacial de la zona del glaciar Dickson, Campo de Hielo Sur¹

GONZALO BARCAZA SEPULVEDA²

Licenciado en Geografía, Geógrafo Instituto de Geografía
Pontificia Universidad Católica de Chile

RESUMEN

La fuerte tendencia al retroceso de las lenguas efluentes del Campo de Hielo Sur y el consiguiente cambio de agente erosivo, de sólido a líquido, implican una respuesta inmediata la morfología local de zonas englacadas. En tal sentido, el frágil equilibrio dinámico es estímulo permanente en la creación de nuevas formas en el modelado. El caso del glaciar Dickson se asocia a controversias limítrofes, ya que en él van implícitos futuros problemas de recursos hídricos (cuencas hidrográficas lagos binacionales).

ABSTRACTS

The strong trend to retrocession of the outlet glaciers of the Southern Patagonian Icefield and the resulting change of the erosive agent, from solid to liquid implies and immediate answers to the local morphology in glaciers tones. The fragile dynamic equilibrium, is a constant stimulus to the creation of the new landforms. Glacier Dickson's case is associated to frontier controversies, because there are implied future problems of hydric resources.

INTRODUCCION

El Campo de Hielo Patagónico Sur o Hielo Patagónico Sur corresponde a una superficie helada de 13.000 km² heredada de la última glaciación cuaternaria. Se extiende en eje norte-sur por unos 350 km desde el glaciar Jorge Montt (Estero Calén: 48° 30' S.) hasta el glaciar Balmaceda (Seno Ultima Esperanza: 51° 30' S.). Su ancho máximo es de unos 40 km en la Meseta de Todas las Madres y el mínimo unos 8 km, en el Corredor Chileno: Fiordo Andrew.

Debido a las condiciones de hielo relicto, es muy vulnerable a las variaciones climáticas, acelerándose la ablación por aumento de la tempera-

tura del aire (Cambio Climático Global), De la superficie medida por Lliboutry (1956), se percibe una reducción de 500 km² en relación a la medida por las misiones conjuntas entre Japón, Chile y Argentina, para el período 1945-1986 (Naruse y Aniya, 1992).

Su permanencia se debe a la alta precipitación anual asociada con vientos húmedos provenientes del oeste y que ascienden como masas de aire por encima de los Andes Australes (Marden, 1997). Las elevadas precipitaciones, alrededor de 7.400 mm en la fachada occidental (Escobar, *et al.*, 1992), acumulan aguanieve y nieve sobre y bajo la línea de equilibrio (límite entre las zonas de acumulación y ablación).

La ablación se produce por escorrentía superficial, flujo, deslizamiento basal y *calving*, lo que se manifiesta en grandes grietas, témpanos y tendencia al retroceso.

El balance entre acumulación y ablación implica una gran descarga de agua desde el Campo de Hielo Sur, la cual se ha estimado en alrededor de 2.983 m³/seg (Escobar, *et al.*, 1992). Este hecho sumado a que sus glaciares son temperados, sus temperaturas son cercanas al punto de fusión, agravan su sensibilidad a cambios climáticos.

Estos procesos han generado importantes cambios en la morfología tanto glacial como proglacial. Por ejemplo, el retroceso de un ventisquero cuyo nivel de base es un lago asocia un paulatino

¹ El problema que expone la comunicación fue identificado por el explorador Eduardo García Soto (Q.E.P.D.), quien observó la existencia de escorrentías superficiales hacia el glaciar Dickson en una fotografía tomada por miembros de la Sociedad Chilena de Exploración que ascendieron el cerro Daudet en diciembre de 1996. Desde los años '60, García participó en las más grandes travesías por los Hielos Patagónicos junto al legendario Eric Shipton. Su constante ímpetu de aventuras lo condujo a la muerte en la Isla Adelaida, Antártica Chilena, en enero de 1999. Sus hazañas deportivas serán recordadas por montañeros de todo el mundo. Este artículo es tributo a su memoria.

avance de este último. Ello implica un cambio del agente erosivo, ya que agua y hielo tienen distintas expresiones como elementos modeladores del paisaje.

En efecto, el agua sólida posee una dinámica singular, caracterizando procesos morfogenéticos en una forma areal. En sentido opuesto, el agua líquida posee una expresión lineal.

El glaciar Dickson corresponde a una lengua efluente oriental del Campo de Hielo Sur. Un estudio realizado por la Dirección General de Aguas (DGA) en 1983 demuestra un constante retroceso del glaciar Dickson, proceso que provoca un cambio en la morfología local y altera el flujo normal del desagüe de sus aguas de fusión a través del río Paine.

El objetivo de esta comunicación es conocer y analizar el estado actual de la morfología glacial y proglacial de la zona.

AREA DE ESTUDIO

El Hielo Patagónico Sur es la naciente de cuencas hidrográficas, cuyo nivel de base son ambos océanos. Al oriente del Campo de Hielo la ablación de numerosos glaciares que descienden de la meseta o *plateau* ha dado origen a un sistema de drenaje que alimenta las grandes cuencas lacustres de los lagos O'Higgins-San Martín, Viedma y Argentino. Siempre en el sector oriental del Campo de Hielo, desde el encadenamiento de los cerros Cubo, Ariel y Daudet, todos los glaciares efluentes vierten sus aguas hacia el seno Última Esperanza, ya que son tributarios del sistema de drenaje del río Serrano.

El glaciar Dickson corresponde a una de las lenguas efluentes del Hielo Patagónico Sur, localizado en el borde suroriental (DGA, 1983). Se localiza aproximadamente en los 50° 50' sur y en los 73° 15' oeste, en la parte más septentrional del Parque Nacional Torres del Paine, al norte de las agujas que caracterizan dicho parque.

Por el oeste, el glaciar queda delimitado por el cordón Barros Arana. Este cordón posee una dirección norte-sur desde el cerro sin nombre de 2.330 m hasta el cerro Punzón (2.000 m), en unos 20 km de longitud. Este cordón divide los glaciares Dickson y Grey. En sentido perpendicular, desde su parte central se divide al este un cordón cuya principal cumbre es el cerro falso Stokes (2.140 m). Por el noroeste, una escarpada ladera con glaciares colgantes (*seracs*) lo comunica con el *plateau* (Altiplano Polonia) del Campo de Hielo Sur. Hacia el este, recibe el aporte de glaciares colgantes del enea-

denamiento del cerro Cubo-Punta Ariel (*nunatak*), a una altitud de unos 1.900-2.000 metros. Más al sur la masa de hielo topa con las faldas del cerro Daudet, en el Cordón Baguales, fluyendo hacia el noreste una lengua secundaria denominada Dickson nororiental (Frías) y hacia el sur la lengua terminal del glaciar Dickson.³

METODOLOGIA

- 1) Revisión y recopilación de información disponible respecto a características geográfico-físicas del Hielo Patagónico Sur.
- 2) Revisión y lectura del documento "Análisis de las crecidas del Río Paine, XII Región" (DGA, 1983) respecto al glaciar y lago Dickson.
- 3) Fotointerpretación y análisis de fotografías aéreas del área de estudio de los años 1976, 1984 Y 1995 para conocer el retroceso de la lengua terminal del glaciar Dickson y la morfología colindante.
- 4) Análisis del sistema de drenaje de la cuenca del río Serrano, para relacionar que en él queda contenido el glaciar Dickson, como cabeceira del lago homónimo y del río Paine.
- 5) Viaje a terreno para observación y correlación de datos analizados en gabinete. Realizado entre el 18 al 26 de julio de 1997.

RESULTADOS

Antecedentes generales

En los meses de enero y diciembre de 1982 y marzo de 1983 se produjeron sendas crecidas en el río Paine. En aquel entonces se constituye en el lugar una comisión de la DGA, cuyo objetivo era conocer las causas de las violentas crecidas. En base a registros fluviométricos y meteorológicos se pudo concluir que el "origen se encuentra en el vaciamiento de un lago sobreglacial (canal subglacial) que se forma en la confluencia de una lengua secundaria del glaciar Dickson y el glaciar Frías, por obstrucción del drenaje normal". El paulatino aumento del volumen de agua produce "una salida de agua subglacial hacia el lago

³ Existe una ambigüedad respecto al topónimo de glaciar frías. La cartografía del I.G.M. argentino llama frías al glaciar Dickson, mientras que Llibley (1956) denomina así a una lengua existente entre el cerro Cubo y el lago frías. Por su parte, la DGA denomina frías a la lengua que desciende entre el cerro Cubo y el *nunatak* Punta Ariel

Dickson, generándose de este modo la crecida". (DGA, 1983:63)

De este modo, se produce un proceso natural de captura, ya que no hay escurrimiento superficial hacia la laguna Frías.

Variaciones del glaciar Dickson

Inmerso en un proceso natural de retroceso de los glaciares por condiciones climáticas, el glaciar Dickson ha tenido un importante retroceso en los últimos 50 años. Más aún, Marden (*op. cit.*) cuantificando las fluctuaciones tardiglaciales en el Parque Nacional Torres del Paine ha establecido que la posición de su lengua terminal distaba unos 10 kilómetros de la actual, aguas abajo (9180-11,880 BP)

Por su parte, es posible que por corresponder a un glaciar "desprendido" del cuerpo central de *plateau* o Altiplano Polonia, sólo reciba desbordamientos de hielo, situación que se haría sentir en "su

extraordinaria sensibilidad a los cambios climáticos" (DGA, 1983:10).

Lliboutry (1956) establece que el glaciar ha retrocedido unos 17 metros por año, a partir de las fotografías tomadas por Nordenskjöld de 1897 y las de Agostini en 1943. Desde 1945 se cuenta con fotografías aéreas, denotando un retroceso de 1 kilómetro hasta 1976, con una tasa de 32 m/a. Entre 1976 y 1983 retrocedió 1,3 kilómetros con una tasa de 186 m/a (DGA, *op. cit.*). Hacia 1995 ha retrocedido cerca de 300 metros, con una tasa de 25 m/a. En total, en el período 1945-1995 ha retrocedido unos 2,600 metros, a un promedio de 52 m/a, aunque hay una clara variación temporal, por ciclos de brusca ablación (Fotografía 1),

Actualmente, el retroceso de las lenguas de hielo ha sido tal que hacia 1995 prácticamente ya no hay continuidad entre la lengua del glaciar Dickson que se desprende hacia el noreste y la que se desprende entre el Cerro Cubo y la Punta Ariel. Es decir, la Punta Ariel ya no es una isla

FOTOGRAFIA 2

VARIACIONES DEL GLACIAR DICKSON, 1945-1995



Fuente : DGA, 1983; SAF 84 (CH-60 24077); SAF 95 (265617)

rocosa rodeada de hielo, puesto que en su sector sureste existe un extenso e inclinado plano lacustre colmatado de sedimentos fluvioglaciales (*outwash*). Esta variación se produjo desde 1984. La línea de contacto entre los hielos que rodeaban la Punta Ariel ha dado paso a una laguna proglacial represada por detritos morrénicos.

Es precisamente en este sector de confluencia de las masas de hielo donde existía un desagüe subglacial hacia el lago Dickson.

La condición de actual retroceso ha hecho evolucionar el antiguo canal subglacial hacia un canal marginal en la zona de contacto entre el glaciar y la ladera. El lecho rocoso del sector se encuentra representado por un extenso plano de sedimentos fluvioglaciales, cuya topografía posee dos niveles, a raíz de una morrena terminal de retroceso. Esto implica un evidente desnivel desde el noreste al sudoeste, con la consiguiente escorrentía y desagüe de dicha laguna hacia el lago Dickson.

La existencia de roca desnuda sin vegetación indica que el retroceso de la lengua terminal se ha producido en pocas decenas de años. Más aún, la línea de vegetación establecida se encuentra a una altitud superior que la del ventisquero. Este hecho indica que la lengua de hielo ha perdido espesor, es decir, ha retrocedido no sólo en forma horizontal sino que también vertical. Para este caso, el curso de agua que cae del circo glaciar en la anivación entre los cerros falso Stokes y Ohnet constituye un clásico valle colgante, y su desagüe en el ventisquero ayuda a aumentar la temperatura, con el consiguiente deshielo y escorrentía entre grietas.

La fotografía aérea de 1995 y las tomadas en el viaje a terreno son explícitas en lo relativo a la evidente estada en superficie del escurrimiento, antes subglacial, hacia el lago Dickson.

Este represamiento puede ser producto de un avance de la lengua, debido al brusco escarpe formado (morrena terminal de retroceso). Por su parte, más hacia el noreste se identifica una morrena central y una terminal más antigua, la cual posee una incisión lineal, que corresponde al antiguo desagüe de las aguas de fusión hacia la laguna Frías. Si bien es clara la presencia de este *talweg*, pareciera ser que no existe escorrentía superficial de las lenguas colindantes a la Punta Ariel hacia la laguna Frías (Mapa 1).

En tal sentido, Mercer (1968) junto con manifestar diferencias morfológicas (rocas) identifica tres arcos morrénicos, así como también un notable retroceso del glaciar Frías.

Erosión y sedimentación fluvioglacial

El cambio de estado del agua, de sólido a líquido, genera importantes cambios en los procesos de erosión y depositación. La escorrentía de agua líquida en áreas englaciadas puede clasificarse según su ambiente de formación. La explicación de procesos de desglaciación en general, y de formación de canales de fusión de agua en particular, es extensa. El desarrollo de canales marginales y submarginales ha sido observado, así como también procesos de erosión subglacial y lagos de represamiento glacial. El desborde de canales en depósitos y roca sólida, en áreas de antigua glaciación, representa parte del sistema de drenaje asociado a restos de antiguas cubiertas de hielo. La dirección del flujo de aguas de fusión es generalmente similar a la dirección de la pendiente de la superficie de hielo, y es paralelo a la dirección del movimiento del hielo. En áreas de erosión fluvioglacial es posible encontrar depositación fluvioglacial encima del área considerada (Price, 1976:105).

Price (*op. cit.*: 111) clasifica los canales de fusión de agua en: marginales, subglaciales, proglaciales y de desborde. Sin embargo, es posible que un canal que haya sido iniciado como un arroyo subglacial sea ensanchado por una catástrofe (derrumbe) subglacial a un lago de represamiento glacial y subsecuentemente utilizado como arroyo proglacial.

Algunos canales de fusión de agua que penetran a lo largo de la interfase roca-hielo debajo de un glaciar o capas de hielo se denominan subglaciales. Aquellos cuya escorrentía se produce entre hielo se denominan canales englaciales. En algunas instancias el flujo ocurre como un túnel, las paredes y el techo es hielo y el piso es roca o sedimentos (Price, *op. cit.*: 117).

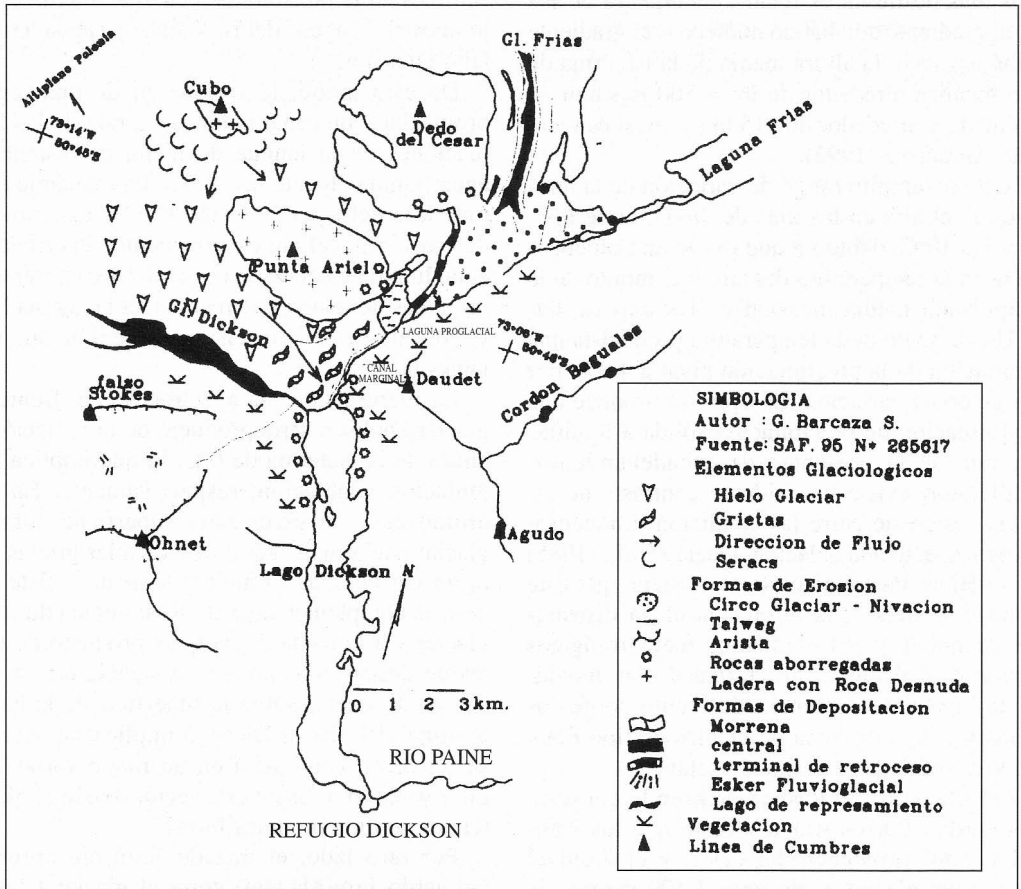
Producto de la ablación, la fusión de agua cerca del margen lateral del glaciar tiende a la acumulación en una canaleta formada por la superficie inclinada del glaciar y la pendiente rocosa (ladera) al lado de restos de hielo (Price, *op. cit.*: 112).

Como se expuso, las anomalías en el sistema de drenaje del río Paine eran producto de un túnel o canal subglacial, el cual ha evolucionado a un canal marginal, que se encuentra en contacto entre residuos (témpanos) del glaciar (Dickson oriental) y los faldeos del cerro Daudet.

La depositación fluvioglacial en este sector debe corresponder a un *esker*; ya que éstos son sedimentos homogéneos (arenas y gravas) producto del contacto con hielo. La textura homogénea de la fotointerpretación así lo demuestra.

MAPA 1

MORFOLOGIA GLACIAL Y PROGLACIAL DE LA ZONA DEL GLACIAR Y LAGO OICKSON



Condiciones meteorológicas: precipitación y temperatura del aire

Las condiciones generales de precipitación y temperatura y su influencia en el Campo de Hielo han sido inferidas a partir del análisis de datos obtenidos en la estación meteorológica Torres del Paine.

En áreas englacadas la importancia del balance de masa origina una transformación crítica en las condiciones de precipitación sólidas y líquidas. Cuando la precipitación sólida se transforma en líquida, se debe a un incremento en la temperatura del aire, y éste genera un importante impacto en la conducta glacial. La consecuencia es la disminución de nieve, el cambio en el balance de calor disminuye la superficie del albedo y, por tanto, favorece el transporte de calor de lluvia al glaciar (Peña, Gutiérrez, 1992).

La temperatura media es de alrededor de 10°C de diciembre a febrero, y alrededor de 2°C de junio a julio. "La variación anual de la temperatura del aire es relativamente pequeña comparada con otras regiones englacadas del mundo" (Peña, Gutiérrez, *op. cit.*: 97).

En condiciones constantes la proporción de la temperatura del aire con la altura de los días de lluvia permite hacer una asociación directa entre la temperatura del aire con la altura de la isoterma de 0° (Peña, Gutiérrez, *op. cit.*).

Variación en altura de la isoterma de 0°

La variación en altura de la isoterma de 0°C puede inferirse a partir de las condiciones de gradiente adiabático, seco o húmedo. El gradiente adiabático seco se refiere a la proporción de aire ascendente que se enfría cuando no existe con-

densación; mientras que el gradiente adiabático húmedo se refiere a la condensación del vapor de agua por el aire ascendente (Strahler, 1989).

Suponiendo que el gradiente adiabático durante los días de lluvia es igual a cualquiera de los dos, al gradiente adiabático húmedo o al gradiente adiabático seco, la altura media de la isoterma de 0° se localiza alrededor de los 1.500 m.s.n.m. si es húmedo y alrededor de 815 m.s.n.m. si es seco. (Peña, Gutiérrez, 1992).

Existe un amplio rango de variación de la temperatura del aire en los días de lluvia, entre los -5°C y los 19°C, debido a que existe una independencia en la temperatura del aire y el monto de la precipitación media mensual en los días de lluvia. Un aumento de la temperatura produciría una disminución de la precipitación nival a 4.0%, por cada grado de variación. Es decir, se produce una transformación de precipitación sólida a líquida.

A raíz de la presencia de encadenamientos cordilleranos existe un evidente contraste de fachadas oeste-este entre las condiciones meteorológicas respecto a la ablación. Ohata *et. al.*, (1985) para el Hielo -Patagónico Norte sostiene que este contraste se debe a la diferencia en la distribución de nubes y los elementos meteorológicos relacionados al efecto orográfico de las montañas, la constante presencia de viento sobre los glaciares y la ocurrencia de vientos de tipo Fohn (cálido y seco) en el sector de sotavento.

El límite oeste del glaciar Dickson lo constituye el cordón Barros Arana. Puesto que los vientos húmedos provienen del oeste, y el desnivel respecto del glaciar es de unos 1.500 metros, es evidente la ocurrencia de este tipo de vientos. Por otro lado, la altitud del glaciar es de unos 800 metros, afectándolo la variación en altitud de la isoterma 0°C, debiendo enfrentar períodos de precipitación sólida (acumulación) cuando la isoterma baja, y períodos de precipitación líquida (ablación) cuando la isoterma sube. La ocurrencia de estos procesos meteorológicos ayuda a un aumento de la ablación, ya que la escorrentía superficial favorece la fusión de hielo y el deslizamiento basal del glaciar, de ahí un balance de masa negativo (tendencia al retroceso). Este hecho es crítico en el frente del ventisquero, debido a la gran cantidad de grietas existentes, lo que favorece la pérdida de masa mediante *calving*.

CONCLUSIONES

A la luz de los resultados obtenidos, puede establecerse que existe evidencia empírica del va-

ciamiento de las aguas de fusión del glaciar Frías hacia el glaciar Dickson.

Debido al constante retroceso (actual) del frente del glaciar y anteriores avances, se han generado cambios en la morfología local que alteran el flujo normal de aguas del río Paine, desaguadero del lago Dickson.

De este modo, la formación de una laguna proglacial y un canal marginal, a raíz de las fluctuaciones de la lengua de hielo, corresponde a agua líquida, agente que posee una dinámica distinta a la del agua al estado sólido. Este proceso de erosión lineal del escurrimiento superficial de agua líquida es el responsable del vaciamiento de las aguas de fusión que iban hacia la laguna Frías y que ahora se dirigen en dirección del lago Dickson.

La fuerte tendencia al retroceso del frente del glaciar Dickson sería producto de la variación en altura de la isoterma de 0°C, lo que implica acumulación y ablación, respectivamente. En este último caso, la escorrentía superficial sobre el glaciar paulatinamente profundiza las grietas hasta formar láminas de hielo y témpanos. Este proceso es complementario al movimiento (flujo) del glaciar y a la caída de bloques producto de grietas de desgarramiento. La existencia de un gran campo de grietas sobre la superficie de la lengua terminal del glaciar Dickson implica suponer que su retroceso continuará en un rango variable de metros por año. Es en este sector donde el glaciar tendrá pérdida de masa futura.

Por otro lado, el trazado limítrofe aprobado (Acuerdo Frei-Menem) corta el glaciar Dickson en sentido este-oeste hasta el cerro falso Stokes, y luego lo corta en sentido oeste-este hasta el cerro Daudet. Ello implica que el lago cruzará el límite internacional y será binacional. Con ello se comparte la cuenca del río Serrano, que desagua los lagos del Parque Nacional Torres del Paine.

BIBLIOGRAFIA

- DIRECCION GENERAL DE AGUAS (1983): *Análisis de las crecidas del río Paine. XII Región*. Ministerio de Obras Públicas. Publicación Interna EH N° 83/7. Santiago.
- ESCOBAR, F. (1992): Water balance in the Patagonia Icefield. En: *Glaciological Studies in Patagonia*. Ministerio de Educación. Ciencia y Cultura. Japón.
- LLIBOUTRY, L. (1956): *Nieves y glaciares de Chile*. Ediciones de la Universidad de Chile. Santiago.
- MARDEN, C. (1997): Late-Glacial fluctuations of South Patagonian Icefield, Torres del Paine National Park, Southern Chile. En: *Quaternary International*. Vols. 38/39. Great Britain.

- MERCER, J. (1968): Variations of Some Patagonian Glaciers since the Late-Glacial. En: *American Journal of Science*. Vol. 266. Feb.
- NARUSE, R. y M. ANIYA (1992): Outline of Glacier Research Project in Patagonia, 1990. En: *Bulletin of Glacier Research* 10.
- OHATA, T. *et al.* (1985): The east-west contrast in meteorological conditions and its effects on glacier ablation. En: *Glaciological Studies in Patagonia Northern Icefield*. Data Center of Glacier Research.
- PEÑA, H. Y R: GUTIERREZ (1992): Statistical analysis of precipitation and air temperature in the Southern Patagonia Icefield. En: *Glaciological Studies in Patagonia*. Ministerio de Educación, Ciencia y Cultura. Japón.
- PRICE, R.J. (1976): *Glacial and Fluvio-glacial Landforms*. Editorial Longman Group Limitada. Londres. Segunda edición.
- STRAHLER, A. (1984): *Geografía Física*. Omega. Barcelona.