

RAÚL MARTÍN MORENO

Dpto. de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid

Comparación de dos glaciares: Longyearbreen (Spitsbergen) y Monte Perdido (Pirineos). Características y evolución desde la Pequeña Edad de Hielo

RESUMEN

Se efectúa la comparación de un glaciar de Spitsbergen (Longyearbreen), de carácter subpolar o casi polar, con otro de características templadas localizado en los Pirineos (Monte Perdido). Las diferencias de sus respectivos hielos tienen consecuencias en su dinámica y morfología. También se analizan sus diferentes condiciones durante y desde la Pequeña Edad de Hielo.

RÉSUMÉ

Comparaison de deux glaciers: Longyearbreen (Spitsberg) et Monte Perdido (Pyrénées). Caractéristiques et évolution depuis le Petit Age Glaciaire.- Dans ce travail on étudie deux glaciers dans des domaines bien différents; l'un se trouve dans le Spitsbergen (Longyearbreen) et l'autre au Massif du Mont Perdu (Pyrénées) Le premier montre des caractéristiques subpolaires et le deuxième est du type tempéré. Nous examinons aussi leurs diverses phases d'évolution pendant le Petit Age Glaciaire.

ABSTRACT

Two compared glaciers: Longyearbreen (Spitsbergen) and Monte Perdido (Pyrenes). Characteristics and evolution from the Little Ice Age.- A subpolar glacier (Longyearbreen in Spitsbergen) and a temperate one (Monte Perdido glacier in the Pyrenees) are compared. Their ice geophysics bring different dynamics and morphology as well. Also, it will be studied their conditions during and from the Little Ice Age.

Palabras clave / Mots clé / Key words

Glaciar sub-polar, glaciar templado, Pequeña Edad del Hielo, Spitsbergen, Pirineos.

Glaciar subpolaire, glacier tempéré, Petit Age Glaciaire, Spitsberg, Pyrénées.

Subpolar glacier, temperate glacier, Little Ice Age, Spitsbergen, Pyrenees.

I INTRODUCCIÓN

SON numerosos los trabajos sobre glaciares tanto de tipo frío como templado. Pero no así los estudios comparados, en los cuales las diferentes características se muestran más relevantes.

El presente artículo es fruto de la investigación para una tesis doctoral todavía en preparación, desarrollada en el Departamento de Geografía de la Universidad Au-

tónoma de Madrid y, parcialmente, en la Universidad de Oslo. Dicha investigación aborda el estudio comparativo de formas y procesos tanto periglaciares como glaciares en diferentes áreas, como los Pirineos y Spitsbergen (en el archipiélago Svalbard), entre otras. Los datos del glaciar pirenaico se han obtenido en campañas sobre el terreno en los veranos de 2001 y 2003. La expedición ártica a Spitsbergen se llevó a cabo en julio de 2002, y en ella se investigaron además otros aspectos geomorfológicos propios de este ámbito frío, de

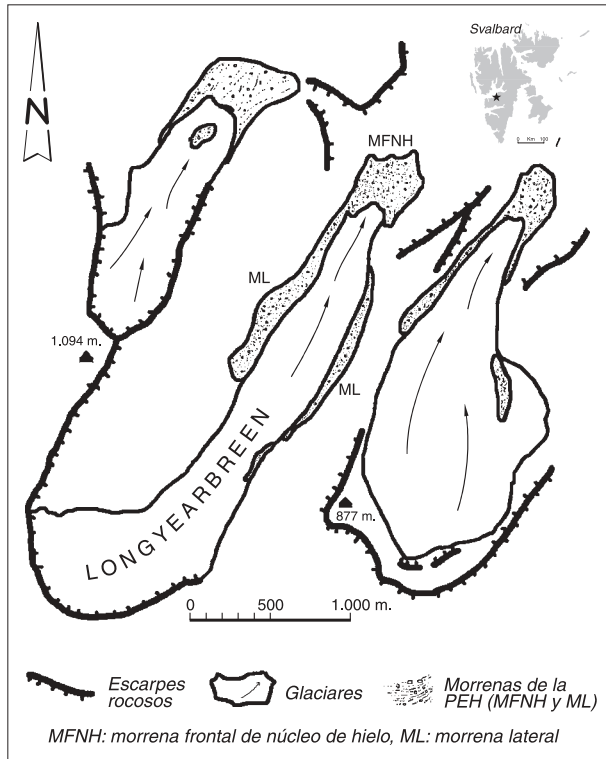


FIG. 1. Área de estudio, glaciar de Longyearbreen.

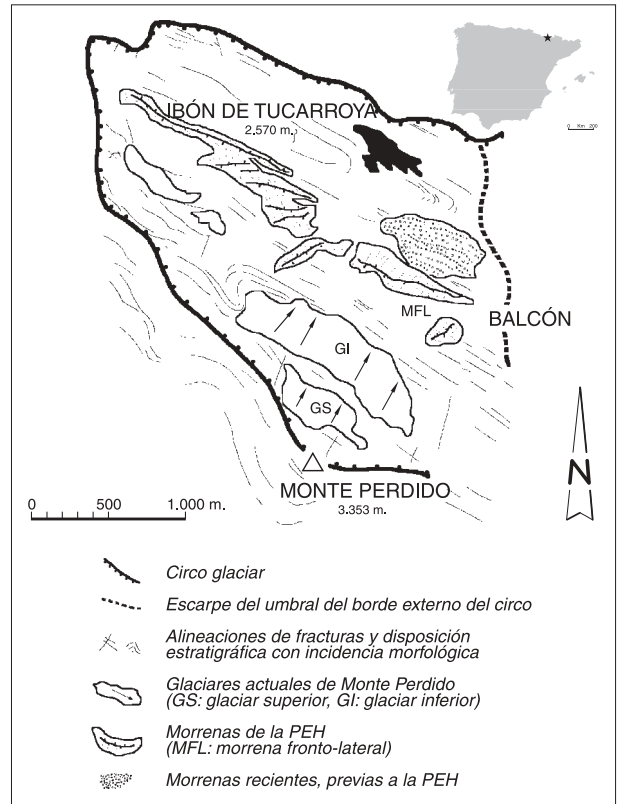


FIG. 2. Área de estudio, glaciar de Monte Perdido.

gran interés también, que se expondrán en trabajos posteriores.

II CARACTERÍSTICAS GENERALES

1. EL GLACIAR DE LONGYEARBREEN

El glaciar de Longyearbreen se localiza en el O de Spitsbergen, a 78° N 15° E, situado en la cabecera del valle del mismo nombre (Fig. 1). La litología de su alrededor es de naturaleza sedimentaria; principalmente areniscas cretácicas y paleo-eocenas. Mecánicamente, el sustrato sobre el que se ubica el glaciar es de grano fino y deleznable. Se trata de un pequeño y simple glaciar ártico de valle (Fig. 3), con un área modesta: 247,5 ha. Presenta una longitud aproximada de 3,6 km y una anchura media de 520 m. El espesor medio del hielo es de 53 m, aunque se llegan a alcanzar los 88 m en algunas zonas centrales, y un máximo de 115 m (ETZELMÜLLER et al., 2000). Su orientación es claramente al NE, lo que favorece el desarrollo y la conservación del hie-

lo. La cota máxima que alcanza dicho aparato es de unos 1.040 m, mientras que la lengua llega a descender hasta casi los 300 m de altitud. El glaciar de Longyearbreen es de tipo subpolar o poli-termal, presentando la mayor parte del mismo temperaturas inferiores al punto de presión de fusión del hielo (*pressure melting point*); pero con existencia de pequeñas zonas de hielo templado cercano al punto de fusión como para permitir el deshielo basal. Genéricamente, las áreas de hielo frío suelen coincidir con los laterales, márgenes y el frente; mientras que las de hielo templado corresponden con las zonas internas y área de acumulación. Esto se debe al mejor aislamiento de la nieve y al hecho de que ésta absorbe agua de fusión durante el verano, aumentando la capacidad de transmisión de calor hasta el punto de prevenir la congelación bajo 5 ó 10 m durante el invierno (LIESTØL, 1987). En Longyearbreen el hielo templado queda restringido al O de las áreas más altas, así como una fina capa irregular en el lecho (ETZELMÜLLER et al., 2000).

Otra prueba inequívoca de su condición de glaciar subpolar o casi polar, son las características morfológi-

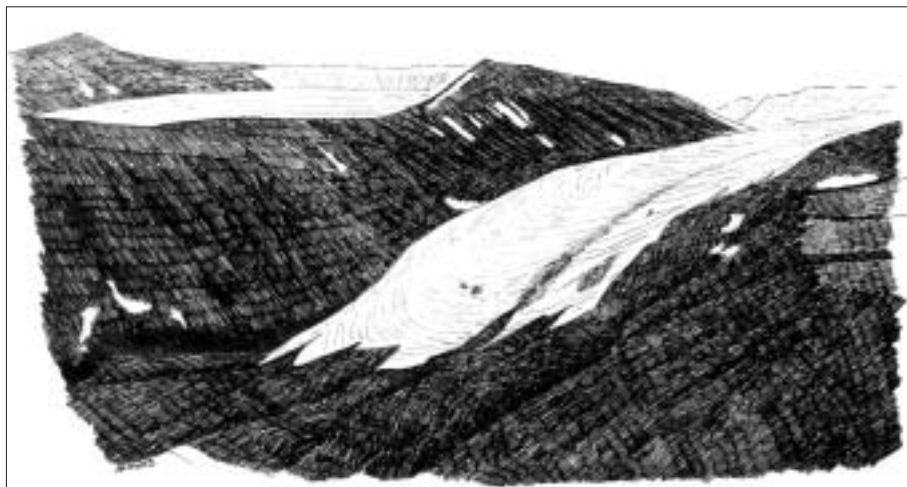


FIG. 3. Glaciar de Longyearbreen. Arriba, su glaciar vecino, Larsbreen.

cas del lecho. La actividad del hielo, por la congelación del mismo en la base, parece dificultar que el glaciar labre el típico valle en U tan característico de la mayoría de las zonas alpinas templadas y subpolares, así como en las altas latitudes y altitudes pleistocenas que fueron «frías» también. Nuestras observaciones en las áreas proglaciares, así como las realizadas mediante geofísica bajo el hielo actual en el área de ablación por otros autores (ETZELMÜLLER et al., 2000), muestran un claro valle en V producto de una combinación de acciones fluviales y periglaciares¹, preservado por las bajas tasas de erosión subglaciar de Longyearbreen. La formación de dicho valle fluvial pudo ser interglaciar, lo que significaría que las formas fluviales en V habrían sido conservadas por el hielo frío. En la zona superior de acumulación por el contrario, la morfología en V ya no es tan clara, debido a que, seguramente durante la etapa más bonancible del Holoceno persistía aquí un pequeño glaciar de circo.

Además de por la naturaleza fría de su hielo, la capacidad excavadora del glaciar de Longyearbreen, así como del resto de aparatos de similares características presentes en la mencionada región de Spitsbergen, parece estar controlada por su poca pendiente, morfología y las características homogéneas y deleznales del roque-

do del lecho, que favorecen esta peculiar erosión glaciar en V. En efecto, aunque en principio se asume que la erosión glaciar está principalmente regida por el desplazamiento, también influyen sobre manera las características y la disposición litológica, que dan lugar, no sólo a perfiles en U y V, sino a umbrales y cubetas.

2. EL GLACIAR DEL MONTE PERDIDO

El glaciar del Monte Perdido se localiza en las denominadas Sierras Interiores, en el Pirineo oscense, a 47° N 02° E. Dicho aparato se ubica en el contacto entre dos conjuntos sedimentarios (paleoceno y maestrichtense concretamente), con una disposición de las estructuras que favorece la existencia de rellanos escalonados que permiten el almacenamiento de hielo glaciar en dos peldaños separados por umbrales abruptos (MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988). Su orientación NNE, también favorece el desarrollo y la conservación de la masa de hielo. Actualmente, el glaciar del Monte Perdido está formado por dos aparatos, siendo el superior más pequeño que el inferior (Fig. 2). Actualmente la superficie total del área glaciada es de 44 ha (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997, inédito). El espesor máximo del aparato inferior alcanzaba los 45 m en 1979 (NICOLÁS, 1981, 1986), aunque las observaciones posteriores del Programa ERHIN y las nuestras, señalan una sensible pérdida de potencia. La cota máxima del glaciar superior es 3.175 m, descendiendo el inferior hasta los 2.720 m. Se trata de un pequeño glaciar de tipo colgado escalonado con forma lenticular, con mayor desarrollo transversal que longitudinal (Fig. 4) (al contrario que el de Longyearbreen), de hielo templado. Esta última característica,

¹ Cabe destacar aquí que, durante las primeras fases del Holoceno, el valle tuvo que presentar unos elevadísimos índices de crioclastia, pues las temperaturas más suaves se tradujeron en una mayor alternancia de hielo-deshielo, lo que, unido a la mayor humedad, facilitó la ruptura de una litología ya de por sí susceptible a la fragmentación. A lo largo de esa etapa del Holoceno, esta región de Spitsbergen tuvo una mayor abundancia de los procesos nivales y periglaciares que en la actualidad.



FIG. 4. Glaciar de Monte Perdido, en la actualidad escalonado en dos aparatos (a partir de una fotografía de BIARGE de 1991).

junto con el gran desnivel y un lecho muy tectonizado, quedó reflejada en los valles en U originados cuando el glaciar presentaba su máxima extensión; macroformas que contrastan llamativamente sobre las morfologías de las áreas inferiores (proglaciares y de ablación principalmente) de los valles árticos en V observadas por nosotros en las Spitsbergen centrales, así como por otros autores, particularmente en rocas sedimentarias de dicha región (RUDBERG, 1982, 1988; SOLLID y SØRBEL, 1988).

III

LOS FENÓMENOS DE ACUMULACIÓN

1. LONGYEARBREEN

La principal forma de acumulación es la precipitación nival. En Longyearbreen se registran tasas de innivación ligeramente mayores (debido a su cercanía a la costa, ya que los frentes más húmedos y relativamente cálidos llegan a la isla asociados con dominancia de los

sistemas SO-NO) que en las zonas interiores de Spitsbergen denominadas «desiertos polares», aunque siguen siendo muy bajas. El viento, elemento omnipresente durante la mayor parte del año, modifica enormemente la distribución de la nieve caída.

El hielo sobreimpuesto o *superimposed ice* es un fenómeno típico en Longyearbreen, de mayor importancia que en los glaciares templados alpinos. HAGEN y LIESTØL (1990) valoran el total de la acumulación por hielo sobreimpuesto entre un 10 y un 30% del balance total invernal en algunos glaciares de Svalbard (p. ej. Bröggerbreen y Loénbreen). El hielo de cencellada o *rime ice*, se forma por las bajas temperaturas del hielo y de las laderas de alrededor con presencia de vientos húmedos del S y SO. RUNDLE (1970) estima que, para algunas regiones polares, este tipo de hielo puede llegar a suponer un 2,5% del total de la acumulación. Las acumulaciones de hielo sobre la superficie debido a las bajas temperaturas de ésta (*icings* o *nailed ice* según la literatura inglesa), carecen de importancia pues, al estar localizados en los frentes glaciares, no suponen una



FIG. 5. Área de acumulación en el Glaciar de Longyearbreen; obsérvese el pobre agrietamiento y la escasa nieve de temporada.

considerable acumulación secundaria. Algunos autores (SØRBEL et al., 2001), basan la importancia de este tipo de hielo como indicador a la hora de distinguir un glaciar polar de uno subpolar, ya que estas acumulaciones de hielo se forman durante el invierno en el frente de estos últimos. El papel de los aludes como agente acumulador se descarta en el glaciar de estudio, ya que son poco comunes por la baja acumulación invernal y los escasos contrastes térmicos. Además, cuando por un incremento brusco de las temperaturas el paquete nival libera agua ocasionalmente, aunque por un momento coinciden las condiciones idóneas para la generación de aludes, la nieve se congela rápidamente y se estabiliza a consecuencias de la rápida caída de las temperaturas.

La acumulación invernal del glaciar se estima en 0,5 m/año (HAGEN y LIESTØL, 1990; SAEGROV, 1995).

2. LA ACUMULACIÓN EN EL GLACIAR DEL MONTE PERDIDO

Como sucedía en el glaciar de Longyearbreen, la más importante forma de acumulación glaciar del Perdido tiene lugar mediante la precipitación nival directa. Pero su posición latitudinal le otorga unos claros rasgos diferenciadores de montaña mediterránea o templada, ya que, aunque las nevadas son abundantes, también lo es la ablación de la nieve por la radiación solar, perdiéndose una gran cantidad de aquella. El hielo sobreimpuesto tiene un protagonismo inferior respecto a su homólogo ártico. No ocurre lo mismo con los aludes, ya que el glaciar inferior recibe una importante cantidad de masa de nieve desde el superior gracias a estos últimos. En efecto, durante los trabajos de campo se observó una gran

cantidad de nieve de alud sobre el glaciar. El papel del viento es igualmente relevante. Como el viento deposita la nieve cuando desacelera por efecto orográfico, son los vientos ligados a frentes del SO los que producen mayores acumulaciones. SCHRADER (1877, 1894) ya valoró la importancia de la alimentación nival por ventisca en los glaciares del Pirineo. Este fenómeno es también de singular importancia en otras montañas mediterráneas, como por ejemplo en la Sierra del Guadarrama, donde aparecen circos glaciares sorprendentemente orientados al SE debido a este tipo de alimentación.

No existen datos sobre la acumulación invernal en el glaciar del Monte Perdido, aunque de acuerdo con nuestras observaciones (basadas en el espesor que la estratificación del hielo presenta en el frente glaciar y su densidad), es posible que sean más de 1,50 m los que pasan al sistema glaciar (lo que supondría más del doble que en el glaciar ártico). La comparación de este dato con el obtenido por el Programa ERHIN en el glaciar de la Maladeta (también en los Pirineos), arroja una acumulación media de 2,034 m.e.a. (metros equivalentes en agua) anuales (FERRER et al., 2003; NAVARRO, comunicación personal) para el período comprendido entre el invierno del 91-92 y el 02-03.

IV

LOS FENÓMENOS DE ABLACIÓN

1. LONGYEARBREEN

El principal mecanismo de ablación en Longyearbreen es la radiación directa durante el corto verano, lo que produce que se pierda masa mediante el deshielo,



FIG. 6. Área de ablación en el aparato inferior del glaciar del Monte Perdido, con predominio de formas biseladas y de fenómenos criokársticos.

la evaporación o sublimación. Se debe también señalar que durante el corto período antes citado, la radiación solar directa recibida es continua durante las 24 horas. Los valores más altos de radiación coinciden además con el período con mayor presencia de impurezas sobre el glaciar (como partículas oscuras procedentes de las areniscas), reduciéndose el albedo de manera importante. Con vientos de componente S o SO, y la aparición de vientos de tipo *föhn*, se produce una pérdida de masa por calor sensible. La ablación muestra una gran heterogeneidad en su componente vertical. Por ejemplo, las tasas de ablación en el frente del glaciar pueden llegar a duplicar las que se alcanzan tan sólo 100 o 150 m glaciar arriba.

2. LA ABLACIÓN EN EL GLACIAR DEL MONTE PERDIDO

También en este glaciar pirenaico es la radiación directa la manera más común de ablación, aunque superior, como es obvio, al caso ártico. En el Monte Perdido coinciden de nuevo, tal y como sucedía en el glaciar de Longyearbreen, las tasas más altas de radiación con las de menor albedo, cuando el hielo glaciar aparece más sucio y descubierto. Aunque las nevadas estivales no son relevantes en la acumulación, su importancia reside en su elevado albedo y su poca conductividad térmica, retrasando los procesos de ablación.

El papel de la irradiación de onda larga emitida por los escarpes y los materiales sobre el glaciar es también superior al ejemplo de Spitsbergen, demostrándose en la abundancia de falsas rimayas y crioconitas. Cuando

la temperatura atmosférica es mucho más cálida que la superficie del hielo, la velocidad del viento es suficiente como para producir un rápido intercambio de calor, en tasas superiores a las existentes en Longyearbreen. Este fenómeno se explica por las importantes diferencias térmicas entre el glaciar y el valle, tan frecuentes en la zona de estudio durante los calurosos veranos. Las lluvias torrenciales, que se llegan a producir durante las tormentas estivales principalmente, incrementan la escorrentía superficial del hielo y fomentan su erosión (Fig. 6). Debido a su ubicación escalonada, se produce una importante pérdida de masa glaciar por su ruptura y colapso o *dry calving*, hasta el punto de formarse una capa residual de hielo y nieve sucios bajo el aparato inferior.

Como sucedía con la acumulación, no existen registros sobre las tasas de ablación en el glaciar del Monte Perdido. Recurriendo de nuevo a los mismos estudios existentes en la Maladeta, se observa que la ablación varía mucho de un año a otro, con un máximo de $-2,922$ m.a.e.a. y un mínimo de $-1,354$ m.a.e.a. (representados con signo negativo para indicar el carácter de pérdida de masa glaciar); siendo la media para el período comprendido entre el 91-92 al 02-03 de $-2,367$ m.a.e.a. (FERRER et al., 2003; NAVARRO, comunicación personal). Estas cifras parecen indicar que el factor determinante en los balances anuales de estos glaciares vienen condicionados, básicamente, por la ablación y no la acumulación (FERRER et al., 2003). Lo que significa que la nieve acumulada durante la estación fría no es el factor más determinante en la evolución anual del glaciar del Monte Perdido.

V

LAS LÍNEAS DE EQUILIBRIO GLACIAR EN AMBOS APARATOS

La línea de equilibrio glaciar (*ELA*, *Equilibrium Line Altitude*) está estimada en Longyearbreen en 530 m.s.n.m. (HAGEN y LIESTØL, 1990; SØRBEL et al., 2001). Por su parte ETZELMÜLLER et al. (2000) la localizan en los 560 m. La ELA de este glaciar se caracteriza por la existencia de una amplia área de hielo sobreimpuesto.

Mediante el método AAR (*accumulation area ratio*—ratio del área de acumulación—) de estimación de ELAs, fotografías aéreas de 1983 (Serie Glaciares Pirenaicos) y correlaciones realizadas por el autor, la ELA del glaciar del Monte Perdido se encontraría a 2.937 m. Aunque se debe señalar aquí un neto ascenso de la mis-

ma debido al incremento térmico del último siglo. El aspecto de la línea de nieve transitoria o TSL (*transient snow line*) en estas dos últimas décadas muestra una línea separada del hielo descubierto por una franja de nieve sucia y vieja, lo que evidencia un balance negativo.

VI LA HIDROLOGÍA GLACIAR

1. LONGYEARBREEN

La estructura térmica del glaciar de Longyearbreen marca sus características hidrológicas. La hidrología de los glaciares polares y subpolares está convencionalmente restringida a la circulación superficial por la nula permeabilidad de sus hielos. Diversos estudios (REPP, 1988; HODGKINS, 1997) sobre la hidrología en Spitsbergen señalan que, en general, el deshielo comienza a finales de mayo, cuando el agua de fusión percola a través del manto nival y se recongela en contacto con el hielo glaciar formando hielo sobreimpuesto. El calor latente liberado contribuye al calentamiento de la nieve hasta que se satura y desencadena la escorrentía horizontal. El hielo sobreimpuesto tiene una considerable importancia en el drenaje de principios del período cálido, pues actúa como una capa impermeable, la cual impide que el agua de fusión penetre en el glaciar, generando su circulación superficial (LIESTØL et al., 1980). No se debe olvidar aquí que, a diferencia de las áreas alpinas templadas (como por ejemplo Monte Perdido), la circulación del agua de los glaciares del ártico está sometida a un ciclo diario de 24 horas de duración durante la estación cálida. Así, tanto la escorrentía superficial, como las descargas de las aguas de fusión en el frente glaciar, coinciden con el principio del verano; aunque también se pueden producir episodios de fusión fuera de ésta por el paso de borrascas cálidas del S y SO, indicando una cierta importancia de la energía advectiva.

Parte de las aguas de fusión son almacenadas por el manto nival (principalmente en primavera, cuando éste está más extendido), lo que genera una amplia saturación debido a la ausencia de grietas, y a la presencia de una muy fría y relativamente llana superficie del hielo. De esta manera se acumula una gran cantidad de agua en las zonas supraglaciares en comparación con otros glaciares templados de similar tamaño como el del Monte Perdido. Así, el sistema principal de drenaje en Longyearbreen es supraglaciar, principalmente en el

área de acumulación; mientras que en las zonas marginales y frontales pueden encontrarse conductos endo y subglaciares poco desarrollados. Debido al perfil transversal convexo, las aguas superficiales se concentran en canales laterales, recolectando no sólo las aguas glaciares, sino también las originadas por la fusión de la nieve, del hielo y la capa activa del permafrost de las laderas. Algunas observaciones (ETZELMÜLLER et al., 2000) en las zonas inferiores y frente, describen canales del tipo Rötliberger (*R-channels*) desarrollados en el área de transición entre el hielo limpio y el rico en derrubios. La descarga de las aguas de fusión se produce en Longyearbreen de una forma rápida, al ser superficial, si la comparamos con la más lenta descarga endo y/o subglaciar tan típica de los glaciares templados. A final de la estación cálida, la cantidad de agua almacenada es ya mínima, por lo que la presencia de las aguas de fusión empieza a relacionarse ahora más con las condiciones meteorológicas que con un ciclo estacional.

2. LA HIDROLOGÍA DEL GLACIAR DEL MONTE PERDIDO

La gran diferencia en la hidrología del Monte Perdido respecto al glaciar ártico es que obedece a dos ciclos: uno diario y otro estacional. Además, el glaciar del Perdido presenta una hidrología más compleja que la del glaciar de Spitsbergen, basada en una circulación supra, endo y subglaciar, con una respuesta más lenta y una mayor presencia de la acumulación de agua dentro de su masa.

Tras las observaciones efectuadas sobre el terreno, se pudo constatar la abundancia de formas y procesos criokársticos desarrollados por la circulación supraglaciar. La circulación endoglacial está justificada principalmente por la abundancia de grietas que funcionan como sumideros, a partir de las cuales se introduce una parte de las aguas superficiales dentro del sistema glaciar. Pese a que no existe ninguna gran surgencia de aguas subglaciares en el frente del glaciar, sí se observaron numerosos puntos donde manaban pequeñas cantidades de agua subglaciar. Se debe tener en cuenta la naturaleza litológica donde se ubica el glaciar del Monte Perdido, pues una importante cantidad de agua subglaciar se filtra bajo el aparato debido a su naturaleza kárstica. Prueba de ello, son las surgencias que aparecen en los escarpes libres de hielo inferiores al aparato. Además, el buzamiento y la disposición de los estratos, en la vertical y perpendicular al flujo del hielo, favorece el desague subglaciar transversal.

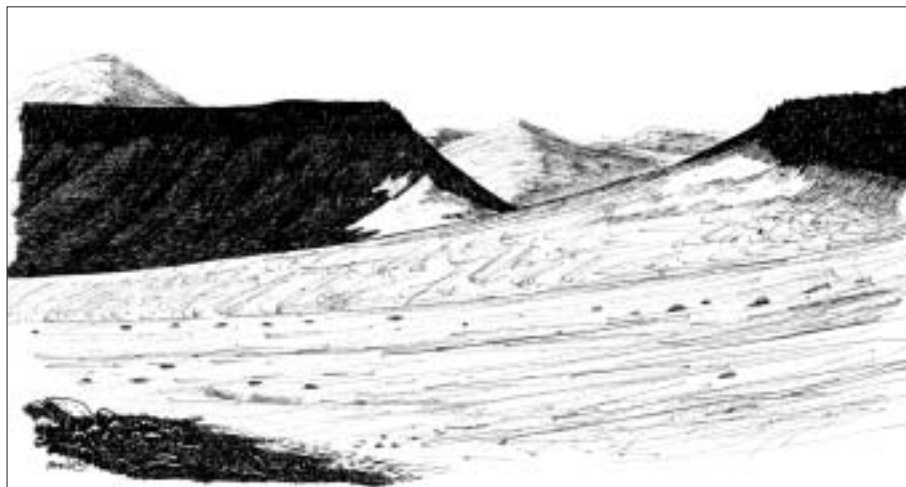


FIG. 7. Bandas de Forbes en el margen derecho del glaciar de Longyearbreen.

VII LA DINÁMICA GLACIAR

1. LONGYEARBREEN

Por el carácter frío de su hielo, la velocidad del glaciar de Longyearbreen es muy baja. La velocidad de balance de este aparato es igualmente pobre. Las mayores tasas de desplazamiento se registran en torno a la ELA y las zonas superiores. ETZELMÜLLER et al. (2000) registraron velocidades de tan sólo 2 m/a, mientras que en el área de ablación los valores se reducen hasta menos de 1 m/a. El escaso movimiento del glaciar de Longyearbreen se atribuye sobre todo a la deformación interna del hielo. No obstante, se pueden producir variaciones de velocidad poco significativas por los cambios de presión del agua subglacial, por el incremento de la producción de agua de deshielo y el consiguiente mayor deslizamiento.

2. DINÁMICA DEL GLACIAR DEL MONTE PERDIDO

Es aquí donde encontramos la mayor diferencia respecto al glaciar ártico, pues las características templadas del Perdido le confieren un comportamiento radicalmente distinto al de Longyearbreen. En efecto, debido a la presencia constante de agua líquida en su lecho, y a su mayor pendiente (30° de media), sus velocidades son mucho más elevadas. HERNÁNDEZ PACHECO y VIDAL BOX (1945) establecen una velocidad de 15 m/a, dato que coincide con el observado por NICOLÁS (1981; 1986) de 12 m/a. Este registro corresponderá igualmente a la ELA y durante el período cálido, ya que en el in-

vierno es lógico pensar en una reducción de la velocidad por las bajas temperaturas.

El movimiento del glaciar del Monte Perdido no es homogéneo. Las velocidades más altas se registran en el mismo centro del aparato inferior, donde el flujo permanece más rectilíneo. Mientras que en su lateral derecho, los esfuerzos compresivos que soporta por la presencia del escarpe, hacen que el glaciar reduzca su velocidad. En el lateral izquierdo, también se produce una desaceleración pero por un motivo opuesto: distensión.

VIII LA MORFOLOGÍA SUPRAGLACIAR

1. EL GLACIAR DE LONGYEARBREEN

Morfológicamente, el aspecto que presenta un glaciar cuyo movimiento se debe principalmente a la deformación interna de su hielo, dista mucho de aquéllos cuya dinámica se atribuye a la translación de masa desde las zonas superiores a las inferiores, tal y como sucede en el glaciar del Monte Perdido. El hielo del glaciar de Longyearbreen se adapta plásticamente a la suave pendiente (de tan sólo 9,7° de media) y no da muestras de ser el material quebradizo de los glaciares templados. Estéticamente es un aparato de tonalidades plomizas por la escasez de nieve de temporada (Fig. 5). Pese a ello, el área de acumulación significa casi el 67% del glaciar, lo que contrasta con el 50% escaso del área de acumulación que presenta el glaciar del Monte Perdido.

La ausencia de grietas en el glaciar de Longyearbreen obedece prioritariamente a la naturaleza física

fría de su hielo. Debido a su lento movimiento, el hielo tiene tiempo suficiente como para adaptarse al lecho por su deformación interna sin llegar a superar el punto crítico de ruptura. La suave pendiente no favorece tampoco el desarrollo de grietas, al desacelerar el flujo y la consiguiente tracción (al contrario de lo que sucede en el glaciar del Monte Perdido, donde aparecen numerosas grietas por esta causa). Únicamente, aparecen desarrolladas una serie de grietas en el escarpe derecho. Éstas se producen por dos razones que actúan simultáneamente:

1. Se sobrepasa el punto crítico de ruptura por el mayor recorrido angular que el hielo sufre en su parte exterior al descender el escarpe.

2. Por el hecho de que la lengua permanece congelada en su base, acumulando agua hielo arriba e impidiendo su correcta lubricación y desplazamiento, generándose diferencias entre el área superior y el inferior.

Las formas resultantes son un conjunto de grietas de tracción perpendiculares al movimiento del glaciar. La posterior acumulación de impurezas en su interior, y su cierre al ser incorporadas lentamente al flujo, es responsable de la aparición de bandas de Forbes hasta el frente glaciar (Fig. 7).

No existen salidas de materiales endoglaciares ordenados, por la escasez de rimayas susceptibles de rellenarse de gelifractos procedentes de los escarpes.

Por último, cabe destacar la forma y mecánica de su frente, ya que aquí el glaciar termina tenuemente hasta desaparecer bajo una morrena con núcleo de hielo de grandes dimensiones.

2. FORMAS SUPRAGLACIARES EN EL GLACIAR DEL MONTE PERDIDO

Al derivar directamente la mayoría de las formas supraglaciares de la dinámica glaciar, será aquí también donde mejor se observen las disimilitudes entre el glaciar pirenaico y su semejante ártico. En efecto, en el glaciar del Perdido las grietas son un elemento común, (en parte también debido a la mayor pendiente, de 30° de media, la que contrasta con la de aquél) encontrándose distintos tipos:

1. Con perfiles convexos, la distensión produce grietas transversales. NICOLÁS (1986) distingue además dentro de éstas: las originadas por el flujo glaciar, en disposición semicircular, y las de tracción gravitatoria, paralelas al escarpe en sus cercanías.

2. Las producidas por la comprensión contra las paredes del circo y el freno del lecho, denominadas grietas en *chevron*, mucho más escasas.

3. El posterior desplazamiento de las grietas, y su cruce con otras origina formas en libro abierto.

4. La fracturación del hielo en su frente se refleja en grietas semi-radiales combinadas con otras, como resultado de la expansión del hielo en su frente; son las grietas en «palmera» prácticamente desaparecidas por el fuerte biselado que está sufriendo el glaciar del Monte Perdido en la actualidad (ver apartado II. H.). Es posible observar la evolución de estas grietas en el artículo publicado por MARTÍNEZ DE PISÓN et al. (1991), donde se recogen fotografías de 1973 y 1991, en las que se percibe una sensible pérdida de espesor y un frente más biselado y levemente retrocedido, lo que se traduce en una alteración de este tipo de grietas (las cuales aparecen parcialmente desplazadas hacia su derecha, y la mitad de ellas casi horizontales en 1991). Nuestras observaciones, a principios de la actual década, muestran ya unas grietas en palmera débilmente dibujadas casi inexistentes.

La existencia en este glaciar tanto de rimayas como de falsas rimayas origina bellos salideros de clastos ordenados en su frente. La morfología del frente del glaciar del Monte Perdido destaca sobre manera respecto a la del aparato ártico, pues en el caso pirenaico el glaciar termina abruptamente en una repisa sin llegar a armar ninguna morrena actual.

IX

ESTADO ACTUAL Y PRONÓSTICO DE LOS DOS GLACIARES

1. LONGYEARBREEN

El cambio en las condiciones climáticas de Spitsbergen desde el término de la PEH, está provocando que el balance de masas comience a ser negativo en un relativamente elevado número de glaciares en los que se está llevando a cabo un seguimiento (p. ej., HAGEN y LIESTØL, 1990; LEFAUCONNIER y HAGEN, 1990). El balance neto anual del glaciar de Longyearbreen para los años comprendidos entre 1976 y 1982 es de 0,48 m.a.e.a. para el verano, 1,03 m.a.e.a. para el invierno, lo que supone -0,55 m.a.e.a. de balance medio (Gus'kov, 1983).

La pérdida de volumen de hielo y el incremento en los gradientes térmicos verticales tiene como conse-

cuencia la transformación de las características geofísicas del mismo. En efecto, Longyearbreen se está convirtiendo en un glaciar de tipo frío o polar. Esto se debe a que es en los pequeños aparatos de poca potencia donde las condiciones atmosféricas tienen una mayor influencia por su capacidad de enfriamiento y conductividad. La zona de acumulación juega un importante papel como aislante por la presencia de un manto de nieve perpetuo. Y también por la liberación de calor latente de fusión por la percolación del agua de fusión a través del paquete nival (HOOKE et al., 1983). Si la ELA se ve obligada a ascender glaciar arriba, el área de acumulación disminuye a favor de la de ablación, que se caracteriza por ser de base fría por la mayor penetrabilidad del frío dentro de su masa, y la consecuente congelación a lo largo de su lecho.

No deja de ser llamativo que, mientras las condiciones climáticas sigan suavizándose, muchos pequeños glaciares de Spitsbergen como Longyearbreen, se estén transformando en aparatos de tipo frío.

2. EL GLACIAR DEL MONTE PERDIDO

Aunque no se observan grandes modificaciones en planta desde los estudios del INEGLA a partir de 1977 (ALONSO et al., 1983; ALONSO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1983), NICOLÁS en 1981 y MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS en 1988 (en los que hablan de un cierto equilibrio, salvo una tendencia a la regularidad en sus perfiles); los datos obtenidos por el Programa ERHIN desde finales de los 80 (ARENILLAS et al., 1992; MARTÍNEZ DE PISÓN et al., 1995; MARTÍNEZ DE PISÓN et al., 1997; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997, inédito; ARENILLAS et al., 2000) indican un mayor biselado y retroceso del frente en ambos aparatos, así como de contorno y formación de un perfil cóncavo en el sector central del aparato inferior. En 1994 las observaciones de este mismo Programa destacan un frente más biselado y una pérdida de espesor para ambos aparatos así como laterales respecto a 1991. En 1998, tras dos años de fuerte innivación en 1996 y 97, el frente del aparato inferior había aumentado su pérdida de pendiente, con puntos con progresivo retroceso frontal sobre su base rocosa (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997, inédito). Desde entonces hasta las observaciones realizadas por el autor en 2001, el retroceso y adelgazamiento, principalmente en el aparato inferior, son la nota predominante. En los últimos trabajos de campo de 2001 y 2003, se pudo constatar un cierto equilibrio y un notable recubrimiento nival a finales del verano.

A partir de los datos disponibles (SCHRADER, 1894; Programa ERHIN; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997, inédito; ARENILLAS et al., 2000), se observa que el Macizo de Monte Perdido en un período de 106 años (1894-2000), ha pasado de 556 ha a 44 ha, lo que significa una pérdida de superficie del 92,1%. Un buen ejemplo de esta tendencia regresiva es el balance de masas obtenido en el glaciar de la Maladeta en estos últimos 12 años, el que muestra 0.302 m.a.e. negativos anuales (FERRER et al., 2003; NAVARRO en comunicación personal).

De mantenerse la actual línea de retroceso y de disminución glaciar en el Pirineo, es previsible la extinción del aparato del Monte Perdido en un relativamente corto período de tiempo. Dicha desaparición significará primero una transformación de glaciar a helero, tal y como ha sucedido en tantos otros aparatos de esta cordillera: Marboré-Cilindro, Taillón, Literola, Salencas, etc.

X

LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO

1. LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN EL GLACIAR DEL MONTE PERDIDO

El glaciar del Monte Perdido y sus depósitos han suscitado desde antiguo el interés de numerosos estudios: RAMOND en 1797 y 1802² (1927); TONNELLÉ en 1858 (1977); SCHRADER (1874a, 1874b, 1875) y 1894 (1936); GAURIER de 1900 a 1909 (1921); GÓMEZ DE LLARENA (1936); HERNÁNDEZ PACHECO y VIDAL BOX (1946); BOYÉ (1952); INEGLA desde 1977; NICOLÁS (1981; 1986); MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS (1988).

En el Circo de Tucarroya aparecen dos edificios morrénicos bien diferenciados (Fig. 8 y Fig. 2). Uno de ellos ha sido atribuido inicialmente al Tardiglaciar (MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988), aunque posteriormente se ha planteado también su posible ubicación en el Holoceno (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1992; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997, inédito; MARTÍNEZ DE PISÓN, 2000; MARTÍNEZ DE PISÓN, 2001; SERRANO, comunica-

² Hay que añadir que antes de Ramond no se había constatado por los científicos la existencia de glaciares en el Pirineo. MARTÍNEZ DE PISÓN (2000) traduce la siguiente descripción del glaciar de Monte Perdido en el paso del siglo XVIII al XIX: «tallado por el mismo cincel que modeló los pisos del Marboré, presenta una serie de gradas, tanto alfombradas de nieve como erizadas de glaciares que desbordan y se vierten unos sobre otros en anchas e inmóviles cascadas».

ción personal). La otra morrena es asignada al ampliamente extendido período de la PEH (numerosos autores han estudiado las secuencias morrénicas de esta pulsación fría en otras áreas del Pirineo: p. ej., INEGLA, 1983; MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988, así como otros estudios del Programa ERHIN (1992, 1995, 1997); SERRANO y AGUDO, 1988; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1989; SERRANO, 1991; CHUECA, 1992; LAMPRE, 1994; COPONS y BORDONAU, 1994; SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994; CHUECA y JULIÁN, 1996; MATEO GARCÍA y GÓMEZ ORTIZ, 2000; SERRANO et al., 2002). La morrena de la PEH presenta una morfología mixta fronto-lateral izquierda, puesto que, tal y como señala NICOLÁS (1981, 1986), el mayor aporte de sedimentos estuvo en la zona en frente del escarpe de hielo. Su longitud alcanza casi 1.100 m, mientras que la anchura en su zona más amplia supera los 320 m. La altura máxima del edificio es de unos 40 m. Los materiales que arman la morrena son heterogéneos y variados, estando compuestos por till subglaciar (identificable por la presencia de till alojado) en su mayor parte, por finos y gravas alternadas con cantos y, más esporádicamente, por grandes bloques. Litológicamente, aparecen tanto materiales maestrichtenses como paleocenos.

Aparentemente la morrena de la PEH del Monte Perdido muestra una morfología muy simple producto de un avance del hielo durante los siglos XVII, XVIII, XIX principalmente, y un retroceso a mediados de este último (SCHRADER señala ya en 1860 un retroceso frontal del aparato), lo que ha terminado por generar una forma clásica de acumulación. Pero un estudio más en detalle muestra una compleja alternancia de episodios de formación, tal y como se explica a continuación:

Fase 1: En esta fase tiene lugar el principal avance del glaciar, el cual termina por armar y desarrollar el edificio morrénico de la PEH. Este avance del hielo sería la respuesta a un enfriamiento del clima a consecuencia del desplazamiento de la circulación ciclónica en las áreas templadas 5° de latitud hacia el S (LAMB, 1977), que favorecieron una mayor acumulación nival y una menor ablación, y situaron la ELA a 2.700 m (MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997, inédito). Durante este importante avance, el hielo comenzó a fluir hacia el norte, encontrándose con los materiales proglaciares susceptibles de ser modificados por su grado de humedad; bien pasando por encima de ellos, bien empujando y deformándolos en su frente hasta construir la morrena. Coetáneamente, tuvo lugar una notable sedimentación que, en definitiva, termina por finalizar conjuntamente el edificio morrénico de la PEH.



FIG. 8. Cumbre y glaciar del Monte Perdido. En primer plano, sus morrenas: tardiglacial (holocena) y de la PEH, tras ésta (a partir de una fotografía de MARTÍNEZ DE PISÓN).

Esta fase coincidiría con los primeros episodios de la PEH y su máximo en otras áreas pirenaicas (MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988; SERRANO y AGUDO, 1988; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1989; COPONS y BORDONAU, 1994; SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1995; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997, inédito; MATEO y GÓMEZ ORTIZ, 2000; SERRANO et al., 2002), hasta 1750 aproximadamente.

Fase 2: La existencia de acanaladuras sobre la morrena de la PEH refleja un avance del glaciar del Monte Perdido por encima de la misma. Las acanaladuras glaciares o morrenas estriadas, tradicionalmente definidas en la literatura anglosajona como *flutings*, *flutes* o *fluted moraines*, se pueden definir como pequeñas crestas alargadas de sedimentos alineadas en paralelo a la dirección del hielo (BOULTON, 1976; GORDON et al., 1992). Se trata de formas fácilmente degradables por los agentes ero-

sivos, por lo que se vinculan a ámbitos recientemente deglaciados. También son características de áreas donde el glaciar ha retrocedido rápidamente (ANDERSEN y SOLLID, 1973). Las acanaladuras de la morrena de la PEH del Monte Perdido se caracterizan por tener una morfología continua en ambas laderas del conjunto, que mantienen constantes su anchura y profundidad. Este tipo de morrenas estriadas tendrían un origen genético mixto: resultantes de procesos primarios, y secundariamente por la deformación del till ante la desigual presión causada por la existencia de un obstáculo.

Gracias a estas formas, es posible realizar la reconstrucción del máximo avance glaciar durante la PEH. El glaciar tuvo entonces distintos comportamientos al sobrepasar la morrena principal en función de su localización. En la zona central de la morrena ya definitivamente armada, donde el desnivel es el mayor de todo el edificio, este avance no fue aquí capaz de salvar dicho obstáculo. La forma originada es un pequeño arco morrénico sobre la cresta principal de la misma, donde la mayoría de los materiales aparecen imbricados.

Paralelamente a la formación de este arco, el glaciar tuvo un comportamiento diferente en sus laterales, donde la altura de la morrena es menor, por lo que fue capaz de superarla y extenderse más allá de su cresta. En el flanco izquierdo del glaciar, éste superó la morrena más allá del crestón principal. Entonces formó una serie de pequeñas morrenas anuales en el lado exterior de la principal. Este tipo de morrenas se caracterizan por su poca entidad y su escasa continuidad lateral. Son además valiosos indicativos sobre la morfología que tenía el hielo en el momento en que fueron formadas, ya que se puede establecer una relación directa entre sus formas poco curvilíneas y un frente igualmente atenuado. Este modelo consolida la imagen de un aparato con un frente en la PEH bastante rectilíneo y con prácticamente nula fracturación radial, por el biselado de su hielo.

Es el lateral derecho el que presenta una mayor complejidad. El glaciar se extendió entonces por los actuales materiales proglaciares, girando lentamente hacia la derecha, en dirección al Balcón de Pineta. El espesor del hielo tuvo que ser entonces bastante limitado, deducción obtenida por la presencia de bloques estriados (de menos de 1 m de diámetro), dispuestos paralelamente al flujo principal, lo que significa que el hielo fue lo suficientemente potente como para arañarlos, pero incapaz de arrastrarlos. Las condiciones subglaciares debieron ser aquí de una gran abundancia de agua, hasta el punto de presentarse el lecho saturado. El hielo tuvo que tener

entonces un comportamiento «semi-flotante», lo que redujo su presión sobre dichos bloques pero no hasta el punto de dejar de erosionarlos.

Al aproximarse el glaciar al arco morrénico principal, el hielo se abrió en dos pequeños frentes (Fig. 9), lo que implica dos diferentes comportamientos: en el exterior del lateral derecho el hielo continuó desplazándose lentamente, a la vez que iba perdiendo espesor. El glaciar siguió avanzando hasta alcanzar el pronunciado escarpe del Balcón de Pineta. No se formó aquí una espectacular caída de *seracs*, ya que el biselado que presentaría el hielo por la fuerte ablación que tendría lugar, sería responsable de que éste asomase al Balcón con un mínimo espesor (las ilustraciones ya algo tardías de SCHRAEDER en 1873, parecen confirmar este hecho). También, en el lateral derecho, aunque ahora en su zona interna, el glaciar sí tuvo la capacidad suficiente como para rebosar por encima de la morrena, por dos motivos: la menor potencia de ésta y, por otro lado, porque el glaciar tiene más espesor cuanto más cerca del interior se localiza. Significando en este caso más espesor, más competencia de movimiento. Además de una mayor velocidad también, por la reducción de la fricción de los márgenes. Aunque el hielo fue entonces capaz de cruzar la cresta, el glaciar presentó aquí de nuevo un mínimo espesor, decreciente hasta desaparecer. Hecho tangible por la ausencia de pequeños arcos morrénicos terminales, al contrario de como sucedía en el lateral izquierdo de la morrena de la PEH. También, la inercia del hielo es distinta en la convexidad que en la concavidad del giro hacia el Balcón de Pineta. Éste es un fenómeno común en los glaciares, pues los arrastres van a llevarse y a quedarse en la ladera o flanco opuesto y exterior, porque allí es a donde va el flujo.

Este repentino avance glaciar pudo haber sido debido a una oleada glaciar o *surge* de poca entidad. Lo que inicialmente pueden parecer comportamientos anómalos en la dinámica glaciar pueden deberse al desarrollo de una oleada glaciar de poca entidad por el engrosamiento en el área de acumulación. Se trataría de un pulso de velocidad, de similares características a las de una oleada o *surge*, pero a una menor escala. El superávit en las tasas de acumulación, el almacenamiento de agua y/o sus variaciones, unido a la fuerte pendiente existente en el escarpe, podría haber sido responsable de este avance energético tan contenido temporalmente.

Diversos autores (p. ej., MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS, 1988; SERRANO y MARTÍNEZ DE PISÓN, 1994; MATEO y GÓMEZ ORTIZ, 2000), encuentran una última



FIG. 9. Posición del frente glaciar del Monte Perdido durante la fase dos. Dos hipotéticos montañeros de mediados del siglo XIX observan: -GS- glaciar medio (actualmente inferior); -CS- cascada de *seracs* entre el glaciar medio y el inferior; -EH- morrena de la PEH; -MT- morrena Tardiglaciar u Holocena; -BP- Balcón de Pineta; -1- lateral izquierdo del glaciar que supera la morrena de la PEH; -2- interior del lateral derecho que supera la morrena de la PEH; -3- lateral derecho del glaciar, curvado hacia la derecha hasta asomarse al Balcón.

pulsación de la PEH en otras zonas del Pirineo a mediados del XIX y finales del citado siglo. Las observaciones de SCHRADER antes citadas así lo muestran.

Fase 3: Desde entonces, el glaciar se caracterizó por un retroceso continuo, con pequeños avances de poca entidad a principios del siglo XX dentro del recinto de la PEH (el cual coincide con el registrado en otras áreas glaciadas pirenaicas: BARRÈRE, 1953; BRUNET, 1956; PLANDE, 1974; SERRANO y AGUDO, 1988; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1989; SERRANO, 1991; MARTÍNEZ DE PISÓN, 1997, inédito; SERRANO et al., 2002). Existen diversos trabajos que recopilan ilustraciones y fotografías donde es posible ver esta evolución: NICOLÁS (1986); MARTÍNEZ DE PISÓN y ARENILLAS (1988); MARTÍNEZ DE PISÓN (1997), inédito; BOLETÍN GLACIOLÓGICO ARAGONÉS (2002); MARTÍNEZ DE PISÓN (2003).

2. LA PEH EN EL GLACIAR DE LONGYEARBREEN

La PEH, cuando la mayoría de los glaciares tuvieron su máxima extensión histórica, culminó en Svalbard ha-

ce unos 100 años (HAGEN y LIESTØL, 1990; SØRBEL et al., 2001). Desde entonces se está registrando un cambio del clima hacia condiciones más templadas y el incremento de las precipitaciones que indica el fin de la PEH en las regiones árticas (DOWDESWELL et al., 1997).

No cabe duda por tanto que en Spitsbergen se produjo durante el siglo XIX un descenso de las temperaturas, el cual coincide con el extendido período de la PEH; pero, sin embargo, ni en Longyearbreen, ni en otros muchos glaciares de la citada región ártica, existen restos morrénicos claros de esta fase fría³. El Longyearbreen tan sólo aparecen dos morrenas laterales elevadas sobre el actual glaciar aunque todavía en contacto con éste que, al igual que la morrena frontal de núcleo de hielo, debieron de ser armadas durante la PEH, cuando el glaciar presentaba un mayor volumen (Fig. 1); pero es imposible encontrar ningún resto morrénico de la PEH ale-

³ En otros glaciares de Svalbard, la no presencia de morrenas frontales de la PEH está relacionada también con fenómenos de oleada glaciar o *surge*, que eliminan todo posible resto morrénico en su avance.

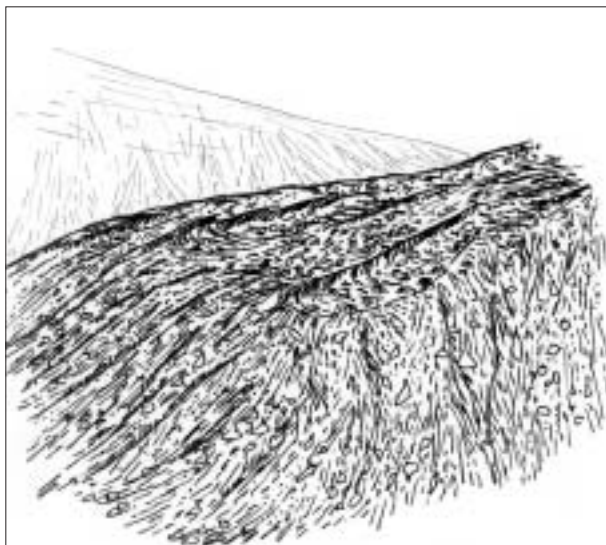


FIG. 10. Morrena con núcleo de hielo del glaciar de Longyearbreen.

jado y sin contacto con el hielo actual, tal y como ocurre en Pirineos y la mayoría de las regiones alpinas. A continuación se expone una serie de conclusiones que intentan explicar por qué la PEH fue distinta, no sólo en Longyearbreen, sino en el resto de los glaciares de Spitsbergen de características similares, de los glaciares templados como el de Monte Perdido.

1.- Factores latitudinales y climáticos: en el Alto Ártico, a latitudes tan elevadas, un cambio climático de tan poca duración como la PEH no supone una variación tan importante en comparación con los mucho más susceptibles glaciares templados, como el de Monte Perdido. Las regiones polares se presentan menos vulnerables ante los cambios climáticos breves, pues su amplitud térmica es tan baja que un pequeño incremento no condiciona tanto su equilibrio. El cambio climático posterior a la PEH también ha traído consigo un aumento de las precipitaciones en algunas regiones árticas como la que aquí nos ocupa. Si la mayoría de éstas tienen lugar en la estación fría o, al menos, equitativamente repartidas a lo largo del año, el incremento de las temperaturas medias se ve amortiguado por un *input* en el balance de masas de los glaciares⁴.

2.- Factores dinámicos: debido al pobre balance de masas que presenta el glaciar de Longyearbreen (al

igual que la mayoría de los presentes en las regiones del Alto Ártico), la respuesta ante los cambios climáticos tan cortos es más lenta. En otras palabras: el glaciar no tiene el tiempo suficiente como para desarrollar una respuesta tan rápida en su masa ante un cambio de las condiciones climáticas tan fugaz. El carácter frío o semipolar de Longyearbreen está directamente relacionado, al igual que su balance, con la capacidad de reacción dinámica del glaciar. Esta respuesta más tardía queda patente en el hecho de que el máximo de la PEH se alcanzó en otras áreas glaciadas templadas como Jotunheimen, en Noruega (ver al respecto MATTHEWS, 1977; MATTHEWS y WHITTAKER, 1987), o Pirineos, en 1750; esto es, 150 años antes que en Spitsbergen para una crisis climática de poco más de 300 años de duración.

3.- Factores morfológicos: principalmente debido a las características de la morrena del glaciar de Longyearbreen, pues se trata de una morrena de núcleo de hielo de importante tamaño (Fig. 10). Es muy probable que dicha morrena fuera excesivamente grande como para poder ser sobrepasada (y mucho menos empujada o desplazada por, recordemos, un glaciar de mínima movilidad), por lo que pudo actuar a modo de presa. El glaciar entonces aumentaría su volumen, incrementando su altura en la vertical sin llegar a modificar su extensión. A este fenómeno le hemos denominado aquí como «marea glaciar», aludiendo al hecho de las variaciones en la vertical del hielo y no en la horizontal. Prueba de este aumento de volumen serían ambas morrenas laterales que aún hoy permanecen en contacto con el hielo.

Estos tres factores explicarían por qué, aunque Longyearbreen sí experimentó variaciones en la PEH, tuvo una diferente respuesta a la del glaciar del Monte Perdido.

XI CONCLUSIONES

Las diferentes características del hielo tienen repercusiones en las distintas características glaciares de cada aparato. El glaciar de Longyearbreen en Spitsbergen se asienta sobre un valle en V debido, entre otras causas, a la baja competitividad erosiva de su hielo; al contrario de lo que sucede en el Monte Perdido, donde los hielos labraron un perfecto valle en U durante su máximo pleistoceno.

En cuanto a la alimentación glaciar, el hielo sobreimpuesto en Longyearbreen se revela más importante

⁴ Este fenómeno no es nuevo, y explica por qué en la actualidad algunos glaciares escandinavos e islandeses, entre otros, presentan balances de masas positivos.

que en el glaciar del Monte Perdido. La hidrología de éste último se presenta más compleja y lenta, con circulación sub, endo, y supraglaciario, que obedece a dos ciclos: uno diario y otro estacional. Mientras que, en Longyearbreen, el almacenaje del agua y su circulación quedan limitados a su superficie salvo en las zonas basales donde la congelación no es permanente; además, es evidente la existencia únicamente de un ciclo estacional, pues los días en la estación cálida tienen 24 horas de duración.

Respecto a la dinámica, el glaciar de Monte Perdido en los Pirineos, es mucho más rápido, con velocidades 6 veces superiores, y más complejo morfológicamente que su homólogo ártico, con un agrietamiento superior en cantidad y tipología, así como con mayor presencia de otras formas glaciares como rimayas, falsas rimayas y salideros de clastos. La dinámica durante la PEH fue asimismo desigual en estos glaciares por las mismas razones. Mientras que en Longyearbreen la PEH no dejó depósitos claros y aislados debido a distintas razones:

1. Diferente vulnerabilidad a los cambios climáticos breves por factores latitudinales y climáticos.

2. Su lenta respuesta debido al bajísimo balance de masas y dinámica.

3. A la existencia de una morrena de núcleo de hielo que pudo actuar a modo de presa ante la incapacidad del glaciar de sobrepasarla.

En el Monte Perdido se observan formas (principalmente morrenas estriadas o *fluted moraines* y arcos morrénicos menores) que conducen a plantear la existencia de diferentes episodios:

1. Máximo y prolongado, que arma la morrena de la PEH probablemente hasta 1750.

2. Más breve, que superó puntualmente el edificio morrénico principal, que podría estar relacionado con una pequeña pulsación similar a una oleada glaciario de poca potencia a mediados del siglo XIX.

3. De retroceso, aunque con presencia de pequeños avances de escasa entidad interiores a principios del siglo XX.

Debemos concluir con la mayor y más evidente diferencia, sumamente significativa, entre ambos aparatos: mientras en Spitsbergen los glaciares suponen elementos generalizados y extendidos a muy baja altitud, el glaciario pirenaico queda relegado a sus más altas cumbres de forma residual y dispersa, aunque aún definiendo, tal y como escribe MARTÍNEZ DE PISÓN (1997, inédito), el ámbito de la verdadera alta montaña española.

Agradecimientos: A Enrique Serrano, por su inestimable contribución en los trabajos de campo en Tucarroya. A José Navarro por la información facilitada sobre el glaciar de la Maladeta y el Programa ERHIN. A Jon Tolgensbakk, por su acogida y trato en el Departamento de Geografía de la Universi-

dad de Oslo; así como por su información y consejos sobre Spitsbergen. Y a mis directores de tesis, Francisco Alonso y Eduardo Martínez de Pisón; en especial a éste último, por la ayuda prestada y por sus correcciones al presente artículo.

B I B L I O G R A F Í A

ALONSO, F. y MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1983): «Nota informativa acerca de los trabajos del Instituto Español de Glaciología (INEGLA)». *Anales de la Universidad Complutense*, nº 3.

ALONSO, F., NICOLÁS, P. y MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1983): *Los glaciares españoles actuales*. Madrid, INEGLA, 28 págs. policop.

ANDERSEN, J. L. y SOLLID, J. L. (1973): «Glacial Chronology and Glacial Geomorphology in the Marginal Zones of the Glaciers, Midtdalsbreen and Nigardsbreen, South Norway». *Natur Geografi. Uvalgte artikler fra Norsk Geografisk Tidsskrift. Universitetsforlaget*, págs. 1-38.

ARENILLAS, M., CANTARINO, I., MARTÍNEZ, R., MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y PEDRERO, A. (1992): «El control de los glaciares actuales en el programa ERHIN», en *La Nieve en las Cordilleras españolas 1990/91*, Madrid, MOPT, págs. 215-227.

ARENILLAS, M., FERRER, C., MARTÍNEZ DE PISÓN, E., MARTÍNEZ, R., NAVARRO, J. y YAGÜE, J. (2000): «Surveillance generale des glaciers espagnols. Leur état critique à la fin du XX^{ème} siècle». *Société Hydrotechnique de France. Section de Glaciologie-Nivologie*. Grenoble, págs. 1-4.

BARRÈRE, P. (1953): «Equilibre glaciaire actuel et quaternaire dans l'Ouest des Pyrénées Centrales». *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 2, págs. 116-134.

- BOLETÍN GLACIOLÓGICO ARAGONÉS —Número extraordinario— (2002): *Los glaciares pirenaicos aragoneses. Evolución. Fotografías 1880-1999*. Diputación de Huesca, 323 págs.
- BOULTON, G. S. (1976): «The origin of glacially-fluted surfaces: observations and theory». *Journal of Glaciology* 17, págs. 287-309.
- BOYÉ, M. (1952): «Gélivation et cryoturbation dans le Massif du Mont Perdu (Pyrénées centrales)». *Pirineos, Revista del Instituto de Estudios Pirenaicos*, 23, CSIC, Zaragoza, págs. 5-30.
- BRUNET, R. (1956): «Un exemple de la régression des glaciers pyrénéens». *Pirineos* n° 39-42, págs. 261-264.
- COPONS, R. y BORDONAU, J. (1994): «La Pequeña Edad de Hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Ésera, Pirineos Centrales)». En MARTÍ BONO, C. y GARCÍA RUIZ, J. M. (eds.): *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, págs. 111-124.
- CHUECA CÍA, J. (1992): *Análisis geomorfológico de la fenomenología glaciar y periglacial en el Macizo del Turbón-Sierra de Ballabriga (Pirineo oscense)*. Serie de Investigación Geográfica - Edición Microfichas. Instituto de Estudios altoaragoneses, Huesca, 212 págs.
- CHUECA CÍA, J. y JULIÁN ANDRÉS, A. (1996): «Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad de Hielo. Macizo de la Maladeta». En PÉREZ ALBERTI, A. et al., (eds.): *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, págs. 171-182.
- DOWDESWELL, J. A., HAGEN, J. O., BJÖRNSSON, H., GLAZOVSKY, A. F., HARRISON, W. D., HOLMLUND, P., JANIA, J., KOERNER, R. M., LEFAUCCONNIER, B., OMMANNEY, C. S. y THOMAS, R. H. (1997): «The Mass Balance of Circum-Artic Glaciers and Recent Climate Change». *Quaternary Research*, 48, págs. 1-14.
- ETZELMÜLLER, B., VATNE, G., ØDEGÅRD, R. S. y SOLLID, J. L. (1993): «Dynamics of two subpolar valley glaciers - Erikbreen and Hannabreen, Liefdefjorden, Northern Spitsbergen». *Geografiska Annaler* 75A, págs. 41-54.
- ETZELMÜLLER, B., ØDEGÅRD, R. S., VATNE, G., MYSTERUD, R. S., TONING, T. y SOLLID, J. L. (2000): «Glacier characteristics and sediment transfer system of Longyearbreen and Larsbreen, Western Spitsbergen». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, vol. 54, págs. 157-168.
- FERRER, C., MORA, J., ARENILLAS, M., NAVARRO, J. y COBOS, G. (2003): «Evolución reciente de los aparatos glaciares del Pirineo español». *Revista de Ingeniería Civil*, n° 131 (XI Congreso Mundial del Agua), CEDEX, Ministerio de Medio Ambiente, págs. 17-22.
- GAURIER, L. (1921): *Études glaciaires dans les Pyrénées françaises et espagnoles de 1900 a 1909*. Pau, Garet-Haristoy, XVI + 363 págs.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1936): «Algunos datos sobre el glaciar actual del Monte Perdido (Pirineos)». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 36, págs. 327-343.
- GORDON, J. E., WHALLEY, W. B., GELLATY, A. F. y VERE, D. M. (1992): «The formation of glacial flutes: assesment of models with evidence from Lyngsdalen, North Norway». *Quaternary Sciences Reviews*, 11, págs. 709-731.
- GUS'KOV, A. S. (1983): «Vodno-ledovy balans lednikov Shpitsbergena v 1979/1980 balansovom goda (Water-ice year)». *Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Khronika Obsuzhdeniya*, 46, págs. 136-139.
- HAGEN, J. O. y LIESTØL, O. (1990): «Long term glaciar mass balance investigations in Svalbard 1950-88». *Ann. Glaciol.*, 14, págs. 102-106.
- HODGKINS, R. (1997): «Glacier Hydrology in Svalbard, Norwegian High Artic». *Quaternary Science Reviews*, vol. 16, págs. 957-973.
- HOOKE, R. LEB., GOULD, J. E. y BROZOWSKI, J. (1983): «Near-surface temperatures near and below the equilibrium line on polar and subpolar glaciers». *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, 19, págs. 1-25.
- LAMB, H. H. (1977): *Climate: present, past and future. Vol. 2: Climatic History and the future*. Methuen, 385 págs.
- LAMPRE, F. (1994): «La línea de equilibrio glaciar y los suelos helados en el Macizo de la Maladeta (Pirineo aragonés): evolución desde la Pequeña Edad de Hielo y situación actual». En MARTÍ BONO, C. y GARCÍA RUIZ, J. M. (eds.): *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, págs. 125-142.
- LEFAUCCONNIER, B. y HAGEN, J. O. (1990): «Glaciers and climate in Svalbard: statistical analysis and reconstruction of the Brøggerbreen mass balance for the last 77 years». *Annals of Glaciology*, 14, págs. 148-152.
- LIESTØL, O., REPP, K. y WOLD, B. (1980): «Supra-glacial lakes in Spitsbergen». *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 34, págs. 89-92.

- LIESTØL, O. (1987): «The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen». *Norsk Geografisk*, vol. 42, nº 4, págs. 231-38.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1989): «Morfología glaciar del valle de Benasque (Pirineo aragonés)». *Ería*, 18, págs. 51-64.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1992): *La Antártida y las regiones glaciares del globo*. UAM, págs. 38-39.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1997) (actualizado a 2000): *Glaciares del Pirineo español* (inédito). Programa ERHIN, 151 págs.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (2000): «Introducción. El Parque Nacional de Ordesa». En *Guía de los sitios naturales de interés nacional. El Paque Nacional de Ordesa. Madrid 1935 (edición facsímil)*. Reed. en Parques Nacionales (2000), págs. 20-28.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (2001): «El relieve como fundamento del paisaje». En *Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*. Canseco Editores, Talavera, págs. 50-60.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (2003): «Comentario a una fotografía del glaciar de Monte Perdido del primer cuarto del siglo XX encontrada en los archivos de Peñalara». *Revista Peñalara*, 506, págs 211-217.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y ARENILLAS, M. (1988): «Los glaciares actuales del Pirineo español». En ERHIN, *La nieve en el Pirineo Español*. MOPU, Madrid, págs. 29-98.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E., ARENILLAS, P. y MARTÍNEZ COSTA, R. (1992): «El estado de los glaciares españoles en 1991». *Ería*, 28, págs. 176-182.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E., NAVARRO, J., MARTÍNEZ, R., CANTARINO, I., PEDRERO, A. y ARENILLAS, M. (1995): «Observaciones morfológicas sobre la evolución de los glaciares del Pirineo español entre 1982 y 1993». En *La nieve en las cordilleras españolas 1992/93*. Madrid, MOPTMA, págs. 251-281.
- MARTÍNEZ DE PISÓN, E., NAVARRO, J., MARTÍNEZ, R., PEDRERO, A., ARENILLAS, M. y BISBAL, L. (1997): «Observaciones sobre el estado de los glaciares del Pirineo español. Campaña 1994». *La Nieve en las Cordilleras españolas 1993/94*. Madrid, Ministerio de Medio Ambiente, págs. 253-265.
- MATEO GARCÍA, M. y GÓMEZ ORTIZ, A. (2000): «Oscilaciones climáticas en el Holoceno Histórico. La Pequeña Edad de Hielo en el valle del Madrid». En PEÑA, J. L., SÁNCHEZ-FABRE, M. y LOZANO, M. V. (eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, págs. 81-96.
- MATTHEWS, J. A. (1977): «A lichenometric test of the 1750 end-moraine hypothesis: Storbreen gletschervorfeld, Southern Norway». *Norsk Geogr. Tidsskr*, 31, págs. 129-136.
- MATTHEWS, J. A. y WHITTAKER, R. J. (1987): «Vegetation succession on the Storbreen glacier foreland, Jotunheimen, Norway: a review». *Artic and Alpine Research*, vol. 19, nº 4, págs. 385-395.
- NICOLÁS MARTÍNEZ, P. (1981): «Morfología del circo de Tucarroya (Macizo del Monte Perdido, Pirineo aragonés)». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 7, págs. 51-80.
- NICOLÁS MARTÍNEZ, P. (1986): «Morfología de un aparato glaciar: el glaciar nororiental del Monte Perdido. Pirineo de Huesca». En *Atlas de Geomorfología*, Alianza, Madrid, págs. 189-208.
- PLANDE, E. (1947): «La nieve y los glaciares en el Pirineo». *Pirineos*, 5, págs. 167-187.
- RAMOND DE CARBONNIÈRES, L. (1927): *Voyage dans les Pyrénées. (Observations dans les Pyrénées)*, Lardanchet, Lyon, CXLII+210 págs.
- REPP, K. (1988): «The hydrology of Bayelva, Spitsbergen». *Nordic Hydrology*, 19, págs. 259-268.
- RUDBERG, S. (1982): «Dalbiidning i den arktiska klimat-zonen». *Geogr. Tidsskrift*, vol. 82, págs. 30-36.
- RUDBERG, S. (1988): High artic landscapes: comparison and reflexions. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 42, págs. 255-264.
- RUNDLE, A. S. (1970): «Snow accumulation and ice movement on the Anvers Island, Antarctica: a study mass balance». En GOW, A. J. et al., (eds.): *International Symposium on Antarctic Glaciological Exploration (ISAGE)*. Int. Ass. Sciences Hydrol. Pub. 86, págs. 377-390.
- SAEGROV, R. (1995): *Drenering og glasiofluvial material-transport i Larsbreen og Longyearbreen, Svalbard*. Hovud-fagsoppåve i geografi (geomorfologi) Geografisk institutt, Universitetet i Oslo, págs. 4-5.
- SCHRADER, F. (1874a): «Le Massif du Mont Perdu». *Ann. Club Alpin Français*, págs. 101-128.
- SCHRADER, F. (1874b): «Études géographiques et excursions dans le Massif du Mont Perdu». En *Mémoires de la Société des Sciences Physiques et Naturelles de Bordeaux*, 61 págs.

- SCHRADER, F. (1875): «Nouvelles explorations dans le massif calcaire des Pyrénées». *Ann. Club Alpin Français*, págs. 395-439.
- SCHRADER, F. (1877): «Transport des neiges et alimentation des glaciers». *Ann. Club Alpin Français*.
- SCHRADER, F. (1894): «Sur l'étendue des glaciers des Pyrénées». *Ann. Club Alpin Français*, págs. 403-424.
- SCHRADER, F. (1936): *Pyrénées*. Privat, Toulouse, 2 tomos.
- SERRANO, E. (1991): *Geomorfología glaciar de las montañas y valles de Panticosa*. Tesis Doctoral, UAM, 952 págs.
- SERRANO, E. y AGUDO, C. (1988): «La deglaciación del circo de los Ibones Azules. Estudio glaciomorfológico». *Cuaternario y Geomorfología*, 2, págs. 115-123.
- SERRANO, E. y MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1994): «Geomorfología y evolución glaciar en el Pirineo aragonés oriental». En MARTÍ BONO, C. y GARCÍA RUIZ, J. M. (eds.): *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, págs. 33-64.
- SERRANO, E., AGUDO, C. y GONZÁLEZ TRUEBA, J. J. (2002): «La deglaciación de la alta montaña. Morfología, evolución y fases morfogénicas glaciares en el macizo de Posets (Pirineo Aragonés)». *Rev. C. y G.*, 16 (1-4), págs. 111-126.
- SOLLID, J. L. y SØRBEL, L. (1988): Utbredelsesmønsteret av løsmateriale og Lanformer på Svalbard - noen hovedtrekk. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 42, págs. 265-270.
- SØRBEL, L., TOLGENSBAKK, J., HAGEN, J. O. y HØGVARD, K. (2001): *Geomorphological and Quaternary Geological Map of Svalbard 1/100.000 (Explanatory text) Sheet C9Q Adventalen*. Norwegian Polar Institute, Tromsø, págs. 57-78.
- TONNELLÉ, A. (1977): *Trois mois dans les Pyrénées... en 1858*. Pau, Am. Liv. Pyr., XII+477 págs.