

EDUARDO MARTINEZ DE PISON*

MORFOLOGIA GLACIAR DEL VALLE DE BENASQUE (PIRINEO ARAGONES)

RESUMEN - RÉSUMÉ - ABSTRACT

La neta unidad intramontañosa del Valle de Benasque se circunscribe morfológicamente a la extensión del complejo aparato glaciar que ocupó el Alto Esera en el máximo pleistoceno y, en consecuencia, su paisaje está definido por las formas resultantes de esa morfogénesis. El estudio conjunto de tales formas puede aportar datos al conocimiento de las fases y los caracteres del glaciario pirenaico y contribuir al entendimiento básico del paisaje del Valle.

* * *

Morphologie glaciaire de la Vallée de Benasque.- La nette unité intramontagneuse de la Vallée de Benasque est restreinte morphologiquement à l'extension du complexe ensemble glacier qui occupa le Alto Esera pendant le maximum pleistocène, et par conséquent, son paysage est défini par les formes provenant de cette morphogénèse. L'étude d'ensemble de ces formes peut fournir des données à la connaissance des phases et des caractères du glaciario des Pyrénées et contribuer à la compréhension essentielle du paysage de la Vallée.

* * *

Glacial morphology of Benasque Valley (Aragones Pyrenees).- The neat intramountainous unit of Benasque Valley is morphologically circumscribed to the extent of the complex glacier which occupied the Alto Esera during its pleistocene maximum; this is the reason why the following forms of that morphogenesis define its landscape. The study of that forms as a whole can provide a basis for the knowledge of the phases and characteristics of pyrenean glaciation as well as contribute to understand the ground of Valley landscape.

PALABRAS CLAVE: Morfología glaciar, fases glaciares, Pirineo, Benasque.

MOTS CLÉS: Morphologie glaciaire, phases glaciaires, Pyrénéen, Benasque.

KEY WORDS: Glacial morphology, glacial phases, Pyrenees, Benasque.

INTRODUCCION

El Valle de Benasque comienza en los relieves que constituyen las cuerdas fronterizas pirenaicas y en los altos cursos de agua que se generan en ellas; cercando la red que se reune en el Esera, tales cordales forman un límite definido, que se prolonga con energía en el sector occidental hacia el SSW por los picos de Posets, Espadas, Bagüñola y Barbarisa hasta el Puerto de Sahún, y también en el lado oriental, con similar dirección, por los picos de Mulleres, Margalida, Vallibierna, Castanesa y Gallinero, hasta el Coll de Fades. El sector meridional del Valle está cerrado, a occidente, por la barra continua de la Sierra de Chía, sólo tajada por el Congosto del Ventamillo, que da salida al río. Los relieves menos señalados que enmarcan por el Sur y el Este el valle de Bisaurri delimitan, finalmente, el ámbito característico y unitario de Benasque.

El «Valle» es, así, una unidad intramontañosa diferenciada y separada del espacio meridional por el muro Chía-Ventamillo y abierta en el interior de los grandes volúmenes pirenaicos. Una unidad cir-

cunscrita a la montaña, pero amplia y articulada. Ello se traduce en un carácter celular del relieve: contrastado en altitudes y paisajes, con miembros montañosos complejos, con pluralidad de valles afluentes a un eje, pero unitario por su individualización morfológica y por su organización interna.

I. LA GLACIACION PLEISTOCENA

Las huellas del modelado glaciar se encuentran por todo el Valle. Desde su forma general a los elementos medios típicos (artesas, circos, cubetas, umbrales, hombreras) y la proliferación de detalles característicos —como pulimentos, estrías, etc— muestran esta herencia morfológica desde la cumbre del Aneto al Congosto del Ventamillo, en seis grandes sectores: área de circos, circundando el valle, especialmente al Norte de Eresué; área de artesas afluentes, cinco ejes principales del sector anterior; área axial de la lengua del Esera; sector frontal de esta lengua; glaciario local en los ámbitos marginales montañosos del Sur; sectores meridionales no

* Departamento de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid.

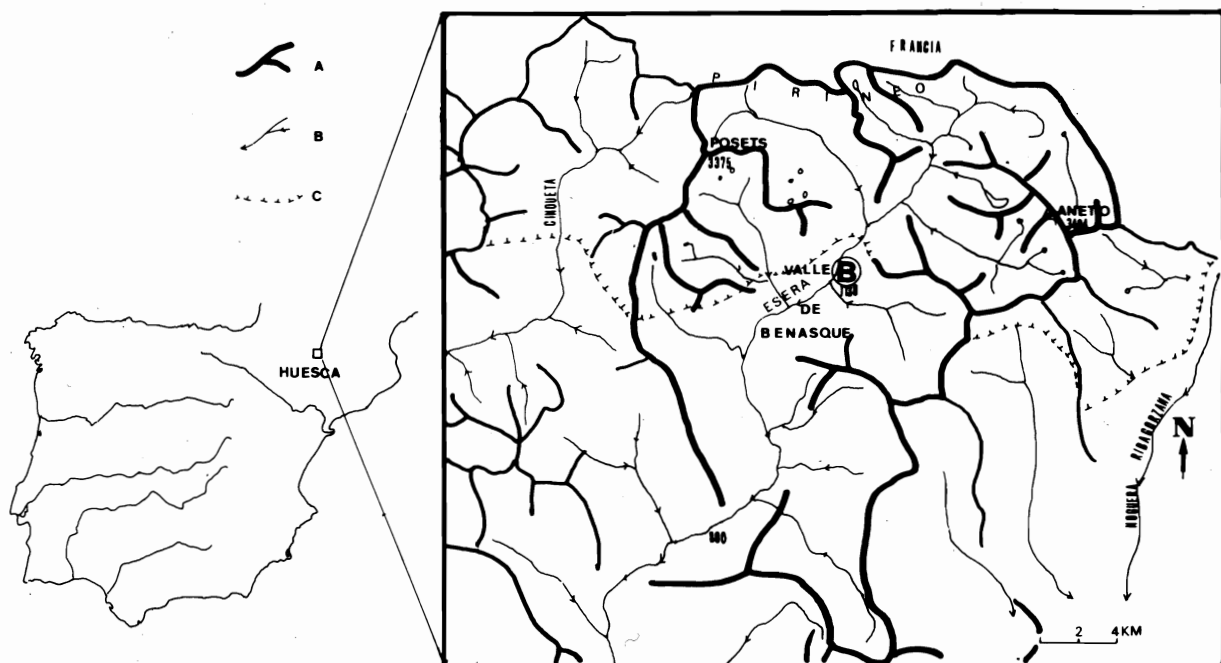


Fig. 1. Situación del área de estudio. A: Cordales. B: Ríos. C: Sector de dominio de paisaje natural.

cubiertos por la glaciación, pero inmediatos a ella y afectados indirectamente por su modelado.

El estudio de las formas de excavación y, sobre todo, de los depósitos morrénicos, abundantemente dejados por aquellos glaciares, permite conocer los caracteres y evolución del más importante agente de modelado del Valle de Benasque, en lo que al dibujo de las formas actuales se refiere. Tales formas aparecen muy frescas en el paisaje, poco retocadas por procesos posteriores, todos ellos de menor entidad morfogénica, pues la glaciación constituyó un fenómeno generalizado, amplio y uniforme, que integra todos los elementos del territorio en un sistema homogéneo de relieves.

Esa huella glaciaria manifiesta y bien conservada parece mostrar su reciente elaboración en todos sus rasgos. Los pulimentos glaciares que aparecen en el fondo de los valles actuales indican que éstos fueron labrados por los hielos y que la incisión posterior ha sido escasa; tanto las formas mayores como las menores muestran su modernidad en que todas ellas se insertan en el paisaje sin apenas retoques, reelaboración, destrucción o recubrimiento, y en que sus distintas fases lo hacen en el mismo conjunto de formas mayores, en el mismo sistema de laderas y pendientes (sin modelados intermedios que desfiguren la relación de éstas con aquéllas), como distintos episodios de un solo período.

Así, las diferentes morrenas finales, próximas y similares, se insertan en las mismas formas, se integran en un mismo paisaje, al no estar desconectadas, colgadas entre sí o distintamente tapadas, como serían las consecuencias posibles de una diversa antigüedad. Por ello, parecen más bien correspondientes a una glaciación común diferenciada en fases, de las que, no obstante, los muros externos—los producidos por la primera de ellas—se encuentran más erosionados, en razón evidentemente de su mayor tiempo de exposición, coincidente en buena parte con la larga etapa de los siguientes episodios glaciares, en la que hay buenas razones para suponer condiciones rigurosas y efectos morfogénicos

vigorosos sobre depósitos de escasa cohesión.

Por otra parte, sin embargo, no cabe atribuir a la glaciación la excavación del valle íntegramente, sino su remodelado final, aunque éste sea completo y de rasgos inconfundibles. El fondo de la artesa se corresponde a grandes rasgos con el actual del valle, salvo incisiones de umbrales o recubrimientos de cubetas con depósitos fluvio-torrenciales. Uno de los lóbulos frontales de la lengua que ocupó esa artesa evacuaba sus aguas de fusión en un torrente proglaciario hacia el Ventamillo, y otro hacia el valle de Bisaurri (éste con menor entidad), lo que quiere decir que las formas de ambos en sus grandes líneas existían entonces. La apertura del Ventamillo podría ser coetánea, pero en Bisaurri aquel lóbulo bloqueaba un valle con drenaje hacia el Esera, que tenía que ser preexistente. Pero también en el Ventamillo se observan, adosados a la pared del Congosto, derrubios periglaciares, mezclados con elementos de procedencia glaciaria, que muestran su apertura previa a la crisis climática fría que colocó a ambos depósitos coetáneos en su interior. Si estas formas estaban elaboradas antes de la glaciación, su conexión con el perfil longitudinal del Esera permite establecer una forma de valle preglaciario ampliamente abierta, aunque no pueda restituirse con exactitud. El hecho de que esa artesa principal deje colgadas las afluentes indica, no obstante, la importancia del remodelado glaciario, que tampoco es desdénable, pero los hielos se canalizaron por valles preexistentes, como en todas las montañas de similares latitudes.

La glaciación observable, aunque no haya abierto los valles, ha reconfigurado de tal modo sus rasgos anteriores, dentro del sector que estudiamos, que apenas son reconocibles las formas que permitirían un análisis de los procesos más antiguos que dieron lugar a tan importantes incisiones. Aunque se abogó hace años por una interpretación policíclica del Valle, ésta parece hoy poco fundada. Existe la posibilidad de interpretar ciertos perfiles aparentemente encajados como indicadores de una inci-

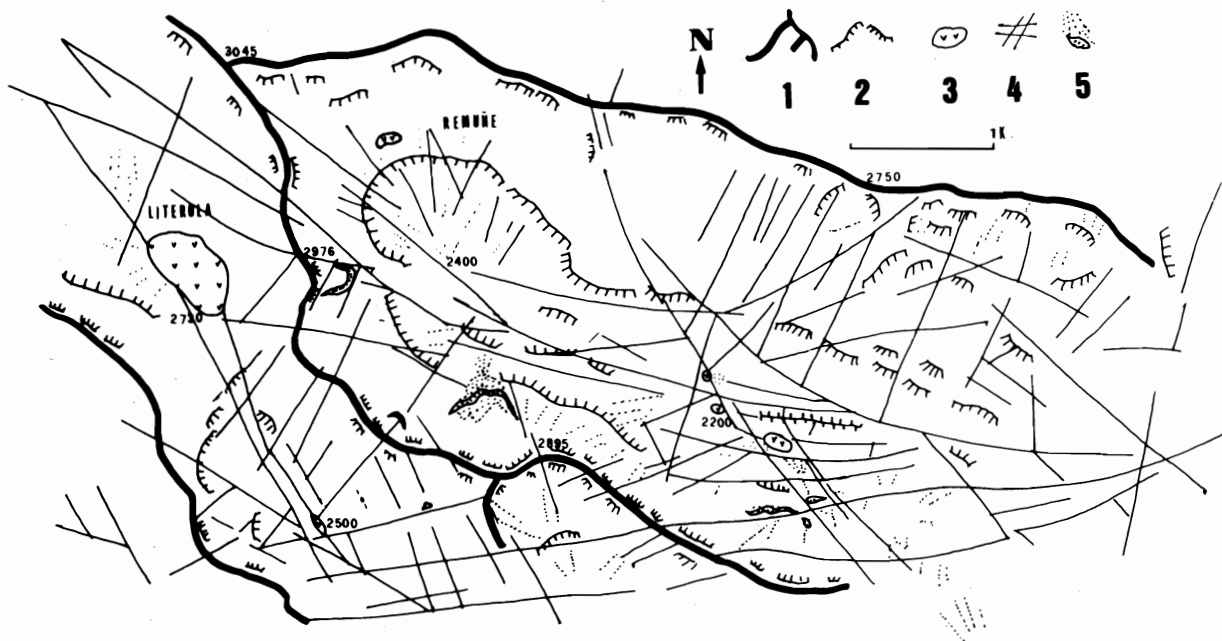


Fig. 2. Relación entre las formas de excavación glaciár, que definen el paisaje, y la red de fracturas, en Literola y Remuñe. 1: Cordales. 2: Escarpes. 3: Ibones. 4: Fracturas. 5: Depósitos.

sión en etapas, pero ello es muy inseguro y, en todo caso, impreciso. También en algún punto de la Sierra de Chía, menos retocado por su marginalidad, se observan coluviones calizos cementados, separados del área madre por un abarrancamiento, y sobre los que descansan depósitos morrénicos del máximo glaciár, lo que quizá podría indicar la existencia en el Valle de, al menos, una fase rexistásica pleistocena más antigua que la glaciár constatable.

Desde las laderas occidentales de la Montaña de la Rueda, en la vertiente izquierda del valle del Esera aparece con continuidad una morrena lateral, alrededor de los 1.500 m. de altitud. Forma después los lomos del umbral que deja colgado el valle de Cerler y prosigue por la ladera de los Campos Esplaus. Ya en la Montaña de la Rueda se observan restos de un depósito anterior, que, sin embargo, se encuentra bien desarrollado en los rellanos de Cerler, por encima del primero mencionado.

El complejo morrénico de Cerler comprende dos conjuntos diferentes, con litologías y trazados claramente distintos: uno, lateral, procedente de la gran lengua del Esera, con abundantes granitos, y otro, frontal y lateral, proveniente de los valles afluentes de Remáscaro y Ampriu, con variado roquedo paleozoico y carente de granitos; igualmente, los materiales aplíticos que rodean o proceden del Pico de Cerler quedan bien diferenciados.

En el conjunto del Esera se distinguen tres alineaciones morrénicas yuxtapuestas. Mientras que la inferior, antes señalada, bordea el umbral, la intermedia y la superior penetran, sobre todo esta última, en el valle de Cerler de modo notable: la potencia del glaciár del Esera, que fue capaz de labrar este contacto escalonado, contrasta con el desarrollo medio del de Remáscaro y Ampriu, que no alcanzaron ese borde, lo que originó un lóbulo de adaptación de la lengua principal a la forma del valle afluente, que casi asemeja el conato de una pequeña difluencia retenida por la pendiente ascendente del valle de Cerler, alrededor de los 1.600-1.700 m. de altitud. En la fase señalada por

el último cordón morrénico, la lengua alcanzaba el actual umbral de contacto, pero ya no lo desbordaba.

Los tres cordones prosiguen, como hemos dicho, valle abajo por la misma ladera. Por encima de los 1.600 m., sobre dos cordones continuos y bien configurados, se sitúa la morrena superior, al principio constatable por granitos sueltos y también, como consecuencia de su derrubiamiento, colocados entre depósitos de ladera recientes. Hacia los 1.600 m. y ligeramente por debajo de ellos sigue el muro intermedio, bien definido, con algunos depósitos de obturación recortados (en cuyo caso se encuentran también granitos removidos del arco superior). En este punto, sobre la cubeta de Eriste y Benasque, la lengua podría haber alcanzado un espesor aproximado de 500 m.

La yuxtaposición de los cordones laterales inferiores es marcada hasta el Campallo, donde ya se ha efectuado una incurvación del valle hacia el SE. La ladera se recubre de sus derrubios en todo este recorrido. Las morrenas descienden a partir de aquí y se desdibujan los dos arcos externos. El muro intermedio pasa de los 1.500 m. en Santa Margarita a 1.300 m. en Arasán, aún con unos 400 m. de espesor de lengua.

Esta continuidad no existe en la vertiente derecha del valle del Esera, debido a su ruptura por las desembocaduras de los valles de Eriste, del torrente de Sahún y del Llisat, que interrumpen la lineación morrénica, no sólo por erosión posterior, como parece el caso de Sahún, sino por haber contenido lenguas propias confluentes con la principal, como muestran las posiciones de sus morrenas más altas, que enlazan con las del Esera o se disponen con discontinuidad a cotas que indican ese enlace. Ello quiere decir que la lengua principal era continuamente realimentada desde este lado (Estós, Eriste-La Vall y Barbarisa), lo que explica la extraordinaria potencia que adquiriría aún en su sector inferior. En consecuencia, en la ladera derecha aparecen morrenas desdibujadas hacia los 1.600 m. en las

empinadas laderas de San Julián sobre Benasque, y en las faldas meridional y oriental del Pico de Eriste; esta última ya dentro del Valle de Eriste; más al SW reaparecen fragmentariamente al final del valle de Barbarisa, en la ladera de San Pedro Mártir y en el enlace de dicho valle con el del Esera en la Sierra de Chía.

Inmediatamente, sobre la vertiente de ésta se desarrollan con nitidez los dos cordones inferiores, adaptándose al escalón morfotectónico de Chía, especialmente el más reciente, que recorre su mismo borde con una forma típica, pese al derrubiamiento que la afecta hacia el escarpe. En este lugar, la morrena superior aparece mal definida y su localización se sigue por la existencia de una alineación de bloques graníticos dispersos, necesariamente procedentes de los circos de Barbarisa, Eriste, etc. Los abundantes coluviones de la Sierra cubren posteriormente su posible emplazamiento y sólo reaparecen los bloques cerca del final de esta ladera y del valle de Chía, colgado sobre el Plano del Run. Todo parece indicar que, en esta fase, el glaciar del Esera cubría el escalón de Chía hasta la falda de la Sierra.

El arco intermedio se yuxtapone, con un pequeño «barquillo» entre ambos, al más reciente de los tres. Este, retraído al borde del escalón, cubre posteriormente al intermedio, pero poco después el trazado de ambos diverge y el cordón interno reaparece, en el sector bajo del valle colgado, sobre el emplazamiento del pueblo de Chía, al disminuir las altitudes de la arista y del fondo del escalón.

El arco interno sigue el borde del escalón hasta la elevación de la Costereta, a la que bordea, adaptado a su parte externa. Este estadio posee, pues, una lengua que aún rellena el valle del Esera, pero cuyo menor espesor le impide, ciertamente por poco, cubrir ya, ni siquiera parcialmente, el interior del escalón de Chía.

Este conjunto es paralelo al de la vertiente izquierda entre Santa Margarita y el Barranco de Urmella, se asienta también entre los 1.500 y algo más de los 1.200 m. y es simétrico en sus mismas fases. Entre ambos grupos de alineaciones morrénicas quedan anchuras de valle de alrededor de los 3 km. y un desnivel con el fondo del Esera de 400 m., lo que significa, sin duda, la existencia de una gran lengua glaciar entre el área de Villanova y la de Castejón de Sos.

Como consecuencia de este espesor, la superficie de los hielos superaba la cota del umbral de Bisaurri, lo que motivó la entrada en este valle de un nuevo lóbulo difluente, estrechado entre El Mon y la ladera de San José, aproximadamente por los 1.100-1.200 m., hasta donde hoy se emplaza el pueblo de Bisaurri, cerrando así este afluente, como muestra la prolongación hasta aquí (en arco, sin embargo, roto) de la morrena intermedia. Externos a ésta se observan también depósitos morrénicos dispersos, especialmente en su proximidad al WNW, pero Mallada menciona incluso «peñascos de granito esparcidos» en los contornos de Bisaurri y Renanue.

Por la continuidad del arco mejor definido con la morrena intermedia, tales depósitos son asimilables a los de la primera fase. No obstante, la erosión posterior o la falta de deposición aquí no dejan ver los que podrían corresponder al último de estos tres

episodios constatados en las inmediaciones. La incisión que se inscribe en el roto arco frontal intermedio, se clava también en depósitos proglaciares, procedentes de las aguas de fusión del lóbulo de la lengua del Esera. Estos se encuentran insertos en el frente morrénico abierto (como producidos en un primer episodio de retroceso) y rellenan en las proximidades el fondo del valle de Bisaurri, en una peculiar inversión local del drenaje. La presencia de granitos en el breve aterramiento consiguiente indica la procedencia del depósito desde el área del Esera e impide atribuirlo a una acumulación normal por obturación de materiales procedentes de los relieves que rodean a Bisaurri. La retirada de los hielos permitirá la recuperación, seguramente aún en fase de retroceso glaciar, de la dirección normal de drenaje y la incisión del depósito.

El cordón morrénico de la segunda fase rodea las escarpadas laderas del Mon y deja de observarse sobre el Plano del Run, en las proximidades del Ventamillo. La presencia de bloques graníticos de procedencia morrénica en el barranco de Gabás fue señalada también por Mallada en 1878, a 100-150 m. sobre el Esera, y posibilita establecer la forma de una lengua enlazable, al menos, con las morrenas de Chía y, especialmente, con el cordón intermedio. En este lugar también los arcos tienden hacia el Plano inferior directamente, junto al escarpe de la Sierra. Tanto en las hombreras que dominan la garganta del Ventamillo como en casi toda esta misma, es clara la inexistencia de formas y de depósitos glaciares, lo que hace razonable situar el frente de la lengua de esa fase en el mismo arco calizo que cierra el Plano de Run, donde contrasta bruscamente su forma de cubeta y la de la hoz.

El valle glaciar muere, así, frente a la barrera morfoestructural de la escama de la cobertera corrida de la Sierra de Chía, donde la morfología pasa directamente de artesa a cañón, tras un recorrido de la lengua que lo generó de 36 km. desde el circo de Mulleres, desde sus 2.900 m. de altitud hasta los 900 m., o mejor desde las inmediaciones de la cumbre del Aneto, que aún hoy alojan hielos cuyos frentes actuales apenas descienden por debajo de los 2.800 m.

Ya hemos mencionado la existencia inmediata en la garganta de coluviones, cementados y erosionados, con grandes bloques, que contienen granitos en posición relativamente alta. Lo escarpado de la pared hace difícil una retención de morrena que hubiera podido derrubirse y mezclarse con clastos calizos en un momento posterior; su inexistencia en las hombreras superiores, así como el típico carácter heredado de esos materiales de ladera, conduce a pensar en una deposición simultánea del coluvión a lo que pudo constituir la morrena frontal, hoy desaparecida, si es que llegó a formar un verdadero arco. Probablemente la lengua, en la primera fase y quizá en la segunda, pudo penetrar algunos metros y por escaso tiempo en la hoz preexistente y retirarse, o pulsar en diversas sacudidas, abandonando granitos en la ladera, que quedaron incluidos en un coluvión que, habitualmente, no tenía obstáculos para establecerse.

La disposición de estas tres morrenas no deja lugar a dudas sobre la existencia de tres fases glaciares próximas, que, por algunas de sus características propias (emplazamiento, dimensiones, derrubia-

miento, meteorización, etc) y, por su asociación con otras similares, deben considerarse pleistocenas. También, por otros de sus caracteres (proximidad, homogeneidad, inserción global en las mismas formas mayores, etc), pueden englobarse dentro de un mismo período. Además, por su superposición al conjunto del relieve vigente, su escasa desfiguración, su relación directa con las formas mayores de excavación glaciaria, etc, pueden ser calificadas de recientes.

Sin embargo, en algún corte del cordón morrénico intermedio de Chía son visibles bloques de granito intactos, junto a otros con aureola de alteración y algunos fuertemente alterados, con una disposición alternante. Estas diferencias internas entre los bloques pueden deberse a su posición particular en el depósito, en puntos donde las condiciones son más o menos favorables a la alteración —que, por tanto, no está generalizada—, o a la heterogénea composición de los granitos, lo que, a partir de la observación, no parece probable. Esta desigual alteración no indica, a nuestro parecer, una especial antigüedad de la morrena; por un lado, los granitos se alteran con frecuencia con relativa facilidad y rapidez en condiciones propicias para ello y, por otro lado, buena parte del depósito no ha seguido ese proceso; no encontramos, pues, nada contradictorio en este hecho respecto a la generación de estas morrenas en el Pleistoceno superior.

En resumen, hay tres episodios morrénicos yuxtapuestos de una misma glaciación del Pleistoceno reciente, correspondientes, respectivamente, a una primera etapa de *máximo pleniglaciario*, de indudable potencia, pero posiblemente no muy duradera, a una segunda, también del mismo pleniglaciario, bien definida, que podemos denominar como *fase intermedia estable*, y a una etapa de último equilibrio en este período, más retraída, pero inmediata a la anterior, que constituye la *fase interna*.

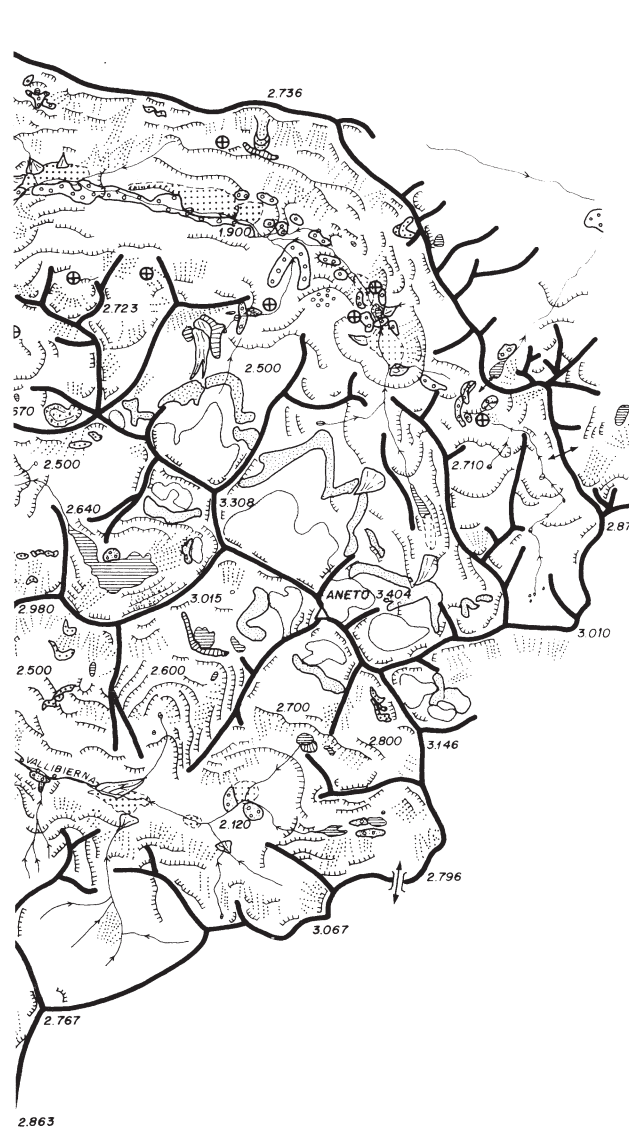
Esta misma periodización reaparece en los limitados focos de glaciario marginal de la Sierra de Chía y, de modo más difuso, del Gallinero sobre Liri y, con claridad, en los más desarrollados y de carácter compuesto, pero también autónomos, de Cerler. En suma, cuatro pequeños aparatos en Chía, otro algo mayor al Oeste del Gallinero, y dos en Cerler, uno de ellos también escindido en dos en su segunda fase. Taillefer ha señalado que este glaciario local y simple (propio de macizos que no han quedado sumergidos bajo los hielos «alpinos» y, a la vez, suficientemente elevados para tener sus propios aparatos, con proximidad, por su menor dimensión, del área de alimentación a la de fusión) muestra con bastante claridad los sucesivos estadios de la glaciación general, o al menos los principales, cuando su menor altitud ha impedido la presencia de hielos en ellos fuera de los momentos de máxima extensión. De todas maneras, en el Valle de Benasque también aparecen registradas en estos casos fases de retroceso de la glaciación pleistocena.

En Cerler se establecen dos morrenas laterales propias, que se adosan en su terminación —una con ligera incurvación frontal, pero con el arco terminal destruido— al cordón externo del Esera, aquí continuo y sólo abierto por la incisión, bien activa hoy, del torrente Remáscaro. Ello muestra que no hubo confluencia en ninguna de las fases reconocidas entre ambos aparatos. La existencia de depósitos de

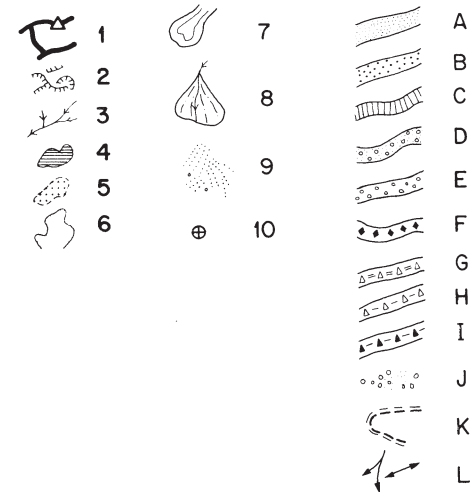
origen torrencial represados entre aquel cordón del Esera y la morrena izquierda de Cerler en su punto de contacto, indica también esa yuxtaposición. Esas morrenas dibujan la caja de un glaciar compuesto, con un corto disipador final, formado por la confluencia de un aparato formado en Ampriu, con su circo principal en el Cibollés, y otro en el barranco de Remáscaro. Sin embargo, enseguida aguas arriba, en la ladera izquierda del barranco de Remáscaro, cuando éste se reúne con el de Ampriu, se emplaza otra morrena lateral de escaso recorrido, en posición que indica el cese de la confluencia glaciaria de ambos y su independización con los frentes retrocedidos. Muy próxima se dibuja aún una tercera posición frontal en las dos lenguas, dentro del mismo sistema. Los caracteres de este conjunto son muy similares entre sí y con los del complejo morrénico pleniglaciario del Esera, lo que permite homologarlos sin dificultad. Más retranqueados aún existen otros arcos posteriores, a los que luego nos referiremos. Cerca, en el barranco de Puimestre, bajo menores altitudes pero con orientación Norte, aparece también, replegada a su valle, una mancha morrénica poco definida, atribuible a los momentos máximos.

Las fases principales también se esbozan en las formas del aparato occidental del Gallinero. El contraste entre este glaciar menor y el de Ampriu (al Este del mismo pico) es posiblemente debido a su desfavorable orientación al Oeste. En la inmediata cuerda del Royero, la escasa altitud (alrededor de los 2.200-2.300 m.) y la posición meridional en el conjunto orográfico, acusando el efecto de barrera impuesto por los macizos norteños y noroccidentales, impide la aparición de formas glaciares suficientemente precisas, pero pueden verse en ella esbozos de huellas de este tipo poco definidas y modelados nivales heredados. En cualquier caso, no hubo aparatos aquí que conectaran con la lengua del Esera, como demuestra la continuidad del cordón morrénico de ésta. En el barranco de Liri, sobre un escalón bien marcado en su área de cabecera, por encima de los 1.600 m., y bajo las laderas cubiertas de clastos del circo del pico Gallinero (2.728 m.), se establece una serie de depósitos morrénicos. Sus elementos más bajos, a manera de arco roto, semejan materiales frontales desparramados; en segundo lugar presenta un arco definido latero-frontal que encierra un canal interno de clastos asurcados, con aspecto en conjunto de aparato de tendencia de negro a rocoso, aunque también los rasgos fluidales de esta vieja forma de lengua se asemejan a los de las coladas de rocas. Sin duda, aparte de las condiciones morfoclimáticas locales, ha influido en tal tipo de forma la abundancia de derrubios en este sector, por la generalización del periglaciario en sus áreas descubiertas en el Pleistoceno sobre materiales pizarrosos muy gelivables, lo que ocasionó una sobrealimentación de clastos, visible en la forma del depósito, y una morfosecuencia peculiar. Por encima, aparecen dos estadios más, con arcos menores de circo.

Los aparatos locales de Chía, cercanos a sus áreas cimerales, reproducen cuatro estadios diferenciados (de los cuales tres son principales y uno interno de escasa magnitud), salvo en Santa Quiteria, donde sólo aparece un frente antiguo reposando, sin forma característica, sobre el borde del escalón



LEYENDA



morfoestructural superior y una posición de repliegue reciente, con aspecto ambos glacio-nival o nival. De hecho, buena parte de la Sierra se mantuvo descubierta de hielo durante la glaciación, lo que debió generalizar sus procesos de coluvionamiento periglacial. Los frentes mencionados bien dibujados tienen sus bases entre los 1.700 y los 1.900 m. y sus caracteres y posiciones indican que pueden homologarse a los generales. De este modo, todo el conjunto del Valle de Benasque parece presentar la misma evolución glacial en los momentos de máxima extensión.

II. FASES FINPLEISTOCENAS

La deglaciación del valle axial del Esera, tras la tercera fase pleniglacial, apenas dejó rastros de frentes detenidos en posiciones de retirada. Sólo en el Estrecho de Sahún se conserva uno de esos rastros frontales, como morrena laminar adosada al umbral, por lo que no parece indicar una situación morfoclimática estable, sino un episodio ocasional derivado de una posición terminal producida por la topografía escalonada del lecho.

Tres hechos principales caracterizan morfológicamente al valle, como consecuencia de este retroceso.

En primer lugar, la presencia de brechas cementadas y estratificadas que tapizan los escarpes inferiores de Chía indica un importante ataque periglacial a las faldas de este macizo calcáreo en un ambiente aún frío, pero ya cuando los hielos se habían retirado de esta parte de la artesa, haciendo posible tal coluvionamiento. Barrère ha indicado la frecuencia de este hecho en los sectores inferiores de las artesas pirenaicas con presencia de rocas calizas y cómo el depósito debe considerarse «inmediatamente postglacial», siendo atribuible a «una recurrencia fría en el curso de retirada de los glaciares» —quizá tardiglacial—. Como ahora veremos, las condiciones climáticas propicias continuaron antes del Dryas muy posiblemente. Por otra parte, el derrubiamiento generalizado de las morrenas laterales parece corresponder también a esta etapa, caracterizada por la activa morfodinámica de laderas y, principalmente, sobre los depósitos mal consolidados y precariamente asentados en los mismos bordes de la artesa.

En segundo lugar, hay otro hecho fundamental en la morfología del valle que parece proceder de

Fig. 3. Mapa de formas de modelado del Valle de Benasque. 1: Cordales. 2: Escarpes. 3: Ríos y torrentes. 4: Iboes. 5: Cubetas y planas con rellenos fluvio-glaciares. 6: Glaciares actuales. 7: Glaciares rocosos recientes o activos y coladas de bloques. 8: Conos de deyección. 9: Derrubios. 10: Fenómenos kársticos. A: Morrenas de la «Pequeña Edad del Hielo». B: Morrenas de nevero, glaciares rocosos y coladas de bloques recientes. C: Morrenas tardiglaciares. D: Morrenas de fase final de retroceso. E: Morrenas de fase principal de retroceso. F: Morrenas de inicio de retroceso del pleniglacial pleistoceno. G: Morrenas de la fase interna del pleniglacial pleistoceno. H: Morrenas de la fase intermedia estable del pleniglacial pleistoceno. I: Morrenas del máximo pleniglacial pleistoceno. J: Morrena suelta y derrubida. K: Frente de la lengua pleniglacial en el sector del Ventamiello. L: Antiguas difluencias glaciares.

esta etapa. En las bases de las vertientes y sobre el fondo del valle principal, a la salida de los torrentes afluentes, existen grandes conos de deyección heredados, que modifican notablemente la topografía original de la artesa y la distribución glaciaria de los depósitos. Están incididos por los cursos actuales y se encuentran estabilizados en general —salvo casos como el Remáscaro—. La formación de estos conos fósiles ha de ser necesariamente posterior al retroceso glaciario, para que les sea posible ocupar sus emplazamientos, pero, debido a los caracteres mencionados (incluso hay algún cono reciente encajado en varios de ellos) no parecen haberse generado en el Holoceno. Sin duda, fue necesaria una gran cantidad de aportes para su construcción, lo que parece razonable atribuirlo al proceso de retirada de los hielos, al movilizar sus fusiones y las de las nieves grandes cantidades de materiales incoherentes (morrenas, derrubios) derivados de la glaciación, del periglaciario y de los propios aportes sólidos de las lenguas en retroceso.

Ello supone, pues, una reinstalación de ciertos depósitos, que contribuye a dar al valle buena parte de su fisonomía actual y condiciones adecuadas al posterior emplazamiento de pueblos (como El Run, Castejón, Villanova, Sesué, Sahún y Eriste) y terrazas. Además, y en consonancia con esta deposición, lógicamente también es ésta la etapa del relleno por sedimentos fluvio-glaciares y fluviales de las cubetas excavadas por la lengua en los fondos de valle propicios para ello, dando lugar a los «planos» que caracterizan numerosos sectores del Esera. Es probable, sin embargo, que ambos tipos de formas (conos y planos) prosiguieran abasteciéndose de materiales en los momentos siguientes a este primer retroceso, con entidad morfológica; de hecho, aún hoy ello ocurre esporádicamente, como en los efectos de las crecidas recientes.

El tercer hecho fundamental es el acantonamiento de las lenguas glaciares en los valles que abocan al Esera central, en un episodio suficientemente estable como para dejar morrenas particulares en casi todos ellos, claramente posteriores a las de la etapa ya comentada, que permiten establecer una nueva fase, que, por carácter geográfico, podemos denominar de *disociación glaciaria* o, en término clásico de Obermaier, por su dinámica, fase de *parada* en el proceso de retroceso.

Aunque en Estós el macizo norteño del Perdiguero presenta una marcada disimetría en sus circos glaciares del Norte y del Sur, éstos se establecen a lo largo de todo su recorrido, por lo que la alimentación del valle debió ser elevada y sostenida desde este sector en los momentos de máxima extensión. También la amplitud, la suficiente altitud y la mejor orientación al N, NE y E de los circos de la ladera opuesta, incrementó la aportación de hielo de modo notable. Fragmentos de morrenas laterales de escasa extensión colocadas a 2.000 y 1.900 m. de altitud en las laderas del valle pueden ser testimonios de dos fases pleniglaciares (máxima e intermedia), en lugares no afectados, en cada caso, por los flujos laterales procedentes de esos circos. En cotas más bajas y con mayor extensión aparecen, sin embargo, largos cordones morrénicos, cercanos al fondo actual del valle desde el torrente de Batisielles hasta el embalse, a partir de los cuales se abre el cono de Estós hacia el Esera.

Por encima de los 1.600 m. las morrenas laterales quedan más separadas del fondo, como pertenecientes a una lengua de mayor grosor, sin que haya datos para decidir si son del mismo momento que las anteriores o, como podría parecer por su disposición, de un episodio previo con mayor volumen, aunque también dentro del retroceso, al emplazarse según la forma de un disipador de fondo de artesa —tan frecuentes hoy en las cordilleras glaciadas— que no recibe ya los aportes de los aparatos laterales. Un próximo frente tardío bajo el Perdiguero podría indicar la posición terminal de uno de estos glaciares en ese momento.

Parece, por ello, que la alimentación de la lengua procedía de los circos más occidentales y, especialmente, del sector del Posets, lo que vuelve a indicar la importancia de la orientación de las cuencas de alimentación hacia el arco Este, en función de la suma de los factores insolación y ventisca, causante con las altitudes y el efecto de barrera de la gran disimetría glaciaria general Este-Oeste del Valle de Benasque, reafirmada en este tardío estadio de disyunción.

De manera similar, en el valle de Eriste en su contacto con el Esera se observan restos morrénicos. Unos, como antes dijimos, elevados en las vertientes y otros intermedios (1.300-1.400 m.), pero superiores al cono de deyección. En el interior del valle se encuentran también, aunque con menor extensión, colocados cerca del fondo topográfico actual, en áreas de cubeta. Dado lo escarpado de las laderas de este valle, tal discontinuidad parece debida al doble efecto de una menor posibilidad de deposición y una mayor facilidad de erosión. Podemos considerar los depósitos altos como pertenecientes geoméricamente a la fase estable pleniglaciaria y los más bajos al estadio de disociación, sin que su escasez permita mayor precisión. Los intermedios parecen indicar, en cambio, un episodio anterior dentro del retroceso, donde todavía salían los hielos del valle y probablemente, por su forma, podrían haber conectado con una lengua disminuida pero aún existente en el Esera, asimilable acaso a la que tuvo ocasionalmente su frente de retirada en el estrecho de Sahún.

En la Vall son mejor observables, a unos 2.000 m., las morrenas topográficamente bajas en el perfil transversal de la artesa, al constituir un cordón relativamente continuo sobre la vertiente derecha de la Pleta, en posición de hombrera frente al escarpe de Bagüña. Si este murallón debió dar lugar en las fases mayores a una gran cascada de seracs que llevara hacia la artesa los hielos del área de alimentación superior, el dibujo de la morrena lateral tardía en la ladera opuesta parece indicar una continuación de esa dirección de flujos en este estadio, aparte de la definida por el propio valle. Otra escasa mancha aislada sobre el Puente de la Aigüeta puede emparentarse con esta fase o con otro momento próximo a ella en el retroceso. En cualquier caso, es evidente también aquí un estadio principal de pliegue glaciario al interior de estos valles afluentes.

En Barbarisa, en cambio, sólo podría atribuirse a esta fase un arco menor que enmarca el enlace occidental de la cubeta del Ibón Pequeño con el umbral del lago superior, reflejando un retroceso más intenso quizá por la orientación de este circo hacia el Sur y la menor altitud de conjunto de su cuenca

de alimentación (2.100-3.000 m., en embudo), respecto a la de Bagüña (orientación SE y 2.400-3.000 m., en balcón compuesto). En el escalón que deja colgado el valle de Remuñe sobre el Esera existe también una morrena de disociación, que reposa sobre calizas in situ karstificadas, cuya morfogénesis deforma en un embudo de absorción el depósito formado por los granitos. En Literola hay también restos morrénicos menos netos replegados en el valle.

En Vallibierna, una larga morrena recorre el valle por la ladera orientada al Sur, indicando la existencia de una lengua propia y tardía, procedente de los circos de cabecera en el macizo del Aneto, desde el enlace con el barranco de Coronas.

Puede señalarse en este valle otro estadio frontal en el proceso de retirada de los hielos, relativamente alto (1.900 m.), en la confluencia del torrente Fangonielles, que aquí divide, por tanto, en dos etapas esta fase, debido al especial papel alimentador del macizo del Aneto, como un caso particular, lo que ocasiona una evolución propia en este momento en los valles que quedan bajo su influencia glaciológica. Como veremos, es posible señalar una situación similar en el Alto Esera. Así, mientras las lenguas de los demás valles parecen retirarse en toda su longitud hacia los circos al final de este estadio, en el macizo del Aneto lo hacen hasta el pie de éste, donde hay un nuevo episodio de «parada» frontal, que resulta de la unión de los inmediatos glaciares de circo en un corto disipador común.

La presencia también de una lengua de esta fase en el Alto Esera es evidente por la existencia particularizada de cordones morrénicos desde el Plan de la Sarra —con cierre frontal hasta Aiguallut, próximos también al fondo actual, y nuevamente con desigual disposición según las laderas, aunque en este caso a favor de la orientada al Norte. Como en Vallibierna, es principalmente la vertiente que bordea el macizo del Aneto la que está marcada por un depósito lineal y continuo, como consecuencia de los mayores aportes desde el lado de dicho macizo. Esta morrena resalta sobre los umbrales y prosigue hasta la salida del antiguo glaciar de la Maladeta, donde se interrumpe. En cambio, aquí continúa por el lado derecho del valle, frente a los aportes del Aneto, y, circunstancialmente, en los tramos del lado izquierdo que quedan bajo los espolones del macizo. Pasando el Forau de Aiguallut, que enseguida comentaremos, y en el inicio inferior del Plan del mismo nombre hay un nuevo cierre que significa otro estadio, similar al de Fangonielles en Vallibierna, finiglaciario local de los glaciares septentrionales del Aneto. En la Reclusa existe, además, algo esparcido, un viejo arco morrénico retraído ya a su barranco y suspendido sobre el fondo del valle alto del Esera, como un frente de disociación de la Maladeta, retocado por su posición topográfica pero probablemente contemporáneo del de Aiguallut.

También por la Escaleta se prolongan manchas morrénicas tardías hasta el pie del Coll de Toro. Las más bajas son contemporáneas del estadio de parada de la Sarra, pero las siguientes forman también un cierre frontal en la Valleta de un aparato ya escindido en este proceso de retirada y formado sólo por los hielos procedentes del Pico de Barrancs y de Mulleres, con cuatro pequeños arcos adosados, por lo que ya no difluía —como en etapa plenigla-

ciar— por el Coll hacia el valle de la Artiga de Lin. No obstante, en el umbral inferior del Estany del Coll existe también morrena de retroceso, quizá de efecto meramente topográfico, e incluso en el Pla de la Artiga se observan también depósitos de un estadio tardío de lenguas difluentes procedentes de este Coll y del de los Aranesos, con materiales graníticos de la Valleta de Benasque, que podría asimilarse a la disociación principal.

Sin embargo, como acabamos de decir, en la morfología del fondo de la artesa glaciar del Esera existe una discontinuidad, el Forau de Aiguallut, a manera de amplia torca (80 m. de diámetro por 30 de alta, según mediciones publicadas), formada por disolución y caída de bloques en un sumidero que traga las aguas del torrente de Barrancs, en el cruce de una banda de caliza devónica con una fractura.

En la cubeta inferior al Forau se encuentra un depósito horizontal, evidentemente postglaciar, cuyo techo queda por encima del nivel del Forau, tapizado por coluviones recientes, lo que también muestra lógicamente su relativa antigüedad. Contiene cantos rodados, lo que indica su procedencia torrencial o fluvio-glaciar; tales acarrees deben provenir, pues, del mismo fondo del valle aguas arriba del Forau, que se interpone así cortando su relación con el área de origen y probando su posterior implantación. No sólo la alimentación del depósito queda desconectada y detenida, sino su circulación torrencial.

De este modo, tal depósito tiene que haber sido generado, lo más pronto, en el estadio frontal del Plan de Aiguallut. Como el Forau muere posteriormente el fondo del valle, su elaboración parece comenzar en momentos finiglaciares, a partir de las arroyadas de fusión de los aparatos colocados valle arriba. En la actualidad la cubeta inferior es un campo kárstico en proceso de apertura. El Forau parece, así, la primera fase de tal proceso.

Por otra parte, en el valle de Ampriu hay unos depósitos locales con configuración de lengua, situados cerca del ámbito de cabecera que son posteriores, evidentemente, al glaciario máximo, puesto que ocupan la ladera y parte del fondo del valle e incluso pueden cubrir algún punto del sector trasero de sus morrenas. No se corresponden, sin embargo, con las formas de «parada» y retroceso que venimos analizando. Si bien su implantación sobre los relieves anteriores hace relativamente moderna la génesis de estas dos lenguas, su volumen se encuentra lo bastante desfigurado como para no suponerlas muy recientes. Debido a sus dimensiones —la mayor cuenta casi 2 km. de longitud— y a su dibujo en planta (muros, surcos, arcos, frente lobulado) podrían parecer relacionables con formas fósiles de glaciares rocosos con terminación en espátula. No obstante, la carencia de circos y valles en los recorridos de ambas, su orientación al Oeste, su ubicación en ámbito con frecuentes formas periglaciares y solifluidales e, incluso, con formas recientes de flujos de bloques en el Pico de Cerler, en área donde pizarras y arcillas pueden comportarse fluidalmente, nos inclina a atribuir las a coladas de rocas.

Es factible situarlas entre los procesos propios del retroceso, dadas la inestabilidad de los materiales de ladera en esos momentos y la saturación que ocasionarían las fuertes fusiones nivales en un medio aún deforestado. Nuevamente la disimetría gla-

ciar del Valle de Benasque, entre sus sectores oriental y occidental, hace su aparición con estos fenómenos peculiares de la unidad morfológica de Cerler.

En ámbitos sin glaciario actual (en las áreas con persistencia de hielos actuales pueden introducirse modificaciones particulares, como llevamos viendo, en la periodización del retroceso) se encuentran aún otras posiciones de frentes morrénicos menores, circunscritos a las cabeceras y a los circos, ocasionalmente en dos episodios y frecuentemente en uno. Pueden ser considerados, por la antigüedad de los depósitos y por sus posiciones relativamente bajas y alejadas de las traseras de los circos, como finiglaciares, resultantes de una última estabilidad de núcleos acantonados e individualizados en sus circos.

No obstante, hay tres casos que requieren una anotación. En primer lugar, en la cabecera de la Vall existen dos estadios de acantonamiento, uno bajo el ibón, con frente típico de retroceso final, y otro tras el lago, que corresponde a la terminación de un glaciar rocoso en arcos sucesivos y escalonados que sale de una cabecera sobrecargada de clastos, aún hoy productora de notables masas de derrubios y formas de morrenas de nevero y flujo. También en Ampriu se observa un hecho similar.

En segundo lugar, en posiciones similares, con varias orientaciones, en distintas litologías y de modo disperso, existen numerosas formas heredadas de glaciares rocosos de pequeño tamaño, con flujo viscoso, arcos de empuje, surcos y plantas en lengua y en espátula, más alguna modalidad intermedia con glaciares negros. Algunos de ellos son actuales o subactuales (Picos de Alba y Posets), pero la mayor parte son heredados de una fase más antigua. Es frecuente la presencia de estos aparatos en áreas próximas, ya señalada por Solé en 1951 y posteriormente estudiada con detenimiento por otros autores que han venido atribuyéndolos a una fase tardiglaciaria.

Estos dos hechos nos permitirían diferenciar una etapa finiglaciaria, de última parada en el retroceso, de otra positiva póstuma, próxima a la anterior y de diferentes características. Aunque tal reavance ha sido reconocido en otros lugares e incluso nosotros lo hemos observado en otros puntos del Pirineo, no es igualmente constatable en el Valle, donde podría parecer sólo una particular fase de equilibrio, habitualmente localizada en el Dryas. Sin embargo, parece lógico adaptarse al contexto y hablar también en este caso de un episodio activo, restringido en volumen y localizado en los puntos donde las condiciones fueron más favorables para la formación de pergelisol discontinuo entre masas detríticas. Responde, pues, a una situación climática, por un lado, más adecuada al desarrollo de los fenómenos periglaciares que a la formación de hielo limpio, por insuficiente abastecimiento nival y balance anual desfavorable. La gelifracción abundante y las condiciones generales del medio abogan por temperaturas frías, aunque con un carácter evidentemente más contenido que en los momentos anteriores, mientras la escasez relativa de nivación indica a su vez un clima más seco. Puntos, por tanto, capaces de dar clastos suficientes y frío general permiten el desencadenamiento del fenómeno en localidades dispersas y circunscritas.

En tercer lugar, en el macizo del Perdiguero,

por sus elevadas cotas, han podido perdurar más los efectos glaciares o tener entidad incluso en reavances posteriores. En el valle abierto al Sur y escalonado de la Coma de Perdiguero se observan dos fases frontales, respectivamente a unos 2.100-200 m. y 2.700-800 m., ésta última bajo los mismos escarpes cimeros y con carácter manifiestamente reciente. En cambio, la atribución de las más bajas a una u otra posición en el retroceso es más problemática, aunque, como ya indicamos, puede ser contemporánea del estadio de disyunción, lo que parece no dejar huellas aquí de etapas intermedias.

En el macizo del Aneto, con glaciares actuales, esta evolución presenta más datos y alguna mayor complejidad. En su sector SW las morrenas que podrían corresponder a la fase finiglaciaria aparecen con normalidad en los ibones de Vallibierna —no glaciado hoy su circo—, pero debido a la mayor importancia, lógica también en aquellos momentos, de los núcleos de hielo en Cregüena y Llosás, se encuentran en éstos más alejadas de las traseras de los circos de lo que suele ser común. En Coronas esta fase, en cambio, puede haber quedado enmascarada por el cono torrencial de su base o en posición más desfavorable para su conservación. Sin embargo, tanto en Coronas como en Llosás puede verse un depósito morrénico aún más reciente bajo sus respectivos ibones, en posición intermedia respecto a los finiglaciares y a los subactuales, por lo que son atribuibles a la fase local positiva tardiglaciaria. No obstante, el hecho de haber sido depositados por frentes de aparatos procedentes de circos con condiciones morfoclimáticas que les permitían albergar nevé de hielo limpio, da lugar a que esas morrenas no constituyan formas de glaciares rocosos.

En el sector NE del macizo, bajo el actual glaciar de la Maladeta y sus morrenas de época histórica, hemos atribuido ya el depósito de la Renclusa a la fase de escisión de Aiguallut. Por encima de él, sobre el umbral rocoso que cierra el ibón de Paderna, reposa otro vallum morrénico más limitado, cuyos caracteres presentan cierta evolución, que puede considerarse coetáneo de los numerosos arcos finiglaciares. Aun más arriba, en la confluencia del torrente del Diente de la Maladeta con el de la Coma de Alba —en la glera de Paderna— es visible otro arco más reciente, cuya forma se adapta a frentes de flujo procedentes del Diente y del área del actual glaciar, correspondiente a la posición intermedia de los arcos tardiglaciares, ya que sobre él se encuentran ya los depósitos subactuales. En Barrancs podría existir otro testimonio tardiglaciario bajo el derrame en cono que procede de las morrenas históricas.

En el circo occidental de Alba y cobijado bajo la cumbre se emplaza un pequeño glaciar rocoso cuyo posible flujo requiere un análisis, pero cuya forma denota una dinámica, al menos, subactual. Quizá pueda derivarse de una forma tardiglaciaria, pero ello no parece constatable ni, por su altitud, teóricamente probable.

Tras ese lapso de recrudescimiento frío del tardiglaciario, el retroceso se hace casi definitivo. Salvo en los tres mayores macizos, el glaciario de Benasque desaparece definitivamente y se extiende un nuevo período morfogenético sobre la mayor parte del Valle, que adapta su dinámica a las grandes formas dejadas por la excavación y sedimentación gla-

ciar. La torrencialidad se generaliza, se producen incisiones en las artesas superiores, disecciones y barridos de depósitos glaciares, se rellenan las cubetas más recientemente descubiertas, se establecen nuevos conos en los valles superiores, se incrementan durante el primer deshielo los antiguos y luego son incididos, la alta y media montaña experimenta una intensa remodelación de laderas con derrumbamiento, solifluxión, etc hasta su fitoestabilización—donde ésta es posible—, se forman grandes gleras de montaña en un medio periglacial y en litologías a veces muy favorables, y se desencadenan flujos en los bloques y lajas basales de las pedreras del Pico de Cerler por intermedio de sus materiales finos y se originan tres generaciones de coladas. Pero aún tendrá lugar una nueva etapa glacial, acantonada en alta montaña.

III. LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO

Se ha designado con el nombre de «pequeña Edad del Hielo» a un avance o extensión glacial reciente, del que se van teniendo pruebas de su existencia en todas las cordilleras del mundo y en altas latitudes, aunque con cierta diferencia en sus comienzos y fin, si las distancias entre los paralelos son acusadas. En Europa occidental se desarrolla en la Epoca Moderna, especialmente desde fines del siglo XVI a mediados del XIX, habiéndose documentado por métodos históricos y geomorfológicos el crecimiento en esas fechas de los glaciares alpinos y de los pirenaicos. Pero, mientras en los Alpes subsisten hoy importantes aparatos, en el Pirineo los restos actuales de esa extensión son escasos.

Calcula Schrader, en 1876, 212 ha. de superficie total de hielo en el Posets, con cuatro glaciares de los que el mayor, al que denomina de La Paül, tendría 132 ha., y 692 ha. en los Montes Malditos, con 11 aparatos, siendo el más extenso el del Aneto (228 ha.), seguido del de la Maladeta (116 ha.) y el menor el de Alba, con sólo 12 ha. Estos dos grupos supondrían, sin embargo, cerca del 30% de la superficie de todo el glaciario pirenaico computado por Schrader, aceptable en grandes líneas.

Es evidente que los glaciares actuales muestran la ubicación inequívoca de los principales casos de progresión de la «Pequeña Edad», pero la existencia de morrenas subactuales por otros sectores indica una mayor extensión del fenómeno de modo disperso por puntos favorables, tanto en glaciares de tamaño reducido y, por ello, pronto extinguidos al iniciarse el retroceso, como en fenómenos nivales, también entonces de mayor entidad. Así sería el caso de la umbría del Cap d'Anglos, sobre Salenques, con morrenas de origen glacial subactual y sin hielo hoy, o el del arco superior de Bardamina, en Estós, en un escalón superior a las morrenas finiglaciares pleistocenas, cercano a la pared del circo y orientado al NNE, o los de la hombrera en umbría de Remuñe y los del Perdiguero en Literola, próximo al glaciario residual actual, hacia el ENE, y sobre la Coma meridional, con peor orientación pero bajo un área de aludes, y numerosas morrenas de nevero, algunas desconectadas de los procesos actuales o poco activas, otras en continuidad con ellos, difícilmente distinguibles de las formadas ahora.

En 1787 describe Ramond el glaciario de la Maladeta como un domo de hielo muy agrietado (probablemente en el sector de Paderna). La terminación escarpada del frente es también señalada en 1842, así como la existencia de un torrente subglaciario y de una rimaya, cuya dimensión se hará famosa entre los pirineístas. Ciertas cotas dudosas de la posición de este frente indicarían su avance en la primera mitad del siglo XIX, pero esos datos deben tomarse con reservas. En 1875 se habla, al contrario, de retroceso y de modificaciones apreciables de su fisonomía en dos años, y por las mismas fechas se escribe que su superficie es pendiente y agrietada. Algo más de un siglo después de la afirmación de su avance por Franqueville, Galibert indica en 1956 una disminución de la superficie glaciario en un 25% desde 1912, sobre todo en su sector occidental, peor alimentado por las ventiscas.

El glaciario del Aneto es descrito a mediados del XIX como de forma domática, agrietado, bien alimentado de nieve. En 1876 se menciona el hielo descubierto en el verano, signo de balance deficiente. A fines de siglo, sin embargo, aún se yuxtaponían los hielos a las morrenas, pero con apreciable pérdida de volumen, de modo que la forma de éstas respondía ya a una dinámica desaparecida.

Hacia 1861 Petit realizó un grabado con los glaciares de la Maladeta y el Aneto, desde el puerto de la Picada, donde las dimensiones de los hielos están claramente delimitadas. Al quedar el glaciario del Aneto más alejado, esos límites son más difíciles de garantizar que los del aparato de la Maladeta; no obstante, las masas principales de hielo quedan bien definidas. La comparación de este dibujo con la cartografía—de tamaño muy reducido—de Schrader y la posición morfológica de las morrenas en el terreno muestra que en los circos de Tempestades, Barrancs y del Aneto no se han distinguido con precisión las terminaciones frontales de los glaciares, pero que, en cambio, en el de la Maladeta, los sectores central y occidental responden a la realidad; aunque el sector oriental de este aparato presenta un ramal en lengua más dudoso por su dimensión y por su parcial desajuste con los trazados de las morrenas, tampoco es tal dibujo, en principio, rechazable. En Alba, finalmente, sólo aparece en la imagen una mancha nival sin posible definición glaciario.

En 1876 el hielo alcanzaba las morrenas laterales, con menos espesor, pero ya no el vértice frontal de éstas en el Aneto, aunque los aparatos se mantenían cerca de sus magnitudes anteriores. En 1894 los hielos terminaban cortados a bisel por una ablación marcada. Hacia el primer cuarto del siglo XX esa retirada proseguía, pero todavía apuntaban conatos de lenguas. En 1957 las dimensiones se habían reducido seriamente y, desde entonces, continúa un retroceso atenuado, cercano al equilibrio, con pérdida de sinuosidades externas y una ligera disminución espacial en los glaciares de la Maladeta y Aneto. Testimonios gráficos de los aparatos de Tempestades, Salenques o Coronas indican una evolución similar.

Las morrenas dejadas por el máximo avance glaciario dibujan con claridad la forma de su planta. En el de Tempestades pueden observarse dos estadios; en el de Barrancs también se distinguen dos episodios en su morrena izquierda y en el del Aneto se pueden diferenciar otros dos arcos adosados en

su lado izquierdo, en una inmediata morrena de un helero y, de manera sólo esbozada, en su sector superior derecho; no es tan evidente en la Maladeta, pues el vallum tiene un dibujo más compacto, pero en su lado occidental se manifiestan dos formas de crestas yuxtapuestas, que pueden interpretarse parecidamente. En el aparato nororiental de Cregüeña se apunta de modo más borroso y atenuado esa posibilidad; en el de Coronas el frente en punta de lanza de una sola etapa es muy marcado, pero en el arco derecho hay un esbozo de digitación que apunta a un episodio tardío retraído; en Llosás es menos marcado incluso ese desdoblamiento, pero en el extremo SE del vallum aparecen leves pulsaciones.

Así, en el flanco NE del macizo, de modo más claro que en el SW, se comprueban dos fases en la glaciación de la Pequeña Edad del Hielo. Por el momento no tenemos datos directos para proponer unas fechas a esos episodios, pero podemos señalar que en el macizo del Infierno hemos observado también dos etapas en la expansión histórica de su glaciar occidental, con una indicación de Barrère de su progresión en 1911-1912, lo que, tras una retirada, extendió de nuevo los frentes hasta ponerlos en contacto con las morrenas del siglo XIX. Una extrapolación es muy insegura, pero de momento no poseemos otras pistas ni datos.

Hoy los aparatos aparecen, pues, muy retraídos, a veces alrededor de un kilómetro de los frentes de hace siglo y medio, y hasta 300 m. por encima de las altitudes que aquéllos alcanzaron. Son evidentes las pérdidas de espesor, el final biselado del hielo, que corta su estratificación, la tendencia a formas cóncavas o en lámina y a la fragmentación, los enterramientos parciales bajo derrubios, la pérdida estival de nieve recubriente, la fusión y, en casos, pérdidas de masa frontal por aludes; los balances, pues, no son positivos.

Sin duda la continuidad del glaciario en tales circos ha retocado las formas anteriores, pero éstas son, en sus principales rasgos, heredadas del máximo pleistoceno. En los circos con escasa formación de cubetas, el periglaciario ha actuado haciendo retroceder las aristas, los tabiques divisorios, junto a nivación, aludes y excavación por flujo glaciar, dando lugar a los «van», que parecen adaptarse así a los flancos del batolito.

La actual pérdida de volumen de hielo no sólo descubre el lecho rocoso más bajo, el «glarier», con pulimentos, arrancamientos de bloques según su diaclasado, recubrimiento de gravas y fangos, derrubiamientos de morrenas, etc, sino los sectores inferiores de las paredes; son visibles franjas basales desprovistas de líquenes y menos expuestas a la meteorización que pueden proceder de esta causa o de la fusión de neveros de contacto con el glaciar en el otoño.

Mientras en Cregüeña y Salencas se han derrubiado notablemente algunos arcos, también en Salencas, en Barrancs, en el Aneto y en la Maladeta salen conos de los frentes rotos o desfigurados.

El cono de la Maladeta cubre en su parte baja un plano de colmatación anterior retenido por la morrena tardiglaciaria de Paderna; ello indica cómo, tras la recesión tardiglaciaria, tuvo lugar un relleno de la cubeta y, posteriormente, una reactivación glaciar que genera una nueva morrena y deposita el cono recubriente, debido a su mayor capacidad

morfodinámica; es decir, que, efectivamente, la «Pequeña Edad» fue un verdadero crecimiento glaciar, una etapa glaciológica y morfogenética positiva, y la fase actual no es, en alta montaña, sino una derivación de ella, un episodio en su retroceso.

No hay tantos datos sobre la evolución del Posets y, aún menos, del Perdiguero, por su situación más apartada. Un mapa de Schrader de 1870 representa con precisión las manchas de hielo del Posets, pues son acordes con los actuales trazados de las morrenas; en esa cartografía los dos glaciares orientales son confluentes de Sur a Norte a través del collado de La Paul, debido a un volumen suficiente del aparato meridional como para desbordar y difluir por ese punto. Ello es corroborado por un relato de 1875 que califica de mediana a la morrena que corre por la Coma desde dicho collado. En este año se señalan ya síntomas de retroceso en el frente, cargado de clastos, pero el área de alimentación aún guardaba buen espesor. Posteriormente el retroceso es acusado y desde la foto aérea de 1957 los glaciares orientales disminuyen en volumen y el occidental también en superficie.

Los materiales paleozoicos de las aristas han proporcionado siempre abundantes derrubios a estos glaciares, como comentan sus ascensionistas en el siglo XIX, como es visible en sus bien nutridas morrenas y como hoy es también comprobable. Ello parece haber determinado una tendencia en sus depósitos a tomar formas frontales de glaciares rocosos —en tránsito hacia arriba a negros, cubiertos y limpios en la zona de alimentación—, terminaciones que pueden haber acentuado ese carácter en el retroceso, con peor alimentación, pero persistencia de hielo interno protegido por los clastos. Lo cual dará lugar a la forma del frente morrénico del glaciar de Posets en la Coma de Paul y, aún más, sobre el sector de Eriste, aquí con arcos adosados y escalonados en pulsaciones de retirada —más bien que de empuje—, donde se ha analizado, incluso, la posibilidad de una dinámica actual.

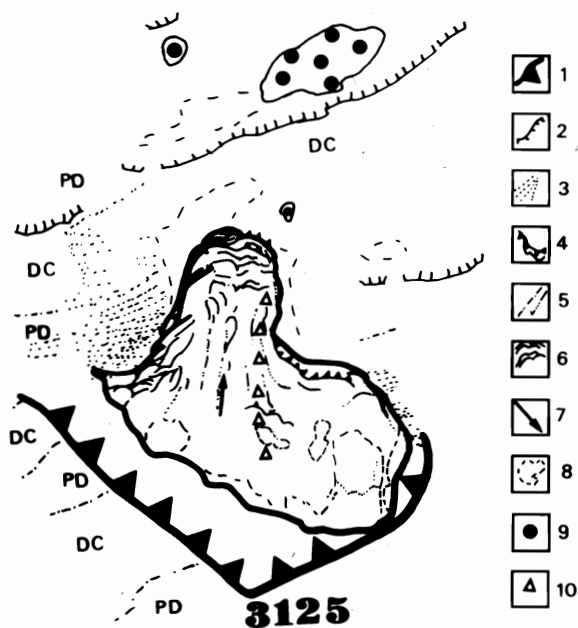
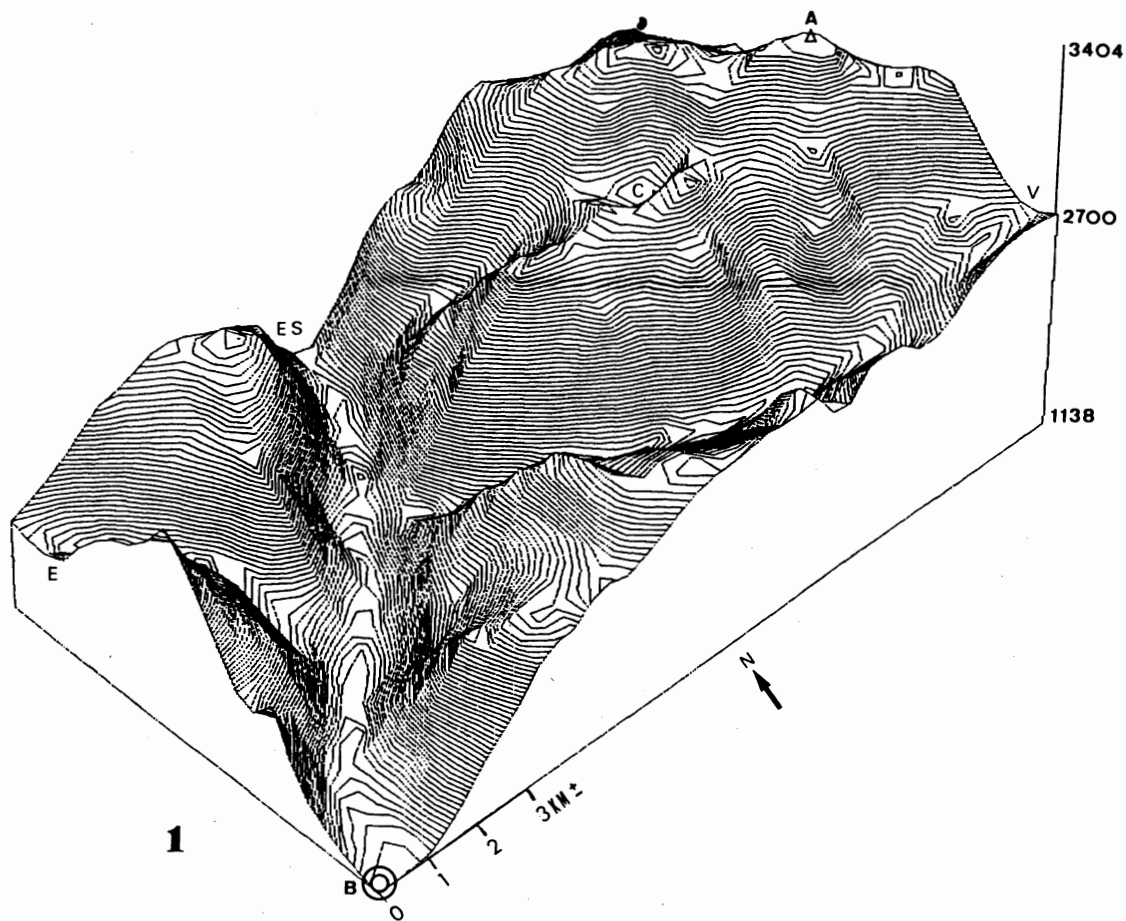
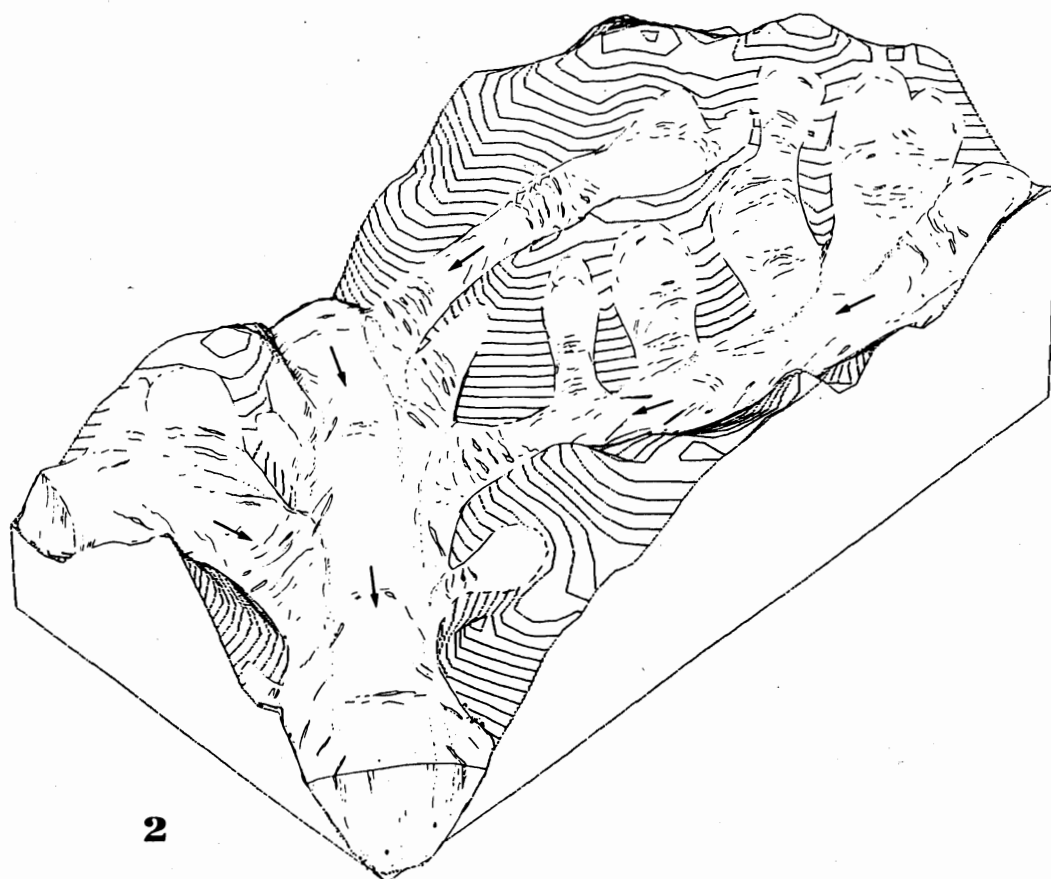


Fig. 4. Glaciar rocoso Norte del Posets. 1: Circo. 2: Escarpes. 3: Derrubios. 4: Taludes del glaciar. 5: Surcos del glaciar. 6: Formas de flujo. 7: Dirección de flujo. 8: Neveros. 9: Ibones. 10: Límite de la banda clara. DC: Calizas devónicas. PD: Pizarras devónicas.



1



2

Fig. 5. 1.- Volúmenes montañosos y valles entre el Aneto (3.404 m.) y Benasque (1.138 m.). A: Aneto. B: Benasque. C: Cregüña. ES: Valle del Esera. V: Vallibierna. E: Estós.
 2.- Reconstrucción del mismo sector en el máximo glaciar pleistoceno. (Bloque por ordenador: C. Sanz Herráiz).

El frente del aparato de Llardana constituyó un amplio arco, donde pueden observarse también dos episodios (lo que parece igualmente indicar, aunque con mayor número de pulsaciones en la primera, el glaciar suroriental). Esa característica abundancia de clastos se manifiesta en el aparato de Llardana por un tapizamiento parcial del hielo en su sector inferior y, en puntos, por un enterramiento bajo derrubios. La fuerte pendiente de esta aparato recorta su estratificación, como consecuencia de la fuerte ablación y de la curvatura experimentada por las sucesivas superficies de ablación, derivada del flujo rotacional del hielo; ello hace que clastos intercalados en los planos de estratificación salgan al exterior cuando su posición en éstos alcanza el exterior, lo que produce salideros de derrubios dentro del ámbito glaciar, que contribuyen a su recubrimiento superficial. En el circo Norte de Loulouna existe, incluso, con una altitud en la cima algo menor, pero aún superior a 3.000 m., y con buena orientación, un glaciar rocoso, procedente de la «Pequeña Edad» pero, con bastante seguridad, todavía activo. Su cabecera está adaptada al circo, por lo que es ancha, y de ella se prolonga en posición disimétrica una corta y gruesa lengua con surcos y arcos de flujo y frentes con escarpes, y de corto recorrido. Sus

clastos prolongan los derrubios de la pared, procedentes de las bandas de litologías diversas, calizas y pizarras, del Paleozoico; el cruce de estas bandas con fracturas de directriz NW determina la forma angular del circo.

Por último, en el circo de Literola subsisten placas de hielo de lo que fue un glaciar que, en 1871, era mencionado como perteneciente a las «regiones más glaciales del Pirineo». La morrena está muy derrubiada, como la que queda en el lado opuesto del circo, procedente de un pequeño aparato gemelo extinguido.

El otoño del alto Pirineo casi sólo deja ver estas últimas manchas de hielo como únicos elementos blancos entre las rocas. El residuo glaciar de estas montañas es ya poco significativo geográficamente, pero aún confiere un carácter de paisaje de elevada altitud a las áreas de cumbres donde persiste. Con los restos de esta glaciación acaba también simbólicamente el último capítulo, por ahora, de la evolución morfológica glaciar, que ha dado sus principales formas al Valle de Benasque. Sin embargo, el régimen del Esera es hoy, lógicamente, nival, no glaciar; ello es significativo de cuáles son las condiciones y los procesos dominantes en la morfogénesis actual del Valle.

BIBLIOGRAFIA

- BARRERE, P.: «Notes relatives a levolution postglaciare des versants dans les Pyrénées centrales franco-espagnoles». *Congr. Int. Geogr.*, Río de Janeiro, 1956, pp. 142-148.
- GALIBERT, G.: «Le relief de haute montagne dans les massifs de Luchon et des Monts Maudits». *Rev. Gèogr. Pyr. S.O.*, 1956, pp. 41-73.
- GARCIA SAINZ, L.: «Las fases epiglaciares del Pirineo español». *Estud. Geogr.*, 1941, pp. 209-268.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J. L.: «Los glaciares rocosos y el modelado acompañante en el área de la Bonaigua». *Bol. Geol. Min.*, 1981, pp. 101-110.
- HAMILTON, G. S.: «The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif. Spanish Pyrenees». *Pirineos*, 1988, pp. 43-56.
- JORDA, M.: «Eboulis et glaciers rocheux». *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, 1987, pp. 15-24.
- MARTINEZ DE PISON, E. y ANTON, J.: «Repertorio bibliográfico sobre morfología glaciar de la Península Ibérica». *Cuad. Inv. Geogr.*, 1981, pp. 3-49.
- MARTINEZ DE PISON, E.: «El macizo granítico del Aneto». *Atlas de Geomorfología*. Madrid, Alianza, 1986, pp. 17-25.
- MARTINEZ DE PISON, E. y ARENILLAS, M.: «Los glaciares actuales del Pirineo español». En *La nieve en el Pirineo español*, Madrid, MOPU, 1988, pp. 29-98.
- SERRANO, E. y RUBIO, V.: «El glaciar rocoso activo de las Argualas. Pirineo aragonés». *Eria*, 1989 (en prensa).
- SOLE, L.: *Los Pirineos. El medio y el hombre*. Barcelona, A. Martín, 1951, 623 pp.
- TAILLEFER, F.: *Carte du relief glaciaire des Pyrénées. Bagnères de Luchon Ouest y B. L. Est, 1:50.000*. Toulouse, CNRS, 1965, 2 hojas.
- TAILLEFER, F.: «Les glaciations de Pyrénées». París, *INQUA*, 1969, pp.19-30.