

14

Geomorfología Glaciar II

CONTENIDO

- 14.1. Transporte y sedimentación glaciar
- 14.2. Erosión y sedimentación fluvio-glaciares
- 14.3. Geomorfología aplicada a las regiones glaciares

14.1

Transporte y sedimentación glaciar

14.1.1 Alimentación y ambientes glaciares

Los glaciares son capaces de transportar grandes cantidades de material rocoso a distancias considerables, pero no todos los detritos movilizados se deben a la actividad erosiva glaciar. Puede haber otras muchas fuentes de procedencia, tal como los clastos que resultan de los procesos de gelifracción de las rocas que enmarcan las masas glaciares. Otro tipo de suministro viene dado por avalanchas de nieve y roca, deslizamientos y cursos extraglaciares que desembocan en el conjunto glaciar. También, en ocasiones, la actividad volcánica explosiva aporta piroclastos a las masas de hielo, como en algunos nevados andinos que recubren aparatos volcánicos. Finalmente, la acción eólica puede suministrar partículas al conjunto glaciar (Boulton, 1978; Small, 1987; Kirkbride, 1995; Benn y Evans, 1998).

En el oeste de Groenlandia, la descarga de detritos tiene lugar predominantemente en el margen del casquete, a través de la capa de hielo basal. La abundancia relativa de detritos constituye un control importante de los procesos y características glaciares sedimentarias. La producción de sedimentos varía substancialmente entre dos casquetes y dos valles glaciares (Knight *et al.*, 2002).

Estos detritos pueden transportarse dentro del glaciar en tres ambientes distintos. El material movilizado sobre la superficie del hielo constituye los **detritos supraglaciares**, que son angulosos y están poco o nada modificados por la actividad glaciar. Son más abundantes sobre los glaciares de valle, ya que sus flancos rocosos alimentan a la super-

ficie del hielo, mientras que en los casquetes la única alimentación que reciben es de las paredes de los nunataks. En la zona de acumulación los detritos supraglaciares pueden quedar tapados por nieve y, por otra parte, en algunas áreas de montaña estos detritos llegan a recubrir la casi totalidad de la superficie del hielo, tal como puede observarse en los glaciares negros del Karakorum y del Himalaya (Fig. 14.1), efectuando una labor protectora de la fusión del hielo. En general, la proporción de detritos aumenta hacia el frente de la lengua en la mayoría de los valles glaciares y en la zona de ablación una gran parte del material ocupó, con anterioridad a la fusión, una posición intraglaciara. El transporte de los detritos supraglaciares se efectúa como en una cinta transportadora, pudiendo movilizarse enormes bloques a grandes distancias.

Los **detritos endoglaciares** pueden encontrarse diseminados en la masa de hielo y su proporción con respecto al hielo raramente excede el 15%, o bien se presentan en bandas planares de hasta 5 m de potencia separadas por hielo limpio, pudiendo alcanzar en ellas hasta un 80% de la masa total (Embleton, 1979a). Estas bandas son rellenos de grietas, aunque en la mayoría de los casos son detritos subglaciares movilizados hacia arriba a lo largo de planos de cizallamiento. Este transporte se lleva a cabo en zonas de flujo compresivo del valle glaciar y otras veces la compresión resulta de morrenas terminales que obstruyen el avance del hielo (Goldthwait, 1951; Boulton, 1970a).

Los **detritos subglaciares** pueden derivar del propio lecho o de material que penetra a favor de grietas y túneles. Estos detritos de fondo experimentan abrasión y roturas, y



FIGURA 14.1 Glaciar negro de Baltoro a unos 4.300 m, en el Karakorum (Pakistán). Foto J. López-Martínez.

su redondez es mayor y más elevado el porcentaje de finos. El transporte tiene lugar por tracción (Sharp, 1988), en el que las partículas deslizan y ruedan empujadas por el glaciar o si el lecho es deformable las partículas oprimirán el fondo o se incrustarán en el mismo. La forma de los clastos y su orientación afectan al modo de deslizamiento, de tal manera que los que son alargados se orientan en la dirección del flujo (Price, 1973).

14.1.2 Mecanismos de sedimentación glaciar

Los detritos existentes en la masa de hielo pueden transportarse al margen glaciar, depositarse en el lecho, incorporarse al agua de fusión glaciar o perderse en los icebergs. Existe un conjunto de procesos primarios ligados a la sedimentación del material transportado por los glaciares y otros posteriores que modifican el sedimento depositado (Whiteman, 1995). Según Boulton (2006) existen tres formas principales de sedimentación de till: fusión o deshielo supraglaciar (*melt-out*), subglaciar (*lodgement*) y por deformación.

El **deshielo supraglaciar** (Fig. 14.2) es la principal forma de ablación y caracteriza a los glaciares templados, ya que los glaciares fríos presentan una escasa fusión. Así, en los primeros el deshielo puede alcanzar valores de 12 m/año, mientras que en la Antártida se limita a pocos centímetros al año (Embleton, 1979a). Este deshielo supraglaciar es muy superior al que tiene lugar en la base del glaciar. Como consecuencia de la fusión los detritos se liberan para dar origen al till supraglaciar, que puede conservar estructuras desarrolladas durante el transporte glaciar (Lawson, 1979). Los detritos se añaden gradualmente a la capa de till por una continua acreción. La presencia de esta cobertera de material supraglaciar retarda la fusión del hielo infrayacente. El material supraglaciar puede permanecer in situ o movilizarse por aguas de deshielo

y en las lenguas glaciares la mayor parte del till supraglaciar está afectado por flujo y deslizamiento rotacional (Dreimanis, 1988). El till empapado de agua se desplaza por gravedad, influyendo en su movimiento el gradiente de la superficie, la rugosidad y el porcentaje de agua. Se reconocen flujos de varios metros por minuto y los detritos movilizados alcanzan distancias de decenas o incluso centenas de metros (Sudgen y John, 1976).

En el **deshielo subglaciar** pueden actuar tres fuentes de calor: el flujo geotérmico, el calor de fricción debido al deslizamiento del hielo y el resultante del aumento de presión por obstrucciones de un substrato irregular (Embleton, 1979a). Todos estos aportes caloríficos traen consigo la fusión del hielo subglaciar y la deposición de los detritos existentes. La sedimentación (*lodgement*) subglaciar implica el deshielo bajo presión en un glaciar en movimiento y la liberación continua de partículas produce una acreción, que da origen al till basal. Las irregularidades existentes en el lecho se rellenan de till paulatinamente, suavizando el perfil del fondo (Boulton, 1971) (Fig. 14.3). El till subglaciar presenta estructuras de cizallamiento que resultan de esfuerzos desarrollados durante el movimiento del hielo (Boulton, 1970a, b) (Fig. 14.4). Los sedimentos subglaciares saturados en agua se deforman por el peso del hielo (Boulton, 1975, 1982). Se produce un flujo subglaciar en el que el till oprimido puede movilizarse hacia grietas o cavidades basales. Este flujo plástico de till empapado de agua puede tener una periodicidad anual en glaciares templados. En verano, el agua penetra por las grietas saturando el till y fluye con posterioridad. En invierno cesa el proceso. Este till húmedo reordena su fábrica. Por otra parte, el hielo en su movimiento erosiona el till subglaciar, generando un conjunto de surcos y formas drumlinoides, que se conocen como morrenas acanaladas (*fluted moraines*) (Sudgen y John, 1976).

En los bordes del glaciar tiene lugar el deshielo con la consiguiente sedimentación de detritos supraglaciares, endoglaciares y subglaciares. Esta **descarga marginal** da ori-



FIGURA 14.2 Deshielo supraglaciar en el frente del Glaciar Root (Alaska). Foto P. Lucha.

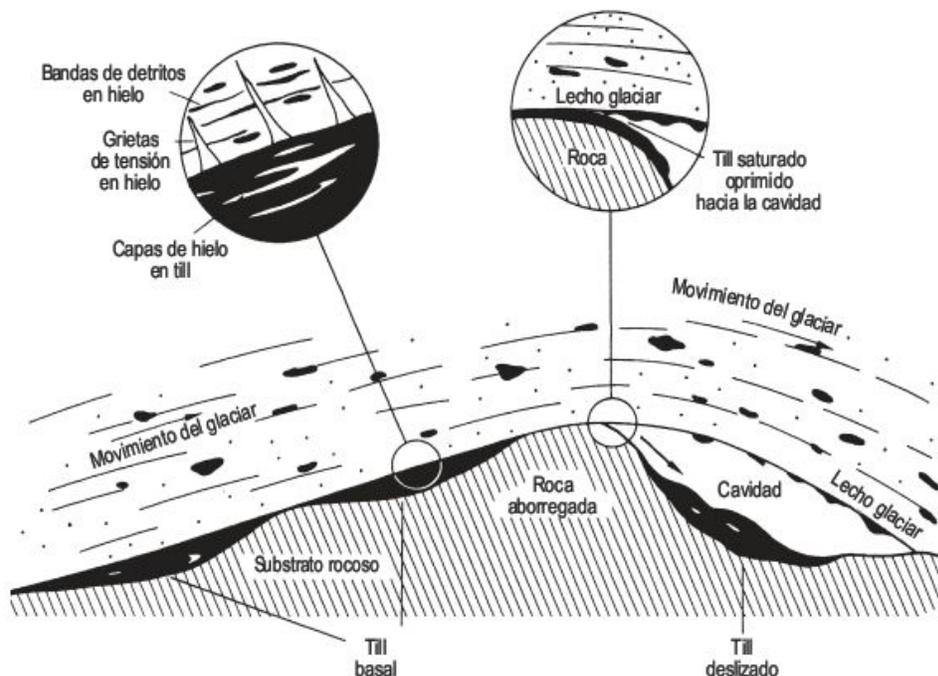


FIGURA 14.3 Acumulación de till subglaciar en la base de los glaciares Svalbard, Spitsbergen. Nótese la cavidad existente al abrigo de una roca aborregada, que se rellena por till (Boulton, 1971, modificado en Sugden y John, 1976).

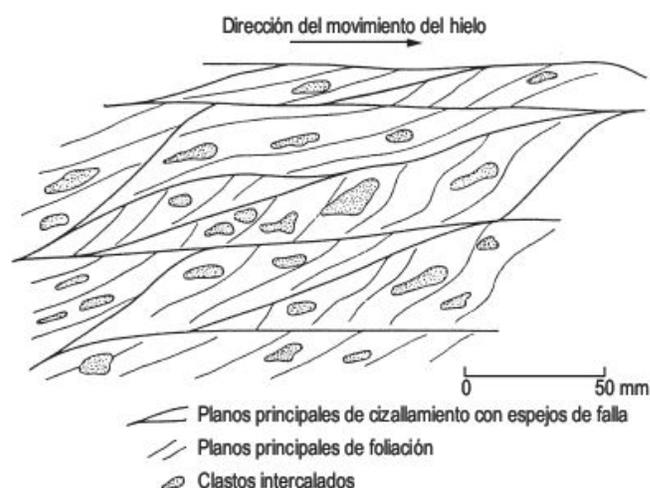


FIGURA 14.4 Esquema que indica estructuras de cizallamiento en till subglaciar resultantes de esfuerzos bajo hielo en movimiento (Boulton, 1970a).

gen a cordones morrénicos que indican posiciones marginales. El till no suele presentar fábrica. Si el glaciar avanza se produce el **empuje** del material suelto depositado en el margen frontal dando origen a morrenas de empuje. El till se pliega y se fractura formando estructuras imbricadas. La fábrica resultante tiene una orientación paralela a la dirección del movimiento del hielo (Croot, 1987; Van der Wateren, 1987).

14.1.3 Características del till

El till es un depósito pobremente clasificado constituido por una gran variedad de tamaños de grano, con frag-

mentos de dimensión de bloque empastados en una matriz de grano fino, a veces arcillosa. El till no presenta estratificación y, por lo general, está formado por una amplia variedad de tipos de roca y los clastos suelen aparecer afacetados y estriados (Sugden y John, 1976). Algunos investigadores utilizan el término de morrena como equivalente al de till, pero el vocablo morrena tiene una acepción morfológica, mientras que la de till es sedimentológica (Price, 1973).

Los glaciares tienen una gran capacidad de transporte como lo demuestran los **bloques erráticos** (Fig. 14.5), que son bloques situados en superficies rocosas o sobre material depositado por la actividad glaciar, en los que generalmente sus litologías son distintas a las del material sobre las que se asientan. Las dimensiones de estos bloques son, en ocasiones, espectaculares, como el bloque errático Schollen, en Alemania, de 4 km por 2 km por 120 m (Price, 1973). El bloque errático Okotoks, cerca de Calgary (Canadá), tiene un peso de 118.000 Tm (Sharp, 1988). Si se reconoce el lugar de procedencia por su litología podemos deducir la distancia que ha recorrido. Algunos de estos bloques erráticos indicadores se han desplazado hasta 1.200 km. (Fig. 14.6) (Flint, 1971).

La **distribución del tamaño de las partículas** proporciona datos muy valiosos sobre la formación del till. La mayoría presentan una distribución bimodal con un pico correspondiente a fragmentos de tamaño bloque-grava y otro relativo a la matriz (Dreimanis y Vagners, 1971) (Fig. 14.7). Para una litología determinada el tamaño de grano disminuye al aumentar la distancia al área fuente y un predominio de granos minerales sobre los fragmentos de roca indica un alto grado de madurez del till. Todo ello señala que existen unos mecanismos de clasificación en



FIGURA 14.5 Bloques erráticos. Markarfljót (Islandia). Foto F. Gutiérrez.

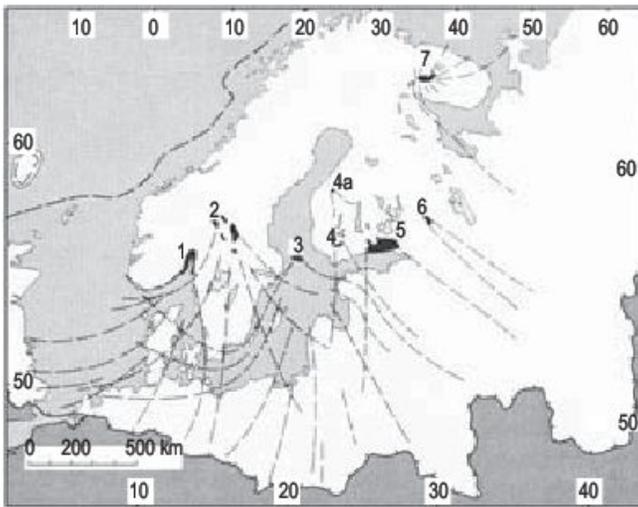


FIGURA 14.6 Trayectorias de bloques erráticos indicadores en el Casquete Escandinavo. 1. Rocas del distrito de Oslo. 2. Pórfidos de Dala. 3. Granitos rapakivi de las Islas Aland y pórfidos cuarcíferos. 4. Diabasa olivínica de Satakunta y pórfido uralítico de Hameenlinna. 4a. Kamaita de Lappajärvi. 5. Granitos rapakivi de Viipuri. 6. Granitos rapakivi del Lago Ladoga. 7. Sienita nefelínica de Umptek y Lujavr-Urt (en Flint, 1971).

los glaciares que están en relación con la rotura de los fragmentos. Si estos son de naturaleza calcárea el till puede verse substancialmente modificado por la disolución de los carbonatos (Sudgen y John, 1976).

La **fábrica** del till hace referencia a la disposición de las partículas que lo componen. También se denomina glacioteconita (Elson, 1989). Muchas veces es visible la ordenación de las partículas, sobre todo en la orientación de los ejes mayores de los fragmentos de gran tamaño (Fig. 14.8). El análisis de la dirección y buzamiento de los clastos alargados en el till se utiliza para determinar la dirección antigua del flujo del hielo (Flint, 1971; Benn, 1995).

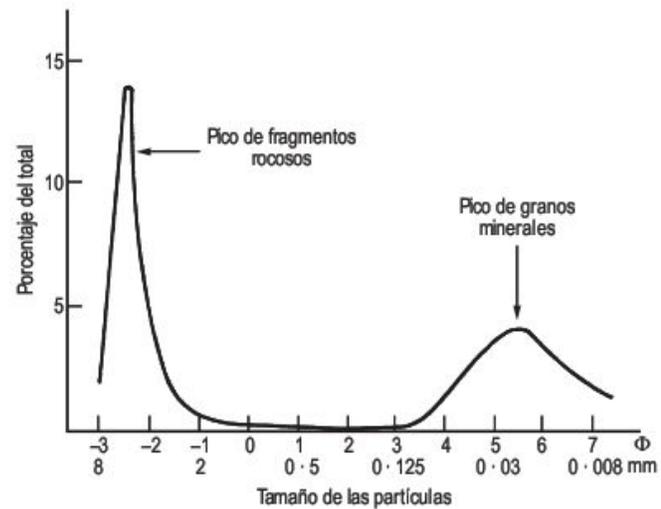


FIGURA 14.7 Distribución bimodal del tamaño de partículas en un till (Dreimanis y Vagners, 1971).

Estos estudios de la fábrica del till hay que extenderlos a varias estaciones de un área, ya que un único dato puede conducir a interpretaciones erróneas. Además, estas investigaciones pueden ayudar a diferenciar dos o más tipos de till en una secuencia.

14.1.4 Modelados resultantes de la sedimentación glacial

Aproximadamente un 10% de la superficie terrestre continental está cubierta por depósitos ligados a la actividad de las masas de hielo (Price, 1973). Pueden alcanzar potencias considerables de hasta 400 m en Spokane Valley (Estados Unidos) (Flint, 1971) o constituyen simplemente una delgada película de depósitos que fosilizan el substrato. Las morrenas están constituidas por till o una mezcla



FIGURA 14.8 Deposito de till en el que se observa la ordenación de los fragmentos mayores. Cabecera del Río Gállego (Pirineo aragonés).

de till y depósitos fluvioglaciares. Todas estas acumulaciones presentan distintos tipos de modelados, que dependen de la dinámica glacial, de su posición respecto al hielo y de los procesos que los han elaborado.

En función de la situación que ocupan respecto al glaciar, se pueden clasificar como **morrenas terminales, laterales y centrales**. Las dos primeras indican posiciones de avance o retirada del glaciar y las morrenas centrales (Fig. 14.9) se originan en la unión de dos glaciares de valle. Estas últimas morrenas suelen ser superficiales y de poca potencia. Las morrenas laterales pueden presentarse adosadas a la pared rocosa del glaciar o, a veces, formar cordones separados de la misma (Fig. 14.10). En ambos casos, su alimentación procede fundamentalmente de detritos generados en las paredes. En algunos casos, las morrenas laterales se unen con las terminales dando origen a cordones o arcos morrénicos, que pueden represar las aguas de deshielo generando lagos de obturación. Es-

tos cordones morrénicos suelen erosionarse rápidamente por aguas fluviales y fluvioglaciares, quedando un conjunto de pequeños cordones en los que, con frecuencia, es posible diferenciar las distintas etapas de retirada del glaciar a partir de estos restos de arcos morrénicos terminales.

La diferenciación de los distintos tipos de morrenas se puede basar también en el estado de actividad de las masas de hielo y en los ambientes de su formación, subglaciares y marginales (Chorley *et al.*, 1984) (Fig. 14.11). Las formas subglaciares se originan bajo un glaciar activo templado debido al suministro de partículas resultantes del deshielo de la base del glaciar. Una de las morfologías de mayor extensión son los **mantos de till** (*till sheets*), también conocidos como **morrenas de fondo** (*ground moraines*). Se trata de amplias llanuras cubiertas de till, cuya potencia oscila entre el medio metro y decenas de metros, pudiendo alcanzar miles de km² de superficie (Kemmis,



FIGURA 14.9 Morrena central del glaciar Baltoro superior, a unos 5.000 m de altura, en el Karakorum (Pakistán). Foto J. López-Martínez.

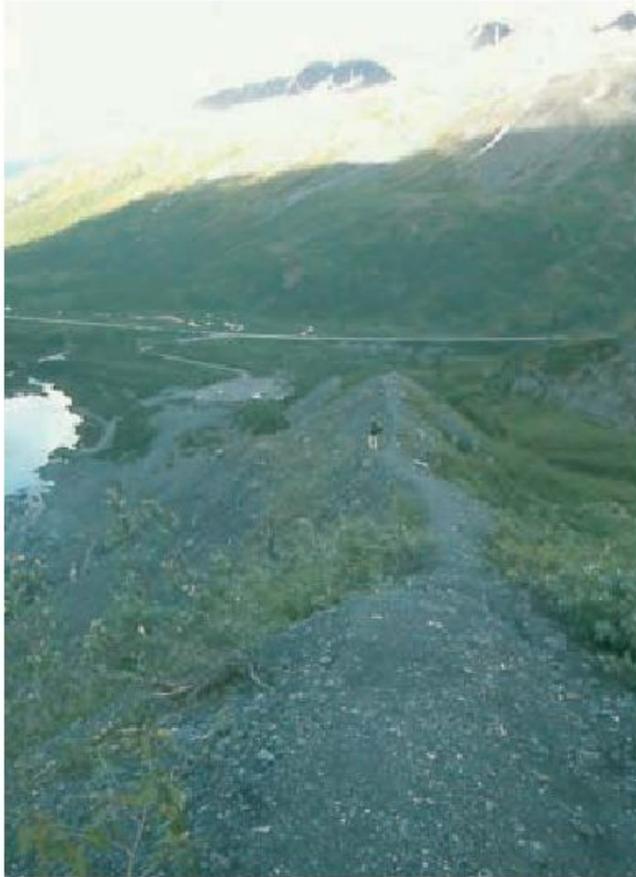


FIGURA 14.10 Cordón morrénico. Glaciar de Worthington (Alaska). Foto P. Lucha.

1989). Cubren amplias áreas de las llanuras de Europa y Norteamérica que estuvieron ocupadas por casquetes de hielo. En detalle, su topografía es irregular con afloramientos de substrato rocoso, pequeñas colinas y lagos y también se reconocen formas lobadas en las morrenas (Fig. 20.10). Algunas secciones de till presentan interca-

laciones de gravas y arenas, que indican ambientes alternantes glaciares y fluvio-glaciares. Los espesores son variables y la existencia de una potencia importante se interpreta como que el glaciar ha sido estacionario, mientras que la presencia de una película delgada puede ser indicadora de una rápida retirada del hielo. En la actualidad estos mantos de till están siendo destruidos por la erosión hídrica y la incisión fluvial permite reconocer buenas secciones de estas secuencias. Estas acumulaciones son el resultado de los distintos avances y retrocesos de los casquetes de hielo pleistocenos y, por consiguiente, el estudio sedimentológico y cronológico de estos depósitos proporciona datos muy valiosos sobre la geología del Cuaternario de estas regiones.

Otras formas subglaciares presentan una alineación paralela al flujo del hielo. Las **morrenas acanaladas** (*fluted moraines*) son una alternancia de cordones y surcos rectilíneos elaborados sobre till, que afloran en los márgenes de glaciares en recesión. La longitud de las mismas es de decenas o centenas de metros y su altura no suele superar los 5 m. Se originan al abrigo de bloques depositados en el lecho glaciar que crean una zona de bajas presiones aguas abajo (Boulton, 1976; Gordon *et al.*, 1992). El perfil longitudinal de estas formas es parecido al de los drumlins alargados y son considerados por algunos autores como drumlins lineales muy estrechos (Prest, 1968). Uno de los problemas de interpretación no resueltos es el relativo a la regularidad del espaciado entre los cordones existentes en algunas morrenas.

Los **drumlins** son colinas alargadas con su eje mayor paralelo a la dirección del movimiento del hielo. Tienen forma de cuchara invertida o de semi-elipsoide más o menos alargado. Su longitud oscila entre 10 y 3.000 m, la altura está comprendida entre 5 y 50 m y la anchura tiene dimensiones variables en función de su grado de alargamiento (Menzies, 1979; Chorley *et al.*, 1984). Su perfil longitudinal presenta una ladera de mayor pendiente aguas arriba, donde alcanzan su mayor altura, y en su extremi-

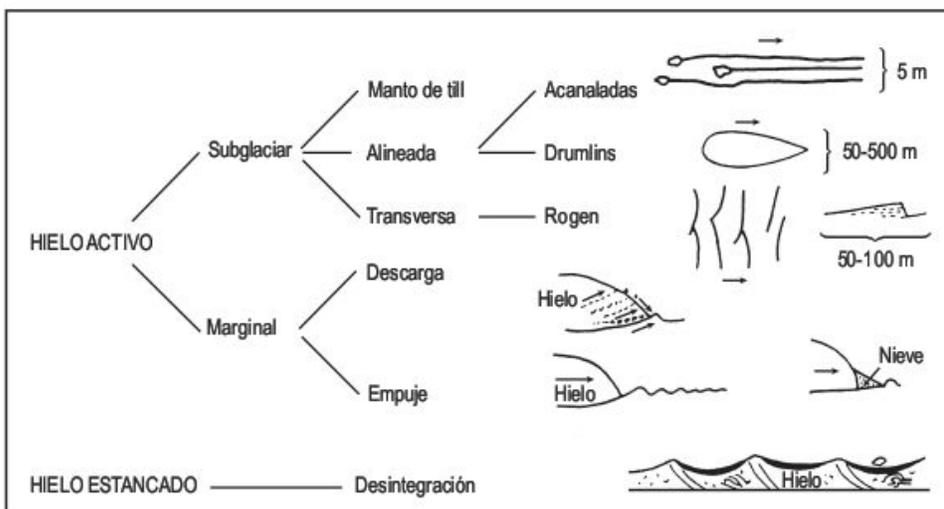


FIGURA 14.11 Clasificación de las morrenas glaciares (Chorley *et al.*, 1984).

dad aguas abajo desarrolla un apuntamiento. Los drumlins rara vez se presentan aislados y normalmente se agrupan formando campos de drumlins, por lo general en disposición escalonada, dando origen a la denominada topografía en «cesta de huevos» (Fig. 14.12). Se desarrollan fundamentalmente en áreas de antiguos casquetes de hielo, donde pueden reconocerse regiones constituidas por miles de drumlins, tal como se observa en el centro de Finlandia, norte de Irlanda, Estado de Nueva York y sur de Ontario (Canadá) (Benn y Evans, 1998) (Fig. 14.13). Normalmente están constituidos por till, pero a veces se intercalan arenas y gravas o pueden presentar un núcleo rocoso.

Existen numerosos trabajos relativos al origen de los drumlins que pueden sintetizarse en dos grupos de teorías. Una que defiende la erosión por el hielo de una cubierta de till preexistente y otras que los interpretan como una acumulación subglaciar de till en formas alineadas. Para la primera se propone la actuación de dos glaciaciones o avances importantes de las masas de hielo, en la que la primera deposita y la segunda erosiona (Embleton y King, 1975).

La existencia de umbrales rocosos o de grandes bloques sugiere que pueden formarse por acreción alrededor de los mismos, tal como se observa en algunos drumlins que presentan capas concéntricas. La etapa inicial de su formación serían las morfologías de colina o bloque y cola (*crag and tail*). La forma del drumlin está relacionada con las variaciones de la presión basal de un glaciar en movimiento, tal

como parecen indicar la orientación de los clastos en el till de los drumlins. Las partes elevadas del drumlin son zonas de baja presión (Fig. 14.14) y las partículas se transportan a estas zonas de cresta desde las áreas deprimidas de alta presión (Evenson, 1971). Esta interpretación corrobora el hecho de que en los campos de drumlins la cobertera de till se adelgaza en las zonas entre los drumlins. Boulton (1987) explica los drumlins en función de las propiedades reológicas de los sedimentos subglaciares y su contenido en agua. Como consecuencia de los esfuerzos glaciares los materiales gruesos se deforman débilmente y los finos fluyen con facilidad. Algunos núcleos pueden desenraizarse y llegan a presentar un alto grado de deformación al contrario que los núcleos estables.

La concentración de drumlins en determinadas áreas parece indicar que deben existir condiciones específicas para su generación. Hacia el margen del glaciar el hielo se adelgaza y, por consiguiente, la capa disminuye pudiéndose alcanzar en el till subglaciar un estado crítico en el que se alcanza la dilatancia (Fig. 14.15a) (Smalley y Unwin, 1968; Smalley y Piotrowski, 1987). Esta se produce cuando las partículas constituyentes del till sometidas a esfuerzos se desplazan entre ellas, desencajándose unas respecto a otras. Este proceso trae consigo una expansión o aumento de volumen y una mayor resistencia a los esfuerzos de cizalla. No todos los tills son materiales dilatantes y se requiere un mínimo de bloques para que lo

FIGURA 14.12 Topografía en cesta de huevos generada por hielo en movimiento desde derecha a izquierda (Holmes, 1965).

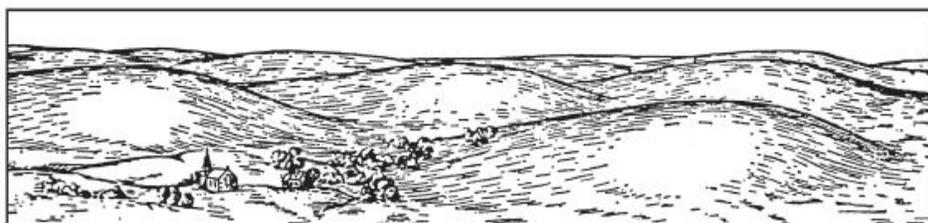
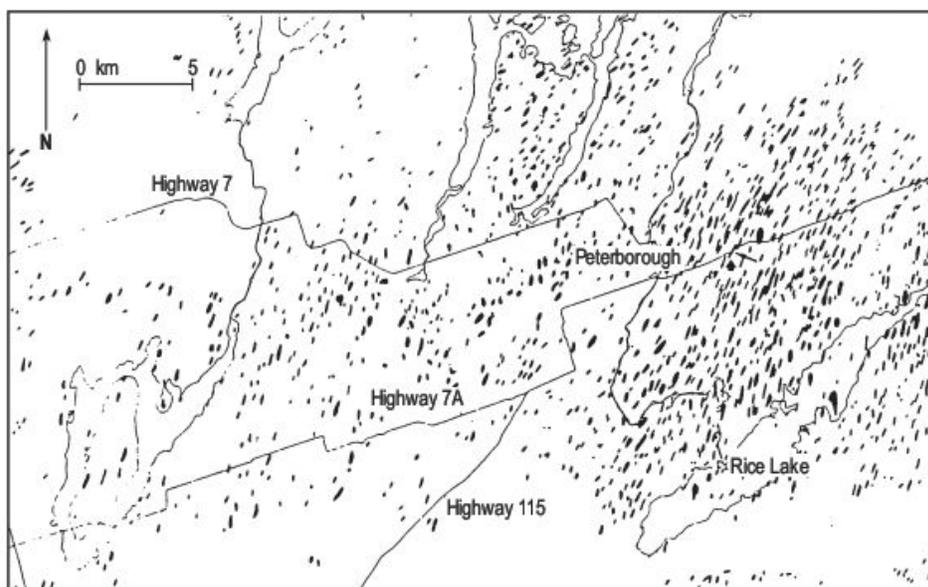


FIGURA 14.13 Campo de drumlins de Peterborough (Ontario, Canadá) (Sharpe, 1987).



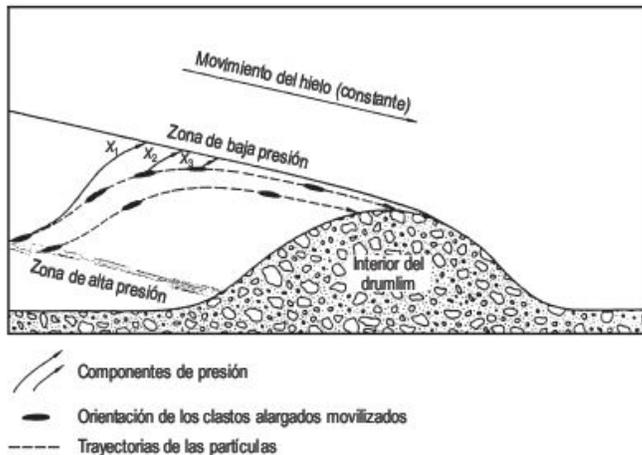


FIGURA 14.14 Modelo teórico de flujo, en el que se señalan las trayectorias de movimiento de las partículas sobre los flancos de un drumlin en crecimiento (Evenson, 1971).

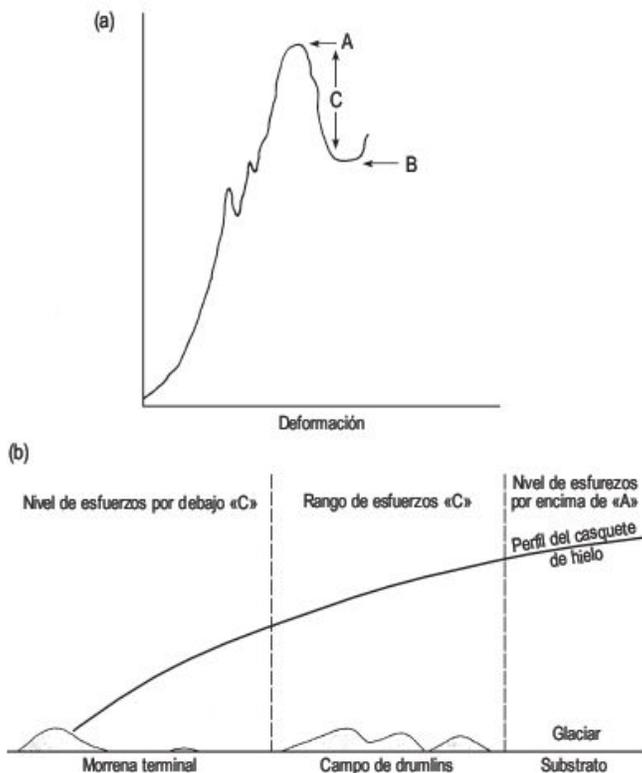


FIGURA 14.15 (a) Curva carga-deformación para un till glaciar. (b) Sección transversal del margen de un glaciar en la que se indican las condiciones de esfuerzos para la formación de los drumlins (Smalley y Unwin, 1968).

sean. Este till compacto resiste los esfuerzos posteriores, de tal forma que el resto del till fluye alrededor del mismo moldeándolo. El esfuerzo C es crítico para la generación de los drumlins (Fig. 14.15b). Si es mayor que A no se forman y el till es arrastrado por el glaciar. Si el esfuerzo es menor que B se produce una deformación continua del till, llegando a formarse finalmente las morrenas termina-

les. Según esta hipótesis los drumlins se originan aguas arriba de las morrenas terminales.

No obstante, y a pesar de los numerosos mecanismos aducidos para la formación de los drumlins, la génesis de estas formas resulta problemática. Es muy posible que se trate de formas poligenéticas. Por otra parte, no se conoce ningún drumlin formándose en la actualidad.

Otro tipo de morrenas generadas en hielo activo y en ambientes subglaciares son las **morrenas transversales de valle o morrenas Rogen**, que tienen este nombre por el lago de Suecia donde fueron descritas. Se trata de cordones morrénicos transversales al flujo del hielo, asimétricos, con la ladera de menor pendiente situada aguas arriba. Su forma es arqueada y ligeramente cóncava hacia arriba del movimiento del hielo. Sus longitudes oscilan entre 100 y 3.000 m y sus alturas entre 5 y 20 m. El till glaciar presenta una intensa deformación con estructuras imbricadas vergentes aguas abajo (Lundquist, 1989). También pueden presentar esquirlas de roca con esta fábrica (Moran, 1971). Todo ello indica un intenso flujo compresivo bajo el hielo y en estas condiciones se produce una opresión hacia el margen que deforma fuertemente el till basal y origina los cordones transversales (Price, 1970). Otra posibilidad que se baraja es que la opresión del till construye la morrena transversal bajo una columna de agua de un lago marginal (Andrews y Smithson, 1966).

Las **morrenas de descarga** (Fig. 14.11) proceden de la acumulación de material resultante de la fusión del hielo, que ha sido transportado por el glaciar en sus distintos ambientes. Por lo tanto, se trata de un conjunto de depósitos que reflejan la combinación de muchos procesos. El material es supraglaciar o de origen endoglaciar, que alcanza la superficie a lo largo de planos de cizalla, el cual desliza por la superficie del hielo o es depositado por el hielo en su fusión (Sugden y John, 1976). Tienen forma de cordón y se sitúan en las zonas marginales de los glaciares. Estas morrenas marginales incluyen a los depósitos transportados como morrenas centrales y a las morrenas laterales (Fig. 14.10) que se unen con las morrenas frontales para generar amplios cordones morrénicos. En estas morrenas no suele haber orientación preferente de los fragmentos rocosos, aunque puede reconocerse alguna fábrica heredada.

En los medios marginales los glaciares que acaban en tierra firme descargan importantes volúmenes de material en sus bordes. La cantidad de partículas depositadas depende del volumen de material sólido transportado por el glaciar y el tamaño de las acumulaciones morrénicas también es función del tiempo que el glaciar permanece en el mismo lugar. Así, los cordones morrénicos del Glaciar Franz Josef (Nueva Zelanda), situado en la llanura costera al pie de las montañas, han alcanzado en un estado estacionario alturas de hasta 430 m.

Las **morrenas de empuje** (Fig. 14.11) son el resultado de avances de los márgenes frontales de las masas de hielo que arrastran al material de origen glaciar previa-

mente depositado. Este efecto de *bulldozer* trae consigo la generación de pequeños cordones morrénicos asimétricos que no suelen superar los 2 m de altura, cuyas laderas que dan cara al hielo son las que presentan una mayor inclinación. Los depósitos están constituidos por till glacial y con frecuencia material fluvio-glacial. Como consecuencia del empuje del hielo se reconocen pliegues y fallas inversas en disposición imbricada (Sharp, 1982; van der Wateren, 1992) (Fig. 14.16). Es bien sabido que los glaciares tienden a avanzar en invierno, que es cuando la ablación es mínima y estos avances anuales, en un glaciar en continua recesión, dan lugar a pequeños cordones cuyo espaciado está en relación con el balance de la ablación (Hewitt, 1967; Worsley, 1974); a estos cordones se les denomina **morrenas anuales** o **De Geer** (Hoppe, 1959). Por otra parte, los glaciares de flujo espasmódico producen en sus avances grandes morrenas de empuje, con cordones morrénicos de mucho mayor tamaño y una deformación interna más acusada.

Finalmente, cuando el hielo inactivo funde se originan las **morrenas de desintegración** (Fig. 14.11). Si todavía existe hielo en estos glaciares inactivos las zonas elevadas están coronadas por detritos, que protegen al hielo infrayacente de la fusión y las partículas fluyen o se deslizan

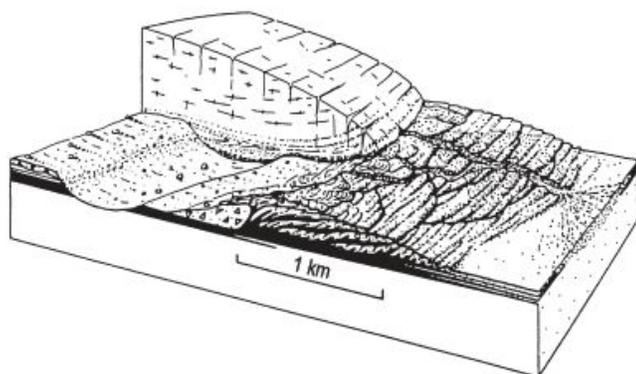


FIGURA 14.16 Bloque diagrama simplificado de la morrena de empuje de Holmtrömbreen (Spitsbergen) con fallas y pliegues tumbados. Está formada por sedimentos de grano fino (en negro) y tills (triángulos). Escala vertical exagerada (Van der Wateren, 1992; en Ehlers, 1996).

hacia las depresiones. Al desaparecer el hielo se produce una inversión del relieve con las acumulaciones más antiguas en las depresiones (Boulton, 1972). El conjunto constituye una morrena *hummocky*, que caracteriza a un terreno ondulado formado por pequeñas colinas y depresiones cerradas.

14.2 Erosión y sedimentación fluvio-glaciares

14.2.1 Las aguas de deshielo

Las aguas resultantes de la fusión del hielo forman parte del sistema glaciar y son el producto principal de la ablación de los glaciares (Fig. 14.17). Ya hemos indicado la importancia que tiene el agua de deshielo en la velocidad del movimiento del glaciar y en el flujo de partículas en el medio subglaciar. A esto hay que añadir el importante papel erosivo y deposicional, sobre todo más allá de las masas de hielo, que se manifiesta, entre otras cosas, por los rápidos cambios que experimenta la red de drenaje (Price, 1980) (Fig. 14.18). El deshielo se incrementa desde la línea de equilibrio y es máximo en las partes más distales del glaciar, lo que indica una superposición del subsistema fluvio-glaciar al glaciar en el que la intensidad de la acción geomorfológica de este último pierde su predominio a favor del trabajo fluvio-glaciar en las partes finales de la masa de hielo (Sugden y John, 1976).

El agua de deshielo puede ser superficial o interna, siendo mucho más importante la primera. El deshielo superficial disminuye al ser menor la altitud. Pueden existir otros agentes derivados de las aguas de lluvia estivales, de aguas procedentes de otros valles adyacentes y de aguas

subterráneas (Benn y Evans, 1998). El agua basal e interna deriva del calor geotérmico, que, como media, es capaz de fundir anualmente una lámina de hielo de 6 mm de grosor, y del deslizamiento basal y deformación interna que producen calor y pueden ocasionar el deshielo de una capa de 10-15 mm (Walder, 1982). La cantidad de deshielo es máxima en ambientes marítimos templados y disminuye hacia las altas latitudes y hacia el interior de los continentes.

El deshielo en estas áreas de ablación trae como consecuencia la formación de canales (Fig. 14.19), que ocupan posiciones muy diversas dentro y fuera de las masas de hielo e incluso pueden recorrer ambientes muy diversos (Brodzikowki y Van Loon, 1987). Según el régimen térmico el agua puede fluir sobre la superficie o en el interior del glaciar. El tamaño de los canales puede variar desde dimensiones métricas hasta kilométricas. En los **canales marginales** (Fig. 14.20) y **submarginales** el agua de deshielo discurre por el contacto entre la masa de hielo y la vertiente rocosa y pueden ocupar una posición lateral o frontal con respecto al glaciar. Son cortos y raramente exceden los 2 km de longitud. Los **canales supraglaciares** alcanzan un gran desarrollo sobre los cas-



FIGURA 14.17 Fusión subglaciar en un frente de hielo en la Cordillera Darwin, Tierra del Fuego. Foto J. López-Martínez.

quetes de hielo formando, por lo general, redes dendríticas (Ferguson, 1973). Los canales son rectos o meandri-formes, con profundidades que varían entre pocos centímetros y escasos metros (Fig. 14.21). Sus aguas pueden perderse puntualmente en grietas, que se ensanchan paulatinamente convirtiéndose en pozos cilíndricos llamados **moulins**, que generan una **topografía kárstica glacial** (Stenborg, 1970).

El sistema de **canales intraglaciares** y **subglaciares** (Fig.14.22) refleja un drenaje interno, similar al de las rocas solubles, con grandes galerías y lagos en su interior (Fig. 14.23). Aquí, este conjunto de conductos internos se originan por deshielo a través de las grietas glaciares, mientras que en el karst se producen por disolución. Las secciones de las galerías son circulares si se forman por flujo forzado o freático y alargadas en la vertical si el flujo es vadoso o libre. El ensanchamiento de la red de conductos internos se produce fundamentalmente en verano, como consecuencia del aumento de temperatura y del mayor aporte de agua al sistema (Pohjola, 1994). Los estudios con trazadores, llevados a cabo en Storglaciären

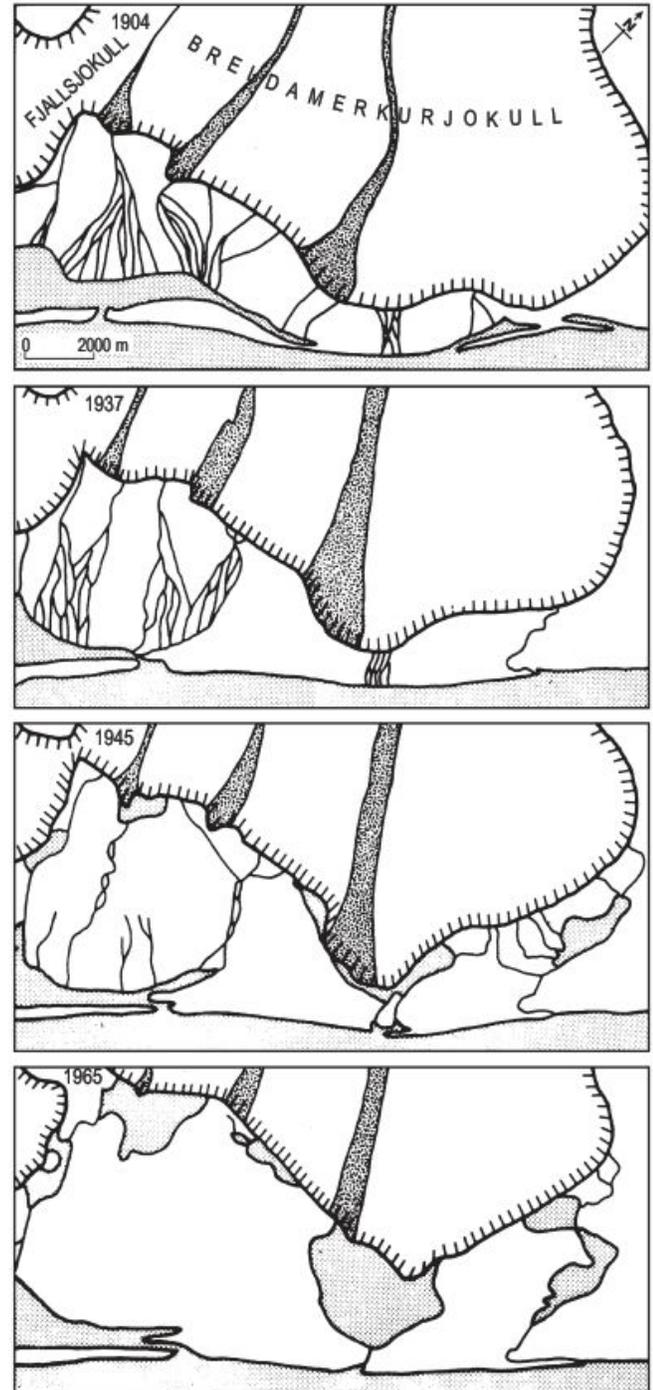


FIGURA 14.18 Evolución del drenaje proglaciar en Breiðamerkurjökull (Islandia) (Price, 1980).

(Suecia) revelan que el drenaje intraglacial es de tipo trenzado (*braided*) (Hooke *et al.*, 1988). A veces se reconocen cavidades subglaciares donde se almacena el agua a favor de cuencas rocosas y algunas, como en la Antártida, estudiadas por métodos geofísicos, alcanzan espectaculares dimensiones (180 × 45 km) (Robin *et al.*, 1977). Finalmente, se denominan **canales proglaciares** (Fig. 14.24) a

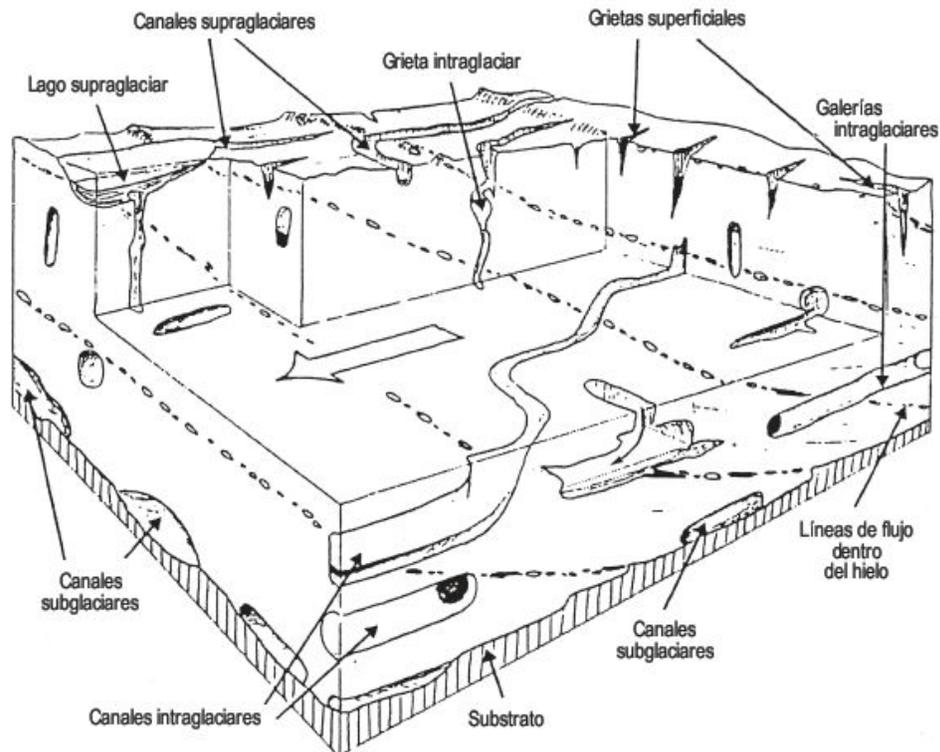


FIGURA 14.19 Bloque-diagrama esquemático en el que se indican los distintos tipos de canales en un glaciar templado (Brodzikowski y Van Loon, 1991).



FIGURA 14.20 Canal marginal y morrena lateral. Skaftafellsjökull (Islandia). Foto F. Gutiérrez.

los resultantes del agua de fusión, que discurren fuera de la masa de hielo.

La **descarga** en estos ambientes fluvioglaciares varía enormemente tanto en cortos como en largos periodos de tiempo. Las fluctuaciones diurnas se reflejan por un bajo caudal por la mañana y por un aumento brusco al final de la tarde. Las variaciones estacionales presentan mínimos en invierno y máximos en verano (Menzies, 1995a). Los caudales en el Glaciar de Argentière, en el macizo del Mont Blanc, son de 0,1-1,5 m³/seg en invierno y de 10-11 m³/seg en verano (Boulton y Vivian, 1973). En oca-

siones se producen descargas espectaculares en glaciares espasmódicos o por drenajes súbitos de lagos subglaciares o lagos marginales represados (Benn y Evans, 1998). Estos grandes caudales producen importantes inundaciones y se les llama **jökulhlaup** en Islandia, que se caracterizan por elevadas descargas en pocas horas, seguidas de un descenso rápido. Uno de los ejemplos más conocidos es el del lago Grimsvötn, al oeste del Casquete de Vatnajökull, que se encuentra sobre un volcán y en el que se producen, con una periodicidad de unos diez años, drenajes súbitos con caudales de 40.000-50.000 m³/seg, que inun-



FIGURA 14.21 Canal supraglaciario meandriforme en las Islas Shetland del Sur, Antártida. Foto J. López-Martínez.

dan unos 1.000 km² de una llanura de gravas y arenas (sandur). Su flujo normal es aproximadamente 400 m³/seg (Thorarinsson, 1953a; Björnsson, 1992).

En el registro geomorfológico son sorprendentes las **paleoinundaciones** cataclísmicas del Pleistoceno superior, que tuvieron lugar en las Montañas Altay (Siberia) (Baker *et al.*, 1993), recientemente descubiertas, y las conocidas desde hace tiempo del Lago Missoula, en el noroeste de Estados Unidos (Bretz, 1923). A estas últimas se las conoce también como inundación Spokane. En ambas, los máximos caudales alcanzaron varios millones de metros cúbicos por segundo. Se producen por avances de lóbulos de los casquetes de hielo que bloquean el drenaje, generándose lagos represados. Cuando se destruye el represamiento, posiblemente por rotura basal, se libera súbitamente el agua produciéndose gigantescas inundaciones.

El Lago Missoula (Baker y Bunker, 1985) (Fig. 14.25), represado por el lóbulo Puge del Casquete Cordillerano durante la glaciación Wisconsin, estaba situado en el noroeste de Montana y ocupaba una superficie de 7.700 km², con una profundidad máxima de 600 m y un volumen de agua de 2.500 km³. Todos estos datos se han obtenido a partir de investigaciones sobre la línea de costa. La rotura del hielo generó un pico de descarga de 21,3 millones de m³/seg, unas cien veces el caudal medio del Amazonas, o unas veinte veces la descarga media de todos los ríos del mundo. En los canales se alcanzaron velocidades de 70 km/h. El estudio de los materiales depositados permite deducir 40-60 inundaciones catastróficas entre 15.300 y 12.700 años. La inundación se extendió hacia el oeste en las llanuras de los basaltos de meseta del Río Columbia en forma de canales trenzados y en la garganta de este río alcanzó 300 m de profundidad. En las llanuras barrió la



FIGURA 14.22 Canal subglaciario del Glaciar de Biafo, situado a unos 3.200 m de altitud. Cordillera del Karakorum (Pakistán). Foto J. López-Martínez.



FIGURA 14.23 Conducto intraglaciar y lago dejado al descubierto por un hundimiento de la superficie del glaciar. Glaciar de Baltoro, Karakorum (Pakistán). Foto J. López-Martínez.



FIGURA 14.24 Canales proglaciares, lagos marginales, llanura y valle de sandar, en el glaciar de Skeidararjökull (Islandia). Foto F. Gutiérrez.

mayor parte de la cobertura de loess y se generó el paisaje de rocas desnudas acanaladas (*Channeled Scabland*) (Bretz, 1969; Baker, 1981b). Se reconocen ripples gigantes en gravas con 100 m de longitud de onda y de hasta 5 m de altura, grandes marmitas y profundas cuencas rocosas de hasta 30 m de profundidad. En la garganta del río Columbia se han calculado caudales de 10 millones de m^3/seg (Benito, 1997) y se generaron espectaculares modelados erosivos y deposicionales.

14.2.2 Formas resultantes de la erosión fluvioglaciar

Las aguas de los canales de deshielo son capaces de transportar una gran carga de sedimentos y pueden producir una importante labor erosiva. Las velocidades de estas aguas

suelen ser elevadas y son frecuentes valores de 8-15 m/seg. Cuando están sometidas a grandes presiones hidrostáticas pueden producir erosión por cavitación en el lecho rocoso (Drewry, 1986). Estas aguas de deshielo transportan gran cantidad de carga en suspensión y de fondo. La primera alcanza en los glaciares de Noruega valores de 3.800 mg/l y la carga de fondo puede ser un 25% de la carga total en caudales punta de verano. También moviliza una pequeña carga en disolución, que en el Glaciar de Argentièrre supera a la carga en suspensión durante el invierno (Sugden y John, 1976).

Diversas microformas han sido atribuidas a la actividad de las aguas de deshielo. Se las conoce como **formas-P** o superficies esculpidas plásticamente. Han sido descritas en el apartado de modelado de erosión glaciar, ya que existe una controversia en su interpretación como formas glaciares o fluvioglaciares, aunque parece que esta última

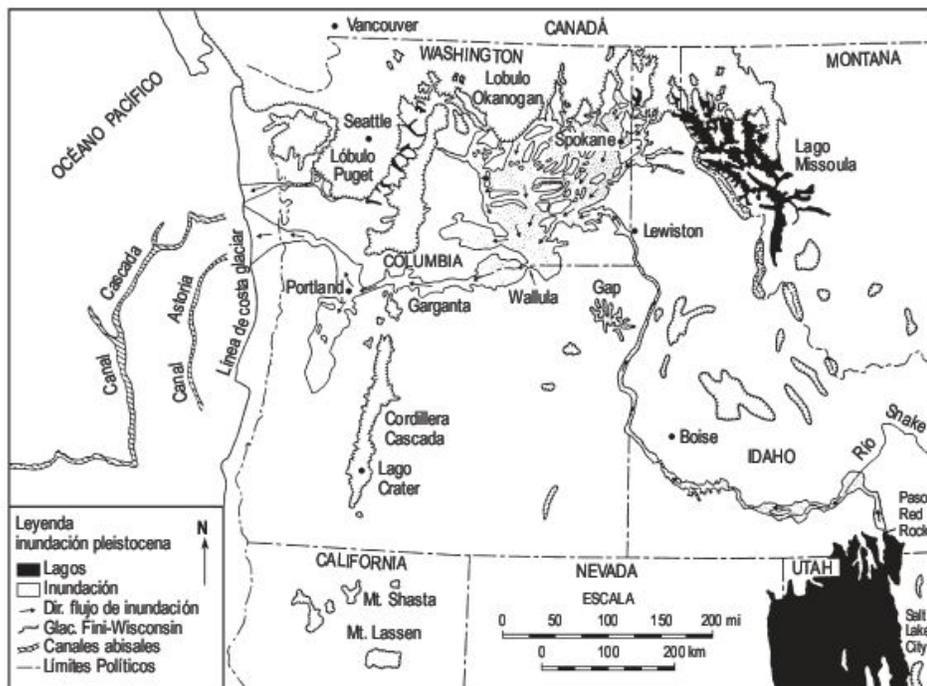


FIGURA 14.25 Regiones del noroeste de Estados Unidos afectadas por inundaciones catastróficas a finales de la glaciación Wisconsin (Baker y Bunker, 1985).

hipótesis es la más aceptada (Allen, 1971). Se puede considerar el origen de las formas-P utilizando una serie de criterios. (1) Si las formas-P se encuentran sobre el lecho glaciar, en una disposición improbable para el curso del agua de fusión subglaciar, pueden tener un origen fluvial. (2) Si el lecho glaciar es masivo y las formas-P indican el flujo del hielo, entonces las ha generado la erosión del hielo (Rea *et al.*, 2000). También son características las **marmitas** gigantes desarrolladas en el lecho de estos canales de deshielo, que pueden alcanzar profundidades de hasta 20 m y anchuras de 15 m. Generalmente son más profundas que anchas y presentan acanaladuras en espiral producidas por cantos en movimiento turbillonar (Kor *et al.*, 1991).

Los rasgos geomorfológicos más fehacientes de la erosión fluvio-glaciar son los canales que se encajan bien sobre el substrato rocoso o sobre material suelto procedente de la actividad de los glaciares. Los **canales marginales**, laterales o frontales, pueden incidir en el hielo o encajarse en el substrato, que por lo general suele ser till glaciar. Suelen ser cortos y raramente exceden los 2 km. Se interpretan como de posible origen marginal aquellos canales que son subparalelos a las curvas de nivel, aunque esto es problemático ya que puede tratarse de canales subglaciares que discurren cerca del margen del glaciar (Price, 1973). Los **canales subglaciares** pueden encajarse hasta 100 m, alcanzar 1-2 km de anchura y 75 km de longitud (Selby, 1985). Suelen ser de paredes abruptas y sus fondos son aplanados con irregularidades. Generalmente acaban bruscamente y se supone que su final corresponde con la salida del hielo, donde se genera un abanico aluvial. Se interpretan como subglaciares cuando tienen posiciones anó-

malas dentro del sistema de drenaje. Cuando el margen del hielo tiene pendientes adecuadas para la evacuación de las aguas de deshielo, los canales se alejan del borde glaciar. Estos **canales proglaciares** vierten sus aguas a colectores de mayor orden o a lagos (Fig. 14.26) y mares (Fig. 14.27), efectuando en su recorrido una considerable labor erosiva. Los **canales de desbordamiento**, que drenan el exceso de las aguas lacustres, se distinguen por estar en relación con depósitos glaciolacustres de playa o delta.

14.2.3 Modelados derivados de la sedimentación fluvio-glaciar

Ya hemos señalado que una de las características del medio fluvio-glaciar son las grandes fluctuaciones de la descarga y, por consiguiente, de su capacidad de transporte. Estas modificaciones se reflejan en cambios bruscos en el tamaño de las partículas y en variaciones rápidas de las estructuras sedimentarias, tanto lateral como verticalmente. Además, estas fluctuaciones traen consigo que muchos de los modelados fluvio-glaciares tengan un carácter discontinuo. Esto se enfatiza por la continua erosión a la que están sometidas estas formas en áreas de glaciares en retroceso (Menzies, 1995b, 2002). Por otra parte, los materiales fluvio-glaciares suelen estar mezclados en ocasiones con depósitos de till glaciar y con frecuencia, los sedimentos fluvio-glaciares se generan a partir del retrabajamiento de till glaciar (Flint, 1971). Todo ello nos habla de un medio con constantes y profundos cambios, donde la erosión y sedimentación modifican sustancialmente la morfología de estas áreas.



FIGURA 14.26 Lago proglaciar. Jökulsárlón (Islandia). Foto F. Gutiérrez.



FIGURA 14.27 Canales proglaciares en la Isla de Marambio que vierten sus aguas al Mar de Weddell. Al fondo se observan algunos icebergs. Antártica. Foto A. Martín-Serrano.

Los mecanismos de transporte y sedimentación son prácticamente idénticos a los existentes en otros medios fluviales, lacustres y marinos. En los canales fluvio-glaciares son frecuentes los ripples, dunas y estratificación cruzada en depósitos de tamaño arena. Estas alternan con gravas generadas cuando el poder de la corriente es mayor. La clasificación de los depósitos se produce sobre todo por las variaciones estacionales y anuales y en menor grado por las diurnas. Las partículas de tamaño limo y arcilla se transportan a mayores distancias, depositándose generalmente en ambientes glaciolacustres y glaciomarinos (Price, 1973).

La sedimentación lacustre se realiza en lagos subglaciares, marginales y proglaciares. En ella pueden reconocerse las capas de fondo, que representan la sedimentación distal de partículas finas, y las capas frontales y de techo, que señalan aportes de material proximal más grueso.

Los depósitos de canales fluvio-glaciares suelen ser más

redondeados que los clastos de till, pero esta diferenciación no constituye un criterio concluyente, ya que algunos depósitos fluvio-glaciares han podido sufrir un pequeño transporte. Por otra parte, la distribución de tamaño de las partículas es muy diferente de la que presentan los tills. No es bimodal, ya que las partículas de limo y arcilla han sido exportadas, a diferencia de los tills.

Los sedimentos fluvio-glaciares presentan, con cierta frecuencia, deformaciones de su fábrica primitiva, que se denominan **glaciotectónicas**. Estas estructuras secundarias están en relación con colapsos y subsidencias debidos a la fusión de hielo enterrado bajo los depósitos (Fig. 14.28), que dan lugar a estratificaciones verticalizadas, pliegues y fallas. También se reconocen estructuras diapíricas, inyecciones en dique, convoluciones, etc., en relación con sedimentos finos saturados afectados por sobrecarga (van der Wateren, 1995).



FIGURA 14.28 Estructuras glaciotectónicas en depósitos fluvioglaciares. Isaba (Pirineo Navarro).

Los depósitos fluvioglaciares pueden diferenciarse (Price, 1973) en función del medio de sedimentación, distinguiéndose los depósitos debidos a canales de agua de deshielo y aquellos originados en aguas confinadas, tales como lagos y mares. También se puede establecer una subdivisión en función de su situación respecto a la masa de hielo (Tabla 14.1). Los depósitos proglaciares se sedimentan a cierta distancia del margen del hielo, generando morfologías suavizadas y las estructuras sedimentarias no están deformadas. Aquellos que se depositan en contacto con el hielo presentan sus estructuras distorsionadas y sus formas son producidas por la masa de hielo o por asenta-

mientos posteriores en relación con la fusión de hielo enterrado. Se clasifican además por el tipo de sedimento dominante y por la forma de la acumulación.

Los **eskers** (*osar* en Escandinavia) son cordones formados por depósitos estratificados de gravas y arenas redondeadas con algunos bloques. Su dirección es fundamentalmente paralela al rumbo regional del movimiento del hielo. Son sinuosos o rectos, con crestas afiladas o aplanadas, a veces discontinuos, con longitudes desde unos pocos metros a 400 km con hiatos (Aylsworth y Shilts, 1989; Punkari, 1997) (Fig. 14.29). Su altura puede alcanzar los 200 m y su anchura 3 km. Estas dos últimas di-

TABLA 14.1 Clasificación de los depósitos y formas fluvioglaciares (Price, 1973).

SEDIMENTO DOMINANTE	MEDIO	FORMA GENERAL	RELACIÓN CON EL HIELO	TÉRMINO GENÉTICO
Arena y grava	Fluvial	DEPÓSITOS EN Cordón	CONTACTO CON EL HIELO Marginal, subglaciar, endoglaciar, supraglaciar	Esker
Arena y grava	Fluvial	Colina	Marginal, subglaciar, endoglaciar, supraglaciar	Kame, Complejo de kames = Kame y kettle
Arena y grava	Fluvial	Derrame con depresiones	Marginal	Kettled sandur
Arena y grava	Fluvial	DEPÓSITOS Derrame	PROGLACIARES Proglaciar	Sandur
Limo y arcilla	Lacustre	Derrame	Proglaciar/marginal	Llanura de origen lacustre
Arena y grava	Lacustre	Terraza, cordón	Proglaciar/marginal	Playa
Arcilla, arena y grava	Lacustre	Terraza	Proglaciar/marginal	Delta
Limo y arcilla	Marino	Derrame	Proglaciar/marginal	Lodos de fondo emergidos
Arena y grava	Marino	Terraza, cordón	Proglaciar/marginal	Playa levantada
Arcilla, arena y grava	Marino	Terraza	Proglaciar/marginal	Delta levantado

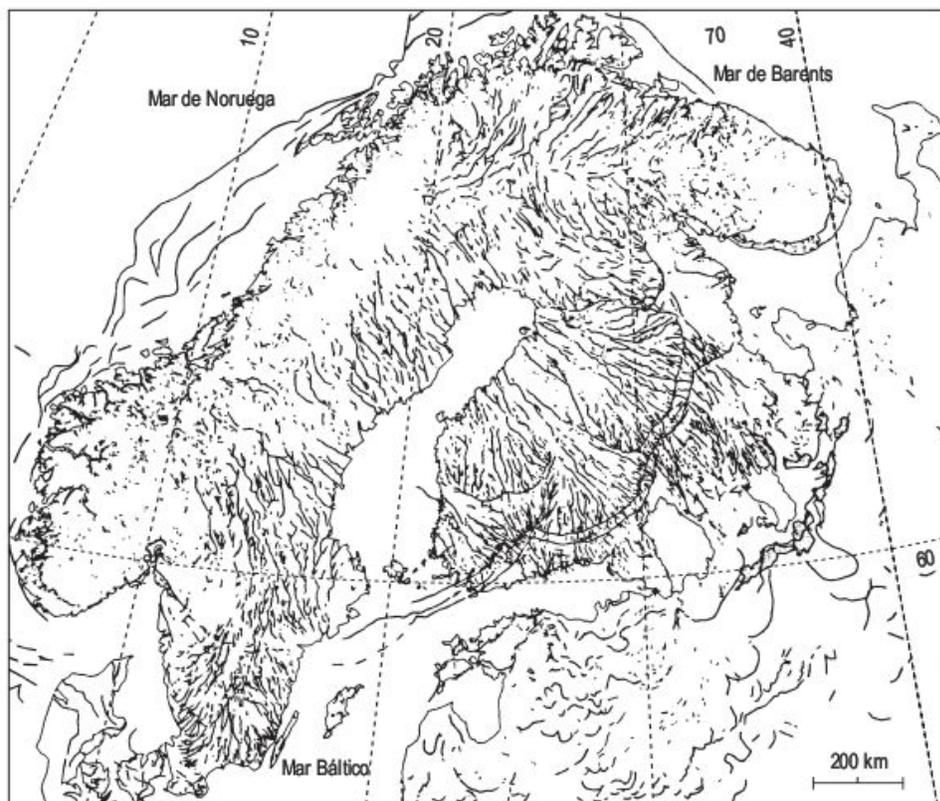


FIGURA 14.29 Eskers y rasgos marginales al hielo en el sector central del casquete de hielo de Escandinavia. Los eskers forman sistemas bien organizados y son poco frecuentes en áreas de rocas sedimentarias, en las que el agua subglaciar drena a través de las capas permeables (Punkari, 1997).

mensiones son función de la longitud total, de tal modo que los eskers más largos suelen ser más anchos y más altos. Pueden presentarse como cordones únicos o formando una red interconectada con eskers confluentes y difluentes que se unen al cordón principal. Las laderas de los eskers pueden tener ángulos de unos 30° , próximos al ángulo de reposo de los depósitos, aunque cuando se degradan la inclinación es de 5 a 10° (Embleton y King, 1975a). Los depósitos buzan hacia los bordes del esker y pueden presentarse distorsiones en los mismos por fusión de hielo infrayacente.

Los eskers se originan en canales subglaciares (Fig. 14.30), endoglaciares, supraglaciares y marginales. Se forman fundamentalmente después del importante pico de descarga de final de verano, cuando la velocidad del agua de los canales disminuye, pudiendo destruirse total o parcialmente con nuevos picos de descarga (Sugden y John, 1976; Menzies y Shilts, 1996; Boulton *et al.*, 2007). Los depósitos de fondo de los canales subglaciares pueden acumularse entre las paredes de hielo y la forma de la sección transversal de los túneles juega un papel importante en la morfología final del esker (Price, 1973). Esta hipótesis de los canales subglaciares difícilmente explica la existencia de túneles de cientos de kilómetros de longitud. El origen a partir de canales endoglaciares puede tratarse conjuntamente con el de los supraglaciares. Los trabajos realizados en áreas de rápido retroceso del hielo del glaciar Casement (sureste de Alaska) y del Casquete

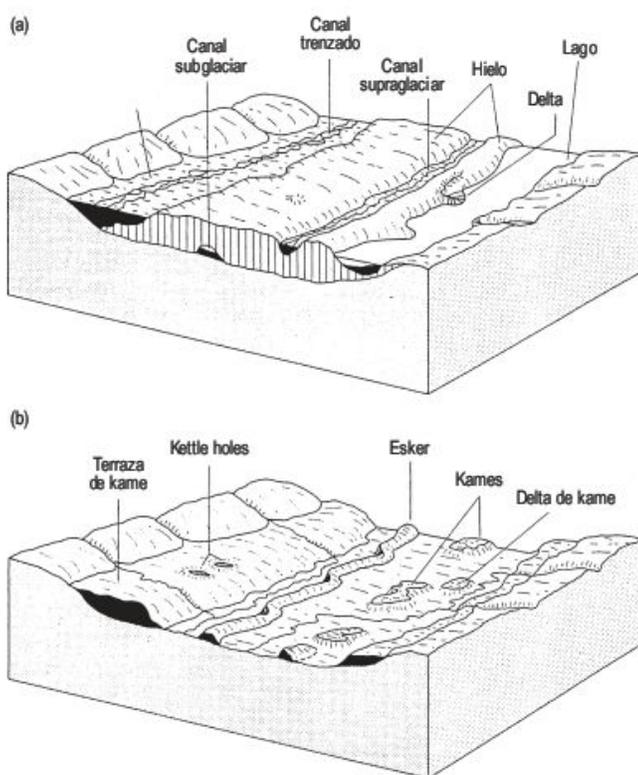


FIGURA 14.30 Modelados fluvio-glaciares desarrollados en contacto con el hielo. (a) Etapa de deshielo. (b) Después de la retirada del glaciar (Summerfield, 1991; basado en Flint, 1971).

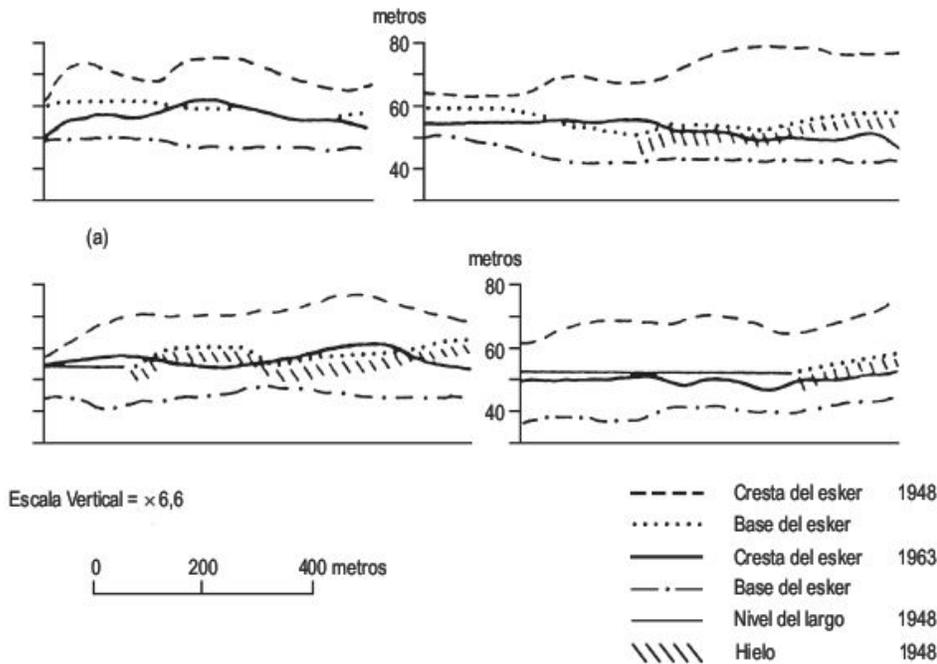


FIGURA 14.31 Perfiles de eskers en el Glaciar Casement (Alaska) (a) y en Breidamerkurjökull (Islandia) (b) (Price, 1966 y 1969).

de Breidamerkurjökull (Islandia), a partir de fotografías aéreas obtenidas en distintos años y trabajadas fotogramétricamente, ponen de manifiesto que tanto los perfiles de la base, como de las crestas de los eskers han disminuido considerablemente de altura (Price, 1966, 1969) (Fig. 14.31). Este rebajamiento se debe a la presencia de hielo enterrado y fusión del mismo en el periodo entre la comparación de fotografías. Todo ello indica un origen endoglaciario o supraglaciario.

Los **kames** son pequeñas colinas constituidas por depósitos de arenas y gravas estratificadas. Su tamaño varía desde unos pocos metros a colinas cónicas de hasta 50 m de altura y de 400 m de base. Se generan por sedimentación en cubetas de hielo y en cavidades supraglaciarias y endoglaciarias (Johnson y Menzies, 1996) (Fig. 14.32). El término de kame también se utiliza para describir formas elaboradas en una posición particular dentro del glaciar o a lo largo del mismo. Cuando un canal desemboca en un lago situado en la masa de hielo se forman depósitos en sus márgenes, que con el deshielo dan lugar a un **delta de kame** (Fig. 14.30). Por acumulación de depósitos de canales que discurren entre la pared del valle y el borde lateral del hielo se originan las **terrazas de kame** (Fig. 14.33). En éstas, el lado del depósito cerca del hielo pre-

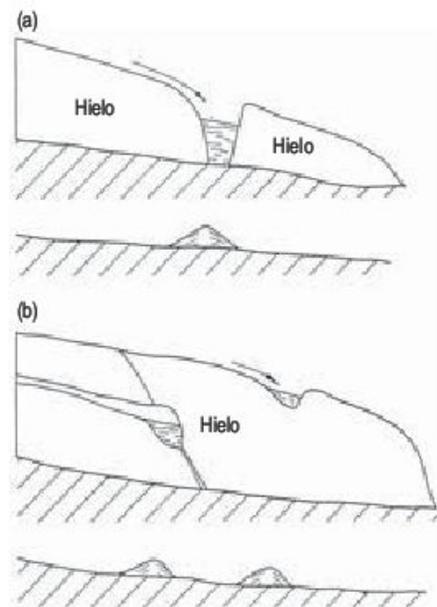


FIGURA 14.32 Origen de los kames. (a) grieta abierta hasta la interfase hielo-roca y desarrollo de una cubeta en la que se acumulan los sedimentos. (b) las cavidades supraglaciarias y endoglaciarias producen formas similares a la anterior (Price, 1973).



FIGURA 14.33 Terraza de kame afectada por acaravamiento. Río Talon, Jura. Foto J. L. Peña.

senta un borde escarpado por la fusión del mismo. El **complejo de kames** se produce por acumulación de sedimentos en depresiones supraglaciares (**topografía kárstica glaciar**) y posterior asentamiento por fusión del hielo. Los kames se modifican por subsidencia si tienen hielo infrayacente y se pueden generar depresiones subcirculares denominadas **kettle holes**. Cuando se tiene un conjunto de pequeñas colinas asociadas a depresiones, se utiliza el término de **topografía de kame y kettle**, que es equivalente al complejo de kame (Gray, 1991).

La descarga de grandes volúmenes de agua desde los márgenes de las masas de hielo da lugar al transporte y sedimentación de partículas lejos de los límites del hielo en diferentes medios, generando depósitos proglaciares (Tabla 14.1). En estas zonas la sedimentación fluvio-glaciar es dominante, como consecuencia del descenso de la capacidad de transporte de las aguas de deshielo. La descarga va asociada a una red de canales trenzados de gran movilidad lateral que depositan gravas y arenas, constituyendo extensas llanuras deposicionales llamadas **outwash** o **sandar** (en plural, **sandar**) (Maizels, 1995) (Fig. 14.24). Son análogos a los abanicos aluviales, pero con un gran influjo de las fuertes variaciones estacionales. El tamaño de las partículas en los sandar disminuye desde las áreas próximas al glaciar hasta las zonas distales (Boothroyd y Nummedal, 1978) (Fig. 14.34). Los perfiles longitudinales son cóncavos, mientras que los transversales son, por lo general, convexos. Los **valles de sandar** se forman cuando están confinados por artesas glaciares (Fig. 14.35), mientras que los que se desarrollan en los márgenes de los casquetes de hielo se denominan **llanuras de sandar** (Fig. 14.24). La zona proximal de un sandar tiene pocos canales de deshielo y se caracteriza por una superficie de gravas con numerosas depresiones cerradas, resultantes de la fusión de hielo enterrado, que se la conoce por los términos **kettled**

sandar o **pitted outwash** (Price, 1969) (Fig. 14.36). Lejos de las masas de hielo aumenta el número de canales trenzados, que son poco profundos (1-2 m), muy cam-

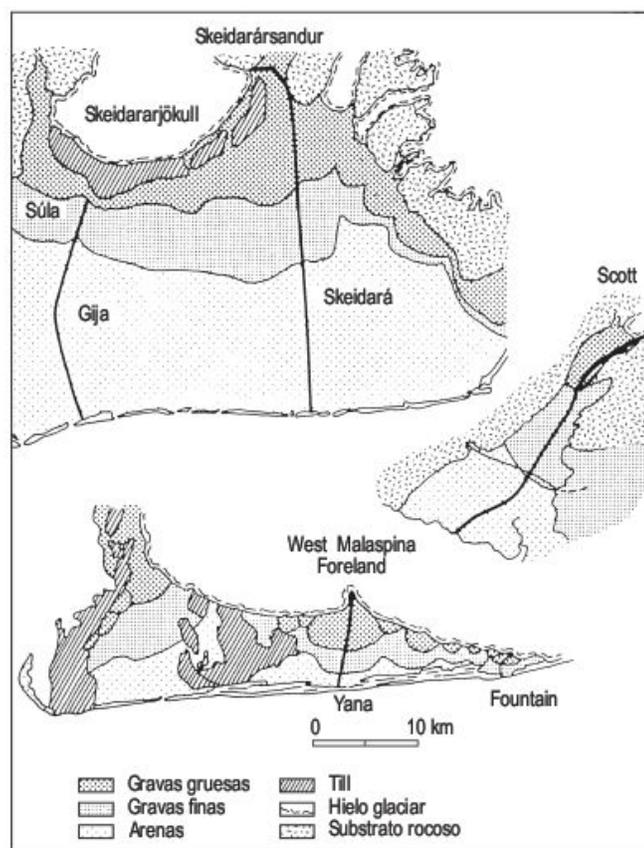


FIGURA 14.34 Distribución del tamaño de grano en algunos sandar. El Skeidararsandar está en Islandia y los sistemas Scott y Malaspina en Alaska (Boothroyd y Nummedal, 1978).



FIGURA 14.35 Casquete de Myrdalsjökull (Islandia) y valle de sandur. Foto F. Gutiérrez.

biantes y que suelen inundarse durante descargas importantes. Finalmente, la zona distal se caracteriza por la presencia de lagos proglaciares. Durante las fases de retirada del glaciar las zonas proximales de los sandar se erosionan y se desarrollan nuevos sandar a partir de los anteriores.

La presencia de lagos es muy frecuente en los medios fluvioglaciares, sobre todo en posiciones marginales y proglaciares. La descarga de materiales en los mismos da origen a **playas y deltas glaciolacustres**. Si el lago se drena con posterioridad, los depósitos de fondo constituyen **llanuras de origen lacustre**. Estos depósitos son de carácter rítmico y reflejan variaciones estacionales. Se les denomina **varvas** y se han utilizado en cronología absoluta con resultados muy diversos. Cada varva consta de un par formado por arena que se sedimenta en verano y limo que se deposita el resto del año. Se ha criticado el valor del método, ya que puede formarse más de un par en un solo año y en otros no depositarse ninguno por variaciones en la descarga o desviaciones de los canales que alimentan al lago (Smith *et al.*, 1982).

Debido a que los valles tributarios quedan represados con frecuencia por el valle glacial principal (Fig. 14.37), los depósitos de morrena se interdigitan con depósitos marginales fluviales y lacustres (Bordonau, 1992, 1993) (Fig. 14.38).

En glaciares próximos al mar, la descarga de aguas de deshielo en estuarios, fiordos y bahías produce la acumulación de gran cantidad de sedimentos glaciares y fluvioglaciares (Fig. 14.39). Si estos sedimentos emergen como resultado del levantamiento glaciostático, que tiene lugar con posterioridad a una glaciación, dan lugar a **playas y deltas levantados y lodos de fondo emergidos glaciomarinos** de morfología similar a los glaciolacustres. El reconocimiento de estos depósitos como marinos se realiza por su contenido faunístico.

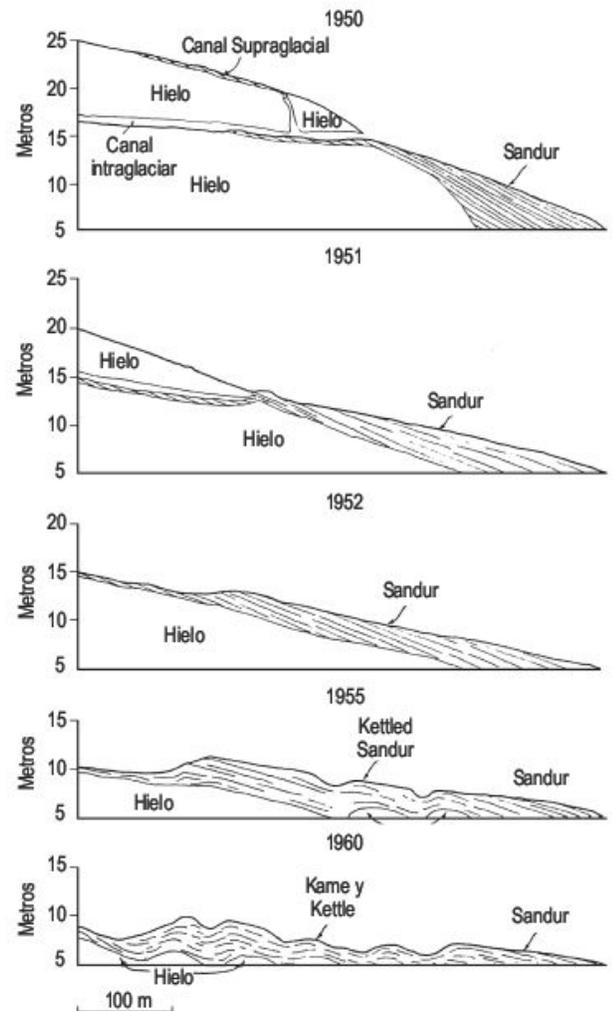


FIGURA 14.36 Esquema que indica las formas resultantes de la sedimentación de canales supraglaciares e intraglaciares. La secuencia ha sido obtenida a partir de fotografías aéreas en Breidamerkurjökull (Islandia) (Price, 1969).



FIGURA 14.37 Morrena lateral y depresiones cerradas de obturación en el valle del río Miera (Cantabria).

FIGURA 14.38 Sección transversal del complejo morrénico transversal de Certer, valle del río Ésera, Pirineos centrales meridionales, España. (3) Morrena lateral. (1 y 2) Depósitos más antiguos. (4) Depósitos lacustres con interdigitaciones, que se forman como resultado del represamiento glacial de un valle tributario. Un avance posterior en el valle tributario depositó cordones morrénicos terminales más jóvenes. (5) Todos los depósitos están relacionados con la última glaciación (Bordonau, 1993).

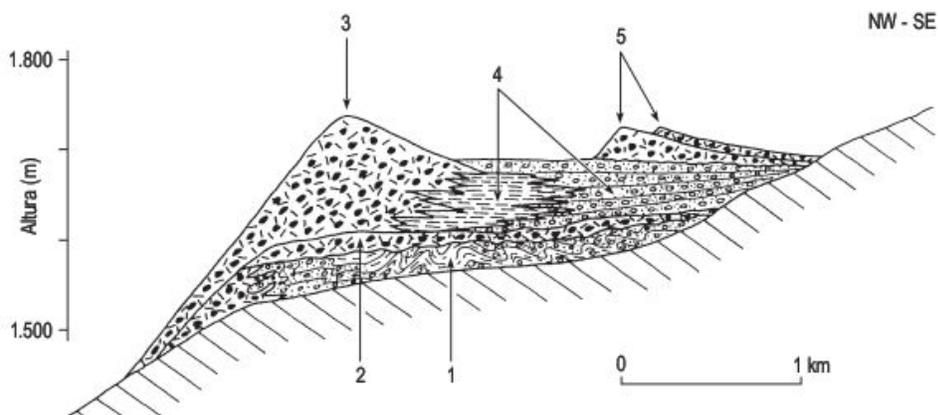


FIGURA 14.39 Fusión y descarga de sedimentos en un frente glaciar en las Islas Shetland del Sur, Antártida. Foto J. López-Martínez

14.3

Geomorfología aplicada a las regiones glaciares

14.3.1 Introducción

Los problemas de carácter práctico existentes en las áreas glaciares se derivan, por un lado, de la actividad de las masas de hielo actuales y, por otro, de las características de los materiales sedimentados por los glaciares y sus aguas de fusión en épocas pretéritas. La deglaciación ha llegado a ser un problema importante para los poblamientos humanos y también para el desarrollo sostenible en zonas de alta montaña, especialmente en las áreas semiáridas, las vertientes orientales de los Andes y las Cordilleras de Asia Central. En estas zonas los glaciares son auténticos reservorios, ya que el agua de fusión permite el suministro de agua y los riegos. Como el retroceso de los glaciares ha sido importante, la disponibilidad hídrica se ha reducido considerablemente (Etzelmüller y Hagen, 2004).

Algunos de los procesos funcionales que se desarrollan en las acumulaciones de hielo traen consigo diferentes riesgos geomórficos (Carton, 2005) de distinta magnitud, que se analizarán con posterioridad. En contraposición, estas áreas producen numerosos beneficios para el hombre. Los derivados del turismo, como la observación del paisaje, la práctica del esquí, el montañismo y otros deportes, han experimentado un auge considerable en las últimas décadas. El deshielo estival en las zonas montañosas conduce al aprovechamiento de excelentes saltos de agua para la obtención de energía hidroeléctrica. Además, este agua de fusión glaciar es una fuente importante para la puesta en regadío de extensas zonas áridas del globo terráqueo, como el Desierto del Thar en el noroeste de la India, regado por los grandes Canales de Indira Gandhi y Bhakra y su red subsidiaria, desierto litoral de Perú-Chile y áreas de Mendoza y San Juan al pie de la Precordillera de los Andes argentinos. Todas las aguas de estos sistemas de irrigación resultan, en gran parte, de la fusión de las nieves y hielos de las cordilleras adyacentes.

Otros de los recursos importantes se derivan del aprovechamiento del agua subterránea contenida en los depósitos cuaternarios de origen glaciar. Así, en América del Norte, una gran parte del agua de uso doméstico e industrial se extrae de materiales fluvio-glaciares (Thornbury, 1954). Uno de los rasgos más significativos de estas secuencias glaciogénicas es la gran variabilidad de tamaño de grano, espesor y geometría y, por consiguiente, los diferentes niveles presentan valores de transmisividad, permeabilidad y almacenamiento muy dispares (Derbyshire y Lowe, 1986). El till es un acuífero pobre por la arcilla que contiene, mientras que los depósitos de gravas y arenas constituyen excelentes reservorios de aguas subterráneas

(Lloyd, 1983) (Fig. 14.40). Las constantes variaciones laterales existentes en estos registros traen consigo la presencia de barreras para el flujo del agua, que dificultan enormemente el conocimiento de las características del acuífero. En ocasiones, la presencia de valles preglaciares fosilizados por este tipo de depósitos pueden constituir áreas de gran almacenamiento de agua, por lo que se hace necesario tener un conocimiento lo más preciso posible de la historia geomorfológica de la región.

14.3.2 Riesgos producidos por la actividad de las masas de hielo

Tufnell (1984) consideró, además de los icebergs, tres tipos principales de riesgos glaciares, tales como las avalanchas de hielo, lagos de represamiento glaciar y los

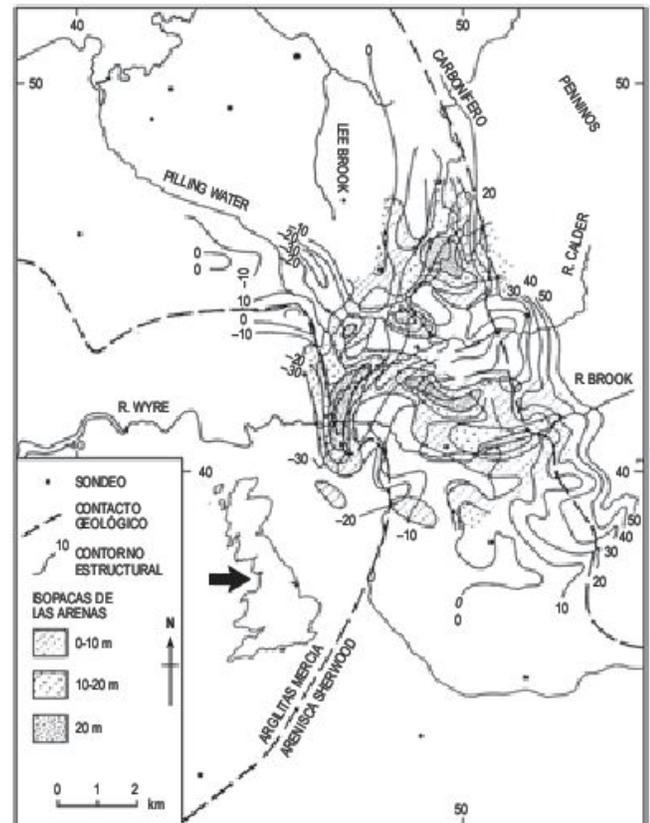


FIGURA 14.40 Mapa de contornos estructurales del techo de la Arenisca Sherwood, con isopacas de las arenas fluvio-glaciares suprayacentes en la zona de Fylde de Lancashire (Lloyd, 1983).



FIGURA 14.41 Icebergs entre Terranova e Islandia. Foto F. Pueyo.

riesgos derivados de la expansión y retroceso de los glaciares en zonas de montaña que afectan a poblaciones humanas, carreteras, pueblos, plantas hidroeléctricas, canales de riego y campos de cultivo (Derbyshire *et al.*, 2001).

14.3.2.1 Icebergs

Resultan de la rotura de masas de hielo, fundamentalmente casquetes de hielo, al llegar a mares u océanos (Fig. 14.41). Constituyen un riesgo para la navegación y también para las plataformas de perforación petrolífera. Esta última circunstancia ha impulsado los estudios de predicción del movimiento de los icebergs frente a la costa oriental de Canadá (Marko *et al.*, 1988) (Fig. 14.42). Pueden viajar miles de kilómetros antes de desintegrarse. Su movimiento está impulsado por el sistema de corrientes superficiales oceánicas, pero puede estar afectado por corrientes más profundas o por el viento.

Frente a la costa oriental de América del Norte los icebergs proceden del Casquete de Groenlandia y se desplazan por la Corriente del Labrador. Unos cien icebergs o más cruzan al mes, durante el periodo marzo-agosto, las líneas latitudinales con derivas del orden de 14 km/día, pero por debajo de 50° N son más raros. En la Antártida los icebergs viajan paralelos al continente en dirección oeste hasta que encuentran corrientes procedentes del este que les alejan de la costa (Hambrey y Alean, 1992).

14.3.2.2 Avalanchas de hielo

El estudio de las mismas es muy importante puesto que afectan a pueblos, rutas de transporte, estaciones de esquí e instalaciones para la producción de energía hidroeléctrica. Se producen en zonas de montaña y son mucho más raras que las avalanchas de nieve, aunque en ocasiones son frecuentes y constituyen una atracción turística, como la cara escarpada del Balmhorn gletscher en Suiza (Hambrey y Alean, 1992). Las investigaciones llevadas a cabo sobre

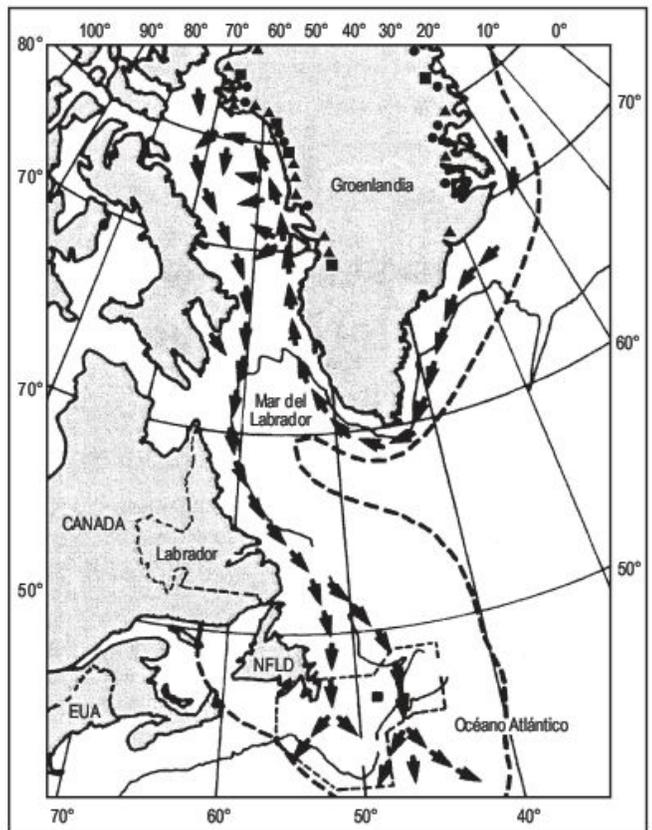


FIGURA 14.42 Sistema de circulación de los icebergs frente a la costa oriental de Norteamérica (El-Sabh y Murty, 1988).

fotografías aéreas permiten conocer sus recorridos máximos, datos muy valiosos de cara a ponderar el riesgo. Pero el avance de las avalanchas de hielo depende de la rugosidad del terreno y de la época de su desencadenamiento (McClung y Schaerer, 1993). Así, en invierno la velocidad es mayor debido a que la avalancha se desplaza sobre una

cobertera de nieve que facilita el desplazamiento; por el contrario, en verano aumenta la fricción y el movimiento es más lento. Las avalanchas de hielo se denuncian por una rotura, que crea nuevas grietas, y desprendimiento de bloques de hielo que tienen lugar unas semanas antes del desencadenamiento. A veces, las avalanchas de hielo se elevan cientos de metros en la ladera opuesta del valle.

La avalancha de hielo más antigua conocida tuvo lugar en el Cantón de Valais (Suiza), el 31 de agosto de 1597, en la que una masa de hielo se desprendió del Balmengletscher y cayó en el pueblo de Eggen al que sepultó con sus 81 habitantes (Tabla 14.2). También en este mismo Cantón, en Mattmarn-valle de Saas, se desprendió una masa de hielo, el 30 de agosto de 1965, durante la construcción de una presa con fines hidroeléctricos. La avalancha de hielo procedía de la lengua del Allalingletscher y movilizó un millón de metros cúbicos, que sepultaron la zona de construcción y produjeron la muerte de 88 trabajadores (Hambrey y Alean, 1992; McClung y Schaerer, 1993). Esta importante catástrofe sirvió de catalizador a las investigaciones sobre las avalanchas de hielo, en especial en lo relativo a los mecanismos generadores. A partir de entonces, se efectúan cálculos de resistencia de presas frente al tren de olas generadas en el vaso como consecuencia de la actuación de las avalanchas. También es muy conocida la avalancha de hielo que se desencadenó el 14 de agosto de 1949 en el glaciar del Tour, Alpes franceses, en la que se desprendió la parte inferior del glaciar, de gran pendiente, movilizándolo unos tres millones de metros cúbicos, produciendo la muerte de seis excursionistas. Las causas se interpretan por el debilitamiento de la lengua glaciar, debido a la alternancia, en los días anteriores, de fuertes calores diurnos y noches frías, que produjeron importantes fusiones y recongelaciones (Vivian, 1979).

14.3.2.3 Lagos de represamiento glaciar

Estos lagos marginales pueden originarse en la unión de dos glaciares de valle o cuando en un valle sin hielo penetra una lengua glaciar cubriéndola transversalmente. Como conse-

cuencia del represamiento glaciar se van rellenando paulatinamente, sobre todo durante el verano. Puede ocurrir que el lago se rellene por completo y vierta sus excedentes de agua por canales de desbordamiento supraglaciares o marginales. Otra posibilidad surge del escape rápido del agua o de la rotura súbita de la presa del hielo, que producen salidas bruscas del agua del reservorio, las cuales pueden dar lugar a inundaciones, con frecuencia catastróficas, aguas abajo del valle. Estos rellenos y salidas de agua pueden tener una ciclicidad anual, pero las roturas son impredecibles (Benn y Evans, 1998).

Los lagos represados suelen ser más frecuentes en las regiones polares y subpolares y drenan por canales de desbordamiento, mientras que en las presas de hielo de glaciares templados es más fácil la evacuación de las aguas por roturas rápidas de la masa glaciar (Fig. 14.43). Estos lagos de las latitudes templadas son más pequeños que los existentes en las regiones polares, pero su proximidad a áreas de actividad humana hace que el riesgo sea muy elevado y los daños cuantiosos cuando se produce la rotura (Hambrey y Alean, 1992).

Estos lagos represados por el hielo suelen drenar periódicamente, lo que parece indicar que la profundidad del agua y su consiguiente presión hidrostática pueden ser el factor principal que controla el drenaje del lago. Se han propuesto diversos mecanismos de rotura de presas de hielo. Cuando la presión hidrostática del agua del lago es superior a la presión del hielo de la presa se produce la ruptura basal del cuerpo de hielo y el lago drena subglacialmente. Otro factor está ligado al incremento de las grietas como consecuencia del flujo del hielo y de la elevada presión hidrostática. Por otra parte, el drenaje existente en la masa de hielo a través de pequeños canales produce el ensanchamiento de los mismos con el consiguiente debilitamiento de la presa. A estos factores hay que añadir las sacudidas sísmicas que incrementan la inestabilidad del sistema (Costa, 1988b).

La consecuencia de estos escapes súbitos de las aguas lacustres son las enormes inundaciones, denominadas en Islandia **jökulhlaups**, que dan lugar a movilizaciones gi-

TABLA 14.2 Algunos desastres relacionados con los glaciares en Suiza (excluyendo los que afectan a montañeros) (Hambrey y Alean, 1992).

Año	Localización	Tipo	Muertos
1595	Glaciar de Giétro	Rotura súbita de un lago represado	160
1597	Balmengletscher	Avalancha de hielo	81
1636	Weisshorn	Avalancha de nieve y hielo	37
1782	Altels	Avalancha de hielo	4
1818	Glaciar de Giétro	Rotura súbita de un lago represado	40
1819	Weisshorn	Avalancha de nieve y hielo	2
1895	Altels	Avalancha de hielo	6
1965	Allalingletscher	Avalancha de hielo	88



FIGURA 14.43 Lago represado por el Glaciar Perito Moreno (Argentina), donde se producen periódicos desprendimientos y desbordamientos. Foto J. López-Martínez.

gantescas de sedimentos que construyen los sandar o llanuras de gravas y arena (Maizels, 1997). Esta actividad con frecuencia suele ser catastrófica. En estas inundaciones se reconocen dos tipos de hidrógrafas (Costa, 1988). Una presenta una curva de ascenso muy brusca con un pico neto, que es casi imposible de medir adecuadamente, seguido de un limbo descendente abrupto; el intervalo de tiempo entre el comienzo del ascenso y el final del descenso suele ser de minutos a horas. Estas hidrógrafas corresponden a roturas súbitas de presas de hielo. En el otro tipo de hidrógrafa (Fig. 14.44) la curva ascendente es gradual, con pico neto y descenso muy brusco que corresponde al agotamiento del reservorio; el intervalo de tiempo entre el comienzo y el final de la descarga es de horas a

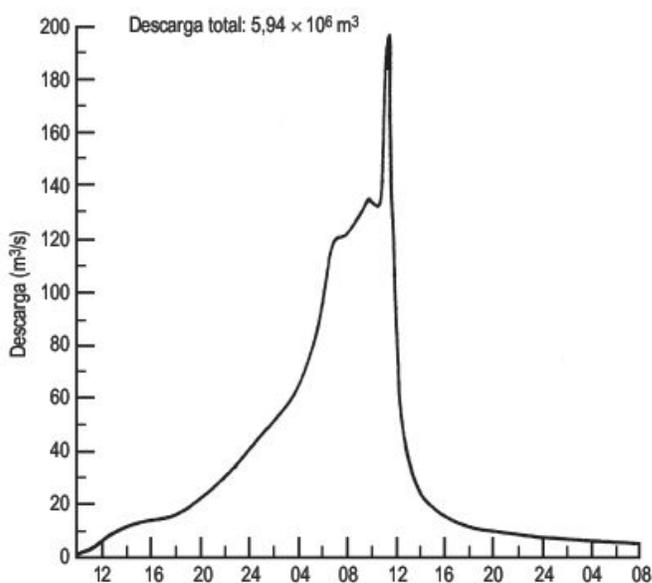


FIGURA 14.44 Jökulhlaup de julio de 1967 en Ekalugad Fjord, Isla de Baffin, generado por desbordamiento de una presa de hielo (Church, 1988).

días. Estos rasgos de la hidrógrafa se deben a inundaciones producidas por ensanchamiento de túneles intraglaciares o desbordamientos de lagos (Church, 1988).

Los ejemplos más clásicos y mejor estudiados corresponden a Islandia, aunque en este país la actividad volcánica se superpone a la de los glaciares. Los casos más espectaculares van ligados a la conjunción de ambos ambientes y serán analizados con posterioridad. No obstante, conviene señalar que durante la recesión reciente de los glaciares, después de la Pequeña Edad del Hielo (Grove, 1988), los jökulhlaups han sido más frecuentes pero de menor caudal, debido al adelgazamiento de las barreras de hielo.

En los Alpes se conocen numerosos casos de roturas de presas glaciares. Desde el año 1600 en el valle del Otz, Alpes del Tirol austriaco, se registran inundaciones (Fig. 14.45). El glaciar tributario Vernagt penetra en el río y genera un lago de represamiento, que se ha roto numerosas veces (Grove, 1988; Gerrard, 1990). También se reconocen estas roturas en el glaciar de Allalin (Suiza) y en el glaciar de Gietroz, con inundaciones que han sido muy catastróficas a lo largo de su historia y que han registrado 140 muertos en 1595 y 50 en 1818 (Vivian, 1979).

Igualmente, existe abundante documentación relativa a roturas súbitas de lagos existentes en el interior de los glaciares alpinos. La catástrofe más importante conocida en esta región es la que tuvo lugar el 12 de julio de 1982, como consecuencia de la ruptura de una cavidad subglaciar en el glaciar de Tête Rousse, en la vertiente occidental del Mont-Blanc, cuya inundación produjo 175 muertos y grandes pérdidas materiales. También se conocen estas roturas en el glaciar de Miage, con numerosas inundaciones en los dos últimos siglos, y en el glaciar de Trient, que tienen lugar con una periodicidad de tres a cinco años en los meses de julio o agosto (Vivian, 1979).

Otro tipo de lagos de represamiento son los producidos por las **morrenas terminales**, que se rellenan por aguas de fusión y de lluvia (Fig. 14.46). Presentan la peculiaridad



FIGURA 14.45 Fechas de desastres provocados por el torrente Fischbachenchängenfeld. Valle del Oetz. Alpes del Tirolo (Austria). Foto F. Gutiérrez.



FIGURA 14.46 Lago de origen glaciar, represado por un arco de morrena terminal. Cordillera Blanca, Perú. Foto J. López-Martínez.

de que el till glaciar se erosiona fácilmente durante los deshielos rápidos de los glaciares o con las tormentas. El canal de desbordamiento incide rápidamente en los depósitos y como consecuencia se produce un aumento rápido de los volúmenes de agua evacuados. Para evitar el desbordamiento y la subsiguiente destrucción de la presa morrénica se perforan conductos hasta el lecho para su drenaje. Un ejemplo de destrucción catastrófica de un lago de morrena terminal fue el que tuvo lugar en el valle del Río Santa Ana (Andes peruanos) el 15 de marzo de 1941. Produjo una gran inundación que arrasó el pueblo de Huaraz y causó la muerte a 6.000 personas (Hambrey y Alean, 1992) .

14.3.2.4 **Volcanismo y glaciares**

Cuando el calor liberado por la actividad volcánica afecta a los glaciares puede producirse una súbita fusión de las masas de hielo. El agua resultante, al mezclarse con las ce-

nizas volcánicas, da lugar a **lahares** o flujos de barro que se movilizan gravitacionalmente, pudiendo afectar a la actividad humana existente en las parte bajas del aparato volcánico. Si el agua de fusión alcanza grandes volúmenes puede generar espectaculares y dramáticas inundaciones.

Tres ejemplos de distintas partes del mundo, muy alejadas entre sí, sirven para ilustrar el dramático desarrollo de lahares y las terribles consecuencias tanto en vidas humanas como en pérdidas económicas. En la Isla Norte de Nueva Zelanda se encuentra el volcán Ruapehu (2.797 m), en el que la víspera de Navidad de 1953 tuvo lugar una rotura súbita de un lago del cráter, a la que se sumó la fusión de nieve y hielo, originando un lahar que destruyó un puente de ferrocarril, poco antes de que pasara un expreso. La locomotora y cinco vagones cayeron al lecho del río y perecieron 151 personas (Francis, 1993).

El volcán Mount St. Helens (2.950 m), situado en el estado de Washington en la Cordillera de las Cascades, en-

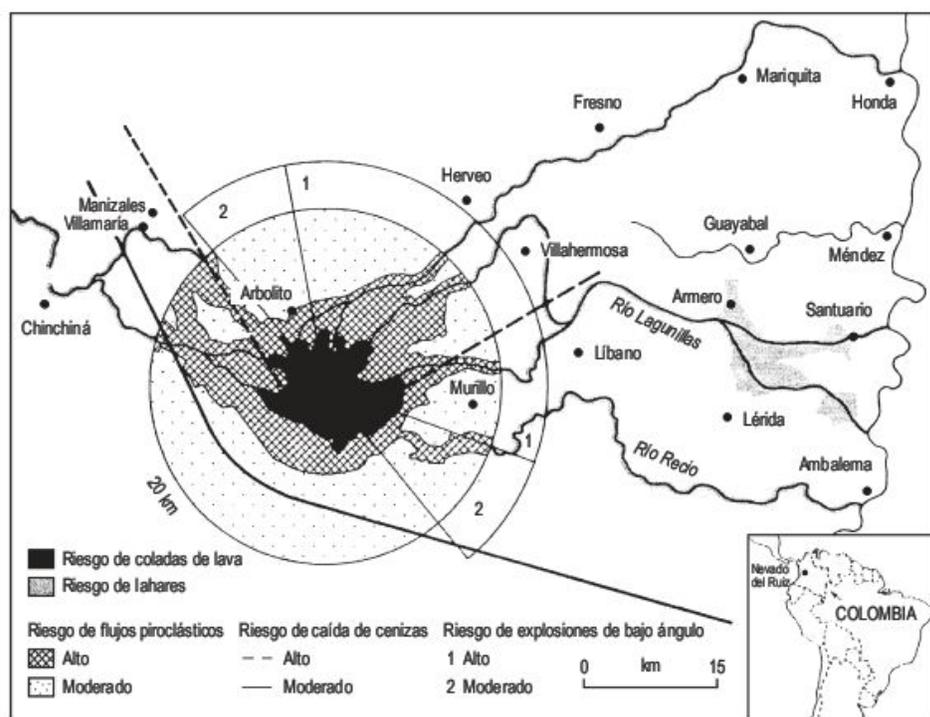
tró en erupción el 18 de mayo de 1980, aunque dos meses antes comenzó su actividad señalada por eventos sísmicos y pequeñas erupciones freáticas. El volcán estaba sometido a una estrecha vigilancia, lo que evitó males mayores (Crandell *et al.*, 1975; Wesson, 1983). La gran erupción produjo la rotura de la pared norte de la montaña y redujo la altura del volcán en 400 m, a la vez que se desencadenaron grandes avalanchas de hielo. Las cenizas resultantes de la explosión cubrieron los glaciares próximos a la cumbre y en los años siguientes avanzaron como consecuencia de la protección de la radiación solar. Por otra parte, se originaron grandes lahares de hasta 30 km de longitud, que destruyeron las casas y el bosque que encontraron a su paso. Algunas presas los contuvieron y en otros ríos, los árboles arrastrados fueron retenidos por los puentes y represaron las aguas, dando origen a inundaciones y a la rotura posterior de los puentes por empuje del agua. Como consecuencia de esta erupción perecieron 57 personas y las pérdidas materiales se calculan en unos 1.000 millones de dólares (Lipman y Mullineaux, 1981; Hickson y Peterson, 1990).

En los Andes colombianos se localiza el volcán Nevado del Ruiz (5.400 m) a 5° de latitud norte, que está coronado por un casquete de hielo. El 13 de noviembre de 1985 entró en erupción, que fue de baja magnitud con pocos productos piroclásticos emitidos. La erupción, como en el caso anterior, estaba anunciada un año antes por actividad sísmica y una explosión freática. A pesar de la baja energía de la erupción se desencadenaron avalanchas de hielo y nieve, pero sobre todo las cenizas fundieron la masa de hielo y las aguas resultantes arrastraron gran cantidad de cenizas recientes y antiguas creando lahares o ave-

nidas de barro, que se movilizaron gravitacionalmente hacia los valles adyacentes densamente poblados (Fig. 14.47). Los lahares se produjeron en dos fases principales. En la vertiente oeste se encauzaron por el río Lagunillas, desplazándose a velocidades de 30-40 km/hora, hasta alcanzar a media noche la población de Armero, situado a unos 60 km del volcán. El pueblo fue prácticamente sepultado en pocos minutos por los lahares y murieron 22.000 personas. También en la localidad de Chinchiná, situada en la vertiente oriental, los flujos de lodo se cobraron la vida de 2.000 personas (Parra y Capeda, 1990; Voight, 1990).

Un aumento de temperaturas en la base de los glaciares templados o polares, debido al calor geotérmico, trae consigo la fusión de la masa de hielo y como consecuencia el desarrollo de lagos subglaciares. Probablemente los mayores se encuentran bajo el casquete de la Antártida (Hambrey y Alean, 1992). El mayor de todos los lagos subglaciares conocidos es el denominado Lago Vostok, situado bajo casi 4 km de hielo en la vertical de la estación antártica rusa del mismo nombre. El lago posee una superficie aproximada de 15.000 km², una profundidad media de sus aguas de 125 m o más y un considerable espesor de sedimentos acumulados en su fondo (Kapitsa *et al.*, 1996). Trabajos recientes en relación con el Lago Vostok (Siegert, 2005a, b) ponen de manifiesto por la reflexión por radar la presencia de unos 100 lagos subglaciares. El mayor es el Lago Vostok de 250 km de largo y 50 km de ancho. Su origen se debe a la fusión infrayacente del hielo (Kapitsa *et al.*, 1996) o a un origen proglaciar en la que un lago sobrevivió a la glaciación Antártida, hace unos 15 millones de años (Duxbury *et al.*, 2001). La primera al-

FIGURA 14.47 Mapa de riesgos volcánicos del Nevado del Ruiz (Colombia), recopilado en noviembre de 1985 (en Chester, 1993).



ternativa parece la más viable, produciéndose la fusión del hielo por calor geotérmico. Los lagos existentes bajo los pequeños casquetes de Islandia contienen una historia bien documentada de la actividad volcánica bajo el hielo glaciario y de sus consiguientes inundaciones. El 10% de estos casquetes de hielo recubren zonas de rift volcánicamente activas.

Cerca del centro del casquete de Vatnajökull se encuentra el lago subglaciar Grímsvötn, que está situado en una zona geotérmica activa y en la que se han producido numerosas erupciones en tiempos históricos (Thorarínson, 1953a). Cuando se produce la rotura del lago se generan enormes inundaciones (jökulhlaups) en las llanuras de Skeidarársandur de 1.000 km² y 1/200 de pendiente, situadas al sur del casquete y que constituyen el sandur mayor de Islandia. En los últimos tiempos ha habido una media de doce inundaciones cada diez años y el volumen medio de cada inundación ha sido de 3-3,5 km³ y la máxima descarga de 10.000 m³/seg. Cada jökulhlaup ha transportado unos 30 millones de toneladas (Björnsson, 1979). Estas inundaciones pueden producirse por aumento de calor geotérmico o por una erupción, como la de 1934 en la que el total de sedimentos movilizados fue de 150 millones de toneladas. En la llanura de Skeidarársandur, como consecuencia de sus numerosas inundaciones, se hace difícil el establecimiento de una red de carreteras permanente en el área.

Por debajo del casquete de Myrdalsjökull, el más meridional de Islandia, se encuentra el volcán Katla del que se conocen erupciones desde 1625. La última erupción fisural fue en 1918 y en ella la descarga registrada fue de 200.000 m³/seg. Como consecuencia de esta inundación la costa meridional avanzó 200 m y se calcula que desde 1660 ha progradado 2,2-2,5 km (Björnsson, 1979).

14.3.3 Problemas derivados de la glaciectónica

La **glaciectónica** se define como la deformación estructural de las rocas y sedimentos inducida glaciariamente como resultado directo del movimiento del glaciar o carga del mismo (Aber *et al.*, 1989). Las deformaciones producidas como consecuencia de la actividad glaciario producen localmente severos disturbios en las formaciones geológicas existentes (Harris y Murton, 2005; Waller y Tuckwell, 2005), que se manifiestan por plegamiento, fracturación y brechificación de las secuencias estratigráficas y por una reducción de la resistencia mecánica de las rocas o sedimentos. Por consiguiente, es importante poseer un conocimiento lo más minucioso posible, ya que estas deformaciones pueden tener una incidencia manifiesta en prospección de minerales, labores mineras, ingeniería civil y cartografía de suelos.

En algunas minas del oeste de Canadá se reconoce una importante actividad glaciectónica (Aber *et al.*, 1989) en

la que se ha producido la movilización por cabalgamiento de hasta 12.000.000 m³ de carbón, generándose hacia la raíz del mismo una depresión que está enmascarada por una cobertera posterior de sedimentos. El carbón al estar cerca de la superficie se ha oxidado, por lo que se ha reducido su valor calorífico y además se ha incrementado su contenido en humedad, por lo que no se explota (Aber y Ber, 2007).

Otras veces el substrato puede estar afectado por la deformación glaciectónica, lo que trae como consecuencia una disminución de su resistencia al cizallamiento. Bajo estas circunstancias pueden producirse deslizamientos a favor de estos materiales debilitados, que llegan a afectar a carreteras y puentes, como ocurre con las argilitas del Cretácico superior en el valle del río South Saskatchewan (Canadá) (Krahn *et al.*, 1979).

14.3.4 Algunas consideraciones sobre ingeniería geológica en áreas que han estado ocupadas por los hielos

La característica más significativa de las secuencias de origen glaciario es su gran variabilidad en el tamaño de grano (Fig. 14.48), estructura interna, potencia, geometría y forma superficial. Con frecuencia, estos cambios tienen lugar en distancias muy pequeñas. Como es lógico, esta variabilidad presenta muchos problemas en las investigaciones de ingeniería civil (Derbyshire y Love, 1986).

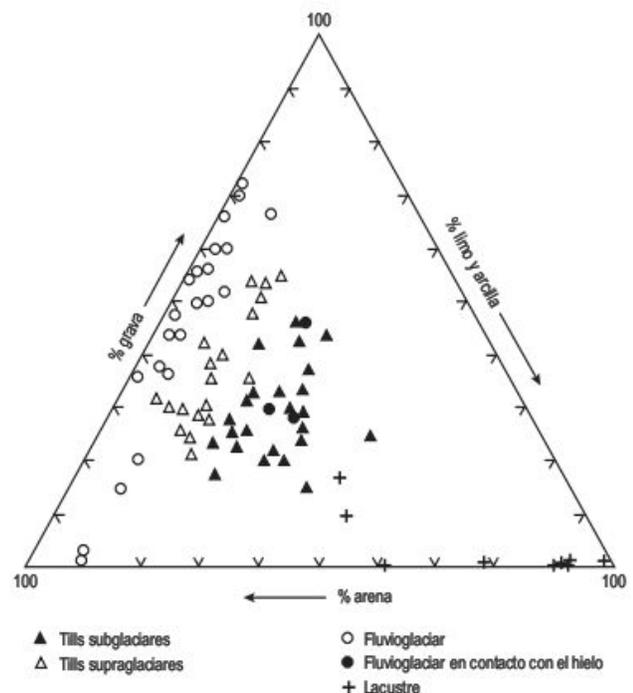


FIGURA 14.48 Sedimentos glaciogénicos y tamaño de grano (Derbyshire y Love, 1986).

Por todo ello, es básico disponer de mapas geológicos y geomorfológicos detallados y, a ser posible, adaptados a los fines señalados (Strachan y Dearman, 1983). Igualmente, las campañas de sondeos se hacen necesarias para precisar el espesor y geometría de estos depósitos glaciogénicos. Además, los ensayos de mecánica de suelos nos permiten conocer las propiedades geotécnicas y el comportamiento de estos materiales.

Es muy frecuente la utilización de depósitos de till y arenas y gravas fluvio-glaciares como material para la construcción. Por otra parte, los limos y arcillas glaciomarinas y glaciolacustres constituyen zonas de baja resistencia en estas secuencias glaciares y presentan serios problemas en la estabilidad de los taludes (Legget, 1974).

Las arcillas glaciomarinas, de algunos miles de años, elevadas al continente en épocas postglaciares por glacioisostasia, pueden presentar un comportamiento tixotrópico que las hace extremadamente peligrosas por su facilidad de deslizamiento. Estos sedimentos marinos tienen un elevado contenido en cloruro sódico, que se adhiere a las partículas de arcilla y proporciona cohesividad, pero cuando la sal se disuelve lentamente por agua dulce se reduce la cohesión, la arcilla se licúa y puede fluir a grandes distancias, incluso con pendientes muy pequeñas. Debido a este cambio de comportamiento y flujo posterior se las denomina **arcillas rápidas** y son muy frecuentes sobre todo en Canadá y Escandinavia (Veder, 1981; Aune, 1983). Su elevada sensibilidad junto con la fluidez de los materiales trae consigo que las arcillas rápidas sean muy susceptibles a los deslizamientos de flujo (Lefebvre, 1996).

Uno de los más importantes deslizamientos ligado a la actividad de arcillas rápidas es el que se produjo en la ciudad costera de Anchorage (Alaska) el 27 de marzo de 1964, que se desencadenó por un terremoto, el ma-

yor de los registrados en Norteamérica. La rotura parece que fué debida a la presencia de arcillas glaciomarinas saturadas en agua (Fig. 14.49). El deslizamiento se dirigió hacia los valles y ensenadas marinas y destruyó 75 casas de una zona residencial. En este tipo de deslizamiento los daños suelen ser máximos en las áreas del *graben* de cabecera y en los cordones de empuje de la zona frontal (Hansen, 1965).

14.3.5 Los depósitos de placer en los ambientes glaciares

Los placeres son acumulaciones de minerales pesados que han sido extraídos de la roca madre por procesos hídricos, eólicos y glaciares. Constituyen importantes recursos económicos y son mena de oro, diamante, platino, estaño y otros minerales. Los placeres de áreas sometidos a la acción de los hielos se explotan en el norte de Asia, Canadá y Alaska, aunque la mayoría de este tipo de explotaciones se encuentran en medios no afectados por la actividad glaciaria (Boyle, 1979).

Los depósitos de placer se localizan en un amplio espectro de ambientes sedimentarios, tales como aluviales, coluviales, glaciares, fluvio-glaciares, litorales y marinos (Levson y Morison, 1996). Los placeres aluviales se encuentran en cursos fluviales activos o abandonados, como arroyos, ríos trezados (*braided*) y meandriformes, abanicos aluviales y abanicos-delta. El oro se concentra fundamentalmente junto con tamaños de cantos y bloques sueltos y en facies conglomeráticas (Fayzullin, 1969).

Los placeres fluviales son el tipo más frecuente y se localizan en aluviones recientes y en terrazas bajas (Fig. 14.50). En los ríos meandriformes se encuentran en *point bars* y en la curva interna de los meandros. En los ríos trezados la distribución de los minerales pesados es

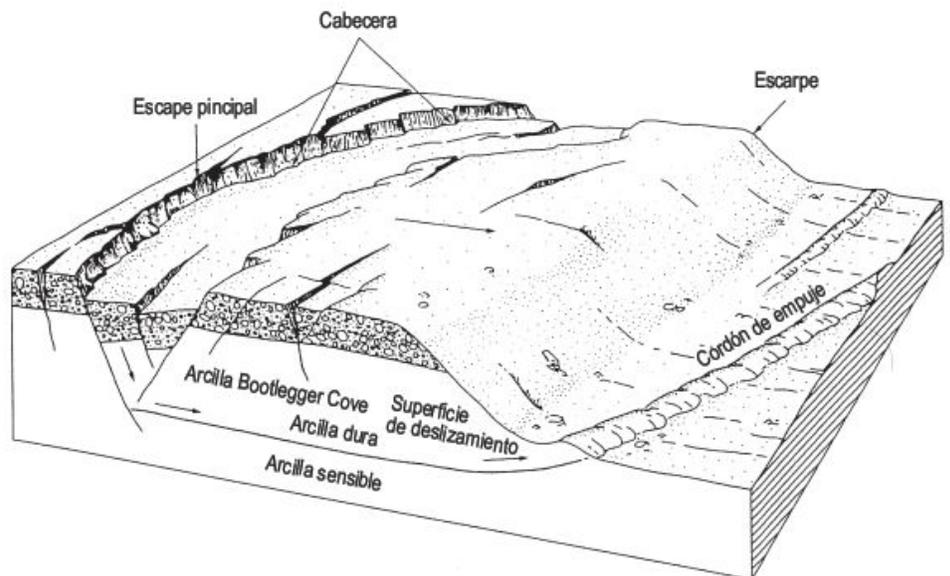


FIGURA 14.49 Bloque diagrama del deslizamiento de Anchorage (Alaska), desencadenado por el terremoto de 27 de marzo de 1964 (Hansen, 1965).

porádica y discontinua; se localizan en barras transversas, inflexiones del canal, uniones de canales y segmentos donde el flujo es convergente (Smith y Minter, 1980).

En los abanicos aluviales los placeres se encuentran en gravas interstratificadas y en sedimentos de *debris flow*.

Estos se desarrollan después del comienzo de la retirada de los glaciares, en los que la carencia de vegetación facilita la inestabilidad de las laderas. Una vez que se desencadenan están sometidos a la erosión por aguas de fusión glaciaria.

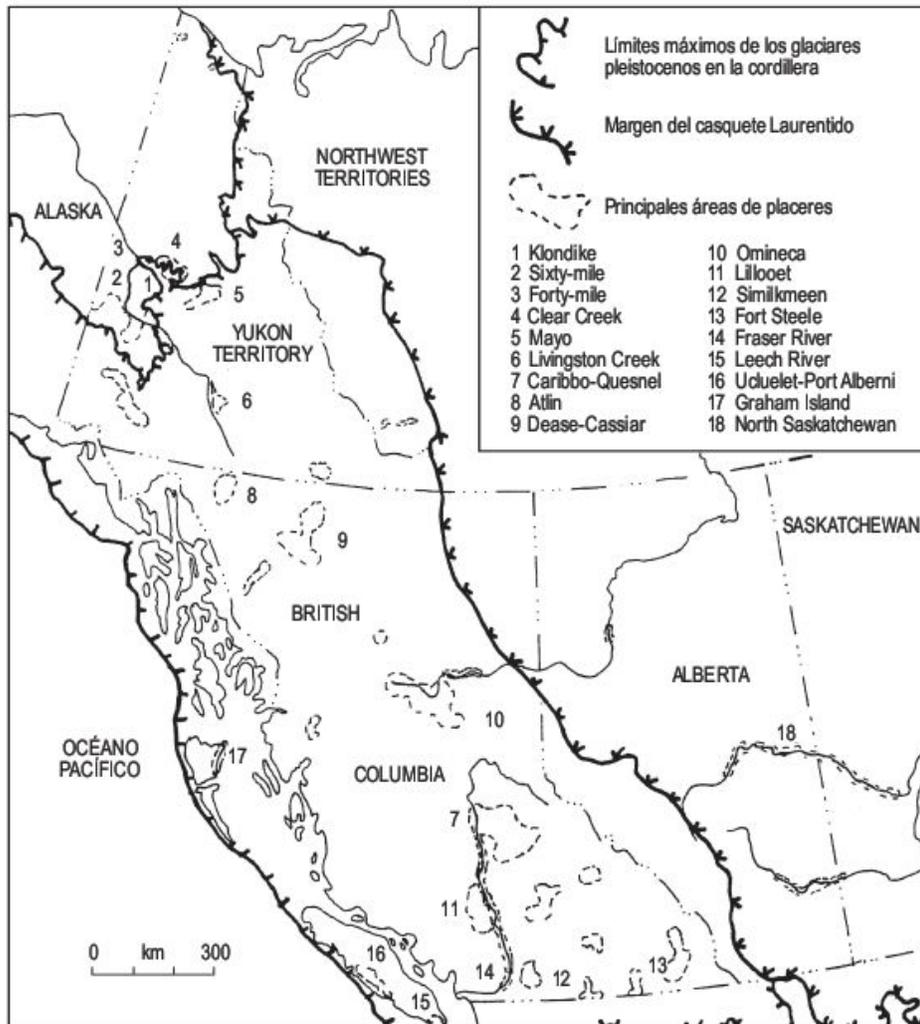


FIGURA 14.50 Principales áreas de placeres aluviales en el oeste de Canadá en relación con los límites máximos de los glaciares pleistocenos (Levson y Morison, 1996).