

Modelización de la deformación extensional ocasionada por el avance catastrófico (*surge*) del glaciar Horcones Inferior, Aconcagua, Mendoza

Juan P. MILANA

CONICET e InGeo, Universidad Nacional de San Juan, Av. I. de la Roza y Meglioli, 5400 San Juan, Argentina.

RESUMEN. El *surge* del glaciar Horcones Inferior, ocurrido en el año 1985, brinda una oportunidad única para analizar los mecanismos de este avance catastrófico. Esto es debido a que previo al *surge*, el glaciar mostraba una cubierta continua de detritos sobre el hielo, que al dislocarse facilitó la observación de bloques igualmente rotados en el glaciar, señalando un posible sistema de fallas en dominó. La inclinación de las fallas limitrofes y la rotación de los bloques permiten conocer la cantidad de estiramiento sufrido por un sistema de fallas planares. La reducción del espesor del glaciar y la depresión de la superficie topográfica provocada por el *surge*, brindan un segundo control del estiramiento. Por otra parte, el avance registrado, da un valor mínimo de estiramiento general del sistema. Sin embargo, el modelo de dominó no explica satisfactoriamente el estiramiento observado. En cambio, aplicando un modelo que explica la rotación similar en cada bloque por un importante grado de cizalla interna en los mismos, se interpretó que la deformación ocurrió por un sistema de fallas rotacionales lítricas. La deformación del glaciar por un sistema de fallas extensionales conectadas a un despegue basal, explica su rápido avance, y además provee una explicación de este colapso gravitacional, el cual se produjo al adquirir un perfil crítico debido a la acumulación de masa en la parte superior, origen de la inestabilidad. Al comenzar el fracturamiento del glaciar, el sistema de drenaje subglacial normalmente caracterizado por túneles, se habría modificado hacia un sistema de cavidades interconectadas. Este es el mecanismo aceptado para explicar el mantenimiento de la alta velocidad de flujo glaciar. Alternativamente, el sistema podría haber evolucionado a un mecanismo, aún poco conocido, de flujo intergranular a alta presión en el till basal.

Palabras clave: *Glaciar, Surge, Deformación extensional, Aconcagua*

ABSTRACT. *Modelling of the extensional deformation caused by the catastrophic advance (surge) of the lower Horcones Glacier, Mendoza.* The 1985 lower Horcones Glacier surge offers a unique opportunity to study the deformation mechanisms involved in this surge. This is possible because the glacier had a continuous debris cover over its top, previous to the surge-driven deformation. After the surge, the glacier surface was characterised by evenly separated and equally rotated blocks, pointing to a possible domino-like fault system. The inclination of the limiting faults and the block rotation, were used to estimate glacier stretching under a domino system. Besides, values of glacier-front advance and glacier thinning offer two other ways to control roughly the extension of the system. All these data suggest that a domino system was considered insufficient to explain the minimum amount of stretching observed. Instead, the deformation has been interpreted as being caused by a system of linked planar rotational extensional faults, using a model that explains equally rotated blocks by applying an important amount of internal shear within each block. The deformation of a glacier in relation to a fault system linked to a basal detachment explains the fast advance of the glacier and provides a reasonable explanation for the origin of this event, which was a gravitational collapse produced by an unbalanced accumulation in the up-glacier area with respect to the normal glacier flow. This model explains the initiation of the collapse but does not explain the fast basal sliding. This instead, is interpreted as being related to a phenomenon comparable to a linked-cavity system or a high-pore pressure due to the possibility that this glacier slides over a soft-bed.

Key words: *Glacier, Surge, Extensional deformation, Aconcagua*

Introducción

Los surges glaciares y su importancia

El avance glaciario catastrófico denominado *surge* es uno de los procesos glaciares más polémicos. ¿Por qué, sin razones obvias, y luego de varios años de relativa estabilidad, un glaciar incrementa su velocidad notablemente (a veces más de 100 veces), causando que su frente avance hasta varios kilómetros respecto de su posición previa, transformando su superficie regular, en un comple-

jo sistema de picos, bloques de hielo y grietas (Paterson 1994, Murray *et al.* 1998, Bennet *et al.* 2000). Sólo algunos glaciares en particular se comportan de esta manera, y está demostrado que sufren estos avances con cierta periodicidad. Lo cierto es que, la razón de estos avances catastróficos, su ocurrencia periódica y el mecanismo asociado, son temas actuales en discusión (Sharp 1988 a, Paterson 1994, Bennet *et al.* 2000). Si bien existen modelos físicos que permiten comprender la rápida velocidad de los glaciares (Kamb 1987, Raymond 1987), utilizando mecanismos de aumento de la presión hidrostática para

reducir el rozamiento basal, nadie ha podido explicar qué es lo que inicia este mecanismo o cómo ha sido el modelo de deformación que permite el gran avance del glaciar durante estos *surges*. Los únicos modelos de deformación se han basado en estudios en los sectores terminales, en donde el glaciar se deforma predominantemente compresiva con un número menor de fallas extensionales asociadas (Sharp 1985a, Sharp 1988a, Lawson 1994, Lawson *et al.* 1994, Hambrey *et al.* 1996, Murray *et al.* 1997, Glasser *et al.* 1998, Murray *et al.* 1998, Hambrey *et al.* 1999, Bennett *et al.* 2000)

Los *surges* pueden llegar a tener gran importancia global. Si los grandes glaciares antárticos entraran en fase de *surge* sincrónicamente, sería desastroso ya que en cuestión de pocos años, el nivel del mar ascendería entre 20 y 30 metros debido a la entrada de estas masas de hielo en el océano. A esto se le sumaría un gran cambio térmico del océano y modificaciones del albedo global. Por esta razón, hay algunas hipótesis que utilizan los *surges* en las grandes capas de hielo pleistocénico como posible explicación para las fluctuaciones relativamente rápidas registradas en el Pleistoceno y principios del Holoceno (cf. Boulton 1993). Según el registro de testigos de hielo de Groenlandia, el paso de condiciones glaciales al actual interglacial ocurrió en un lapso de dos a tres décadas (Haflidason *et al.* 1995).

Además del riesgo que involucraría el *surge* múltiple en las grandes capas de hielo, son numerosas las citas de catástrofes desencadenadas por estos avances rápidos. Es muy frecuente que el avance del glaciar en *surge* bloquee el drenaje de algún afluente lateral a su valle, y aún más peligroso es que el avance del glaciar llegue a bloquear el drenaje del valle principal. En tales casos se crea un dique de hielo que, eventualmente, se romperá y generará una gran creciente conocida como *Jökulhlaup*, palabra proveniente de Islandia en donde estas crecidas son muy frecuentes. Este fenómeno también ha ocurrido en la Argentina, ya que en el año 1934 el glaciar Grande del Plomo tuvo un avance de este tipo, y llegó hasta el valle principal endicando justamente al río del Plomo. Al romperse esta represa glaciar, se produjo una gran creciente que destruyó varias obras civiles a lo largo del río Mendoza, a más de 100 km del origen del fenómeno (Espizúa 1987). Un avance de esta magnitud se repitió en 1985, luego de 50 años, pero en este caso se estaba efectuando un monitoreo de este glaciar (Espizúa 1986, Leiva *et al.* 1989, Espizúa y Bengochea 1990).

Algunas características notables de los surges glaciales

Lo más extraño de estos avances es que sólo están en conexión con ciertos glaciares en particular, pero no hay nada que indique por qué estos glaciares entran en *surge* y sus vecinos no. Además, dos glaciares de este tipo, situados colindantes, entran en *surge* con un período propio, o sea asincrónicamente, lo que indica que no es un mecanismo externo lo que detona el proceso (como un terremoto, o un año de extraordinaria acumulación). En ge-

neral, menos del 5% de los glaciares relevados presentan este comportamiento, sin embargo su distribución es altamente heterogénea. Hay regiones en donde no se los ha reconocido (Alpes europeos) y, en otras áreas, como en la capa de hielo Vatnajökull (Islandia), todos los glaciares son de este tipo. Se han identificado 204 glaciares de este tipo en Norte América (Post 1969), 69 en Asia (Pamir, Tien Shan, Cáucaso, sin contar Karakorum e Himalaya; Dolgushin y Osipova 1975), 50 en Svalbard (Dowdeswell *et al.* 1991), unos pocos en Chile (Llibourtry 1958), unos pocos en Groenlandia (Weidick 1988) y el Ártico canadiense (Hattersley-Smith 1964) y al menos dos en Mendoza. Este registro es claramente incompleto ya que hay numerosas áreas en donde no existen estudios glaciológicos como en la mayoría de los Andes e Himalayas.

En general, se acepta que este tipo de glaciares se encuentra asociado a montañas relativamente jóvenes y aun activas tectónicamente (Paterson 1994), aunque se sabe que los sismos no son mecanismos detonantes de los *surges*. A veces el avance producido por un *surge* no llega a causar movimiento visible del frente de hielo, debido a que el material glaciar es «apilado» en la zona terminal haciendo que el *surge* sea muy difícil de detectar. Esto puede suceder en los Andes áridos, en donde el frente de los glaciares es una zona a veces indefinida de mezcla de morenas (el depósito glaciar) y hielo glaciar. Otras veces el avance de un glaciar debido a un *surge* puede llegar a ser de 21 km, registrado en Svalbard (Dowdeswell *et al.* 1991), y pueden avanzar hasta 12 km en dos meses, llegando a velocidades de hasta 200 m/día, como el glaciar Kutiah en Karakorum (Hewitt 1969).

La hipótesis más aceptada para explicar estos extraños avances, originalmente sugerida por Llibourtry (1958) y luego modelada físicamente por Kamb (1987), es que por alguna razón en particular, el sistema de drenaje subglacial, que juega un rol fundamental en el deslizamiento de un glaciar, cambia de un sistema arterial, o de túneles bastante grandes, a un sistema de cavidades unidas por canalículos. Recordemos que los glaciares se mueven principalmente por una combinación de deslizamiento basal y deformación plástica del hielo. En los glaciares denominados templados, o sea lubricados basalmente con agua, el deslizamiento basal es mucho más importante que la deformación plástica. Un simple análisis físico de las presiones hidrostáticas ejercidas en la base del glaciar (Paterson 1994), indica que dicha presión es mínima si se tiene un túnel colector principal (que es el caso más frecuente en los glaciares locales), pero aumenta drásticamente si este túnel es bloqueado y el drenaje debe seguir un camino alternativo de pequeñas cavidades conectadas por conductos pequeños, los cuales son mantenidos abiertos debido a la alta presión hidrostática que se genera. Esta alta presión hace que el glaciar sea parcialmente «flotado», reduciéndose el rozamiento basal de una manera notable, lo que permite la alta velocidad observada en *surges*.

Sin embargo, el modelo de cavidades conectadas falla cuando se trata de explicar el aumento de la velocidad de un glaciar que desliza sobre un sustrato de detritos y no

de roca, como el caso del glaciar Horcones Inferior (motivo de este estudio), o el ya citado glaciar Grande del Plomo. En estos casos es muy improbable que se pase de un sistema arterial de túneles subglaciares, observado en la mayoría de los glaciares de esta región (Milana y Maturano 1999), a un sistema de cavidades conectadas a alta presión (Paterson 1994). Además, ese modelo explica el mecanismo de deslizamiento rápido, pero no la causa de estas «crisis hidráulicas» o su periodicidad. Varios autores sugieren que el glaciar alcanza un perfil crítico previo a que esta crisis ocurra (Meier y Post 1969, Dolgushin y Osipova 1975, Kamb *et al.* 1985, Raymond y Harrison 1988, Paterson 1994); sin embargo, las hipótesis que relacionan los *surges* con un colapso gravitacional (cf. Raymond 1987) no han sido muy populares, aunque se acepte que existe un exceso de carga en el área de acumulación. Las observaciones en el Horcones Inferior, concuerdan con la hipótesis del colapso gravitacional, que probablemente también se aplique a otros *surges*, como será discutido luego.

El glaciar Horcones Inferior y el surge de 1985

El glaciar Horcones Inferior se encuentra dentro del Parque Provincial Aconcagua, en la provincia de Mendoza, Argentina (Fig. 1). Este glaciar es uno de los más largos de la región, dado que recibe toda la alimentación de la vertiente sur del Aconcagua. Debido a que esta vertiente es la «pared sur», se producen incesantes avalanchas de nieve, que descienden hasta el área de acumulación de este glaciar que es relativamente pequeña (Fig. 2a). Debido al fuerte relieve de aproximadamente 3.000 m, y a la mala calidad geotécnica de la roca existente sobre el área de acumulación, las avalanchas acarrean también mucho detrito. El mismo se encuentra distribuido dentro del glaciar como frecuentes estratos ricos en detritos, visibles donde el hielo glaciar está expuesto (Fig. 2b). Al entrar en el área de ablación, el derretimiento de la parte superior del glaciar hace que el detrito sea rápidamente concentrado en su tope, formando una cubierta que al alcanzar cierto espesor protege al glaciar de la ablación. Se genera así lo que se conoce como un «glaciar cubierto». Previo al *surge*, esta cubierta detrítica era un manto continuo, cubriendo toda el área de ablación de este glaciar. Solamente en algunas escarpas de grietas era posible observar el hielo situado por debajo del detrito. Otras evidencias de la presencia de hielo por debajo del detrito superficial, eran las numerosas depresiones denominadas de *termokarst* (Corte y Espizúa 1981, Corte 1997), formadas por la mayor fusión del hielo en áreas donde el detrito es menos espeso. Esto genera depresiones por ablación, sin que sea visible el hielo, que durante el verano son llenadas por el agua de fusión creando pequeños lagos.

Antes del *surge* de 1985, el glaciar presentaba una longitud de 9,45 km, la que llegó a unos 11 km luego del evento (datos medidos de aerofotos y luego controlados en campo), indicando un avance del frente de 1,55 kilómetros. El *surge* ocasionó un hundimiento general de la su-

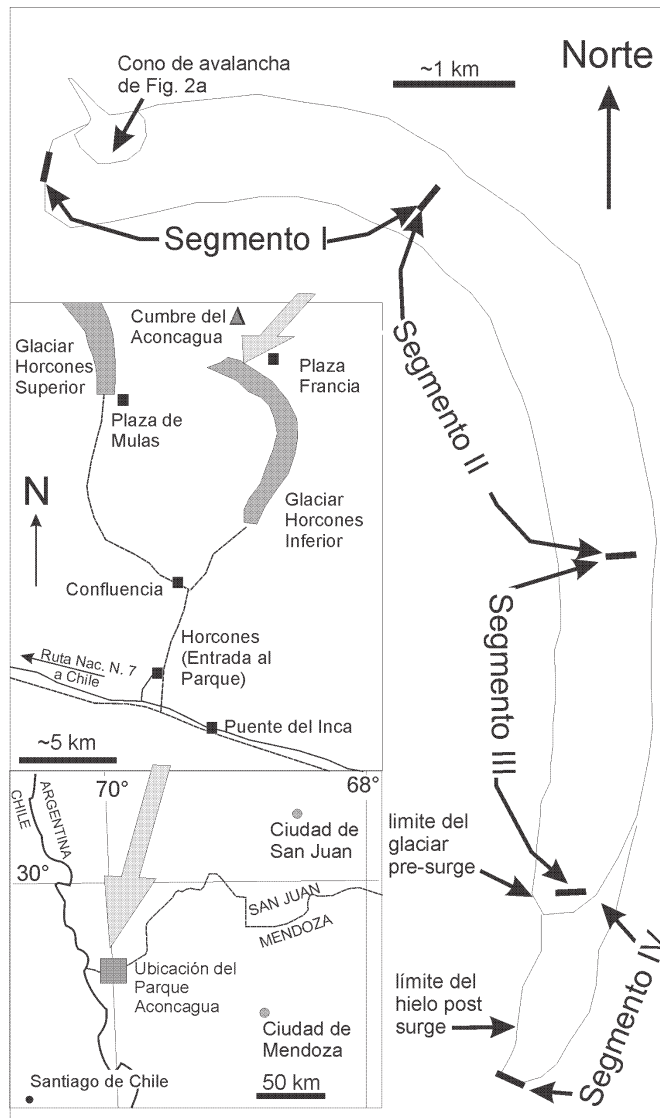
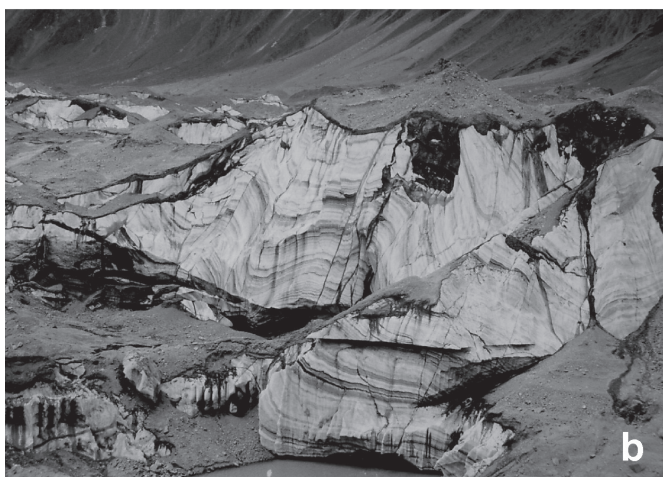
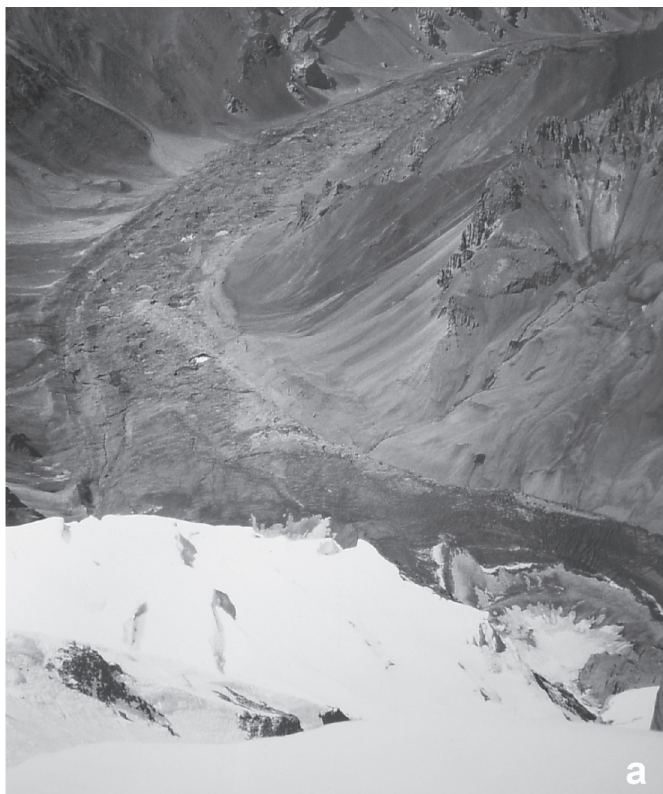


Figura 1: Mapa de ubicación del glaciar Horcones Inferior, en donde se indican los segmentos definidos según la deformación producida por el surge de 1985.

perficie del glaciar en su tramo medio fácilmente visible por la escarpa lateral generada en el contacto con los sistemas aluviales colindantes. Antes del avance, estos sistemas aluviales laterales gradaban hacia la superficie del glaciar cubierto de detritos, de forma tal que era difícil determinar en el campo los bordes del glaciar. Al final del *surge*, se pudo observar un escalón continuo a lo largo de los límites laterales del glaciar con el plano aluvial (segmentos II y III, Fig. 1), de unos 30 metros en promedio. La reciente erosión de esta escarpa ha dejado al descubierto la existencia de hielo a ambos lados de la misma (*permafrost* y glaciar), separados por una importante zona de cizalla compuesta por varias fracturas verticales, paralelas al borde del glaciar y en muchos casos rellenas con detrito (Fig. 2c), y como se sabe, el detrito disperso en el hielo facilita su deformación (Nayar *et al.* 1971, Hooke *et*



al. 1972, Iverson *et al.* 1999). Esta escarpa negativa es bastante anormal si se la compara con otros glaciares cubiertos del área, los que suelen estar elevados con respecto a los planos aluviales laterales. Sin embargo, se han descrito escarpas laterales negativas en otros glaciares luego de un *surge* (Dolgushin y Osipova 1973, Kamb *et al.* 1985, Raymond *et al.* 1987), siendo una característica que identifica a algunos glaciares de *surge* (Paterson 1994). Durante épocas de flujo normal, los vectores de velocidad son mínimos en los laterales y varias veces mayores en el centro, debido a un alto grado de deformación plástica en el proceso del movimiento del glaciar, y siendo casi inactiva la zona de cizalla lateral. Sin embargo, durante los *surges*, los vectores de velocidad son muy similares entre las zonas marginales y el centro, indicando una mínima deformación plástica (5% según mediciones de Raymond *et al.* 1987), preponderando entonces, el deslizamiento basal y la cizalla lateral. Así, esta zona de cizalla se crearía durante el *surge*, para reducir la fricción, y permitir una mejor movilidad del conjunto sin necesidad de deformación plástica del hielo.

La característica más notable del *surge* del Horcones Inferior fue la deformación coherente que sufrió el glaciar. En vez de formarse un sistema caótico de bloques fracturados y grietas (cf. Paterson 1994), el glaciar se deformó generando un sistema de bloques rotados, limitados por fallas inclinadas en dirección al flujo del glaciar y de traza perpendicular a éste (Fig. 3) en cuyos planos quedó expuesto el hielo del glaciar. La rotación de los bloques hizo que la cubierta detrítica originalmente continua, se segmentara y quedara inclinando en sentido opuesto a la pendiente general del glaciar. El espaciamiento de las fallas (y por ello, el ancho de los bloques) fue bastante regular, aunque varió según las áreas del glaciar. Por ello se dividió al mismo en 4 segmentos principales (Fig. 1).

El primer segmento tiene 3,1 km de longitud, comprende principalmente el área de acumulación, y no muestra efectos notables de haberse deformado durante el *surge*. Tampoco se encontraron señales claras de haber reducido su espesor, dado que no hay evidencias de subsidencia de su superficie. Se estimó que el *surge* no afectó a este segmento significativamente. El segundo segmento presenta una longitud de 3,4 km y comprende desde los 3,1 a los 6,5 km, y se determinó un promedio de 30 m de depresión superficial. Se efectuaron mediciones de los datos geométricos de la deformación producida por el *surge* en fotos tomadas a poco tiempo de haber terminado, cotejadas con datos de campo tomados durante enero de 1998.

Figura 2: a) Cono de avalanchas visto desde la cumbre del cerro Aconcagua, formado por el descenso de nieve y detritos desde la pared sur, que es el mecanismo más importante de alimentación en este glaciar. b) Hielo glaciar estratificado mostrando un alto grado de deformación interna tanto plástica (pliegues) como frágil (fallas). La mezcla de estilos de deformación sugiere que el hielo conserva una historia compleja de deformación, probablemente asociados a diferentes *surges*. c) Zona de cizalla coincidente con la escarpa lateral del glaciar, que aparentemente actuó de plano de deslizamiento lateral del glaciar (límite lateral de la deformación). Nótese que los tipos de hielo a ambos lados de la fractura son diferentes lo que atestigua un importante movimiento diferencial.

El sistema de bloques rotados de hielo en el segmento II, estuvo limitado por fallas separadas unos 40 m, cuya inclinación media en superficie era de 62° ($n = 15$, $sd = 4,2$; n : número de mediciones, sd : desviación standard). La inclinación media de la cubierta detrítica era de 28° ($n = 15$, $sd = 4,4$). Las trazas de las fallas eran perpendiculares al margen del glaciar, pero no continuas a través de su ancho. En realidad, se observaron varios sistemas o líneas de bloques regularmente espaciados, separados por zonas de transferencia, las que parecen haber acomodado las variaciones del desplazamiento entre sistemas de fallas de igual separación pero con fallas de trazas no continuas. El tercer segmento se extiende desde los 6,5 hasta los 9,3 km ($\pm 0,3$ km), y es bastante similar al segundo, excepto por el hecho que la separación entre las fallas limitantes de los bloques alcanza unos 70 m, y la depresión superficial es aparentemente menor, pero no pudo ser establecida con buen grado de confianza. Al haber menos bloques se contó con menos datos, y se encontró una inclinación media superficial de las fallas de 60° ($n = 3$) y de la cubierta detrítica de 31° ($n = 3$, $sd = 3,5$). El límite entre el tercer y cuarto segmento no es muy claro, por ello la incertidumbre en su posición. El cuarto segmento se extiende de los 9,3 a los 11 km y está caracterizado por la porción sobre la cual el glaciar avanzó. No se observó ningún estilo de deformación definido dado que no hubo mucho hielo expuesto, aunque se estima que por ser un área terminal ocupada por el hielo, debería haber sufrido flujo compresivo, como es normal en el término de los glaciares en *surge* (Murray *et al.* 1998, Bennett *et al.* 2000).

El modelo de deformación asignado al *surge*

Una simple inspección de la figura 3a, permitiría a cualquier geólogo familiarizado con sistemas de deformación extensionales, reconocer un notable parecido con el conocido sistema de dominó o de repisa de libros (*bookshelf model*). Este sistema, técnicamente denominado sistema extensional de fallas conectadas rotacionales planares, fue uno de los primeros sistemas de deformación extensional reconocidos en el terreno, y modelado numéricamente (Wernicke y Burchfield 1982). Conociendo la inclinación de las fallas ($f\delta$), y la rotación de los bloques ($j\delta$), es posible calcular la relación entre la longitud del sistema antes (l_0) y luego (l) del proceso distensivo (Thompson 1960), utilizando la expresión:

$$l / l_0 = \sin (f+j) / \sin f.$$

Como se aprecia en la fórmula anterior, no se considera el espaciamiento entre fallas, ya que el estiramiento es independiente del espesor de los bloques (esto es fácil de comprobar con un conjunto de libros finos y otro de gruesos). Sin embargo, las condiciones requeridas para aplicar esta fórmula es que el despegue basal sea bastante plano (en este caso la base del glaciar) y que el espaciamiento de las fallas sea regular. Al aplicar el mode-

lo a los datos, la rotación de los bloques fue compensada con la inclinación original de la superficie del glaciar de aproximadamente 3° . El resultado para el segundo y tercer segmento indica que los mismos habrían sufrido un estiramiento del 12% y 13% respectivamente (450 y 414 m). Esto arrojaría un estiramiento total para el sistema de unos 864 m, lo que es bastante menor a los 1500 metros de avance registrados, más si se tiene en cuenta que el estiramiento calculado debería superar el valor del avance observado debido a que cierta cantidad del mismo es compensado por la compresión en el área terminal del glaciar (Lawson 1994, Lawson *et al.* 1994, Hambrey *et al.* 1996, Murray *et al.* 1998, Bennett *et al.* 2000).

Una forma independiente de controlar la cantidad de estiramiento es simplemente medir la pérdida de espesor o afinamiento del glaciar. Aunque no existen datos del espesor previo al *surge*, éste se puede estimar sumando el espesor actual al hundimiento o subsidencia sufrido por la superficie durante el *surge*, estimado en base a varias mediciones del escalón que arrojan una media de 30 metros. Para medir el espesor del glaciar se utilizó un sistema portátil de ecos de radar similar al utilizado por Milana y Maturano (1999) en el glaciar de Agua Negra, autores que describen con detalle las características técnicas del sistema. Básicamente, el equipo se compone de un transmisor compacto de pulsos (400 g de peso, produce picos de 800 W con un *risetime* de 2 nanosegundos, Narod y Clarke 1994), antenas emisoras y transmisoras de 8 m o 10 MHz (se estiran en el suelo), y un receptor o analizador de ondas que es un osciloscopio. Dado que se trabajó sin interfase a PC, las trazas se registraron fotográficamente (Fig. 3b) y luego se digitalizaron en gabinete. La presencia de la cobertura detrítica limitó la aplicación de este método, aunque se midieron buenos ecos basales, en donde esta cubierta era menor de 1 m de espesor. Un trabajo más detallado de la configuración de la base de este glaciar fue realizado por Brizuela (1999) quien muestra que la misma es muy irregular. La mayoría de los ecos basales en la línea central del glaciar varían entre 95 y 70 m de profundidad, disminuyendo a unos 50 m en las áreas más marginales. Asumiendo que el glaciar presenta un perfil basal normal truncado lateralmente en las zonas de cizalla de borde, se estimó que el espesor medio del glaciar en el segundo segmento es de unos 70 metros. Por ello, la subsidencia de la superficie del glaciar de 30 m correspondería a un mínimo de 30% de estiramiento debido a que esta masa faltante (los 30 m superiores de un espesor medio de 100 m) tuvo que ser redistribuida a lo largo, dados los límites laterales estrictos del sistema. Este valor implicaría un estiramiento de 1,02 km para el segmento II y de 0,84 km para el segmento III. Estos valores son posibles ya que el estiramiento que excede (0,31 km) el avance de 1,55 km, habría sido balanceado por la compresión en el extremo terminal del glaciar. Recordemos que muchos *surges* ni siquiera registran un avance del frente del glaciar, ya que el hielo es apilado compresivamente en la parte terminal (Lawson *et al.* 1994, Paterson 1994). Así, el estiramiento podría haber sido compensado por un 17% de compresión en el segmento IV.

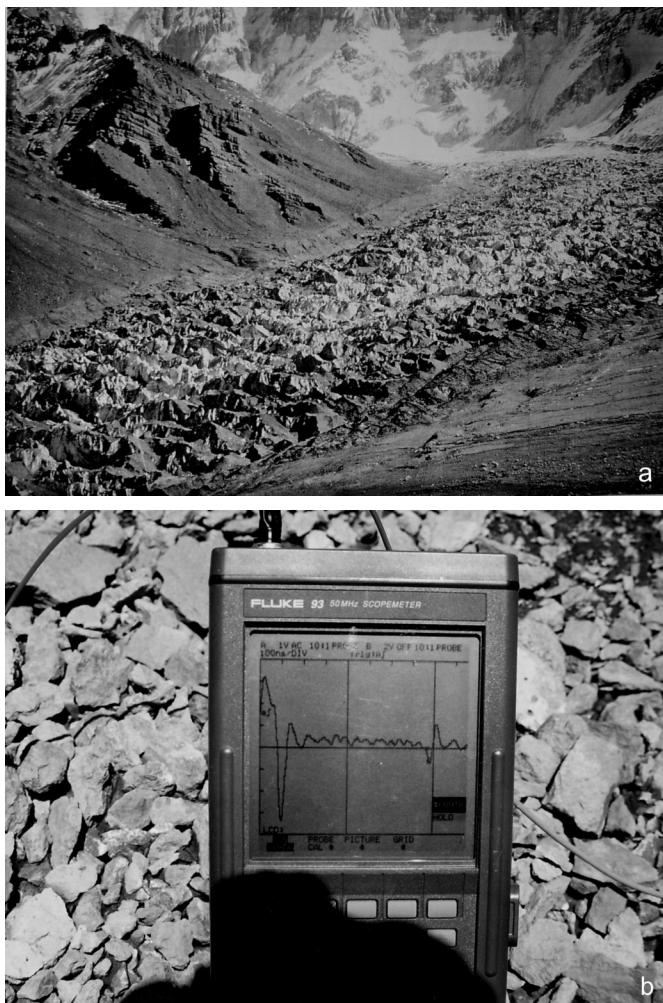


Figura 3: a) Parte superior del glaciar de Horcones Inferior (segmento II, Fig. 1) mostrando el sistema de fallas y bloques rotados producido por el surge, con la pared sur del Aconcagua en segundo plano. b) Foto de una de las trazas recogidas por el receptor (osciloscopio) indicando un claro eco basal a 780 nanosegundos (72,4 m de profundidad). Nótese la cubierta de detritos del glaciar.

Es claro que el modelo de deformación en dominó (Fig. 4a) no explica coherentemente el estiramiento sufrido. Por otra parte, 30° de rotación de bloques de 100 m de altura en un modelo de fallas planas, habrían ocasionado una subsidencia superficial de sólo 12 metros. Por ello, el sistema de fallas rotacionales planas no explica ni el estiramiento ni la subsidencia del sistema. La explicación alternativa, es la utilización de un sistema distensivo de fallas rotacionales curvas (lítricas) asociadas a un despegue basal. El problema de estos sistemas de deformación es que la rotación de los sucesivos bloques aumenta progresivamente en la dirección de la deformación, tal como lo indica la figura 4b. La rotación de los bloques en este sistema se produce por un fenómeno de *rollover* sobre la superficie curva de la falla, por lo que solamente es posible observar igual cantidad de rotación en los sucesivos bloques cuando el desplazamiento en cada falla es igual a la longitud del bloque (Wernicke y Burchfield 1982). En

nuestro caso, esto implica que el techo de cada bloque debería tocar la superficie de despegue, y claramente no es así. Además, la rotación de los bloques no se incrementa en dirección al desplazamiento, por lo que este modelo no es aplicable.

Recientemente, Matos (1993) propuso un modelo de sistema extensional de fallas rotacionales curvas, cuya expresión superficial podría ser muy similar a la de un sistema en dominó, y de hecho reinterpreta con este modelo algunos sistemas de deformación previamente interpretados como de dominó. En este modelo, es posible mantener la misma rotación superficial en diferentes bloques (tal como sistemas en dominó) debido a que gran parte del deslizamiento es acomodado por deformación interna del bloque colgante. Este modelo asume un gran porcentaje de deformación interna en cada bloque. Dado que en general se considera al hielo como un material plástico, no sería gran problema incluir cierta deformación interna en los bloques, aunque es probable que debido a la alta velocidad de deformación durante un *surge*, esta cizalla interna haya operado por una mezcla de deformación dúctil y frágil. Esto último concuerda con la estructura interna del hielo observada en numerosos cortes expuestos: es notable el alto grado de plegamiento interno íntimamente mezclado con fracturas tanto tensionales como compresivas (Fig. 2b), fenómeno que no ha sido observado por el autor en otros glaciares del área.

El modelo de fallas lítricas presenta tres ventajas notables. La primera es que soluciona el problema de la generación de espacios vacíos que un sistema en dominó produce sobre la superficie de despegue (Fig. 4). La segunda es que las grietas o crevasses que se generan en los glaciares muestran altos ángulos en superficie (en general 90°) y se van curvando hacia la dirección de flujo y cuando alcanzan la base suelen presentar 45° según lo observado por Holmlund (1988). Esta curvatura resulta del cambio en los sistemas de esfuerzos reinantes en la superficie y la base del glaciar (Paterson 1994). Estas fracturas originalmente curvas habrían facilitado la instalación de un sistema de fallas lítricas en vez de planas. La tercer ventaja es que en el sistema de fallas lítricas de alto ángulo, el estiramiento puede superar 3 a 4 veces el asociado a un sistema de fallas planas (Matos 1993). En nuestro caso, el estiramiento habría superado casi tres veces el estimado con el sistema de dominó, tal como lo indica la subsidencia del glaciar y el avance observado. Por ello, el modelo de fallas lítricas es mas posible en este caso, a pesar de que la deformación superficial parece indicar un sistema en dominó.

Un modelo de deformación que pudo operar en el glaciar Horcones Inferior se muestra en la figura 5a. Esta solución de un sistema extensional de fallas rotacionales curvas se ha obtenido adaptando el modelo de Matos (1993) a los datos recolectados, y estaría asociada a un ángulo de cizalla interna antitético de 15° respecto a la vertical. Este ángulo de cizalla es determinante de la inclinación del techo del bloque, y por ello de la deformación superficial, ya que indica en qué dirección colapsan las partículas del bloque colgante (White *et al.* 1986). La figu-

ra 5b muestra el efecto de diferentes ángulos de cizalla interna asociados a una ruptura de geometría y desplazamiento similares. El ángulo de cizalla interno depende en gran manera del material y del tipo de superficie de deslizamiento (Matos 1993, Withjack *et al.* 1995). En nuestro caso, la elección del ángulo dependió de alcanzar un buen balance entre la curvatura del techo del bloque colgante y su inclinación media. Cuando hay cizalla interna vertical o sintética, se produce una mayor curvatura del techo del bloque, lo cual fue reconocido. Sin embargo, la amplitud de cada bloque no es tan extensa como para observar este fenómeno claramente y podría haber existido una gran cantidad de deslizamiento de detritos hacia la parte inferior de la superficie expuesta, ya que el mismo se halla completamente suelto sobre una superficie de hielo, y cuando éste es fundido durante el día se producen numerosos microdeslizamientos del detrito. Por otra parte, si el ángulo de cizalla interna es antitética ocurre una menor rotación del bloque, y en nuestro caso hay que explicar los 30° de rotación observados. Lo antes mencionado llevó a elegir una curvatura menor en el bloque, y una cizalla interna antitética de 15° en función de la similitud geométrica y por que es más típico de despegues bien lubricados según lo indicado por Withjack *et al.* (1995). Estos autores encontraron que las superficies mejor lubricadas se asocian a ángulos de cizalla interna simulando despegues extensionales utilizando una placa de mylar (mejor lubricación) y otra de aluminio. Ellos vieron que en el mismo material deformado, los ángulos de cizalla interna para el mylar variaban entre 15° y 20°, mientras que para el de aluminio lo hacían de 35° a 40°. En el caso de un *surge*, el despegue tiene que estar muy lubricado para explicar la alta velocidad (Kamb 1987).

La geometría de la falla también determina en gran manera la morfología final de la deformación. En nuestro caso se eligió un sistema de fallas con inclinación inicial de unos 75°. Al estirarse el sistema, las fallas cambian un poco su inclinación y el ángulo indicado en el modelo (α aparente, figura 5) de 62°, es el que se observa en la unión del bloque con el siguiente, y no la máxima inclinación de la falla que se encuentra en su punto más alto. La geometría de las fallas del modelo está determinada por dos constantes m y n (ver figura 5) que participan en la formulación de la curva de una falla lítrica:

$$y = m \arctan(nx) \text{ (Matos 1993)}$$

La inclinación final del techo es un promedio obtenido de la superficie levemente curva. La geometría final del modelo es bastante similar a la observada en el segmento 3, aunque el espaciamiento de las fallas en la solución gráfica del modelo es mayor (60m). La extensión horizontal aparente es de 30%, mientras que la de un sistema en dominio similar sería del 13% que es lo que se calculó para el segmento 3. La depresión media de la superficie es de 25 m, que es bastante compatible con los 30 m de depresión observados en el campo. El resultado de aplicar el modelo de Matos (1993) indica que la deformación asociada al *surge* del glaciar Horcones Inferior, es perfectamente si-

mulado por un sistema de fallas extensionales lítricas conectadas. Para aplicar este modelo debemos aceptar una importante cantidad de cizalla interna en cada bloque, lo cual es posible dada la fuerte deformación interna observada en el hielo de este glaciar.

Similitudes entre el modelo propuesto y otras observaciones de *surges* glaciares

La comparación entre las características observadas y la información existente permite pensar que numerosos *surges* pudieron ser producidos por una inestabilidad estructural debido a un exceso de carga, y que su deformación ulterior fue bastante parecida a la presente interpretación. La carga en exceso en la zona de acumulación sería causada por una baja velocidad de deslizamiento, causada por un alto rozamiento basal, que hace que el glaciar no sea eficiente en el transporte de la carga de hielo que se va acumulando año a año. Se enumeran a continuación varias características identificadas en otros *surges* que demuestran su similitud con los sistemas geológicos extensionales de fallas conectadas a un despegue basal.

1. *Adquisición de un perfil crítico*: Todos los *surges* tienden a comenzar cuando el glaciar adquiere un perfil crítico (Paterson 1994, Raymond 1987) y se detienen cuando este perfil cambia significativamente. El colapso estructural debido a pendientes críticas es frecuente en la tectónica gravitacional (como los deslizamientos de suelos), principalmente cuando se trata de materiales plásticos (como se considera al hielo, Weertman 1983, Russell-Head y Budd 1979, Budd y Jacka 1989, Alley 1992, Paterson 1994).

2. *Combinación entre extensión y compresión*: En todo deslizamiento gravitacional, hay un sector superior donde dominan procesos tensionales y uno inferior donde el material se comprime por apilamiento. Igualmente, en un *surge* glaciar, existe una ruptura inicial que separa un sector superior no deformado de otro deformado por el *surge*. En el sector deformado, el superior sufre extensión y es fuertemente estirado justificando el avance del glaciar durante el *surge*, mientras que la parte inferior (o distal) sufre compresión y apilamiento de hielo (Harrison 1964, Sharp 1988a, Lawson 1994, Lawson *et al.* 1994, Paterson 1994, Hambrey *et al.* 1996, Murray *et al.* 1997, Glasser *et al.* 1998, Murray *et al.* 1998, Bennett *et al.* 2000).

3. *Reducción del espesor del glaciar*: Los sistemas geológicos sujetos a extensión sufren una reducción del espesor de la corteza afectada. Por ello el afinamiento del glaciar en *surge* (Dolgushin y Osipova 1975, Kamb *et al.* 1985, Raymond 1987), es comparable a lo que sucede en sectores de la corteza sujetos a extensión tectónica. Como vimos en el Horcones Inferior, la reducción de espesor es útil para comprobar modelos geológicos de deformación, y para estimar el estiramiento. La reducción de espesor no se aplica a la parte distal o a los sectores invadidos por el avance del hielo donde la compresión provoca el incremento del espesor de hielo (Dolgushin y Osipova 1975).

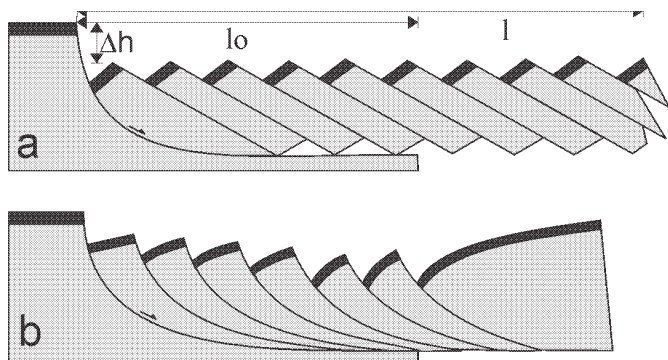


Figura 4: Modelos básicos de sistemas extensionales de fallas conectadas a un despegue basal. **a)** Sistema dominado o sistema extensional de fallas rotacionales planas conectadas, en donde se indica la depresión de la superficie (Δh) longitud original (l_0) y longitud final (l). **b)** Sistema extensional de fallas rotacionales listricas conectadas.

4. *Transferencia de volumen:* Un *surge* causa una transferencia de hielo desde un área de reservorio a un área receptora (Paterson 1994). En los modelos tectónicos hay una transferencia de volumen de roca fuera de sus límites originales. Esta transferencia de masa puede ser polémica; algunos autores sugieren que el glaciar se desliza como un bloque; movimiento facilitado a lo largo de las zonas de cizalla laterales (Dolgushin y Osipova 1975, Raymond *et al.* 1987, Stanley 1969), lo que se contradice con la reducción del espesor de hielo o la deformación superficial observada en varios glaciares en *surge*.

5. *Tipo de deformación observado.* Debido a que la deformación plástica del hielo está asociada principalmente a esfuerzos compresivos (el límite plástico del hielo es de c. 100 kPa, Paterson 1994), es difícil que el desplazamiento en un *surge* se deba a deformación plástica, dado que dominan los esfuerzos tensionales. Las pocas mediciones efectuadas en glaciares en *surge* indican que casi el 95% del avance se debe al deslizamiento basal, mientras que solo un 5% corresponde a deformación interna del hielo, aparentemente plástica (Raymond *et al.* 1987). Estos valores son coherentes con el sistema de fallas listricas conectadas, ya que la mayor parte del desplazamiento ocurre a lo largo del despegue basal.

6. *Secuencia de deformación:* Los *surges* parecen iniciarse en la parte superior del glaciar y avanzar en dirección al flujo a una velocidad mayor que la del hielo. Por ejemplo el *surge* del Glaciar Tikke (Meier y Post 1969) estuvo restringida a la mitad superior en el primer año, a los tres cuartos superiores el segundo año, a la mitad inferior el tercer año y al cuarto inferior durante el cuarto año. Un comportamiento similar fue observado en el glaciar Variegated (Kamb 1987, Raymond *et al.* 1987). Los sistemas geológicos extensionales asociados a un despegue basal progresan en la misma forma: desde la primera falla activada, la deformación avanza en la dirección del desplazamiento (cf. Matos 1993).

7. *Ondas cinemáticas:* Son ondas en forma de elevación topográfica que se desplazan en la dirección de avance del glaciar a velocidades superiores a la del deslizamiento

(Dolgushin y Osipova 1975, Raymond *et al.* 1987). Una onda cinemática puede viajar más rápido (la de los glaciares) a casi la misma velocidad (una onda de creciente en un río) o propagarse en dirección contraria al flujo (un embotellamiento en una autopista). En el caso de un *surge*, las elevaciones que se desplazan hacia abajo del glaciar podrían ser explicadas por el avance del frente de deformación (o de una reactivación). Esto se vería como una elevación topográfica relativa, ya que la aparente pendiente negativa hacia atrás del frente de deformación se debería a la reducción del espesor de hielo. Esto no se observó en el Horcones Inferior ya que nadie registró el proceso de este *surge*, pero es lo que hubiera ocurrido si la deformación se hubiese producido según el modelo propuesto.

8. *Deformación superficial del hielo:* Es frecuente que luego de un *surge*, un glaciar que era plano presente un complejo caótico de bloques fracturados, elevados y hundidos y grietas (Paterson 1994, Murray *et al.* 1998, Bennett *et al.* 2000). Lo mismo sucedió en el Horcones Inferior pero, al existir una superficie guía (el detrito superficial), se logró reconstruir la deformación. Esto no hubiera sido posible en un glaciar alpino típico debido a que su superficie se encuentra prácticamente limpia de los mismos.

9. *Distribución de velocidades:* En muchos *surges*, la velocidad (y por ello el desplazamiento) aumenta progresivamente hasta la zona donde termina la extensión y disminuye donde comienza la compresión (Paterson 1994), que es compatible con lo que sucede en sistemas de fallas extensionales conectadas a un despegue basal. Sin embargo, algunos autores indican vectores de desplazamiento poco variables a lo largo del glaciar (Post 1960, Dolgushin y Osipova 1973, Stanley 1969), que unido a la cizalla lateral, sugiere que el glaciar se pudo desplazar como un bloque o balsa. Esto no coincide con la deformación superficial, pero indica que puede existir más de un mecanismo de deformación en los *surges* glaciares.

Son numerosas las similitudes entre la deformación asociada a los *surges* glaciares y los modelos de fallamiento extensional con despegue basal. Muchos autores concuerdan en que el inicio de un *surge* puede ser debido a una inestabilidad asociada al perfil crítico previo (ver una síntesis en Paterson 1994), sin embargo no encuentran una razón que justifique la detención del *surge*. En el modelo propuesto, el inicio y el fin están íntimamente conectados: la deformación se detiene cuando el perfil de equilibrio es re-establecido.

Problemas aún no resueltos en la mecánica de este *surge*

¿Cuál es la relación entre el modelo propuesto y el más aceptado actualmente, que es el de la crisis hidráulica en el drenaje subglacial? Como se indicó antes, la alta y anormal velocidad en un *surge* se explica por el paso de un sistema arterial de túneles subglaciales a un sistema de cavidades unidas por canalículos, lo que incrementa la

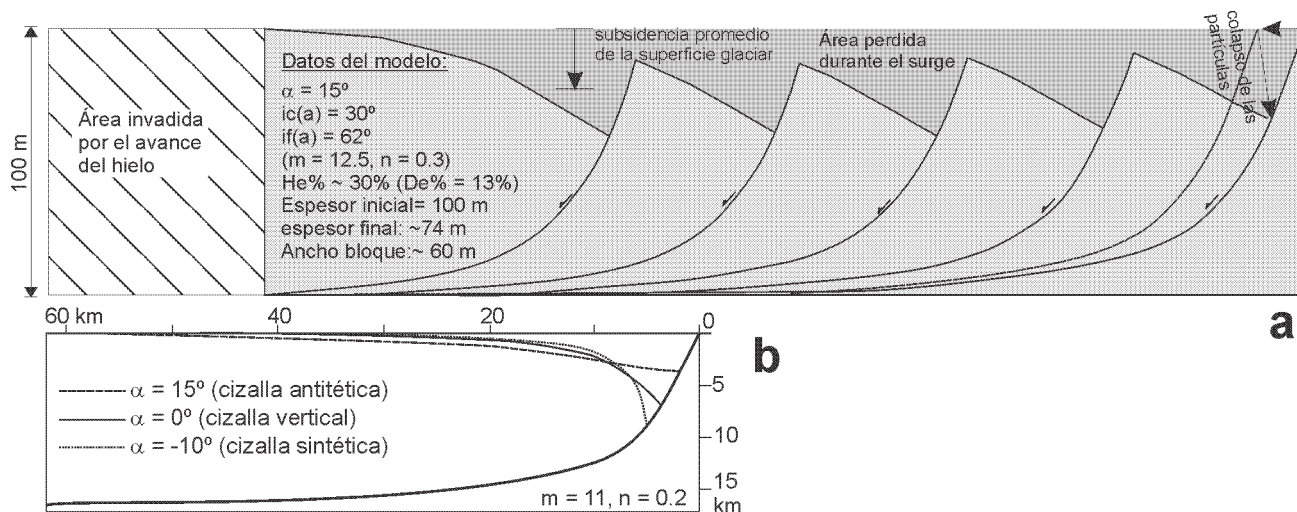


Figura 5: a) Modelo de deformación interpretado para el surge del glaciar Horcones Inferior, iniciado en fallas originalmente sub-verticales y planas que se curvan cerca de la base. Los datos del modelo que aparecen en la figura son explicados en el texto y corresponden a: **m,n**: morfología de la falla, **a**: ángulo de cizalla interna, **ic(a)**: inclinación cubierta promedio, **if(a)**: inclinación de la falla en su punto inferior expuesto, **He%**: extensión horizontal aparente, **De%**: extensión horizontal para un sistema dominó de igual apariencia. **b)** Influencia del ángulo de cizalla interna (α) en la morfología superficial del bloque colgante en una falla lístrica extensional (adaptado de Matos 1993).

presión hidrostática basal reduciendo significativamente el rozamiento basal. Este proceso, explica sólo el efecto de una crisis subglacial, pero no su causa. En general, el sistema de túneles se mantiene abierto a pesar de los movimientos diferenciales a lo largo de grietas, debido a que el flujo de agua (que se mantiene en verano e invierno) mantiene a estos túneles abiertos. En el caso de que un sistema de fallas lístricas comience a ser activado, el sistema será estable (no habrá una brusca reducción del rozamiento) si las fallas se mueven y el túnel se mantiene abierto. Pero si en algún momento, el movimiento llega a cerrar el túnel, esto desembocará en la crisis hidráulica (aumento de la presión hidrostática basal) y ambos procesos se retroalimentarán. Con este panorama, hay dos factores que favorecerán el inicio de un *surge*: un estado inestable que favorezca el mayor movimiento en este tipo de fallas y una disminución del caudal conducido en los túneles. Lo primero está evidenciado por el perfil crítico del glaciar, algo aceptado por todos los autores, y lo segundo es manejado por la estación: varios de los *surges* estudiados en detalle tienden a iniciarse a principio del invierno (Dolgushin y Osipova 1975, Kamb *et al.* 1985, Raymond *et al.* 1987), cuando se produce una gran baja en el caudal subglacial. Además, la presión hidrostática tiende a aumentar al finalizar la estación estival (Paterson 1994), lo que facilita este proceso. Al moverse activamente los planos de cizalla y cerrar el o los túneles, el agua es atrapada a alta presión en un sistema de cavidades unidas por pequeños canales que no puede evolucionar en un sistema arterial por el permanente movimiento a lo largo de los planos de cizalla. Al estabilizarse las condiciones al finalizar el *surge*, este agua es liberada en grandes cantidades (Humphrey *et al.* 1986, Björnsson 1998, Bennett *et al.* 2000), lo que según Sharp (1988) se debe a que el frente del *surge* alcanza el frente del glaciar. Probablemente, el

agua comienza a ser liberada debido a que cesa la actividad en los planos de cizalla favoreciendo la interconexión de los canalículos que rápidamente evolucionan a un sistema de drenaje más organizado, drenando el agua presurizada aún atrapada en la base del glaciar.

Sin embargo, el mayor problema en el Horcones Inferior es la alta concentración de detrito en su base, ya que en tal caso es difícil aplicar el modelo de cavidades conectadas. Si bien no se cuentan con datos detallados de la evolución hidrológica de este glaciar durante el *surge*, es altamente probable que fue la destrucción del sistema de drenaje por túneles subglaciales previamente existente lo que facilitó el mantenimiento de las condiciones de alta velocidad del *surge*. Como ha sido interpretado por Milana *et al.* (1999) para el glaciar Horcones Superior, es probable que la superficie de deslizamiento basal se apoye sobre detrito congelado, dado que el escaso espesor de hielo permitiría ello. Temperaturas basales menores al punto de congelamiento han sido reportadas para glaciares en *surge* (Clarke *et al.* 1984) lo cual no inhibe la existencia de drenaje subglacial y presencia de agua debido al flujo térmico convectivo asociado a la misma. El detrito congelado podría entonces cumplir las funciones de sustrato impermeable en el Horcones Inferior y permitir la generación de un sistema de cavidades conectadas como las descritas por Kamb (1987). Alternativamente, se podría pensar en un sistema de flujo intergranular a alta presión en la capa de detrito basal. Por ello, el mecanismo hidráulico del *surge* del Horcones Inferior no habría sido tan simple, siendo un punto interesante para estudiar en detalle. En este glaciar, el detrito congelado basal provocaría un alto rozamiento basal durante las épocas de flujo normal, causando el exceso de masa en el área de acumulación, necesaria para alcanzar el perfil crítico que detonará el próximo *surge*.

Conclusiones

El análisis de la información recolectada del *surge* de 1985 del glaciar Horcones Inferior sugiere que éste fue causado por un colapso gravitacional que derivó en la deformación del glaciar en forma de un sistema de fallas rotacionales curvas conectadas a un despegue basal. El modelo de dominó, sugerido por la deformación superficial observada no es aplicable ya que no explica el avance registrado, ni la disminución del espesor del glaciar. El sistema de fallas lítricas conectadas simula adecuadamente el estiramiento de cerca del 30% en el sector medio del glaciar, mientras que el modelo en dominó implica sólo un 13%. Esto involucra un alto grado de deformación interna durante el *surge*, canalizada principalmente a lo largo de planos de cizalla mayores, habiendo además algo de deformación plástica a lo largo de planos de cizallas menores dentro de los bloques rotados. Los resultados observados no coinciden con la hipótesis que sugiere que el glaciar se desliza en forma de bloque, aunque ello sería posible en otros glaciares con deformación diferente.

El modelo de deformación por fallas lítricas conectadas explica varios aspectos de los *surges* como: 1) su inicio a partir de un perfil crítico; 2) finalización cuando el perfil de equilibrio se reestablece; 3) afinamiento del glaciar; 4) combinación de sectores distensivos y comprensivos; 5) movimiento canalizado en su 95% a lo largo del despegue basal; 6) secuencia de deformación observada; 7) ondas cinemáticas o frentes de deformación; 8) desplazamiento máximo superficial del hielo en el límite entre área de extensión y compresión; 9) fuerte deformación de la superficie del glaciar y 10) inicio de los *surges* cuando se reducen las descargas al inicio del invierno. De esta forma, se explica la causa del *surge* y el mecanismo de deformación interna durante el mismo, pero no la alta velocidad de desplazamiento. Por ello, el proceso de colapso gravitacional no puede explicar un *surge* sin recurrir a la crisis hidráulica, y viceversa. Las dos condiciones que parecen provocar un *surge* es la inestabilidad del perfil superficial del glaciar y una reducción del caudal en los túneles subglaciales. Al iniciarse el movimiento en las primeras fallas, el reducido caudal no puede mantener abiertos los túneles de drenaje. Cerrándose el primer segmento de túneles, el progreso de la deformación haría cada vez más difícil la reapertura o generación de un nuevo sistema arterial, hasta que el movimiento en las fallas disminuye porque simplemente la sobrecarga ya ha desaparecido.

Este modelo establecido para el *surge* del glaciar Horcones Inferior no necesariamente se aplicará a otros *surges*, sin embargo parece ser el proceso de deformación que mejor se explica un gran estiramiento en un glaciar, ya que aprovecharía la presencia de rupturas curvas (las grietas omnipresentes en los glaciares) conectadas a un despegue basal claramente definido. El estudio de la deformación extensional en otros glaciares afectados por *surges* permitirá definir la aplicabilidad de este modelo a otros casos.

Agradecimientos

Agradezco a K. Brizuela y C. Colombi la ayuda en tareas de campo. T. Murray (Leeds Univ.) facilitó el uso del transmisor y las antenas utilizadas para medir el espesor del Glaciar Horcones Inferior. Destaco la permanente asistencia y colaboración de los directivos del Parque Provincial Aconcagua y del equipo de Guardaparques del Aconcagua, especialmente a Santiago Yáñez, Nilda Pérez y al Dibu. La UNSJ-CICITCA y el CONICET brindaron apoyo económico a este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alley, R. B., 1992. Flow-law hypothesis for ice-sheet modelling. *Journal of Glaciology*, 38: 245-256.
- Bennett, M.R., Huddart, D. y Waller, R.I., 2000. Glaciofluvial crevasse and conduit fills as indicators of supraglacial dewatering during a surge, Skeidarárjökull, Iceland. *Journal of Glaciology*, 46 (152): 25-34.
- Björnsson, H., 1998. Hydrological characteristics of the drainage system beneath a surging glacier. *Nature*, 395 (6704): 771-774.
- Boulton, G. S., 1993. *Glacial Systems*. In: *Principles of Physical Geology*, D. Duff, Ed. (Chapman & Hall, London), p. 401.
- Brizuela, K., 1999. Estudio geofísico de Glaciares en el Valle del Colorado (Dpto. Calingasta) y en sector sur del Cerro Aconcagua (Mendoza). Tesis de Licenciatura, Departamento Geofísica, Universidad Nacional de San Juan, 120 pp.
- Budd, W.F. y Jacka, T.H., 1989. A review of ice rheology for ice sheet modelling. *Cold Regions Science and Technology*, 16: 107-144.
- Clarke, G.K.C., Collins, S.G. y Thompson, D.E., 1984. Flow, Thermal structure and subglacial conditions of a surge-type glacier. *Canadian Journal Earth Sciences*, 21: 232-240.
- Corte, A.E., 1997. *Geocriología*, Ediciones Culturales, Mendoza, 269 pp.
- Corte, A. E. y Espizua, L., 1981. Inventario de glaciares de la cuenca del Río Mendoza. IANIGLA-CONICET Special Publication, Mendoza, Argentina, 64 pp.
- Dolgushin, L.D. y Osipova, G.B., 1973. The regime of a surging glacier. *International Association Hydrological Sciences*, Pub. 104.: 1150-1159.
- Dolgushin, L.D. y Osipova, G.B., 1975. Glacier surges and the problem of their forecasting. *International Association Hydrological Sciences*, Pub. 107: 292-340
- Dowdeswell, J.A., Hamilton, G.S. y Hagen, J.O., 1991. The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. *Journal of Glaciology*, 37: 388-399.
- Espizua, L.E., 1986. Fluctuations of the Río del Plomo Glaciers. *Geografiska Annaler*, Stockholm, 68A (4): 317-327.
- Espizua, L.E., 1987. Fluctuaciones de los glaciares del Río del Plomo, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 112-121.
- Espizua, L.E. y Bengochea, J.D., 1990. Surge of Grande del Nevado Glacier (Mendoza, Argentina), in 1984: Its Evolution Through Satellite Images. *Geografiska Annaler*, Stockholm. 72A (3-4): 255-259.
- Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Crawford, K.R., Bennett, M.R. y Huddart, D., 1998. The structural geology of Kongsvegen, Svalbard, and its role in landform genesis. *Journal of Glaciology*, 44(146): 136-148.
- Haflidason, H., Sejrup, H. P., Kristensen, D. K., y Johnsen, S., 1995. Coupled response of the late glacial climatic shifts of northwest Europe reflected in Greenland ice-cores: evidence from the northern North Sea. *Geology*, 23:1059-1062.
- Hambrey, M. J., Dowdeswell, J. A., Murray, T. y Porter, P. R., 1996. Thrusting and debris entrainment in a surging glacier: Bakaninbreen, Svalbard. *Annals Glaciology*, 22: 241-248.

- Hambrey, M.J., Bennett, M.R., Dowdeswell, J.A., Glasser, N.F. y Huddart, D., 1999. Debris entrainment and transfer in polythermal valley glaciers. *Journal of Glaciology*, 45(149): 69-86.
- Harrison, A.E., 1964. Ice surges in the Muldrow Glacier, Alaska. *Journal of Glaciology*, 5: 365-368.
- Hattersley-Smith, G., 1964. Rapid advance of glacier in northern Ellesmere Island. *Nature*, 201: 176.
- Hewitt, K., 1969. Glacier surges in the Karakoram Himalaya (Central Asia). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6: 1009-1018.
- Holmlund, P., 1988. Internal geometry and evolution of moulins, Storglaciären, Sweeden. *Journal of Glaciology*, 34: 242-248.
- Hooke, R.L., Dahlin, B.H. y Kauper, M.T., 1972. Creep of ice containing dispersed fine sand. *Journal of Glaciology*, 11: 327-336.
- Humphrey, N., Raymond, C. y Harrison, W., 1986. Discharges of turbid water during mini-surges of Variegated Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 32 (111): 195-207.
- Iverson, N.R., Baker, R.W., Hooke, R.L., Hanson, B. y Jansson, P., 1999. Coupling between a glacier and a soft bed: I. A relation between effective pressure and local shear stress determined from till elasticity. *Journal of Glaciology*, 45 (149): 31-40.
- Kamb, B., 1987. Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system. *Journal of Geophysical Research*, 92: 9083-9100.
- Kamb, B., Raymond, C.F., Harrison, W.D., Engelhardt, H., Echelmeyer, K.A., Humphrey, N., Brugman, M. M. y Pfeffer, T., 1985. Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska. *Science*, 227: 469-479.
- Lawson, W.J., 1994. Structural evolution of variegated glacier, Alaska, since 1948, *Journal of Glaciology*, 42(141): 361-270
- Lawson, W.J., Sharp, M.J. y Hambrey, M.J., 1994. The structural geology of a surge-type glacier. *Journal Structural Geology*, 16(10): 1447-1462.
- Leiva, J.C., Lenzano, L.E., Cabrera, G.A. y Suarez, J.A., 1989. Variations of the Río Plomo glaciers, Andes Centrales Argentinos. In: *Glacier Fluctuations and Climatic Change* (Ed. by J. Oerlemans), Kluwer Academic Publishers: 143 - 151.
- Lliboutry, L., 1958. Studies of shrinkage after a sudden advance, blue bands and wave ogives on Glacier Universidad (Central Chilean Andes). *Journal of Glaciology*, 3: 261-268.
- Matos, R.M.D. de, 1993. Geometry of the hanging wall above a system of listric normal faults – A numerical solution. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 77(11): 1839-1859.
- Meier, M.F. y Post, A., 1969. What are glacier surges? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6: 807-817.
- Milana, J.P. y Maturano, A., 1999. Application of radio echo sounding at the Arid Andes of Argentina : The Agua Negra Glacier. *Global and Planetary Change, Special Issue: Glaciers of the Southern Hemisphere*, 22: 179-191.
- Milana, J.P., Maturano, A. y Croce, F., 1999. Un modelo de glaciación árida basado en datos geofísicos y geomorfológicos de los Andes de Cuyo: Retroceso, metamorfosis y glaciares estratificados. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas 1: 56.
- Murray, T., Gooch, D.L., y Stuart, G. W., 1997. Structures within the surge front at Bakaninbreen, Svalbard, using ground-penetrating radar. *Annals Glaciology*, 24: 122-129.
- Murray, T., Dowdeswell, J. A., Drewry, D. J. y Frearson, I., 1998. Geometric evolution and ice dynamics during a surge of Bakaninbreen, Svalbard. *Journal of Glaciology*, 44(147): 263-272.
- Narod, B. y Clarke, K.C., 1994. Miniature high-power impulse transmitter for radio-echo sounding. *Journal of Glaciology*, 40 (134): 190-194.
- Nayar, H.S., Lenel, F.V. y Ansell, G. S., 1971. Creep of dispersions of ultrafine amorphous silica. *Journal of Applied Physics*, 42: 3786-3789.
- Paterson, W.S.B., 1994. *The Physics of Glaciers*. Pergamon, Oxford, 3rd Ed., 480 pp.
- Post, A., 1960. The exceptional advances of the Muldrow, Black Rapids, and Susitna Glaciers. *Journal of Geophysical Research*, 65: 3703-3712.
- Post, A., 1969. Distribution of surging glaciers in western North America. *Journal of Glaciology*, 8: 229-240.
- Raymond, C.F., 1987. How do glaciers surge? A review *Journal of Geophysical Research*, 92: 9121-9134.
- Raymond C.F. y Harrison, W.D., 1988. Evolution of Variegated Glacier, Alaska, U.S.A., prior to its surge. *Journal of Glaciology*, 34: 1-16.
- Raymond, C.F. , Jóhannesson, T., Pfeffer, T. y Sharp, M., 1987. Propagation of a glacier surge into stagnant ice. *Journal of Geophysical Research*, 92: 9037-9049.
- Russell-Head, D.S. y Budd, W.F., 1979. Ice sheet flow properties from combined borehole shear and ice core studies. *Journal of Glaciology*, 24: 117-130.
- Sharp, M., 1985a. «Crevasse fill» ridges – a landform type characteristic of surging glaciers? *Geografiska Annaler*. 67A (3-4): 213-220.
- Sharp, M., 1985b. Sedimentation and stratigraphy at Eyjabakkajökull-an icelandic surging glacier. *Quaternary Research*, 24 (3): 268-284.
- Sharp, M., 1988a. Surging glaciers: behaviour and mechanisms. *Progress in Physical geography*, 12: 349-370.
- Sharp, M., 1988b. Surging glaciers: geomorphic effects. *Progress in Physical geography*, 12(4): 533-559.
- Stanley, A.D., 1969. Observations of the surge of Steele Glacier, Yukon Territory, Canada. *Canadian Journal Earth. Sciences*, 6: 819-829.
- Thompson, G.A., 1960. Problems of late Cenozoic structure of the Basin Ranges. In: *Proceedings of the 21st. International Geological Congress*, 18: 62-68.
- Weertman, J., 1983. Creep deformation of ice. *Reviews Earth and Planetary Sciences*, 11: 215-240.
- Weidick, A., 1988. Surging glaciers in Greenland – a status report. *Groenl. Geol. Undersogelse Rapport*, 140: 106-110.
- Wernicke, B. y Burchfield, B. C., 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 4: 105-115.
- White, N.J., Jackson, J. A. y McKenzie, D. P., 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of sediment layers in their hanging walls. *Journal Structural Geology*, 8: 897-909.
- Withjak, M.O., Islam, Q.T. y La Pointe, P.R., 1995. Normal faults and their hanging-wall deformation: an experimental study. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 79(1): 1-18.

Recibido: 3 de agosto, 2001

Aceptado: 16 de marzo, 2004