



LA EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN EL PIRINEO CENTRAL ESPAÑOL. EL EJEMPLO DE LOS GLACIARES DE ESCARRA Y LANA MAYOR, ALTO VALLE DEL GÁLLEGO

The evolution of the Upper Pleistocene glaciers in the Central Spanish Pyrenees. A case study in the Escarra and Lana Mayor glaciers, High Gállego Valley

J. M. García Ruiz, C. Martí Bono, B. Valero Garcés y P. González Sampérez

*Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Campus de Aula Dei, Apartado 202, 50080-Zaragoza, Spain.
E-mail: humberto@ipe.csic.es. Fax: 976-716019*

Resumen: Se estudia la evolución de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, alto valle del Gállego, Pirineo Central español, y se precisan las etapas fundamentales desde el momento del máximo hasta el final del período Tardiglacial. Se confirma que la máxima expansión de los glaciares durante el Pleistoceno Superior se alcanza en el Pirineo en fechas muy tempranas (antes del 30.000 B.P.). Durante el momento de máximo frío (hacia 20.000 B.P.) se produce un nuevo crecimiento de los glaciares, de menor entidad que el precedente, debido muy probablemente al efecto negativo de la expansión del hielo en el Océano Atlántico sobre el contenido en humedad de las corrientes frontales. Posteriormente se han identificado otras etapas menores, incluyendo una fase de glaciares cubiertos y, finalmente, una fase de morrenas localizadas muy cerca de la pared de circos. Los sedimentos acumulados en diferentes lagos han permitido identificar y datar una captura fluvial y un gran movimiento en masa durante el LGM.

Palabras clave: Glaciares, Depósitos morrénicos, Glaciares cubiertos, Depósitos glaciolacustres, Alto valle del Gállego, Pirineo Central español.

Abstract: The evolution of the Escarra and Lana Mayor glaciers (Upper Gállego valley, Central Spanish Pyrenees) is studied, and the main stages from the Glacial Maximum until the end of the Late Glacial are assessed. This paper confirms that the maximum extent of the Pyrenean glaciers during the Upper Pleistocene was reached very early (before 30,000 years B.P.). During the coldest period (around 20,000 years B.P.) a new advance occurred, though of lower intensity than the previous one, due probably to the negative effect of the oceanic ice on the humidity content of the air masses. Later, other minor advance has been identified, followed by a stage of debris-covered glaciers and a stage of moraines located close to the cirque backwalls. Sediments accumulated on lakes have allowed to identify and date a fluvial capture and a large mass movement during the LGM.

Key words: Glaciers, Morainic deposits, Debris covered glaciers, Glaciolacustrine deposits, Upper Gállego River Valley, Central Spanish Pyrenees.



García Ruiz, J.M., Martí Bono, C., Valero Garcés, B. y González Sampérez, P. (2001). La evolución de los glaciares del Pleistoceno Superior en el Pirineo Central español. El ejemplo de los glaciares de Escarra y Lana Mayor, Alto Valle del Gállego. *Rev. C. & G.*, 15 (1-2), 103-119. © SEG. AEQUA. GEOFORMAEdiciones

1. Introducción

La evolución del glaciario pirenaico durante el último ciclo glacial ha sido estudiada por nume-

rosos autores desde finales del siglo XIX (véase Chueca *et al.*, 1998). Los primeros estudios se centraron en determinar la importancia y extensión de los mayores glaciares y posteriormente en confir-

mar la existencia de una o varias glaciaciones (Barrère, 1966). En la actualidad se acepta que la mayoría de los depósitos morrénicos corresponde al último ciclo glaciario (García Ruiz & Martí Bono, 1994; Martí-Bono, 1996; Serrano, 1998), si bien algunos restos dispersos y de muy escasa significación topográfica se atribuyen a un ciclo anterior (Vilaplana, 1983; Serrano, 1992; Martí-Bono, 1996). Los más importantes de estos restos antiguos son los del valle del Carol, en Puigcerdá, donde Calvet (1998) encuentra evidencias de hasta tres ciclos glaciares.

El objetivo más destacado de los estudios sobre el glaciario pirenaico en los últimos veinte años ha sido identificar las fases de estabilización o reavance después del máximo (Vilaplana, 1983; Martínez de Pisón, 1989; Bordonau, 1992; Martí-Bono, 1996; Serrano, 1998). En estos momentos se conoce bien la secuencia de acontecimientos principales, pero existen muy pocas dataciones, de manera que resulta difícil establecer una cronología que pueda correlacionarse de forma general dentro del Pirineo o con otros espacios glaciados europeos. Por otro lado, existe el problema de la edad del máximo glaciario, si es coincidente o no con el máximo en Los Alpes y en el casquete escandinavo. Los estudios de Vilaplana (1983) y Montserrat (1992) parecen confirmar que el máximo glaciario es anterior a 38.000 años B.P., coincidiendo con los resultados obtenidos en los Vosgos por Seret *et al.* (1990).

Los valles de Escarra y Lana Mayor, afluentes por la derecha del alto valle del Gállego, cuentan con una amplia variedad de depósitos que permiten establecer una secuencia desde el máximo glaciario hasta las etapas más recientes de la deglaciación. Además existen varios depósitos lacustres, algunos de los cuales han sido ya analizados (Montserrat, 1992; Valero Garcés & Martí Bono 1997; Valero Garcés & Kelts, 1997), y que ayudan a interpretar la evolución experimentada por los glaciares. Sin embargo, a pesar de la variedad de depósitos, estos valles han sido muy poco estudiados, existiendo una cartografía incompleta de García Ruiz (1989) y una breve referencia de Martínez de Pisón y Serrano (1998).

Este trabajo tiene como principal objetivo definir la evolución del glaciario pirenaico desde el máximo del último ciclo glaciario, a partir del exa-

men de los depósitos morrénicos y glaciolacustres de los valles de Escarra y Lana Mayor.

2. El área de estudio

Los valles de Escarra y Lana Mayor se localizan en la margen derecha del alto valle del Gállego, al pie de la vertiente norte de Sierra Telera (Fig. 1). El sustrato rocoso de gran parte del área estudiada está constituido por pizarras, cuarcitas, areniscas cuarcíticas y calizas del Devónico y Carbonífero, intensamente plegadas y fracturadas. El extremo meridional y occidental está formado por calizas y areniscas del Cretácico y Paleoceno, correspondientes al anticlinorio cabalgante de las Sierras Interiores (Fig. 2).

El valle de Escarra, el más septentrional de los dos estudiados, se inicia en el Rincón de Balsera, que forma un gran circo de origen glaciario cuyas paredes verticales alcanzan 2713 m de altitud en el pico Escarra y 2697 m en la Punta del Águila; aquí las litologías dominantes son calizas y areniscas cretácicas y paleocenas. Desde esta cabecera todos los materiales de la cuenca son paleozoicos, especialmente cuarcitas, pizarras y calizas. Estas últimas dan lugar a la alineación vertical de Peña Calcín y Las Forcas, que separa la cabecera de Escarra de la de Lana Mayor. Las calizas dominan también en el último tramo del valle, justo antes de incorporarse al río Gállego, donde forman una abrupta garganta. En la Punta de la Cochata (1911 m) afloran ocasionalmente grauwacas. En Punta Tarmañones (1974 m) son las pizarras y areniscas cuarcíticas las que dominan.

El valle de Lana Mayor tiene el circo principal en el sector más occidental, en la Rinconada, y en los escarpes que descienden desde la Punta del Águila y la Pala de Alcañiz (2763 m). Este valle muestra en todo su recorrido un fuerte contraste entre la vertiente meridional, constituida por los escarpes verticales de Sierra Telera, con calizas y areniscas cretácicas y paleocenas, y el sector central y septentrional, con pizarras y afloramientos cuarcíticos del paleozoico. Sierra Telera, que supera frecuentemente los 2700 m (Peña Telera 2762 m; Peña Retona, 2718 m) fue la fuente exclusiva de alimentación del glaciario de Lana Mayor, mediante pequeños circos y frecuentes canales de avalancha que todavía son muy activos.

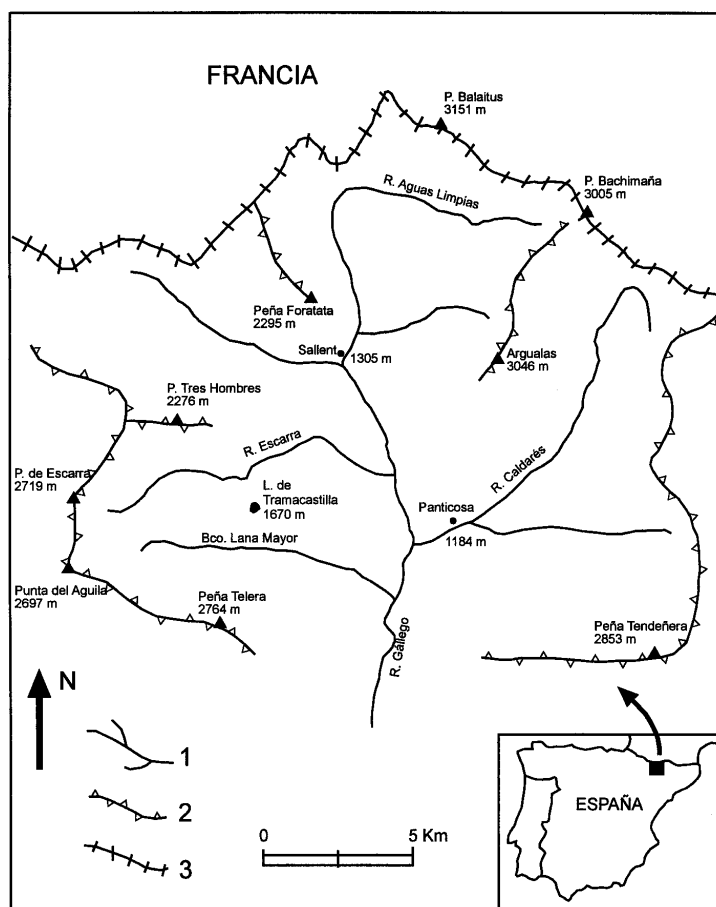


Figura 1. Localización de los valles de Escarra y Lana Mayor en el alto valle del Gállego.

1: Red fluvial. 2: Divisoria principal. 3: Frontera francesa.

Figure 1. Location of the Escarra and Lana Mayor valleys in the Upper Gállego Valley.

1: Fluvial network. 2: Main divides. 3: French border.

Los dos valles estudiados se localizan en el sector más húmedo del Pirineo, al norte de las Sierras Interiores. Actualmente por encima de 2000 m se han estimado precipitaciones medias anuales en torno a 2000 mm (García Ruiz *et al.*, 1985), concentradas especialmente entre octubre y junio, con un pequeño descenso en enero y febrero. Los meses de verano acusan una sequía relativa, aunque son frecuentes las tormentas cortas e intensas. La mayor parte de las precipitaciones son generadas por corrientes frontales procedentes del Atlántico.

Por encima de 1600 m dominan los pastos subalpinos (excepto en los sectores más escarpados), que en su mayor parte sustituyen a las formaciones de

bosques cuya destrucción masiva se inició durante los siglos XI y XII (Montserrat, 1992). Por debajo de esa altitud el pino silvestre forma bosques densos.

La actividad glaciaria ha modelado una artesa típica en el valle de Escarra. El valle de Lana Mayor, en cambio, es muy amplio y caracterizado por una clara disimetría entre la vertiente meridional y la septentrional, mucho más abrupta la primera que la segunda. La erosión glaciaria ha modelado asimismo varias cubetas de sobreexcavación: i) el Ibón de Tramacastilla (1670 m), en la divisoria existente entre ambos valles; ii) el ibón de la Sierra (2010 m), en la cabecera del Escarra; y iii) el ibón de Piedrafita (1610 m), formado por el represamiento de un frente

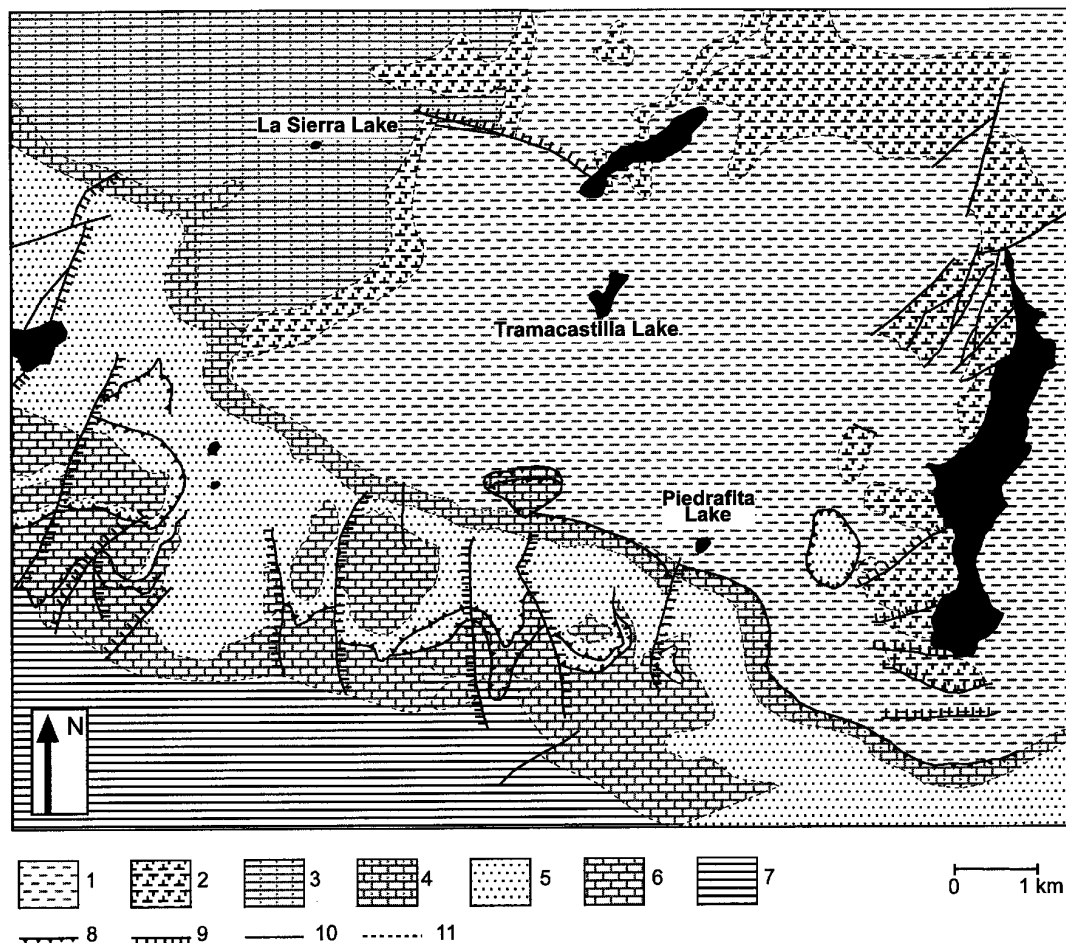


Figura 2. Esquema geológico del área de estudio. 1: Pizarras (Devónico). 2: Calizas (Devónico y Carbonífero). 3: Areniscas y pizarras (Facies Culm del Carbonífero). 4: Calizas y calizas arenosas (Cretácico). 5: Areniscas y areniscas margosas (Cretácico). 6: Calizas y dolomías (Paleoceno). 7: Areniscas y margas (facies flysch del Eoceno). 8: Cabalgamiento. 9: Falla. 10: Contacto tectónico. 11: Contacto normal. Fuente: Modificado de Ríos et al. (1989).

Figure 2. Geological scheme of the study area. 1: Slates (Devonic). 2: Limestones (Devonic and Carboniferous). 3: Sandstones and slates (Carboniferous Culm Facies). 4: Limestones and sandy limestones (Cretacic). 5: Sandstones and marly sandstones (Cretacic). 6: Limestones and dolomites (Paleocene). 7: Sandstones and marls (Flysch facies of the Eocene). 8: Overthrusting fault. 9: Fault. 10: Tectonic contact. 11: Normal contact). Source: After Ríos et al. (1989).

morrénico tardío al pie del pico Telera. Inmediatamente al norte del ibón de Tramacastilla hay sedimentos típicamente lacustres formados por un lago ya desaparecido, aunque en este caso su origen no se debió a la acción glaciar (ver apartado 4.2).

3. Métodos

El método utilizado ha incluido, en primer lugar, trabajo de campo y análisis de fotografías

aéreas para elaborar una cartografía de depósitos morrénicos. Asimismo, se ha estudiado la composición litológica de varios depósitos para identificar su origen.

En segundo lugar, se ha llevado a cabo un análisis sedimentológico, mineralógico y granulométrico del sondeo realizado por Montserrat (1992) en el ibón de Tramacastilla y se han incorporado los resultados de un nuevo sondeo realizado por Valero Garcés et al. (1998) en el ibón de Piedrafita, obtenido con una sonda de pistón fijo sobre una plata-

forma flotante durante la primavera de 1996 y el verano de 1997. Los sondeos fueron seccionados y descritos de acuerdo con su color, litología, tamaño de grano y estructuras sedimentarias. La cronología de Piedrafita se basa en dos dataciones de ^{14}C AMS sobre turba y fragmento de pino (Valero Garcés et al., 1998). Se ha estudiado también el afloramiento de sedimentos lacustres localizado al NNW del ibón de Tramacastilla (denominado en este trabajo Paleolago Inferior de Tramacastilla). Varias muestras de sedimentos lacustres han sido tratadas para la obtención de polen con el método químico clásico de concentración con Thoulet (Dupré, 1992); algunas de estas muestras se seleccionaron para obtener la concentración de polen y realizar la datación absoluta mediante ^{14}C AMS en el laboratorio de datación de la Universidad de Colorado.

4. Resultados

4.1 Los ibones de Tramacastilla y Piedrafita

El análisis de los sedimentos depositados en los ibones de Tramacastilla y Piedrafita, así como las dataciones obtenidas, permiten construir un marco general del último ciclo glacial. A continuación se incluyen los resultados más destacados.

El ibón de Tramacastilla (1670 m) fue estudiado desde un punto de vista palinológico y sedimentológico por Montserrat (1992). Más tarde, Valero Garcés & Martí Bono (1997) y Valero Garcés & Kelts (1997) ampliaron la aproximación sedimentológica. El ibón se localiza en un interfluvio que estuvo ocupado por una lengua de hielo transfluente del glaciar de Escarra y que fluía hacia el glaciar de Lana Mayor. Diversas morrenas situadas muy cerca del ibón, en el valle de Escarra, se encuentran unos 100 m por encima del interfluvio (ver apartado 4.3), lo que confirma el paso del hielo a través del mismo; además, junto al ibón hay numerosos restos morrénicos dispersos.

Tras el máximo glaciar la cubeta de sobreexcavación quedó al descubierto y fue ocupada por un lago o ibón. Montserrat (1992) extrajo un testigo de sondeo de 13 m de potencia que prácticamente llega hasta la base de los materiales depositados desde el Pleniglacial hasta la actualidad. La Fig. 3 muestra la estratigrafía, las facies sedimentarias, el

contenido en carbono total, la granulometría y la mineralogía del sondeo del ibón de Tramacastilla. Cerca de la base (a 11.8 m de profundidad) se obtuvo una fecha de 29.400 ± 600 años B.P. El intervalo inferior del sondeo (4.3 m de limos masivos carbonatados y laminados) corresponde a la sedimentación desde la retirada de los hielos glaciares (que ocurriría antes de 30.000 años B.P.) y durante el Tardiglacial. Por encima se sitúan 2.7 m de sedimentos esencialmente orgánicos, masivos o laminados (a causa de pequeños niveles de arcilla intercalados). El inicio de la sedimentación orgánica (10.280 ± 90 años B.P.) coincide con el principio del Holoceno. Una intercalación de ritmitas limo-arenosas, datada en 3980 ± 50 años B.P., corresponde a una época de menor estabilidad ambiental relacionada con un recrudescimiento temporal del frío (Valero Garcés et al., 1998), frente a la interpretación de Montserrat (1992), que la atribuyó a un corto periodo de deforestación por impacto antrópico. La serie sedimentaria finaliza con 4,6 m de depósitos detríticos, al principio masivos y después laminados (alternancia de arcillas y limos arenosos), relacionados con la deforestación masiva que tendría lugar desde mediados de la Edad Media y, sobre todo, a partir del siglo XII.

Un problema interesante es el cambio en la mineralogía del sedimento en torno a 20.000 años B.P.: hasta entonces el sedimento es claramente carbonatado, con una importante proporción de calcita y dolomita, y bajo contenido en cuarzo; después aumenta notablemente la presencia de este último y desaparecen por completo la calcita y la dolomita.

En la actualidad el ibón de Tramacastilla tiene una cuenca de drenaje de dimensiones reducidas, destacando un pequeño barranco en el sector occidental, con una superficie de 16 Ha, en materiales pizarrosos carentes de carbonatos. El cambio en la composición mineralógica podía sugerir que el glaciar había perdurado más tiempo del que indicaba la datación obtenida en la base del sedimento; teóricamente sólo las aguas subglaciares o yuxtaglaciares eran capaces de aportar carbonatos hacia la cubeta de Tramacastilla, y una vez fundido el glaciar los materiales silíceos se harían exclusivos. Sin embargo, una observación más detallada de la cuenca de drenaje demuestra que se produjo un cambio en el trazado de esta última: originalmente el barranco que drena hacia el ibón de Tramacastilla tenía una

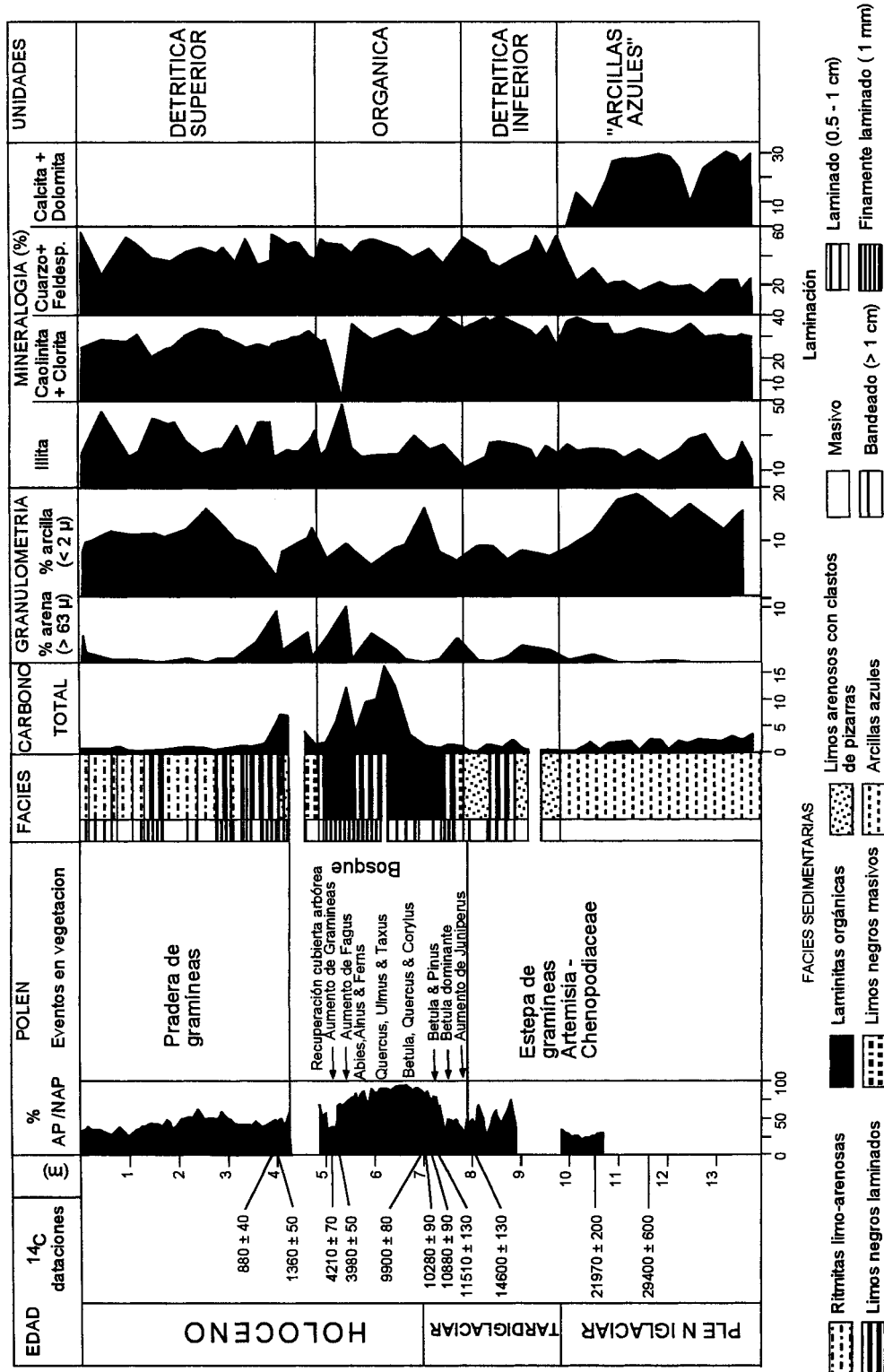


Figura 3. El registro del ibón de Tramacastilla. Resumen de la cronología y contenido polínico (Montserrat, 1992) y de los análisis sedimentológicos, mineralógicos y granulométricos. *Figure 3. The record of the Tramacastilla lake. Summary of the chronology and pollen content (Montserrat, 1992) as well as the sedimentological, mineralogical and grain size distribution analyses.*

cabecera más amplia (130 Ha), ocupada por un gran manto de morrenas formadas por bloques de calizas y areniscas carbonatadas cretácicas y paleocenas, procedentes, por transfluencia, del glaciar de Lana Mayor. Una observación detallada de este sector señala que un gran deslizamiento provocó la captura de la cabecera del barranco de Tramacastilla por el barranco de Ordecito (Fig. 4), de manera que las morrenas carbonatadas drenan ahora hacia este último y no hacia el ibón de Tramacastilla. Esto explicaría el cambio de facies en el sedimento acumulado en el Ibón de Tramacastilla. De esta forma, la fecha del deslizamiento debe coincidir con la desaparición de las facies carbonatadas en el ibón de Tramacastilla, es decir, en torno a 20,000 años B.P.

El diagrama polínico del sondeo de Tramacastilla (Montserrat, 1992) refleja que entre 23.000 y 10.500 años B.P. el área de estudio está sometida a un clima muy frío y seco, lo que se traduce inicialmente en un paisaje estepario con algunos pinos y, más tarde, con comunidades herbáceas, abedules y enebros. El contenido en materia orgánica se mantiene muy bajo hasta 10.500 años B.P., indicando una baja actividad biológica en el lago que sólo manifiesta un pequeño repunte hacia el 14.000 B.P. A partir de 10.500 años B.P. se inicia una clara mejoría que provoca la expansión del abedul coin-

ciendo con el principio del Holoceno. El paisaje es cada vez más forestal, con *Pinus*, *Betula* y, más tarde, *Quercus*, *Corylus* y *Ulmus*. Este periodo coincide con un incremento muy notable del contenido en materia orgánica, que se mantiene elevado hasta el inicio de las etapas erosivas que acompañan a la deforestación de la Edad Media.

Los sondeos realizados en el ibón de Piedrafita (1610 m) (Valero Garcés *et al.*, 1998) han proporcionado una información limitada, dado que no alcanzaron el substrato pre-Cuaternario. La potencia máxima de los sondeos es de 2 metros y de acuerdo con la cronología deducida de las dataciones existentes, representa el depósito en el ibón durante los últimos 4000 años. Sin embargo, dado que este sondeo no contiene toda la secuencia lacustre, no es posible determinar la edad de formación del ibón y la evolución del glaciar de Lana Mayor o de las pequeñas masas de hielo residuales al pie de Peña Telera.

4.2 El Paleolago Inferior de Tramacastilla

Al nor-noroeste del ibón de Tramacastilla, inmediatamente al pie del interfluvio en el que se localiza este último, se ha identificado un depósito de facies lacustres (1640 m). Corresponde a un

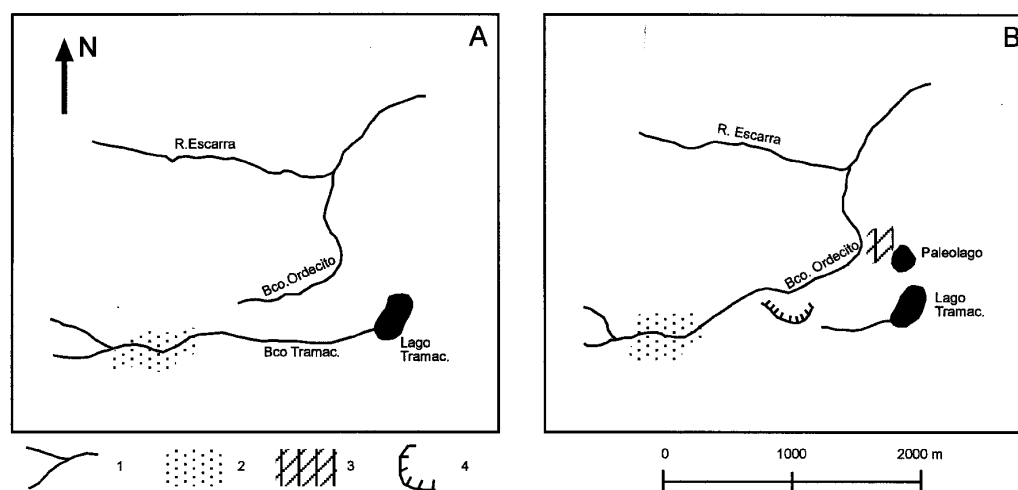


Figura 4. La captura del barranco de Ordecito. 1: Red fluvial. 2: Depósito morrénico con areniscas y calizas cretácicas y paleocenas. 3: Material deslizado. 4: Cicatriz de deslizamiento.

Figure 4. The capture of the Ordecito ravine. 1: Fluvial network. 2: Morainic deposit with cretacic and paleocene sandstones and limestones. 3. Slided material. 4. Scar of landslide.

antiguo lago colmatado de sedimentos y recubierto por un suelo profundo que enlaza con la ladera por medio de una pendiente suave.

La figura 5 muestra la columna estratigráfica de este depósito, realizada en un corte visible de 4 metros disectado por el barranco que desciende desde el ibón de Tramacastilla hasta enlazar con el río Escarra. La base del perfil está formada por gravas gruesas heterométricas en capas decimétricas. Por encima de este tramo se disponen gravas finas, arenas y limos en secuencias granodecrecientes. La parte media del perfil está compuesta esencialmente por limos finos. A techo, una nueva intercalación de gravas seguida por un paquete de 1 m de espesor de limos granodecreciente finaliza el perfil. Estos materiales corresponden a facies depositadas en un medio lacustre muy influenciado por los aportes de torrentes. Las secuencias granodecrecientes reflejan la variable energía de depósito en el litoral del lago,

propia de ambientes deltaicos en lagos clásticos. Por otra parte, el pequeño tamaño del paleolago explica el dominio de las facies más gruesas (gravas y arenas). Las intercalaciones de gravas indican dos periodos de intensificación de la actividad torrencial en el litoral del lago. Los limos finos de la zona intermedia representan un periodo dominado por la sedimentación fina, que probablemente correspondería a la mayor extensión superficial del lago y mayor profundidad.

Con el fin de realizar un análisis del contenido polínico y para obtener dataciones del relleno a partir de polen concentrado (con 14C AMS) se tomaron dos muestras, una de los limos masivos, a 350 cm de profundidad, y otra de los limos laminaados a 275 cm de profundidad. La primera de las muestras dio un bajísimo contenido en polen, de manera que no ha sido posible deducir la composición vegetal ni obtener una edad de la base. La segunda muestra posee una concentración polínica bastante baja, rozando los 3.000 granos de polen por gramo, pero suficiente para su datación. La edad obtenida ha sido 20.600 ± 170 años B.P(AZ-35870). El espectro polínico muestra una relación AP/NAP a favor de las herbáceas, con un estrato arbóreo-arbustivo alrededor del 25% si se extrae la presencia de pino de la suma total. El paisaje vegetal estaría dominado por gramíneas, labiadas, fabáceas, liliáceas y *Helianthemum*, que crecerían junto a taxa indicadores de espacios abiertos como *Chenopodiaceae*, *Carduaceae*, *Artemisia*, *Centaurea*. Una proporción muy baja de polen de *Abies*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus* y *Quercus sp.* refleja el efecto de una lluvia polínica procedente de lugares variados y alejados, correspondientes a enclaves protegidos. La baja concentración y la composición del espectro polínico indican unas condiciones de escasa vegetación relacionable con un periodo muy frío.

El origen de este paleolago está claramente relacionado con el movimiento en masa que alteró el trazado del barranco de Ordecito (ver apartado 4.1). El lago aparece represado por colinas alomadas formadas por pizarras, a la salida de este barranco. No existen restos de depósitos morrénicos que pudieran sugerir un represamiento de las aguas por una morrena del glaciar de Escarra. La coincidencia existente entre el cambio de facies sedimentarias en el ibón de Tramacastilla y la data-

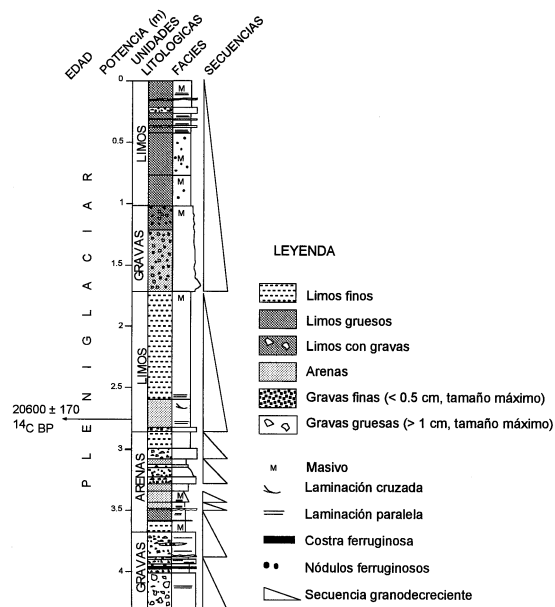


Figura 5. Registro del Paleolago Inferior de Tramacastilla
Figure 5. Record of the Tramacastilla Lower Paleolake.

ción del paleolago confirma la estrecha relación entre este último y el movimiento en masa que cambió localmente el modelo de drenaje.

4.3 Las morrenas del valle de Escarra

El valle de Escarra encierra varios complejos morrénicos compuestos a su vez por distintos cordones. En la figura 6 se señalan las morrenas del valle de Escarra con una letra mayúscula que corresponde a cada uno de los episodios glaciares importantes. En la figura 7 se reconstruye la evolu-

ción de la masa de hielo, que puede resumirse como sigue:

- i) El máximo nivel alcanzado por los hielos está determinado por una placa de materiales morrénicos situada a 1800 m, al oeste-noroeste del ibón de Tramacastilla, unos 100 m por encima del interfluvio entre el valle de Escarra y el valle de Lana Mayor (Fig. 6, A). Este nivel superior se corresponde con un cordón muy claro (1840 m) en la margen izquierda del valle (Fig. 6, A1), y

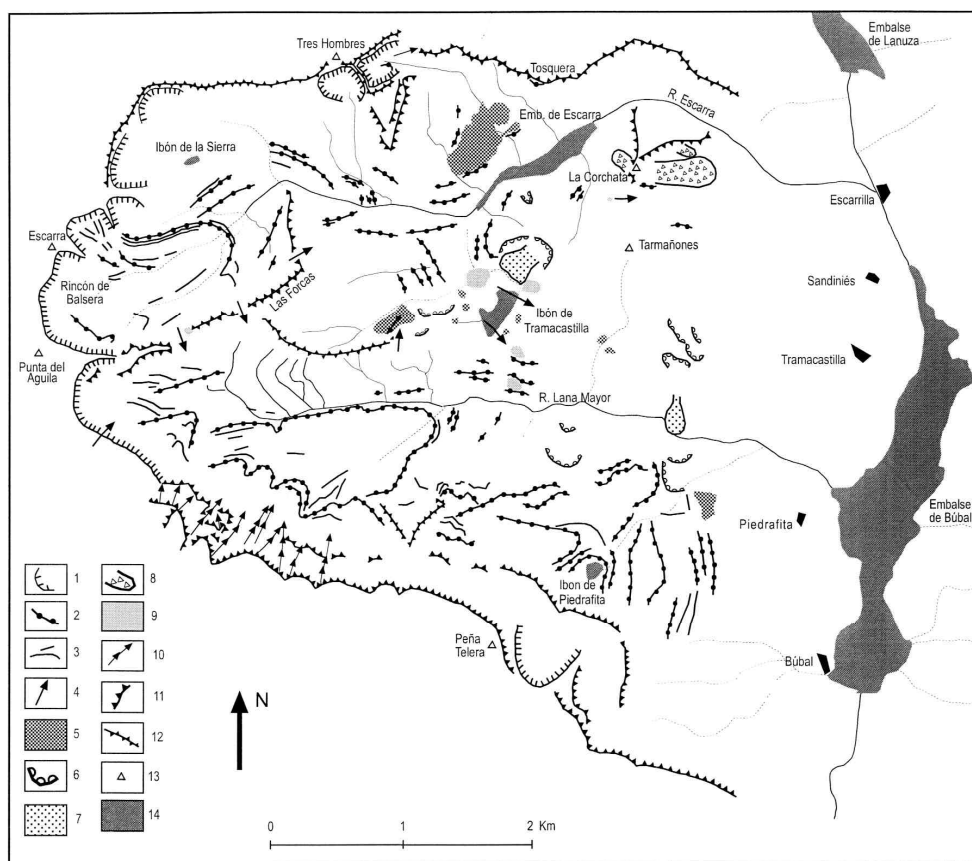


Figura 6. Mapa geomorfológico de los valles de Escarra y Lana Mayor. 1: Circos glaciares. 2: Cordones morrénicos principales. 3: Cordones morrénicos secundarios. 4: Dirección del flujo de hielo en los collados de transfluencia. 5: Acumulaciones morrénicas (tills) informes. 6: Cicatrices de grandes deslizamientos. 7: Lengüas de deslizamientos. 8: Grandes avalanchas de rocas. 9: Antiguos lagos glaciares colmatados. 10: Canales de avalanchas. 11: Escarpes estructurales. 12: Divisorias. 13: Picos principales. 14: Lagos y embalses. Las letras mayúsculas y minúsculas representan la localización de depósitos que se describen en los apartados 4.3 y 4.4

Figure 6. Geomorphic map of the Escarra and Lana Mayor valleys. 1: Glacial cirques. 2: Main morainic ridges. 3: Secondary morainic ridges. 4: Ice flow in the transfluence passes. 5: Amorphous morainic accumulations (tills). 6: Scars of big landslides. 7: Tongues of landslides. 8: Large rock avalanches. 9: Old glacial lakes infilled of sediment. 10: Avalanche pathways. 11: Structural cliffs. 12: Divides. 13: Main peaks. 14: Lakes and reservoirs. Small and capital letters represent the location of the deposits described in chapters 4.3 and 4.4.

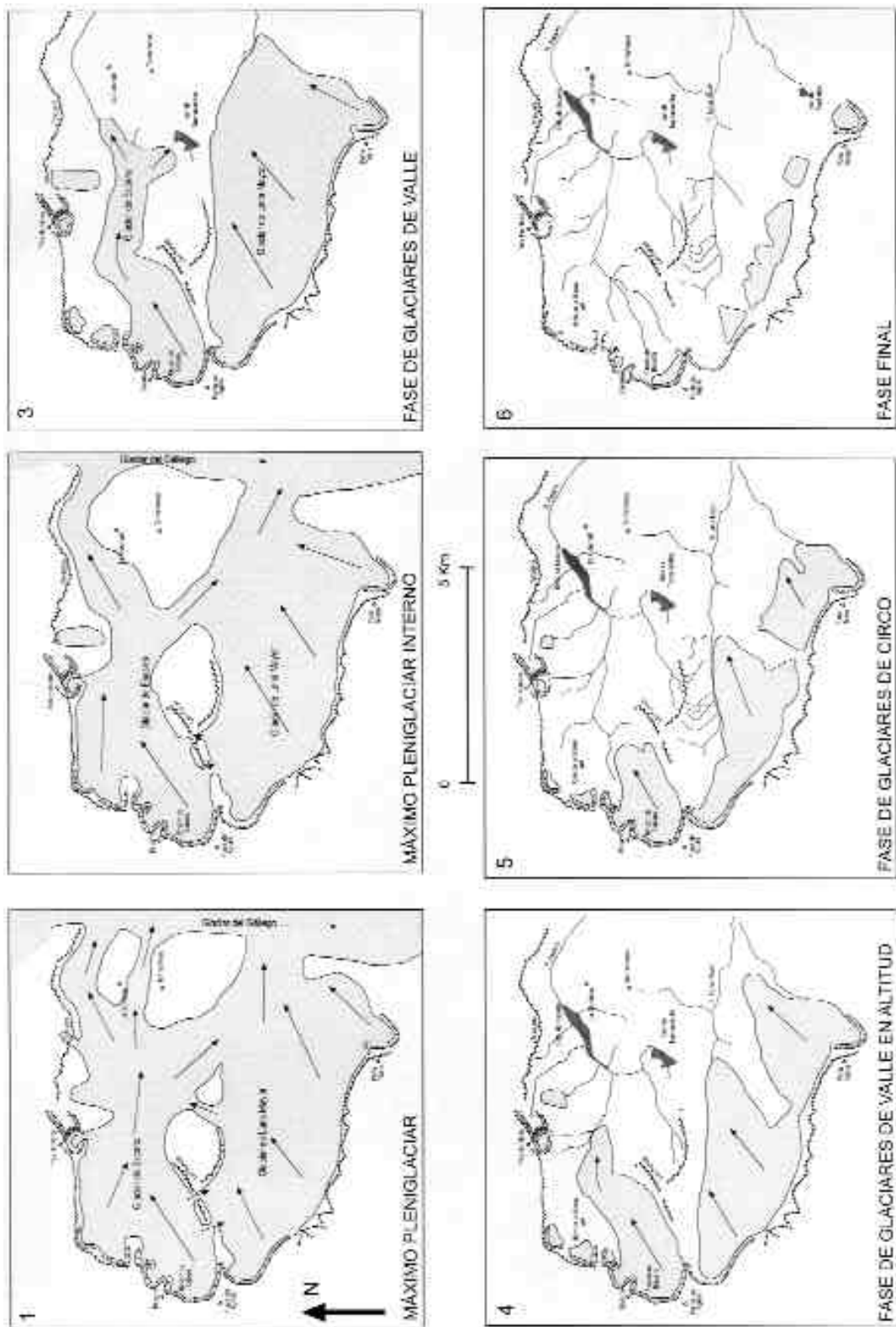


Figura 7: Extensión de los glaciares de Escarra y Lana Mayor durante los diferentes episodios identificados en este trabajo.
Figure 7. Extent of the Escarra and Lana Mayor glaciers during the different stages identified in this paper.

con una acumulación morrénica en el collado Tosquera (Fig. 6, A2), que funcionó como collado de transfluencia (1830 m) desde el valle de Escarra hacia la cabecera del valle del Gállego (Fig. 7.1). La potencia del hielo era de unos 230 m en el actual embalse de Escarra.

En ese momento el glaciar de Escarra pasaba claramente por encima del collado de Tramacastilla, donde excavó la cubeta en la que más tarde se alojaría el ibón del mismo nombre, y emitía una lengua de hielo hacia el valle de Lana Mayor. También desbordó por el collado entre Tarmañones y Punta de la Cochata hacia el valle del Gállego. Este collado queda a 1755 m, altitud claramente inferior a la potencia máxima del hielo. Además en el collado hay restos morrénicos dispersos que indican el paso del hielo que, en la vertiente del Gállego, dejó dos cordones morrénicos (Fig. 6, A3).

Después de este máximo hubo dos momentos de estabilización en el retroceso, con la sedimentación de cordones morrénicos situados a altitud ligeramente inferior (Fig. 6, B y 6, B1). Por su posición topográfica, pueden integrarse en el mismo episodio que el máximo. La reducción de potencia no impide que el hielo siga pasando por encima del interfluvio del ibón de Tramacastilla, pero ya no alcanzaba otros collados de transfluencia. Sin ninguna duda el hielo llegaba a enlazar con el glaciar principal del Gállego siguiendo la garganta del valle de Escarra (Fig. 7.2).

Todos los restos morrénicos correspondientes al máximo o sus etapas de retroceso inmediato están formados fundamentalmente por materiales paleozoicos con cantos y bloques estriados, empastados en una matriz grisáceo-azulada muy abundante, con porcentajes variados de areniscas y cuarcitas (entre 47 y 60%) y calizas negras devónico-carboníferas (en torno al 50%). Las calizas y areniscas cretácicas y paleocenas representan como máximo el 8%. Estas proporciones son lógicas si se tiene en cuenta que la mayor parte de la cuenca de

Escarra está formada por materiales paleozoicos (excepto en el circo de cabecera) y que en el momento del máximo prácticamente toda la cuenca abastecía de sedimentos al glaciar.

Otro depósito de gran interés relacionado con el máximo es el que se localiza en el barranco de Ordecito (Fig. 6, A4), entre 1800 y 1850 m, muy próximo al nivel más alto descrito en el valle de Escarra, junto al ibón de Tramacastilla. A diferencia de las morrenas altas del valle de Escarra, casi todos los bloques son areniscas cretácicas (45%) y calizas cretácicas y paleocenas (45%), mientras que las areniscas y cuarcitas paleozoicas representan sólo el 8% y las calizas negras devónicas, el 2%. No hay apenas bloques estriados. Este depósito procede claramente del valle de Lana Mayor, a través del collado de El Escuch y forma un tapiz morrénico bastante extenso en el que se aprecia la existencia de al menos un cordón con dirección hacia el noreste. No hay indicios de que el hielo del glaciar de Lana Mayor llegase a enlazar con el de Escarra.

- ii) Tras estos episodios correspondientes al máximo pleniglacial, el hielo retrocedió muy hacia el interior del valle. Posteriormente un nuevo recrudecimiento del frío determinó un claro reavance del glaciar de Escarra, aunque sin alcanzar las dimensiones del máximo (Fig. 7.3). A esta etapa corresponden sendas alineaciones morrénicas a ambos lados del valle (Fig. 6, C y 6, C1 en la orilla derecha; Fig. 6, C3, 6, C4 y 6, C5 en la orilla izquierda). Al llegar a la zona del Puente de Escarra una parte de la masa de hielo giraría a su derecha, hacia el interfluvio del ibón de Tramacastilla pero ya no lo rebasaría (Fig. 6, C2 y Fig. 6, C3), con un espesor que aquí escasamente alcanzaba los 80 m. La zona terminal del glaciar debería estar situada en la zona media del actual embalse de Escarra. En ese momento se había cortado ya la alimentación desde otros glaciares tributarios.

Las morrenas formadas durante esta fase presentan características similares a las del máximo principal, con predominio de areniscas y cuarcitas paleozoicas (70%), segui-

das por las pizarras (11%), areniscas calcáreas cretácicas (11%), calizas cretácicas y paleocenas (4%) y grauwas (4%). Numerosos cantos presentan estrías, y la matriz fina, todavía muy abundante, tiene el mismo color grisáceo-azulado.

iii) Un tercer complejo de depósitos morrénicos se localiza aguas arriba, en un momento en que el glaciar de Escarra formaba una lengua de sólo 4 kilómetros de longitud (Fig. 6, D y Fig. 7.4). En la Caseta del Pastor se distinguen tres arcos frontales que se prolongan hacia aguas arriba por medio de cordones laterales bien marcados. En la zona de Rincón de Balsera se han identificado otros dos cordones morrénicos laterales a derecha e izquierda que tienden a confluir (Fig. 6, D1).

Lo más característico de este complejo morrénico es la gran importancia que adquieren las areniscas y calizas cretácicas y paleocenas. La morrena lateral izquierda está compuesta casi exclusivamente por estos materiales y la matriz fina es de color pardo ferruginoso, muy diferente de los *tills* más antiguos. Los tres arcos frontales están compuestos en superficie por grandes bloques de areniscas y calizas, cretácicas y paleocenas, sin ninguna estría y dispuestos de forma caótica, muchos de ellos de orden decamétrico. El corte que realiza el río Escarra al atravesarlos permite comprobar que internamente poseen numerosos cantos de calizas devónicas y la matriz fina tiene en este caso un color más grisáceo.

iv) Dentro del Rincón de Balsera, en la zona del circo, se identifica un gran arco con cierre frontal muy bien definido (Fig. 6, E). Internamente aparecen otros dos cordones laterales por la margen izquierda, pegados al cordón principal. El sector interior encerrado por estos arcos y cordones está constituido por un caos de grandes bloques heterométricos, algunos de varios metros de eje mayor, sin ninguna estría glacial, formando depresiones y crestas sin continuidad. Todos los materiales proceden de la pared del fondo del circo, es decir, areniscas y calizas cretácicas y paleocenas.

Este depósito se interpreta como los restos de un glaciar negro o cubierto, resultado de un reavance en un momento en el que la producción de bloques y clastos desde las paredes del circo fue especialmente intensa. En ese momento el hielo alcanzó una longitud ligeramente superior a 2 kilómetros, con un espesor máximo de 80 a 100 m (Fig. 7.5).

v) Muy pegado a la pared del circo de Rincón de Balsera se localiza un cordón morrénico de grandes dimensiones (Fig. 6, F). Está formado por grandes bloques de calizas y areniscas cretácicas y paleocenas totalmente angulosos y sin evidencias de estrías glaciares. La matriz fina es muy escasa. Este depósito fue formado por una placa de escasa entidad y movilidad, funcionando ocasionalmente como un *protalus rampart* (Fig. 7.6). Posteriormente la base de la pared fue ocupada por un talud de derrubios.

4.4 Las morrenas del valle de Lana Mayor

La Fig. 6 muestra que el valle de Lana Mayor posee también abundantes restos morrénicos, habiéndose identificado los diferentes episodios por una letra minúscula (ver también la Fig. 7). Sin embargo, su evolución ha sido algo diferente a la del valle de Escarra, debido sobre todo a su condicionamiento topográfico: se trata de un valle mucho más amplio y claramente disimétrico, que ha alojado varios glaciares individuales en determinadas fases de retroceso. Como en el caso del valle de Escarra, pueden distinguirse varios complejos morrénicos; así:

i) La máxima expansión glacial de Lana Mayor está delimitada por dos restos correspondientes a transfluencias y por la gran acumulación morrénica situada al este del ibón de Piedrafita. La primera transfluencia corresponde al paso de hielo del glaciar de Lana Mayor hacia el glaciar de Escarra por el collado de El Escuach, habiendo dejado un till disperso en la cabecera del barranco de Ordecito (Fig. 6, A4). El espesor del hielo estaría en torno a 200-250 m. La segunda transfluencia se refiere al paso de hielo desde el glaciar de Escarra al de Lana Mayor a tra-

vés del interfluvio del ibón de Tramacastilla. La observación detallada de la ladera septentrional del valle de Lana Mayor confirma la existencia de pequeños afloramientos morrénicos alojados en un barranco hacia 1650 m (Fig. 6, a) Está compuesto por calizas devónicas y cuarcitas, lo que demuestra su relación con el valle de Escarra. El hielo tendría aquí un espesor de unos 175 m.

Al este del ibón de Piedrafita hay dos grandes cordones morrénicos orientados de norte a sur, algo más sinuoso el oriental que el occidental (Fig. 6, a1); el primero culmina a 1677 m y el segundo a 1697 m, según la Hoja nº 176 del M.T.N. (Sallent de Gállego). Por su orientación y gran envergadura, podrían atribuirse al glaciar del Gállego coincidiendo también con su máxima expansión. No obstante, el análisis de este depósito obliga a desechar esa idea: los materiales son exclusivamente cretácicos y paleocenos, procedentes del escarpe de Sierra Telera, en la vertiente sur del valle de Lana Mayor; no hay ni un solo canto de granito ni de areniscas rojas permotriásicas, propios de la cabecera del valle del Gállego. Estas morrenas habrían sido depositadas por una gran masa de hielo procedente del circo de Peña Telera (Fig. 7.1 y 7.2). Más al este, a 1550 m, aparecen los primeros cordones morrénicos pertenecientes al glaciar del Gállego.

- ii) Un segundo máximo, más restringido espacialmente, está representado por varios cordones situados inmediatamente al sur del interfluvio del ibón de Tramacastilla (Fig. 6, b). Estos cordones están muy bien definidos, aunque tienen una topografía modesta. Entre ellos alojan pequeñas depresiones rellenas con depósitos glaciolacustres cuyo contenido polínico se ha revelado extraordinariamente bajo, insuficiente en todo caso para obtener dataciones a partir de polen concentrado.

La composición litológica de estos cordones indica un predominio muy marcado de areniscas (70%) y calizas (28%) cretácicas, mientras las cuarcitas paleozoicas representan sólo un 2%. Son claramente materiales del valle de Lana Mayor y reflejan un

momento en que la transfluencia desde el valle de Escarra por el interfluvio del ibón de Tramacastilla ya no funcionaba. Sin ninguna duda, en este momento el glaciar de Lana Mayor no salía de los confines del valle, formando una o dos masas de hielo de escasa potencia y con dirección de flujo predominante hacia el norte-nordeste (Fig. 7.3).

- iii) Más al interior de las morrenas anteriores se identifican otros cordones que, orientados de norte a sur, cierran lenguas de modestas dimensiones (Fig. 6,c). En este momento el glaciar de Lana Mayor estaba claramente subdividido en dos masas de hielo independientes (Fig. 7.4).
- iv) Existen evidencias de dos glaciares negros o cubiertos, similares al descrito en el Rincón de Balsera (cabecera de Escarra) en Majada Vieja (al oeste) y en la Plana del Portillo (al este) (Fig. 6, d). En ese momento, del pie de las paredes de Sierra Telera arrancaban dos masas de hielo muy poco potentes, cubiertas por grandes bloques de calizas y areniscas que, una vez fundido el hielo, formaban depósitos caóticos, bien delimitados por morrenas frontales y latero-frontales, con algunos cordones internos escasamente definidos (fig. 7.5).
- v) El reavance más reciente y espacialmente restringido corresponde a una serie de arcos pegados a la base de la pared de Sierra Telera, que pueden seguirse bien desde el extremo occidental del valle de Lana Mayor hasta el ibón de Piedrafita (Fig. 6, e). En algunos casos pueden incluso identificarse varios arcos pegados unos a otros. Todos ellos están relacionados con pequeñas placas de hielo alimentadas por canales de avalancha (Fig. 7.6). Una vez desaparecidas las placas de hielo, la actividad crioclástica y de avalanchas de nieve ha generado un continuo sistema de taludes de derrubios aún muy activos.

5. Discusión

Las dataciones obtenidas en el valle de Escarra contribuyen a definir mejor la cronología del glacia-

rismo surpirenaico. La fig. 7 permite seguir además la extensión ocupada por los dos glaciares durante las distintas secuencias identificadas en este trabajo.

El máximo pleniglaciario está representado especialmente por las morrenas más altas del valle de Escarra, así como por varias transfluencias, entre las que destaca la que se producía desde el valle de Escarra hacia el de Lana Mayor a través del interfluvio del ibón de Tramacastilla. A esta fase corresponden también los dos grandes cordones morrénicos localizados al este del ibón de Piedrafita, depositados por la lengua de hielo que descendía desde el circo de Telera. En ese momento (Fig. 7.1) el hielo ocupaba casi toda la superficie de ambos valles, con excepción de las paredes más altas de la vertiente norte de Sierra Telera y algunos interfluvios. El resto formaría un amplio campo de hielo en el que las transfluencias de un valle a otro eran muy comunes. El espesor del hielo superó los 200 m en el valle medio del Escarra (actual embalse de Escarra).

Es importante tener en cuenta que, al menos de acuerdo con los depósitos del valle de Escarra, después del máximo hubo dos episodios de estabilización con una menor potencia de hielo (lo que limitaría el número de transfluencias) (Fig. 7.2). Así lo demuestra la sucesión de cordones morrénicos al oeste-noroeste del ibón de Tramacastilla y en la ladera septentrional del valle de Escarra. Los dos grandes cordones morrénicos al este del ibón de Piedrafita también confirman la existencia de más de un episodio dentro de la fase del máximo.

Este esquema es común en otros valles pirenaicos. Así, en el Gállego (García Ruiz & Martí Bono, 1994; Martí Bono, 1996; Serrano, 1998), en el Ésera (Martínez de Pisón, 1989; García Ruiz *et al.*, 1992), en el valle de Hecho (Martí Bono, 1996) y en el valle del Ara (García Ruiz & Martí Bono, 1994) se han encontrado, aunque no de forma continuada, tres cordones laterales asociados al máximo pleniglaciario. La cubeta terminal del glaciar del Aragón (Martí Bono, 1996) muestra igualmente varios arcos frontales y cordones laterales, que ya habían sido descritos por otros autores (por ej., Nussbaum, 1949). Incluso en otras montañas españolas es posible encontrar varios episodios relacionados con el máximo (Martínez de Pisón & Alonso Otero, 1992), como sucede en el Sistema Ibérico (García Ruiz *et al.*, 1997). La cronología del máximo pleniglaciario ha sido muy controvertida pero, en

todo caso, es mucho más antigua de lo que pudiera pensarse en un principio. Las dataciones obtenidas en la secuencia glaciolacustre de Biscaye (Gave de Pau) (Mardonès & Jalut, 1983) ponen de manifiesto que el máximo es anterior a 38.000 años B.P. Bordonau (1992) lo retrotrae hasta una edad entre 45.000 y 50.000 años B.P. Vilaplana & Montserrat (1989) lo enmarcan entre 70.000 y 50.000 años B.P. En el caso de los valles de Escarra y Lana Mayor hay una evidencia muy clara: el depósito de ritmitas glaciolacustres del ibón de Tramacastilla ha sido datado en 29.400 ± 600 años B.P. (Montserrat, 1992). Para entonces el máximo glaciar ya había durado mucho tiempo que se había producido, pues las morrenas que delatan el máximo quedan unos 100 m por encima del interfluvio en que se localiza el ibón de Tramacastilla. A partir de los datos disponibles no es posible concretar más la edad del máximo. De hecho, de acuerdo con diversos autores, a partir de 75.000-80.000 años B.P. se inicia un periodo muy frío con varios interstadios cálidos, aunque relativamente breves (Mangerud, 1991; Truex & Kelts, 1993), lo que contribuye a explicar la existencia de varios depósitos relacionados con el máximo pleniglaciario.

Es cierto que una fecha tan temprana para el máximo no coincide con el modelo de evolución del clima para Europa, basado en la expansión y contracción del inlandsis escandinavo. Este modelo señala que el máximo frío y las mayores dimensiones del inlandsis se producen en torno a 20.000 años B.P. (Mangerud, 1991; Andersen & Borns, 1994), es decir, mucho más tardíamente que en los Pirineos. Sin embargo, Seret *et al.* (1990) demostraron que en los Vosgos franceses la máxima expansión del glaciar se produjo con anterioridad al LGM. Las razones de este diferente comportamiento no están claras, pero parece evidente que los periodos más fríos han coincidido con momentos muy secos que han podido limitar localmente la expansión de los glaciares pirenaicos. Debe tenerse en cuenta que durante los periodos más fríos del Pleistoceno Superior el Atlántico Norte permaneció helado hasta latitudes muy bajas, reduciendo drásticamente la alimentación en humedad de las corrientes frontales que pudieran afectar a la Península Ibérica. No es, pues, sorprendente que un periodo muy frío que origine una expansión de los glaciares del Norte de Europa e incluso de los

Alpes, dé lugar a una expansión más modesta en latitudes más bajas, como es el caso de los Pirineos.

Tras el máximo pleniglaciario y sus consiguientes estabilizaciones en el retroceso, los glaciares de Escarra y Lana Mayor experimentaron un fuerte retroceso que, por otra parte, tiene su correspondencia en la evolución climática del Hemisferio Norte. Así, Mangerud (1991) señala que algunas series cronológicas obtenidas con uranio y termoluminiscencia indican que se produjo una gran fusión en los inlandsis entre 30.000 y 40.000 años B.P. Posteriormente tendría lugar un recrudecimiento del frío que, en el caso de los valles de Escarra y Lana Mayor, se manifiesta en un nuevo conjunto de morrenas situadas a menor altitud que las anteriores. En el caso del valle de Escarra el reavance queda bien delimitado por unas morrenas laterales que descienden hacia el Puente del Escarra y que llegaron a emitir un lóbulo de hielo hacia el interfluvio del ibón de Tramacastilla. Este último, sin embargo, ya no actuó como collado de transfluencia, pues la lengua del glaciar de Escarra quedó por debajo del interfluvio. En el valle de Lana Mayor las morrenas correspondientes a esta fase se localizan al sur del interfluvio del ibón de Tramacastilla y reflejan un glaciar muy restringido espacialmente (Fig. 7.3).

Este reavance ha sido denominado «Fase de glaciares de Valle» (Bordonau, 1992) y «Fase de Disociación Glaciario» (Martínez de Pisón, 1989; Serrano, 1998), en un momento en que algunos tributarios importantes ya no conectaban con el glaciar principal. En el valle del Gállego, el glaciar principal no superaría la barrera de las Sierras Interiores (Martínez de Pisón y Serrano, 1998), como lo demuestra la fecha obtenida por Montserrat (1992) en la base de la dolina de Búbal (20.800 años B.P.).

La edad de esta fase oscila entre 20.000 y 25.000 años B.P., sin que pueda precisarse mucho más, coincidiendo con el recrudecimiento del frío del Pleistoceno final. En el valle de Escarra la única referencia cronológica es el paleolago inferior de Tramacastilla, que ha sido datado en 20.600 ± 160 años B.P. Para entonces el glaciar de Escarra habría iniciado ya un nuevo retroceso.

Los intentos realizados para datar los depósitos glaciolacustres situados entre las morrenas del valle de Lana Mayor (al sur del interfluvio del ibón

de Tramacastilla), han sido infructuosos por ausencia de polen. De todas formas, este fenómeno confirma las condiciones extremas del clima durante este reavance glaciario, con vegetación muy escasa en las áreas libres de hielo.

Después de este reavance o segundo máximo, se han detectado tres fases de menor entidad, pero muy bien marcadas en los valles de Escarra y Lana Mayor. En los tres casos debe hablarse de auténticos reavances y no de estabilización en el retroceso.

Las morrenas frontales de la Caseta del Pastor en el valle de Escarra (Fig. 6, D) y otras identificadas en el valle de Lana Mayor (Fig. 6, c) parecen coincidir con la «Fase de Glaciares de Valle en Altitud» (Bordonau, 1992) y con la llamada «Fase Principal de Retroceso Finiglaciario» (Martínez de Pisón y Serrano, 1998). En el valle de Escarra el glaciar tendría algo más de 4 kilómetros de longitud, y en el valle de Lana Mayor se habría subdividido el glaciar inicial en dos lenguas que probablemente se mantenían unidas en la base de la pared de Sierra Telera (Fig. 7.4).

Según Bordonau (1992) este episodio tiene una edad comprendida entre 16.000 y 15.000 años B.P., dentro de lo que puede definirse en sentido amplio como *Late Glacial* o Finiglaciario.

Los glaciares negros o cubiertos de Escarra (uno en el circo de Rincón de Balsera) y de Lana Mayor (dos individualizados desde la cara norte de Sierra de Telera), marcan un nuevo reavance tras la fusión prácticamente completa de los glaciares del episodio anterior (Fig. 7.5). Los tres glaciares negros representan un episodio, seguramente corto, de recrudecimiento del frío con gran producción de bloques desde las paredes de Sierra Telera y del circo de Rincón de Balsera. Que se trata de un episodio de avance y no de estabilización en el retroceso lo prueba, en primer lugar, el hecho de que sus características morfométricas y sedimentarias no tienen nada que ver con episodios anteriores; y, en segundo lugar, el que en su frente el glaciar negro de Escarra esté formado preferentemente por calizas cretácicas y paleocenas, cuya presencia requiere el descubrimiento previo de la pared del circo, pues esas calizas se alojan en la base del mismo.

Este episodio se corresponde con el que Bordonau (1992) y Copons & Bordonau (1997) llaman «Episodio de Glaciares de Circo», con una edad entre 14.000 y 13.000 años y que ha sido data-

do recientemente como anterior a 13.470 ± 60 años B.P. (Copons & Bordonau, 1996). Coincidiría así con el recrudescimiento del frío del Dryas antiguo.

El último episodio está representado por un conjunto de morrenas muy voluminosas al pie de Sierra Telera y del circo de Rincón de Balsera. Fueron depositadas por masas de hielo limitadas a la base de la pared (con excepción de la morrena que cierra el ibón de Piedrafita) y sobrealimentadas por avalanchas en un proceso mixto glaciario-*prota-lus rampart* (Fig. 7.6). En todo caso, estas morrenas muestran evidencias de flujo. Serrat (1979) y Bordonau (1992) atribuyen a este episodio (al que llaman «Fase de Glaciares Rocosos») una edad entre 11.000 y 10.000 años, es decir, durante el Dryas reciente (ver también Montserrat, 1992; Jalut et al., 1992).

6. Conclusiones

Los valles de Escarra y Lana Mayor contienen un elevado número de depósitos glaciares y lacustres que permiten establecer una secuencia muy completa de la evolución glaciario desde el momento del máximo hasta las etapas más tardías de la deglaciación.

El estudio de los glaciares de Escarra y Lana Mayor ha confirmado que el máximo glaciario en los Pirineos es muy temprano (posiblemente anterior a 50.000 años B.P.) y que no coincide con la máxima expansión del inlandsis escandinavo. Esta última tendría lugar en torno a 20.000 años B.P., coincidiendo con el máximo frío de finales del Pleistoceno. Este fenómeno ha sido observado también en otras montañas europeas (Seret et al., 1990), y demuestra que el máximo glaciario no tiene por qué haber ocurrido a la vez en todo el planeta (Bordonau et al., 1993). En el caso de los Pirineos, el crecimiento de los glaciares en una fase muy temprana se habría producido en un momento de mayor innivación y en un ambiente de frío no tan intenso como el que sobrevendría a finales del Pleistoceno.

Durante el momento de máximo frío, las precipitaciones serían muy inferiores a las actuales por el efecto de la expansión del hielo oceánico sobre la circulación general atmosférica y sobre el conte-

nido en humedad de las corrientes frontales. Es entonces cuando tendría lugar un segundo máximo, de menor entidad que el primero.

Los siguientes episodios son también muestras de reavances glaciares ligados a recrudescimientos climáticos. Los resultados obtenidos en este valle y en otros del Pirineo Central demuestran que existe una serie de episodios generalizables a la vertiente meridional de la cordillera. La cronología es, no obstante, incompleta y se necesitan estudios sedimentológicos y palinológicos de detalle que permitan ajustar mejor las fechas de los eventos más importantes.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado con el apoyo parcial del Proyecto «Isotope sedimentology of 40 ka time - series from Iberian sites as a test for abrupt arid/humid switching within the Mediterranean climate zone» (EAR 941-8657), financiado por la National Science Foundation de EEUU, y «Periodos áridos en la zona mediterránea de la Península Ibérica desde el último máximo glacial: cronología, caracterización e implicaciones paleoclimáticas» (REN2000-1136/CLI), financiado por la CICYT. Los autores agradecen las valiosas sugerencias de los Dres. Jaume Bordonau y Javier de Pedraza durante el proceso de evaluación de este artículo.

Referencias bibliográficas

- Andersen, B.G. & Borns Jr., H.W. (1994). *The ice age world*. Scandinavian University Press, 208 pp., Oslo.
- Barrère, P. (1966). La morphologie quaternaire dans la région de Biescas et de Sabiñánigo (Haut Aragón). *Bull. Ass.Franc. Etude du Quat.*, 2: 129-138.
- Bordonau, J. (1992). *Els complexos glaciario-lacustres relacionats amb el darrer cicle glaciario als Pirineus*. Geofoma Ediciones, 251 pp., Logroño.
- Bordonau, J., Vilaplana, J.M. & Fontugne, M. (1993): The glaciario-lacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glaciario cycle in the Pyrenees. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316 série II: 807-813.
- Calvet, M. (1998). Los complejos fluvio-glaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos orientales) y sus enseñanzas. In *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti, eds.), Universidad de Santiago de Compostela, pp. 263-290, Santiago de Compostela.
- Chueca, J., Peña, J.L., Lampre, F., García Ruiz, J.M., Martí Bono, C. (1998). *Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*. Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, 104 pp., Zaragoza.

- Copons, R. & Bordonau, J. (1996). El registro sedimentario del Cuaternario reciente en el lago Redó d'Aigües Tortes (Pirineos centrales). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 21: 249-260.
- Copons, R. & Bordonau, J. (1997). El último ciclo glacial (Pleistoceno Superior-Holoceno) en el macizo de la Maladeta (Pirineos centrales). *Rev. Soc. Geol. Española*, 10 (1-2): 55-66.
- Dupré, M. (1992). Palinología. *Cuadernos Técnicos de la SEG*, 5: 1-30.
- García Ruiz, J.M. (1989). *Mapa geomorfológico. Sallent*. Geoforma Ediciones, 29 pp., +1 mapa, Logroño.
- García Ruiz, J.M. & Martí Bono, C. (1994). Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo aragonés. En *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones* (C. Martí Bono & J.M. García Ruiz, eds.), Geoforma Ediciones, pp. 17-32, Logroño.
- García Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. & Creus, J. (1985). *Los recursos hídricos superficiales del Alto Aragón*. Instituto de Estudios Altoaragoneses, 224 pp., Huesca.
- García Ruiz, J.M., Bordonau, J., Martínez de Pisón, E. & Vilaplana, J.M. (1992). *Mapa geomorfológico. Benasque*. Geoforma Ediciones, 39 pp., Logroño.
- García Ruiz, J.M., Ortigosa, L., Pellicer, F. & Arnáez, J. (1997). Geomorfología glacial del Sistema Ibérico. En *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti, eds.), Universidade de Santiago de Compostela, pp. 349-381, Santiago de Compostela.
- Jalut, G., Montserrat, J., Fontugne, M., Dulibras, G., Vilaplana, J.M. & Julià, R. (1992). Glacial to interglacial vegetation changes in the northern and southern Pyrenees: glaciation, vegetation cover and chronology. *Quaternary Science Reviews*, 11: 449-480.
- Mangerud, J. (1991). The last interglacial/glacial cycle in northern Europe. In *Quaternary landscapes* (L.C.K. Shane & E.J. Cushing, eds.), University of Minnesota Press, pp. 38-75, Minneapolis.
- Mardonès, M. & Jalut, G. (1983). La tourbière de Biscaye (alt. 409 m, Hautes Pyrénées): approche paléoécologique des 45.000 dernières années. *Pollen et Spores*, 25(2): 163-212.
- Martí Bono, C. (1996). *El glaciario cuaternario en el Alto Aragón Occidental*. Tesis Doctoral, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 254 pp., Barcelona.
- Martínez de Pisón, E. (1989). Morfología glacial del valle de Benasque (Pirineo aragonés). *Eria*, 1989: 51-64.
- Martínez de Pisón, E. & Alonso Otero, F. (1992). Algunas reflexiones sobre el glaciario en las montañas españolas. *Cuadernos de Sección. Historia*, 20: 109-121.
- Martínez de Pisón, E. & Serrano, E. (1998). Morfología glacial del valle de Tena (Pirineo aragonés). En *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti, eds.), Universidade de Santiago de Compostela, pp. 239-261, Santiago de Compostela.
- Montserrat, J. (1992). *Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio paleontológico*. Instituto Pirenaico de Ecología, 147 pp., Zaragoza.
- Nussbaum, F. (1949). Sur les traces des glaciers quaternaires dans la région de l'Aragón. *Pirineos*, 13-14: 497-518.
- Ríos, L.M., Galera Fernández, J.M., Baretino Fraile, D. & Lanaja del Busto, J.M. (1989). Mapa geológico de España escala 1: 50.000, 2ª Serie (MAGNA). Hoja de Sallent de Gállego (Nº 145). IGME.Serv. Pub. Mº Industria, Madrid.
- Seret, G., Dricot, E. & Wansard, G. (1990). Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature*, 346: 453-456.
- Serrano, E. (1992). Huellas de una glaciación pre-pleistocénica en la Ribera de Biescas (cuenca del Gállego, Pirineo aragonés). *Cuadernos de Sección. Historia*, 20: 213-227.
- Serrano, E. (1998). *Geomorfología del Alto Gállego, Pirineo aragonés*. Institución Fernando El Católico, 501 pp., Zaragoza.
- Serrat, D. (1979). Rock glacier morainic deposits in the eastern Pyrenees. In *Moraines and varves* (Ch. Schluchter, ed.), Balkema, pp. 93-100, Rotterdam.
- Truze, E. & Kelts, K. (1993). Sedimentology and paleoenvironment from the maar lac du Bouchet for the last climatic cycle, 0-120,000 years (Massif Central, France). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 49: 237-275.
- Valero Garcés, B. & Kelts, K. (1997). Desertificación y cambio global en la península Ibérica durante el último ciclo glacial a partir de registros lacustres. En *El paisaje mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en la desertificación* (J.J. Ibañez, B. Valero Garcés & C. Machado, eds.), Geoforma Ediciones, pp. 419-438, Logroño.
- Valero Garcés, B. & Martí Bono, C. (1997). Degradación ambiental e impacto antrópico: técnicas y aportaciones desde la limnogeología. En *Acción humana y desertificación en ambientes mediterráneos* (J.M. García Ruiz & P. López García, eds.), Instituto Pirenaico de Ecología, pp. 99-118, Zaragoza.
- Valero Garcés, B., Martí Bono, C. & Kelts, K. (1998). El Holoceno superior en el valle de Tena, Pirineos occidentales españoles. En *Investigaciones recientes de la Geomorfología española* (A. Gómez Ortiz & F. Salvador, eds.). Sociedad Española de Geomorfología, pp. 463-469, Barcelona.
- Vilaplana, J.M. (1983). *Estudi del glaciariu quaternari de les altes valls de la Ribagorça*. Tesis Doctoral, Dept. de Geomorfologia i Tectònica, Universitat de Barcelona, 322 pp., Barcelona.
- Vilaplana, J.M. & Montserrat, J. (1989). Recent progress in Quaternary stratigraphy: The lake Llauset sequence in the Spanish Pyrenees. In *Quaternary type sections: Imagination or reality?* (J. Rose & Ch. Schluchter, eds.), Balkema, pp. 113-124, Rotterdam.

Recibido el 17 de enero de 2001

Aceptado el 15 de mayo de 2001