

ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL APROVECHAMIENTOS HIDROELÉCTRICOS DEL RÍO SANTA CRUZ (PRESIDENTE DR. NÉSTOR C. KIRCHNER Y GOBERNADOR JORGE CEPERNIC), PROVINCIA DE SANTA CRUZ

CAPÍTULO 4 – LINEA DE BASE AMBIENTAL

PUNTO 5 - EL SISTEMA DE GLACIARES DEL CAMPO DE HIELO PATAGONICO SUR DE DESCARGA ATLANTICA, LAGOS ARGENTINO Y VIEDMA Y RIOS SANTA CRUZ Y LA LEONA

INDICE

5	EL SISTEMA DE GLACIARES DEL CAMPO DE HIELO PATAGONICO SUR DE DESCARGA ATLANTICA, LAGOS ARGENTINO Y VIEDMA Y RIOS SANTA CRUZ Y LA LEONA	2
5.1	EL CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR	2
5.1.1	Glaciar Moreno	4
5.1.2	Glaciar Upsala	18
5.1.3	Glaciar Viedma	27
5.1.4	Peligrosidad Geológica	30
5.2	CONCLUSIONES	36
5.3	BIBLIOGRAFÍA	37

5 EL SISTEMA DE GLACIARES DEL CAMPO DE HIELO PATAGONICO SUR DE DESCARGA ATLANTICA, LAGOS ARGENTINO Y VIEDMA Y RIOS SANTA CRUZ Y LA LEONA

5.1 EL CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR

El Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) configura un extenso conjunto de glaciares de valle que se extienden en el ámbito de los Andes Patagónicos a lo largo de 370 km de longitud, entre los 48° 17' y 51° 35' de latitud Sur, cubriendo aproximadamente 14.200 km² de superficie (Figura 5-1).

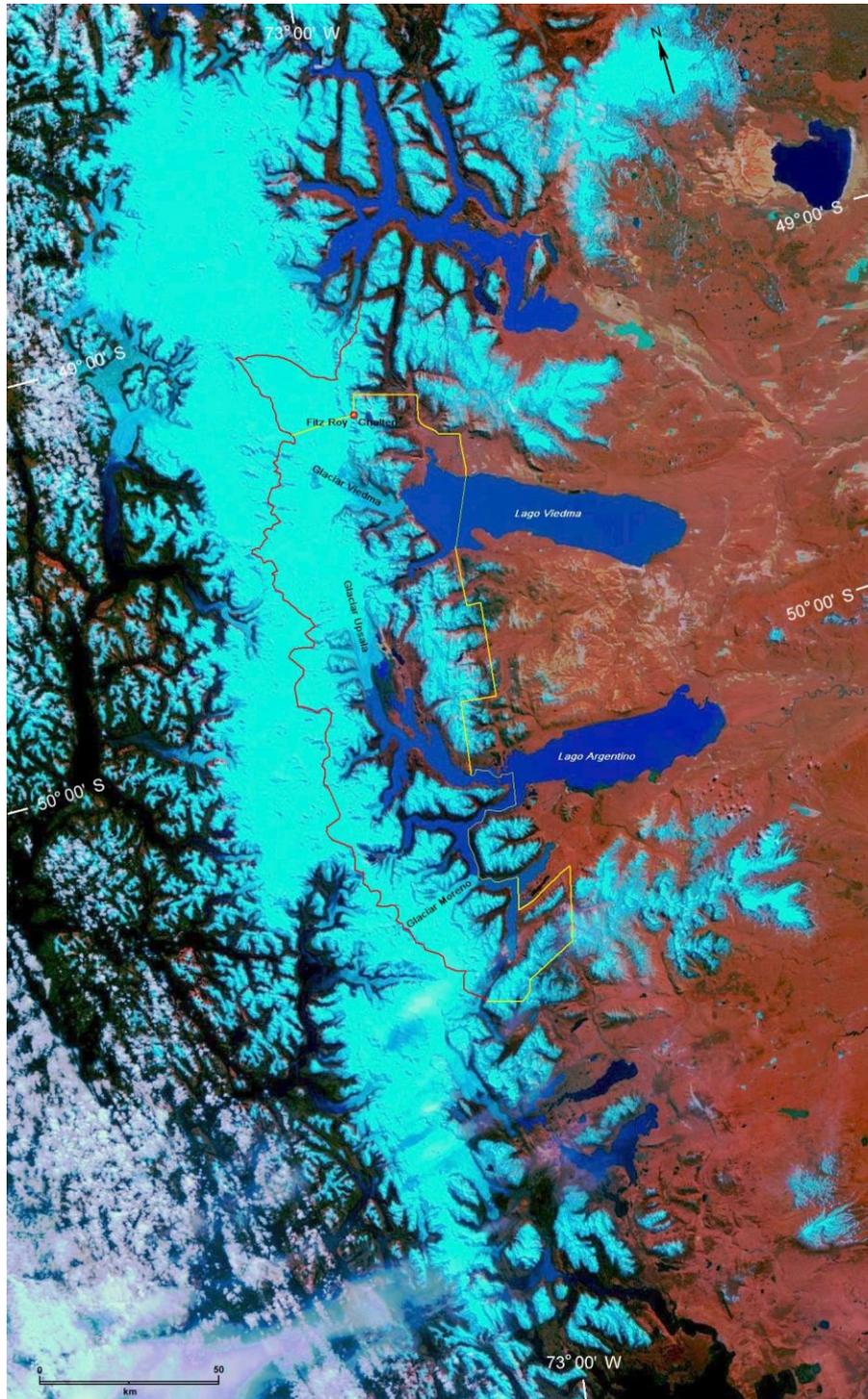


Figura 5-1. Campo de Hielo Patagónico Sur. La traza roja indica la divisoria de hielo y por lo tanto la superficie del campo que luego de su fusión drena a lo largo del río Santa Cruz. Imagen del satélite argentino Sac-C.

Configura una dilatada extensión de hielo derivada de la transformación de la nieve acumulada, que perdura en la cordillera Andina Patagónica desde el último avance glaciario que tuvo su clímax en esta región alrededor de los 24 a 18 ka B.P. (Strelin y Malagnino, 2000).

Su persistencia temporal no se debe únicamente a la altura de la topografía andina y su localización austral, la que es más bien modesta, sino además a las condiciones meteorológicas particulares que existen en esta región, donde los vientos regulares provenientes del Oeste descargan la humedad recogida sobre el océano Pacífico en la cordillera patagónica.

En estas masas de aire, al ascender por la vertiente andina Occidental, comienza la condensación de la humedad hasta que tiene lugar una intensa precipitación pluvial comparable a la que cae en los cinturones tropicales. La misma es de 4000 mm anuales en la zona sur del CHPS (Estación meteorológica de Bahía Félix), hasta alcanzar tasas máximas de 8000 mm anuales para la Meseta Central del CHPS, como indica el mapa de isohías de la Dirección General de Aguas (1987) y confirman Escobar *et al.* (1992) a partir del balance hídrico que realizan. Si se tiene en cuenta que en la zona del lago Argentino las precipitaciones varían desde 364 mm a 60 mm (Ibarrabal y Donangelo, 1996) con una media de 200 mm anuales, se verifica la notable dispersión que tienen las mismas desde el margen andino occidental al oriental.

Con un 90% de días del año con lluvia, el descenso de la temperatura por altura, latitud y condición estacional da lugar a precipitaciones nivas que se acumulan perennemente hasta transformarse en hielo, el que alimenta a los glaciares que descienden por la vertiente atlántica, hasta los lagos argentinos, y por la vertiente pacífica, hasta los fiordos chilenos.

Formando parte de este campo glaciario, existen en territorio argentino más de 55 lenguas de hielo bien definidas, a las que se suman un gran número de glaciares de circo que se encuentran desconectados del campo principal. Entre los primeros y más destacables se mencionan, desde el Sur hacia el Norte, los siguientes:

Frías, Perito Moreno, De la Hondonada, Ameghino, De Mayo, Laguna Escondida, Aguilera, Occidental, Oriental, Norte del Cerro de Mayo, Este del Brazo de Mayo, Spegazzini, Peineta Norte, Peineta Sur, Del Totalizador, Onelli, Bolados, Agassiz Sudeste, Agassiz Este, Agassiz Norte, Upsala, Bertachi, Cono, Tosello, Murallón, Del Aterrizaje, Viedma, Río Túnel Superior, Río Túnel Inferior, Grande, Adela, Torre, Río Blanco, de los tres, Fitz Roy Este o Piedras Blancas, Fitz Roy Norte, Pollone, Marconi, Morro Alto, Gorra Blanca Sur, Gorra Blanca Norte, Gagliero Sur, Gagliero Este, Milodón Sur, Milodón Norte.

El agua de ablación de estas masas de hielo es recepcionada por los lagos Argentino y Viedma y finalmente conducida al Océano Atlántico por el río Santa Cruz. Aniya *et al.* (1996) contemplan que un total de 3177 km² de superficie englazada aportan agua al río Santa Cruz. En este análisis consideran únicamente a los mayores glaciares que son el Viedma, Upsala, Agassiz, Onelli, Spegazzini, Mayo, Ameghino, Moreno y Frías. Si bien esta magnitud no incluye otros glaciares, especialmente los que se sitúan al Norte del Viedma y que tributan al río Las Vueltas, este déficit es en parte balanceado con la pérdida de masa de hielo que tuvieron los glaciares referidos desde 1996, especialmente el Upsala. En relación con este tema, durante el siglo pasado la pérdida de superficie englazada de la totalidad del CHPS desde 1944 a 1986 fue de 500 km², según Naruse y Aniya (1992).

De todos los glaciares que integran el CHPS, tres se destacan por su magnitud, disímil comportamiento y porque son los de mayor importancia en relación al aporte de agua a los lagos Viedma y Argentino y, por lo tanto, como reguladores de los caudales de los ríos La Leona y Santa Cruz. Ellos son el Moreno, el Upsala y el Viedma. Si bien los tres presentan sus frentes ingresando en las aguas de los lagos Argentino (glaciares Perito Moreno y Upsala) y Viedma (glaciar Viedma), sus dinámicas difieren notablemente y pueden considerarse para dos de ellos (Moreno y Upsala), casi diametralmente opuestas demostrando el dispar comportamiento que llegan a tener glaciares que pertenecen al mismo Campo de Hielo por causa que no necesariamente guardan directa relación con factores de índole climático.

5.1.1 Glaciar Moreno

Se trata del glaciar más conocido del CHPS, tanto en el ámbito nacional como en el internacional. Su fama se debe a que presenta la posición del frente en una condición que algunos consideran de equilibrio (Aniya y Skvarca, 1992), aunque esta cuestión es discutible debido a que los eventos de desestabilización que se generan durante los endicamientos no permiten establecer taxativamente esta conclusión a mediano largo plazo, sobre todo si se tiene en cuenta que este glaciar muestra un progreso sostenido desde el año 1900 cuando se estableció que su frente en avance se localizaba a 750 m de la península Magallanes.

El referido adelantamiento posibilita la colisión de su frente contra la península Magallanes, evento que bloquea en forma temporaria al brazo Rico. Este endicamiento, de duración breve, finalmente colapsa con gran espectacularidad dando lugar a un incremento en la altura del lago Argentino y un aumento de caudal en el río Santa Cruz.

Dinámica glaciaria

Flujo glaciario

El Moreno es un glaciar de régimen templado o base húmeda que se desplaza por una combinación de movimientos en los que participan en primer término el resbalamiento basal, seguidos por el flujo plástico y el cizallamiento basal, este último especialmente en su sección terminal.

El desplazamiento por resbalamiento basal es actualmente considerado el proceso de mayor importancia en el flujo glaciario del Moreno (Sugiyama et al. 2011)

El desplazamiento diferencial en el cuerpo del glaciar queda evidenciado por la presencia de un denso sistema de fracturas abiertas de tres tipos principales: transversales, oblicuas al eje mayor del glaciar y radiales.

Las fracturas transversales son generadas por el escalonamiento que presenta el substrato rocoso sobre el que se traslada el glaciar (Figura 5-2 y Figura 5-3) y se localizan especialmente en su sección intermedia, en parte en las inmediaciones de la línea de equilibrio.

Las fracturas oblicuas (Figura 5-4 y Figura 5-5), tienen lugar por la diferencia de velocidad que tiene la lengua de hielo entre la faja central que se desplaza a mayor velocidad (superior a los 2 m/día) y las fajas laterales que lo hacen a velocidades más lentas, por ejemplo a 0,30 m/día en margen derecha, situación que da lugar a esfuerzos tensionales que se resuelven con el patrón de fracturación y fallamiento oblicuo referido.

Por su parte, las fracturas radiales se generan especialmente en la sección terminal de la lengua glaciaria por la expansión que se produce en esa zona cuando el frente del glaciar se expande parcialmente en dirección de los brazos Rico y de los Témpanos. Esta expansión probablemente tenga importancia en la pérdida de masa del glaciar ya que probablemente, al combinarse con las otras fracturas referidas, facilita el desprendimiento de témpanos en el frente del glaciar.

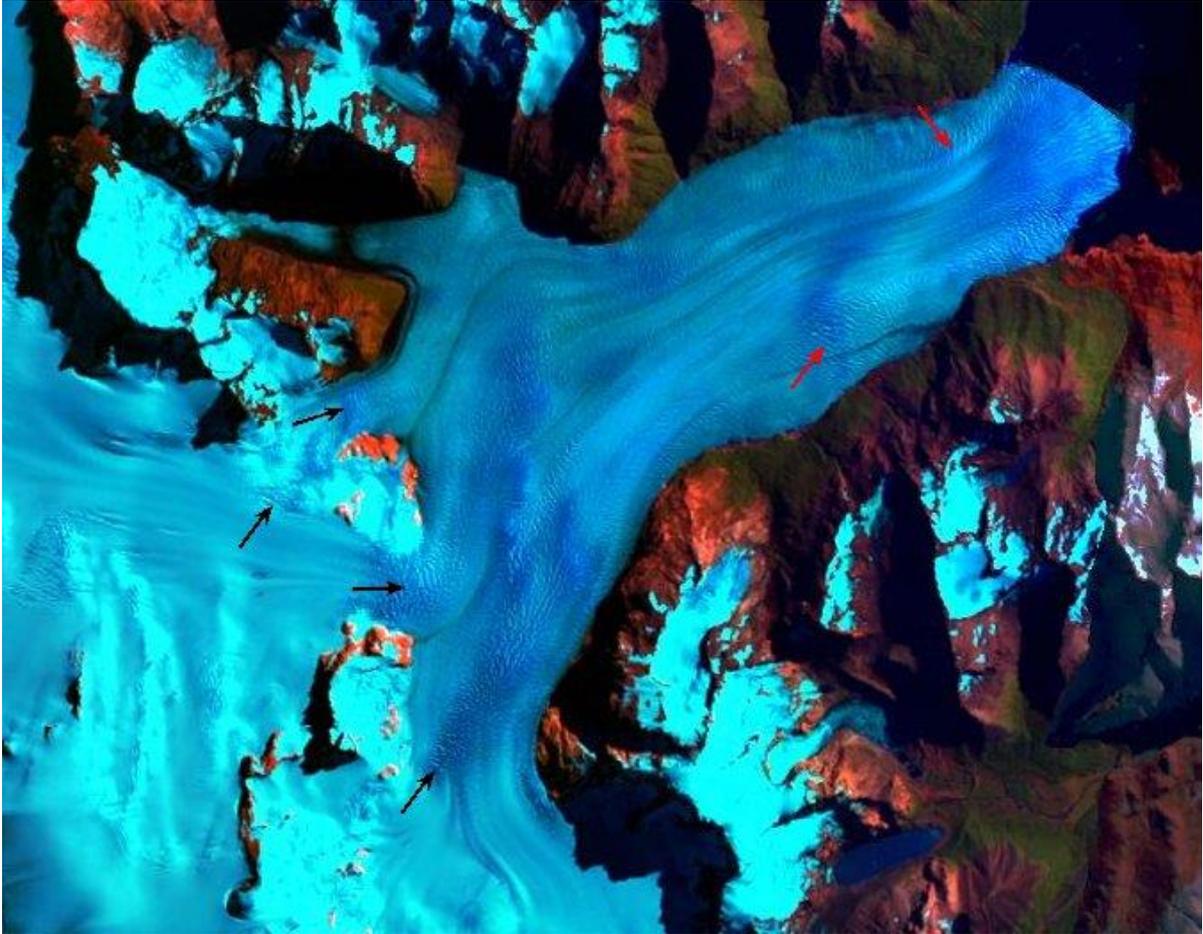


Figura 5-2. Sistemas de fracturas transversales (señaladas con flechas negras) y oblicuas (flechas rojas) sobre el área de ablación del glaciar Moreno. Registro satelital Landsat TM de marzo de 2001.



Figura 5-3. Resaltos en el perfil longitudinal del glaciar Moreno, los que dan lugar a la estructuración del sistema de fracturas transversales al flujo del glaciar.



Figura 5-4. Sistema de fracturas oblicuas en la margen derecha del glaciar Moreno donde la tasa de desplazamiento es baja. La cubierta clástica corresponde a clastos angulosos de diversa granulometría que son transportados en la superficie del glaciar (Foto obtenida en noviembre de 1990).



Figura 5-5. Detalle de una grieta oblicua al eje longitudinal de la lengua de hielo (Foto obtenida en noviembre de 1990).

Por su parte, las evidencias de movimientos por cizallamiento basal pueden reconocerse en el frente del glaciar, especialmente cuando tiene lugar el proceso de endicamiento del brazo Rico. Este evento da lugar a un esfuerzo compresivo distal al colisionar el frente del glaciar con la península Magallanes, el que se resuelve mediante la generación de fallas de muy bajo ángulo que comienzan en el contacto del substrato rocoso involucrando en el suceso a la suela glaciaria. Esta falla se extiende como un plano cóncavo hacia la superficie del glaciar atravesando su cuerpo. Sobre esta superficie de discontinuidad se desplaza la masa de hielo en movimiento cabalgando sobre el prisma de hielo inmóvil que no se puede desplazar por efecto de los afloramientos rocosos que forman parte de la península Magallanes.

La referida falla inversa puede ser visualizada fácilmente debido a que el bloque cabalgante tiene incorporados en su base una parte de los materiales clásticos presentes en la base del glaciar de tal forma que aparecen intercalados en el cuerpo intermedio del mismo (Figura 5-6).



Figura 5-6. Corrimientos cabalgantes generados por cizallamiento basal en el frente del glaciar Moreno. Evidenciado por las facturas cóncavas y acumulaciones de till basal situado en el plano de las mismas, el que fue desplazado desde la base de la lengua hasta la posición intermedia. La fotografía fue obtenida durante el endicamiento del año 2012.

La velocidad de desplazamiento medida en la zona de ablación intermedia del glaciar Moreno, de acuerdo a diferentes autores, es de aproximadamente 2,64 m/día (Raffo, 1953) en la faja central, mientras que en las márgenes disminuye hasta 0,35 metros diarios.

Por su parte Stuefer (1999), realizó una investigación detallada del movimiento de la superficie del glaciar sobre tres secciones también situadas en la zona de ablación, una longitudinal (L) y dos transversales (A y B) las que son ilustradas en la Figura 5-7, que le permitió obtener los siguientes resultados:

Determino un desplazamiento de la superficie del glaciar que va desde los 2,06 m/día a 0,30 m/día (Figura 5-7), que representan valores medios para los datos del movimiento de estacas a lo largo de 5 días en el mes de noviembre de 1995.

Asimismo, estableció para las transectas que definió como L, A y B, una distribución de velocidades para cada estación del año que se ilustran en las Figura 5-8, que permiten visualizar que para el intervalo temporal considerado, las velocidades son mínimamente superiores durante el verano y que además esta tendencia se manifestó en la comparación del movimiento de la superficie del glaciar investigada entre el verano 95-96 y el verano de 96-97.

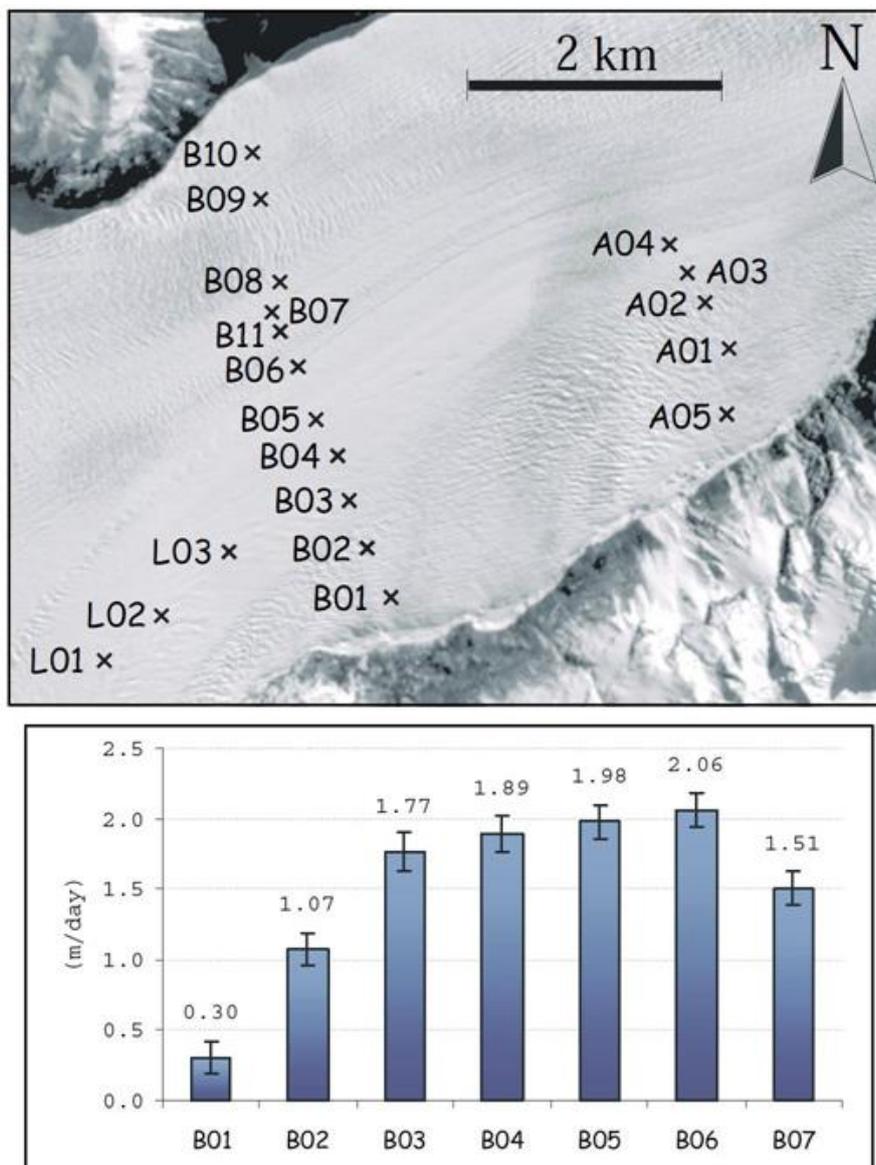


Figura 5-7. Valores de velocidad obtenidos por Stuefer (1999), para las secciones del glaciar Moreno que se sitúan aproximadamente a 9.8 km (transecta B) y 5.3 km (transecta A) de la península Magallanes. Fuente: Stuefer, (1999).

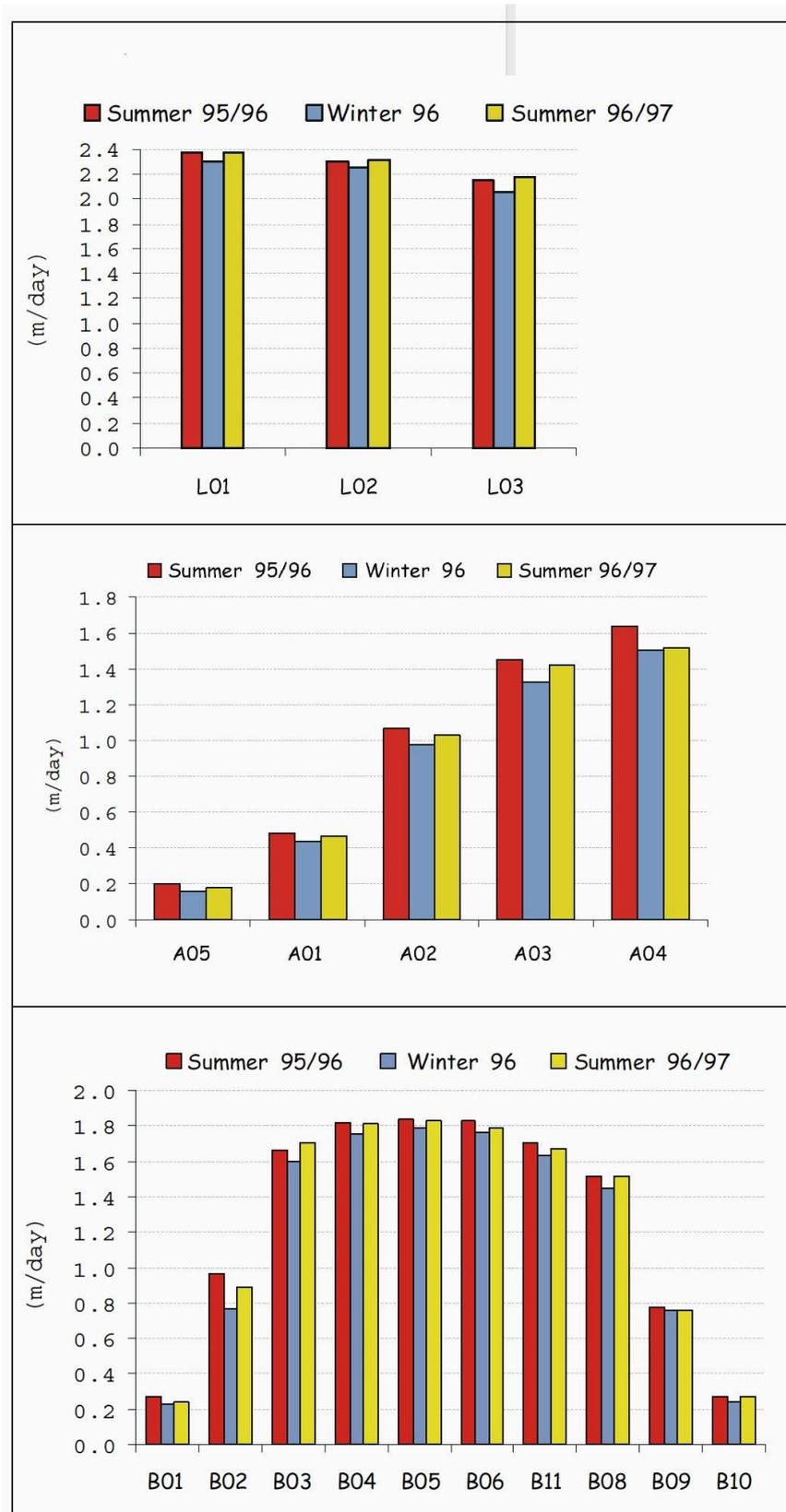


Figura 5-8. Variación estacional de la velocidad del movimiento de la superficie del glaciar Moreno.
 Fuente: Stuefer, (1999)

Dinámica del endicamiento del brazo Rico

De acuerdo con los primeros estudios realizados sobre este cuerpo de hielo (Hauthal, 1911; Reichert, 1915; Reichert, 1917; Raffo et al, 1953), el glaciar Perito Moreno inició un progresivo avance cuyo comienzo no ha podido establecerse con certeza, aunque se estima que lo hace desde 1880. El primer avance documentado previo al cierre del año 1917, fue detectado en el año 1900 cuando su frente se localizaba a 750 m de la península Magallanes.

El siguiente cierre fehacientemente documentado, considerado como el segundo, tuvo lugar en 1934-35, mientras que en 1939-1940 ocurrió el tercer evento, situación que ocasiono la inundación de terrenos adyacentes al brazo Rico al elevarse el nivel del agua en 11,5 metros anegando terrenos de pastoreo e instalaciones de las estancias del lugar. Ante un pedido de ayuda de parte de los superficiarios afectados, aviones de la Marina bombardearon el frente del glaciar con la intención de destruir el endicamiento sin lograrlo (Raffo et al, 1953).

El cuarto cierre ocurrió en 1941-1942, fue muy prolongado y estuvo acompañado de una de las mayores elevaciones del nivel del brazo Rico, el que de acuerdo a distintos autores oscilo entre los 14,90 y los 17 metros.

En 1951-1952 se registró el quinto cierre importante que tuvo una duración de 221 días, mientras que en 1952-1953 un nuevo endicamiento elevo el nivel del lago un valor de 14,40 metros. El siguiente cierre tuvo lugar en el año 1956. Otros cierres destacables fueron registrados en 1972, 1975, 1977, 1980, 1984, 1988, 2004, 2006, 2008 y 2012. En el año 2013 ocurrió un nuevo endicamiento de duración muy breve que no llego fortalecerse.

Registros sobre los referidos avances del glaciar Moreno han sido sintetizados por Liss (1970) para el periodo 1899-1966 y por Stuefer (1999) para el lapso 1947-1995 (Figura 5-9 y Figura 5-10 respectivamente).

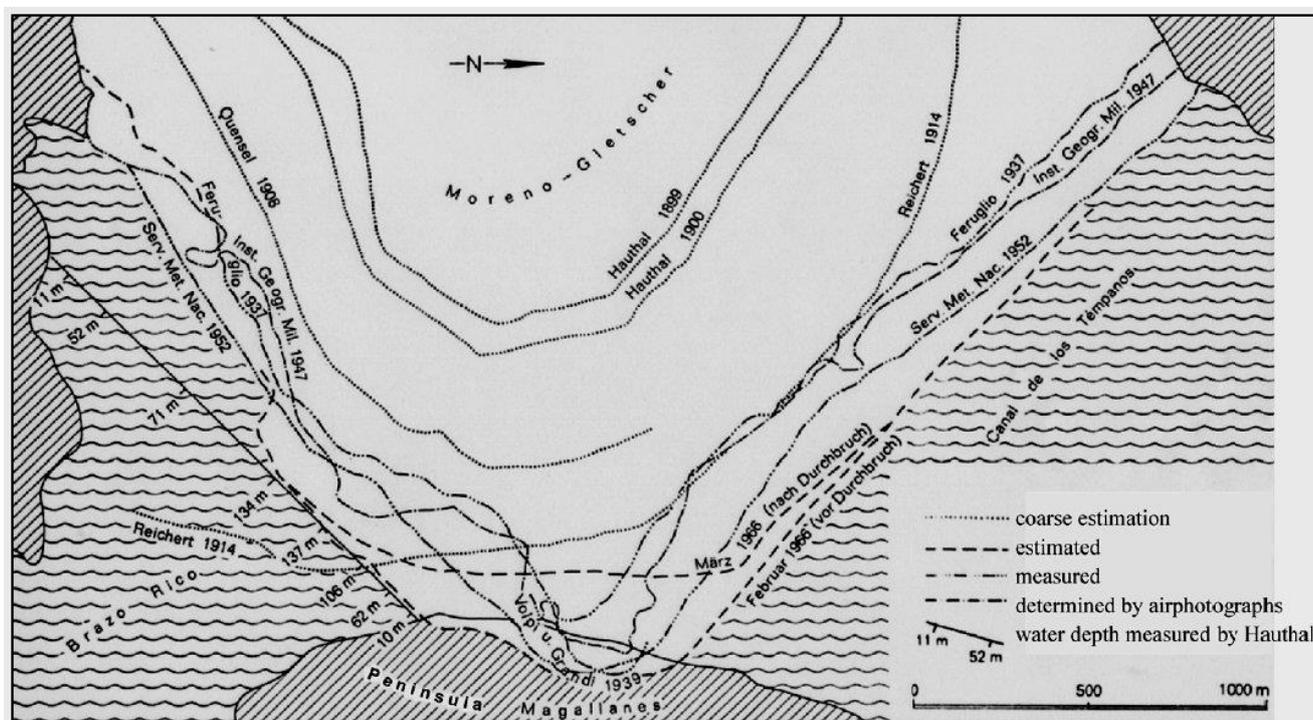


Figura 5-9. Posiciones del frente del glaciar Moreno entre 1899 y 1966. Fuente: Liss, (1970)

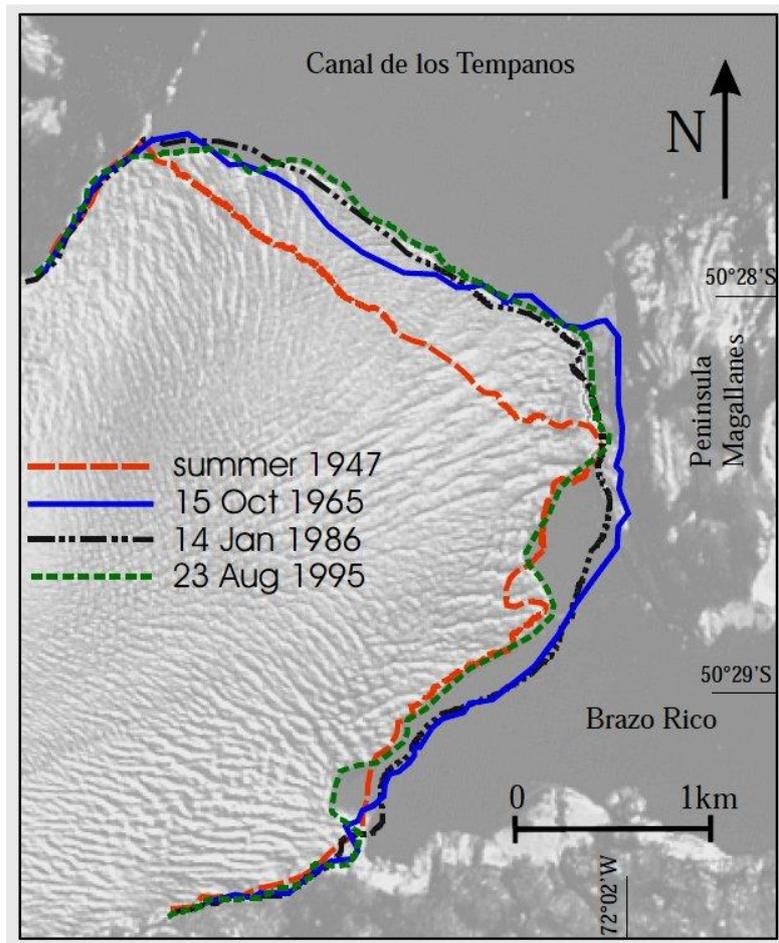


Figura 5-10. Posiciones del frente del glaciar Moreno entre 1947 y 1995. Fuente: Stuefer, (1999)

Si bien la línea de vegetación marca el límite al que llegó el lago temporario sobre el brazo Rico, existen otras evidencias de mayor relevancia que son del tipo morfológicas y sedimentarias que señalan posiciones más elevadas que las referidas. Estos registros geológicos pueden ser observados a lo largo del perímetro del brazo Rico. Los mismos configuran cordones lacustres y depósitos de deltas, en algunos casos superpuestos y en otros casos segmentados, relacionados con los cursos tributarios que ingresan al mismo. Esta geofomas y acumulaciones fluvio lacustres son indicadores que el nivel del lago alcanzó en algunas ocasiones alturas del orden de los 25 metros (Figura 5-11).

El proceso de cierre tiene lugar cuando el frente del glaciar avanza hasta colisionar con el extremo oeste de la Península Magallanes. Debido a que la base del glaciar apoya sobre el substrato rocoso, el mismo se comporta como una represa y bloquea al brazo Rico.

Este último recibe aportes de agua que provienen del glaciar Moreno, del Glaciar Frías y de cursos fluviales de importancia menor, los que dan lugar a la progresiva elevación del nivel del brazo endicado. La duración del bloqueo y por lo tanto la elevación del nivel del lago temporario, depende de cómo se resuelven las tensiones diferenciales que tienen lugar en el extremo del glaciar. Sercic (1988) realiza un minucioso análisis de los factores físicos que están involucrados en este suceso concluyendo que si la inundación del brazo Rico supera los 30,8 m, las aguas embalsadas comenzarían a drenar por el cauce del río Centinela, situación que consolidaría definitivamente el bloqueo.

Como resultado de la elevación del nivel del brazo Rico y la generación de esfuerzos diferenciales sobre la sección del cierre, se establece una vía de agua subglaciar que permite su progresivo pasaje hacia el canal de los Témpanos. A medida que la ablación progresa, se formaliza un túnel excavado en el hielo (Figura 5-12), cuyo techo finalmente colapsa.



Figura 5-11. Evidencia del límite superior de anteriores endicamientos del brazo Rico según una visual desde la margen derecha del brazo Rico (primer plano) en dirección a la península Magallanes (Plano lejano). Foto obtenida en noviembre de 1990.



Figura 5-12. Etapa de formación del túnel previo al colapso.

Causa del estado dinámico general del glaciar Moreno

Hasta el presente no se ha podido establecer con certeza cuál es la causa de su avance y/o estabilidad.

Sobre esta cuestión existen una serie de conjeturas, ninguna de las cuales ha sido fehacientemente confirmada, y entre las cuales se mencionan las siguientes:

- Este glaciar es estable porque ha capturado parte de la cuenca englazada superior del Glaciar Frías (Raffo et al, 1953). Esta presunción se basa en el fuerte retroceso que manifiesta este último cuerpo de hielo durante las últimas décadas en coincidencia con el estado de equilibrio que muestra el Glaciar Perito Moreno, donde ambos glaciares participan de una comarca con características climáticas similares.
- La estabilidad del glaciar se relacionaría con episodios de sismicidad que ocurren en la región y ámbito de la cuenca englazada (Raffo et al, 1953). Estos movimientos podrían incorporar mayor volumen de nieve en la cuenca mediante aludes e, incluso, provocar el patinaje y resbalamiento basal del glaciar, situación que incrementaría la velocidad del desplazamiento. Al respecto se señala que el marco geotectónico de la región muestra un arreglo en el cual el glaciar Moreno podría estar sometido a sismos vinculados con la zona de subducción de la Placa Antártica debajo de la Placa Sud Americana, como así también con la transurrencia de esta última con la Placa de Scotia (Figura 5-13).

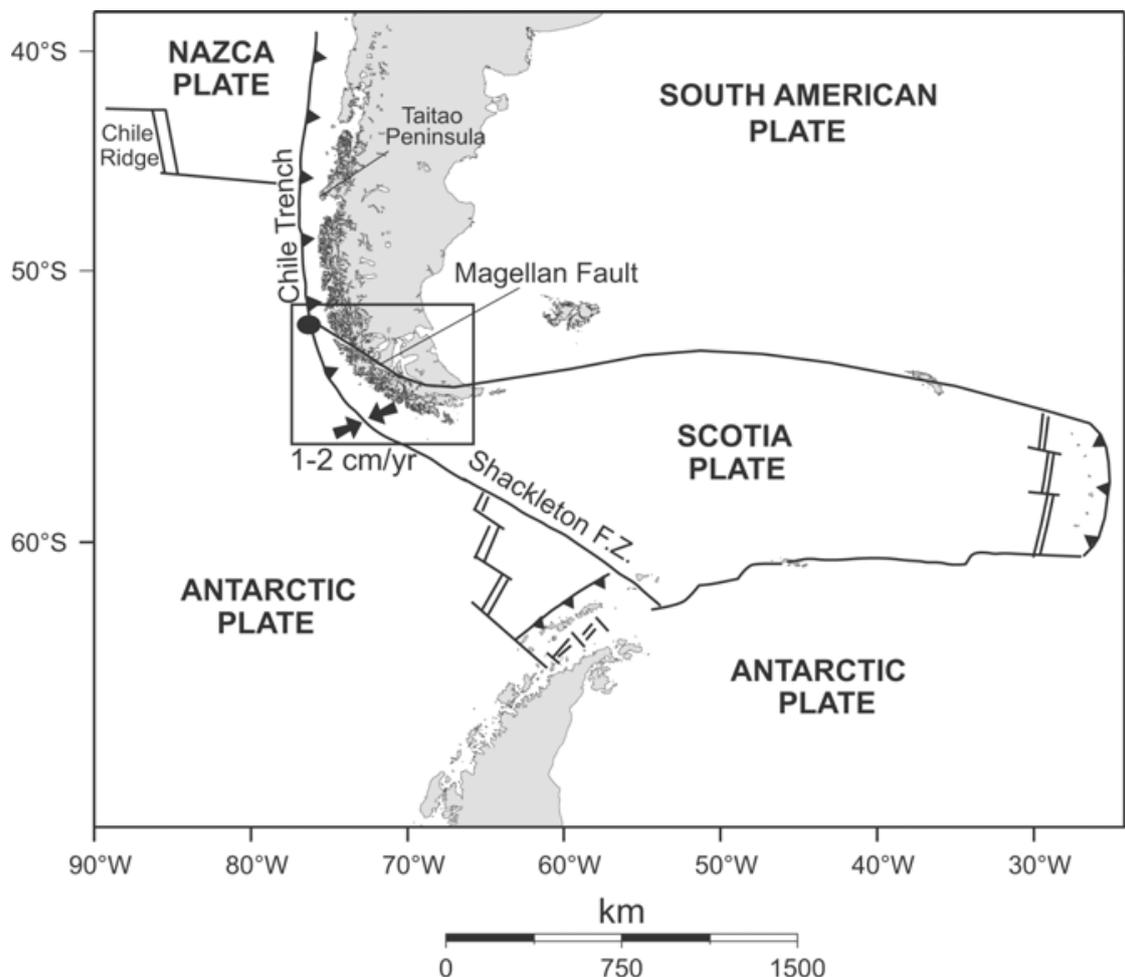


Figura 5-13. Marco geotectónico para la región austral de Sudamérica.

Una situación de este tipo se verifica ocasionalmente en el glaciar Hubbard (Alaska) que al reavanzar por efecto de sismos, choca contra la península Gilbert dando lugar al endicamiento del fiordo Russell. La posterior elevación del nivel del agua en este último produce una ruptura similar a la que se da en el glaciar Moreno. Esta situación ocurrió en 1986 y 2002 pero no llegaron a tener gran repercusión debido al aislamiento e inaccesibilidad del sitio.

- c) Características únicas, del tipo morfológico y de orientación de la cuenca de alimentación del glaciar, la que se dispondría de tal forma que gran parte de la nieve estaría protegida de la radiación solar y por lo tanto, de la ablación (Heim, 1946).
- d) Los bloqueos se relacionarían con eventos recurrentes de patinaje basal como consecuencia de la circulación del agua de ablación que en tránsito por la superficie (Figura 5-14), pasa a través de las fracturas hasta el contacto entre la base del hielo y el substrato rocoso (Figura 5-15), lubricando esta interface y promoviendo periódicos reavances.



Figura 5-14. Agua de ablación circulando sobre el Glaciar Perito Moreno, antes de ingresar a la base del glaciar a través del sistema de fracturas. Foto obtenida en noviembre de 1990.



Figura 5-15. Circulación de agua en la base del glaciar, la margen sur. El túnel se encuentra parcialmente relleno de acumulaciones glacifluviales. Foto obtenida en noviembre de 1990.

- e) Localización de la línea de equilibrio sobre una sección de elevada inclinación donde variaciones significativas de su altura no dan lugar a cambios importantes entre las zonas de acumulación y ablación.

Línea de equilibrio

La línea de equilibrio del glaciar Moreno puede ser rápidamente visualizada en registros remotos debido a que existen entre la zona de ablación inferior y la zona de acumulación superior, variaciones no solamente en los patrones texturales sino además, en sus respectivas reflectividades. Por ejemplo, en la Figura 5-16 correspondiente a un registro remoto Landsat TM multibanda, se puede ver la mayor reflectividad que tiene la zona de acumulación mayoritariamente cubierta de nieve, que contrasta con una caída de la misma para la zona de ablación, debido a que en esta última existe una mayor concentración superficial de materiales clásticos y sombras proporcionadas por las fracturas abiertas. La mayor concentración de materiales clásticos poco reflectivos se manifiesta a partir de la ablación del hielo en el cual estos detritos son transportados, los que por esta causa se acumulan superficialmente y por la existencia de materiales en tránsito incorporados por debajo de la línea de equilibrio.

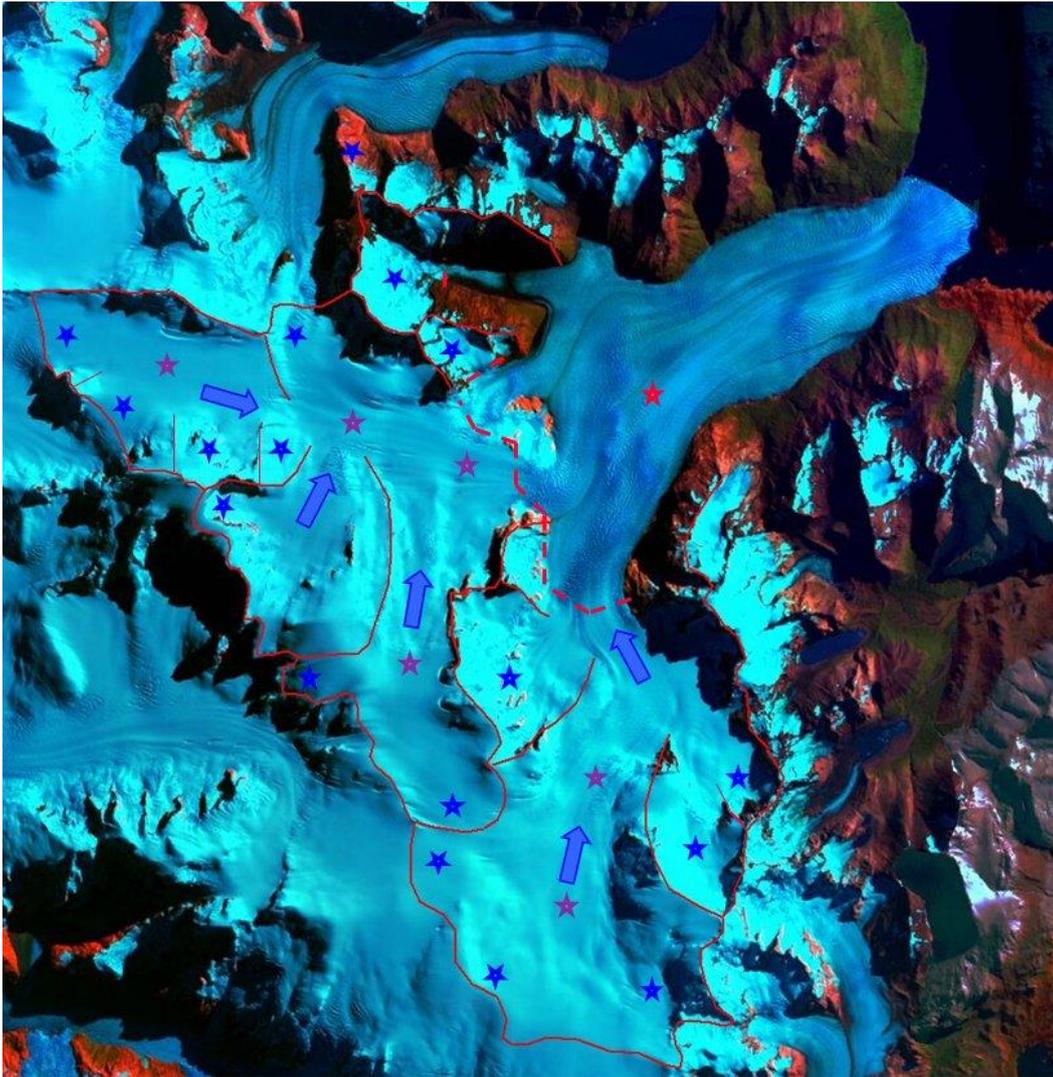


Figura 5-16. Cuenca del glaciar Moreno según su estado en la imagen satelital Landsat multibanda del 12 de marzo de 2001. La línea cortada roja separa la zona de acumulación superior de la zona de ablación inferior (estrella roja). Los circos y artesas se señalan con estrellas de color azul y violeta respectivamente.

Según Stuefer (1999), la línea de equilibrio se localiza aproximadamente en la cota de los 1170m (Figura 5-17).

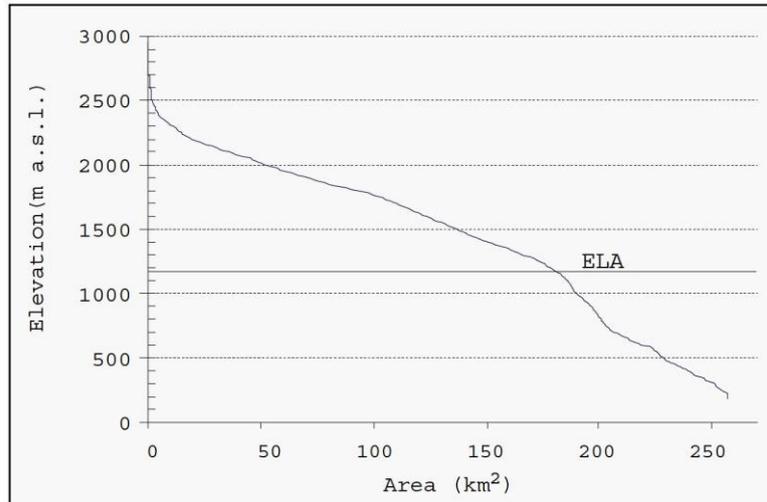


Figura 5-17. Localización de la línea de equilibrio en el perfil topográfico longitudinal de la superficie del glaciar Moreno según Stuefer (1999)

Su posición se da en una sección del glaciar donde la pendiente de inclinación de la superficie de la lengua de hielo está cercana a la máxima. Esta última se sitúa en la cota inferior de los 1000 metros. Esta particularidad da como resultado que un desplazamiento de la LE hacia abajo, durante un enfriamiento climático, a lo largo de un tiempo dado, generaría una variación resultante mínima de las áreas de ablación y acumulación. Sin embargo esta situación cambiaría si la línea de equilibrio se moviera hacia arriba, en un lapso temporal de similar duración y a lo largo de un entorno vertical idéntico, por causa de una elevación de la temperatura. El contraste se debe a que en la actualidad la LE se sitúa en un quiebre de la pendiente, la que hacia arriba se hace más tendida y hacia abajo más pronunciada. En este caso, para desplazamientos verticales similares, la superficie de ablación aumentaría en mayor porcentaje.

Tasa de acumulación y Tasa de ablación

La información sobre la precipitación y acumulación neta anual que se tiene para el CHPS es incompleta, aunque más abundante para el glaciar Moreno. En este último, uno de los primeros registros fue el de Aristarain y Delmas (1993) que indican una acumulación neta de 1,2 m/año a partir del análisis de un testigo de neviza de 10 m de profundidad obtenido en la divisoria del glaciar. Este valor ha sido considerado muy bajo como para mantener el balance de masas del glaciar y por lo tanto no sería representativo. Más tarde Rott *et al.* (1998) indicaron una acumulación neta promedio de 5,54 m/año de equivalente en agua, considerando el glaciar en estado estacionario y aplicando la ecuación de continuidad de masa. En este caso, este valor es concordante con la magnitud de 6,4 m/año obtenido anteriormente por Escobar, et al. (1992) a partir de cálculos de balance hídrico con datos de descarga media anual.

Por otra parte, la información pionera sobre valores de ablación superficial en el glaciar Moreno fueron aportados por Naruse et al. (1995a) quienes estiman una tasa de ablación anual para la cota de los 350 m en 11.2 m ± 1 m de equivalente de agua/año (12.4 m/año de hielo). Otros estudios realizados posteriormente, arrojaron valores similares, como por ejemplo los de Rott, et al (1998) y Stuefer (1999).

A partir de los datos de los valores de ablación anual de $11.2 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$, Naruse et al (1995a) calcula para toda el área de ablación del Moreno (75 km^2) una magnitud de $0.59 \text{ km}^3/\text{año}$. Este valor permite ponderar el elevado volumen de agua que alimenta a los ríos La Leona y Santa Cruz al considerar la ablación superficial para la totalidad de la superficie de los glaciares del CHPS con vertiente atlántica.

Tasa de desprendimiento de témpanos

El desprendimiento de témpanos constituye un proceso de pérdida de masas muy importante que, a diferencia de la ablación de la superficie del glaciar, puede llegar a ser muy irregular. Estos eventos tienen una tasa acelerada en el caso de los glaciares que presentan desprendimiento de témpanos a través del proceso de *calving* acelerado por presentar su sección terminal en condición de flotabilidad. En el proceso de desprendimiento de témpanos el aporte de agua tiene lugar rápidamente con el derretimiento de los mismos en un medio acuático, acontecimiento que se da a una velocidad superior al de la ablación superficial del glaciar.

Al respecto Surfer (1999) indica que el glaciar Moreno exporta $346 \times 10^9 \text{ kg}$ de hielo/año a lo largo de la totalidad de su frente, lo que equivale a $0,38 \text{ km}^3/\text{año}$. Considerando los tres frentes representativos de este glaciar, Las velocidades de desprendimientos son de 670 m/año para el canal de los Témpanos, 509 m/año para la península Magallanes y 420 m/año para el brazo Rico. Todos estos valores son largamente superados para el frente del glaciar Upsala, el que como se verá, tiene desprendimientos del tipo catastrófico.

Teniendo en cuenta los valores de contribución de agua que proporciona el glaciar Moreno cuando se suman los relacionados con la ablación superficial ($0,59 \text{ km}^3/\text{año}$) y la vinculada con la fusión de témpanos ($0,4 \text{ km}^3/\text{año}$), la que es del orden de 1 km^3 anual, se comprende la importancia que tienen estos dos procesos como factores de importancia sobresaliente en la regulación de los niveles de los lagos Viedma y Argentino y por lo tanto en la magnitud de los caudales de descarga de los ríos La Leona y Santa Cruz. Sobre todo cuando en este análisis se suman los vinculados a los glaciares Viedma y Upsala, especialmente este último ya que muestra una tasa de desprendimientos de témpanos superlativa.

5.1.2 Glaciar Upsala

El glaciar Upsala fluye desde el Campo de Hielo Patagónico Sur hasta el lago Argentino donde se encauza a lo largo de la cabecera del brazo Norte, también conocido como brazo Upsala (Figura 5-18), presentando una difluencia local que emite un lóbulo en el ámbito del lago Guillermo.

En su sección distal, a diferencia del glaciar Moreno, presenta una condición de gran inestabilidad que permite suponer que la lengua principal encauzada en el canal Upsala está en flotación permanente o pasa por esta condición en periodos recurrentes de gran duración, durante los cuales presenta una notable tasa de desprendimiento de témpanos. Una situación de retroceso similar también tuvo y tiene lugar con el lóbulo divergente que se sitúa en el lago Guillermo.

El glaciar Upsala tiene un tamaño de entre 860 y 900 km^2 , parámetro que es difícil de fijar dada la continua disminución de su superficie a partir del repliegue frontal que presenta como resultado de los referidos desprendimientos de témpanos, eventos que en algunos casos tienen el carácter de excepcionales y que podrían calificarse como catastróficos.

El indicado comportamiento dinámico puede explicarse aceptando que el frente del glaciar no está totalmente apoyado sobre el sustrato rocoso del fondo del lago. Al tener su sección terminal en flotación, se generan en la misma severas tensiones que finalmente se resuelven mediante la separación y transporte de témpanos de grandes dimensiones, proceso facilitado por sistema de fracturas oblicuas y transversales preexistentes (Figura 5-19).



Figura 5-18. Imagen Landsat TM del Glaciar Upsala correspondiente al 12 de marzo de 2001. Bandas 4-5-3. Se observa un importante evento de desprendimiento de témpanos por calving.



Figura 5-19. Sistema de fracturas inundadas sobre la sección intermedia del glaciar Upsala, fotografiadas durante un vuelo a baja altura realizado el 11 de noviembre de 2004.

Dinámica glaciaria

Flujo glaciario, causas del estado dinámico, exportación de témpanos, línea de equilibrio

El Upsala es un glaciar de régimen templado o base húmeda como el resto de los glaciares del CHPS. Se desplaza por una combinación de movimientos en los que el resbamiento basal es el principal proceso dinámico en forma secundaria el flujo plástico. La distribución irregular del movimiento en el cuerpo del glaciar da lugar a un sistema de fracturas oblicuas y transversales.

La dinámica del frente del glaciar ha podido ser analizada con bastante detalle a partir de las observaciones que sobre su sección terminal fueron realizadas desde tiempos históricos hasta las últimas décadas, como son los realizados por Feruglio, 1949; Heim, 1951; Mercer, 1965; Malagnino y Strelin, 1992; Malagnino y Strelin, 1996; Malagnino et al, 1997; Malagnino *et al*, 1998; Malagnino 2004 y Malagnino, 2005 entre otros y los efectuados en el marco de este trabajo. A partir de ellos, se puede establecer que el retroceso del frente del glaciar Upsala durante los últimos 215 años, entre 1800 y fines del 2014 (Figura 5-20, Figura 5-21, Figura 5-22, Figura 5-23 y Figura 5-24) fue el siguiente:

Desde el año 1800 hasta 1931, el glaciar retrocedió a una tasa promedio de 50 m/año, haciéndolo como un glaciar de descarga que probablemente presentaba la base apoyada sobre el fondo del brazo Upsala.

En 1931, sobre la base de información cartográfica de la época se puede reconstruir que el diseño del frente del glaciar era el de una lengua agudamente convexa. Entre los años 1931 y 1981, si bien la tasa de retroceso promedio se mantuvo estable, el comportamiento dinámico del frente glaciario vario substancialmente ya que su repliegue no fue el mismo a lo largo de todo su frente. Por ejemplo, mientras la faja situada en la margen oeste experimento un retroceso neto de 2 km y la faja central tuvo un retroceso de 2,5 km, lo que dio lugar a una tasa de retroceso de 40 y 50 m/año respectivamente, la margen este se mantuvo en una posición estable, e incluso avanzo varias decenas de metros de acuerdo a lo que se puede observar en los registros remotos de fotografías aéreas multitemporales.

Este comportamiento desigual que presentó el frente del glaciar, con secciones que incluso se desplazaron decididamente hacia adelante mientras otras retrocedían rápidamente, puede ser explicada con las modificaciones que tuvieron lugar en los cursos fluviales que se localizaban en la margen este del glaciar entre 1978 y 1980.

Por ejemplo, a partir del análisis e interpretación de registros remotos se puede verificar que entre las fechas referidas se estableció en la margen izquierda de la lengua un curso fluvial subglaciar marginal que humedeció la plataforma de hielo de esa faja, lubricándola diferencialmente y dando lugar a un fuerte resbalamiento local de la misma, el que sumó este movimiento al que ya tenía la totalidad del glaciar.

Asimismo se puede constatar que entre 1981 y 1993 se produjo un notable cambio en la tasa de retroceso general ya que el frente del glaciar experimentó un repliegue inédito, el que tampoco en esta oportunidad fue regular a lo largo de todo su frente. Por ejemplo, mientras que la margen Oeste retrocedió una distancia neta de 2 km (con una tasa de repliegue de 166 m/año), la margen central lo hizo con una magnitud de 5.5 km (con una tasa de repliegue de 458 m/año). Pero la que se destacó fue la margen izquierda, la que se replegó una distancia neta de más de 8 km, con una tasa de retroceso mayor a los 666 m/año. Estos valores representan incrementos de tres, nueve y trece veces en la tasa de retroceso que este glaciar había tenido durante 50 años, desde 1931 hasta 1981. En las Figura 5-20, modificada de Malagnino y Strelin (1996) y Figura 5-21, modificada de Malagnino y Strelin (1992), se resumen el retroceso del glaciar Upsala entre el año 1931 y 1993.

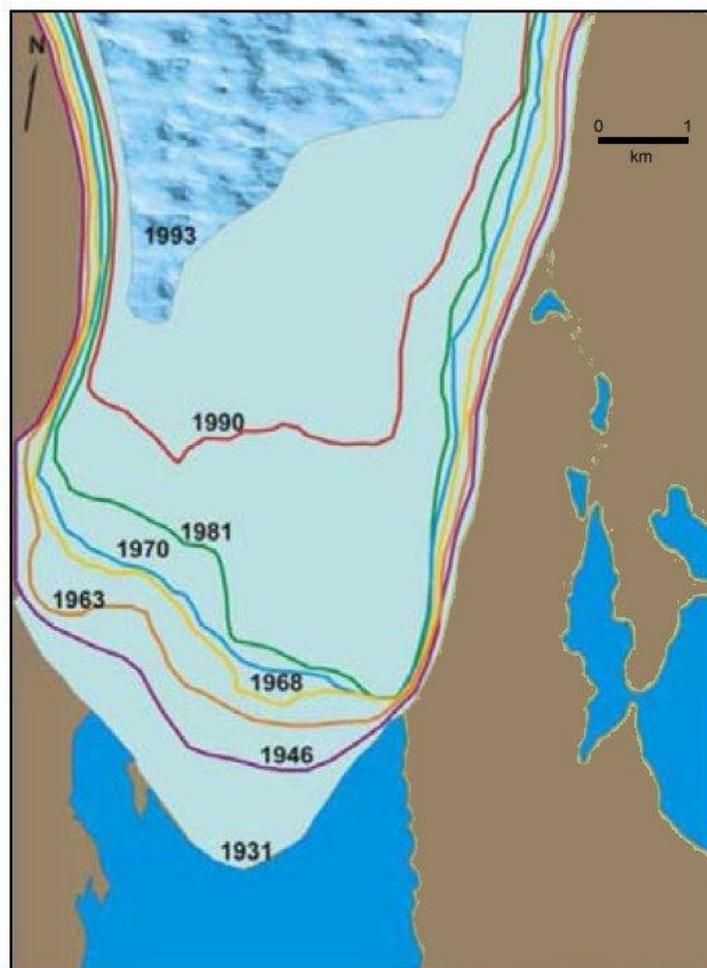


Figura 5-20. Retroceso del frente del glaciar Upsala entre 1931 y 1993. Modificado de Malagnino y Strelin (1996)

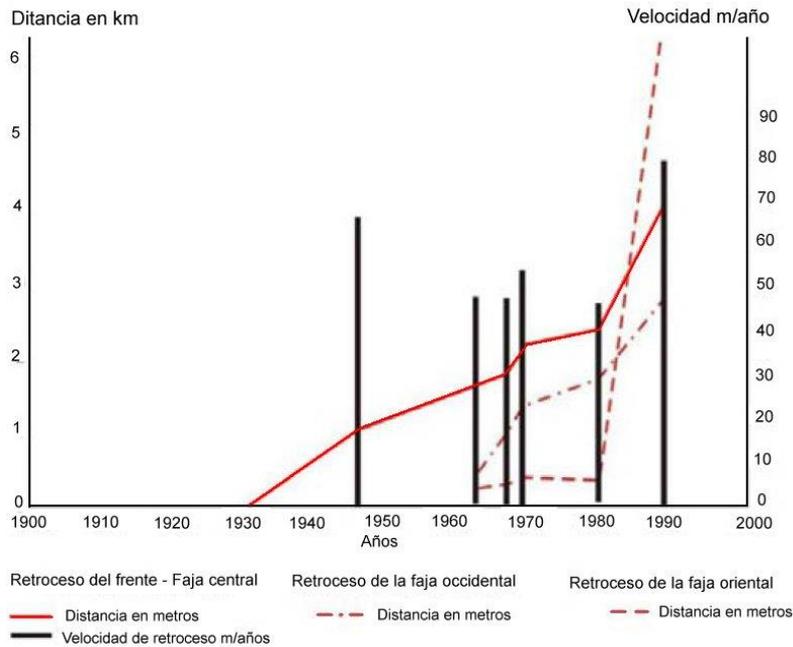


Figura 5-21. Variación de la tasa de retroceso del frente del glaciar Upsala para las fajas oriental, central y occidental.

La causa de este singular repliegue se debió a que a partir del año 1981 el glaciar Upsala probablemente comenzó a estar permanentemente en flotación posibilitando el desprendimiento de témpanos a partir de la acción del *calving*. Esta presunción no se basa solamente en el inicio de retrocesos acelerados que ocurrieron con posterioridad a ese año sino además, del análisis de los datos históricos que permiten reconstruir el diseño que presentaba el frente del glaciar para el año 1931, claramente convexo, el que más tarde comenzó a ser cóncavo convexo que es más compatible con el margen de un glaciar sometido a sucesos de *calving* acelerado.

Entre 1981 y 1990 el retroceso fue mayor en la faja oriental del glaciar porque esa había sido la zona que durante el periodo previo había reavanzado a partir del deslizamiento basal diferencial. Al hacerlo, sin haber mediado un aporte extra de masa de hielo, toda esta faja que había resbalado basalmente, al adelantarse se adelgazo y perdió espesor (Figura 5-22), permitiendo así que una gran parte de ella entrara en condición de lengua flotante. Este mecanismo facilitó el desprendimiento local de témpanos por *calving*.

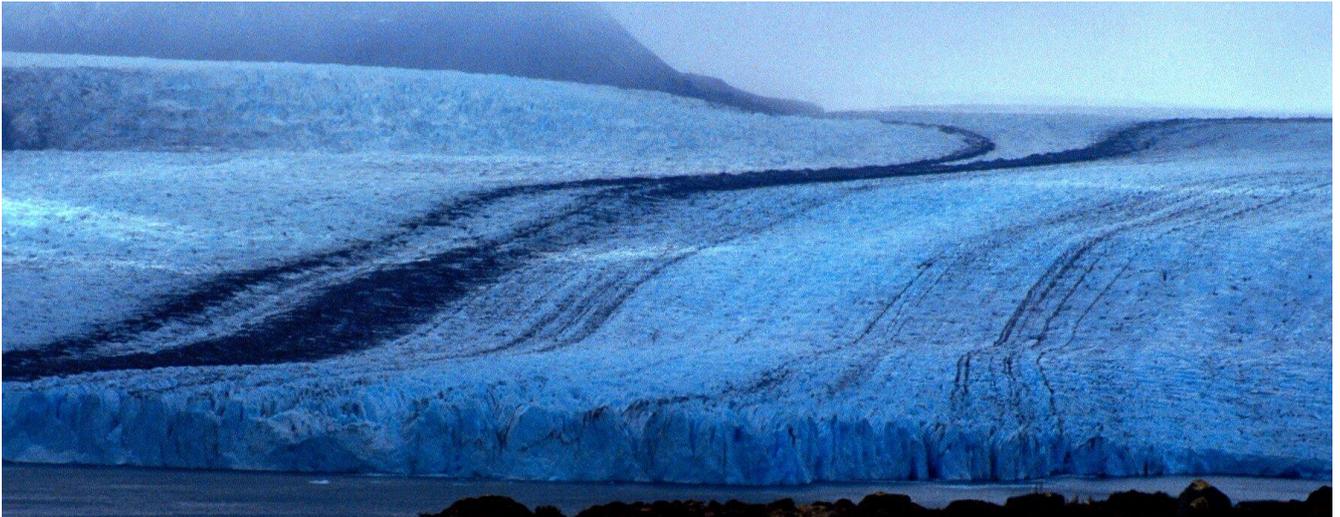


Figura 5-22. Adelgazamiento de la faja oriental del glaciar Upsala luego de su reavance local diferencial. Fotografía obtenida en noviembre de 1990.

De esta forma, en la referida faja tuvo lugar una acelerada exportación de témpanos que dieron lugar a la generación de una ensenada angosta que se proyectó varios km hacia el norte (Figura 5-23).



Figura 5-23. Formación de una ensenada marginal a la lengua glaciaria luego del evento de reavance local de la faja oriental y posterior exportación de témpanos por calving acelerado. Fotografía obtenida en noviembre de 1990, se puede observar que para esta fecha el frente del glaciar se encontraba a la salida del valle Agazzis o Valle de las Américas.

En el gráfico de la Figura 5-21, modificado de Malagnino y Strelin (1992), puede observarse el dramático repliegue que tuvo el frente del glaciar en la faja correspondiente a su margen oriental entre 1980 y noviembre de 1990 y el contraste que muestra este suceso cuando se lo compara los retrocesos que ocurrieron sincrónicamente en las fajas central y occidental.

La generación de la referida ensenada, posibilitó que la zona distal del glaciar dejara de estar confinada a los márgenes del brazo Upsala y por lo tanto comenzó a expandirse lateralmente, haciéndolo en forma progresiva desde el borde Este hacia el Oeste. El resultado de esta última condición dinámica se tradujo en un gradual adelgazamiento de todo el frente de la lengua distal, el que progresó desde el oriente dando lugar a que cada zona alcanzada por este efecto se adelgazara y comenzara a flotar, presentando desprendimientos de témpanos generalizados mediante el proceso de *calving* (Malagnino y Strelin, 1996).

Entre noviembre de 1990 y noviembre de 2004 el glaciar Upsala retrocedió de manera irregular con periodos en los cuales el repliegue rápido, entre 1990 y 1993, (Figura 5-20), menos acelerado entre 1994 y 1996 y notablemente rápido a partir de 1997 (Figura 5-24).

En el lapso de los 11 años transcurrido entre noviembre de 1990 y noviembre 2004, el frente del glaciar se replegó aproximadamente 4200 m a una tasa media de 260 m/año, conservando la ensenada situada en la margen izquierda de la lengua, tal como se puede apreciar en la fotografía aérea oblicua obtenida en el mes de noviembre del año 2004 (Figura 5-25). Esta fotografía fue registrada solamente un mes antes que la imagen satelital de alta definición que se ilustra en la Figura 5-26.

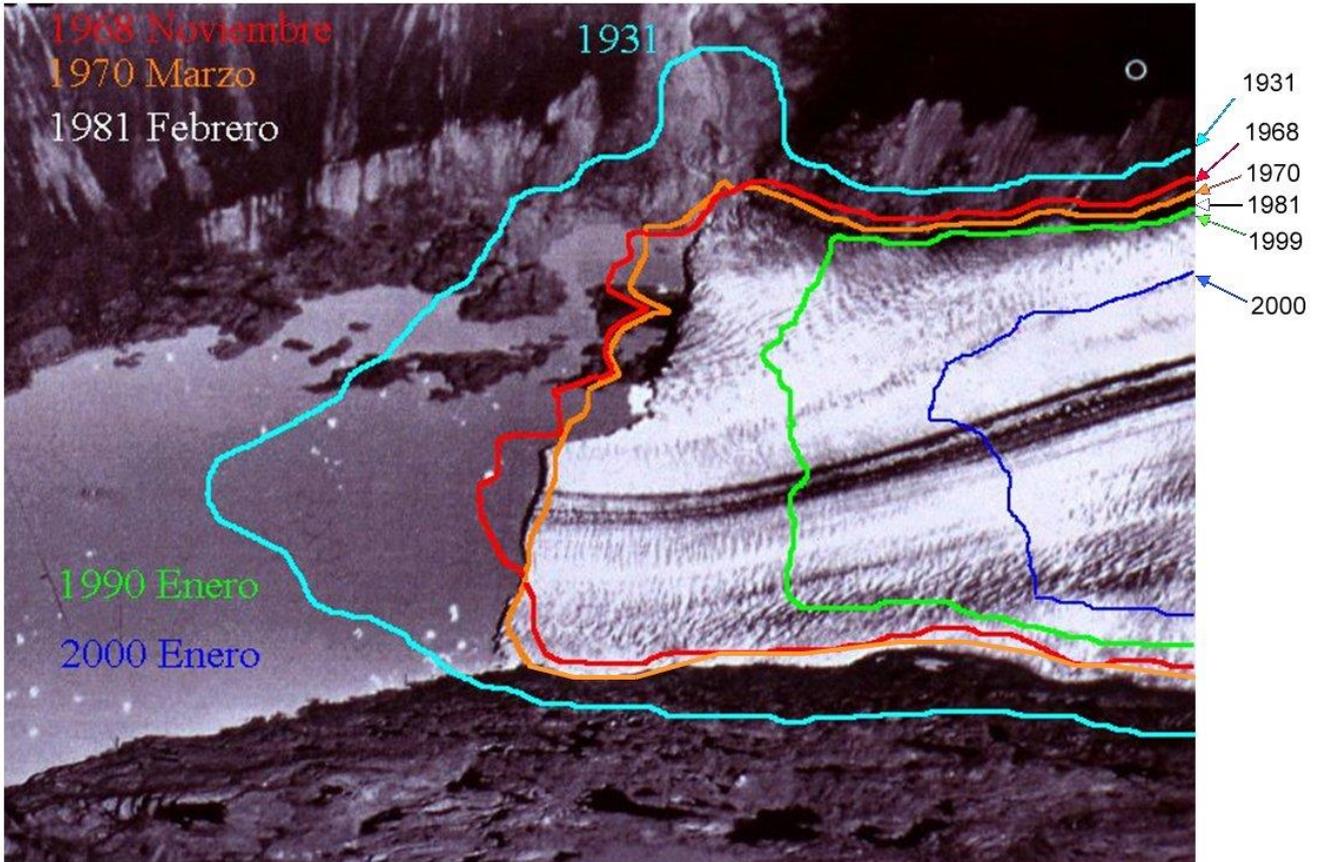


Figura 5-24. Retroceso del frente del glaciar Upsala entre 1931 y 2000. La posición del glaciar para 1981 es la que se ilustra en la fotografía aérea.



Figura 5-25. Frente del glaciar Upsala durante un vuelo de estudio de campo realizado el 11 noviembre de 2004. Nótese la ensenada existente en la margen Este del glaciar Upsala y el adelgazamiento local del glaciar en esa faja.



Figura 5-26. Imagen satelital de alta resolución, obtenida en diciembre de 2004, aproximadamente 30 días más tarde que el registro aéreo de la Figura 5-25

Se destaca finalmente que entre noviembre de 2004 a diciembre de 2014 (Figura 5-27), el retroceso del frente del glaciar fue de 3900 m aproximadamente a lo largo de 10 años, lo que implica un repliegue con una tasa promedio de 390 m por año.

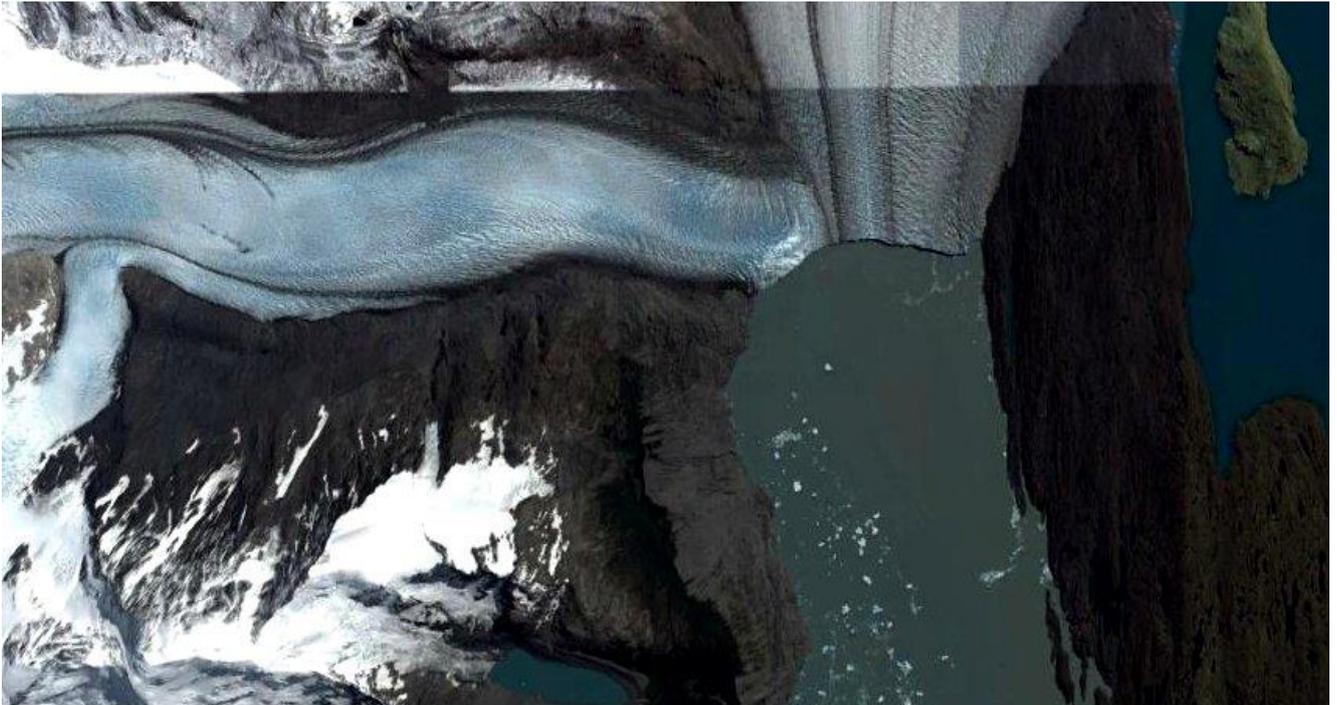


Figura 5-27. Imagen satelital de alta resolución, obtenida en diciembre de 2014, 10 años más tarde que el registro de la Figura 5-26

En los mayores sucesos de retroceso es probable que jueguen un papel importante la configuración del fondo del lago, el que en su perfil longitudinal probablemente tenga elevaciones y depresiones que permiten eventos de *calving* por fajas, mientras que en su perfil transversal es factible que también muestre similares variaciones, las que podrían relacionarse con los eventos de *calving* catastrófico.

Acompañando el rápido retroceso del frente del glaciar, se verifica un pronunciado descenso de su superficie, que además da lugar a una progresiva disminución en del ancho de la lengua. Por ejemplo, este último parámetro, medido inmediatamente al norte de la confluencia del Upsala con el glaciar Bertachi, tenía en el año 1969 una magnitud de 3553 m, la que en diciembre de 2014 paso a 2457, lo que representa una disminución de 1096 m en 46 años.

El notable comportamiento que presenta el glaciar Upsala es todavía más remarcable cuando se lo compara con el que presenta el glaciar Viedma, ya que a lo largo de entornos temporales similares este ha tenido un retroceso muy poco importante.

Al respecto se destaca que el glaciar Upsala, a diferencia del Viedma y en contraposición con el Moreno, tiene una respuesta muy diferente ante factores climáticos semejantes. En este sentido se destacan que el rápido retroceso que tiene su frente no solamente se debe a las irregularidades del substrato sobre el que se desplaza y da lugar a eventos de *calving* catastrófico recurrentes, sino además a la relación que guarda la posición de su línea de equilibrio con la pendiente de la superficie del glaciar. Para el caso del glaciar Upsala, la baja inclinación de su superficie da lugar a un corrimiento muy importante de la línea de equilibrio ante mínimas variaciones de temperatura, incrementando en forma muy rápida la extensión de la superficie de ablación para aumentos sostenidos de la temperatura ambiente a mediano largo plazo.

De esta forma, este glaciar presenta una sensibilidad muy superior a cambios de temperatura a la de los glaciares Moreno y Viedma, los que en cambio tienen la línea de equilibrio en secciones de pendientes más empinadas, razón por la cual ante incrementos de la temperatura sostenidos en el tiempo, la extensión del área de ablación es poco importante.

5.1.3 Glaciar Viedma

Con una superficie de aproximadamente 980 km², se caracteriza por su lengua cónica según una visión cenital, por el diseño curvilíneo que le imprimen los detritos en tránsito que son transportados en forma supraglaciar (Figura 5-28) y por su baja tasa de retroceso la que le ha permitido mantener su posición terminal sin demasiadas variaciones y solo con una retracción menor durante las últimas décadas. Por ejemplo, desde 1986 hasta septiembre de 2013 el frente retrocedió solamente 1775 m en 27 años, he incluso presento un reavance menor de 220 m en la lengua difluente entre febrero de 2013 y septiembre de 2013.

Cuatro características que presenta este glaciar podrían explicar este comportamiento al actuar en forma concurrente:

La primera de ellas se vincula con la obstrucción parcial que este glaciar tiene en su sector distal donde desarrolla una difluencia, de tal forma que una faja angosta de su margen sur finaliza su recorrido sobre un reducido cuerpo de aguas denominado Lago del Viedma, mientras que la mayor parte del glaciar sigue su camino desarrollando una inflexión de 90° para rápidamente concluir, en parte sobre un umbral rocoso y en parte sobre las aguas del Lago Viedma (Figura 5-28).

La referida desviación es causada por la existencia de una dorsal rocosa de entre 590 y 690 m de altura que interrumpe la dirección general S 55° E que la lengua de hielo tiene desde la confluencia de la corriente Oeste con la corriente Principal.

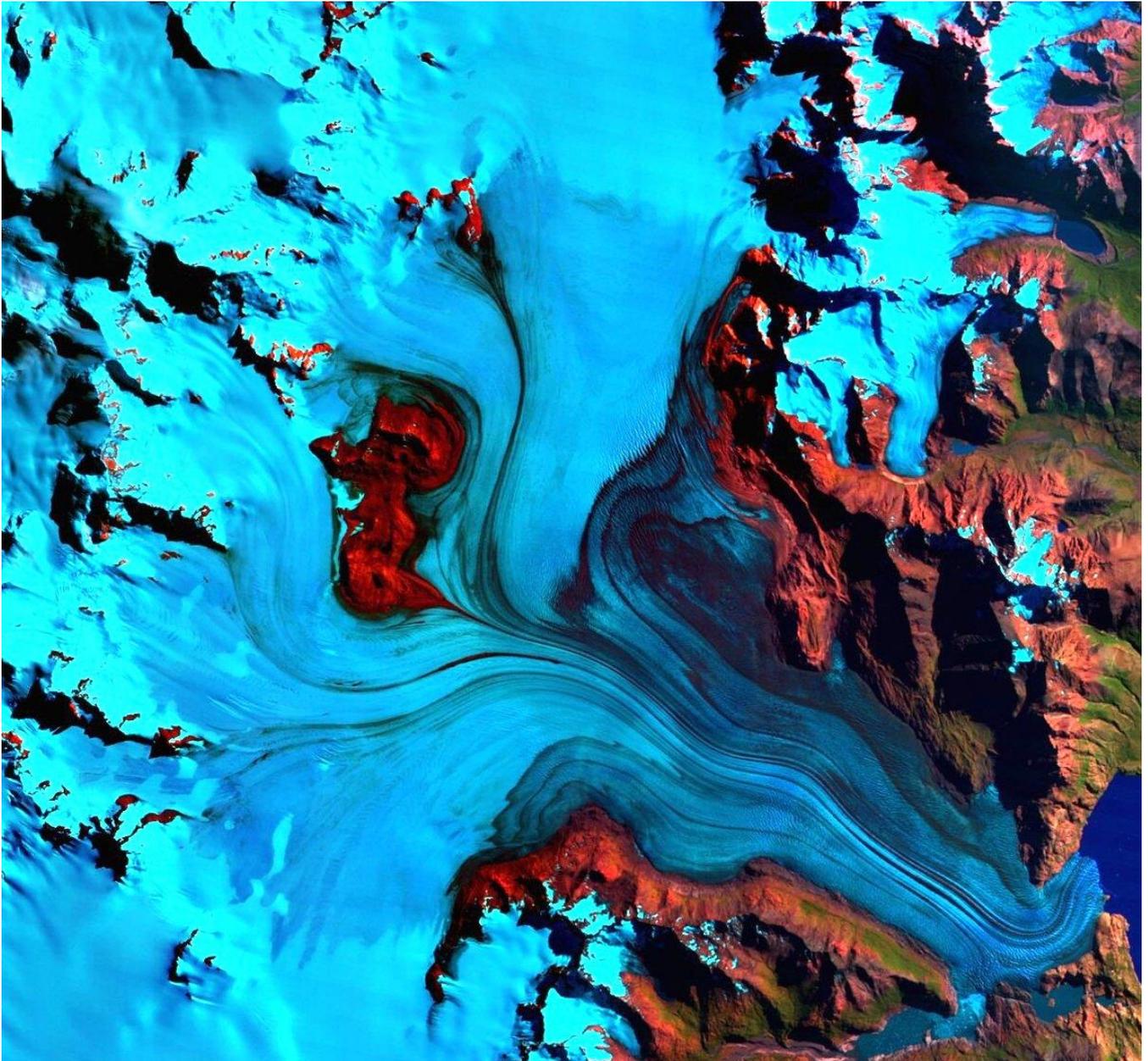


Figura 5-28. Glaciar Viedma. Imagen satelital Landsat TM de fecha 12 de marzo de 2001. Bandas 4-5-3. Sobre la superficie se observa claramente el límite entre la zona de ablación inferior (celeste oscuro) en la cual están presentes sobre la superficie fajas de detritos y la zona de acumulación superior (celeste claro).

La segunda característica distintiva es la drástica disminución que presenta el ancho de la lengua cuando se considera la sección que se extiende inmediatamente pendiente abajo del nunatak Viedma (14 Km), que contrasta con el que tiene en la desembocadura del glaciar sobre el lago Viedma (2 Km). El conjunto le trasmite a la sección definida un esquema en planta con forma de cono alargado con el ápice hacia el lago.

La tercera característica es la que se presenta en el contacto del borde frontal del glaciar con las aguas del Lago Viedma, sitio en el cual una parte importante del hielo (aproximadamente la mitad Sur de la faja) apoya claramente sobre substrato rocoso.

Las dos primeras singularidades indicadas precedentemente favorecen la estabilidad del glaciar al mantener o incluso promover un mayor espesor de la lengua en su sección final compensando o atenuando el que se pierde por ablación vertical, mientras que la última característica mencionada protege al frente del glaciar del proceso de retroceso rápido por *calving* al evitar o limitar parcialmente su flotación en el lago.

Cuando este último proceso (*Calving*) es activo en un glaciar (como actualmente ocurre en el glaciar Upsala), tiene lugar un rápido retroceso del mismo al desprenderse los bloques de hielo, previamente limitados por los sistemas de fracturas principales, y desplazarse en flotación como témpanos. Para el caso del Glaciar Viedma, este comportamiento podría comenzar en forma incipiente sobre la mitad Norte de su frente.

El hecho de que esta zona este en contacto con el agua del lago, posibilita una más rápida fusión del hielo frontal, de tal manera que se producen locales desprendimientos que aceleran el retroceso de su frente en este sitio.

La evidencia de este comportamiento se desprende del perfil abrupto que presentaba en noviembre de 2004 el borde de la lengua en la faja frontal Norte y en el diseño bicóncavo del límite de la misma en su contacto con el lago, esto último cuando se observaba al glaciar desde una posición cenital.

Todas estas características pueden observarse en la fotografía aérea a baja altura tomada el 11 de noviembre de 2004 (Figura 5-29).

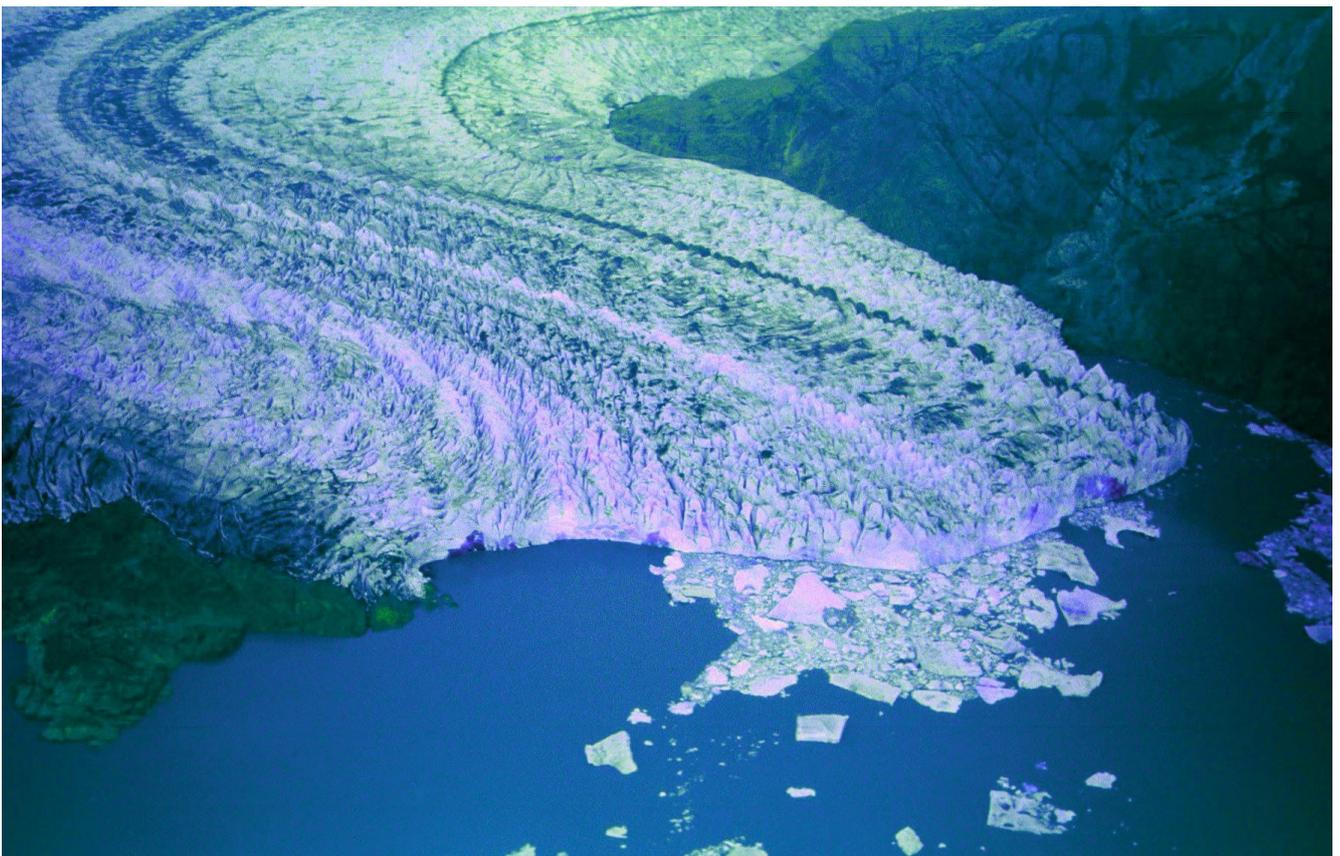


Figura 5-29. Frente del Glaciar Viedma en su ingreso al lago homónimo. Fotografía obtenida el 11 de noviembre de 2004.

Contrariamente a lo que se observa en la Figura 5-29, en la restitución aerofotogramétrica del año 1986 realizada por IATASA sobre la zona terminal del glaciar, se puede determinar que en esa fecha la totalidad del extremo final del mismo se encontraba apoyado sobre el sustrato rocoso, ya que el perfil longitudinal de la margen frontal era suavemente convexo y el diseño en planta mostraba una lengua elongada, convexa y algo más extendida que la actual. Es decir, en el año 1986 el glaciar Viedma no presentaba flotación ni *calving* y por lo tanto tenía una lengua terminal más estable que la actual, aun a pesar de estar parcialmente sumergida en el lago Viedma.

De acuerdo con lo referido precedentemente se concluye que si bien el frente del glaciar Viedma ha presentado una posición con pocas variaciones durante los últimos años, esta situación podría revertirse ya que parte del frente de la lengua es actualmente parcialmente inestable.

El retroceso del glaciar por *calving* podría comenzar a medida que el espesor del mismo disminuya por fusión, situación esta última que se viene dando en forma regular. La flotación parcial del término del glaciar replegaría el frente de la lengua hasta la zona en la cual esta presenta la ya referida inflexión en 90°.

Si esto pasara, es probable que el efecto de obstrucción parcial al flujo del hielo desaparezca, y con el también dejaría de actuar otro de los factores que le confieren estabilidad a la lengua de hielo.

De acuerdo con este argumento, es factible que la desaparición o atenuamiento pronunciado del efecto proporcionado por la obstrucción promuevan una mayor velocidad en el flujo del glaciar en su sección distal y, por lo tanto, el espesor vertical de éste en esta zona disminuya a una velocidad mayor a la que se presenta actualmente por ablación vertical, al no estar este adelgazamiento compensado por una mayor precipitación nívica. El menor espesor en la masa del glaciar favorecerá una mayor flotación en su zona distal, iniciándose así el proceso de *calving*, el que podría pasar rápidamente de gradual a acelerado. Finalmente, al retroceder el frente del glaciar hacia las secciones progresivamente más anchas que presenta este valle hacia la cabecera, se incrementara al mismo tiempo la acción del proceso de *calving* al actuar sobre un frente más extendido, situación que finalmente podría desestabilizar una gran zona de la sección final del glaciar Viedma.

Si se aceptan como válidos los incrementos de temperatura media global que los informes del IPCC dan para las próximas décadas, este pronóstico de evolución descrito para el glaciar Viedma se podría materializar en el futuro cercano. Esta presunción se basa en el hecho de que el glaciar Viedma presenta tasas de ablación vertical similares a la del resto de los glaciares, de tal forma que finalmente su sección distal podría comenzar a presentar el proceso de *calving* debido a la pérdida de espesor por derretimiento y pasar a tener un comportamiento similar al que actualmente muestra el glaciar Upsala.

5.1.4 Peligrosidad Geológica

Existe una ciclicidad anual estacional bastante predecible que regula las oscilaciones de la altura de los lagos Viedma y Argentino y por lo tanto los caudales de los ríos La Leona y Santa Cruz, que guarda relación básicamente con las tasas de acumulación, ablación y desprendimiento de témpanos de los glaciares de descarga, correspondiente a todos los glaciares de vertiente atlántica, de los cuales el Moreno, Upsala y Viedma son los de mayor relevancia.

Asimismo, se reconoce la existencia de eventos de carácter plurianual que dan lugar a elevaciones de los niveles de los lagos Argentino y Viedma que se traducen en picos extraordinarios en los caudales de los ríos Santa Cruz y La Leona.

Estos últimos eventos vinculados con procesos de carácter dinámico, de elevada velocidad de ocurrencia y magnitud, son considerados peligros geológicos. Si bien algunos de estos procesos son bien conocidos, el análisis detallado de todos ellos debe ser tenido en cuenta ya que podrían afectar las actividades que se desarrollan en el ámbito de las referidas cuencas lacustres y fluviales.

De acuerdo con los datos aportados precedentemente sobre las características de los glaciares referidos, se puede comprobar la vinculación que tienen estos eventos con la dinámica de los glaciares de mayor incidencia como aportantes de agua al sistema lagos-ríos.

Para el caso del glaciar Moreno, este comportamiento se relaciona con las rupturas de los represamientos que tienen lugar en el canal de los Témpanos cuando los avances de este glaciar colisiona contra la península Magallanes dando lugar al embalsado del brazo Rico.

Por su parte, para el glaciar Viedma, la relación entre la causa y el efecto no es tan conocida debido a que en este glaciar no se cuenta con el mismo nivel de información que se tiene del Moreno y porque además existen otros factores además de los directamente relacionados con procesos exógenos que probablemente regulan parte de los eventos de incremento súbito de la ablación del glaciar y que reconocerían en su producción procesos de carácter endógeno vinculados con el vulcanismo.

Para el caso del glaciar Upsala, no han sido reportados hasta el momento eventos policíclicos que den lugar a picos de incremento súbito en los ideogramas del río Santa Cruz, más allá de los episodios de *calving* acelerado que ya fueron tratados precedentemente.

Glaciar Moreno, lago Argentino y río Santa Cruz

Los cierres plurianuales del brazo Rico dan lugar al peligro geológico de inundación, el que es de dos tipos distintivos. El primero de ellos queda definido por un proceso de anegamiento progresivo que afecta únicamente las áreas inmediatas de la cuenca del brazo Rico y del valle del río Centinela, que en el pasado fue la salida de una lengua difluente del glaciar Moreno. La magnitud de la inundación es variable ya que dependerá de la importancia del endicamiento aunque se destaca que presenta un valor máximo que está dado por el referido desagüe fluvial. De esta forma la cota más alta que podría tener el evento de inundación es la de los 30,8 m ya que por encima de ella el río Centinela funciona como un aliviadero natural. Los procesos de inundación progresiva del brazo Rico fueron considerados desde el pasado histórico como una característica natural indeseable por parte de los superficiarios que hacían uso de las áreas sometidas a estos anegamientos recurrentes, como fue relatado precedentemente.

La segunda consecuencia relacionada con el endicamiento del brazo Rico es la derivada de su ruptura ya que en este caso se produce un rápido incremento del nivel del lago Argentino y posteriormente un pico de caudales en el río Santa Cruz.

En el primer caso, el lago presenta variaciones en su nivel que oscilan entre las cotas de los 184 y 189 m (IECI, 1978), amplitud que es adjudicada a las rupturas de los endicamientos del brazo Rico. Tales eventos quedan reflejados en la margen oriental del lago a partir de registros morfológicos claros del tipo crestas de playa (Figura 5-30).



Figura 5-30. Cresta de playa parcialmente vegetada situada sobre la margen este del lago Argentino en las cercanías del nacimiento del río Santa Cruz. La misma se acumuló por la acción de las olas durante una posición del nivel del lago de máxima cota relacionada con la ruptura del endicamiento del brazo Rico.

Para el río Santa Cruz, sobre el caudal medio medido en la localidad de Charles Fuhr de $713 \text{ m}^3/\text{s}$, los registros muestran una variabilidad interanual moderada (Figura 5-31), con modificaciones a la tendencia general que se explican por las retenciones de agua generadas por los endicamientos, y el posterior pico siguiente que define la transferencia del agua retenida de un ciclo hidrológico al siguiente, como es el caso de la caída del caudal medio que se observa en los años 1954 – 1955 y el posterior aumento entre 1955 y 1956 (Iturraspe y Sottini, 2005).

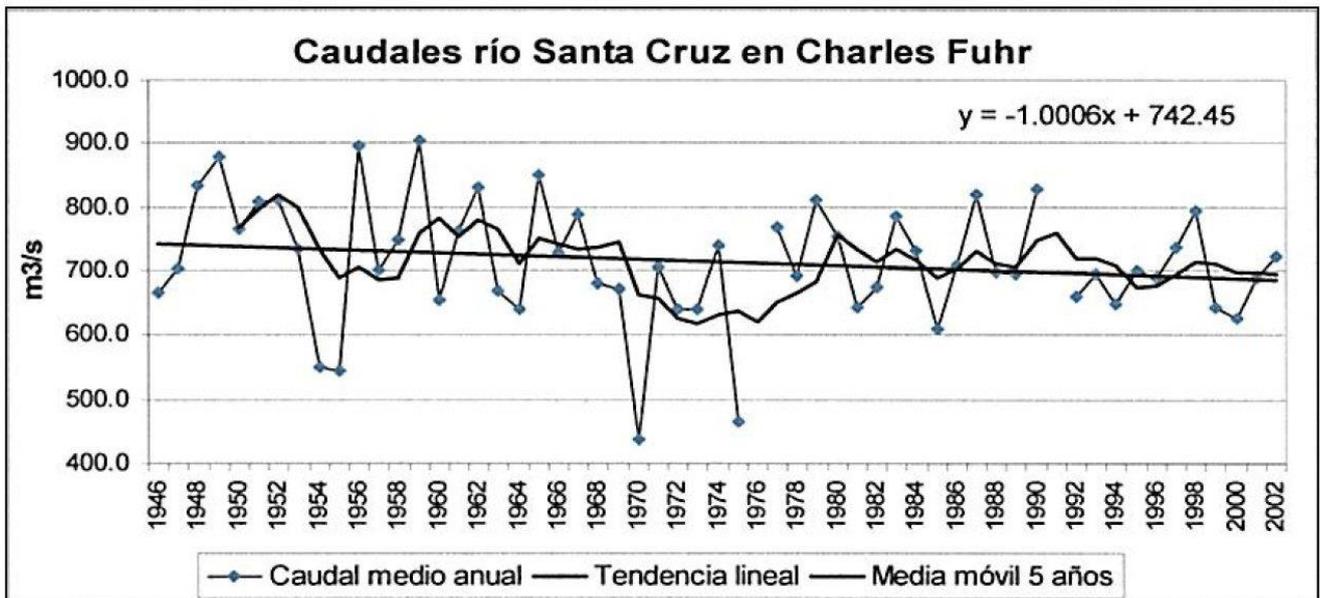


Figura 5-31. Serie histórica de caudales del río Santa Cruz 1946-47 y 2002-2003 (Fuente Iturraspe y Sottini, 2005)

A nivel anual, los máximos y mínimos de la serie total corresponden al primer periodo (1946/1947 – 1975/1976) y estarían vinculados a cierres importantes del Brazo Rico que regularían los volúmenes no solo estacionales, como sería el caso de la ruptura de febrero de 1988, sino además los de un año hidrológico al siguiente contribuyendo así a la ocurrencia de extremos de máxima y de mínima (Iturraspe y Sottini, 2005).

Por su parte, en el hidrograma de descarga promedio mensual del río Santa Cruz en la estación de aforo de Charles Fuhr (Figura 5-32), se pueden observar claramente los picos de creciente relacionados con las rupturas de los represamientos situados en el canal de los Témpanos de los años 1960, 1963, 1966, 1972, 1980, 1984 y 1988 (Estadística hidrológica 1994, Subsecretaría de Recursos Hídricos).

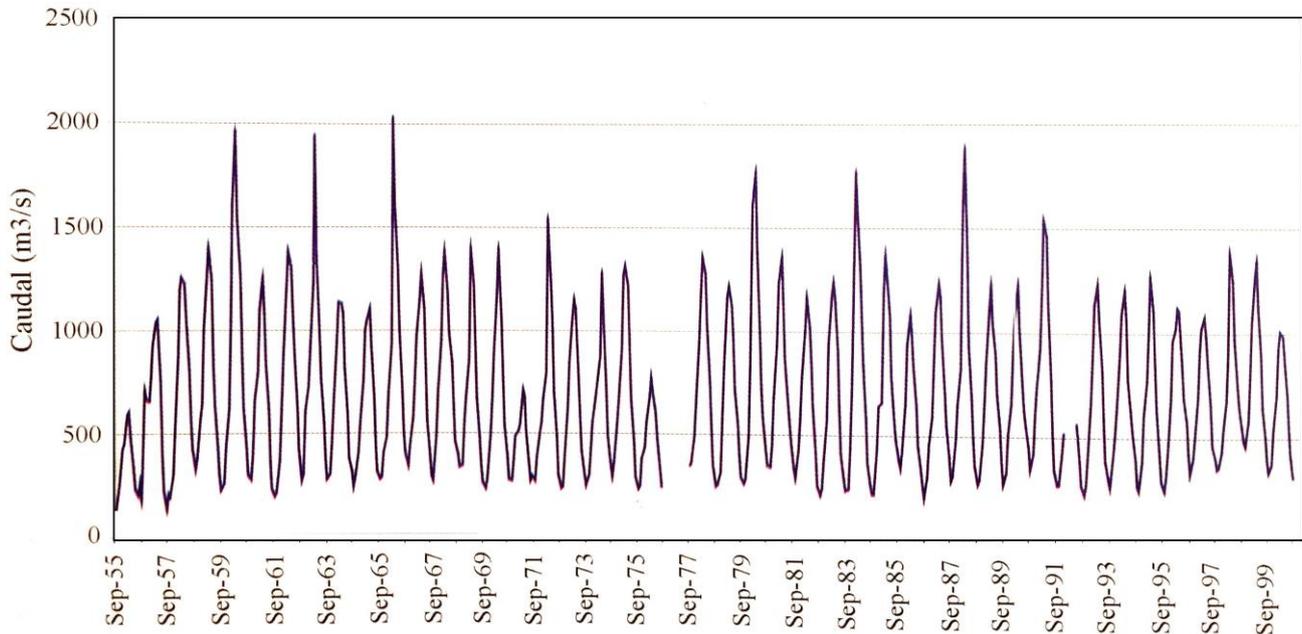


Figura 5-32. Hidrograma para la serie 1955 – 1999.

De la comparación de los valores de caudales diarios medidos en Charles Fuhr y en La Barrancosa (Cepernic) se observa concordancia entre ambos y un atenuamiento en los picos de crecientes, además de una disminución del caudal medio de 765 m³/s a 715 m³/s, que significan una caída del 1,8% del módulo, situación que estaría reflejando pérdidas de agua entre ambas localidades por percolación en los sedimentos acumulados en el piso del valle. Estas pérdidas no estarían compensadas por los cursos de agua tributarios del río Santa Cruz, los que en su mayoría son de régimen temporario.

Glaciar Viedma, río La Leona

El río La Leona ha presentado significativos picos de incremento de caudales que hasta el presente no han podido ser convenientemente explicados. Por ejemplo, el 5 de marzo de 1999 este curso fluvial presentó un anómalo incremento de caudales que dio lugar a la inundación de su terraza inferior.

Incrementos de caudales similares al ocurrido en esta oportunidad no habían sido reportados con anterioridad hasta esa fecha, por lo menos en los registros formales que se tienen para el río La Leona desde 1985.

Al no existir una vinculación directa entre eventos observados y la creciente registrada, solo resta suponer probables procesos que pudieron generarla. Entre ellos se mencionan los siguientes.

a) Vaciamiento súbito de la laguna Viedma.

La laguna Viedma es un cuerpo de agua que ocupa un anterior valle glaciario, el que fue labrado por una lengua difluente del glaciar Upsala. La misma se compone de una laguna principal (valle inundado) y un sistema menor secundario al que se enlaza parcialmente mediante canales informales de corto recorrido, los que terminan drenado en el lago Viedma.

Esta derivación lateral del glaciar da lugar al bloqueo de la salida del valle hacia el lago Viedma de tal forma que se produce su anegamiento. El agua proviene de la ablación de esta bifurcación del glaciar Viedma y de la relacionada con el valle secundario ya que aguas arriba de él se localizan varios glaciares secundarios.

Periódicamente esta laguna se vacía, situación que ha sido comprobada a partir de registros remotos en los cuales el referido valle aparece libre de agua o totalmente inundado, como ocurre con el registro satelital del mes de diciembre de 1969 donde el valle presenta una laguna de máxima extensión.

Incluso, en los registros satelitales multitemporales más recientes de las Figura 5-33 y Figura 5-34 se puede ver como en un periodo de un año la laguna incremento su superficie en un 30%. Por ejemplo, en la imagen de la Figura 5-33 obtenida en el mes de febrero de 2013 se puede determinar que una sección considerable del valle está inundado, mientras que en la imagen de la Figura 5-34, obtenida un año más tarde, el lago presenta una reducción apreciable. En ambos casos se puede observar que el drenaje de este cuerpo de aguas se puede dar por varias salidas. Una de ellas pasa por el sistema de pequeñas lagunas encadenadas situadas al este y la restante es la vía que se extiende lateralmente a la lengua principal del glaciar Viedma. En ambos casos, vencer estos obstáculos implica el almacenaje previo de un importante volumen de agua. Para ambos casos, el pico de creciente se daría únicamente si la evacuación fuera súbita. Eventualmente el drenaje podría darse en forma subglaciar.

Por lo expuesto, es probable que el pico de creciente que se verificó en marzo de 1999 haya estado vinculado con un evento de esta naturaleza. Esta presunción se refuerza cuando se observa que los volúmenes del excedente hídrico que dio lugar a la creciente referida, son coherentes con la masa hídrica que podría contener la laguna Viedma.



Figura 5-33. Imagen satelital de la laguna Viedma del mes de Febrero de 2013. El valle está parcialmente inundado formando una laguna elongada de aproximadamente 4 km de extensión.



Figura 5-34. Imagen satelital de la laguna Viedma del mes de septiembre de 2013. Se observa una reducción de la inundación que da lugar a una laguna elongada de aproximadamente 2 km de extensión.

b) Actividad volcánica subglaciaria

En la cabecera del glaciar Viedma se sitúa el Volcán Lautaro que tuvo su última erupción comprobada el 28 de diciembre del año 1959 según comunicación verbal de un piloto que realizaba un vuelo comercial. Días más tarde Erick Shipton reportó actividad fumarólica en su ascenso al volcán. Si bien se trata del reporte más reciente, este volcán ha manifestado actividad de diversa intensidad en 1876, 1933 y 1945 las que solamente fueron reconocidas por los pobladores de las comarcas circundantes, especialmente los situados en el lago San Martín. Es probable que gran parte de esta actividad eruptiva histórica haya sido de carácter explosivo ya que se han observado en la zona de ablación del glaciar acumulaciones piroclásticas interdigitadas con las capas de hielo.

Teniendo en cuenta que el área en la que se localiza este aparato volcánico es extremadamente inaccesible, podría ocurrir que ante episodios geotérmicos o de baja explosividad, no apreciables desde la periferia, tenga lugar la ablación rápida de importantes volúmenes de hielo subglacial. De esta forma podría formarse un extenso lago subterráneo el que posteriormente drenaría en el lago Viedma provocando el incremento de caudal en el río La Leona.

c) Drenaje súbito de lagunas marginales

Sobre la margen sur del glaciar Viedma se observan varios sectores en los cuales se forman periódicamente lagunas marginales que pueden llegar a desarrollar superficies importantes. En algunos casos se trata de cuencas sin agua que presentan cordones lacustres sobre los cuales se observan témpanos varados, lo que implica que previamente al registro tenían un cuerpo de aguas que se vació súbitamente. El vaciamiento simultáneo de varias cuencas de este tipo podría vincularse con el episodio de creciente de caudales en el río La Leona.

5.2 CONCLUSIONES

El conocimiento que se tiene de los procesos que intervienen en la dinámica de los glaciares del Campo de Hielo Patagónico Sur es actualmente deficitario en la mayor parte de su territorio debido a su extensión y a las dificultades de acceso que presenta. Solo se ha alcanzado un conocimiento más elaborado para el glaciar Moreno y muy incompleto para el Upsala y el Viedma. Para el resto de los glaciares solo se tiene una información muy fragmentada o ninguna. Teniendo en cuenta esta limitación se realiza el siguiente resumen.

Los caudales del río Santa Cruz son alimentados por los glaciares de vertiente atlántica que forman parte del Campo de Hielo Patagónico Sur. El agua de ablación que deriva de ellos es recepcionada por los lagos Argentino y Viedma y finalmente conducida al Océano Atlántico por indicado curso fluvial. De todos los glaciares que integran el CHPS, se destacan el Moreno, el Upsala y el Viedma porque son los de mayor importancia en relación al aporte de agua a los lagos Viedma y Argentino y, por lo tanto regulan los caudales de los ríos La Leona y Santa Cruz. Los restantes glaciares tienen una contribución menor, como por ejemplo los situados al norte del Viedma que drenan sus aguas de ablación en río Las Vueltas aportando el 20 % del módulo del río La Leona.

La contribución de agua que alimenta el caudal del río Santa Cruz proviene básicamente de la ablación que ocurre en la superficie de los glaciares, por debajo de la línea de equilibrio, la que se sitúa alrededor de los 1170 m para el Moreno y 1150 para el Upsala. En menor medida proviene de la fusión de los témpanos que se desprenden desde sus frentes, para el caso de los glaciares de descarga en los lagos, como por ejemplo son el Moreno, Upsala y Viedma.

Como ejemplo del primer mecanismo indicado, el aporte del glaciar Moreno, considerando que su área de ablación es de 75 km², es de 0,59 km³/año. Si se supone que la superficie de ablación de los glaciares Upsala y Viedma representa ocho veces la del Moreno, se aprecia la importancia que este proceso tiene en la alimentación del caudal del río Santa Cruz.

El otro factor que contribuye a alimentar el caudal del río Santa Cruz es la fusión de los témpanos que son exportados desde el frente de los glaciares de descarga. El que mayor contribución realiza mediante el proceso de calving acelerado es el glaciar Upsala, que retrocede en forma vertiginosa debido a que pasa por periodos en los cuales tiene su sección distal en condición parcial o totalmente flotante. El seguimiento de la posición del frente de este glaciar desde el año 1931 hasta diciembre de 2014 permite confirmar que retrocedió 11.4 km a lo largo de 84 años, proceso que fue acompañado por una notable reducción del ancho del glaciar y su espesor. Teniendo en cuenta la pérdida de masa que ha tenido en forma sostenida a lo largo de varias décadas se puede confirmar que es el glaciar que mayores aportes proporciona al río Santa Cruz.

El comportamiento que tienen los glaciares Moreno y Viedma da lugar a la generación de una dinámica que se la considera dentro de la categoría del peligro geológico. Para el caso del glaciar Moreno se trata del peligro de inundación, el que es de dos tipos. El primero corresponde al proceso de inundación progresiva y lenta del brazo Rico cuando tiene ocurrencia el endicamiento del Canal de los témpanos, como consecuencia del avance y posterior colisión del frente del glaciar Moreno contra la península Magallanes. El segundo tipo tiene lugar como resultado de la ruptura del endicamiento, que da lugar a la elevación del nivel del lago Argentino y a la aparición de un pico de creciente en el río Santa Cruz. Ambos episodios, si bien no son de carácter cíclico, pueden ser evaluados en cuanto a la magnitud de sus efectos a medida que progresan. La peligrosidad de ambos aumenta cuando la elevación del lago y el incremento de caudales en el río Santa Cruz generados por la dinámica de ruptura del embalse natural, son coincidentes con las variaciones cíclicas anuales que estos dos sistemas hidrológicos presentan.

El Peligro de Inundación también ha sido reportado en el río La Leona, por lo menos en una oportunidad, relacionado con un incremento súbito de su caudal, aunque en este caso no se ha podido confirmar hasta el presente la causa real que lo produjo y solamente se puede conjeturar sobre sus posibles desencadenantes. En este caso la predicción del próximo evento no es factible hasta que se establezca fehacientemente su origen.

5.3 BIBLIOGRAFÍA

ANIYA, M. AND SKVARCA, P., 1992. Characteristics and variations of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia. Bulletin of Glacier Research, (10):39-53. Japanese Society of Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 62(12):1361-1369.

ANIYA, M., SATO, H., NARUSE, R., SKVARCA, P AND CASASSA, G., 1996. The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the southern Patagonia Icefield South America.

ARISTARAIN, A. AND DELMAS, R., 1993. Firn-core study from the southern Patagonia Ice Cap, South America. Journal of Glaciology, 39(132):249-254.

ESCOBAR, F., VIDAL, F., GARIN, C. AND NARUSE, R., 1992. Water balance in the Patagonia Icefield. Glaciological Researches in Patagonia, Inst. of Low Temperature Science, Hokkaido Univ., Japan, pages 109-120.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Dir. Gral. Y.P.F. Vol 1,2 y 3. 431 pp. Buenos Aires

HAUNTHAL, R., 1911. Der Bismarckgletscher ein vorrückender Gletscher in der patagonischen Cordillere Zeitsch fur Gletscherkunde. 5: 133-143. Berlin.

HEIM, A., 1951. On the glaciation of South America as related to tectonics; observations 1939-47. Eclogae Geologicae Helvetiae, 44: 171-182.

- IBARRZABAL, T., HOFFMANN, J. AND NARUSE, R., 1996. Recent climate changes in Sothhern Patagonia. Bulletin of Glacier Research. 14:29-36.
- IECI, 1978. Estudio del Río Santa Cruz en relación con el Aprovechamiento Hidroeléctrico Integral. Prefactibilidad. Volumen IV, Anexo N° 4 A.
- LISS, C., 1970. Der Morengletscher in der Patagonischen Kordillere. Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, VI (1-2):161-180.
- MALAGNINO E.C., 2004. Evaluación Geológica de los represamientos Cóndor Cliff y Barrancosa . Provincia de Santa Cruz. Gobierno de la Provincia de Santa Cruz –UNPA.
- MALAGNINO E.C., 2005. Determinación del Riesgo Geológico (Inundación, Remoción en masa, Sísmico, Volcánico, Erosión) presente en las cuencas de los ríos Túnel y las Vueltas para la Propuesta de Ordenamiento Territorial y Planificación Urbana del Area del Chanten. Provincia de Santa Cruz. Gobierno de la Provincia de Santa Cruz-UNPA.
- MALAGNINO, E. C. 2000. Geología, Geomorfología, Riesgo Geológico, Hidrología , Hidrogeología y Geología Ambiental en: Proyecto de Asistencia Técnica para el Desarrollo del Sector Minero PASMA II, Provincias de Santa Cruz, Tierra del Fuego, Neuquén, Río Negro y Chubut. UGAM. Inédito
- MALAGNINO, E. C. Y J. A. STRELIN, 1996. Oscilaciones del Englazamiento en el Brazo Norte del Lago Argentino y Península Herminita Desde el Holoceno hasta la Actualidad. E.C. Malagnino y J.A. Strelin. XIII Congreso Geológico Argentino, Vol IV: 289-308
- MALAGNINO, E. C., D. A. GAGLIARDINI, J. A. STRELIN, 1997. Resbalamiento basal y calving, causas convergentes en el retroceso reciente del frente del glaciar Upsala, Provincia de Santa Cruz. Argentina. International Seminar on the Use and Applications of ERS in Latin America. Resumen.
- MALAGNINO, E. C., J. A. STRELIN Y D. A. GAGLIARDINI, 1998. Uso de la información espacial para determinar el retroceso reciente del frente del glaciar upsala, provincia de santa cruz, argentina. Jornadas Argentinas de Teleobservación. CONAE. Buenos Aires. Resumen.
- MALAGNINO, E.C. AND STRELIN, J., 1992. Variations of Upsala Glacier in southern Patagonia since the late Holocene to the present. In Report of the grant of the International Scientific Research Program (N 02041004) of the Ministry of Education, Science and Culture, Japan. Edit R. Naruse. 1992.
- MERCER, J.H., 1965. Glacier variations in Southern Patagonia Geographical Review, 55: 390-413
- NARUSE, R. AND ANIYA, M., 1992. Outline of glacier research Project in Patagonia. Bulletin of Glacier Research, 10:31-38.
- NARUSE, R., ANIYA, M., SKVARCA, P. AND CASASSA, G., 1995. Recente variations of calvig glaciers in Patagonia, South America, revealed by ground surveys, satellite-data analyses and numerical experiments. Annals of Glaciology, 21:297-303.
- RAFFO, J., COLQUI, B., AND MADEJSKI, M., 1953. Glaciar Moreno. Revista Meteoros. 3(4):293-341. Buenos Aires. Direccion General del Servicio Meteorologico Nacional. Publicacion 9.
- REICHERT, F., 1915. Neue Beobachtungen am Birmarckgletscher und am patagonische Inlandeise. Zeitschrift fur Gletscherkunden. 9: 155-156. Leipzig.

REICHERT, F., 1917. Voulaufinger Bericht uber das Ergebnis der Expedition nach dem sozenate Patagonischen Inlandeis und dem Bismarckgletscher. Zeitschrift fur Gletscherkunden. 10: 225-230. Leipzig.

SERCIC, J.L., 1988. Ensayos sobre el glaciar Moreno. Boletin de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Sr. Musc. N° 78: 1. Córdoba.

STRELIN, J. A. AND E. C. MALAGNINO, 2000. Late-Glacial History of Lago Argentino, Argentina, and Age of the Puerto Bandera Moraines. Quaternary Research 54, 339-347.

STUEFER, M., 1999. Investigations on mass balance and dynamics of Moreno Glacier based on field measurements and satellite imagery. PhD thesis. University of Innsbruck, Australia, 173 pp.

SUGIYAMA S., P. SKVARCA, N.NAITO, H. ENOMOTO, S.TSUTAKI, K.TONE, S.MARINSEK & M.ANIYA, 2011. Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. Nature Geoscience 4, 597–600 (2011).