

XIII REUNIÓN NACIONAL DE CUATERNARIO

Centre de Congressos d'Andorra la Vella

Andorra, del 4 al 7 de Julio de 2011

Valentí Turu y Ana Constante (Eds.)

SIMPOSIO DE GLACIARISMO EL CUATERNARIO EN ESPAÑA Y ÁREAS AFINES, AVANCES EN 2011

SIMPOSI DE GLACIALISME EL QUATERNARI A ESPANYA I ÀREES AFINS, AVENÇOS EN 2011



M. Chevalier



Col·legi Ciències de la Terra d'Andorra

**SIMPOSIO DE GLACIARISMO. EL CUATERNARIO EN ESPAÑA Y
ÁREAS AFINES, AVANCES EN 2011.**

***SIMPOSI DE GLACIALISME. AVENÇOS EN 2011, EL QUATERNARI A
ESPANYA I ÀREES AFINS.***

**SIMPOSIO DE GLACIARISMO. EL CUATERNARIO EN ESPAÑA Y
ÁREAS AFINES, AVANCES EN 2011**

***SIMPOSI DE GLACIALISME. EL QUATERNARI A ESPANYA I ÀREES
AFINS, AVENÇOS EN 2011***

GUÍA DE CAMPO DE LA XIII REUNIÓN NACIONAL DE CUATERNARIO

Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA)

V. Turu y A. Constante (Eds.)

8-10 de Julio de 2011



M. Chevalier



Col·legi de Tècnics en Ciències de la
Terra d'Andorra

© XIII Reunión Nacional de Cuaternario (Andorra, 2011)

V. Turu y A. Constante (Eds.)

Foto portada: Glaciar rocoso al pie del pico de Envalira, Clots de la Menera (Circo de Grau Roig, Encamp). *Glacera rocallosa al peu del pic d'Envalira, Clots de la Menera (Circ de Grau Roig, Encamp)*. Sergio Jiménez Álvarez (2008).

Diseño portada: Joan Carles García Arpin y M^a Carmen Gutiérrez Rodríguez.

Impreso en: Imprenta Envalira S.L. C. Bonavista, Edifici Sol i neu. Andorra la Vella.

Depósito legal libro de Actas: AND 1009-2011

Depósito legal E-book formato pdf.: AND 1010-2011

ISBN libro de Actas: 978-99920-1-860-6

ISBN E-book formato pdf.: 978-99920-1-861-3

A MODO DE INTRODUCCIÓN

Valenti Turu i Michels i Pablo G. Silva

Con ocasión de la XIII Reunión Nacional de Cuaternario de AEQUA, en la cual se han recibido cerca de 80 contribuciones, se promueve la celebración de un seminario específico sobre glacialismo y paisajes fríos en el Principado de Andorra. Quisiera agradecer a todas las personas y entidades que han participado y que han mostrando en todo momento una gran dosis de ilusión. El simposio se compone de la exposición de 12 trabajos inéditos y 16 paradas de campo expuestas a lo largo de 3 días siguiendo el eje pirenaico (ruta N260) entre Andorra-Puigcerdà y Jaca. La vocación del simposio es la de contrastar los trabajos, junto con los autores e investigadores asociados, que sobre esta temática se han realizado durante esta última década en la Península Ibérica. Si bien durante las dos anteriores décadas se completó la cartografía de las regiones glaciadas, aplicando en los afloramientos clave análisis sedimentológicos que sirvieron de base para el establecimiento cronologías relativas de los procesos glaciares en el ámbito pirenaico. Posteriores análisis geocronológicos con isótopos han permitido el establecimiento de una cronología numérica de los mismos. Por otro lado, hay que destacar la importancia y gran desarrollo que han ido teniendo la aplicación de métodos de prospección geofísica (GPR, sísmica de refracción, tomografía eléctrica, SEV) en el análisis de los depósitos y formas desarrollados en regiones de paisaje frío, a la par de lo que ha ocurrido en otro tipo de ambientes y disciplinas. En paralelo a estos análisis hay que destacar también el gran desarrollo e impacto que han tenido los estudios de enfoque geotécnico en los países anglosajones y que en la Península Ibérica únicamente están siendo aplicados en Andorra. La combinación del conjunto de metodologías mencionadas ha permitido avanzar de forma significativa en el conocimiento paleogeográfico y de los procesos físicos que intervinieron en el modelado de este tipo de paisajes. Si bien entre las décadas de 1980 y la del 2000 los estudios de enfoque paleobotánico y paleoclimático fueron escasos hay que destacar que esta situación se ha mejorado durante los últimos años. Estudios como el del Portalet o el del Estany de Burg (Pirineos Centrales), La Mata y Villaseca de Laciana (Montes de León), Enol (Asturias), y otros están siendo cada vez más abundantes, con una marcada tendencia a la correlación con los registros marinos y de sondeos de hielo en el futuro. Pero la gran evolución de los últimos diez años está en el campo de las dataciones radiométricas e isotópicas; si a finales del siglo pasado el método utilizado era el ^{14}C en el presente siglo ya no es exclusivo, la luminiscencia, termoluminiscencia (OSL y TL), así como el uso de isótopos cosmogénicos es cada vez más abundante. Como ejemplo, esgrimir que la luminiscencia ha permitido recuperar viejos paradigmas puestos anteriormente en duda, como la relación existente entre terrazas fluviales y frentes morrénicos, abriendo nuevamente la puerta del pluriglacialismo después de casi tres décadas de monoglacialismo. Respecto a las dataciones mediante isótopos cosmogénicos hay que decir que el ^{10}Be (radiactivo) está siendo ampliamente utilizado en Pirineos, pero no exclusivamente (Sistema Central), con resultados centrados en el último ciclo glacial que están

permitiendo datar elementos geomorfológicos de carácter fundamentalmente erosivo (ej. superficies estriadas, bloques morrénicos) que anteriormente eran en la práctica imposibles de abordar. El otro isótopo cosmogénico que está siendo utilizado es el ^{21}Ne (Galicia, Asturias, Andorra), isótopo no radioactivo cuyos resultados se contraponen frecuentemente a los obtenidos mediante isótopos cosmogénicos radioactivos; para ello hay que utilizar modelos de producción teórica del isótopo cosmogénico que den sentido geológico a los datos obtenidos. Esperemos que entre todos evitemos que la contracción económica no marque la producción científica de la próxima década. Tenemos la convicción que el presente simposio, y salida de campo aneja, puedan servir para contrastar puntos de vista y buscar enfoques comunes en la difícil labor de leer y entender los paisajes fríos, así como saber transmitir los conocimientos que podamos ir adquiriendo a futuros investigadores.

Andorra la Vella i Àvila al Juliol de 2011.

A MODO D'INTRODUCCIÓ

Valenti Turu i Michels y Pablo G. Silva

En ocasió de la XIII Reunió Nacional de Quaternari de AEQUA, en la qual s'han rebut prop de 80 contribucions, es promou la celebració d'un seminari específic sobre glacialisme i paisatges freds al Principat d'Andorra. Voldria agrair a totes les persones i entitats que han participat i que han mostrant en tot moment una gran dosi d'il·lusió. El simposi es compon de l'exposició de 12 treballs inédits i 16 parades de camp exposades al llarg de 3 dies seguint l'eix pirinenc (ruta N-260) entre Andorra-Puigcerdà i Jaca. La vocació del simposi és la de contrastar els treballs, juntament amb els autors i investigadors associats, que sobre aquesta temàtica s'han realitzat durant aquesta última década a la Península Ibérica. Si bé durant les dues anteriors dècades es va completar la cartografia de les regions glacera, aplicant en els afloraments clau anàlisi sedimentològics que van servir de base per a l'establiment cronologies relatives dels processos glacials en l'àmbit pirinenc. Posteriors anàlisi geocronològics amb isòtops han permès l'establiment d'una cronologia numèrica d'aquests. D'altra banda, cal destacar l'importància i gran desenvolupament que han anat tenint l'aplicació de mètodes de prospecció geofísica (GPR, sísmica de refracció, tomografia elèctrica, SEV) en l'anàlisi dels dipòsits i formes desenvolupades en regions de paisatge fred, al mateix temps del que ha passat en un altre tipus d'ambients i disciplines. En paral·lel a aquestes anàlisis cal destacar també el gran desenvolupament i impacte que han tingut els estudis d'enfocament geotècnic en els països anglosaxons i que a la Península Ibérica únicament estan sent aplicats a Andorra. La combinació del conjunt de metodologies esmentades ha permès avançar de manera significativa en el coneixement paleogeogràfic i dels processos físics que van intervenir en el modelatge d'aquest tipus de paisatges. Si bé entre les dècades de 1980 i la del 2000 els estudis d'enfocament paleobotànic i paleoclimàtic van ser escassos cal destacar que aquesta situació s'ha millorat durant els últims anys. Estudis com el del Portalet o el de l'Estany de Burg (Pirineus Centrals), La Mata i Villaseca de Laciana (Muntanyes de Lleó), Enol (Astúries), i altres estan

sent cada vegada més abundants, amb una marcada tendència a la correlació amb els registres marins i de sondejos de gel en el futur. Però la gran evolució dels últims deu anys és al camp de les datacions radiomètriques i isotòpiques, si a la fi del segle passat el mètode utilitzat era el ^{14}C en aquest segle ja no és exclusiu, la luminiscència, termoluminiscència (OSL i TL) , així com l'ús d'isòtops cosmogènics és cada vegada més abundant. Com a exemple, esgrimir que la luminiscència ha permès recuperar vells paradigmes posats anteriorment en dubte, com la relació existent entre terrasses fluvials i fronts morrènics, obrint novament la porta del pluriglacialisme després de gairebé tres dècades de monoglacialisme. Respecte a les datacions mitjançant isòtops cosmogènics cal dir que el ^{10}Be (radioactiu) està sent àmpliament utilitzat en Pirineus, però no exclusivament (Sistema Central), amb resultats centrats en l'últim cicle glacial que estan permetent datar elements geomorfològics

de caràcter fonamentalment erosiu (ex. superfícies estriades, blocs morrènics) que anteriorment eren en la pràctica impossibles d'abordar. L'altre isòtop cosmogènic que està sent utilitzat és el ^{21}Ne (Galícia, Astúries, Andorra), isòtop no radioactiu els resultats del qual es contraposen freqüentment als obtinguts mitjançant isòtops cosmogènics radioactius; per a això cal utilitzar models de producció teòrica de l'isòtop cosmogènic que donin sentit geològic a les dades obtingudes. Esperem que entre tots evitem que la contracció econòmica no marqui la producció científica de la propera dècada. Tenim la convicció que aquest simposi, i la sortida de camp annexa, puguin servir per contrastar punts de vista i buscar enfocaments comuns en la difícil tasca de llegir i entendre els paisatges freds, així com saber transmetre els coneixements que puguem anar adquirint a futurs investigadors.

Andorra la Vella y Ávila en Julio de 2011.

Comité Organizador.

Valenti Turu (FMC), Ana Constante (FMC), Pablo G. Silva (USAL), José Luis Peña-Monné (UNIZAR), Francesc Burjachs (IPHES-URV), Marc Calvet (UPerpignan), Jordi Corominas (UPC), Carles Martí-Bono (CSIC-IPE), Antonio Gómez-Ortiz (UB), Jaume Bordonau (UB), Joan Carles García Arpin, (Dryas SL), M^a Carmen Gutiérrez (Geotest SL), Bernat Jorba y Gerard Remolins (FMC), Michel Martzluff (UP-MEDITERRA), Teresa Michels-Godesar (Igeotest SLU), Carolina Pallerés (CCTA), Xavier Planas (MUOT), Xavier Ros-Visus (Geo3 SL).

Organismos Organizadores.

AEQUA
Fundació P. Marcel Chevalier
Col·legi de Tècnics en Ciències de la Terra

Organismos e Instituciones Colaboradoras.

Associació per a la Defensa de la Natura
Patrimoni Cultural d'Andorra
Institut d'Estudis Andorrans

Patrocinio Científico e Institucional

Embajada de España
Hble. Comú d'Andorra
Hble. Comú d'Ordino
Hble. Comú de Sant Julia de Loria
Hble. Comú de Canillo
Beta Analytic Ltd

Comité Científico.

José Luis Peña-Monné (UNIZAR), Pablo G. Silva (USAL), Francesc Burjachs (ICREA-IPHES-URV), Albert Pélachs (UAB), Rafael Baena (US), Julià Maroto Genover (UdG), Francisco José Pérez-Torrado (ULPGC), Jaume Bordonau (UB), David Serrat (UB), Jordi Corominas (UPC), Teresa Bardají (UAH), Marc Calvet (MEDI TERRA-UPerpignan), Jordi Catalán (CEAB-CSIC), David Domínguez-Villar (UAH), Francesc Gallart (IDEAE-CSIC), Juan José González Trueba (UPV-EHU), Inmaculada Guerrero (US), Francisco Gutiérrez Santolalla (UNIZAR), Javier Lario (UNED), Marco de la Rasilla (UNIOVI), Elvira Roquero (UPM), Enrique Serrano (UVA), Marcos Valcárcel (USC), Valentí Turú (FMC), Juan Ramón Vidal-Romani (UC), Cari Zazo (MNCN, CSIC), Magali Delmas (Université de Perpignan), Carles Gascón (Tècnic de cultura del Consell Comarcal de l'Alt Urgell), M^aCarme Gutiérrez (Geotest SL) y Xavier Ros (Geo3 SL).

La organització lamenta la sobtada pèrdua d'en Bernat Jorba, et dediquem aquestes actes a les que tant volies contribuir.

Trobarem a faltar el teu somriure. Diu que ens deixes, te'n vas lluny d'aquí. Però el record, de la vall on vas viure, no l'esborra la pols del camí.

INDICE

P0 VALLES DE VALIRA

LOS COMPLEJOS MORRENICOS TERMINALES DEL VALIRA (ANDORRA-ALT URGELL). V. Turu i Michels.....1

P1 ENVALIRA

LES HAUTES SURFACES NÉOGÈNES DES PYRÉNÉES ORIENTALES ET LEUR ÉVOLUTION QUATERNAIRE. M. Calvet, Y. Gunnell y M. Delmas.....9

P2 PUYMORENS

PALÉOGÉOGRAPHIE ET CHRONOLOGIE DES GLACIATIONS PLÉISTOCÈNE DANS LES PYRÉNÉES DE L'ARIÈGE. M. Delmas, M. Calvet, Y. Gunnell, R. Braucher et D. Bourlès.....15

P3 LATOUR DE CAROL

LE GLACIAIRE DU MASSIF DU CARLIT ET LES SYSTÈMES MORAINIQUES TERMINAUX DE CERDAGNE ÉLÉMENTS DE PALÉOGÉOGRAPHIE ET DE CHRONOLOGIE QUATERNAIRE. M. Calvet, M. Delmas, Y. Gunnell, R. Braucher y D. Bourlès21

P4 PUIGCERDÀ

CRONOLOGÍA DE FASES GLACIARES EN LAS CUENCAS DE QUEROL Y MALNIU BASADA EN DATOS DE CONCENTRACIÓN DEL NUCLEIDO COSMOGÉNICO TERRESTRE BERILIO 10. R. Pallàs y A. Rodés.....27

P5 CERDAÑA

MORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR DE LA Cerdanya (PIRINEO ORIENTAL): LOS SECTORES DE ARÀNSER-LA LLOSA Y LA FEIXA-LA MÀNIGA. A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, M. Oliva Franganillo y M. Salvà Catarineu.....31

P6 ELS PALLARS SOBIRÀ Y JUSSÀ:

GEOMORFOLOGIA GLACIAL DEL TRAM FINAL DE LA NOGUERA PALLARESA I RIU FLAMICELL (ELS PALLARS). V. Turu, J. Ventura, X. Ros, A. Pèlachs, A. Vizcaino i J.M. Soriano37

P7 LA VALL FARRERA

GEOMORFOLOGIA GLACIAL DE LA COMA DE BURG (VALL FARRERA, PALLARS SUBIRÀ). A. Vizcaino, A. Pèlachs, V. Turu y J.M. Soriano45

P8 ESTANY DE LA COMA DE BURG (VALL FARRERA)

DADES PALEOAMBIENTALS DEL COMPLEX GLACIO LACUSTRE DE L'ESTANY DE BURG DURANT EL TARDIGLACIAL. A. Pèlachs, R. Julià, R. Pérez-Obiol, F. Burjachs, I. Expósito, R. Yll, A. Vizcaino, V. Turu y J.M. Soriano49

P9 VILLALER Y LLESTUI

FORMAS Y DEPÓSITOS GLACIARES CUATERNARIOS EN EL VALLE DE LA NOGUERA RIBAGORZANA (PIRINEOS CENTRALES). J. Bordonau, R. Pallàs y J.M. Vilaplana.....51

P10 CASTEJÓN DE SOS

FORMAS Y DEPÓSITOS GLACIARES PLEISTOCENOS EN LA TERMINACIÓN GLACIAR DEL ÉSERA (VALLE DE BENASQUE, PIRINEO ARAGONÉS). E. Martínez de Pisón, E. Serrano y J.J. González Trueba.....57

P11 BENASQUE

LA EVOLUCIÓN GLACIAR CUATERNARIA DEL VALLE DE BENASQUE (PIRINEO ARAGONÉS). E. Serrano, E. Martínez de Pisón y J.J. González Trueba.....61

P12 LINÁS DE BROTO

EL REGISTRO GLACIOLACUSTRE DE LINÁS DE BROTO (VALLE DEL ARA, PIRINEO CENTRAL, HUESCA): NUEVAS APORTACIONES. C. Sancho, J.L. Peña-Monné, E. Rhodes, C. Arenas, G. Pardo, J.M. García-Ruiz y C.E. Martí-Bono.....67

P13 GAVÍN-SÍA

EL COMPLEJO LATERAL DE OBTURACIÓN GLACIAR DEL BARRANCO DE SIA (ALTO GÁLLEGO, PIRINEO ARAGONÉS). E. Serrano, E. Martínez de Pisón, J.J. González Trueba.....71

P14 VAL DE TENA (TRAMACASTILLA-PORTALET)

RECONSTRUCCIÓN DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LOS ÚLTIMOS 30.000 AÑOS EN EL PIRINEO CENTRAL A PARTIR DE LOS REGISTROS DE EL PORTALET Y TRAMACASTILLA. *González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B. L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J. M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A. y Pérez Sáenz, A.*.....77

P15 OLIVAN-SENEGÜÉ

PROSPECCIÓN GEOFÍSICA Y GEOMECÁNICA DE LA RIBERA DE BIESCAS (PIRINEOS CENTRALES): ESTRUCTURA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DEL FONDO DEL VALLE Y LOS SEDIMENTOS DE VERTIENTE. *V. Turu, F. Hirsch,, J.L. Peña-Monné, C. Sancho, T. Raab, X. Ros, C. Martí-Bono y A. Constante-Orrios*.....81

P16 SENEGÜÉ-SABIÑÁNIGO

LAS FASES GLACIARES DEL VALLE DEL GÁLLEGO EN SU ZONA TERMINAL (SECTOR SENEGÜÉ-SABIÑÁNIGO, PIRINEO DE HUESCA). *J.L. Peña Monné, C. Sancho Marcén, C. Lewis, E. MacDonald y E. Rhodes*.....85

P17 CASTIELLO DE JACA

EL COMPLEJO MORRÉNICO FRONTAL DEL VALLE DEL ARAGÓN (PIRINEOS MERIDIONALES). *J. M. García-Ruiz, C. Martí-Bono, J.L. Peña-Monné, C. Sancho, E.J. Rhodes, B. Valero-Garcés, P. González-Sampériz y A. Constante-Orrios*.....89



LOS COMPLEJOS MORRENICOS TERMINALES DEL VALIRA (ANDORRA-ALT URGELL)

Valenti Turu (1)

(1) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66, Dptx 307, AD 500 Andorra la Vella. Principat d'Andorra
igeofundacio@andorra.ad

Abstract: (Terminal morainic complexes from the main Valira valley). The glacialism of the Andorra valleys has been studied by several geologists and geomorphologists since the last century. The glacial front during the last glacial maximum was located near Pont Trencat, at about 760 m asl. Northward on, at Sant Julià de Lòria (900 m. asl.), two generation of glacial deposits are present from the Hengelo Interstadial (OIS 3) and the ending Riss glaciation (OIS 6). Chronologically speaking La Margineda (960 m asl.) kame and weathered morainic boulders is between them. The last well preserved morainic front at Santa Coloma (975 m asl.) geomorphologically is correlated with the OIS 2, but some other fronto-lateral morainic deposits are also present in the main valley accordingly to stabilisations in a general glacial retreat phase younger than the OIS 2. However a great fronto-lateral moraine is also well preserved close to La Seu d'Urgell Grabben plain, the southern most evidence from the Valira glacier and correlated far in time (middle or early Quaternary age).

Palabras clave: Glaciariamo, río Valira, máximo glaciari, Cuaternario.
Key words: Glaciariamo, Valira river, glacial maximum, Quaternary.

INTRODUCCIÓN

La zona estudiada se sitúa dentro del valle principal del río Valira, en el marco geográfico del Principado de Andorra y Alt Urgell, vertiente sur de los Pirineos orientales (Fig. 1)

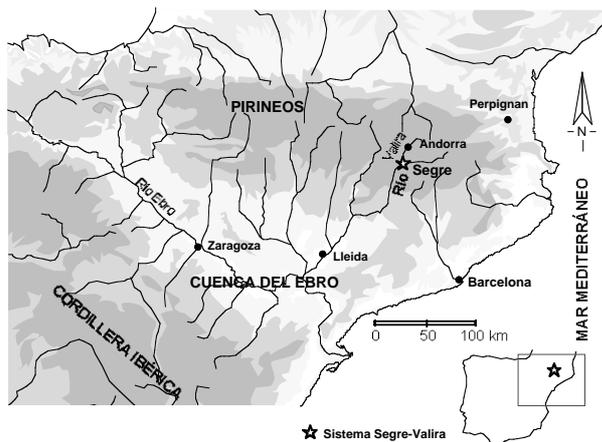


Fig. 1: Situación de la zona de estudio en su contexto hidrográfico.

El río Segre tiene por afluente al Valira (559 Km²) en su paso por La Seu d'Urgell (690 m), el cual a su vez se compone de los afluentes Valira del Nord (145 Km²) emplazado en ,ateriales exclusivamente metamórficos (Fig. 2), el Valira d'Orient (166 Km²) y el Madriu (45 Km²) que presentan tanto litologías metamórficas como ígneas (Fig. 2).

Este valle presenta un modelado glaciari muy evidente en la mitad norte del mismo (La Margineda, Santa Coloma, Andorra la Vella y Escaldes-Engordany), mientras que en la mitad sur, el modelado es predominante fluvial (Aixovall, Os de Cívís, Sant Julià de Lòria).

INTRODUCCIÓN AL GLACIARIAMO EN LOS PIRINEOS

Desde finales del siglo XIX hasta la actualidad, todos los autores que han tratado el glaciariamo de los Pirineos afirman que han existido más de un ciclo glaciari, no obstante los estudios geomorfológicos, sedimentológicos y palinológicos realizados en el último tercio del s.XX reafirmaban la existencia de una importante glaciación en el Pleistoceno Superior, centrandose en los resultados del ¹⁴C. No ha sido hasta que la multiplicación de las técnicas de datación hayan sido aplicadas (TL, OSL, U/Th, Isótopos cosmogénicos) que la visión monolítica del glaciariamo en Pirineos ha cambiado (Bakalowicz et al., 1984; Lewis et al., 2009; Delmás et al., 2011) , permitiendo apreciar en su justo valor el impacto que sobre el relieve de los valles ha tenido el último ciclo glaciari, pero también el de los anteriores.

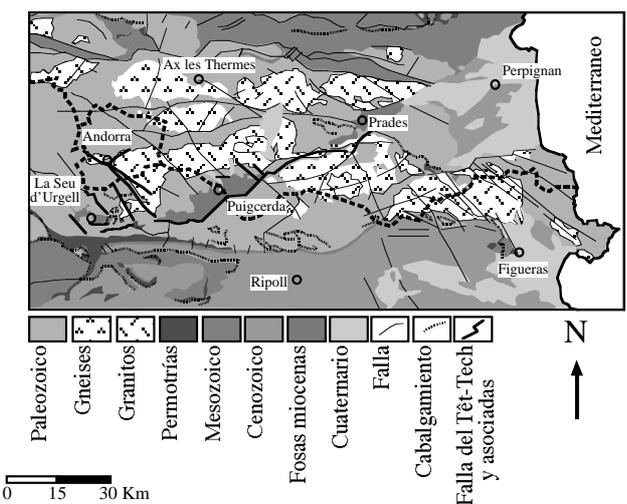


Fig. 2: Boceto geológico de los Pirineos Orientales. Se observa que el batólito de Andorra-Montluís queda emplazado en el sector SW del Principado. Destacar que a lo largo del límite sur del Principado éste limita con la fosa tectónica de la Cerdaña y de la Seo de Urgel.

EL GLACIARISMO EN EL VALIRA

Antecedentes

A finales del s. XIX, Bladé (1875) describe vestigios del período glacial en Andorra, citando rocas estriadas y grandes morrenas laterales. Dicho autor cita un movimiento de masa que afectó a una de estas morrenas cerca de Andorra la Vella, destruyendo el pueblo del Fener (Fig. 3)

Seguidamente Penck (1883) sitúa la máxima extensión del glaciar del Valira sobre los 1080 metros de altura, en el pueblo de Andorra la Vella, en base a los trabajos realizados por Durocher (1843), Dupont (1844) y, sobretudo, Bladé (1875). El movimiento de masa descrito por Bladé le sirvió para situar el frente glacial de forma aproximada, y calculó una longitud de 28 Km para este glaciar. Chevalier (1906 y 1907) sitúa el frente glacial a 1030 metros, cerca del pueblo de Santa Coloma, con una extensión de 29 Km (Fig. 3).

Éstas ideas prevalecen hasta la década de 1930, (Chevalier, 1924; Chevalier, 1925; Panzer, 1926; Nussbaum, 1928; Nussbaum, 1930; Dalloni, 1930), hasta que Nussbaum (1934) sitúa la morrena terminal del glaciar del Valira a 960 metros, en las inmediaciones del puente de La Margineda (Fig. 3). Desde 1934 hasta 1979 (Serrat y Vilaplana, 1979) la mayoría de los autores consideraban que la morrena terminal de la fase de máxima expansión glacial, quedaba situada cerca del puente de La Margineda, pero reinterpretando los depósitos que fueron citados anteriormente.

El Pluriglaciario: Número de glaciaciones

Chevalier (1907) afirma que la recesión glacial desde su posición de máxima extensión se hizo de manera discontinua, creyendo haber identificado dos episodios glaciares separados por un interglacial. La correlación con las fases glaciares alpinas la hace este autor más tarde, ya que Penck y Brückner recién publican su trabajo sobre el glaciario de los Alpes en 1907. Chevalier en 1924 reseña tres glaciaciones en Andorra, siendo la del Riss la de mayor extensión y formadora de la morrena terminal de Santa Coloma, mientras que para este autor la última glaciación (Würm), fue de menor extensión, con frentes glaciares situados a unos 1400 metros de altura en el fondo de los valles. No fija la edad de la primera glaciación, si bien indica que sería del principio del cuaternario medio.

Más tarde Llobet en 1947, basándose en los trabajos de Penck, Chevalier, Nussbaum y en observaciones propias, llegó a las mismas conclusiones que Chevalier respecto al número de glaciaciones. Para Llobet (1947) en Andorra hay evidencias de dos glaciaciones, correspondientes al Riss y al Würm, juntamente con una tercera glaciación a la cual no fijó tampoco ninguna edad. Para este autor la glaciación del Riss generó morrenas laterales más altas que las del Würm, y la morrena terminal situada en La Margineda la considera del Riss.

Nuevamente Nussbaum (1956), escribe sobre la morrena terminal de La Margineda, y reinterpreta los depósitos descritos a principios de siglo por Chevalier (1906). Según Nussbaum, la morrena de Santa Coloma descansa sobre una terraza fluvial.

Posteriormente, con motivo del congreso del INQUA en 1957, Fontboté, Solé Sabarís y Alimén ponen en duda la existencia de la morrena terminal del glaciar del Valira en las cercanías de La Margineda,

mientras que Llopis (1967) sitúa un depósito morrénico a 900 metros de altitud, por debajo del pueblo de Auvinyà, pero ninguna explicación acompañó la cartografía de este autor que murió prematuramente. El depósito cartografiado por Llopis (1967) se encontraría en algún lugar entre los puntos 9 y 10 pero no ha podido ser identificado.

En el estudio geomorfológico sobre las montañas de Andorra que Prat realizó en 1980, sitúa la máxima extensión glacial a una cota de 900 metros (ver comunicación G1-[9] del libro de las actas de la Reunión), en el pueblo de Sant Julià de Lòria, basándose en una serie de bloques morrénicos localizados en las laderas al sur de dicho pueblo. Prat observa una fase de máxima extensión glacial, dentro de la cual se distingue un estadio inicial de expansión y un estadio de estacionamiento y uno de retroceso asignando al conjunto al Riss. Seguidamente, Prat distingue un nuevo episodio glacial post-máximo, centrado en los altos valles del Valira con desarrollo de glaciares de valle, y una serie de estadios de retroceso, atribuidos, con reservas, al Würm. La última fase glacial, se caracteriza por glaciares de circo y morrenas de nevado del Tardiglacial. Por el contexto en el cuál la tesis fue forjada (tesis dirigida por Pierre Barrère) las ideas monoglaciarias cobraban fuerza con Viers y Barrère; ambos insistían en la existencia de un solo período glacial que cubriría esencialmente lo equivalente al Riss y el Würm alpinos formando una única secuencia morrénica, desde los arcos más externos hasta los diferentes cordones de retroceso.

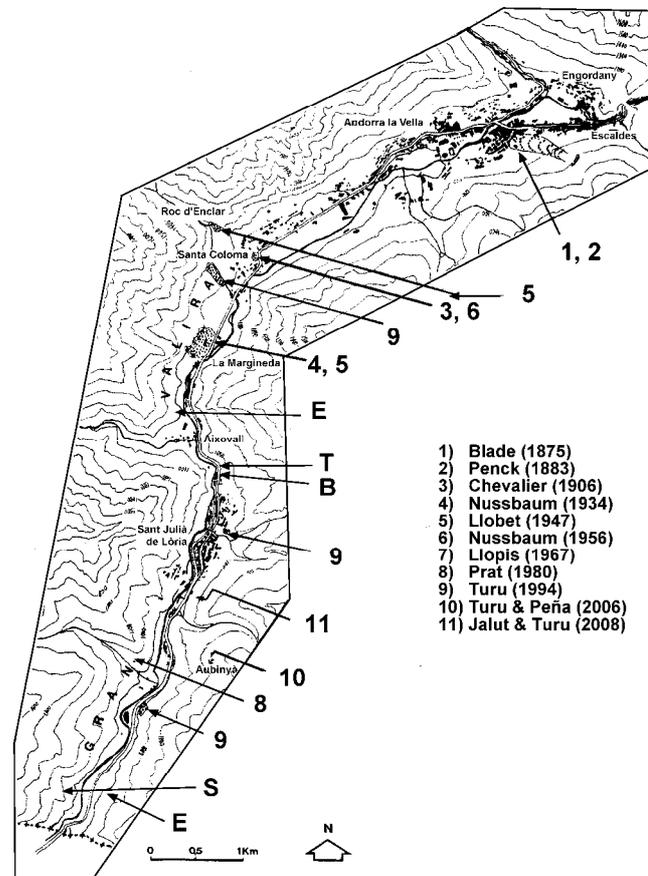


Fig. 3: Situación de las evidencias citadas en la bibliografía junto con nuevos afloramientos. E, Errático; S, Superficie de pulido glacial, B, bloques y gravas flúvioglaciares, T, Till.

El Monoglaciarismo: Un gran máximo glaciar

Los primeros pasos hacia el monoglaciarismo los hace Hartevelt (1970) citando que en Andorra no se conoce el número de glaciaciones que han dejado huella, ni el número de morrenas de recesión de los valles.

En las siguientes tres décadas los estudios geomorfológicos, sedimentológicos y palinológicos realizados por la escuela de Barcelona en ambas vertientes de los Pirineos concluyen en la existencia de una importante glaciación en el Pleistoceno Superior que habría generado las principales formas del relieve y depósitos en toda la Cordillera (Bru et al., 1985; Vilaplana 1985; Hérail et al., 1987; Andrieu et al., 1988; Bordonau, 1992; Bordonau et al., 1993), hasta el extremo de considerar que la máxima extensión glaciar era coincidente con el *Last Glacial Maximum* (LGM) utilizando novedosas técnicas de datación (Pallàs et al., 2006).

UNA VISITA A LOS LUGARES CITADOS

El lugar de Santa Coloma

Los sedimentos descritos por Chevalier (1906) quedan situados en Santa Coloma (Fig. 3). Este autor, interpreta los sedimentos que colmatan el valle de Andorra la Vella, como producto de la obturación del río Valira por la morrena frontal. A Nussbaum (1956) se le debe un esquema interpretativo (Fig. 4) con un nivel de morrena situada encima de una terraza fluvial. Prat (1980) cita la existencia de dos arcos morrénicos en Santa Coloma, de los cuales el más septentrional queda situado dentro del pueblo de Santa Coloma (Fig. 3 y 4).

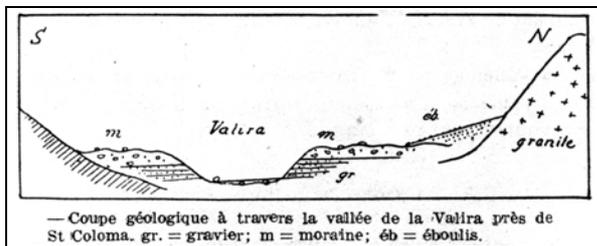


Fig. 4: Interpretación de una de las secciones existentes de una antigua gravera situada al pie de la iglesia de Santa Coloma. Para Fritz Nussbaum la parte superior de la sección corresponde a una morrena (m) que se dispone sobre unos depósitos fluviotorrenciales (gr)

Afloramiento de Santa Coloma: Éste presenta las siguientes características: 1) Los bloques morrénicos descansan sobre sedimentos flúvioglaciares de litología granítica y indicando que el valle afluente de litología metamórfica (Valira del Nord) estaba en ese momento obturado. 2) El nivel de bloques situado sobre el depósito anterior fuertemente compactado. 3) De forma minuciosa se observan evidencias de niveles de finos intercalados entre niveles de gravas cerca del contacto con los bloques morrénicos que presentan deformación. La posición de estos sedimentos respecto al actual nivel del río es de 15 m (cota 975 m).

En las cercanías de Santa Coloma se observa otro cordón morrénico situado al sur de esta localidad, entre 1140 m y 1166 m de altitud cerca del río de Enclar y citada por Llobet (1947) (Fig. 3).

Desde esta localidad de Santa Coloma y centrandolo la mirada hacia el NW del valle podemos divisar el complejo morrénico lateral de Engolasters. Durante los trabajos de represa del lago en los años 1930 Chevalier hizo una descripción del lugar para FHASA (Fuerzas Hidroeléctricas de Andorra SA) y que reproducimos aquí junto con una reinterpretación actualizada (Fig. 5).

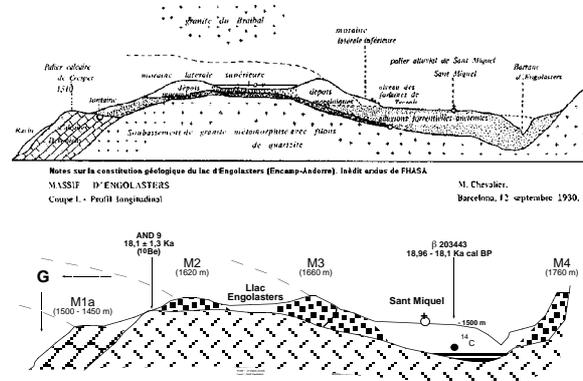


Fig. 5: Interpretación del complejo morrénico lateral de Engolasters basado en el esquema de Chevalier (1930). Se han incluido las dataciones de que se disponen. La datación de ^{14}C (Turu y Peña, 2006b) corresponde a una muestra de sedimento total de una perforación de 60 m de profundidad en el relleno de Sant Miquel d'Engolasters, en dónde en la base se sitúan sedimentos finos que se interpretan glaciolacustres en el momento que el glaciar del Valira de Orient obturava el sector. La otra datación corresponde a la expuesta en la comunicación G1-(5) de las actas del Simposio de glaciarrismo.

Al otro extremo del complejo morrénico de Engolasters el valle principal se comunica con el valle del Valira del Nord, que con motivo de una de las excursiones de campo del congreso internacional de la INQUA motivó a Taillefer (1957) a publicar sobre la obturación de este valle por parte del glaciar del valle principal (Fig. 6).

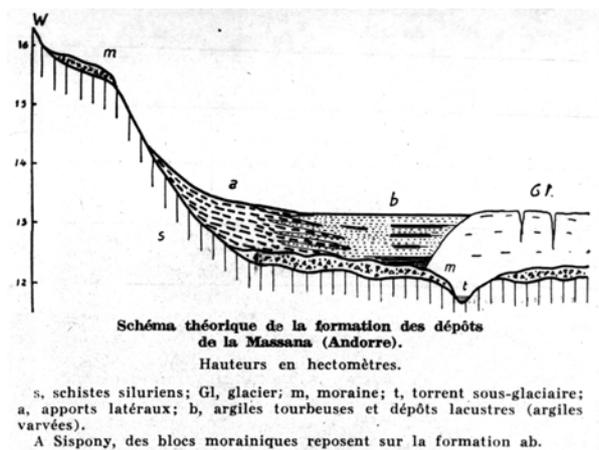


Fig. 6: Taillefer muestra en este esquema como fue el relleno del valle tributario en las inmediaciones de Sispony, pueblo que se asienta sobre el frente morrénico que todavía conserva su forma semicircular.

Turu y Peña (2006b) interpretan que el frente morrénico terminal de Santa Coloma se corresponde con la última obturación efectiva del valle de litología metamórfica de La Massana y Ordino, de forma que se enlazaría con el cordón morrénico (Fig. 7) más interno de Engolasters (M1a), el cual ha sido datado en el Solà d'Engordany (Els Vilars) correspondiendo al LGM (Tabla 1).

Muestra	Ref.	Edad	$^{13}\delta$	Cal BP
Vil-2x	β-169909	16610±60	-25,3 o/oo	20.250-19.350

Tabla 1: Resultados obtenidos de sedimento total en sedimentos de vertiente interdigitados en un till lateral situado en Can Diuenge (Turu y Peña, 2006b).

El lugar de la Margineda

Nussbaum (1934) sitúa la máxima extensión del glaciar principal cerca del puente de La Margineda, a 960 m de altura, en base a la acumulación de una serie de bloques morrénicos (Fig. 3). Prat (1980) sitúa la posición del máximo glaciar al sur del pueblo de Sant Julià de Lòria, e interpreta los sedimentos glaciares de La Margineda como una morrena de retroceso.

Actualmente no se observa ningún corte del terreno que permita estudiar los sedimentos morrénicos, pero sí que se observó durante la construcción del Instituto de Bachillerato Español de Andorra (INEM) una acumulación de bloques subredondeados de granito en una matriz rojiza (Fig. 3), en conexión con una terraza fluvial situada a 55 metros por encima del actual nivel del río Valira. Por el elevado estado de alteración que presentaban los depósitos del INEM Turu et al. (2007) los atribuye a una morrena de retroceso del Riss, conservados en una posición marginal (alto del lecho rocoso) incluso cuando la lengua glaciar würmiense avanzó por encima. Pasada la localidad de La Margineda el valle se estrecha identificándose algunos bloques y sedimentos erráticos adosados en los laterales rocosos (Fig. 3).

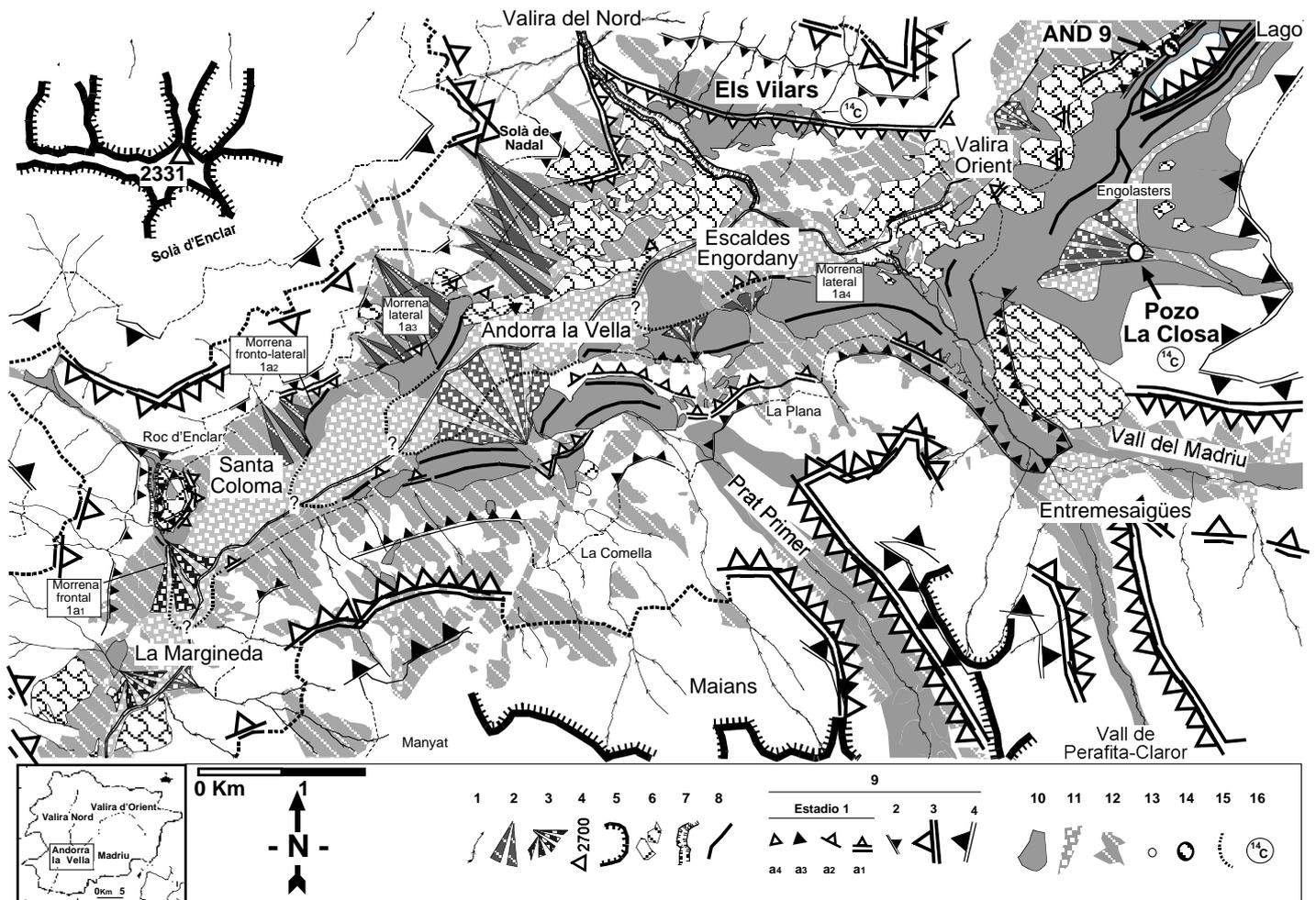


Fig. 7: Mapa geomorfológico del fondo del valle de Andorra. (1) red fluvial, (2) cono aluvial, (3) cono de deyección, (4) pico, (5) circo glaciar, (6) roca aborregada glaciar, (7) garganta subglaciar, (8) cordón morrénico, (9) hombreras glaciares según su edad relativa, (10) till indiferenciado, (11) aluvial, (12) coluvial, (13) sondeo con dataciones AMS, (14) muestra de ^{10}Be (AND 9), (15) frentes de retroceso glaciar en el estadio glaciar relativo más reciente (estadio 1), (16) lugares de donde se disponen dataciones de ^{14}C (Els Vilars, Closa).

El valle glaciar en Sant Julià de Lòria

El valle en Sant Julià de Lòria presenta una doble morfología que fue estudiada ya por Chevalier (1925), una de valle típicamente fluvial "V" situada por debajo de otra en forma de "U" confiriendo al valle una mayor amplitud (Fig. 8). Para este autor en primer lugar se habría producido una erosión muy pronunciada de los valles y responsable de la morfología en "V", mientras que la mayor evolución del paisaje en las vertientes, en llevar más tiempo expuestas a la erosión, habría producido un ensanchamiento del valle a mayor altura.

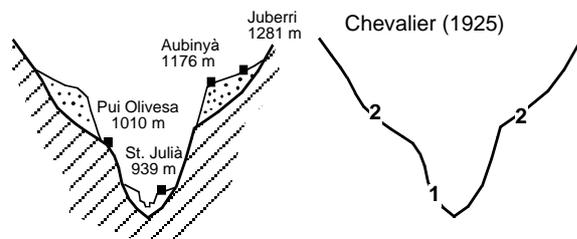


Fig. 8: Marcel Chevalier interpreta que la morfología de los valles se ha construido desde el final del Neógeno. (1) Incisión de los valles y (2) ensanchamiento por retroceso de las vertientes que mayor tiempo han estado expuestas a los procesos erosivos.

No obstante este autor no observó indicios de glaciario al sur Andorra, no incluyendo el hecho glaciar en el esquema de la formación de los valles. De forma posterior a Chevalier estos indicios se hicieron evidentes a partir del último cuarto de siglo, pudiéndose distinguir de forma escalonada en el relieve dos generaciones de complejos terminales, unos colgados en el valle a diferente altura relativa y otros en el fondo del mismo. Otros indicios emplazados a gran altura respecto al fondo del valle tienen su continuidad hacia el sur (Fig. 3 punto 10).

El complejo terminal colgado:

En Sant Julià de Lòria, a 945 m de altura, se ha observado diversos depósitos con sedimentos glaciares (Fig. 3, punto 9).

El depósito observado está fuertemente compactado, tanto es así que presenta una altura superior a 10 m al extraplomo. Se compone de dos materiales, uno de litología profusamente local (pizarras negras del Silúrico) a la base y otro de litología alóctona (granitos) a techo. El primero presenta una estratificación acorde con la pendiente del valle siendo los estratos identificables por el color y por el contenido en gravas de granodiorita con morfología glaciar; en todos los niveles hay presencia de clastos angulosos mientras que el contenido de gravas de granodiorita aumenta hacia el techo. Estas rocas félsicas son originarias de los circos glaciares de Pessons, Els Cortals d'Encamp y del vale del Madriu (sector SW y W del Principado, fig. 2), lo que permite deducir que provienen del desmantelamiento de un depósito flúvioglaciar o morrénico adosado en el lateral del valle. El segundo se compone de bloques de granito redondeados y englobados en una matriz de arenas también graníticas, estando el conjunto compactado y situándose en contacto erosivo con los materiales anteriores, constituyendo en su conjunto la evidencia que el glaciar del Valira accedió al angosto valle sedimentando un till de

características supraglaciares por encima de los sedimentos del fondo del valle.

A unos tres kilómetros al sur del valle y suspendidos a 65 m respecto al río Valira, una terraza flúvioglaciar que reposa sobre el substrato rocoso y fue explotada para la extracción de áridos. La parte inferior del nivel de gravas se encuentra a 905 metros de altura, mientras que la parte superior se sitúa a 945 metros de altura, siendo éste un poderoso elemento de correlación con el frente morrénico terminal anteriormente descrito. En la base del depósito de gravas los sedimentos presentan estructuras tractivas observables a pequeña escala, que corresponden a un régimen sedimentario de alta energía. En la parte superior de este nivel, los sedimentos presentan estructuras tractivas observables a gran escala. Las paleocorrientes son variables, pero presentan una importante componente norte a noroeste, que corresponde a la dirección del valle principal. En el talud de la gravera se puede observar un cambio lateral de facies de los sedimentos flúvioglaciares a sedimentos de pendiente, con gran abundancia de gravas angulosas que progradan sobre la terraza. A techo de la terraza se procedió a extraer una muestra para datar el sedimento con luminiscencia óptica estimulada (OSL) obteniendo la edad expuesta en la tabla 2:

Muestra	Ref.	Correlación	Material	Edad (Ka)
Cal Tolse	LUM-27	T5 (SVT3)	Cuarzos	125 ± 11,25

Tabla 2: Resultados obtenidos de la terraza flúvioglaciar colgada de Cal Tolse (Turu y Peña, 2006b).

En enlazarse esta terraza flúvioglaciar por cota con el frente morrénico situado aguas arriba, se interpreta éste complejo morrénico terminal como el frente glaciar más meridional de la glaciación alpina del Riss.

El complejo terminal de fondo de valle:

En el sector conocido de Cal Tolse existe una acumulación de bloques morrénicos de hasta 8 m³ de granito (Fig. 3, punto 8). La forma del depósito original está desdibujada por la acción del torrente lateral (torrente de Fontaneda). Un kilómetro aguas arriba en el fondo del valle y en un lateral del torrente de Aubinyà (Fig. 3, punto 11) se ha podido observar unas arenas graníticas limpias con estratificación cruzada y que localmente se presentan falladas. Éstas reposan en contacto "onlap" sobre sedimentos de vertiente de gran variabilidad en el tamaño (bloques y gravas) de sus elementos así como de morfologías (anguloso, subangulosos, redondeados) y de litología también variable (pizarras, granitos), que se sitúan encima del substrato rocoso. Sobre éstos y las arenas anteriores se depositaron materiales sin estructura sedimentarias aparentes en contacto erosivo e inclinado, con abundantes bloques poco rodados de litología variable en una matriz formada por gravas con arenas y limos. El último material en ser sedimentado presenta características similares al anterior pero aquí los clastos están imbricados a contrapendiente (till supraglaciar). El conjunto muestra una manifiesta compactación y se interpreta como el producto de la sedimentación en un contexto proglaciar de retroceso y posterior avance.

Los sedimentos que presentaban estratificación cruzada han sido datados por OSL obteniendo el resultado de la tabla 3.

Muestra	Ref.	Correlación	Material	Edad (Ka)
St. Julià	LUM-273	T7 (SVT5)	Cuarzos	32,789 ± 1,187

Tabla 3: Resultados obtenidos de la terraza flúvioglacial de Sant Julià de Lòria en el torrente de Aubinyà (Jalut y Turu, 2008).

Se interpreta que los sedimentos dados corresponden a materiales flúvioglaciares depositados en una fase de retroceso y estabilización del frente glaciar, posterior al depósito del till del torrente lateral de Fontaneda a Cal Tolve (Fig. 3, punto 8).

Vestigios más antiguos

Vestigios sedimentarios dispersos en el pueblo de Aubinyà (1.160-1.170 m) atestiguan de la existencia de antiguos sedimentos fluviales pertenecientes al valle principal (gravas de granito redondeadas, litología aloctona), los cuales se habrían de asociar con el nivel más alto de las terrazas del sistema Segre-Valira (T1), ya que en la misma localidad (pero a una cota inferior, 1.085 m) existían vestigios de un till subglaciar con gravas de granito antes de la reciente rectificación del trazado de la carretera de Juberrí, correlacionado por Turu y Peña (2006b) con la terraza T3 del Segre (ver comunicación S1-[1] de las actas de la presente Reunión) y que atribuyen una edad de principios del Pleistoceno medio o finales del inferior.

Si nos centramos en la tasa de erosión aparente (Teff) en base a la datación LUM 27 de la antigua gravera situada al sur de Sant Julià de Lòria (Fig. 3, punto 9), atendiendo a la diferencia de cota altimétrica y suponiendo una Teff constante, se concluye que haría falta más de 0,5 Ma para descender el nivel de base del río desde Aubinyà hasta su actual cauce (Fig. 9).

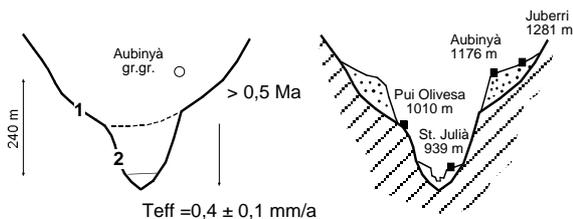


Fig. 9: Al contrario de Marcel Chevalier, se interpreta aquí que la morfología de los valles se ha construido desde un perfil de equilibrio más elevado (1) asociado al hecho glaciar (valle abierto), y que la incisión del valle es posterior (2). gr.gr. gravas de litología granítica en Aubinyà.

La Farga de Moles y Valls de Valira

Justo en el sector de la frontera hispanoandorrana gracias a la tala de árboles y arbustos que la compañía eléctrica andorrana efectúa periódicamente bajo las líneas eléctricas de media y alta tensión, se puede divisar un bloque errático en la parte umbría del valle, con una altura relativa de 40 m respecto al río (Fig. 3, punto E y S), hecho que pone en evidencia que el glaciar del Valira llegó hasta la cota 845 m, pero también en ocasión de la construcción de la Depuradora de Andorra se han observado superficies de pulido glaciar en efectuar el

desmante de tierras que las cubría (Fig. 3, punto E y S).

Más al sur en el congosto de Pont Trencat (Fig. 10) existe una acumulación de bloques imbricados de gran tamaño (de hasta 2 m de diámetro), presentando cambios laterales de facies con sedimentos de pendiente algunos de los cuales muestran claros signos de consolidación.

Tanto aguas arriba como en dirección de la confluencia del Valira con el Segre se ha efectuado un conteo sistemático del tamaño de los bloques embebidos en los sedimentos de la terraza, observándose un decrecimiento progresivo hacia el sur (en sentido del flujo) y abrupto hacia el norte (en sentido origen del flujo). Efectivamente en Borda Coll (Fig. 10, punto 37), aguas arriba de Pont Trencat, la terraza tiene continuidad pero el tamaño de los bloques es radicalmente menor y su depósito corresponde con una etapa de retroceso y estabilización del frente glaciar en Cal Tolve (Fig. 10, punto 46, complejo morrénico de fondo de valle en Sant Julià de Lòria Fig. 3, punto 9). Con estos indicios se interpreta que Pont Trencat éste lugar corresponde al inicio de la terraza T7 (del esquema general de correlación para el río Segre y afluentes, comunicación S1-[1] de las actas del presente congreso).

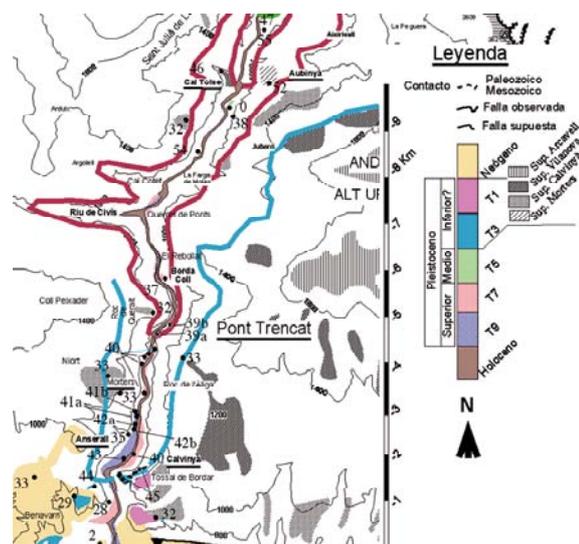


Fig. 10: Esquema cartográfico de los afloramientos inventariados por Turu y Peña (2006 a y b). La posición de los frentes glaciares asociados a las terrazas del sistema Segre-Valira (Turu et al., 2007). Observe que la máxima extensión glaciar del Valira es del Pleistoceno Medio o en el Inferior, siendo los siguientes ciclos glaciares de menor entidad.

Ésto junto con las evidencias de la consolidación de los sedimentos y la presencia de erráticos en la Aduana (a unos 4 Km al norte), permiten asignar a estos depósitos con un complejo morrénico terminal del Valira, de edad anterior a los 32 Ka (muestra LUM 273, Fig. 3 punto 11). El glaciar del Valira no habría podido superar el angosto paso de Pont Trencat y Turu y Peña (2006b) asignan a este lugar la posición del máximo glaciar würmiense.

Más al sur, el complejo morrénico de Calbinyà

Del conjunto de terrazas altas se conserva en muy buen estado un arco morrénico frontolateral que parte cerca de Calbinyà, encajado en la terraza T1 (afloramientos 32, Fig. 10), y presenta cambios laterales de facies con los depósitos fluviales que se sedimentaron en su pie (T3, afloramiento 45, Fig. 10). La edad de la misma supera el rango de la luminiscencia (>1 Ma) y según Chevalier (1924) las terrazas altas podrían estar en relación con la formación de Lannemezan de los Pirineos Occidentales franceses. La reconstrucción del Neógeno hasta el Pleistoceno medio-inferior se interpreta como, una vez rellenada la fosa del Urgellet en el Plioceno se instaura la actual red fluvial del sistema Segre-Valira asociada con un frente glaciar en el Valira, cuya ubicación exacta se desconoce, al igual que se desconoce en que punto se produjo la confluencia con el Segre durante la sedimentación de la T1; en cambio se dispone de mejores afloramientos para la T3 donde Turu y Peña (2006 a, b) han reconocido una morrena frontolateral correspondiente al glaciar del Valira que recorre el camino que desde Calbinyà termina en el Tossal Bordar (Fig. 10 punto 45), constituyendo éste complejo morrénico como el más meridional y de mayor extensión del Valira, el cuál estaría en relación con un contexto topográfico diferente al actual, pero también al de los anteriores complejos morrénicos.

CONCLUSIONES

Se llega pues a la conclusión que el paisaje es heredero de una importante manifestación del hecho glaciar acontecido en la primera mitad del Cuaternario, y que a partir de entonces su huella en los valles ha sido cada vez menos intensa, de hecho esta es la principal conclusión a la que llegan la mayoría de investigadores de la primera mitad del s. XX.

Una vez encajado el valle del Valira se han observado diferentes complejos morrénicos terminales correspondientes al Riss y Würm alpinos, siendo este último más extenso que el anterior.

Referències bibliogràfiques

- Andrieu, V., Hubschman, J., Jalut, G. & Herail, G. (1988): Chronologie de la déglaciation des Pyrénées françaises. Dynamique de sédimentation et contenu pollinique des paléolacs: application à l'interprétation du retrait glaciaire. *Bull. Ass. Franç. Étude du Quaternaire*, (2-3), 55-67.
- Bakalowicz, M., Sorriaux, P. & Ford, D.C. (1984). Quaternary glacial events in the Pyrenees from U. series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Sabart Caves, Ariège, France. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 38, 193-197.
- Bladé, J.F. (1875): Etudes géographiques sur la valléed'Andorre., Universelle, 97 pp, París
- Bordonau, J. (1992): Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus, Geoforma, 251 pp, Logroño
- Bordonau, J., Serrat, D. & Vilaplana, J.M. (1992): Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos, The late Quaternary in the Western Pyrenean Region, (Cearreta, A.; Ugarte, F.M.), Servicio Editorial Universidad del País Vasco, 303-312, Bilbao
- Bru, J., Gómez Ortiz, A., Serrat, D., Ventura, J. & Vilaplana, J.M. (1985): Síntesis de la dinámica glaciar cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo Catalán, Actas de

- la I Reunión del Cuaternario Ibérico, GETC-GTPEQ, Lisboa, vol. 1,165-183
- Chevalier, M.(1906):SurlésglaciérsPleistocènes dans lesvallées d'Andorre; Cte RAcad. Sciences, T.XLI, 662-663
- Chevalier, M. (1907): Les glaciaires Pleistocenes dans les Valléesd'Andorre. Rev. Scientifique (rev. rose), N2 23, T. VII, 501-502
- Chevalier, M. (1924): Contribution à 1 'étude des Pyrenees. Note surléstrains Néogènes des Vallées du Valira, Butll. de la I.C.H.N., Vol.IV,N29,177-190
- Chevalier, M. (1925): Andorra, Ed. Dardel, 106 pp, Chambéry, M (1926): Essai sur la physiographie de la Catalogne. Les formes topographiques et leurs relations avec la structure géologique. Leur évolution pendant les temps quaternaires, *Butll. I.C.H.N.*, Vol. XXVI, 25-41.
- Dalloni, M. (1910): Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444p.
- Delmás M., Calvet M., Gunnell M., Braucher R. & Bourlès D. (2011) Palaeogeography and 10Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, 109-122.
- Durocher (1843): Sur les traces de phénomènes diluviens qui s'observent dans les Pyrenees, C.R. Acad. Se, t.XIII,p. 92.
- Fontboté, J.M., Solé Sabaris, L. & Alimén, H. (1957): *Livretguide de l'excursion Nord Pyrenees*, Vèmecom. Inter. INQUA, 107 pp, Barcelona
- Hérail, G., Hubschman, J. & Jalut, G. (1987): Quaternary glaciation in the French Pyrenees, *Quaternary Science Reviews*, 5,397-402
- Jalut, G. & Turu, V. (2008). Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire dans les Pyrénées: Englacement, Climat, Vegetation. En: *Pyrénées d'hier et d'aujourd'hui*, Atlantica Ed., Biarritz, (France) 145-161.
- Lewis, C., McDonald, E., Sancho, C., Peña J.L. & Rhodes, E. (2009): Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers, NE Spain. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.
- Llobet, S. (1947): El medio y la vida en Andorra, estudio geográfico, CSIC. Inst. Juan Sebastián Elcano-Estación de estud. piren., 347 pp, Barcelona
- Llopi, N. (1967): Mapa geológico de Andorra, CSIC, Inst. Geol.Econ., hoja IV, escala 1:25.000, Madrid
- Nussbaum, F. (1928): Die diluviale Vergletscherung deröstlichenPyrenaen, *Geogr. Zeisch.*, Helft 7, (Traducción francesa de Nussbaum, F.: Sur la glaciation quaternaire dans les Pyrées Orientales, *Ecolgae Ge'ol. Helv.*, T. 21, N2I,80-83, Bale 1928)
- Nussbaum, F. (1930): Morphogisch estudien indenöstlichen Pyrenaen, *Ze/tóc/r. d. Ges. F. Erdk.Ns* 5/6,200-210
- Nussbaum, F. (1934): Die seen der Py renden, *Mitt. Nat. Ges.*, 184 pp, Berna. (Traducción catalana de Solé. L.: Els llacs dels Pirineus segons Nussbaum, Butll. de la I.C.H.N., Vol. XXXVI, II^o trimestre, 107-115, Barcelona 1936)
- Nussbaum, F. (1956): Observations morphologiques dans larégion de la Noguera Pallaresa, Pirineos, año XII, N2 39,40,41 y 42,57-115
- Pallàs, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J. M., Masana, E. & Santanach, P. (2006). The late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10 Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* 25, 21-22, 2937-2963.
- Panzer, W. (1926): Talentwicklung und eiszeitklima im nordostlichen Spanien, *Abhand. Den*
- Penck, A. (1883): Die Eiszeit in der Pyrenaen. *Mitt Ver. Erd. Leipzig*
- Penck, A. & Brückner, E. (1907): Les Alpes françaises à l'époque glaciaire. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, 8, 111-267.

- Prat, M.C. (1980): Montagnes et vallées d'Andorre, étude géomorphologique, Thèse de III cycle, Inst. de Géogr. de la Univ. de Bord. III, 267 pp, Bordeaux
- Serrat, D. & Vilaplana, J.M. (1979): Mapa geomorfològic d'Andorra a 1:50.000; El Patrimoni Natural d'Andorra; Ed. Ketres, Barcelona, 15-51
- Taillefer, F. (1957): Glacière pyrénéenne: versant N et versant S. *Rev. Géol. Pyrénées et du Sud-Ouest*, T. XXVIII, Toulouse. 221-224.
- Turu, V. & Peña, J.L. (2006a) Las terrazas fluviales del sistema Segre-Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): relación con el glaciario y la tectónica activa. In: "Geomorfología y Territorio" (Eds. A. Pérez-Alberti y J.López) pp 113-128 (Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, 171: Santiago de Compostela).
- Turu, V. & Peña, J.L. (2006b) "Ensayo de reconstrucción cuaternaria de los valles del Segre y Valira (Andorra-La Seu d'Urgell-Organyà, Pirineos Orientales): morrenas y terrazas fluviales". In: "Geomorfología y Territorio" (Eds. A. Pérez-Alberti y J.López) pp 129-146 (Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, 171: Santiago de Compostela).
- Turu, V., Boulton, G.S., Ros, X., Peña, J.L., Martí, C.E., Bordonau, J., Serrano, E., Sancho, C., Constante, A., Pous, J., Fàbregas, J., Gonzalez, J.J., Palomar, J., Herrero, R. & Garcia-Ruiz, J.M. (2007). Structure des grands bassins glaciaires dans le Nord de la Péninsule Ibérique: comparaison entre les vallées D'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, 18-4, 309-325.
- Vilaplana, J.M. (1985): Les fases glacials del Quaternari superior en el sector nord-oest del Pirineu Andorra, *Rev. Inv. Geol.*, 41, 67-82



LES HAUTES SURFACES NÉOGÈNES DES PYRÉNÉES ORIENTALES ET LEUR ÉVOLUTION QUATÉNAIRE

M. Calvet (1), Y. Gunnell (2) et M. Delmas (1)

(1) Université de Perpignan Via-Domitia, Médi-Terra, 52 avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France, maqali.delmas@univ-perp.fr, calvet@univ-perp.fr

(2) Yann G. Gunnell, CNRS UMR 5600 Environnement, Ville, Société, Université Lumière-Lyon 2, Faculté GHHAT, 5 avenue Pierre Mendès-France, 69676 Bron cedex, yanni.gunnell@univ-lyon2.fr

(3) CEREGE, UMR CNRS-Aix Marseille Université 6635, Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France, braucher@cerge.fr, bourles@cerge.fr

Abstract (The high planation surfaces of the Eastern Pyrenees and their quaternary evolution) The high planation surfaces of the Pyrenees were formed after the Palaeogene orogenesis, in relation to the Atlantic and Mediterranean general base level, and also to the endoreic Ebro basin. Their dating has recently been based on stratigraphy, palaeontology, and thermochronology. The current position and the deformations of these surfaces demonstrate the Pyrenean orogenesis since 10 My. Quaternary glacial and periglacial processes have not significantly altered these old landscapes.

Palabras clave: surface d'aplanissement, Néogène, orogénèse, paléopaysages, impact des processus froids.

Key words: planation surfaces, Neogene, orogenesis, palaeolandscapes, cold processes impact

INTRODUCTION

L'existence de surfaces d'aplanissement en position culminante est une caractéristique originale de la partie orientale des Pyrénées, connue depuis longtemps (première synthèse par P. Birot, 1937). L'arrêt du col d'Envalira n'en offre qu'une vue médiocre, mais les exemples les plus significatifs sont situés immédiatement au sud (Campcardos, Fig. 1) et au nord (Aston, Fig. 2). Ces formes longtemps énigmatiques posent trois problèmes. D'abord celui de l'âge de leur formation. Ensuite celui de leur conditions de formation, quels processus et à quelle altitude initiale : question essentielle si on veut

pouvoir les utiliser comme marqueurs de l'orogénèse récente dans les Pyrénées, comme l'ont fait de nombreux travaux d'inspiration davisienne (Davis, 1911; De Sitter, 1952). Enfin celui de leur résilience et de leur remarquable conservation, malgré l'activité des processus glaciaires et périglaciaires quaternaires.

Il existe en réalité deux niveaux d'aplanissement étagés (Fig. 1 et 2), parfaitement identifiables dans les hauts massifs du Carlit, de l'Aston, ainsi que, à beaucoup plus basse altitude, dans les Corbières orientales. Ces plans tronquent donc aussi bien la haute chaîne axiale que les Pré Pyrénées plissées,

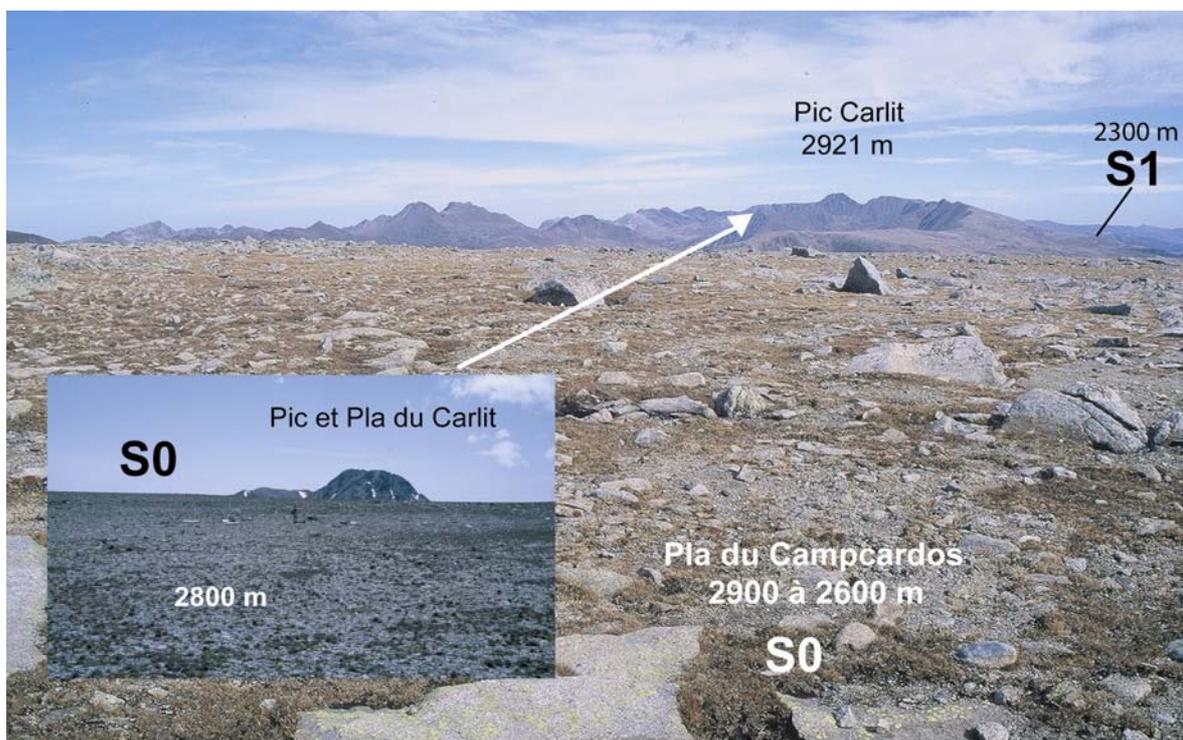


Fig. 1 : Les plans culminants du Campcardos au Carlit, vue en direction de l'est

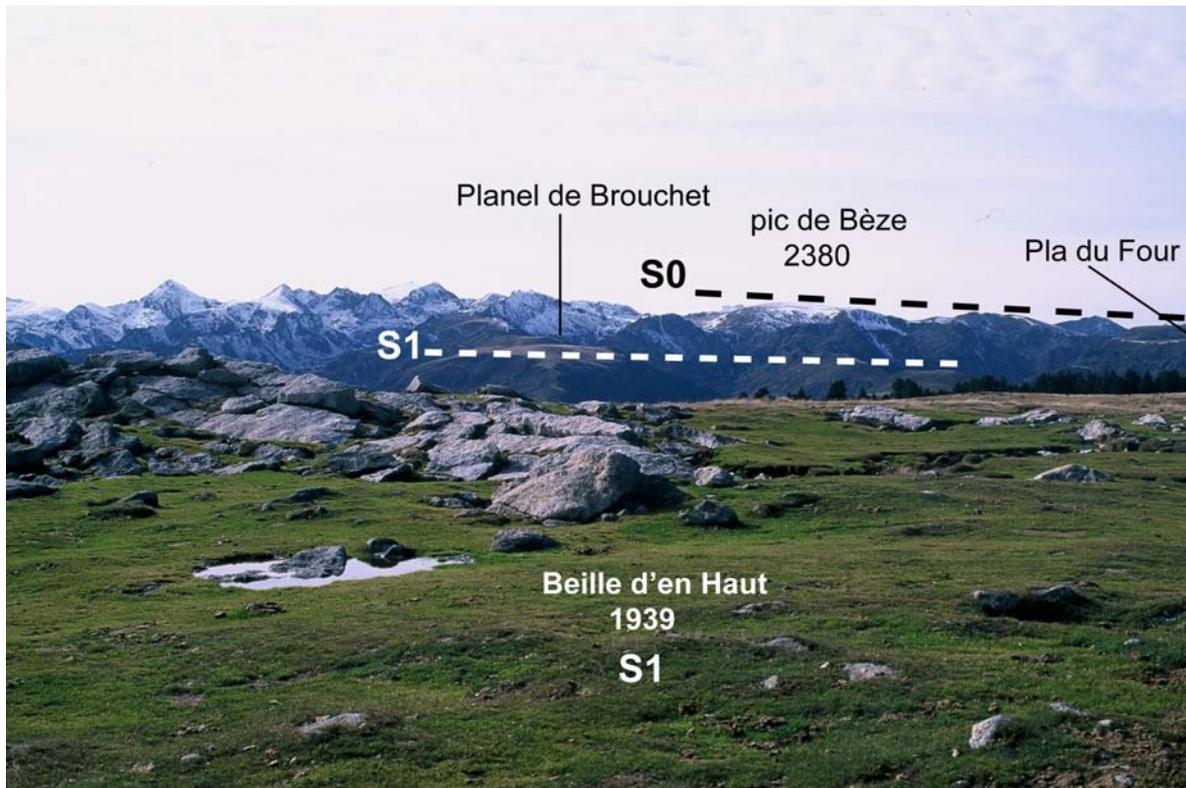


Fig. 2 : Les niveaux étagés du massif de l'Aston, vue vers l'ouest-sud-ouest

au nord (Corbières, Pays de Sault, Plantaurel) et au sud (Port de Comte, Boumort, Montsech ; Peña, 1983). Ils se retrouvent enfin plus à l'ouest sur les deux versants de la chaîne et jusque sur son faite dans les Pyrénées basques (Calvet et al., 2008). La plus haute surface, S0, est presque généralisée à l'exception de rares reliefs résiduels isolés ; elle a été façonnée vers la limite oligo-aquitainien. La plus basse, S1, forme des systèmes vastes de pédiments emboîtés 300 à 500 m en contrebas des hauts massifs et elle se façonne probablement jusque pendant le Miocène moyen. Des pédiments locaux de taille plus réduite, à la périphérie des bassins (surface de La Perche...), jalonnent les étapes ultérieures de l'évolution géomorphologique à la fin du Néogène et précèdent la phase d'incision majeure des vallées.

ÉLÉMENTS DE DATATION DES APLANISSEMENTS

Dans les Pyrénées orientales, en particulier sur la façade méditerranéenne (Roussillon, Corbières...), les arguments stratigraphiques directs et indirects permettent de proposer une chronologie bien assurée (troncature de structures et d'unités sédimentaires bien datées, passage latéral des plans d'érosion à des dépôts datés, progression de la dénudation dans le socle d'après la pétrographie des dépôts détritiques corrélatifs des grabens). On y a aussi associé le témoignage des gisements à petits mammifères piégés dans l'épikarst des plateaux (Calvet, 1992, 1996 ; Calvet & Gunnell, 2008).

L'ensemble de ces résultats a été conforté récemment par l'utilisation des méthodes de géothermochronologie basse température (âges traces de fission et âges (U-Th/He) dans l'apatite) (Gunnell et al., 2009). Les échantillons traités

proviennent systématiquement des restes d'aplanissements, échelonnés entre 2900 m et 400 m d'altitude, depuis Bassiès à l'ouest jusqu'au massif de l'Agly à l'est. La méthode ne permet pas de discriminer entre S1 et S0, en raison de la faible tranche érodée qui les sépare. Les modélisations des parcours temps-température intégrant AFT et Hélium démontrent que tous les échantillons sont à proximité immédiate de la surface topographique depuis ≈ 30 Ma. Dans l'est (pays de l'Agly) ces conclusions ont pu être contrôlées en croisant ces données avec celles fournies par les gîtes à rongeurs, les plus anciens relevant de l'Oligocène terminal.

LE SOULÈVEMENT RÉCENT DE LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE

Les surfaces d'aplanissement pyrénéennes ne se sont pas réalisées à leur altitude actuelle, comme l'ont proposé récemment certains auteurs (Babault et al., 2005), mais en relation avec le niveau de base général (Gunnell & Calvet, 2006 ; Calvet & Gunnell, 2008 ; Gunnell et al., 2008, 2009). Les reliefs actuels résultent dans leur quasi intégralité de soulèvements verticaux récents qui s'amorcent vers 10 Ma. En effet, la signature termochronologique identique de plans situés maintenant à des altitudes très diverses, entre 400 et 2900 m, suggère une histoire commune pour ces topographies, ultérieurement morcelées et décalées par la tectonique verticale. Ces déformations sont attestées aussi par le remplissage des fossés de Cerdagne, de la Seu d'Urgell, du Capcir, du Roussillon et de l'Emporda, avec leurs sédiments détritiques grossiers, datés du Miocène supérieur et du Pliocène. Les moteurs de cette orogénèse sont recherchés dans un amincissement et un réchauffement récent de la puissante racine lithosphérique édifiée pendant les phases compressives majeures du Paléogène. Les données

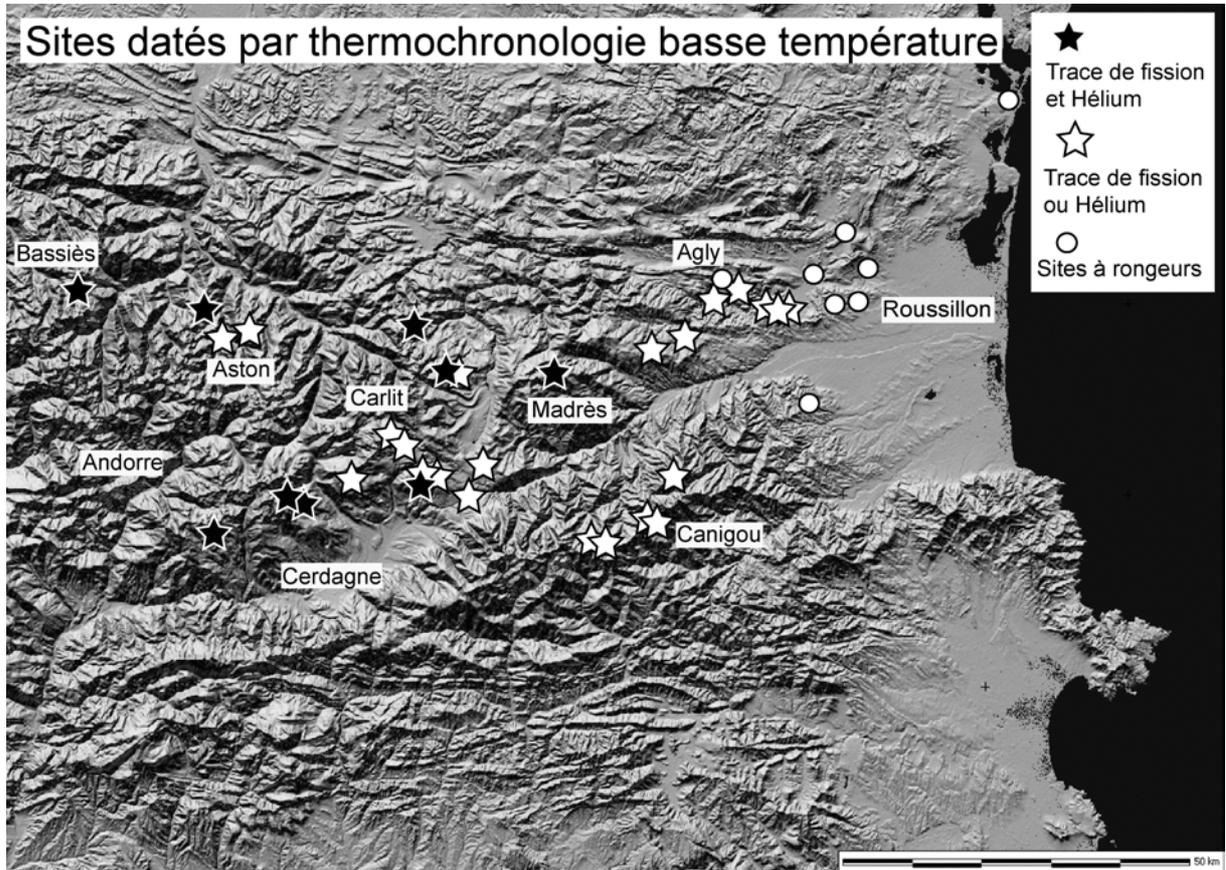


Fig. 3 : Datation croisée des aplanissements par les sites paléontologiques et la thermochronologie basse température ; localisation des sites datés.

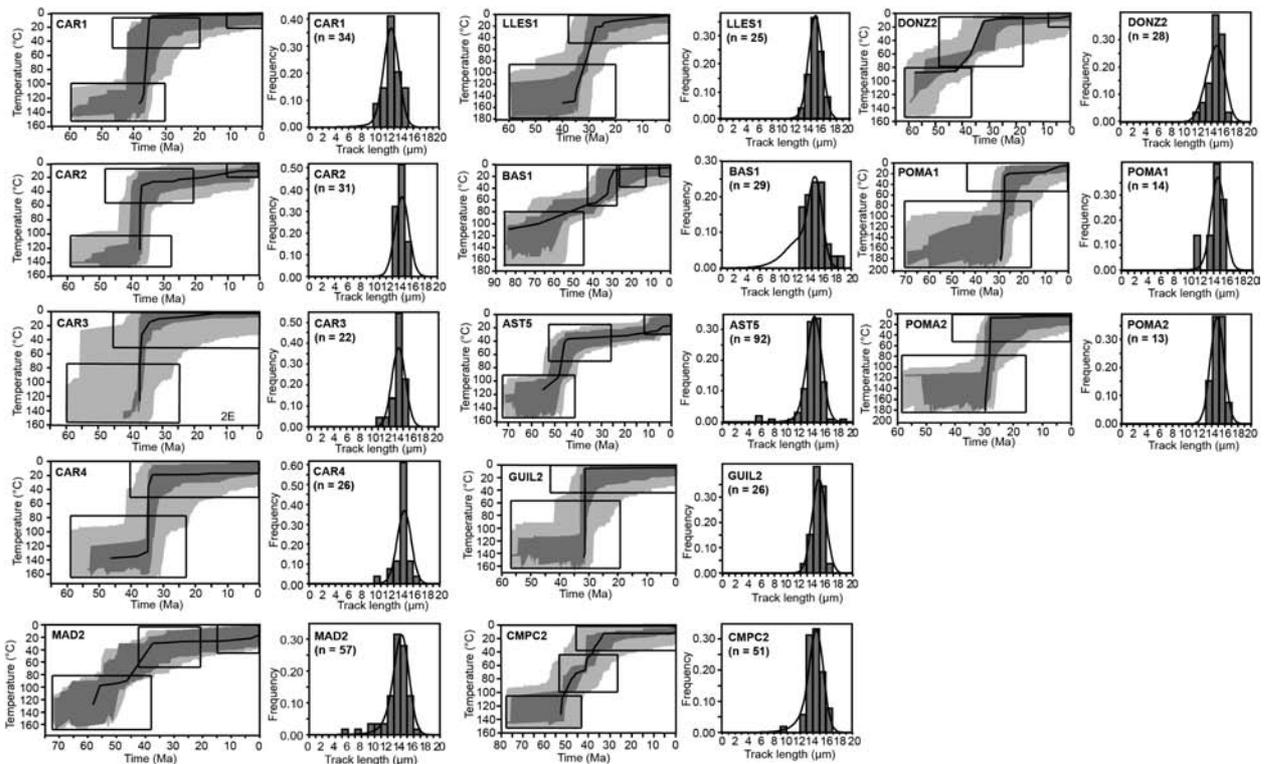


Fig. 4 : Individual sample cooling paths and track-length data fits based on the Ketcham (2005) HeFTy modelling package using the Ketcham et al. (2007) multikinetic annealing algorithm. Here, simultaneous inverse modelling of the AFT and AHe data involves a Monte Carlo search for better fitting cooling paths through a set of user-defined time–temperature boxes. Goodness-of-fit between predicted and observed parameter distributions is based on the exceedance of a statistical merit value termed Kuiper’s Statistic (Ketcham, 2005). The value, which can vary between 0 and 1, was set on 0.5. For each sample, dark grey shading outlines the cluster of 10–100 better fitting cooling paths obtained from a large population of Monte Carlo trials (typically 104–105), with the best path shown as black line. Lighter grey shading outlines the spread within that same population of ‘acceptable’ (i.e. relatively less robust) paths, here defined by a goodness-of-fit criterion of 0.05. Black rectangles in time–temperature space are user-defined as guides for the random search. Histograms represent observed track length distributions; black curve fit is the model.

lithosphérique a disparu sous la partie orientale de la chaîne (Gunnell *et al.*, 2008) et qu'elle est en voie de réchauffement et de fusion partielle sous l'ensemble des Pyrénées centrales (Pous *et al.*, 1995).

C'est le caractère très récent de ce soulèvement qui explique en définitive la bonne conservation des aplanissements, que la dissection fluviale, localisée et linéaire, comme la sculpture glaciaire des parties culminantes n'ont pas encore réussi à éliminer (Calvet *et al.*, 2008). Les Pyrénées sont donc un exemple de relief en régime transitoire, encore loin du *Steady state*.

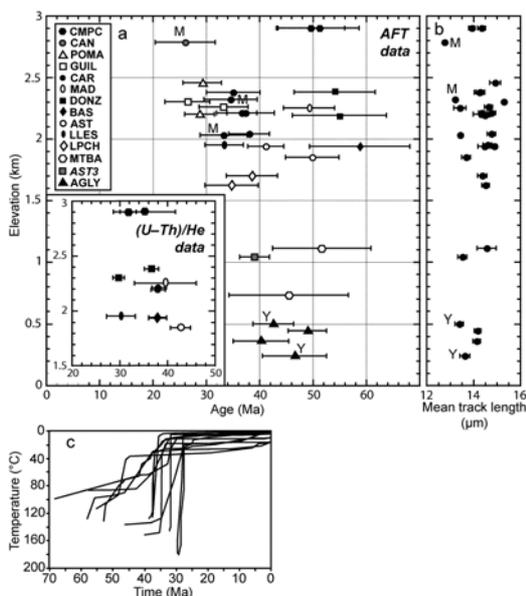


Fig. 4 : Ensemble des données traces de fission et Hélio des Pyrénées orientales
Noter la similitude des parcours Temps-Température (en bas) et l'absence de relation entre âges et altitudes (extrait de Gunnell *et al.*, 2009).

L'IMPACT LIMITÉ DES PROCESSUS GLACIAIRES ET PÉRIGLACIAIRES SUR LES HAUTES SURFACES

Les plans en position supra glaciaire (Campcardos, Carlit, P. de Bèze, Madrès, Pla Guillem-Canigou), apparemment jamais englacés et soumis à des conditions périglaciaires très rigoureuses, portent des sols striés ou des polygones de pierres de taille plurimétrique (Fig. 5). La régularisation répétée par le gel quaternaire de leurs versants bordiers a certainement limité leur dissection par le ravinement régressif (Calvet, 1996) et un pergélisol épais a contribué à figer et à préserver l'épais manteau d'altérites meubles, encore conservé sous les dallages et lames de solifluxion superficielle (Pla Guillem, Madrès, et même pas exigus de Fontnègre, au sud-est du Pas de la Casa, où il reste des tranches décimétriques d'arènes granitiques à boules). La gélifluxion périglaciaire a pu aussi contribuer à rendre à des surfaces dégradées une platitude plus parfaite. G. Soutadé a démontré l'efficacité de ces mécanismes d'altiplanation périglaciaire, à des échelles décimétriques (Soutadé, 1980). Sur roche identique, granite, schistes ou gneiss, l'observation montre en effet que les surfaces de haute altitude (Fig. 1) sont en général

bien plus parfaites que celles des moyens et bas pays.

Sur les plans largement recouvertes par les glaciers (plateaux du Carlit, Beille, Pla du Four), l'action de ces derniers est restée modeste et s'est surtout manifestée par un récurage inégal du manteau d'altérites, façonnant des paysages de fjell lacustre semés de bosses rocheuses. Mais d'épaisses tranches d'arènes *in situ* évoluées tapissent encore des portions du plateau glaciaire du Carlit (Fig. 6), ou encore des plateaux de Beille et du Pla du Four et même des replats de versant d'auge, comme celui de Bonascre (Ariège), pourtant sous plus de 200 m de glace au maximum du Würm (Delmas, 2009). Sur les plateaux du Carlit la tranche érodée würmienne, calculée d'après le volume des dépôts morainiques, atteint 4 m (Delmas *et al.*, 2009); à l'échelle des dix derniers grands cycles glaciaires comparables au Würm, cela ne donne qu'une tranche moyenne bien modeste, de 40 m. Les reculs de paroi de cirques, estimées pour ce même massif (Delmas, 2009 ; Delmas *et al.*, 2009), sont apparemment plus rapides et plus efficaces que les abaisséments de planchers. Néanmoins, sur ces bases quantitatives, le volume moyen des cirques ne peut s'expliquer -et de loin- par la seule érosion glaciaire quaternaire : il faudrait envisager au minimum une cinquantaine de cycles froids de l'ampleur du Würm, ce qui est irréaliste (Calvet *et al.*, 2008 ; Delmas, 2009).



Fig. 5 : Polygones de pierres sur le Pla du Campcardos à 2740 m



Fig. 6 : Altérites granitiques évoluées sous nappe de tills würmien (plateau du Carlit, surface S1).

CONCLUSION

Les hautes surfaces d'érosion pyrénéennes sont à la fois jauge tectonique et jauge morphodynamique. Jauge tectonique, car elles permettent de restituer l'ampleur et les rythmes de la néotectonique responsable du volume montagneux actuel. Jauge morphodynamique, car le degré de modification de ces paléopaysages par les processus érosifs quaternaires permet de hiérarchiser leur impact et leur efficacité. Impact négligeable, voire effet protecteur ou de restauration de la planéité pour les ambiances périglaciaires. Impact très inégal des actions glaciaires, souvent simples retouches en dehors des grandes auges.

REFERENCES

- Babault J., Van den Driessche J., Bonnet S., Castellort S., Crave A. (2005) – Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain, *Tectonics*, 24, TC2010. doi:10.1029/2004TC001697.
- Barrère P., Calvet M., Courbouleix S., Gil Peña I. & Martin Alfigeme S. (2009)- *Carte géologique du Quaternaire des Pyrénées à 1:400 000*, coord. S. Courbouleix et A. Barnolas, BRGM et ITGM édit., Année de la Planète Terre.
- Biro P. (1937) – *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*, Baillière édit., 318 p.
- Calvet M. (1992)- Aplanissements sur calcaire et gîtes fossilifères karstiques. L'exemple des Corbières orientales. *Tübinger Geogr. Studien*, H. 109, pp. 37-43.
- Calvet M. (1996)- *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales*. Thèse Doct. Etat., Document du BRGM n° 255, 3 t, 1177 p., 293 ph. h.t., pochette de cartes h.t.
- Calvet M., Gunnell Y. & Delmas M. (2008)- Géomorphogenèse des Pyrénées, in: *Actes du Colloque Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui*, Année Internationale de la Planète Terre, univ. Pau, 20-21 sept. 2008, Atlantica édit., p. 129-143.
- Calvet M., & Gunnell Y. (2008)- Planar landforms as markers of denudation chronology: an inversion of East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. From :Gallagher, K., Jones, S.J. & Wainwright J. (eds.), *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales*, Geological Society, London, Special Publications, n° 296, p. 147-166.
- Davis W.M. (1911) – The Colorado Front Range, a study on physiographic presentation. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 1, 21-83.
- Delmas M. (2009) – *Chronologie et impact chronologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. Thèse doctorat, université de Paris 1, 529 p.
- Delmas M., Calvet M. & Gunnell Y. (2009) – Variability of Quaternary glacial erosion rates—A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Science Review*, Elsevier, t. 28, p. 484-498.
- De Sitter L.U. (1952) – Pliocene uplift of Tertiary mountain chains. *Am. J. Sci.*, 250, 297-307.
- Gunnell Y. & Calvet M. (2006)- Comment on “Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain”, by J. Babault et al., *Tectonics*, vol. 24, TC2010, doi : 10.1029/2004TC001697. *Tectonics*, vol. 25, TC 3003, doi: 10.1029/2005TC001849.
- Gunnell Y., Zeyen H., Calvet M. (2008)- Geophysical evidence of a missing lithospheric root beneath the Eastern Pyrenees: consequences for post-orogenic uplift and associated geomorphic signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, t. 276, p. 302-313.
- Gunnell Y., Calvet M., Brichau S., Carter A., Aguilar J.P. & Zeyen H. (2009)- Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, t. 278, p. 208-218.
- Ketcham, R.A., (2005). Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Rev. Mineral. Geochem.* 58, 275–314.
- Ketcham, R.A., Carter, A.C., Donelick, R.A., Barbarand, J. & Hurford, A.J., (2007). Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist* 92, 799–810.
- Peña Monné (1983) – *La conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana : estudio geomorfológico*. Instituto de Estudios Ilerdenses, Lerida, 2 vol., 376 p., Cartografía.
- Pous J., Muñoz J.A., Lledo J.J. & Liesa M. (1995) – Partial melting of subducted continental lower crust in the Pyrenees, *J. Geol. Soc. London*, 152, 217-220.
- Soutadé G. (1980) – *Modelés et dynamiques actuelles des versants supra-forestiers des Pyrénées orientales*. Thèse doct. état (Université de Bordeaux 3, 1978), Imp. Coop. du Sud-Ouest, Albi, 452 p.



PALÉOGÉOGRAPHIE ET CHRONOLOGIE DES GLACIATIONS PLÉISTOCÈNE DANS LES PYRÉNÉES DE L'ARIÈGE.

M. Delmas (1), M. Calvet (1), Y. Gunnell (2), R. Braucher (3) et D. Bourlès (3)

(1) Université de Perpignan Via-Domitia, Médi-Terra, 52 avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France, magali.delmas@univ-perp.fr, calvet@univ-perp.fr

(2) Yann Gunnell, CNRS UMR 5600 Environnement, Ville, Société, Université Lumière-Lyon 2, Faculté GHHAT, 5 avenue Pierre Mendès-France, 69676 Bron cedex, yann.gunnell@univ-lyon2.fr

(3) CEREGE, UMR CNRS-Aix Marseille Université 6635, Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France, braucher@cerge.fr, bourles@cerge.fr

Abstract (Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the Ariège catchment) Six stades of Würmian and earlier glaciation have been established based on a population of 37 *in situ*-produced ^{10}Be nuclide samples collected from the extent ice-marginal landforms generated by the Ariège outlet glacier and its tributaries. Partly based on sharp contrasts in glacial sediment weathering intensities, results reveal that a pre-Eemian valley glacier extended beyond the outermost Würmian terminal moraine. The age of the Würmian maximum ice extent is shown to correlate with Marine Isotope Stage 4 (MIS 4), and the ice front underwent fluctuations of several kilometres during MIS 3. The Global LGM is recorded as the last substantial glacier readvance although the ice front did not quite reach its MIS 4 maximum. Rapid meltback ensued, with glacier fronts during the Oldest Dryas occurring in the upper valleys of the Ariège and the Suc, a tributary of the Videssos river.

Palabras clave: Morphostratigraphie, datation par le nucléide cosmogénique produit *in situ* ^{10}Be , Global LGM, Tardiglaciaire.

Key words: Morphostratigraphy, terrestrial cosmogenic nuclide dating, Global LGM, Lateglacial.

INTRODUCTION

Le glacier de l'Ariège était au cours du Pléistocène l'un des plus grands glaciers de vallée composite de la façade nord-pyrénéenne (Fig. 1). Les flux de glace issus des vallées de la Lauze, de l'Oriège, du Najar, de l'Aston, du Videssos et de la Courbière confluaient dans l'axe de l'Ariège et formaient durant les stades d'englacement maxima du Pléistocène une langue de glace de 60 à 80 km de long. Le bassin de l'Ariège a fait l'objet depuis la fin du 19^e siècle de plusieurs travaux d'inventaire des formes et formations glaciaires (Penck, 1894; Mengaud, 1910; Depéret, 1923; Faucher, 1937; Goron, 1941; Taillefer, 1961, 1963). Durant toute la première moitié du 20^e siècle, le cadre d'interprétation des dépôts est polyglacialiste, par analogie au modèle alpin, puis, dans le courant des années 1960, le modèle monoglacialiste s'impose, en Ariège comme dans la plupart des vallées pyrénéennes, et va figer durant plusieurs années l'ensemble des travaux portant sur la question. Il faut attendre le milieu des années 1970 et les travaux J. Hubschman (1975) sur l'état d'altération et la pédogenèse des nappes fluvioglaciaires de l'avant pays nord-pyrénéen pour que l'évidence de la pluralité des glaciations pyrénéennes soit enfin clairement établie. En Ariège, la pluralité des glaciations pléistocènes est confirmée par les datations U-Th obtenues sur les planchers stalagmitiques du karst de Niaux-Sabart-Lombrives (Bakalowicz et al., 1984). C'est dans ce contexte que F. Taillefer (1973, 1977, 1985) élabore les premières reconstitutions paléogéographiques des glaciations pléistocènes ariégeoises et assimile au Riss la « phase d'expansion maximale » ainsi que la « phase de stationnement post-maximum » située quelques centaines de mètres en retrait et, au Würm, la « phase de disjonction » située une dizaine de kilomètres en arrière de la « phase d'expansion maximale ». Mais il ne s'agit encore que d'un

polyglacialisme de façade car les attributions chronologiques reposent plus sur la géométrie des séquences de forme (les moraines en position externe sont attribuées au Riss et celles en position interne au Würm) que sur la réalité des altérations (cf. Delmas et al., 2011).

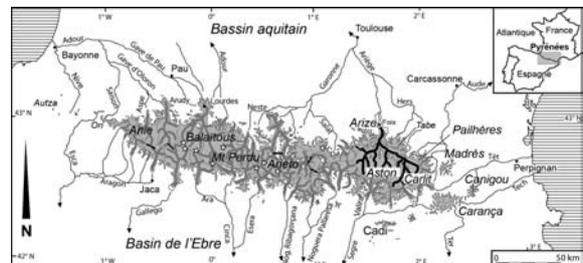


Fig. 1 : Le glacier de l'Ariège et l'emprise würmienne maximale dans les Pyrénées. D'après Calvet et al., 2011.

On propose ici une image totalement revisitée de la paléogéographie et de la chronologie des glaciations pléistocènes dans les Pyrénées de l'Ariège.

UNE PALÉOGÉOGRAPHIE DES GLACIATIONS PLÉISTOCÈNES TOTALEMENT RENOUVELÉE

La prise en compte systématique de l'état d'altération des dépôts a permis de distinguer (i) les dépôts très faiblement altérés, attribués au dernier cycle glaciaire, et (ii) les dépôts présentant un état d'altération suffisamment avancé pour témoigner d'une longue évolution en contexte subaérien et être attribués à un cycle glaciaire au moins antérieur à l'Éémien. Par ailleurs, la cartographie détaillée, au 1/25 000, des dépôts de marge glaciaire a permis de reconstituer l'emprise spatiale de 6 stades d'englacement würmiens et pré-würmiens (Fig. 2).

de placage de till würmien suffisamment épais pour avoir bloqué pendant plusieurs dizaines de millénaires, entre le MIS 4 et le MIS 2, l'accumulation de ^{10}Be sur ce verrou. Enfin, l'hypothèse d'une emprise würmienne maximale contemporaine du MIS 4 s'accorde très bien avec la datation U-Th à $91,4 \pm 2,4$ ka obtenue dans le paléokarts de Niaux (Bakalowicz et al., 1984) mais aussi avec les datations ^{10}Be à $76,5 \pm 2$ et $49,2 \pm 1,3$ ka obtenues sur la moraine würmienne maximale du Malniu, un petit bassin glaciaire situé immédiatement au sud de l'Ariège (Pallàs et al., 2010).

Une poussée glaciaire de grande ampleur durant le Global LGM

La Fig. 3 montre la position des sites E, F, G, H et I par rapport à la séquence de forme présente dans le bassin de Tarascon. Les résultats obtenus sur les vallums de Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière (sites E, H et I) sont relativement disparates mais, conformément aux travaux statistiques de Putkonen & Swanson (2003), la datation la plus ancienne de la série (âge à $18,8 \pm 1,3$ ka sur le vallum de Bernière) peut être considérée comme la plus fiable. La disparité des données obtenues sur les verrous F et G pose également problème mais la présence d'un bloc erratique allogène daté à $16,8 \pm 1,1$ ka (surface G2) sur le sommet du verrou G fournit la preuve incontestable que le sommet de ce verrou (surface G1 datée à $30,7 \pm 4,2$ ka) présente un héritage d'exposition ; l'absence d'héritage sur G1 ne pouvant se concevoir qu'avec un till sus-jacent du même âge, ou éventuellement plus vieux. C'est donc l'âge ^{10}Be à $18,7 \pm 3,8$ ka qu'il faut retenir pour dater la déglaciation de cette zone de verrou située entre les fronts morainiques de Bompas-Arignac et de Garrabet. Ces deux datations ^{10}Be (surface F1 à $18,7 \pm 3,8$ ka et surface I1 à $18,8 \pm 1,3$ ka) indiquent

clairement que les stades de Bompas-Arignac et de Bernière se sont édifiés au cours de pulsations froides très proches l'une de l'autre ; deux pulsations froides contemporaines du Global LGM. Faute de datation ^{10}Be fiable sur le site E, la chronologie du stade de Garrabet n'est renseignée que par défaut ; le vallum morainique de Garrabet cesse de se construire avant $18,7 \pm 3,8$ ka.

L'hypothèse d'un paléoenglacement contemporain du Global LGM suffisamment ample pour atteindre le bassin de Tarascon et construire les vallums de Garrabet, Bompas-Arignac et Bernière est tout à fait compatible avec la datation U-Th à $19,1 \pm 1,6$ ka obtenue à la base du plancher stalagmitique qui scelle la formation détritico würmienne de Niaux. Elle s'accorde aussi avec l'ensemble des datations ^{10}Be obtenues sur les bassins glaciaires de la façade méditerranéenne (Pallas et al., 2006, Delmas et al., 2008, Pallas et al., 2010).

Des fluctuations plurikilométriques des marges glaciaires ariégeoises contemporaines du MIS 3

Les datations ^{10}Be obtenues sur la verrou G apportent la première évidence de fluctuations intra-würmiennes majeures sur les marges d'un paléoenglacement pyrénéen aussi ample que le glacier de l'Ariège. Compte tenu de l'attribution au Global LGM du vallum de Garrabet, l'héritage d'exposition identifié sur la surface G1 a nécessairement été acquis avant le Global LGM. Faute d'avoir pu mesurer sur cette surface le rapport $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$, la part réelle de ^{10}Be hérité sur la concentration totale mesurée ne peut pas être précisément établie mais les datations ^{10}Be obtenues sur ce site indiquent que la part héritée représente au maximum une durée de 14 ka (valeur obtenue en retranchant le temps d'exposition mesuré sur le bloc

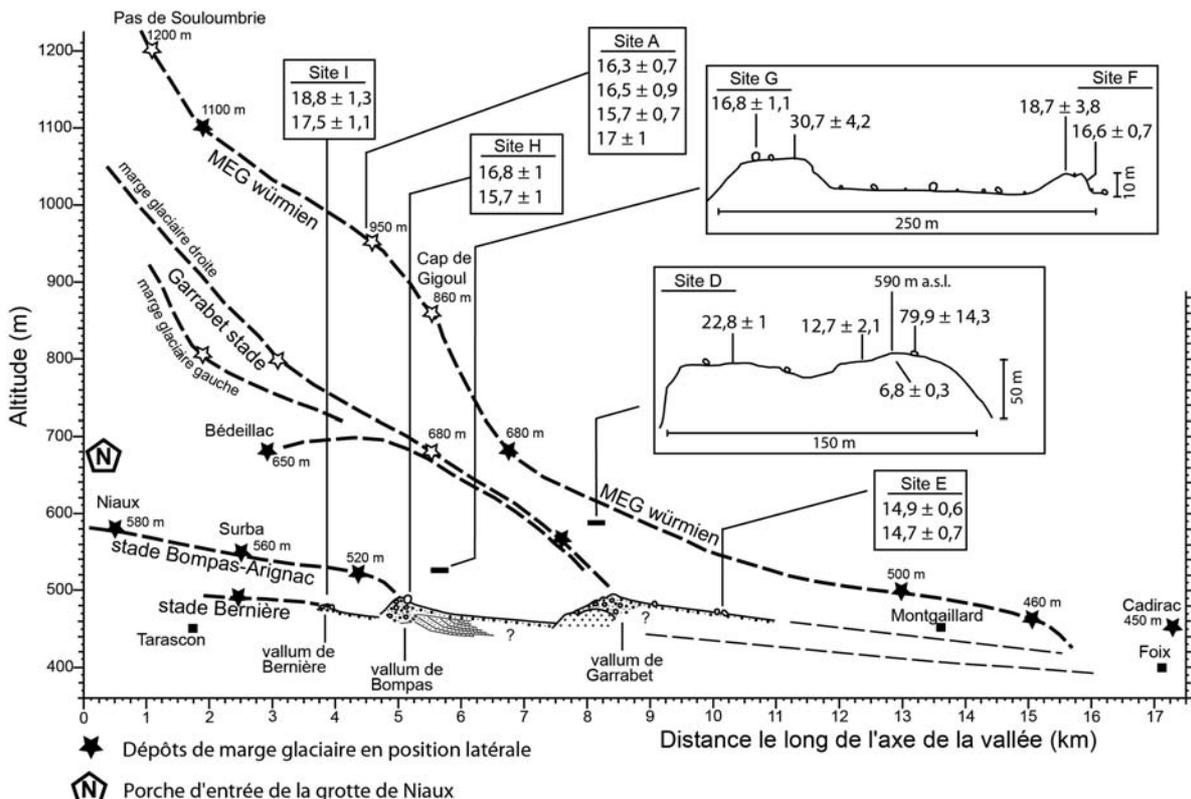


Fig. 3: Le glacier de l'Ariège dans les bassins de Tarascon et de Foix-Montgaillard. D'après Delmas et al., 2011.

G2 au temps d'exposition total enregistré sur la surface G1). Or, compte tenu de la position géographique de ce verrou, seulement 10 km en amont de l'emprise würmienne maximale, il est fort probable que cette paléo-dose a été acquise au cours de fluctuations du front glaciaire contemporaines du MIS 3. Dans ces conditions, il faut envisager, pour la surface G1, (i) une remise à zéro du compteur ^{10}Be au début du Würm (avant le MIS 3), puis, (ii) durant le MIS 3, une succession de périodes de déglaciation, au cours desquelles le ^{10}Be s'accumule, et de recouvrement (morainique ou glaciaire) au cours desquelles l'érosion glaciaire ne suffit jamais à effacer l'intégralité de la concentration de ^{10}Be préalablement acquise. (iii) La dernière

période de recouvrement par la glace de cette zone de verrou correspond au stade Garrabet et se situe avant $18,7 \pm 3,8$ ka, très probablement durant le Global LGM.

Une déglaciation post-LGM de grande ampleur et des paléoenlacements tardiglaciaires cantonnés aux hautes vallées

Après le Global LGM, les fronts glaciaires régressent très rapidement et sont cantonnés aux hautes vallées dès le début du Tardiglaciaire (Fig. 2, 4 et 5). Dans l'axe de l'Ariège, les datations ^{10}Be à $13,9 \pm 2,1$, $14,0 \pm 0,8$ et $15,2 \pm 3,3$ ka obtenues sur le verrou K permettent de dater du Dryas ancien les moraines du stade de Petches et de l'Allerød la déglaciation de

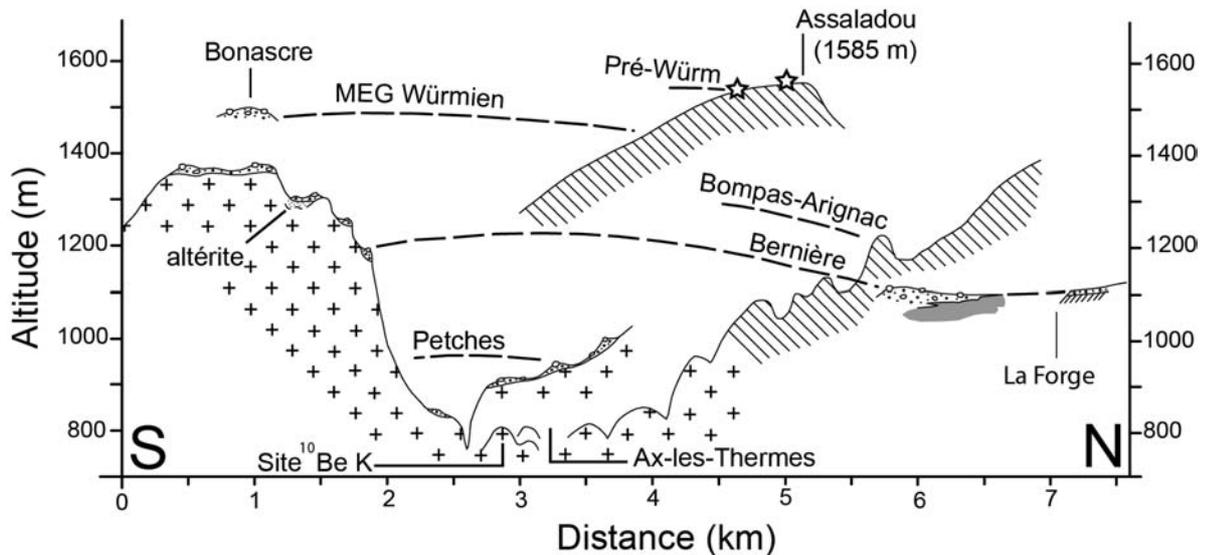


Fig. 4: Le glacier de l'Ariège dans le bassin d'Ax-les-Thermes. D'après Delmas et al., 2011

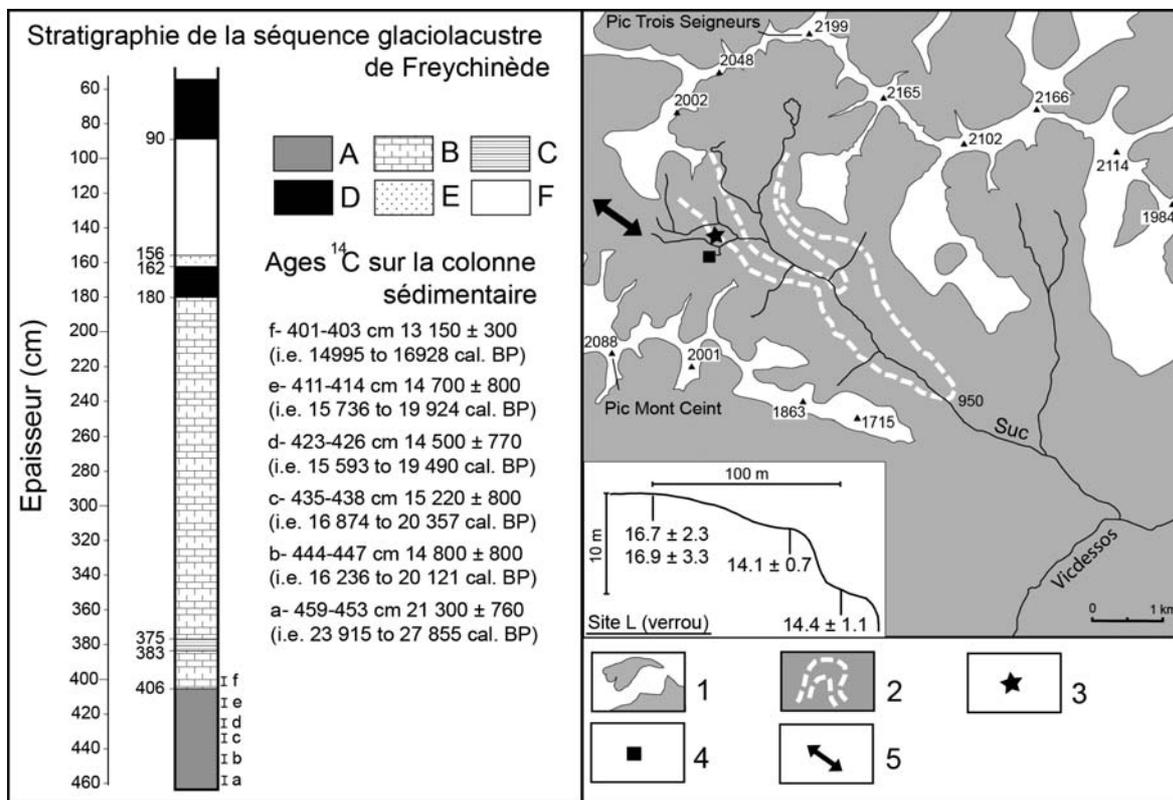


Fig. 5: Données paléoenvironnementales dans le secteur de Freychimèdes (haut Vicdessos). D'après Jalut et al., 1982 et Delmas et al. 2011.

cette zone de verrou. Dans le haut Vicdessos, les datations ^{10}Be à 14.1 ± 0.7 , 14.4 ± 1.1 et 16.7 ± 2.3 ka obtenues sur le verrou L permettent de restituer une histoire tardiglaciaire similaire et largement conforme aux reconstitutions paléoenvironnementales extraites de l'analyse multi-proxy de la séquence glaciolacustre de Freychinède (Jalut et al., 1982).

ÉVIDENCE D'UN PALÉOENGLACEMENT MIS 6

La datation à $122,2 \pm 4,9$ ka d'un bloc erratique pré-würmien (site M) confirme le caractère pré-würmien des dépôts en position très perchée et d'aspect localement dégradé et altéré qui ont servi à individualiser l'emprise pré-würmienne du glacier de l'Ariège.

CONCLUSIONS

Une cartographie détaillée des dépôts de marge glaciaire et de leur état d'altération a permis de reconstituer la paléogéographie de 6 stades d'engagements würmiens et pré-würmiens. Sur ces bases, on a pu intégrer l'ensemble des données chronologiques, relatives et absolues (^{10}Be , U-Th et ^{14}C), disponibles sur le bassin glaciaire ariégeois et proposer une chronologie totalement refondue des glaciations quaternaires dans les Pyrénées de l'Ariège. On retiendra qu'un paléoenlacement antérieur à l'Éémien, probablement contemporain du MIS 6, s'est avancé au-delà de l'emprise würmienne maximale et que cette dernière est contemporaine du MIS 4 (datation ^{10}Be à $79,9\pm 14,3$ ka sur le bloc D2 et datation U-Th à $91,4\pm 2,4$ ka sur le plancher stalagmitique de Niaux). Outre l'évidence d'un MEG würmien asynchrone par rapport au Global LGM, cette étude montre l'existence, durant le MIS 3, de fluctuations des marges glaciaires ariégeoises de l'ordre d'une dizaine de kilomètres au niveau du front (héritage d'exposition sur le verrou G daté à $30,7\pm 4,2$ ka). Le Global LGM représente quant à lui la dernière phase de progression glaciaire suffisamment ample pour avoir atteint le bassin de Tarascon et construit les vallums de Garrabet, de Bompas-Arignac et de Bernière (surfaces lx datée à $18,7\pm 3,8$ ka et Fx datée à $18,8\pm 1,3$ ka). Cette ultime poussée glaciaire contemporaine du Global LGM est suivie par une déglaciation extrêmement rapide et de grande ampleur car, dès le Dryas ancien, la plupart des fronts glaciaires sont cantonnés aux hautes vallées (datations ^{10}Be des sites K et L, datations ^{14}C et analyse minéralogique de la séquence de Freychinède). Dès lors, la taille des paléoenlacements est éminemment variable d'un secteur à l'autre du bassin glaciaire en fonction des conditions topoclimatiques locales. Ainsi, au Dryas ancien, la vallée de l'Ariège abrite encore un glacier de vallée d'une vingtaine de kilomètres de long tandis que la vallée de Suc, affluente du Vicdessos, n'est plus occupée que par un organisme glaciaire de 6 km environ.

References

Bakalowicz M., Sorriaux P. & Ford D.C., (1984): Quaternary glacial events in the Pyrenees from U-series dating of speleothems in the Niaux-Lombrives-Sabart caves, Ariège, France. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 38, 193–197.
Calvet M., Delmas M., Gunnell Y., Braucher R. & Bourlès D., (2011): Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees. In Ehlers J., Gibbard P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, a closer look Part IV*. Elsevier ed., Developments in Quaternary Science, sous presse.

SIMPOSIO DE GLACIARISMO. EL CUATERNARIO EN ESPAÑA Y ÁREAS AFINES, AVANCES EN 2011
SIMPOSI DE GLACIALISME. AVENÇOS EN 2011, EL QUATERNARI A ESPANYA I AREEES AFINS

Delmas M., Gunnell Y., Braucher R., Calvet M., Bourlès D., (2008): Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231–241.
Delmas M., Calvet M., Gunnell M., Braucher R., Bourlès D., (2011): Palaeogeography and ^{10}Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, 109–122.
Delmas, M., Calvet, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Bourlès, D. (2011, soumis) – Les glaciations quaternaires des Pyrénées ariégeoises. Approche historiographique, données paléogéographiques et chronologiques nouvelles. *Quaternaire*.
Depéret C., (1923): Les glaciations des vallées pyrénéennes françaises et leurs relations avec les terrasses fluviales. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Série 1*, 176, 1519–1524.
Faucher D., (1937): Le glacier de l'Ariège dans la basse vallée montagnarde. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 8, 335–349.
Goron L., (1941): Les vallums morainiques et les terrasses des dernières glaciations dans la région prépyrénéenne et son avant-Pays. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 12, 5–429.
Hubschman J., (1975): *Morphogenèse et pédogenèse quaternaire dans le piémont des Pyrénées garonnaises et ariégeoises*. Thèse de Doctorat d'État Lettres, Université de Toulouse le-Mirail (1974). Atelier de reproduction des Thèses de Lille III, 745 p.
Jalut G., Delibrias G., Dagnac J., Mardones M. & Bouhours M., (1982): A palaeoecological approach to the last 21 000 years in the pyrenees : The peat bog of Freychinède (Alt. 1350 m, Ariège, South France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 40, 321–359.
Mengaud M., (1910): Contribution à l'étude du glaciaire et des terrasses de l'Ariège et du Salat. *Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Toulouse*, 43, 19–41.
Pallàs R., Rodés A., Braucher R., Carcaillat J., Ortono M., Bordonau J., Bourlès D., Vilaplana J.M., Masana E. & Santanach P., (2006): Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2937–1963.
Pallas R., Rodes A., Braucher R., Bourles D., Delmas M., Calvet M. & Gunnell Y., (2010): Small, isolated glacial catchments as priority target for cosmogenic surface dating of Pleistocene climate fluctuations, SE Pyrenees. *Geology*, 38, 891–894.
Penck A., (1894): Studien über das Klima Spaniens während der Jüngerer Tertiärperiode und der Diluvialperiode. *Zeitschrift Der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 29, 109–141.
Putkonen J. & Swanson T., (2003): Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quaternary Research*, 59, 255–261.
Taillefer F., (1961): Recherches récentes sur le relief glaciaire de la vallée de l'Ariège. In *Pays de l'Ariège : archéologie, histoire, géographie*. Acte du congrès d'études régionales. Fédération des sociétés académiques et savantes Languedoc-Pyrénées-Gascogne. F. Cocharaux éd., 211–224.
Taillefer F., (1963): La carte de Morphologie glaciaire des Pyrénées au 1/50 000. Feuilles de Foix et de Vicdessos. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 34, 5–10.
Taillefer F., (1973): Le glaciaire de Foix. *Annales de la Fédération Pyrénéenne d'Économie Montagnarde*, 29, 13–23.
Taillefer F., (1977): Le glacier de l'Ariège dans le bassin de Tarascon. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 48, 269–286.
Taillefer F., (1985): Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 56, 323–338.



LE GLACIAIRE DU MASSIF DU CARLIT ET LES SYSTÈMES MORAINIQUES TERMINAUX DE CERDAGNE ÉLÉMENTS DE PALÉOGÉOGRAPHIE ET DE CHRONOLOGIE QUATERNAIRE

M. Calvet (1), M. Delmas (1), Y. Gunnell (2), R. Braucher (3) y D. Bourlès (3)

(1) Université de Perpignan Via-Domitia, Médi-Terra, 52 avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan, France, majali.delmas@univ-perp.fr, calvet@univ-perp.fr

(2) Yann Gunnell, CNRS UMR 5600 Environnement, Ville, Société, Université Lumière-Lyon 2, Faculté GHHAT, 5 avenue Pierre Mendès-France, 69676 Bron cedex, yanni.gunnell@univ-lyon2.fr

(3) CEREGE, UMR CNRS-Aix Marseille Université 6635, Technopôle de l'Arbois BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France, braucher@cerge.fr, bourles@cerge.fr

Abstract (The glacial landscape of the Carlit massif and the terminal moraines of Cerdagne, palaeogeographic features and new Quaternary chronologic data). The Carlit massif was the latest highly glaciated mountain toward the eastern Pyrenees, with an important ice cap feeding several glacier tongues 15 to 25 km long. It shows, especially on the Carol moraine terminal system, three generations of moraines related with three different stepped fluvial terraces, from the Middle to the Upper Quaternary, with clearly differentiated states of weathering. Recent Terrestrial *in situ*-produced Cosmogenic Nuclides (TCN) dating (^{10}Be) on erratic blocks cannot separate these three generations, but they prove an important advance during the global Last Glacial Maximum (LGM) around 22 ky, c. 0,5 km behind the Würmian maximum extent moraines. New data ^{10}Be and ^{26}Al on vertical profiles, on the oldest glaciofluvial deposits, are now in progress.

Mots-clés: moraines terminales, terrasses fluvio-glaciaires, cycles glaciaires quaternaires, datations par isotopes cosmogéniques *in situ*

Key-words: Terminal moraines, fluvio-glacial terraces, quaternary glacial cycles, Terrestrial *in situ*-produced Cosmogenic Nuclides dating.

INTRODUCTION

Le massif du Carlit est le dernier des grands massifs englacés vers l'est des Pyrénées (Fig. 1). Au maximum d'englacement würmien et à la différence des autres massifs de la façade méditerranéenne des Pyrénées, il était bien alimenté en neige par les flux humides de NW d'origine atlantique canalisés par les vallées de l'Ariège et de l'Orriège. Aussi, il portait une calotte épaisse de 400 à 500 m centrée sur les hautes vallées de la Grave et du Lanoux, qui ne laissait dépasser que les plus hauts sommets. Vers le SW, cette masse de glace s'étalait en glacier de plateau beaucoup plus mince. Elle alimentait plusieurs langues de 15 à 20 km de long qui venaient fondre aux marges des fossés d'effondrement du Capcir et de Cerdagne, où elles ont construit de volumineux systèmes morainiques terminaux qui sont parmi les mieux conservés des Pyrénées.

Ce massif a fait depuis longtemps l'objet de nombreux travaux géomorphologiques et cartographiques qui permettent de reconstituer précisément la paléogéographie des englacements quaternaires (Viers, 1961, 1968; Delmas, 2009; Autran et al., sous presse). Les systèmes terminaux renferment -situation assez exceptionnelle dans les Pyrénées- plusieurs générations de dépôts morainiques (Calvet, 1996, 1997). Ce fait a été perçu précocement pour le système du Carol (Panzer, 1932; Nussbaum, 1943, carte p. 134), le seul pour lequel P. Birot (1937, p. 33) admet "des traces probables d'une glaciation plus ancienne", tous les autres dépôts lui semblant relever d'"une seule avancée glaciaire", la plus récente car ayant laissé partout des formes très fraîches. Ce constat est repris et systématisé par G. Viers (1961, 1963, 1968, 1969), qui récuse toute trace de moraines anciennes et développe, en particulier dans cette région, un modèle monoglaciale radical. À la même époque cependant, la pluralité des glaciations était à nouveau reconnue pour le système du Carol, à

l'occasion des levés de la feuille Saillagouse de la carte géologique (Gourinard, 1971; Llac et al., 1988). On présentera ici les systèmes terminaux, qui ont fait l'objet de datations absolues publiées (Delmas et al., 2008; Delmas, 2009; Pallas et al., 2010) et d'autres en cours, par la méthode des isotopes cosmogéniques *in situ* (Terrestrial *in situ*-produced Cosmogenic Nuclides), en insistant sur celui du Carol où se localise le troisième arrêt de l'excursion.

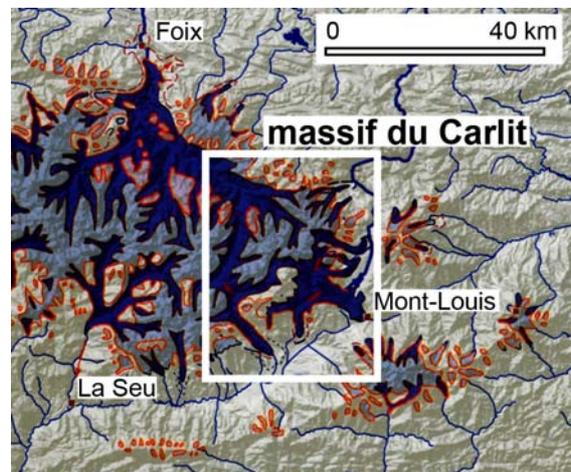


Fig. 1: Carte de localisation

REVUE DES SYSTÈMES MORAINIQUES TERMINAUX DU CARLIT

Les constructions morainiques latérales et frontales doivent leur volume considérable, principalement pour les langues orientales (de Mont-Louis au Capcir), au fait que les glaciers étaient certainement assez peu dynamiques et produisaient un volume médiocre d'eaux de fonte. Ces dépôts ont été préservés aussi grâce à leur étalement sur des plateaux ou des piémonts où se dispersaient les eaux proglaciaires, à l'écart des principales incisions des vallées. Il est probable aussi que leur volume

résulte *pro parte* de l'empilement sur place de plusieurs générations de dépôts morainiques wurmiens et pré-wurmiens, comme le montrent en particulier les coupes de la vallée du Galbe (Calvet, 1996 ; Delmas et al., 2009).



Fig. 2 : État d'altération des trois générations de moraines. En haut, moraines anciennes (Angoustrine), au centre, moraines moyennes (Espousouille), en bas, moraines würmiennes (Mont-Louis).

Les trois générations de matériaux morainiques se différencient très clairement par leur état d'altération très contrasté, directement corrélé à celui des nappes alluviales auxquelles on peut les raccorder (Calvet, 1996, 1997). Les données acquises en Cerdagne-Capcir ont pu être généralisées à l'ensemble des Pyrénées (Barrère et al., 2009), sur la base des travaux similaires réalisés en particulier sur le versant nord de la chaîne (Icole, 1973; Hubschman, 1973, 1975a, 1975b, 1984).

Les paléogéographies des complexes terminaux montrent de sensibles différences à la périphérie du massif, qui restent difficilement explicables (rôles probables de la topographie des vallées et des

conditions d'alimentation et d'écoulement des différents segments de l'*ice cap* du Carlit). Le complexe de Mont-Louis est directement posé sur le plateau d'érosion de la Perche, au-dessus de l'incision en gorge de la Têt, et ne se raccorde pas à des nappes alluviales, sauf pour le lobe qui diffuse vers le Capcir. Il ne montre que des dépôts récents, wurmiens, et il faut admettre que cette dernière avancée glaciaire a détruit ou recouvert tous les matériaux plus anciens, ou encore que ceux-ci, avancés dans la vallée en gorge de la Têt, n'ont pu être conservés. En Capcir (moraines des Angles-Lladure et du Galbe), les moraines pré-wurmiennes sont fossilisées sous celles du Würm, mais émergent aussi un peu en avant des fronts récents (quelques hectomètres au plus) et les raccords sont nets entre les nappes proglaciaires T1 et les moraines wurmiennes, ainsi qu'entre la génération T2 (terrasse de La Matte) et les moraines pré-wurmiennes. En Donnezan, en aval de Mijanès, les moraines altérées descendent jusqu'au confluent de l'Aude, 1 km en aval du front wurmien. C'est seulement en Cerdagne, sur les fronts de l'Angoustrine et du Carol, que l'on peut observer les trois générations de moraines, les plus anciennes s'étalant sur les hauteurs de part et d'autre des vallées, jusqu'à 2 km en aval du front wurmien, les deux plus récentes restant cantonnées au fond des vallées et bien séparées l'une de l'autre.

LE CAS DU SYSTÈME TERMINAL EN MONT-LOUIS

Il est formé exclusivement par des matériaux très peu altérés attribuables au dernier cycle glaciaire (Fig. 2), modelés en arcs morainiques successifs emboîtés les uns dans les autres (Fig. 3) et raccordés à des moraines latérales qui finissent par se confondre en un bourrelet unique (Viers, 1961, 1968; Delmas, 2005).

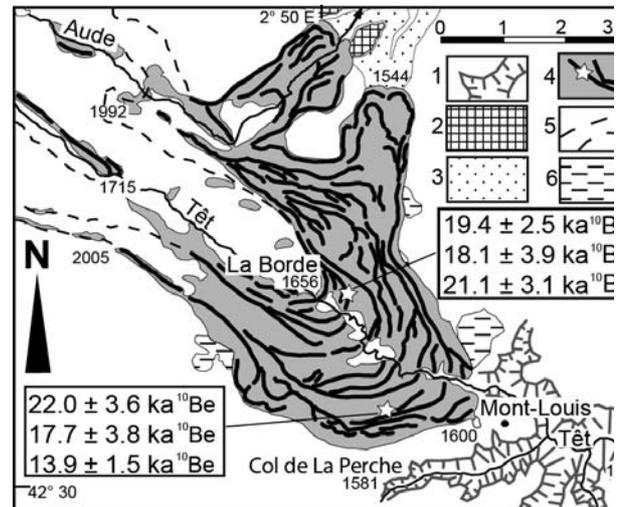


Fig. 3 : Le complexe glaciaire terminal de la Têt
1-Incision quaternaire des vallées sous la surface d'aplanissement fini-néogène du col de La Perche. 2-Nappe alluviale altérée T2 (MIS 6). 3-Nappe alluviale proglaciaire T1, non altérée et raccordée aux moraines du Würm. 4-Till non altéré du Würm et cordons morainiques, avec position des sites datés ¹⁰Be. 5-Limites d'extension des stades du Würm. 6-Obturations latérales fluvio-lacustres du Würm. Cartographie et données chronologiques d'après Delmas (2009) et Delmas et al. (2008).

Le cordon principal, lui-même composite, est large, haut de 50 à 100 m selon les points. Il est précédé de deux cordons plus bas et émousés et suivi vers l'amont par deux systèmes de retrait, eux mêmes complexes et moins puissants. Le système dit de Barrès est fait de quatre cordons, le plus récent venant surmonter un dépôt lacustre et deltaïque formé en arrière du barrage du troisième cordon. Le système de Borde comporte quatre ou cinq cordons et témoigne d'un glacier déjà très amaigri car sa moraine latérale reste nettement en contrebas de celle où se confondent le système frontal et le système Barrès.

La chronologie en a été récemment précisée grâce à l'utilisation conjointe de deux méthodes radiométriques (Delmas, 2009 ; Delmas et al., 2008). Les datations ^{10}Be du cordon principal ont porté exclusivement sur son bourrelet interne, avec trois âges à 13,9, 17,7 et 22 ka, qui indiquent une mise en place lors du Global LGM. Par conséquent les trois ou quatre cordons qui sont situés en avant doivent représenter des épisodes wurmiens plus anciens. Le système Barrès n'a livré que des âges trop jeunes, 14, 14 et 16,8 ka (en raison probablement de l'exhumation récente ou de l'écaillage des blocs). Par contre le système Borde a fourni trois âges cohérents et très proches (18,1, 19,4 et 21,1 ka). Au total, l'ensemble de ces cordons semblent s'être mis en place très rapidement pendant le Global LGM. Les marges d'erreur, de l'ordre de 2 à 4 ka sur cette série d'analyses réalisées au Tandétron de Gif-sur-Yvette, ne permettent pas d'être plus précis. La déglaciation postérieure à Borde semble avoir été extrêmement rapide, bien que jalonnée par 4 arcs principaux de retrait assez régulièrement espacés (à 1700 m, 1990 m, 2040 m, 2060 m). En effet, une tourbière fossile, située à 2150 m dans la haute vallée de la Grave, a fourni trois âges ^{14}C calibrés, tous entre 18,6 et 20,2 ka. Une récurrence au Dryas ancien est signalée sur le plateau du Carlit, la moraine du Llat ayant fourni un âge ^{10}Be de 18,4 ka. Au fond de la vallée de la Grave un dernier cordon à 2160 m indique peut-être le Dryas récent avec un âge à 11,6 ka, mais l'essentiel du massif sur sa façade méridionale semble totalement déglacé dès l'Allerød.

LE CAS DU SYSTÈME TERMINAL DU CAROL

L'intérêt de ce système (Fig. 4) réside dans la conservation exceptionnelle dans les Pyrénées des trois générations de moraines et de leur raccord aux nappes alluviales proglaciaires (Calvet, 1996, 1997, 2004; Calvet et al., 2011). Dans la chronologie régionale relative, fondée sur les altérations, établie dans les Pyrénées orientales et étendue à toute la façade nord de la chaîne (Calvet, 1996 ; Barrère et al., 2009; Calvet et al., 2008), les nappes alluviales s'étagent de T1 (assimilable au Würm) à T5 pour la plus haute. Les moraines récentes se raccordent à T1, les moraines moyennes à T2 et les moraines anciennes à T4. Les nappes, glaciés et cônes de piémont T3, largement représentés en Cerdagne, n'ont jamais montré de raccord aux moraines, probablement en raison de conditions climatiques trop sèches qui n'ont pas permis le développement de glaciers suffisamment puissants pour atteindre les marges des bassins.

Les moraines récentes

Elles sont formées par de puissantes moraines latérales, très bien conservées en rive droite jusqu'à Yravals. Les arcs frontaux, beaucoup moins volumineux, sont au nombre de quatre entre Latour et Enveitg. Le plus externe, celui de la Vignola, haut de 8 m, se raccorde au cône proglaciaire en pente assez forte qui porte à l'aval la gare de Puigcerda et se suit en rive gauche jusqu'au confluent avec le Sègre. Le plus interne porte l'église d'Yravals. Les datations ^{10}Be de la moraine latérale d'Yravals (Delmas, 2009 ; Pallas et al., 2010) ont livré trois âges très cohérents (22,9, 22,1, 21,7 ka) qui impliquent sa mise en place durant le Global LGM. Mais ce cordon latéral aux formes très fraîches passe à l'aval à un arc de retrait situé 0,6 km en amont du front externe de la Vignola, qui représente donc un épisode wurmien plus ancien (Fig. 4). Les étapes de la déglaciation peuvent être précisées grâce aux âges ^{10}Be produits par Pallàs et al. (2010). Il semble que la transfluence du col du Puymorens n'est déjà plus fonctionnelle au Dryas ancien.

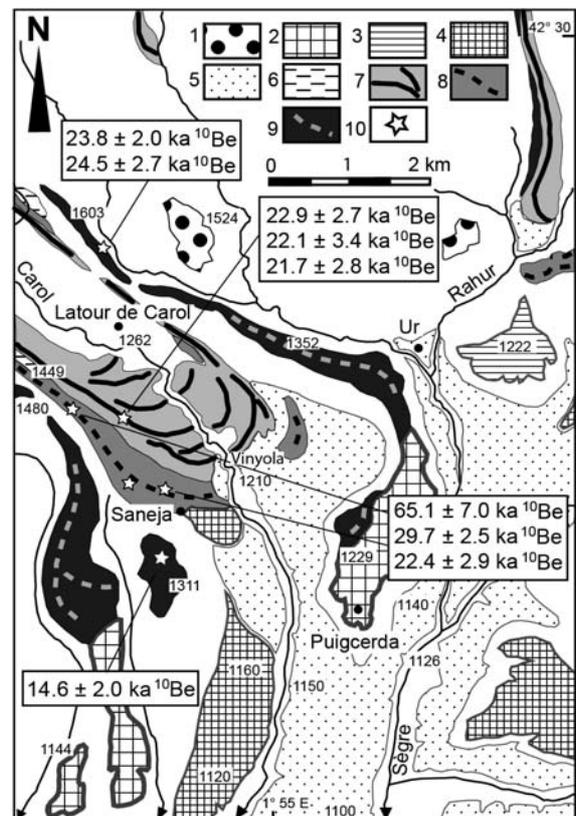


Fig. 4 : Le complexe glaciaire terminal du Carol

1-Alluvions fluviales du Plio-pléistocène ancien sur replats d'érosion. 2-Nappe alluviale proglaciaire très altérée T4. 3-Nappe alluviale, glaciés et cônes T3. 4-Nappe alluviale proglaciaire altérée T2. 5-Nappe alluviale proglaciaire peu ou pas altérée T1. 6-Obturations juxtaglaciaires. 7-Till peu ou pas altéré et cordons morainiques du Würm. 8-Till altéré et cordons morainiques très émousés du Pléistocène moyen raccordés à T2 (MIS 6). 9-Till très altéré et cordon morainique très émousé raccordé à T4 (MIS 12 ou 16 ?). 10-Sites datés par ^{10}Be : noter la dispersion des âges sur les moraines altérées. Carte extraite de Calvet (1996, 2004), données chronologiques d'après Delmas (2009).

Les moraines moyennes

Les matériaux morainiques altérés apparaissent ponctuellement sous les matériaux würmiens (coupe de la N20, 0,9 km au SE de Latour-de-Carol). mais le cordon latéro-frontal droit est très bien conservé, de St Pere de Sedret à Saneja. Sa surface lisse et cultivée contraste avec celle jonchée de blocs des cordons wurmiens. Les blocs y sont en général entourés d'un cortex arénisé épais de plusieurs décimètres et tous les galets sont fragiles ou friables, dans une matrice de teinte ocre vif (Fig. 2). Les âges ^{10}Be sur les rares gros blocs visibles en surface sont tous trop jeunes et non significatifs (8,5 à 65,1 ka, avec un gradient d'âges directement en relation avec la taille et la hauteur du bloc au-dessus du sol), en raison des traces d'écaillage et de l'exhumation dont cette vieille moraine au profil en travers très émoussé a souffert (Delmas, 2009).

La moraine passe à l'aval à une nappe alluviale très altérée, portant des sols à horizon Bt très argileux (Pla de Malamort-Ventajola). Ce plan alluvial domine à peine le plan T1 de rive gauche au niveau du pont de la route Puigcerda-La Seu. Mais plus en aval l'incision du Sègre s'accroît et cette nappe T2 finit par être perchée à +40 m, en rive gauche, à Sanavastre, où elle se dédouble, avec une banquette plus étroite à +30 m. Les données provisoires acquises en Ariège sur ces niveaux T2 (profils verticaux ^{10}Be et ^{26}Al en cours d'acquisition et d'étude) indiquent un âge quaternaire moyen sans ambiguïté.

Les moraines anciennes

Si les langues plus récentes restaient étroites et cantonnées dans la vallée, le système morainique ancien forme un amphithéâtre de piémont trilobé, large de 4 à 5 km. La coupe d'Ur (Fig. 5) en fournit la stratigraphie sur 30 m d'épaisseur. Sur le Néogène déformé à fort pendage SW (visible actuellement en coupe derrière les maisons à la sortie d'Enveitg)

repose une séquence fluvio-torrentielle en bancs réguliers indiquant des chenaux en tresses très mobiles. L'altération des galets y est généralisée et profonde (nombreux fantômes) jusqu'à la base de la coupe. Ce dépôt est surmonté en parfaite continuité par du matériel morainique très riche en farine limoneuse et en galets striés. Ce dépôt est encore grossièrement lité à la base, avec des passages latéraux au faciès torrentiel. Il est en vrac au sommet, où on observait quand la coupe était fraîche de grandes poches métriques, cicatrices de fonte de culots de glace. Les gros blocs de granodiorite sont en général très arénisés (Fig. 2), parfois à coeur (par exemple bloc plurimétrique sur la moraine latérale droite au sud de la route de Guils).

L'ancienneté de ce système est d'abord attesté par son raccord à une nappe alluviale T4 (terrasse de Puigcerda et d'El Remei sur la route de La Seu), étagé à +70 m, au-dessus de tout le système de glacis et cônes T3 de Cerdagne. En surface, on ne trouve que des éléments résistants, quartzites, grès, cornéennes, munis de cortex d'altération épais, mais aussi quartz à cortex ferrugineux rouge ou jaune et traces de forte éolisation. La coupe d'El Remei montre même des restes de sol rouge très argileux. Au total, ce sont tous les caractères distinctifs des vieux niveaux alluviaux du Roussillon que l'on retrouve ici sans ambiguïté (Calvet, 1996, 1997). Un profil vertical ^{10}Be et ^{26}Al a été échantillonné dans la coupe d'Ur, mais il est en cours de traitement.

CONCLUSIONS

La Cerdagne doit à ses conditions climatiques sèches, à la faible incision des vallées et aux facilités d'étalement procurées aux flux glaciaires issus du Carlit l'exceptionnelle conservation de ses systèmes morainiques. Cela permet la mise en évidence de trois grandes générations de formes et de dépôts glaciaires, dont la datation a fait beaucoup de progrès ces dernières années. Cela fait aussi de



cette région un cas exemplaire et exceptionnel dans les Pyrénées sinon en Europe, de géomorphosites en réseau illustrant l'histoire et la géomorphologie du Quaternaire, dont la plupart viennent de trouver leur place dans l'inventaire national des géosites en cours de réalisation.

Références bibliographiques

- Autran A., Calvet M. & Delmas M. (accepté) *Carte géologique de la France au 1:50000, feuille 1094 Mont-Louis et notice explicative*, BRGM édit., Orléans.
- Barrère P., Calvet M., Courbouleix S., Gil Peña I. & Martin Alfageme S. (2009) *Carte géologique du Quaternaire des Pyrénées à 1:400 000*, coord. S. Courbouleix et A. Barnolas, BRGM et ITGM édit., Année de la Planète Terre.
- Biro P. (1937) *Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles*, Baillière édit., 318 p.
- Calvet M. (1996) *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne: les Pyrénées orientales*. Thèse Doct. Etat., Document du BRGM n° 255, 3 t, 1177 p., 293 ph. h.t., pochette de cartes h.t.
- Calvet M. (1997): Los complejos fluvio-glaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos orientales) y sus enseñanzas, in: *Las huellas glaciares de las montañas españolas*, A. Gómez Ortiz y A. Pérez Alberti eds., Universidade de Santiago de Compostela, p. 263-290.
- Calvet M., Gunnell Y. & Delmas M. (2008)- Géomorphogenèse des Pyrénées, in: *Actes du Colloque Pyrénées d'Hier et d'Aujourd'hui*, Année Internationale de la Planète Terre, univ. Pau, 20-21 sept. 2008, Atlantica édit., p. 129-143.
- Calvet, M., Delmas, M., Gunnell, Y. & Braucher, R., Bourlès, D. (2011): Recent advances in research on Quaternary glaciations in the Pyrenees, in: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, a closer look Part IV*. Elsevier ed., *Developments in Quaternary Science*. Sous presse.
- Delmas, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Calvet, M. & Bourlès, D. (2008). Exposure age chronology of the last glacial cycle in the eastern Pyrenees. *Quaternary Research*, 69, 231-241.
- Delmas M. (2005): La déglaciation dans le massif du Carlit (Pyrénées orientales): approches géomorphologique et géochronologique nouvelles, *Quaternaire*, 16, 45-55.
- Delmas M. (2009) *Chronologie et impact chronologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. Thèse doctorat, université de Paris 1, 529 p.
- Delmas M., Calvet M., Gunnell Y. (2009) Variability of Quaternary glacial erosion rates. A global perspective with special reference to the Eastern Pyrenees. *Quaternary Science Review*, Elsevier, t. 28, p. 484-498.
- Gourinard Y. (1971): Les moraines de la basse vallée du Carol entre Latour et Puigcerda (Pyrénées orientales franco-espagnoles), *Compte-rendu à l'Académie des Sciences de Paris*, série D, t. 272, p. 3112-3115.
- Hubschman J. (1973) Etablissement par l'étude des faciès d'altération, d'un schéma stratigraphique du Quaternaire garonnais et ariégeois. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Série D 277, 753-755.
- Hubschman J. (1975a) *Morphogenèse et pédogenèse quaternaire dans le piémont des Pyrénées garonnaises et ariégeoises*. Thèse de Doctorat d'Etat Lettres, Université de Toulouse le-Mirail (1974). Atelier de reproduction des Thèses de Lille III, 745 p.
- Hubschman J. dir. (1975b) Le piémont quaternaire de la Garonne, excursion de l'AFEQ 8-10 mai 1975, *Bulletin de l'Association Française des Études Quaternaire*, 44-45, (3-4), 125-216.
- Hubschman J. (1984) Glaciaire ancien et glaciaire récent : analyse comparée de l'altération de moraines terminales nord-pyrénéennes. In: *Hommage à François Taillefer. Montagnes et Piémonts. Actes du Colloque de Géomorphologie sur les relations entre les montagnes récentes et leurs piémonts*, *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Travaux I, Toulouse, 313-332.
- Icole M. (1974) *Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental nord-pyrénéen. Essai de paléopédologie quaternaire*. Thèses sciences Paris (1973), *Sciences Géologiques*, Mémoire n° 40, Strasbourg, 201 p.
- Llac F., Autran A., Guitard G., Robert J.F., Gourinard Y. & Santanach P. (1988): *Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Saillagouse (1098)*, notice explicative par F. Llac (1989), 75 p., Orléans, BRGM édit.
- Nussbaum F. (1943): Orographische und morphologische untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. *Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern*, XXXV, 1942-1943, p. 1-148 (1945).
- Pallàs R., Rodès A., Braucher R., Bourlès D., Delmas M., Calvet M. & Gunnell Y. (2010): Small, isolated glacial catchment as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, vol. 38, n° 10, p. 891-894, doi: 10.1130/G31164.1.
- Panzer W. (1932): Die eizeitlichen Endmoränen von Puigcerda (Ostpyrenäen). *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 18, p. 411-421.
- Viers G. (1961): Le glaciaire du massif du Carlit (Pyrénées orientales) et ses enseignements. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, t. 32, 1, p. 5-33.
- Viers G. (1963): Les moraines externes de la Cerdagne et du Capcir (Pyrénées orientales, France) et leurs rapports avec les terrasses alluviales. *Actes VI^e Congrès INQUA*, Varsovie 1961, vol. III, p. 385-393.
- Viers G. (1968): La carte du relief glaciaire des Pyrénées. Feuille Mont-Louis au 1.50 000. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, t. 39, 4, p. 429-434, 2 pl. h.t.
- Viers G. (1969): Cerdagne-Capcir, in: Taillefer et al., *Livret-guide de l'excursion A6, Pyrénées orientales et centrales*, Roussillon, Languedoc occidental, VIII^e Congrès INQUA, Paris, 109 p., p. 67-72.



CRONOLOGÍA DE FASES GLACIARES EN LAS CUENCAS DE QUEROL Y MALNIU BASADA EN DATOS DE CONCENTRACIÓN DEL NUCLEIDO COSMOGÉNICO TERRESTRE BERILIO 10

R. Pallàs (1) y Á. Rodés (1,2)

- (1) RISKMAT, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028-Barcelona.
(2) Nerc Cosmogenic Isotope Analysis Facility, Scottish Universities Environmental Research Centre, Scottish Enterprise Tech. Park, East Kilbride G75 0QF, United Kingdom
raimonpallas@ub.edu, angelrodes@gmail.com

Abstract (Chronology of glacial phases in the Querol and Malniu catchments based on terrestrial cosmogenic ^{10}Be concentration data): Upper Pleistocene glacial deposits and landforms are abundant in the Querol and Malniu catchments (Cerdanya, Southeastern Pyrenees). A summary of the main glacial features and previous work in this area is provided to put the ^{10}Be exposure age dataset recently published by Pallàs et al. (2010) in context. The strengths and limitations of this dataset will be discussed during the post-symposium field excursion.

Palabras clave: Geología glaciaria, Pleistoceno superior, Querol, Malniu.

Key words: Glacial Geology, Upper Pleistocene, Noguera Ribagorçana.

INTRODUCCIÓN

La presente nota aporta un resumen de las características principales y de los antecedentes bibliográficos referentes de las cuencas glaciares del Querol y Malniu (Pirineos Orientales), con el objetivo de poner en contexto las dataciones numéricas referentes a este sector recientemente publicadas por Pallàs et al. (2010), Fig. 1. El potencial y limitaciones de los datos basados en concentraciones del nucleido cosmogénico terrestre ^{10}Be serán presentados y discutidos durante la salida post-congreso.

Características principales de las cuencas glaciares de Querol y de Malniu

El valle del Querol está situado en la vertiente meridional de los Pirineos Orientales, drena hacia la depresión de la Cerdanya y es afluente del río Segre. La porción de la cuenca con evidencias de haber sido glaciada tiene una extensión cercana a los 110 km² y muestra un desnivel máximo de aprox. 1700 m, desde su cabecera en el macizo de Carlit (2921 m de altitud) hasta la Cerdanya (aprox. 1200 m de altitud). En las cotas más bajas, en contacto con el relleno neógeno del borde septentrional de la fosa de la Cerdanya, se halla espectacularmente preservado el mayor complejo glaciar y glacio-fluvial terminal de los Pirineos surorientales. Los afloramientos rocosos en la cuenca glaciar se agrupan en (ver Fig. 1) 1) metasedimentos de edad Cambro-Ordovícica que afloran de forma extensa sólo en las zonas de cabecera al oeste del Macizo del Carlit y alrededor del curso bajo del río Querol; y 2) granitoides tardihercínicos que afloran en las cabeceras de las subcuencas afluentes del Orri, Campcardós y Malniu y en el curso medio del río Querol.

La zona de Malniu se halla al sur del Macizo de Puigpedrós, alberga una serie de circos fuertemente encajados en superficies de aplanamiento somitales que, en su base, enlazan con una topografía de pendientes suaves y en forma de silla (referida como

la planicie de La Feixa-La Màniga por Gómez Ortiz, 1985) situada a caballo de los valles de los ríos Duran (al oeste) y Querol (al este), mucho más encajados. Esta zona muestra claras evidencias de haber sido glaciada, con una extensión de aprox. 11.7 km², y un desnivel máximo de aprox. 900 m, (Fig. 1).

Antecedentes referentes a la cuenca del Querol

Nussbaum (1928) presentó una primera cartografía general de los Pirineos orientales en la que se localizan las morrenas terminales de los principales valles. Los primeros estudios de detalle del complejo terminal de Puigcerdà y del enlace entre morrenas y terrazas fluvio-glaciares corresponden a Panzer (1932), quien diferenció, basándose en las características topográficas y en el distinto grado de meteorización de los depósitos, tres morrenas principales e interpretó que cada una de ellas enlazaba con un nivel de terraza fluvial. A partir de la teoría al uso en aquel momento, Panzer propuso una edad *wurmiana* para la fase de construcción morrénica más reciente, una edad *risiana* para la intermedia, y una edad probablemente *mindeliana* para la fase glaciar más antigua. Posteriormente, Viers (1961) presentó un esquema cartográfico relativamente detallado de elementos glaciares del Macizo del Carlit y zonas vecinas. En él destacan claramente las morrenas laterales y frontales de las inmediaciones de Puigcerdà, además de las principales formaciones morrénicas observables a hacia los 1800 m de altitud en la zona del collado de Pimorent (subcuenca del Orri). En contraposición a las ideas de Panzer, Viers interpretó que todos los depósitos morrénicos de la zona son atribuibles a la última glaciación.

A su vez, Taillefer (1968) presentó una cartografía geomorfológica relativamente detallada de la subcuenca del Orri (referida como la Vignole) en la que describió la disposición de la sucesión de morrenas de este sector y en la que distinguió un

grupo de morrenas "antiguas" de las morrenas más internas, caracterizadas por bloques angulosos, que denominó "neoglaciares". Posteriormente, Gourinard, (1971) re-estudió las morrenas terminales y su enlace con las terrazas glacio-fluviales de la zona de Puigcerdà y, aunque propuso alguna diferencia respecto a la agrupación de Panzer, también consideró que este complejo terminal incluye depósitos de las tres glaciaciones más recientes. Finalmente, Calvet (1998) partió del mismo esquema de subdivisión de depósitos glaciares y fluvio-glaciares propuesto por Gourinard y, a partir del estudio sobre el grado de meteorización y

del desarrollo de suelos edáficos en diversas localidades seleccionadas también consideró que los depósitos son atribuibles a tres glaciaciones distintas. Este autor asignó a la última glaciación las morrenas de La Vinyola, Yravalls y las más internas, propuso una correlación con los estadios isotópicos marinos (MIS) 6 u 8 para la fase de construcción morrénica intermedia (Puig de Saneja), y sugirió tentativamente la correlación con el MIS 16 para la morrena más externa (Puigcerdà, Puig de St Martí y Serrat dels Fils).

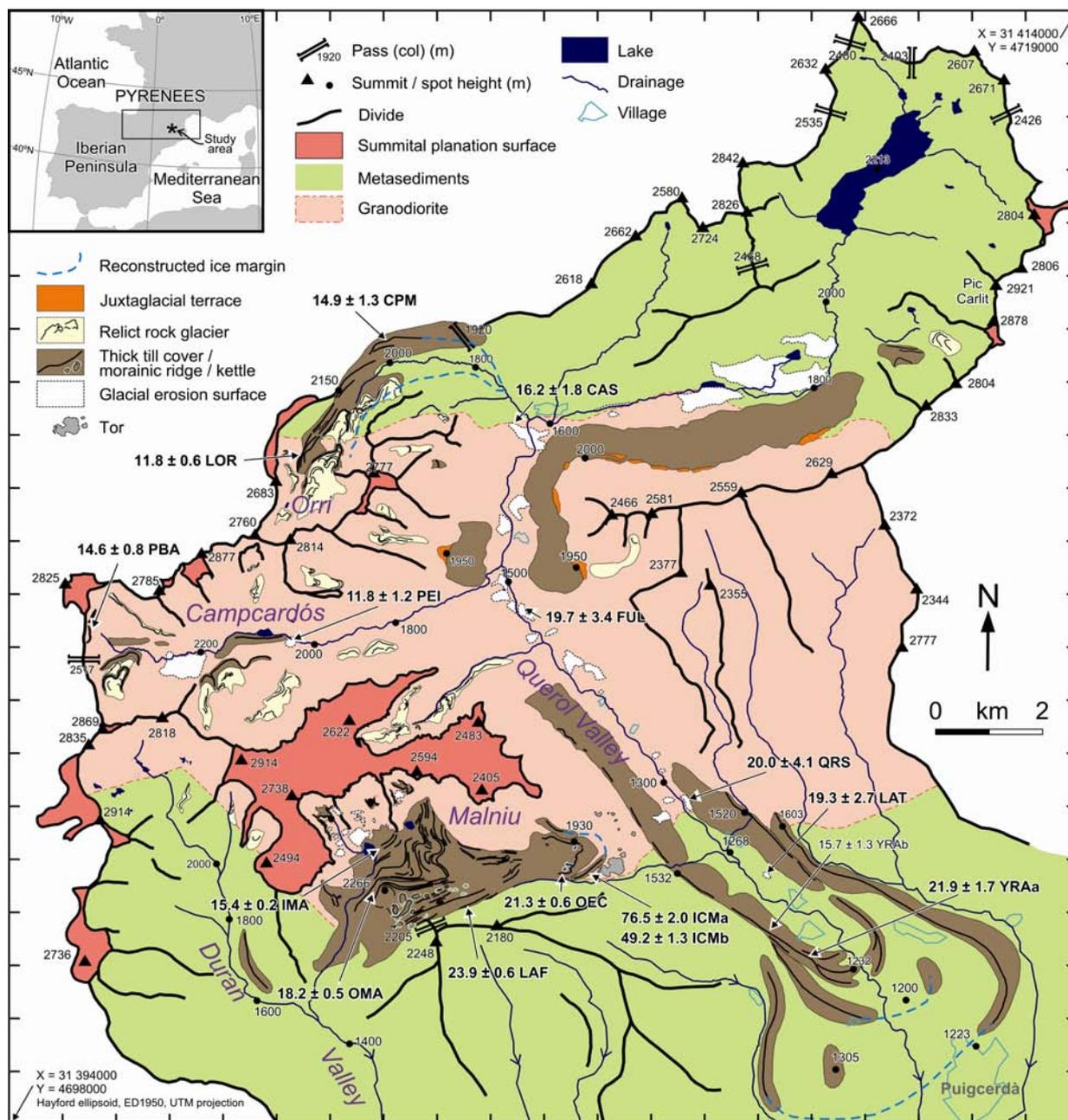


Fig. 1 from Pallàs et al. (2010): Situación y esquema geomorfológico de las cuencas glaciares de Queral y Malniu. Los números corresponden a edades mínimas de exposición en millares de años (^{10}Be), y las incertidumbres se expresan con una probabilidad de 1σ . Algunas de las edades mínimas reflejadas en esta figura provienen de edades de exposición individuales, mientras que el resto corresponden a las medias de grupos de edades de exposición altamente coherentes entre sí, ponderadas según el error.

Antecedentes referentes a la cuenca de Malniu

Viers (1961), Gómez Ortiz (1980, 1985), y Gómez Ortiz & Salvador Franch (1994) presentan cartografías geomorfológicas de zonas relativamente extensas que incluyen también la zona de Malniu. El mayor detalle de los trabajos de Gómez Ortiz y colaboradores destaca el fuerte encajamiento de los circos glaciares y elevado volumen de sedimentos asociados a los aparatos glaciares en esta pequeña cuenca de orientación sur (referida como Malniu-Guils). Estas observaciones se relacionan según estos autores, entre otros factores, con los procesos de deflación eólica sobre los campos de nieve que habrían recubierto las superficies de aplanamiento somital del Macizo de Puigpedrós y que, por efecto de vientos predominantes de componente norte, habrían permitido una sobrealimentación de la pequeña cuenca glaciar de Malniu

Las dataciones numéricas basadas en el nucleído cosmogénico terrestre ^{10}Be de las cuencas de Querol y Malniu: Potencial y limitaciones

Pallàs et al. (2010), ver Fig. 1, presentan una serie de dataciones numéricas basadas en la medición de las concentraciones del nucleído cosmogénico terrestre ^{10}Be sobre 52 superficies de muestreo (correspondientes a 11 superficies de erosión glaciar y 41 bloques morrénicos) en las cuencas de Querol y Malniu. Del total de superficies muestreadas, 27 corresponden al trabajo sobre la cuenca de Querol de Rodés (2008), 22 a la zona de Malniu muestreada por los miembros del *Laboratori de Núclids Cosmogènics Terrestres* de la *Universitat de Barcelona*, y el resto aportado por el grupo MEDITERRA (Université de Perpignan, encabezado por el prof. M. Calvet). Las concentraciones de ^{10}Be se han medido e interpretado en estrecha colaboración con el grupo *Nucléides Cosmogéniques* del CEREGE-*Université Aix en Provence*, encabezado por el prof. Didier Bourlès. Todos los datos de exposición publicados sobre la zona de estudio corresponden a superficies modeladas durante la última glaciación. No existen, por el momento, datos numéricos correspondientes a las formaciones morrénicas más externas del complejo de Puigcerdà interpretadas como correspondientes a glaciaciones más antiguas.

El método de datación de superficies mediante nucleídos cosmogénicos terrestres cuando se basa en las concentraciones de superficie y en un único nucleído da como resultado unas edades dependientes de la cantidad de erosión (parámetro generalmente pobremente acotado). Ello implica que, en principio, las edades resultantes sólo se pueden interpretar como edades mínimas de las formas muestreadas. A pesar de su incertidumbre, las edades mínimas obtenidas por Pallàs et al. (2010) en la morrena más externa de la cuenca de Malniu (c 76.5±7.1 o 49.2±4.5 ka, ^{10}Be) corresponden, de momento, a las más antiguas obtenidas mediante este método sobre una morrena en los Pirineos y, respecto a trabajos basados en nucleídos cosmogénicos anteriormente publicados, sitúan la base de datos de ^{10}Be en una situación más en consonancia con los datos de OSL obtenidos por Lewis et al. (2009) en el Pirineo Aragonés, que corroboran la interpretación ampliamente aceptada de una máxima extensión glaciar en los Pirineos

claramente anterior al LGM (último máximo glaciar a nivel global datado como 21±2 ka BP).

Además, Pallàs et al. (2010) interpretan que las morrenas formadas por grandes bloques angulosos que se hallan en superficies de muy baja pendiente en la zona de Malniu (la planicie de La Feixa) son idóneas para la obtención de edades de exposición fiables, es decir, poco desviadas respecto a la edad de deposición. La edad mínima de 23.9 ±2.5 ka (^{10}Be) obtenida en la morrena de mayor volumen de la cuenca sugieren que los glaciares en la zona de estudio habrían llegado a una extensión muy cercana al máximo de la Última Glaciación durante el MIS 2, en un período justo anterior al LGM. Esta fase de construcción morrénica parece correlacionarse con el período relativamente húmedo entre 30 y 25 ka BP deducido para el área Mediterránea (Hughes and Woodward, 2008), justo anterior a la fase registrada como intensamente árida coincidente con el LGM, que difícilmente podría haber alimentado aparatos glaciares extensos en los Pirineos.

Referencias bibliográficas

- Calvet, M. (1998). Los complejos fluvio-glaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos Orientales) y sus enseñanzas. In: Gómez, A., Pérez, A. (eds.) *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Santiago de Compostela, Spain, Universidade de Santiago de Compostela, p. 263-290.
- Gómez Ortiz, A. (1980) *Estudio geomorfológico del Pirineo catalán: morfogénesis glacial y periglacial de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Lles y Port Negre (Cerdanya-Alt Urgell)*. Tesis Doctoral. Dept. de Geografía, Universitat de Barcelona.
- Gómez Ortiz, A., (1985) Morfología glacial del macizo de Calmquerdós. Los heleros instalados en su borde meridional. *Notes de Geografia Física*, 13-14, 85-96.
- Gómez Ortiz, A. & Salvador Franch, F. (1994). Glaciarismo en el extremo oriental del Pirineo: Baixa Cerdanya y sur de Andorra. In: Martí Bono, C., García-Ruiz, J.M. (eds.) *El Glaciarismo surpirenaico: Nuevas aportaciones*. Geofoma Ediciones, Logroño, 65-90.
- Gourinard, Y., (1971). Les moraines de la basse vallée du Carol entre Latour et Puigcerda (Pyrénées orientales franco-espagnoles). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, sér. D*, 272, 3112-3115.
- Hughes, P.D. & Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23, 575-588.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. & Rhodes, E.J. (2009). Climatic implications of correlated upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67, 141-152.
- Nussbaum, F. (1928). Die diluviale Vergletscherungen Pyrenäen. *Geogr. Zeitschr.* 34, 388p.
- Pallàs, R., Rodés, Á., Braucher, R., Bourlès, D., Delmas, M., Calvet, M., & Gunnell, Y. (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, 38, 10, 891-894.
- Panzer, W. (1932). Die eiszeitlichen Endmoränen von Puigcerdà (Ostpyrenäen). *Zeitschrift für Gletscherkunde*, XX, 4/5. (disponible en versión traducida al catalán por L. Solé Sabarís, incluyendo nota preliminar, publicado en el *Butlletí del Centre Excursionista de Catalunya*, nº 467)
- Rodés, A. (2008). *La última deglaciación en los Pirineos: datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be , y modelado numérico de paleoglaciares*. Tesis Doctoral, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, 238pp.

Taillefer, F. (1968). Le néoglaciare Pyrénéen. *Mélanges de Géographie O. Tulippe*, 1. Ed. Duculot, Gemloux, 134-148.

Viers, G. (1961). Le Glaciaire du Massif du Carlit (Pyrénées Orientales) et ses enseignements. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 32, 5-33.



MORFOLOGÍA GLACIAR Y PERIGLACIAR DE LA Cerdanya (PIRINEO ORIENTAL): LOS SECTORES DE ARÀNSER-LA LLOSA Y LA FEIXA-LA MÀNIGA

A. Gómez Ortiz (1), F. Salvador Franch (1), M. Oliva Franganillo (2) y M. Salvà Catarineu (1)

(1) Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional, Universitat de Barcelona. Facultat de Geografia i Història. C. Montalegre, 6, 08001 Barcelona. gomez@ub.edu

(2) Centro de Estudos Geográficos. Universidade de Lisboa

Abstract (Glacial and periglacial features in the Cerdanya (Eastern Pyrenees): the area Arànser-La Llosa and La Feixa-La Màniga): The highest massifs of the Eastern Pyrenees were shaped by glaciers during the Quaternary. In the tectonic depression of the Cerdanya, where peaks exceed 2700 m, the different glacier systems generated significant erosion and accumulation features, though they remained confined in the mountain areas. The exception was the Querol glacier, the front of which reached the plain thanks to its larger glacial accumulation zone. In both study areas (Arànser-La Llosa and La Feixa-La Màniga) glaciers always adapted to the preglacial relief. Regarding the glacial chronology, glacial events took place during the Early Pleistocene (surely during the Last Glacial Maximum, LGM) according to cosmogenic datings. Small glaciers or nivation hollows could have developed in the area during the Little Ice Age if we consider its existence in the nearby valleys.

Palabras clave: Cerdanya (Pirineos orientales), cronología, procesos glaciares, procesos periglaciares.

Key words: Cerdanya (Eastern Pyrenees), chronology, glacial processes, periglacial processes

INTRODUCCIÓN

La Cerdanya, instalada en el Pirineo Oriental, es una cubeta tectónica intramontana construida a lo largo del Mioceno-Plioceno. Labrada en materiales paleozoicos con inclusión de batolito granítico tardiherciniano, fundamentalmente, se dispone en dirección generalizada noreste-suroeste formando parte del importante accidente morfoestructónico que, en igual sentido, secciona la vertiente meridional del Pirineo Oriental (alineación Rosselló-Conflent-Cerdanya-Urgellet). La Cerdanya está instalada a ambos lados de la frontera entre España y Francia y conforma una comarca natural (Fig. 1).

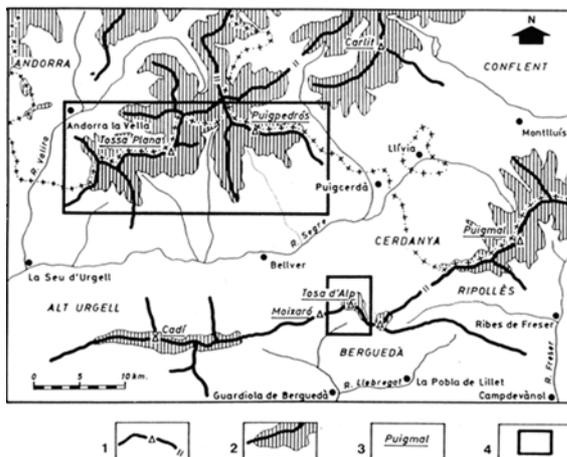


Fig. 1: Mapa de situación.

Las grandes unidades de relieve que definen a la Cerdanya son sus contrafuertes montañosos y el ancho valle que actúa a manera de enlace entre ellos, por donde discurre el Segre. Los contrafuertes conforman macizos basculados y compartimentados a partir de redes de fallas de trama ortogonal que han subordinado, casi siempre, la red fluvial. Es de destacar en ellos la existencia de diferentes niveles erosivos escalonados (Boissevain, 1934; Solé Sabarís & Llopis 1947), los dos más elevados

(somital, >2650 m; subsomital, >2100 m) de extensión considerable, en particular en el contrafuerte norte. En esta parte de la cadena pirenaica las cotas de sus macizos se mantienen aún elevadas, superando con creces los 2600 m (Tosa Plana de Llés, 2905 m; Puigpedrós, 2911 m; Carlit, 2921 m; Puigmal, 2910 m; Tosa d'Alp, 2531 m, Cadí, 2672 m). En todos ellos la acción glacial cuaternaria resultó efectiva y de gran interés morfológico sus registros deposicionales y erosivos en el contrafuerte norte de la cubeta, que es donde el volumen de la montaña mantiene las altitudes más elevadas y donde los valles y sus cabeceras ofrecen mayor desarrollo. En el contrafuerte sur el glaciario resultó puntual concentrándose sus principales focos en torno al macizo calcáreo de la Tosa d'Alp, donde se desarrollaron glaciares de circo con abandono de carga morrénica en corto recorrido (Gómez Ortiz & Salvador Franch, 1989).

GLACIARES RECLUIDOS EN CABECERAS Y VALLES

Del glaciario de Cerdanya existen referencias desde los primeros decenios del siglo XX, aunque es a partir del tercero y cuarto cuando se inicia su análisis científico y se valora su repercusión geomorfológica (Boissevain, 1934; Solé Sabarís & Llopis, 1944, 1947; Nussbaum, 1946). Entrada la década de los sesenta el tema continuó despertando interés, aunque, preocupando ahora, además, el contexto regional preglacial, la cronología relativa de acontecimientos y la cartografía geomorfológica (Taillefer, 1968; Viers, 1961, 1971; Gómez Ortiz 1987, Gómez Ortiz & Salvador Franch, 1994). Recientemente los estudios han focalizado intereses en cuestiones sedimentológicas, en particular en las alteraciones de los depósitos glaciares-fluvioglaciares y sus correlaciones en el tiempo (Calvet, 1998). Últimamente la preocupación investigadora también ha incluido la cronología absoluta de los registros erosivos y deposicionales a partir de técnicas cosmogénicas (Pallàs et al., 2010).

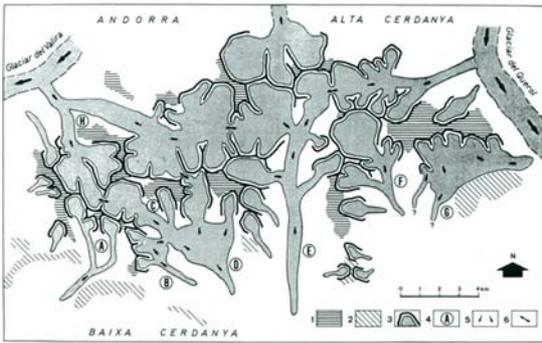


Fig. 2: Extensión máxima de los glaciares.



Fig. 3: Formas y depósitos glaciares.

Tabla 1: Glaciares tipo piedemonte.

Sistema	Orientación dominante	Cuenca de alimentación				Material morrénico		
		1	2	3	4	A	B	C
La Màniga-La Feixa	SSE	5	C	si	si	P	650	2150
Prat del Rec	S	4	S	si	si	P	528	1850
La Valleta	SE	3	S	no	si	P	172	1850

Cuenca de alimentación: 1. número de circos emisarios, 2. geometría (C. compuesta, S. simple), 3. Existencia de cuencas de sobreexcautación, 4. Existencia de glaciares rocosos.
Material morrénico: A. Tipología (P. piedemonte: amalgama de cumulos de bloques esparcidos a manera de manto), B. Superficie cubierta (ha), C. Cota más baja del frente externo (m).

Tabla 2: Glaciares tipo alpino (valle).

Sistema	Orientación dominante	Cuenca principal						Valle principal (colector)				Valles tributarios		
		1	2	3	4	5	6	A	B	C	D	I	II	III
Bercoerín	NW	2908	2200	2	si	no	si	6,1	1620	80/1360	si/L	1	S	si
Ariscos	SE	2752	2360	3	si	si	si	6,5	1560	120/2100	si/L, FL	1	S	si
La Llosa	E	2822	2400	4	si	si	si	14,2	1240	250/1750	si/L, FL	3	C	si
Durán	S	2647	2320	3	si	no	si	3,6	1620	150/1900	si/L, FL	1	S	si

Cuenca principal: 1. cota más alta, 2. cota más baja, 3. número de concavidades, 4. existencia de cubetas de sobreexcautación, 5. barra rocosa de cierre, 6. Existencia de glaciares rocosos.
Valle principal: A. longitud (km), B. cota más baja (m), C. espesor del hielo (m) y cota del lecho (m), D. Existencia de morrenas (L. laterales, FL. fronto-laterales)
Valles tributarios: I. número de emisarios, II. tipo de circos (C. compuestos, S. simples), III. Existencia de morrenas/glaciares rocosos

Tabla 3: Glaciares tipo circo.

Sistema	Orientación dominante	Cuenca principal						
		1	2	3	4	5	6	7
Sola del Riu	W	2500	2250	250	600	2	no	-
Coma Oriola	N	2400	2200	200	500	2	glaciar rocoso	1000
Coma Pregona	N	2450	2200	250	500	2	glaciar rocoso y material morrénico	1700
Set Fonts	NE	2250	2150	100	250	1	material morrénico	300
Comabella	SE	2400	2150	250	500	2	glaciar rocoso y Material morrénico	1200

1. altura máxima borde del circo (m), 2. altura base del circo (m), 3. desnivel máximo del circo, 4. anchura máxima del circo (m), 5. desniveles en la base del circo, 6. existencia de depósitos evacuados, 7. longitud cubierta por los depósitos morrénicos (m)

Por lo que respecta a la morfología periglacial de Cerdanya hay que señalar que su estudio es mucho más reciente. Adquirió especial relevancia con los trabajos de Soutadé, Baudière y Serve acerca de los procesos biofísicos de los espacios supraforestales del Pirineo Oriental, iniciados en la década de los setenta del siglo XX (p.e. Serve, 1972; Soutadé & Baudière, 1973; Soutadé, 1979; Serrat, 1979; Gómez Ortiz, 1987). Desde entonces el interés por la morfodinámica de los procesos fríos periglaciares ha venido focalizando atención a las formas de relieve

heredadas, tanto cuaternarias como actuales, éstas últimas interpretadas desde enfoques pluridisciplinares (Gómez Ortiz, 1987).

LOS SISTEMAS GLACIARES DE LOS SECTORES DE ARÀNSER-LA LLOSA Y LA FEIXA-LA MÀNIGA

Entre los surcos del Querol y Valira y conformando parte del contrafuerte norte de Cerdanya se interpone el macizo granitoide de Andorra-Mont-Lluis, en el que fijan las principales cabeceras los tributarios del Segre en esta parte pirenaica. En su conjunto, se trata de montañas de formas evolucionadas coronadas por importantes restos de superficies de erosión antiguas basculadas y entrecortadas por surcos fluviales afluentes del Segre (ríos Arànsér, Vallcivera-La Llosa, Duran). La acción glaciar en esta parte de Cerdanya resultó efectiva introduciendo cambios en el relieve (sobre todo en sectores cumbres) aunque sin modificar, nunca, sus líneas maestras, hasta el punto que fue el relieve preglaciar quien determinó la morfodinámica y resultados morfológicos de los diferentes sistemas glaciares instalados. En cuanto a la ELA podría haber quedado instalada en torno a los 2150-2000 m (Solé Sabarís, 1951; Viers, 1971).

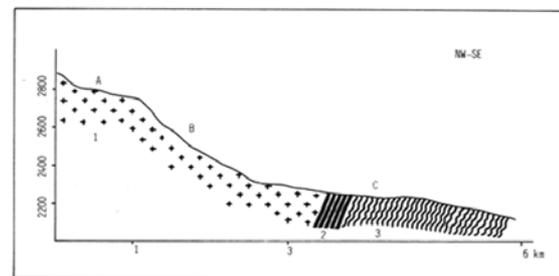
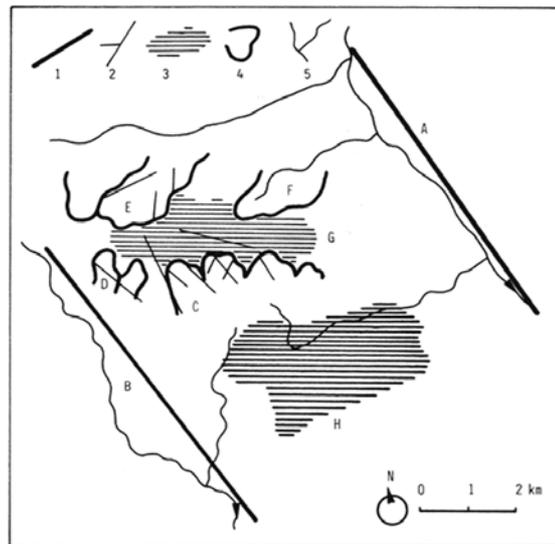


Fig. 4: Secuencia morfotopográfica planicie somital-planicie subsomital (Calmquerdós-La Feixa-La Màniga)

El glaciario en los sectores de Arànsér-La Llosa y La Feixa-La Màniga quedó encerrado en el interior de la montaña, pues los frentes no alcanzaron la planicie de la cubeta de Cerdanya, como sí sucedió en el vecino glaciar del Querol. Las masas de hielos de los diferentes sistemas glaciares siempre permanecieron acomodadas a los moldes de las primitivas cabeceras de torrentes y surcos de valles preglaciares. Respecto a las morrenas estas

quedaron esparcidas sobre la planicie subsomital, a manera de morrenas de piedemonte (La Feixa-La Màtiga, Prat del Rec, La Valleta), y en el seno y fondo de los valles (Bescaràn, La Llosa, Duran), logrando fusionarse en algunos sectores (Fig. 2 y 3). Estos datos permiten proponer para esta zona de Cerdanya sistemas glaciares tipo piedemonte y tipo alpino (valle), además de aquellos otros de menor envergadura que podrían calificarse de circo, como sería el caso de los sistemas alojados en el macizo de Tosa d'Alp y Serra del Cadí (tablas 1, 2 y 3).

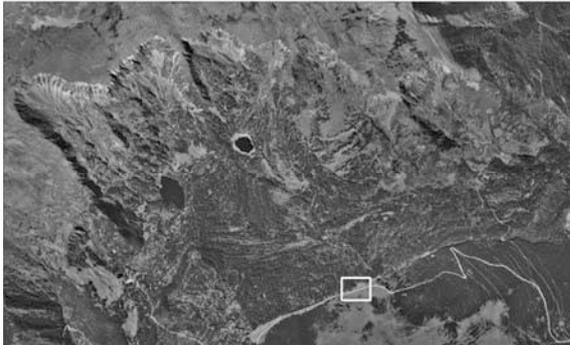


Fig.5: Ortofotografía del sector Malniu-Guils © ICC.



Fig.6: Frente del avance morrénico (23,4 ka).



Fig.7: Planicie de La Feixa-La Màtiga.

LAS ALTIPLANICIES CULMINANTES Y LAS FIGURAS GEOMÉTRICAS

Es un tema recurrente el valorar la eficacia del glaciario en las altiplanicies cimaras de Cerdanya. Así vino sucediendo hasta bien entrada la década de

los ochenta del siglo XX, desde Boissevain (1934), hasta Viers (1971) y Soutadé (1980). El tema central se focalizaba en determinar si ellas debieron estar cubiertas por masas de hielo, a manera de plataformas con flujo divergente o, por el contrario, si los hielos en ellas instalados fueron incapaces de generar morfologías glaciares significativas pero sí desarrollar formas periglaciares, tanto erosivas como deposicionales.

Al margen de una u otra valoración lo cierto es que los retazos de altiplanicies cimaras del contrafuerte norte de Cerdanya que aún se conservan, en particular Calmquerdós (Fig. 4), Colomer, Claror-Perafita, podrían interpretarse como superficies de crioplanación coronadas por *tors* y salpicadas por figuras geométricas (círculos de piedras enraizados, de medidas métricas sin funcionalidad) incluyendo enclaves turbosos, muy espectaculares, todo ello, en Calmquerdós (>2700 m) (Fig. 8 y 9). Se trata de sectores de desnivación repetitiva por la acción continuada de los vientos del cuarto cuadrante, que han venido favoreciendo la sobrealimentación nival en los circos a sotavento con exposición este y sureste, principalmente (Viers, 1971; Soutadé, 1980; Gómez Ortiz, 1987).



Fig.8: Figuras geométricas (círculos de piedras) en Calmquerdós



Fig.9: Figura geométrica de Calmquerdós

Acerca del debate suscitado sobre el funcionamiento morfodinámico de estas plataformas cimaras a lo largo de los tiempos finipleistocenos, la determinación cronológica de los círculos de piedras, de los *tors* y de los sedimentos que conforman los

enclaves turbosos podría dar luz a esta cuestión (Fig. 10 y 11).



Fig. 10: Ortofotografía del sector de Calmquerdós © ICC.

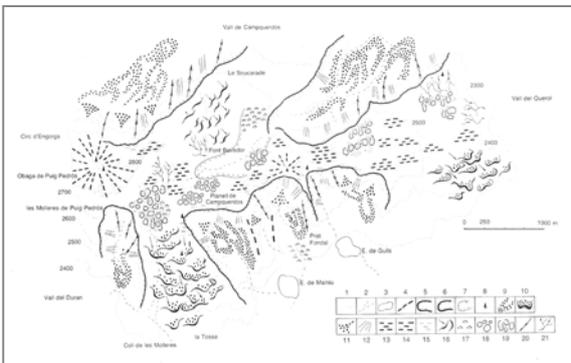


Fig. 11: Morfología de Calmquerdós.

LA DATACIÓN DE LOS ACONTECIMIENTOS GLACIARES

La cronología de los acontecimientos glaciares en Cerdanya tradicionalmente se ha realizado a partir de las formas de modelado de los depósitos morrénicos, del grado de alteración de sus sedimentos y del lugar ocupado en el espacio glaciado (Solé Sabarís, 1951; Viers, 1961; Taillefer, 1969; etc.). Ello ha venido proporcionando propuestas de cronología relativa, siempre inmersa en la terminología glaciaria alpina. En la década de los setenta ochenta del siglo pasado y de la mano de la paleobotánica (Jalut, 1974), se logró precisar más en el tiempo gracias a los análisis de ^{14}C . Más recientemente se ha venido a sumar, entre otras técnicas, la datación a partir de isótopos cosmogénicos (^{10}Be) en formas deposicionales (morrenas) y erosivas (umbrales rocosos) (Pallàs et al., 2010).

Los resultados obtenidos a partir de técnicas cosmogénicas en esta parte de Cerdanya (La Feixa-La Mònica) y La Llosa han determinado la existencia de actividad glaciaria generalizada desde el denominado *Last Glacial Maximum* (LGM) hasta la reclusión de los hielos en las cavidades más elevadas de los circos, ya en el tránsito al Holoceno, donde se construyeron importantes generaciones de glaciares rocosos, hoy inactivos.

Acerca de la cronología en que debieron desarrollarse estos acontecimientos hay que resaltar, por lo que se refiere a las morrenas de piedemonte de La Feixa-La Mònica, en concreto al frente establecido a 2150 m de altitud, que la edad que ofrecen los registros obtenidos (fragmentos de granodiorita) y datados por cosmogenia otorgan edades en torno a los 23 ka BP (23.9, a partir de ^{10}Be (Pallàs et al., 2010) y 23.4 ka, a partir de ^{36}Cl - datos propios inéditos-) (Fig. 5, 6 y 7). Hay que resaltar, además, que en el frente oriental de este extenso depósito (de 6,25 km²) que colma el surco preglaciario del río Tort, Pallàs et al., (2010) han determinado en arcos sucesivos muy próximos entre sí y distantes unos 1,5 km de la morrena lateral externa del Querol, edades de 21.3 ka, 49.2 ka y 76.5 ka.

En cuanto al valle de la Llosa sólo se dispone de una datación válida. Ésta corresponde al umbral rocoso de Els Angels, a 1673 m de altitud, a una distancia próxima a los 5 km del segmento frontolateral más externo de la lengua glaciaria y a unos 8,2 km de cabecera. La edad asignada a este registro, a partir de ^{36}Cl , es de 13.6 ka BP (datos propios inéditos).

Los más recientes testimonios glaciares desarrollados en los sectores de Arànsers-La Llosa y La Feixa-La Mònica podrían haber coincido con el periodo de la denominada Pequeña Edad del Hielo, si tenemos en cuenta su existencia en el cercano valle del Madriu (sector Estall Serrer-Setut), en el sureste de Andorra (Mateo & Gómez Ortiz, 2004).

LOS GLACIARES ROCOSOS (ROCK GLACIERS)

Los glaciares rocosos presentan un gran desarrollo en los sectores Arànsers-La Llosa y La Feixa-La Mònica, pues todos los cuencos de los circos albergan este tipo de morfologías, incluso con formas de modelado diferenciadas. La formación de los glaciares rocosos coincide con el periodo en que los hielos glaciares quedaron reducidos y arrinconados en las concavidades más elevadas de los circos y el suministro de clastos, a partir de la destrucción de las paredes de estas concavidades, alcanzó espesores suficientes como para enmascarar a las masas heladas. Acerca de la edad en que esto debió suceder no se disponen de datos precisos pero a juzgar de dataciones cosmogénicas de segmentos de morrenas cercanas a cabeceras podría haber acontecido en torno a los 11 ka (Pallàs et al., 2010) o incluso más cercano a nosotros.

Respecto a los tipos de glaciares rocosos hay que reseñar que predominan los de morfología lobulada simple y compleja, en función de la dimensión de la caja o surco en que se alojan. Ellos se caracterizan por presentar varias generaciones de arcos y/o festones pudiendo, incluso prolongarse hasta el surco del valle. También hay cuerpos de glaciares

rocosos conformados por arcos sucesivos. Acerca del material clástico que conforma estos relieves reseñan los conformados por granodioritas (del batolito traidherciniano) y aquellos otros construidos a base de esquistos micáceos (de la aureola metamórfica, sobre todo). Los primeros generando formas más agrestes que los segundos, aunque con menor proporción de fracción menuda y fina. Los ejemplos de Vallcivera, en el sistema glaciar de La Llosa (Fig. 12, 13 y 14), y los de la Carabassa-Font Branella, en la Serra de Colomer (valle del Duran), resultan muy ilustrativos al respecto (Gómez Ortiz, 1987).

En la actualidad, los glaciares rocosos del Pirineo Oriental y, en particular en los sectores Arànsers-La Llosa y La Feixa-La Màniga, no presentan funcionalidad.



Fig. 14. Valle del Duran



Fig. 12: Morfología del sector Vallcivera (sistema glaciar de La Llosa)

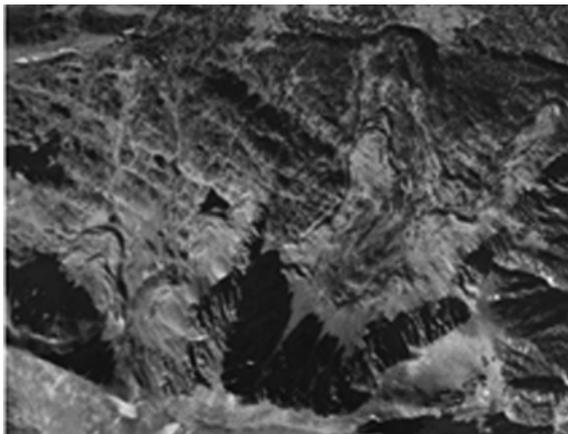


Fig. 13: Ortofotografía del sector de Vallcivera © ICC.

CONCLUSIONES

La huella glaciar en Cerdanya (Pirineo Oriental) resulta de gran interés geomorfológico, aunque quedó retenida en el interior de la montaña, pues las lenguas glaciares no invadieron el fondo de la cubeta. Sólo lo hizo el sistema glaciar del Querol por su mayor espacio glaciado. La ELA debió instalarse en torno a los 2150-2200 m. El glaciario en los sectores Arànsers-La Llosa y La Feixa-La Màniga debió actuar con seguridad durante el *Last Glacial Maximum* (LGM), a juzgar por las recientes dataciones de registros erosivos y deposicionales obtenidas a partir de técnicas cosmogénicas. Incluso podría ser anterior. Las lenguas glaciares no superaron los 13 km (valle de La Llosa). En cuanto al material morrénico destaca, por su extraordinaria superficie cubierta (6,25 km²), el asentado en la planicie de La Feixa-La Màniga. Los glaciares rocosos instalados en los cuencos glaciares, con gran desarrollo espacial, marcan el tránsito hacia el Holoceno.

Referencias bibliográficas

- Boissevain, H. (1934). *Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la haute vallée du Segre (Pyrénées catalanes)*. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 66: 32-170.
- Calvet, M. (1998). Los complejos fluvioglaciares de Cerdanya-Capcir (Pirineos orientales) y sus enseñanzas. En: *Las huellas glaciares de las montañas españolas* (A. Gómez Ortiz & A. Pérez Alberti, eds.). Public. Universidade de Santiago de Compostela. pp.263-290.
- Gómez Ortiz, A. (1987). *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirinencs. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell*. Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona. 161 pp.
- Gómez Ortiz, A. & Salvador Franch, F. (1989). El modelado glaciar del macizo de la Tosa d'Alp (Pirineo oriental). *XI Congreso Nacional de Geografía*, vol.2: 89-99. AGE, Madrid.
- Gómez Ortiz, A. & Salvador Franch, F. (1994). Glaciario en el extremo oriental del Pirineo: Baixa Cerdanya y sur de Andorra. En: *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones* (C. Martí Bono & J.M. García Ruiz, eds.). Geofoma, Logroño. pp.65-90.
- Jalut, G. (1974). *Evolution de la végétation et variations climatiques durant les quinze derniers millénaires dans l'extrémité orientale des Pyrénées*. Tesis Doctoral. Université Paul Sabatier. Toulouse.

- Mateo García, M. & Gómez Ortiz, A. (2004). La Pequeña Edad del Hielo en Andorra: episodios morfogenéticos y su relación con la producción de cereales en Europa. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 99 (1-4): 173-183. Madrid.
- Nussbaum, F. (1946). Orographische und Morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. *Jahresb. Geogr. Gess. Ver. Buhdruckerei Neukomm & Salchrath*. 247 pp.
- Pallàs, R.; Rodés, A.; Braucher, R.; Boulès, D.; Delmas, M.; Calvet, M. & Gunnell, Y. (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of Pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology*, 38: 891-894.
- Serrat, D. (1979). Rock glacier morainic deposits in the Eastern Pyrenees. En: *Moraines and Varves*. (Ch. Schluchter, ed.). Balkema, Rotterdam. pp.93-100.
- Serve, L. (1972). *Recherches comparatives sur quelques groupements végétaux orophiles et leurs relations avec la dynamique périglaciaire Dans les Pyrénées-Orientales et la Sierra Nevada*. Tesis Doctoral. Universitat de Perpinyà. 325 pp.
- Solé Sabarís, Ll. & Llopis Lladó, N. (1944). Estudios geológicos en el alto valle del Segre. *Ilerda*, II (2): 275-338. Lleida.
- Solé Sabarís, Ll. & Llopis Lladó, N. (1947). Sobre la tectónica del alto valle del Segre. *Estudios Geológicos*, 6: 3-53. Madrid.
- Solé Sabarís, Ll. (1951). *Los Pirineos. El medio y el hombre*. Ed. Martín. Barcelona.
- Soutadé, G. & Baudière, A. (1973). Mutations phytogéographiques et variations climatiques durant l'Holocène dans les Pyrénées méditerranéennes françaises. *IX Congrès International INQUA, Christchurch*. pp.90-93.
- Soutadé, G. (1980). *Modèle et dynamique actuelle des versants supraforestiers des Pyrénées Orientales*. Tesis Doctoral. Impr. Coop. Du Sud-Ouest. Albi. 452 pp.
- Taillefer, F. (1968). Le néoglacière pyrénéen. En: *Mélanges de Géographie O. Tulipe*, vol.1: 134-148. Duculot, Grenoble.
- Taillefer, F. (1969). Les glaciations des Pyrénées. *Etudes françaises sur le Quaternaire. VIII Congrès International INQUA*, pp.19-32. Paris.
- Viers, G. (1961). Le glaciaire du massif du Carlit (P.O.) et ses enseignements. *Rev. Géogr. Pyr. et Sud-Ouest*, XXXII (1): 5-33. Toulouse.
- Viers, G. (1971). L'englacement quaternaire des Pyrénées orientales et ses problèmes climatiques. *Coll. milieux naturels supra-forestiers montagnes du bassin occidental de la Méditerranée*, pp.57-64. Perpinyà.



GEOMORFOLOGIA GLACIAL DEL TRAM FINAL DE LA NOGUERA PALLAUSA I RIU FLAMICELL (ELS PALLARS)

V. Turu (1), J. Ventura (2), X. Ros (3), A. Pèlachs (4), A. Vizcaino (5) i J.M. Soriano (4)

- (1) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, AD 500, Principat d'Andorra, igeofundació@andorra.ad
- (2) Aurensis, Rosa Sensat 9-11, 6^a, 08005 Villa Olímpica, Barcelona: jventura@aurensis.com
- (3) Geo3 SL, Av. Príncep Benlloch 66-72, AD 500, Principat d'Andorra, geo3@andorra.ad
- (4) Departament de Geografia, UAB, 08193 Cerdanyola del Vallès (Bellaterra). albert.pelachs@uab.cat
- (5) Dept. Environm. Earth Sys. Science, S. Earth Science, Green Earth Sci. 239, Stanford University, Stanford, CA-94305.

Abstract (Glacial Geomorphology of the final section of the Noguera Pallaresa and Flamicell Rivers (The Pallars)): Some sedimentary deposits associated with frontal moraines have been analyzed in the valley of the Noguera Pallaresa river. In this valley all fronts moraine have not been preserved. However, in the Flamicell river valley have been identified two fronts terminal moraine. Specifically in the Vall Fosca, the Molinos and the Senterada one, corresponding to the phases of valley glaciers and glacial maximum, respectively.

Paraules clau: Morrenes frontals, dipòsits glaciofluvials, cubeta de sobreexcavació, màxim glacial.
Key words: Terminal moraines, glaciolacustrine deposits, over-excavation basin, glacial maximum.

INTRODUCCIÓ

La Noguera Pallaresa albergava l'aparell més extens del sector meridional dels Pirineus, amb una longitud durant el darrer màxim glacial superior als 50 Km (Brú et al., 1985), amb un front glacial situat entre Sort i Llavorsí (Fig. 1).

LA CUBETA D'ESTERRI D'ÀNEU

Al nord de Llavorsí es troba la cubeta d'Esterrí d'Àneu (957 m) que és la més gran en extensió (6,5 X 1,5 Km) i en profunditat (vora de 400 m) de totes les valls glacials prospectades als Pirineus (Bordonau, 1992). La cubeta va funcionar com a gran concentrador de glaços, com els de la Bonaigua i Noguera Pallaresa però també els de la Vall de Son (Ventura, 2010) i la Vall d'Unarre, on es troben ben representades les tres fases glacials identificades per Bordonau (1992) pel darrer cicle glacial (màxim, estabilització, glaceres de vall). En confluïr les diverses valls el glaç hauria assolit la cota de 1500 m i el glaç hauria sobreexcavat la cubeta al darrer cicle glacial (Bordonau, 1992). Aquest autor va efectuar una prospecció geoelectrica observant la presència de 3 unitats que segueixen un patró de resistivitat i granulometria decreixent anomenades superior, intermèdia i inferior. Bordonau (1992) interpreta les tres unitats geoelectriques com el resultat d'una única seqüència de reompliment en el decurs de la deglaciació; mentre que per Turu et al. (2007) són el resultat de varis episodis de sedimentació dilatats en el temps.

En el decurs del 2008 es va efectuar una prospecció geofísica amb ressonància magnètica (NMR) per caracteritzar el potencial hidrogeològic del subsòl (Fig. 2), identificant un total de 3 aqüífers fins més enllà dels 200 m de profunditat, restant un possible aqüífer més profund que no ha estat possible detectar per les limitacions de la tècnica emprada (Fig. 3). Hom ha exposat aquests resultats preliminars d'Esterrí d'Àneu per discutir les dues interpretacions. Per Turu et al. (2007) cada aqüífer s'estructuraria en les tres unitats de Bordonau (1992) responen així a múltiples cicles de deglaciació.

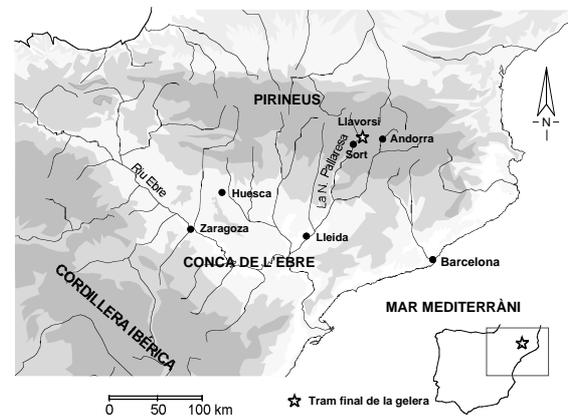


Fig. 1: Situació geogràfica del tram final de la gelera de la Noguera Pallaresa



Fig 2: Visió de l'amplitud de la cubeta d'Esterrí d'Àneu l'entrada del poble. Sector prospectat amb geofísica (NMR)

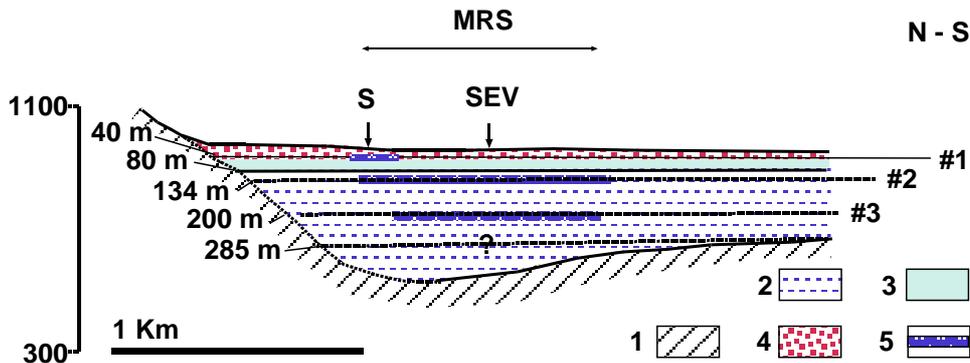


Fig. 3: Interpretació de les unitats aquífères del subsòl d'Esterrí d'Àneu en base als resultats de la prospecció geològica (SEV) efectuada per Bordonau (1992) i un sondatge a resonància magnètica (MRS). S: Sondatge mecànic fins 45 m de profunditat. 1: Substrat rocós, 2: Unitat geològica inferior, 3: Unitat intermèdia, 4: Unitat superior, 5: Límit estratigràfic, #2 Aqüífer.

NOGUERA PALLARESA I LA VALL FARRERA

A la sortida de la cubeta (l'indar de la Torrassa) la glacera d'Espot conflueix amb la glacera principal (fins al final de la deglaciació) i per l'altre vessant, un apèndix de glaç penetra 2,5 Km a l'interior de la Vall de Berrós. Més amunt del nucli de Berrós Sobirà es troben petites terrasses juxtaglaciàries (entre els 1.100 i els 1350 m.) formades per dipòsits fluvioglaciàries a la base i potents paquets de col·luvions periglaciàries de vessant que associem amb la fase de glaceres de vall.

La potència de la llengua glacial permet que aquesta entri cap a l'interior de totes les valls i barrancs laterals (Escart, Estaller, Baiasca, Boès). A Escart es troben blocs glaciàries de natura granítica a 1.170 m. inclosos dins dipòsits de vessant. Més avall a 1.000 m., penjats sobre la gorja del Riu d' Escart queden restes de dipòsits fluvioglaciàries, alguns d'ells deformats per glaciectònica (Ventura, 1982).

Dues localitzacions a l'entorn de Llavorsí ens poden situar la glacera de la Noguera Pallaresa durant les fases d'estabilització i de glaceres de vall i veure la relació amb les valls veïnes de Cardós i Vall Ferrera. Una terrassa juxtaglaciària (400 x 100 m) es troba entre els 1045 i els 1285 m. al vessant esquerra del Barranc de Boès, just al marge de l'esllavissament actiu del mateix nom. Està construïda per un potent dipòsit de col·luvions periglaciàries que inclouen de forma aïllada blocs d'origen glacial (alguns d'ells de granit). Per la dimensió de la terrassa, la seva potència (45 m al lateral respecte al barranc i 125 m respecte al front) i la cota a la que situa el replà somital (1.170m) situem aquest dipòsit com pertanyent a la fase d'estabilització. Sobre Llavorsí en aquesta fase hi ha quasi 400 m de gruix de gel i la confluència amb la glacera de Vall Ferrera sembla assegurada.

Als voltants del nucli d'Aidí potents acumulacions de materials periglaciàries de vessant entapissen el vessant i modelen dues terrasses juxtaglaciàries construïdes a partir del nivell de base que marcava la glacera de la Noguera Pallaresa. La terrassa més baixa i extensa (amb derrubis estratificats) es situa a la cota 1.000 m. i la més alta a 1.025 m. Ambdues terrasses tenen potències observables de 20 m. Els materials que es troben als tallers de la carretera d'accés a Aidí formen part de nivell inferior (bretxes i derrubis estratificats) i construeixen les "dames coiffées" dels Castillons. Situem dins la fase de glaceres de vall aquest dipòsit i el gruix de gel es pot calcular en 165-190 m. Probablement en aquesta

fase es produeix la desconnexió entre la glacera de la Noguera Pallaresa i la de Vall Ferrera, on la primera entra i obtura el tram final de la Noguera de Vall Ferrera formant el complex proglaciària de Tirvia. El glaciària de la Vall Ferrera i de la Ribera de Cardós (Fig. 4) fou estudiat per Brú (1985); hom ha reinterpretat l'evolució glacial d'aquestes valls en funció de la síntesi cartogràfica de Serrat et al. (1994) afegint les dades obtingudes a l'Estany de Burg (Fig. 5) i que figuren dins del mateix llibre guia. La construcció dels dipòsits glaciòfluviàries i glaciolacustres de Tirvia corresponen a una fase post-màxim i possiblement correlacionable amb la fase de glaceres de vall. Pels trets sedimentaris que presenta i les deformacions existents hom interpreta que la presència d'un front glacial era proper. Per Brú (1985) aquest front correspondria al de la Gelera de Cardós en confluència amb la de la Noguera Pallaresa (Fig. 4), no obstant hom proposa com hipòtesi de treball la possibilitat que els dipòsits de Tirvia siguin producte d'una obturació per part de la glacera principal (Fig. 5).

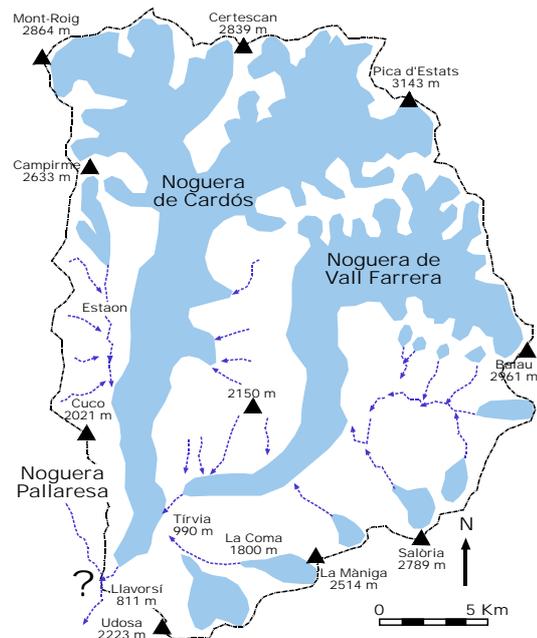


Fig. 4: Figura original de Brú (1985) corresponent a la fase d'estabilització post-màxim. Hom pot observar que la glacera de la Noguera Pallaresa manca en aquesta interpretació.

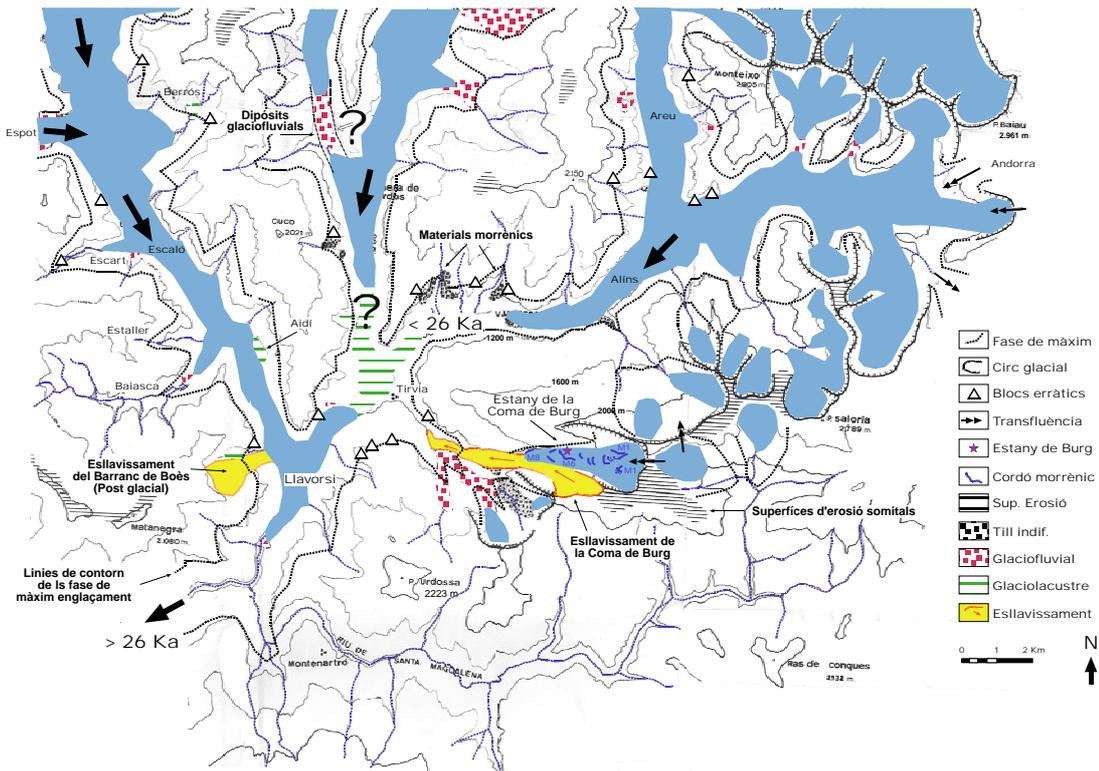


Fig. 4: Síntesi de cartografia glacial de la Vall Farrera (Serrat et al., 1994) i Vizcaino (2003). Hom ha redibuixat el contorn del que podria correspondre a la extensió glacial a la fase de màxim enllaçament-Estabilització post-màxim i la fase de geleres de vall d'en Bordonau (1992). En aquesta figura les superfícies somitals i els contorns dels circs glacials s'han representat en trama de traç negre solid, mentre que el contorn de la màxima extensió glacial en traç negre discontinu; els dipòsits de Till en blau mentre que els glaciolluvials en vermell i els glaciolacustres en un tramet verd. Finalment en groc l'esllavissada de la Coma de Burg.

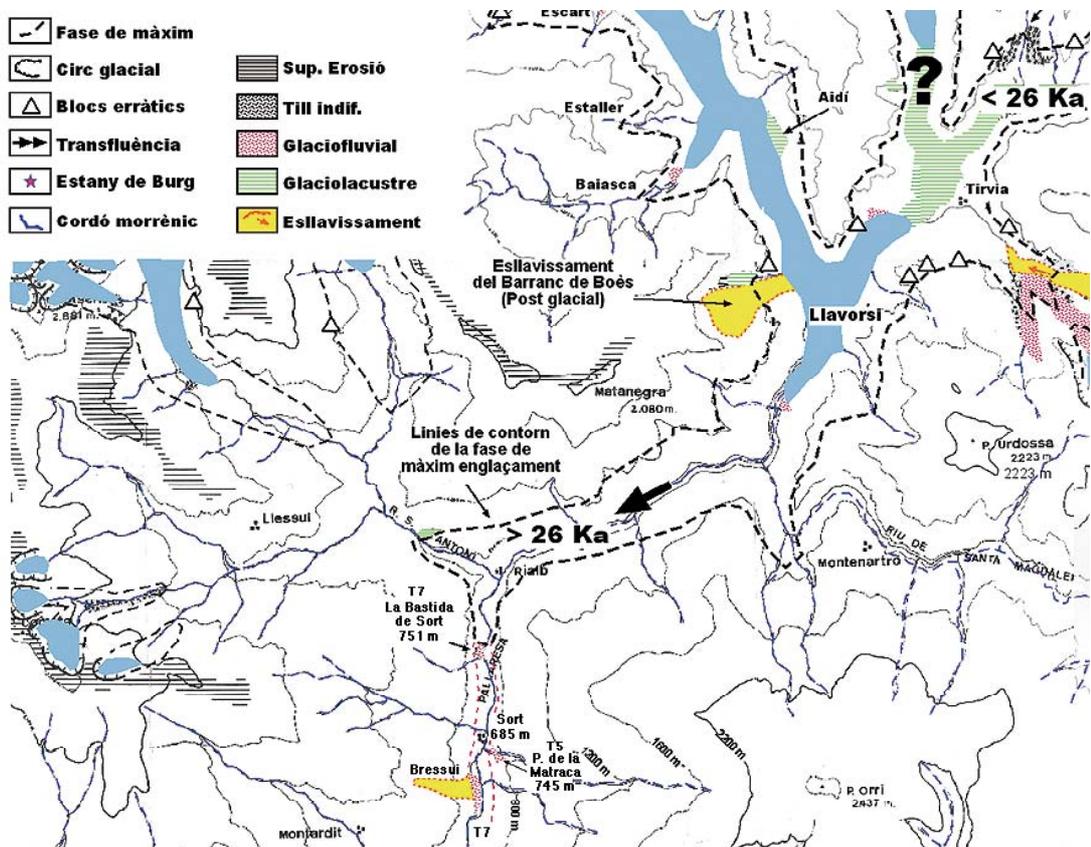


Fig. 5: Interpretació de la situació terminal de la gelera de la Noguera Pallaresa amb 52 Km de longitud. Morfològicament el front glacial podria atribuir-se a l'elevació de la Bastida de Sort. Aquest front morrènic estaria associat amb la terrassa fluvial de Sort (T7), mentre que per sobre encara existeix una terrassa fluvial superior (T5).

EL TRAM FINAL DE LA NOGUERA PALLARESA

La zona terminal

El sector de vall entre Llavorsí i Rialp te pendent el seu estudi sistemàtic per poder establir la relació entre els tills glacials, els dipòsits juxtaglaciàls, els dipòsits fluvioglaciàls amb el sistema de terrasses fluvials que comença a desenvolupar-se més avall de Rialp. Es coneixen petits afloraments fluvioglaciàls a la riba esquerra de la vall principal situades entre 30 i 40 m sobre el Noguera Pallaresa aigües avall de Llavorsí. Dins de la vall del riu de Sant Antoni a l'alçada de Rialp existeixen restes glaciofluvials antics en posició juxtaglaciàl a uns 155 m per sobre de la vall principal (Fig. 5), i que caldria correlacionar-los com una obturació de la gelera de la Noguera Pallaresa a la fase de màxim enllaçament (Furdada, 1988). Més avall de Rialp, la mateixa autora descriu un nivell de terrassa de característiques fluvioglaciàls a la Bastida de Sort (situada a 20 m. sobre el riu actual) i la construcció de la mateixa s'hauria efectuat en posició terminal de la gelera de la Noguera Pallaresa, fet indicador que durant el màxim glacial la glacera de la Noguera Pallaresa va arribar fins a la zona de Rialp (Brú et al., 1985; Fig. 5). Durant la fases d'estabilització i glaceres de vall el front glacial es podria situar a l'interior del tram engorjat entre Llavorsí i Rialp; abans de la confluència amb el Riu de Santa Magdalena en la darrera d'aquestes fases.

Terrasses fluvials i cronologia

A l'alçada de Sort s'observen un dipòsit fluviotorrencial associat a un torrent lateral a uns 60 m per sobre de la llera del riu i tallat per la N260 (Pont de la Matraca, 745 m). S'ha observat que el sostre del dipòsit presenta alteracions del llitatge sedimentari original (verticalització dels clasts i llitatge ondulat), interpretat com una possible terrassa T5 (veure comunicació S1-[1]). A l'altre marge del riu, al peu del vessant de Bressui (moviment de massa latent) hi ha un potent dipòsit fluvial (40-30 m respecte a la llera del riu) correlacionable amb T7 ó T6 (veure comunicació S1-[1]). En un segon tram fluvial, a Gerri de la Sal es poden distingir els nivells fluvials de +5 m (T10), la terrassa de +12 m on s'ubica el monastir de Santa Maria de Gerri (T8-T9) així com la major part dels Salins, la terrassa de +20 m (T7 ó T6) que pot observar-se en nombrosos talls de la N260, i finalment la terrassa de +60 m (T5) que es troba a la carretera que mena a Peramea des de Gerri de la Sal, essent fàcilment identificable pels blocs de granit alterats que presenta. A La Pobla de Segur es produeix la confluència entre la Pallaresa i el seu principal afluent, el Flamicell, donant lloc a una important acumulació sedimentària amb un nivell subactual de +5 m (T10), una terrassa de +12 m (T8 o T9) al peu del camí de la Ribera on es situen la major part dels conreus de regadiu de La Pobla, un tercer nivell de +20 m (T7 ó T6), que forma la característica cinglera de la Plaça de la Pedrera, i finalment un nivell de +60 m (T5) a la Rambla Ribera de Segur (antiga carretera de Senterada) que es troba fortament edafitzat.

GLACIALISME AL FLAMICELL

La zona terminal

Part de la Vall Fosca es troba enclavada en el Parc Nacional d'Aigües Tortes amb cims que voregen els 3000 m (Pic de Peguera, 2942 m). La glacera del Flamicell (Fig. 6) es nodria del glaç del circ d'Aigües Tortes i de la Vall de Filià.

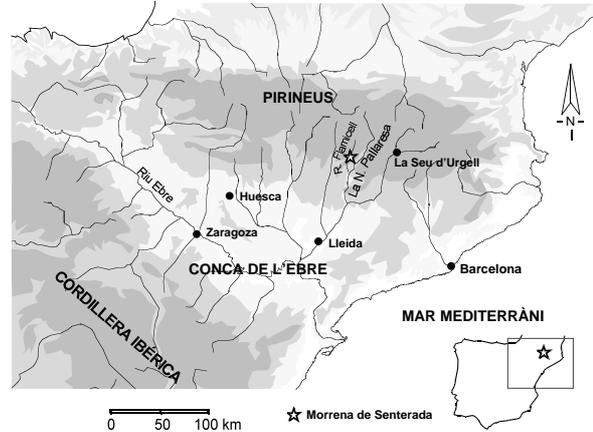


Fig. 6: Situació geogràfica de Senterada en la confluència del riu Bòssia i el Flamicell, afluent del Noguera Pallaresa

Una morrena terminal fou reconeguda per Oller (1992) a poc menys dels 1000 m al voltant del poble de Molinos (Fig. 7). No obstant a vora Senterada (Cansat Nou) ha estat reconeguda una tartera d'ofites per sota els 800 m d'alçada (Fig. 7 i Fig. 8). Aquesta tartera reposa al damunt d'un till supraglacial (Fig. 7 i Fig. 9) que presenta blocs de granodiorita provinents del circ d'Aigües Tortes al Mas d'Erdo (Fig. 7 i Fig. 10), just a l'entrada del poble de Senterada.

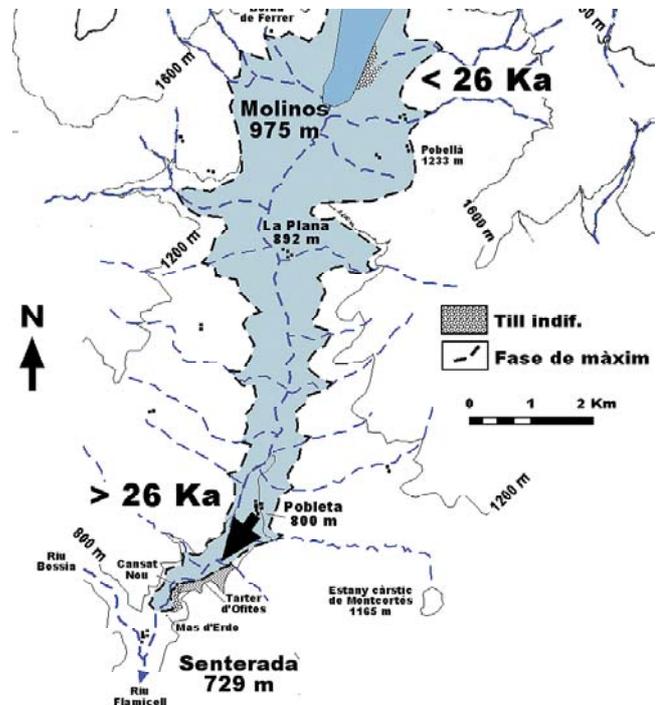


Fig. 7: Esquema cartogràfic de la màxima extensió de la glacera del Flamicell. La presència d'un till supraglacial al Mas d'Erdo de Senterada constitueix el front més meridional de la serralada Pirenenca.



Fig. 8: Acumulació d'ofites del Triàsic al damunt dels dipòsits morrènics de Borda Casat Nou a Senterada. Aquest tarter d'ofites presenta lobulacions i hom interpreta que tenen un origen periglacial cohetani o posterior al dipòsit del till

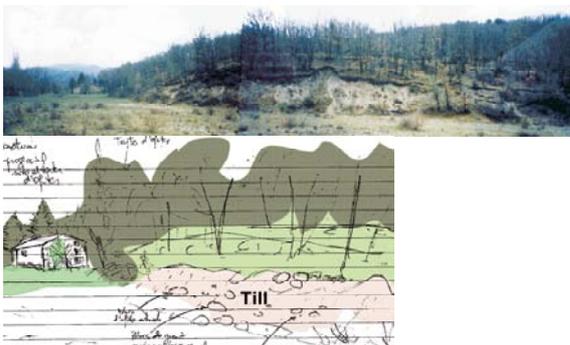


Fig. 9: Aspecte del tall al prat de Borda Casat Nou (Senterada). Esquema interpretatiu on s'identifica el dipòsit de till amb els blocs de granodiorita.



Fig. 10: Blocs morrènics de granodiorita en el vessant del Mas d'Erdo a Senterada.

Les diferents acumulacions de blocs han estat assajats amb l'escleròmetre (Fig. 11) per determinar el seu grau d'alteració. El resultat promig per cada un ha estat el següent (Taula 1). En aquesta taula s'observa que els blocs morrènics de la fase de màxim avenç (n = 8,12) presenten valors més baixos i per tant estan més alterades que les de la fase de retrocés (Molinos, n = 16).

Taula 1: Mesures escleromètriques preses de la superfície dels blocs de granodiorita aflorants. El valor botingut en bars (Kp/cm^2), cal dividir per 10 per obtenir el valor en MPa.



Fig. 11: Exemple de martell d'Schmidt. El martell disposa d'un percutor que reacciona de forma inelàstica a l'impacte contra una superfície sòlida. El valor del rebot és proporcional a la duresa de la superfície i aquesta a l'alteració de la mateixa.

També s'han efectuat una sèrie de mesures al tarter d'ofites (n = 18, 18, 18) per determinar si els lòbuls presenten diferent duresa (Taula 2) o el que és el mateix alteració.

Tartera	Litologia	Valor	Desviació
Lluny vessant	Ofites	394	154
Sobre Till	Ofites	413	135
Adosada vessant	Ofites	455	158

Taula 1: Mesures escleromètriques preses de la superfície dels blocs d'ofites segons si estan dipositats a prop o lluny de l'àrea font (el vessant). El valor botingut en bars (Kp/cm^2), cal dividir per 10 per obtenir el valor en MPa.

S'observa a la Taula 2 que les ofites que se situen més a prop del vessant estan menys alterades ja que són les darreres en dipositar-se. El sector del dipòsit de gelifractes que més alteració presenta és justament el que es troba més allunyat del vessant i que hom interpreta com relacionats amb l'activitat dels lòbuls (reciclat del mateix dipòsit). Donat que els blocs d'ofites adosats a la morrena frontolateral de Senterada presenten un valor de duresa intermedi, hom interpreta que les condicions de formació van perllongar-se després del dipòsit d'aquesta.

CONCLUSIONS

No tots els fronts morrènics terminals s'han conservat a les valls de la Noguera Pallaresa. Sovint hom dedueix la posició del front glacial en base als dipòsits associats com l'inici d'una terrassa fluvial (en aquest cas glaciofluvial) o bé per dipòsits juxtaglacial i terrasses kame situats a una important alçada respecte el nivell del fons de vall, com és el cas de la Noguera Pallaresa. En el cas de la Vall Fosca han estat identificats dos fronts morrènics terminals, el de Molinos i el de Senterada, correlacionats en base a Bordonau (1992) com de les fases de glaceres de vall i màxima extensió glacial respectivament (Fig. 12).

Dipòsit	Litologia	Valor	Desviació
El Senterada	Granodiorita	406	172
Till Senterada	Granodiorita	386	115
Till Molinos	Granodiorita	449	195

Referencias bibliogràfiques

- Bordonau, J. (1992) Els complexos Glacio-Lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Geofoma Ediciones, Logroño, 251 pp.
- Bru, M. J. (1985). Estudi geomorfològic: el modelatge glacial d'un sector del Pirineu Central (Valls Ferrera i de Cardós). Barcelona, Facultat de Geografia i Història de la Universitat de Barcelona. Tesis doctoral.
- Bru, J., i col.laboradors (1985). Síntesis de la dinàmica glacial cuaternaria en la vertiente meridional del Pirineo Catalán. *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico, GETC-GTPEQ*, Lisboa, (Portugal) vol. I, 165-183.
- Furdada, G. (1988) Estudi geomorfològic de la Vall d'Àssua i marge dret de la Ribera de Sort (Pallars Sobirà). Trabajo de final de carrera de Geología de la Universidad de Barcelona, (Inédito)
- Oller, P. (1992) Les allaus i el seu risc a la Vall Fosca (Pallars Jussà); Tesis de Llicenciatura de la Universitat de Barcelona, 151 p
- Serrat, D.; Bordonau, J.; Brú, J.; Furdada, G.; Gómez, A.; Martí, J.; Martí, M.; Salvador, F.; Ventura, J. i Vilaplana, J.M. (1994) Síntesi cartogràfica del glaciariu surpirenaico oriental; EL GLACIARISMO SURPIRENAICO: NUEVAS APORTACIONES (C. Martí Bono & J.M. García Ruiz, Eds.), Geofoma Ediciones, 9-16
- Ventura, J. (1982) Nota sobre los sedimentos glaciofluviales del valle de Escart y su relación con el glaciariu de la Noguera Pallaresa ; *Notes Geografia Fisica*, 7, 5-8
- Ventura, J. (2010) Geomorfologia de les Planes de Son i la Mata de València. L'influència del modelat glacial i periglacial. En : ICHN-Catalunya Caixa (Eds.). *Estudi sobre els sistemes naturals de Les Planes de Son i la Mata de València*. Barcelona, España, 77-125
- Vizcaino, A. (2003). *Geologia glacial de la Coma de Burg (Pirineu Central)*. Trabajo final de carrera de Geología, Universitat de Barcelona, Barcelona (Catalonia), documento inédito.



GEOMORFOLOGIA GLACIAL DE LA COMA DE BURG (VALL FARRERA, PALLARS SUBIRÀ)

A. Vizcaino (1), A. Pèlachs (2), V. Turu (3) y J.M. Soriano (2)

- (1) Dept. Environm. Earth Sys. Science, S. Earth Science, Green Earth Sci. 239, Stanford University, Stanford, CA-94305. avizcama@stanford.edu
(2) Departament de Geografia, UAB, 08193 Cerdanyola del Vallès (Bellaterra). albert.pelachs@uab.cat; joanmanuel.soriano@uab.cat
(3) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, AD 500, Principat d'Andorra, igeofundació@andorra.ad

Abstract (The glacial geomorphology of the Coma de Burg and the lowermost part of the Vall Ferrera valley, Noguera Pallaresa basin): Coma de Burg is characterized by an unusual history due to its reduced dimensions. This work aims to propose an interpretation for the geomorphologic evolution of Coma de Burg, and to relate that with the glacial evolution in the nearest valleys. At the Coma we identified moraines between 1650 and 2150 m.a.s.l. Cartography and description of the sedimentary bodies along the valley suggest a strong relationship between glacial and slope processes. During the deglaciation, glacial volume lost might destabilize between the glacial and the slope equilibrium, embezzled by glacial erosion. This instability might be the responsible of the presence of the moraines in the sunny slope due to the mass wasting processes occurring in the south. We classify the Coma as a hanging glacial valley, any merging event between the Burg glacier and the main valley is discarded.

Paraules clau: Esllavissaments, morrenes glacials, glacera penjada, dipòsits glaciolacustres

Key words: Landslide, moraines, hanging glacial valley, glaciolacustrine deposits

INTRODUCCIÓ

La Coma de Burg és una vall amb unes característiques força peculiars dintre de l'estudi del glacialisme pirinenc. Les seves reduïdes dimensions i la menor cota de capçalera en comparació amb les que van crear els grans aparells glacials pirinencs li atorguen un paper i una història força interessant i diferent de la resta. Però a la vegada aquests dos fets, l'han fet passar gairebé desapercebuda pels estudiosos del glacialisme a les nostres muntanyes fins fa poc més de 10 anys (Pèlachs et al., 2001).

SITUACIÓ DE LA COMA DE BURG

La Coma de Burg és una petita vall situada al municipi de Farrera a l'oest de la comarca del Pallars Sobirà gairebé a tocar del Principat d'Andorra (Fig. 1). La vall té una orientació est-oest i una forma rectangular molt característica. La coma drena cap a l'oest confluint amb el riu de la Glorieta a l'alçada de Burg i aigües avall, a un quilòmetre a l'oest de Tírvia, amb la Noguera de Cardós i de Vall Ferrera. El glacialisme del sector fou estudiat per Brú (1985); hom ha reinterpretat l'evolució glacial d'aquestes valls en funció de la síntesi cartogràfica de Serrat et al. (1994) juntament amb el marc cronològic establert per Bordonau (1992), veure Fig. 2 i 3.

METODOLOGIA

La metodologia de treball emprada ha estat l'habitual per aquesta tipologia d'estudis, la qual ha consistit en un treball de camp en paral·lel amb un de cartografia i un treball de gabinet que ha permès: 1) elaborar una cartografia geomorfològica a escala 1:10.000 de la Coma de Burg; 2) descriure els elements geomorfològics i proposar una interpretació de l'evolució geomorfològica a partir de la informació extreta en la descripció dels elements geomorfològics i sedimentològics; i 3) relacionar la informació anterior amb els diferents treballs que altres autors han realitzat sobre valls pròximes.

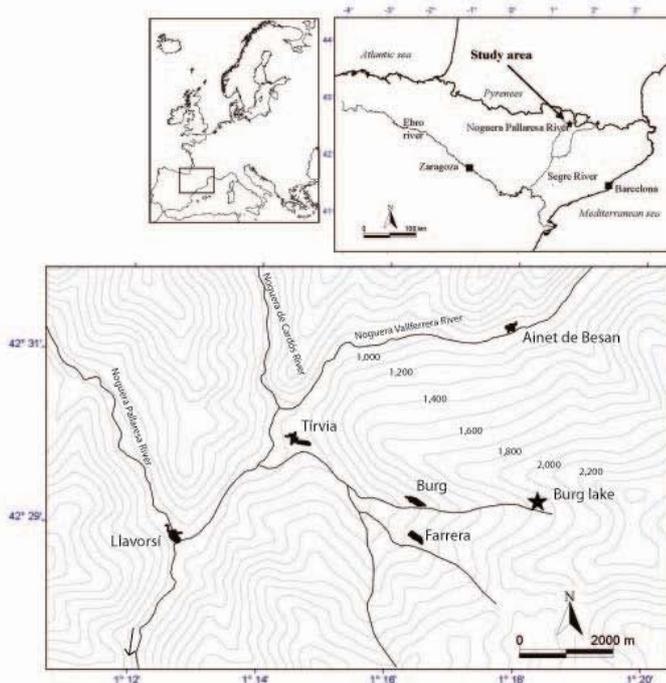


Fig. 1: Situació geogràfica de la Coma de Burg.

L'ESLLAVISSADA DE LA COMA DE BURG

Un context litològic favorable

La caracterització estructural de l'àmbit analitzat ve determinada per dos doms (al nord el de la Noguera Pallaresa i al sud el de l'Orri) i pel sinclinal de Llavorsí, sinclinal d'edat Herciniana i d'orientació est-suddest oest-nordoest, amb un pla axial que cabussa cap al nord amb abundants plecs menors (i presència d'algunes falles), que posteriorment serien rotats durant l'orogènia alpina. En el nucli del sinclinal afloren materials devonians i carbonífers, majoritàriament constituïts per pissarres carbonàtiques, calcàries i calcoesquists, mentre que els doms estan formats per materials sedimentaris del Cambroordovicià.

El límit estructural, per tant, està constituït per dos encavalcaments que reben els noms de Llavorsí-Senet i d'Estaron (Poblet, 1991). L'acusada vergència sud del plec converteix el sinclinal en isoclinal, el que explica que en el flanc nord les sèries apareguin invertides i que a la vegada mostrin una geomorfologia molt abrupta i característica de la zona. El cabussament general de l'estratificació és aproximadament 40° cap al nord. L'existència de plecs menors força apretats assenyalen el grau de plegament de la part sud de la vall. Aquests plecs originen una repetició en la sèrie estratigràfica. Aquesta repetició d'estrats de calcària entre pissarres (que actua com un sabonet de falla), produeix plans de debilitat que poden afavorir la generació de moviments de massa translacionals, com el que va produir-se a la Coma de Burg de forma coetànea amb la presència d'una gelera a la vall.

Les formacions més resistents coincideixen amb el relleu més abrupte (Vizcaino, 2003). Segons Capellà (1988) la descripció estratigràfica principal i litològica de la zona d'estudi està constituïda per materials del Paleozoic, en una seqüència que s'inicia durant el període Cambroordovicià (formació Seu d'Urgell) i Ordovicià Superior (formacions Rabassa, Cava i Ansovell) i de forma contínua està representada en el Silurià (formació del mateix nom), el Devonià (formacions Rueda, Bassiver, Fontjanina i Manyanet) i comprèn fins al Carbonífer Prehercinià (formació Civís) en el que són uns materials de molt baix grau de metamorfisme (Taula 1).

El moviment del vessant i la gelera de la Coma

A la Coma de Burg s'hi troben fins a 8 cordons o conjunts de cordons morrènics, que de més antic a més modern s'han anomenat de Morrena 8 a Morrena 1 (Fig. 3). La particularitat d'aquestes morrenes radica en que troben desplaçades respecte a l'eix de la vall cap al vessant de solana especialment la M6. Aquest fet no és, a priori, esperable ja que és la zona de la Coma de Burg amb major insolació. En dos punts molt concrets es troba till subglacial confinat entre material esllavissat, formant un cos elongat en sentit del pendent, fet que indica que el gran moviment de massa identificat a l'obac de la Coma de Burg participa en la dinàmica glacial, establint-se un equilibri entre les dues masses que es trenca en el moment que una d'elles disminueix per una millora climàtica propiciant l'esllavissament de la massa rocosa inestable.

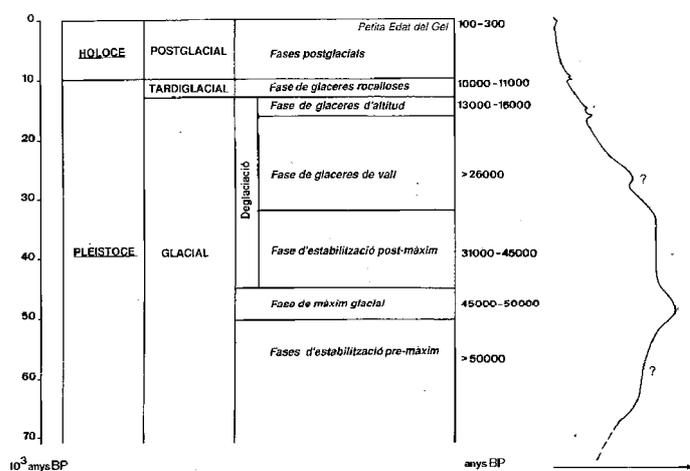


Fig.2: Quadre cronològic de la darrera fase glacial als Pirineus (Bordonau, 1992).

període	formació	roques principals (ICC, 1990)	roques principals (Capellà, 1988)
Cambrià-Ordovicià	Seu d'Urgell	Pelites, gresos i grauvaques (ritmites)	Alternança de capes pissarroses i gresoses (ritmites). En el flanc nord només pissarres.
Ordovicià Superior	Rabassa	Conglomerats	Nivells de conglomerats amb alguns nivells pissarrosos i microconglomeràtics. Els conglomerats estan formats per còdols de quarsita i de pissarra, sent la matriu pissarrosa.
	Cava	Grauvaques, lutites, calcofil-lites i vulcanites	Gresos localment microconglomeràtics i quarcites, alternant amb pissarres.
	Ansovell	Pelites	Pissarres negres que alternen amb gresos i pissarres.
Silurià	Silurià	Pissarres ampelítiques, localment calcàries, lidites i radiolarites	Pissarres negres grafitoses
Devonià	Rueda	Pelites i calcàries	Pissarres (sovint carbonatades) i calcàries
	Bassiver	Calcàries, dolomies i gresos	Calcàries (normalment massives)
	Fontjanina	Pelites	Pissarres negres amb intercalacions de calcàries
	Manyanet	Calcàries noduloses	Pissarres i calcàries carbonatades
Carbonífer Prehercinià	Civís	Pelites	Pissarres negres micàcies amb alternances de nivells calcaris

Taula 1: Elaboració pròpia a partir d'Ignasi Capellà (1988) i ICC (1990).

EL GLACIALISME DE LA COMA DE BURG

La distància entre cordons morrènics successius és d'aproximadament 50 metres de desnivell i en diversos casos es troben mulleres aigües amunt de cadascun dels cordons (Fig. 3).

El dipòsit glacial que s'observa en una posició més allunyada de la capçalera de la Coma de Burg correspon al D9. Aquest dipòsit no preserva cap forma glacial malgrat que es pot distingir el tipus de till. La seva posició en la vall podrien indicar que es va formar fruit d'un període de màxima extensió de gel.

La morrena M8 contrasta amb el D9 per les diferències evidents que presenta (Fig. 3), no obstant únicament es conserva una part de la seva forma original ja que fou afectada per l'esllavissament de l'obaga de la Coma. A part de la clara morfologia de cordó morrènic, hi destaquen uns grans blocs de breixa cimentada per minerals de ferro sedimentats al seu interior. Aquest dipòsit s'hauria emplaçat amb posterioritat al màxim glacial, en el període anomenat fase d'estabilització postmàxim. La morrena M7 resta en una posició intermèdia entre el dipòsit M8 i M6. Aquesta morrena s'associa aproximadament amb la fase de glaceres de vall, ja que el cordó M8 té una edat superior a la M6 datada en 17 Ka cal BP, que ens ajuda a proposar una relació amb la fase de glaceres d'altitud (Pèlach et al., 2011).

Els cordons M5 i M4 estan més desenvolupats. El retrocés entre M6 i M5 va ser molt ràpid (manca d'erosió en el cordó M6 i ràpida desaparició d'evidències de règim fluvioglacial en l'Estany de Burg). D'aquesta manera se suggereix que M5 pot correspondre a la fase de glaceres d'altitud. Una glacera de dimensions tan reduïdes, entre 1-1,5 km de longitud, probablement hauria estat molt sensible a variacions climàtiques de curta durada formant els fronts M4 i M3, també dins de la fase de glaceres

d'altitud. La interacció amb el vessant, i les esllavissades podrien haver provocat oscil·lacions en el volum de gel. Finalment, les morrenes M2 i M1 representen els últims estadis de la deglaciació a la fase de glaceres rocalloses.

Segons Benn i Evans (1998) l'àrea d'acumulació representa aproximadament el 60% de la superfície de la glacera. Aquesta proporció s'observa en la majoria de glaceres actualment actives. Això significa que tenint la Línia de Neus Permanents (ELA) durant l'últim màxim glacial a 2000 metres la glacera de la Coma de Burg arribaria a una cota semblant a on es troba el D9. Aquesta fase de màxim sembla haver estat curta ja no presenta grans dipòsits sedimentaris, però hom no descarta que hagin estat erosionats pels esdeveniments posteriors. El cordó morrènic M8 preserva encara la morfologia glacial i es podria relacionar amb la fase d'estabilització postmàxim pels dipòsits que porta associats (Fig. 4). La presència dels blocs d'origen glacial a les rodalies de Tírvia, a una altitud aproximada de 1.100 metres s.n.m. corresponen a la sedimentació de marge glacial dels aparells glacials de la Noguera de Vall Ferrera i de Cardós. Aquí la glacera, al sobrepassar el llindar rocós on està emplaçada la població de Tírvia, s'endingà per la vall de la Glorieta algun centenar de metres (Brú, 1985; Vizcaino i Pèlach, 2011).

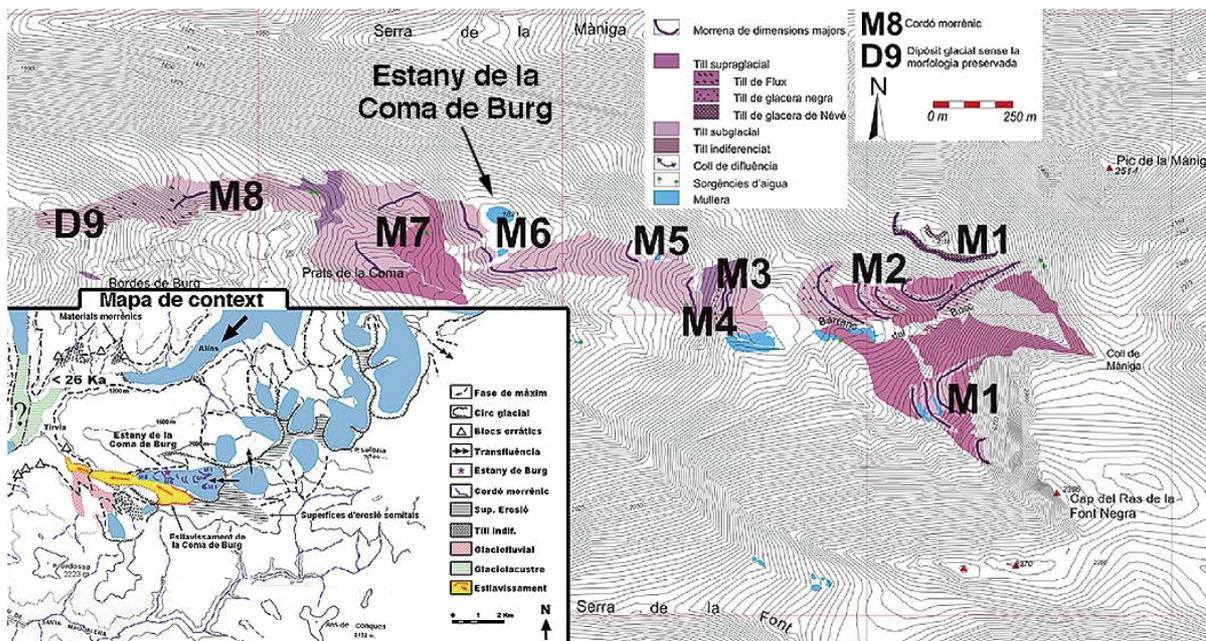


Fig. 3: Distribució dels diferents cordons morrènics identificats (M1 a M8) i de les mulleres a la Coma de Burg (≈17 Ka Cal BP). Aigües avall de M8 afloren dipòsits glacials que no mostren morfologia de cordó morrènic (D9). A la present cartografia de detall s'ha distingit entre till subglacial, till supraglacial i till indiferenciat. En posicions intermèdies es troben dipòsits de sediment subglacial moltes vegades distingibles ja sigui per la major compactació o pel tipus de fàbrica. Al mapa de context s'ha efectuat una reconstrucció de l'extensió de les glaceres de la Vall Ferrera en funció de la síntesi de cartografia glacial existent (Serrat et al., 1994). Hom ha redibuixat el contorn del que podria correspondre a l'extensió glacial a la fase de màxim enllaçament i la fase de glaceres de vall d'en Bordonau (1992).

CONCLUSIONS

-Les restes glacials de la Coma de Burg s'han pogut relacionar amb els episodis proposats per J. Bordonau (1992).
-La glacera de Burg no va confluir amb la Glacera de la Noguera de Cardós i amb la de la Noguera de Vall Ferrera.

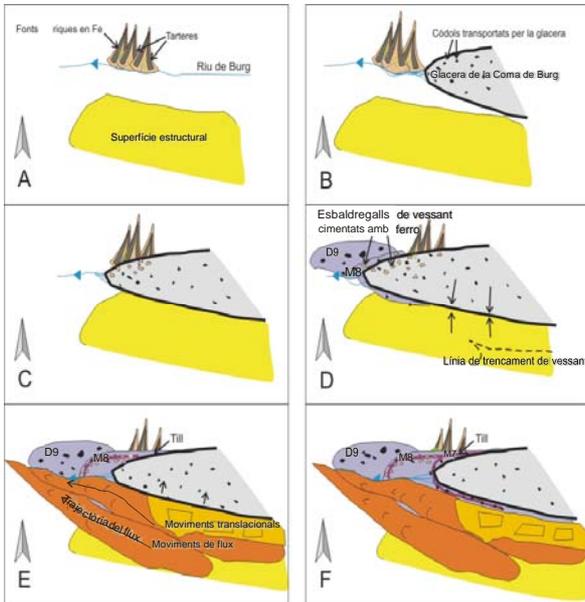


Fig. 4: Evolució de M8 de la glacera de la Coma de Burg segons Vizcaino (2003). A) Fase inicial de creixement de les tarteres. L'aigua que sorgeix del vessant és rica en ferro i cimenta amb ferro el material de la tartera. B) Fase amb forta erosió per les aigües de fusió de la glacera. C) Fase de creixement de la glacera. La glacera de la Coma de Burg erosiona les bretxes cimentades a la tartera i les incorpora al gel. A la vegada erosiona la part basal de la superfície estructural. D) Fase d'estabilització post-màxim. Prèviament s'ha assolit el màxim abast de la glacera i ha sedimentat el D9. En aquesta fase s'està formant la M8 amb els blocs de bretxa erosionats a la tartera i amb altres còdols que la glacera ja transportava. La superfície estructural ha sigut desfalcada i es troba recolzada sobre la glacera. E) Fase de retrocés de la glacera. La pèrdua de volum de gel produeix un desequilibri entre la glacera i l'empenta del vessant. Com a conseqüència la glacera es desplaça cap al nord respecte l'eix de la vall i permet que el vessant es mobilitzi. Els nivells més resistents dels moviments de massa es traslladen i els més dúctils es comporten com un flux. F) Fase de formació de la M7.

Agraïments: Aquesta comunicació ha estat possible gràcies a diferents projectes: GGA (2009 SGR 00106), MEC [CSO2009-08271-subprogramaGEOG] i [HAR2008-01984/HIST]. I a la beca B.Pinós (AGAUR) concedida a Alexis Vizcaino. Aquesta comunicació s'ha pogut fer gràcies al Raimon Pallars, Carlos Martí Bono, Núria Matamala, Rob Dunbar.

Referències bibliogràfiques

- Benn, D. & Evans, D. (1998) *Glaciers and Glaciation*. Arnold Press.
- Bordonau, J. (1992) Els complexos Glacio-Lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. Geoforma Ediciones, Logroño, 251 pp.
- Bru, M. J. (1985). Estudi geomorfològic: el modelatge glacial d'un sector del Pirineu Central (Valls Ferrera i de Cardós). Barcelona, Facultat de Geografia i Història de la Universitat de Barcelona. Tesi doctoral.
- Capellà Solà, I. (1988). Estudi estructural del sinclinal de Llavorsí entre els rius Civís i Valira (Andorra-Lleida). Bellaterra, Facultat de Ciències, UAB. Memòria de Recerca, document inèdit.
- ICC (1990). Mapa geològic de Catalunya 1:250.000. Barcelona, Generalitat de Catalunya.
- Pèlach A.; Soriano, J.M. & Esteban, A. (2001) Evolució glacial y dinámica de la vegetación en el Pirineo central catalán: El complejo glaciolacustre de Burg (Farrera, Pallars Sobirà, Lleida); *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, 52, 293-309
- Pèlach, A., Julià, R., Pérez-Obiol, R., Soriano, J.M., Bal, M.C., Cunill, R. & Catalán, J. (2011). Potential influence of Bond events on mid-Holocene climate and vegetation in southern Pyrenees as assessed from Burg lake LOI and pollen records. *The Holocene*, 21 (1), 95-104.
- Poblet, J. (1991). Estructura Herciniana i Alpina del vessant Sud del Pirineu Central. Tesi Doctoral, Dpt. de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona.
- Serrat, D.; Bordonau, J.; Brú, J.; Furdada, G.; Gómez, A.; Martí, J.; Martí, M.; Salvador, F.; Ventura, J. & Vilaplana, J.M. (1994) Síntesi cartogràfica del glaciariismo surpirenaico oriental; EL GLACIARISMO SURPIRENAICO: NUEVAS APORTACIONES (C. Martí Bono & J.M. García Ruiz, Eds.), Geoforma Ediciones, 9-16
- Vizcaino, A. (2003). *Geologia glacial de la Coma de Burg (Pirineu Central)*. Trabajo final de carrera de Geología, Universitat de Barcelona, Barcelona (Catalonia), documento inèdit.
- Vizcaino, A. & Pelachs, A. (2011). La deglaciació a la Coma de Burg (Pallars Sobirà). Ripacurtia. En premsa.



DADES PALEOAMBIENTALS DEL COMPLEX GLACIO LACUSTRE DE L'ESTANY DE BURG DURANT EL TARDIGLACIAL

A. Pèlachs (1), R. Julià (2), R. Pérez-Obiol (3), F. Burjachs (4-5), I. Expósito (5), R. Yll (5-6), A. Vizcaino (7), V. Turu (8) i J.M. Soriano (1)

(1) Departament de Geografia, UAB, 08193 Cerdanyola del Vallès (Bellaterra). albert.pelachs@uab.cat;

joanmanuel.soriano@uab.cat

(2) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, C/Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona. rjulia@ija.csic.es

(3) Unitat de Botànica, UAB, 08193 Cerdanyola del Vallès (Bellaterra), Barcelona, ramon.perez@uab.cat

(4) ICREA, Barcelona, francesc.burjachs@icrea.cat & URV: Àrea de Prehistòria, URV. Avda. Catalunya, 35. 43002. Tarragona

(5) IPHES. Institut Català de Paleoeologia Humana i Evolució Social. C/ Escorxador, s/n. 43003. Tarragona. iexpósito@iphes.cat

(6) MINOA Arqueologia i Serveis S.L. I+D. Camí Antic de Sant Cugat, 145. 08193 – Bellaterra. minoasl@ya.com;

riker@prehistoria.urv.cat

(7) Dept. Environm. Earth Sys. Science, S. Earth Science, Green Earth Sci. 239, Stanford University, Stanford, CA-94305.

alexis.vizcaino@gmail.com

(8) Fundació Marcel Chevalier, Av. Príncep Benlloch 66-72, AD 500, Principat d'Andorra, igeofundació@andorra.ad

Abstract (Palaeoenvironmental data of glacio-lacustrine system of Burg lake during the Lateglacial): Here we describe a high-resolution record of organic matter accumulation in the sediments of Burg lake (Pyrenees, NE Iberian Peninsula), as assessed using loss on ignition (LOI), and compare it with pollen record. By comparing the LOI and pollen we obtain new data on the dynamics of vegetation and climate during the last 17 ka cal BP. In this poster we present the differences, between Lateglacial and Holocene. The Younger Dryas is evident, and we have a high coherence between the vegetation (*Artemisia* and *Ephedra* indicates an open landscape) and the LOI (decrease) during this period.

Paraules clau: Pirineus, LOI, pol·len, Dryas recent.

Key words: Pyrenees, LOI, pollen, Younger Dryas.

INTRODUCCIÓ

A partir de l'estany de Burg (42° 30' 18" latitud N; 1° 18' 22" long. E, 1821 metres d'altitud) s'estan duent a terme un seguit de treballs que han aportat dades sobre: les diferents fases glacials dels Pirineus que s'han discutit a l'hora de definir l'origen del llac (Vizcaino, 2003), les tècniques i mètodes de descripció de la cubeta sedimentària i la recuperació del testimoni (Turu, 1999 i 2001), la descripció del registre sedimentari i les seves litologies principals que han servit per identificar diferents episodis en la dinàmica del llac i han millorat la informació de les perturbacions d'origen natural i humà identificades a partir de diferents *proxies* paleoambientals (Pèlachs et al., 2011; Bal et al., 2011).

L'ESTANY DE BURG

Actualment l'estany de Burg està totalment colmatat i la columna d'aigua no excedeix els 40 cm en els punts més profunds.

La geomorfologia glacial de la Coma de Burg la formen vuit cordons morrènics (M) i un dipòsit glacial (D). L'estany de Burg es situa entre els cordons cinc (M5) i sis (M6) i ha estat format per l'obtenció d'una morrena frontal (Vizcaino, 2003), que ha provocat una cubeta que supera els 15 metres de fondària (Fig 2). L'edat basal de l'estany de Burg permet proposar que el cordó morrènic M6 té una edat al voltant dels 17000 anys cal BP (Pèlachs et al. 2011). El Registre sedimentari de Burg presenta tres litologies principals: (1) torba, amb un component orgànic elevat (>65%); (2) llims orgànics, amb una matèria orgànica entre 30% i 65% barrejada amb llims argilosos; i (3) llims, amb un contingut orgànic baix (<30%), en el que s'hi situen petites capes de sorres i grava.

Estratigràficament es poden distingir cinc nivells: (a) de la superfície fins els 121 cm de fondària, el sediment es correspon amb un sòl hidromòrfic amb fines capes de llims, grava i sorres que contenen carbons i macrorestes vegetals; (b) el nivell de torba

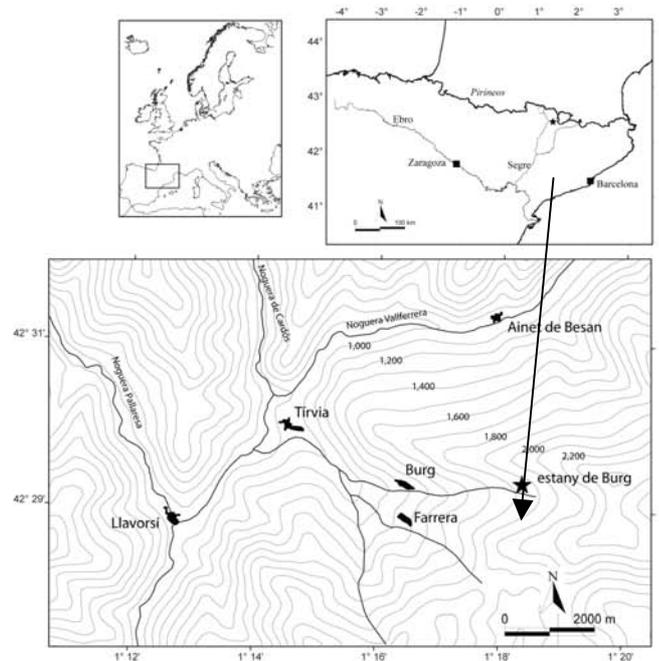


Fig. 1: Situació geogràfica del Estany de Burg (estrella).

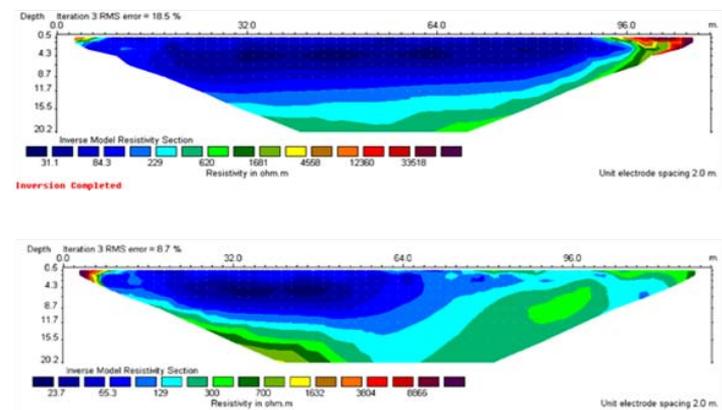


Fig. 2: Tomografies elèctriques de l'Estany de Burg. La prospecció es va efectuar en forma de creu (2 pseudoseccions) per tal d'observar possibles anisotropies en l'estany i determinar el seu depocentre. Tomografia Superior O-E, inferior: N-S.

(entre 121 i 405 cm) també presenta algunes capes de llims orgànics a: 165–181, 211–235 i 390–401 cm; (c) llims orgànics entre 405 i 525 cm; (d) llims lacustres entre 525 i 1300 cm, coincidents segons el model cronològic amb la transició entre l'Holocè i el Tardiglacial; (e) a partir dels 1300 cm, graves heteromètriques i blocs fins a la base a 1650 cm amb un elevat contingut d'argiles (Pèlachs et al., 2011) (Fig. 3).

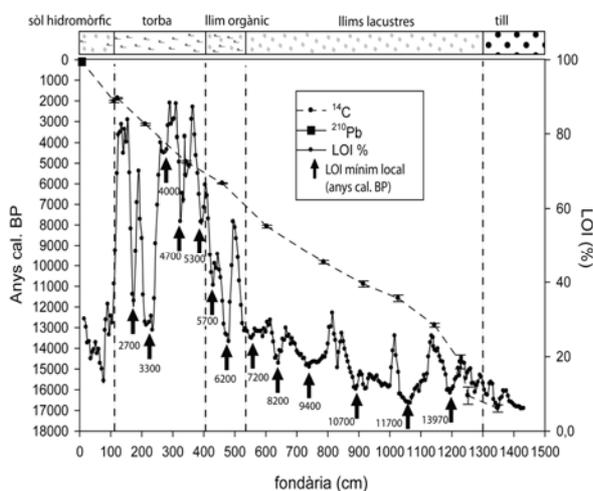


Fig. 3: Loss on ignition (LOI), seqüència d'edats (^{14}C cal BP) i litologies principals de l'Estany de Burg segons la fondària en cm.

METODOLOGIA

Un total de 13 datacions de ^{14}C han permès extrapolar linealment edat y fondària per tota la seqüència. En aquest pòster es presenten les dades pol·líniques de 154 mostres, entre el centímetre 659 i 1441 cm., així com 157 mostres de LOI, entre la cota 655 i 1441 cm. Ambdues anàlisis s'han realitzat mitjançant els estàndards habituals descrits a Pèlachs et al. (2011).

Una anàlisi de components principals (Statistica 8.0) ha servit per analitzar les principals espècies vegetals i la sensibilitat de la matèria orgànica. Per a detectar millor la tendència i eliminar conflictes entre mostres, el tractament estadístic s'ha realitzat sobre la mitjana mòbil de cada tres mostres.

RESULTATS I DISCUSIÓ

El contingut de matèria orgànica de llac depèn tant de la biomassa que rep com del fet que aquesta es pot mineralitzar. Les dades indiquen com, en general, els paisatges oberts (Factor 1 valors negatius) aporten menys matèria orgànica al llac com indiquen els valors baixos del LOI. En canvi, els pics de LOI es corresponen amb situacions forestals arbòries (Factor 1 valors positius) que s'expliquen sobretot per percentatge elevats de *Pinus*. Un fet al que es pot sumar l'explicació de la temperatura, perquè s'ha d'acceptar per la pròpia naturalesa de les espècies, que els paisatges dominats per *Artemisia* i *Ephedra* poden ser molt més freds que els dominats per *Pinus*. El Factor 2 respon a la presència de taxons mèsics (*Corylus* i *Betula*) i, per tant, a la disponibilitat hídrica de l'entorn (Fig. 4).

La caiguda de la LOI entre la cota 1135 i 1061 cm s'ha correlacionat amb el Dryas Recent, segons la cronologia. La superació de la fase del Dryas Recent afavoreix la LOI. En la transició cap a l'Holocè hi ha

d'altres oscil·lacions de matèria orgànica en el sistema lacustre que semblen indicar pulsacions del sistema climàtic a l'espera de la confirmació d'altres variables paleobotàniques.

La transició des del Dryas Recent cap a l'Holocè no seria un únic procés homogeni, caracteritzat per un increment regular de temperatura i precipitació.

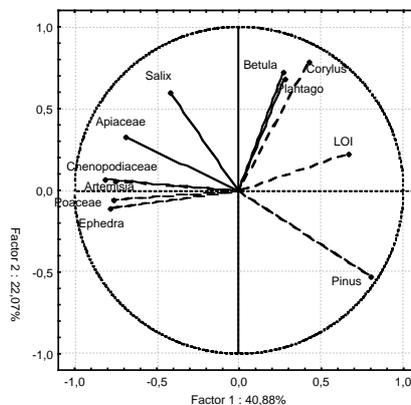


Fig. 4: Anàlisi de Components Principals. Eigenvalue Factor 1 = 4,49; Factor 2 = 2,42.

CONCLUSIONS

- Les dades indiquen com, en general, els paisatges oberts aporten menys matèria orgànica al llac i els tancats (*Pinus*) a la inversa.
- La vegetació dels paisatges oberts d'aquest període pot ser molt més freda (*Artemisia* i *Ephedra*) que la dels tancats (*Pinus*).
- La transició des del Dryas Recent cap a l'Holocè no és un procés homogeni de millora climàtica.

Agraïments: Aquesta comunicació ha estat possible al: Grup de Geografia Aplicada (2009 SGR 00106). A més dels projectes del MEC [CSO2009-08271 (subprograma GEOG)] i "Cambios tecno-culturales y de paisaje en la transición Pleistoceno-Holoceno en las zonas de influencia mediterránea de la Península Ibérica (II) (HAR2008-01984/HIST).

Referencias bibliográficas

- Bal, M.-C.; Pèlachs, A.; Pérez-Obiol, R.; Julià, R. & Cunill, R. (2011). Fire history and human activities during the last 3300 cal yr BP in Spain's Central Pyrenees: the case of the Estany de Burg. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 300: 179-190.
- Pèlachs, A., Julià, R., Pérez-Obiol, R., Soriano, J.M., Bal, M.C., Cunill, R. & Catalán, J. (2011). Potential influence of Bond events on mid-Holocene climate and vegetation in southern Pyrenees as assessed from Burg lake LOI and pollen records. *The Holocene*, 21 (1), 95-104.
- Pla, S. & Catalán, J. (2005). Chrysophyte cysts from lake sediments reveal the submillennial winter/spring climate variability in the northwestern Mediterranean region throughout the Holocene. *Climate Dynamics*, 24, 263-278.
- Turu, V. (1999). Informe preliminar dels sondatges elèctrics realitzats a l'Estany de la Coma de Burg de Farrera (Pallars sobirà); IGEOTEST, Andorra la Vella, 21 pp.
- Turu, V. (2001). Informe de resultats relatiu a la campanya d'extracció de mostra contínua i ampliació de la prospecció geològica a l'estany de la Coma de Burg de Farrera (Pallars Sobirà); IGEOTEST, Andorra la Vella, 22 pp.
- Vizcaino, A. (2003). *Geologia glacial de la Coma de Burg (Pirineu Central)*. Trabajo final de carrera de Geologia, Universitat de Barcelona, Barcelona (Catalonia), documento inédito.



FORMAS Y DEPÓSITOS GLACIARES CUATERNARIOS EN EL VALLE DE LA NOGUERA RIBAGORÇANA (PIRINEOS CENTRALES)

J. Bordonau (1), R. Pallàs (1) y J.M. Vilaplana (1)

(1) RISKMAT, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona, 08028-Barcelona.
jaume.bordonau@ub.edu, raimonpallas@ub.edu, nue.vilaplana@ub.edu

Abstract (Quaternary glacial deposits and landforms in the Noguera Ribagorçana Valley, Central Pyrenees): Upper Pleistocene glacial deposits and landforms are abundant in the high Noguera Ribagorçana Valley (Central Southern Pyrenees). During the field trip, three localities will be visited and discussed: the frontal moraine of Verge de Riupedrós (stop 1), the juxtaglacial glaciolacustrine complex of Bordes de Llestui (stop 2) and the glacial overdeepened basin of Bono (stop 3).

Palabras clave: Geología glaciaria, Pleistoceno superior, Noguera Ribagorçana, Pirineos.
Key words: Glacial Geology, Upper Pleistocene, Noguera Ribagorçana, Pyrenees.

El valle de la Noguera Ribagorçana está situado en la vertiente meridional de los Pirineos Centrales. Las formas y depósitos glaciares pueden reconocerse desde su cabecera (3240 m, Tuc de Salenques) hasta más al sur de la población de Vilaller (a unos 900 metros de altura) (Fig. 1). El substrato rocoso está constituido por granodioritas tardihercinianas del batolito de la Maladeta, que afloran en el sector septentrional de la cuenca, y por materiales sedimentarios de edad paleozoica que afloran al sur.

Las evidencias correspondientes a glaciaciones antiguas son muy escasas. En primer lugar, una terraza fluvio-glaciaria a 200 metros por encima del nivel actual de la Noguera Ribagorçana en El Pont de Suert. En segundo lugar, unos bloques morrénicos incluidos en un depósito de ladera recubierto por tills claramente atribuibles a la última glaciación.

Las formas y depósitos glaciares que se reconocen actualmente en la cuenca de la Noguera Ribagorçana son atribuibles a la última glaciación, y abarcan desde posiciones correspondientes o cercanas a las de máxima extensión glaciaria hasta fases avanzadas de la deglaciación y, puntualmente, de la Pequeña Edad del Hielo.

Los estudios específicos sobre el glaciario en la cuenca de la Noguera Ribagorçana, llevados a cabo principalmente por investigadores de la Universitat de Barcelona, se remontan a la década de 1980. Dichos estudios incluyen desde trabajos geomorfológicos de carácter regional (iniciados por Vilaplana, 1983a), hasta los más recientes consistentes en la datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be y el modelado numérico de paleoglaciares (Rodés, 2008). En el apartado de referencias bibliográficas se presenta un listado de trabajos dedicados al glaciario en el valle de la Noguera Ribagorçana.

Las paradas previstas durante la salida de campo se realizan a lo largo de la carretera N-230, que une Lleida con Vielha, y de la carretera local que conduce de la población de Aneto al embalse de Llauset.

Parada 1.- Verge de Riupedrós

Esta parada se sitúa un kilómetro al norte de la población de Vilaller (siguiendo unos 200 metros el desvío que indica "Verge de Riupedrós"). En la bibliografía, a esta localidad se la cita también como Sant Mamés y el Seminari de Vilaller.

En esta localidad (Fig. 2) se observa un depósito de un till subglaciario situado aguas abajo de un umbral rocoso perpendicular al trazado del valle de la Noguera Ribagorçana. Un corto desplazamiento (500 metros) hacia el norte conduce a un arco morrénico frontal.

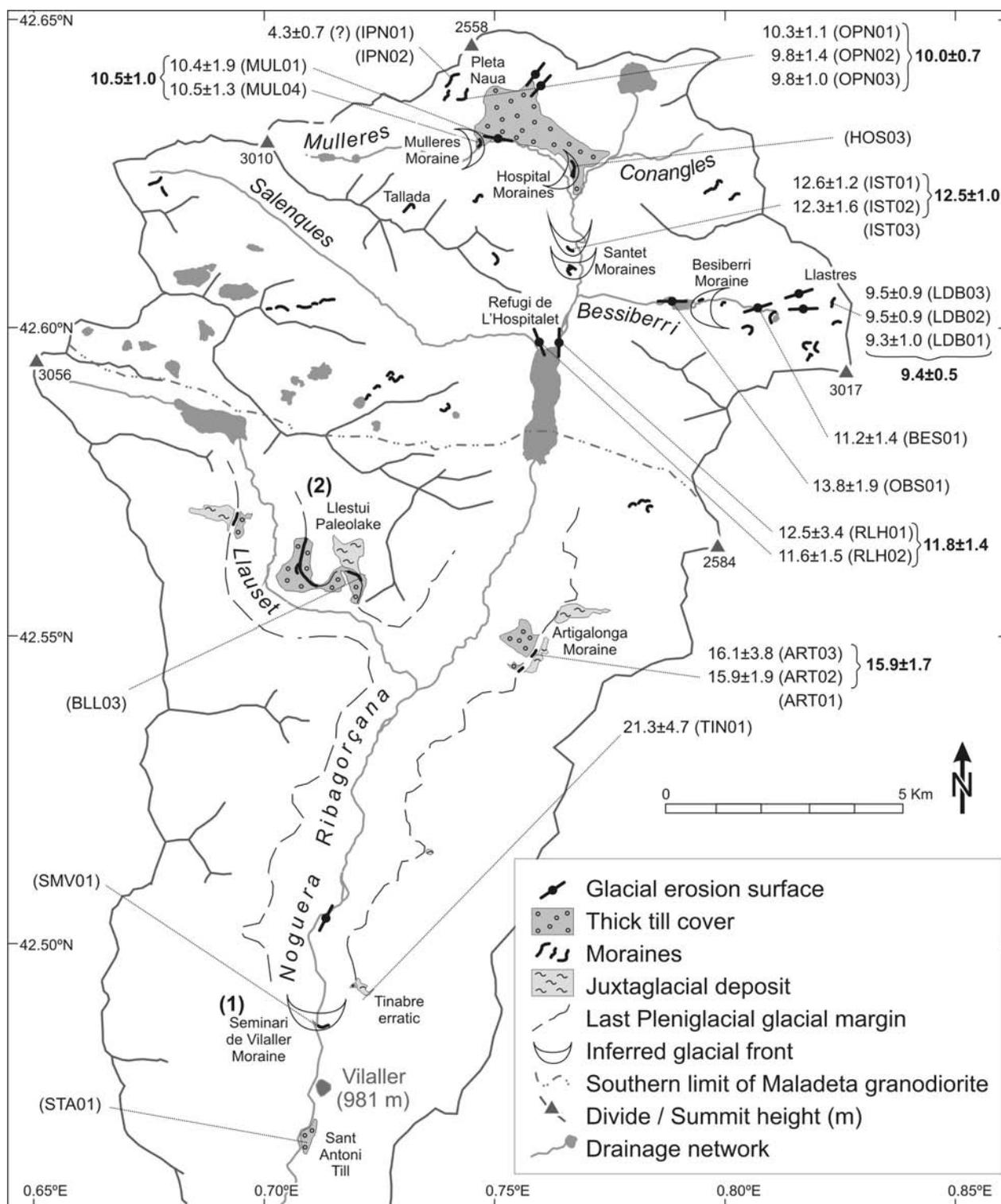
Parada 2.- Bordes de Llestui

Esta parada se sitúa en el cruce de la carretera que conduce al embalse de Llauset con la pista forestal que se dirige al barranco de Menada. En la toponimia de algunos mapas, esta localidad se cita también como Bordes de Nestui.

El objeto de esta parada es la observación del complejo juxtaglaciario de Llestui, constituido por sedimentos glaciares (tills sub- y supraglaciares), ritmitas glaciolacustres y gravas fluvio-torrenciales (Fig. 3). Este complejo se formó debido a la obstrucción del drenaje de dos pequeños torrentes por parte del glaciar de Llauset, tributario del glaciar de la Noguera Ribagorçana.

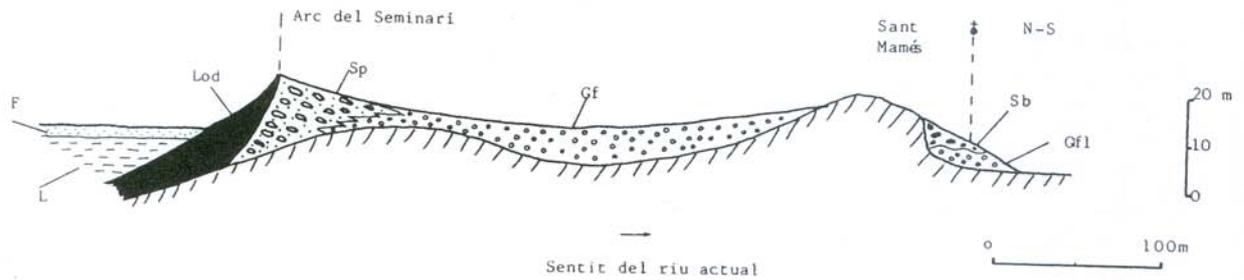
Parada 3.- Cubeta de Bono

De regreso a la carretera principal, desde un pequeño mirador se puede observar la morrena lateral izquierda del antiguo glaciar de la Noguera Ribagorçana (morrena de Senet o de Artigalonga), así como la morfología de la cubeta de sobreexcavación glaciaria de Bono (Fig. 4).



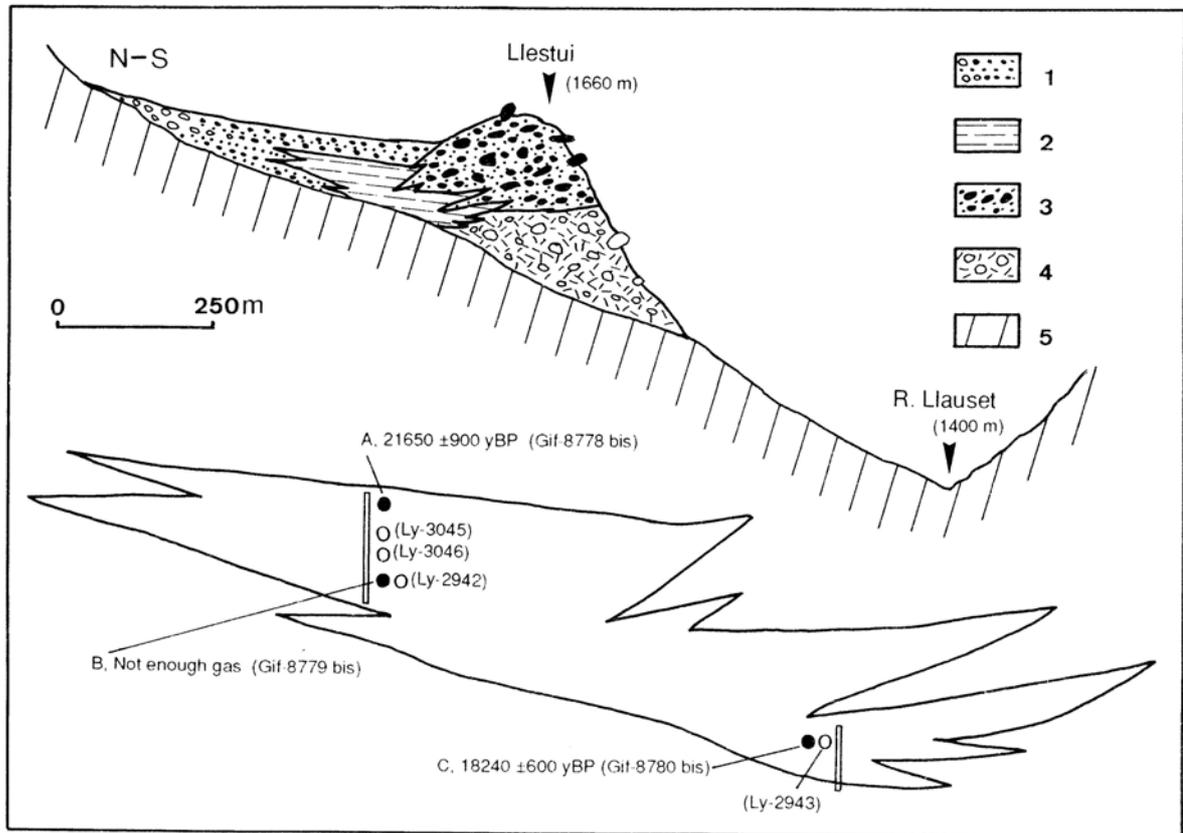
Geomorphological sketch map of the Noguera Ribagorçana Valley showing the main glacial features, ^{10}Be sampling sites, and selected surface exposure ages. Numbers correspond to ^{10}Be exposure ages in ka. Bold numbers are weighted means. LDB, Llastres de Bessiberry; BES, Bessiberry roche moutonnée; OBS, Outest Bessiberry roche moutonnée; OPN, Outer Pleta Naua moraine; MUL, Mulleres moraine and roche moutonnée; IST, Inner Santet Moraine; RLH, Refugi de l'Hospitalet roches moutonnées; ART, Artigalonga-Llestui moraine system; TIN, Tinabre erratic (TIN01).

Fig. 1: Mapa geomorfológico esquemático del valle de la Noguera Ribagorçana mostrando los principales rasgos glaciares, las localidades muestreadas (^{10}Be) y las edades de exposición (en ka) (según Pallàs et al., 2006). Situación de las paradas: 1. Verge de Riupedrós (morrena frontal del Seminari de Vilaller), 2. Bordes de Llestui (complejo glaciolacustre juxtaglacial de Llestui). La cubeta de sobreexcavación glacial de Bono, con una longitud aproximada de 5 km, se sitúa aguas debajo de la confluencia del valle de Llauset con la Noguera Ribagorçana.



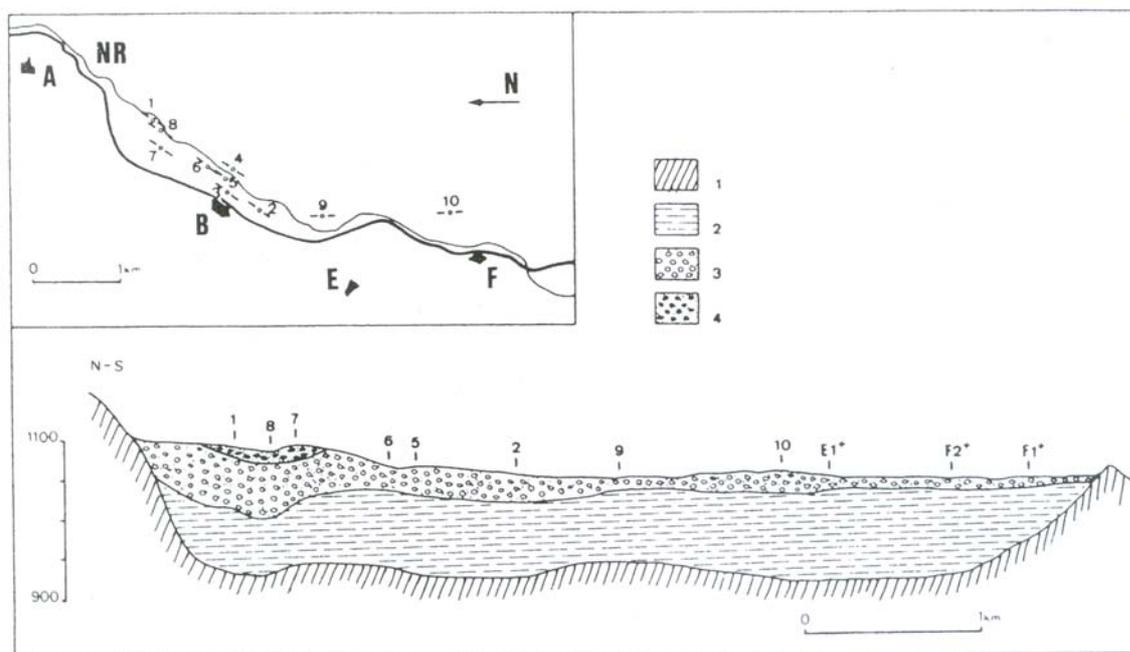
Ice-terminal till complex of Seminari de Vilaller (Noguera Ribagorçana Valley). Gf1: Sant Mamés glaciofluvial deposits; Sb: Subglacial lee-side till; Gf: Glaciofluvial deposits; Sp: Supraglacial till; Lod: Lodgement till; L: Lacustrine deposits; F: Fluvial deposits.

Fig. 2: Corte esquemático longitudinal del complejo terminal del sector de Verge de Riupedrós (Vilaller), según Vilaplana (1983a).



Geological cross-section of the glaciolacustrine complex of Llestui. Legend: 1. Alluvial-fan deposits; 2. Glaciolacustrine deposits; 3. Supraglacial till; 4. Subglacial till; 5. Paleozoic bedrock. Location of ^{14}C samples in the glaciolacustrine unit. White dots correspond to radiocarbon dates presented by Vilaplana (1983b): $\geq 34,000$ yr BP (Ly-3045); $\geq 31,500$ yr BP (Ly-3046); $\geq 33,000$ yr BP (Ly-2942) and $\geq 33,000$ yr BP (Ly-2943). Black dots correspond to radiocarbon dates presented by Bordonau et al. (1993): A, $21,650 \pm 900$ yr BP (Gif-8778 bis); B, Not enough gas obtained (Gif-8779 bis) and C, $18,240 \pm 600$ yr BP (Gif-8780 bis).

Fig. 3: Corte geológico del complejo glaciolacustre yuxtaglaciario de Llestui (según Bordonau et al., 1993). Los puntos blancos corresponden a las dataciones presentadas por Vilaplana (1983b); los puntos negros a las presentadas por Bordonau et al. (1993).



Longitudinal geoelectric cross-section of the glacial overdeepened basin of Bono (after Bordonau et al., 1989). VES E1+, F1+ and F2+ after Vilaplana (1983a). Legend: 1. Paleozoic bedrock (resistivities >3000 Ω m); 2. Glaciolacustrine rhythmites (100-200 Ω m); 3. Fluviodeltaic and recent alluvial deposits (400-1400 Ω m); 4. Recent fluviotorrential deposits (1500 Ω m). NR. Noguera Ribagorçana; B. Bono; E. Estet; F. Forcat; A. Aneto.

Fig. 4: Perfil geolèctric longitudinal de la cubeta de sobreexcavació glacial de Bono (según Bordonau et al., 1989).

Referencias bibliográficas

- Bordonau, J. (1992). *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geofoma Ediciones, Logroño, 251pp.
- Bordonau, J.; Pous, J.; Queralt, P.; Vilaplana, J.M. (1989). Geometría y depósitos de las cubetas lacustres del Pirineo. *Estudios Geológicos*, 45, 1/2: 71-79.
- Bordonau, J., Vilaplana, J.M.; Fontugne, M. (1993). The glaciolacustrine complex of Llestui (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology of the last glacial cycle in the Pyrenees. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.316, Série II: 807-813.
- Brusi, D. (ed.), Domingo, M. (coord.), Bordonau, J., Ambrós, S., Pèlach, A., Soriano, J.M., Molina, D., Pocoví, A., Millán, H., Molina, E., Lacasa, A., Martínez, A., Mata, R., Espuny, J., Rispa, J.M.; Vehí, M. (2000). *Geopirineos. Espacios naturales y Geología pirenaica. Sector central y centrooriental*. Monografías de Enseñanza de las Ciencias de la Tierra. Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT), 126pp.
- García Ruiz, J.M., Bordonau, J., Martínez de Pisón, E.; Vilaplana, J.M. (1992). *Mapa geomorfológico de Benasque (M.T.N. 180) (Huesca-Lleida)*. Geofoma Ediciones, Logroño, Memoria 39pp. + 1 mapa a escala 1:50.000.
- Montserrat Martí, J. (1985). *Estudi del Pleistocè superior i de l'Holocè en el reblliment sedimentari de l'Estany de Llauset (Pirineu Ribagorçà)*, Tesis de Licenciatura, Dpt. de Geomorfología i Tectònica, Universitat de Barcelona, 73pp.
- Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E.; Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from ^{10}Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews*, 25: 2937-2963.
- Rodés Bolumburu, A. (2008). *La última deglaciación en los Pirineos: datación de superficies de exposición mediante ^{10}Be , y modelado numérico de paleoglaciares*. Tesis Doctoral, Dept. Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, 238pp.
- Serrat, D.; Vilaplana, J.M.; Martí Bono, C.E. (1983). Some depositional models of glaciolacustrine environment in Southern Pyrenees. In: Evenson, E.B.; Schlüchter, Ch.; Rabassa, J. (eds.), *Tills and related deposits*. A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 132-144.
- Serrat, D., Bordonau, J., Bru, J., Furdada, G., Gomez, A., Martí, J., Martí, M., Salvador, F., Ventura, J.; Vilaplana, J.M. (1994). Síntesis cartográfica del glaciario surpirenaico oriental. En: Martí Bono, C.; García Ruiz, J.M. (eds.): *El Glaciario Surpirenaico: Nuevas Aportaciones*. Geofoma Ediciones, Logroño, pp.9-15.
- Vilaplana, J.M. (1983a). *Estudi del glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça*. Tesis Doctoral, Dpt. de Geomorfología i Tectònica, Universitat de Barcelona, 322pp.
- Vilaplana, J.M. (1983b). Quaternary Glacial Geology of Alta Ribagorça Basin (Central Southern Pyrenees). *Acta Geológica Hispànica*, 18, 3/4: 217-233.
- Vilaplana, J.M. (1983c). Sobre la geomorfología de la Vall de Llauset: Pirineu Ribagorçà. *Rev. Inv. Geològiques*, 36: 97-120.
- Vilaplana, J.M.; Bordonau, J. (1989). Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire: Le paléolac de Llestui (Noguera Ribagorçana - Versant sud des Pyrénées). *Bull. A.F.E.Q.*, 1989-4: 219-224.
- Vilaplana, J.M.; Casas, A. (1983). Las cubetas de sobreexcavación glacial de Bono y de Barruera (Alta Ribagorça, Pirineo Central), *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 6: 283-309.
- Vilaplana, J.M.; Montserrat, J.; Schlüchter, Ch. (1989). Recent progress in Quaternary stratigraphy: The Lake Llauset sequence in the Spanish Pyrenees. In: Rose, J.; Schlüchter, Ch. (eds): *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?*. A.A.Balkema, Rotterdam, pp. 113-124.
- Vilaplana, J.M.; Schlüchter, Ch.; Verdager, A. (1983). Sedimentology and stratigraphy of the Pleistocene

sediments in Lake Llauset (Southern Pyrenees, Spain) a first approach, *Acta Geològica Hispànica*, 18, 3/4: 235-248.



FORMAS Y DEPÓSITOS GLACIARES PLEISTOCENOS EN LA TERMINACIÓN GLACIAR DEL ÉSERA (VALLE DE BENASQUE, PIRINEO ARAGONÉS)

E. Martínez de Pisón (1), E. Serrano (2) y J. J. González Trueba (3)

- (1) Departamento de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.
(2) Departamento de Geografía. Univesidad de Valladolid. 47011 Valladolid. serrano@fyl.uva.es
(3) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco. 01027 Vitoria-Gasteiz.

Abstract. Pleistocene landforms and deposits in terminal area of Ésera (Benasque valley, Aragonese Pyrenees). During the glacial maximum, the Pleistocene Ésera glacier reached 36 km length and melted to 900 meters, in the overdeepened basin of El Run. The moraines point out a thickness of 220 meters in the front and more than 2.5 km width. A glacial diffluence toward the SE built a latero-frontal morainic complex to 1150 m altitude in Renanué. In the area three types of landforms and deposits are described. A) The Renanué-Fadas scattered blocks belongs to an ancient glacial phase not linked with the more recent glacial features. B) The external granitic blocks point out a phase of maximal expansion, named Pre-maximum. C) The last glacial phase is characterized by well preserved lateral and latero-frontal moraines and ice marginal complexes where three pulsations are distinguished from morphostratigraphic analysis. This phase is named the Pleniglacial, and attributed to the recent Pleistocene.

Palabras clave. Glaciaciones Pleistocenas, geomorfología glaciár, Pirineos.

Key words: Pleistocene glaciations, glacial geomorphology, Pyrenees.

INTRODUCCIÓN

El glaciár del Ésera formó una lengua alimentada desde los macizos más elevados del Pirineo axial. Los hielos, procedentes de los macizos de la Maladeta (Aneto, 3404 m.), Perdiguero (3222) y Eriste-Posets (3369 m.), se canalizaron por los valles de Alto Ésera, Vallibierna, Estós y Eriste, para confluír en el valle principal, en una lengua glaciár que en la cubeta de Benasque tenía tres kilómetros de ancho y 400 metros de espesor, alcanzando desde Barrancs al Congosto del Ventamillo los 36 kilómetros de longitud. Los cuatro grandes glaciáres principales, junto a lenguas menores configuraron un glaciár complejo, bien alimentado, desarrollado, primero en una lengua de dirección NE-SW, donde el modelado está dirigido por las estructuras axiales de dirección dominante E-W y la alternancia de pizarras y calizas, y más tarde, desde la cubeta de Sahún, donde los materiales paleozoicos cabalgan sobre la cobertera, aflorando primero el Triásico y más al sur la cobertera calcárea cretácica, el valle y la lengua glaciár que lo ocupó toman una dirección N-S. La lengua modeló una gran artesa glaciár, definida por la sucesión de cubetas de sobreexcavación y umbrales. Desde la cubeta de Sahún, ya individualizada y sin aportes laterales, el glaciár continuaba valle abajo durante ocho kilómetros hasta su terminación. El modelado glaciár dominante configuró, de este modo, un paisaje glaciár amplio cuya fisonomía está determinada por la presencia de los grandes glaciáres en el Pleistoceno reciente y condicionada por las morfoestructuras. Estas se definen por la adaptación de circos y artesas de cabecera a la presencia de los batolitos graníticos de Maladeta y Eriste, la alternancia de calizas y pizarras paleozoicas en las porciones meridionales, que guían la organización en sucesivas cubetas y umbrales de la artesa glaciár principal, y la presencia de las Sierras Interiores en las porciones finales del valle, donde la alternancia de materiales más fácilmente erosionables, el Triásico, con los potentes mantos calcáreos dirigen los contrastes morfológicos del

modelado glaciár en la porción final del valle. En segundo lugar una dinámica glaciár caracterizada, en la porción más alta, por unas cabeceras bien alimentadas, con confluencia de potentes lenguas que generan formas de erosión dominantes, y desde Benasque, el dominio de los procesos deposicionales, que formaron amplias morrenas laterales con continuidad en ambos lados de la artesa. Estas morrenas, colgadas entre 400 y 200 metros sobre el fondo de valle, conforman complejos de obturación lateral, de los cuales el más significativo es el de Cerler.

El estudio del glaciár Pleistoceno del Ésera y su conocimiento detallado es reciente. Las primeras referencias generales, como las de Lucas Mallada (1878) y posteriormente Barrère (1963) y García Sanz (1941) señalan la existencia y extensión del glaciárismo Cuaternario en el valle de Benasque. En los años 80 y primeros de los 90 se desentraña la morfología glaciár del valle y se establecen los principales problemas de interpretación, con estudios detallados del modelado glaciár (Martínez de Pisón, 1986; 1989; García Ruiz et al., 1992), y el análisis de los complejos de obturación de Cerler y las cubetas de sobreexcavación (Bordonau, 1992, 1993), incorporándose al análisis y conocimiento de conjunto de los glaciáres pleistocenos surpirenaicos (García Ruiz y Martí Bono, 1994, Serrano y Martínez de Pisón, 1994).

LAS FORMAS DE MODELADO Y LOS DEPÓSITOS

El frente del glaciár del Pleistoceno del Ésera se caracteriza por la artesa glaciár continua modelada en los materiales del Triásico y limitada en su margen occidental por las calizas cretácicas. Estos también cierran el valle al sur, donde de modo neto y con un brusco cambio morfológico, finaliza la artesa para dar paso al estrecho y encajado Congosto del Ventamillo, abierto en los materiales calcáreos de la cobertera.

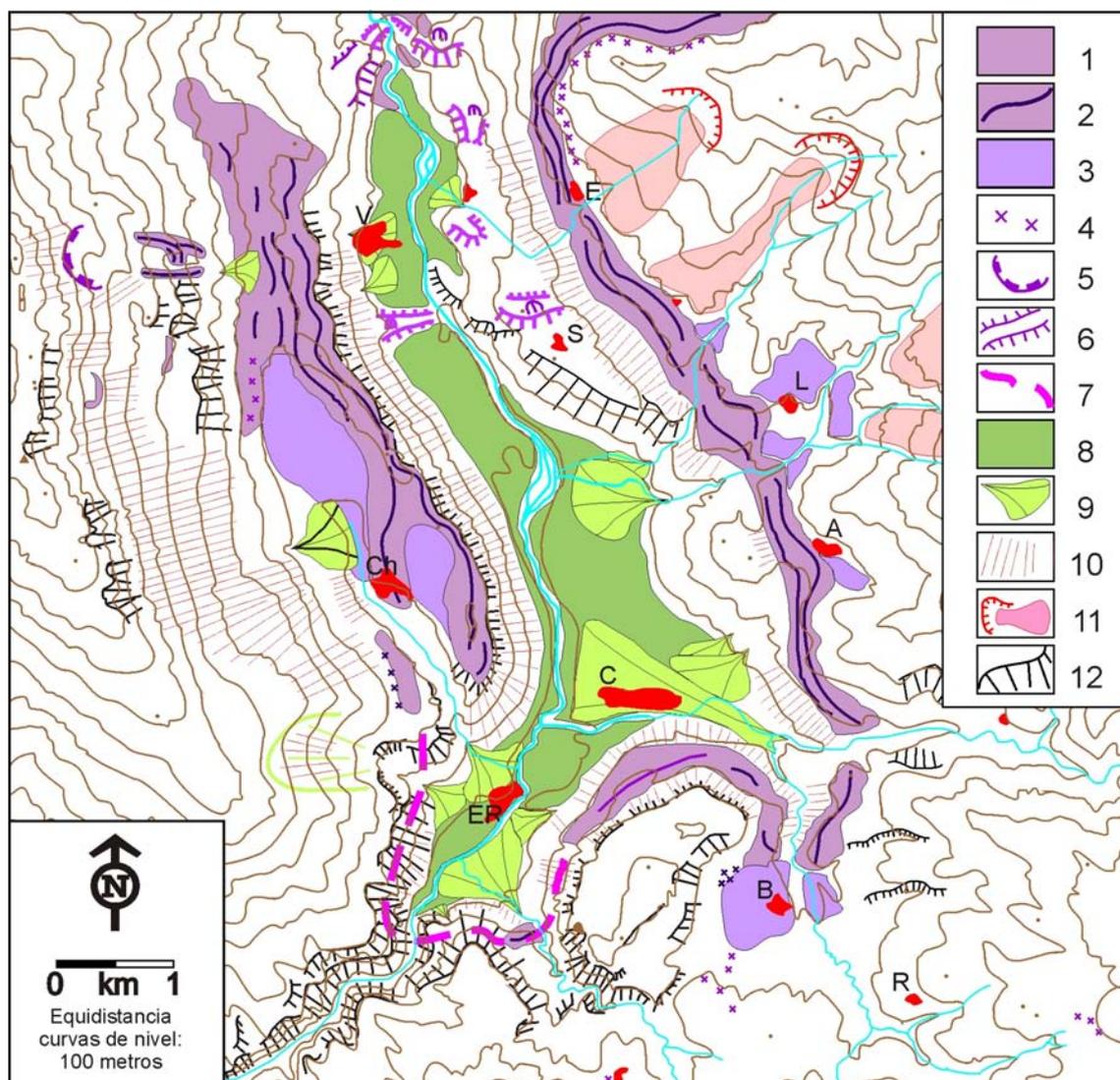


Fig. 1. Esquema geomorfológico de la zona de estudio. 1, material morrénico. 2, morrenas. 3, rellanos de obturación. 4, bloques graníticos. 5, circo glaciar. 6, umbral glaciar. 7, límite de la máxima extensión del hielo en el sector de Ventamillo. 8, terraza fluvial. 9, cono de deyección. 10, Derrubios de ladera. 11, deslizamiento de ladera. 12, escarpes.
A, Arasán. B, Bisaurri. C, Castejón de Sos. Ch, Chía. L, Liri. R, Renanué. V, Vilanova.

En las laderas se depositaron con continuidad, hoy mermada por los procesos erosivos postglaciares, complejos morrénicos laterales y restos de till, que permiten reconstruir el límite de los glaciares Pleistocenos en esta porción del valle (Fig. 1). El glaciar alcanzó un espesor de 450 metros en Villanova, 400 en Castejón de Sos y 225 metros en La Run, donde se situaría el frente glaciar posiblemente retenido por la barrera morfoestructural del Ventamillo. El frente se situó en torno a 900 metros de altitud, coincidiendo con el inicio del Congosto del Ventamillo (Fig. 2). Las morrenas laterales señalan una acusada difluencia hacia el sureste, que conformó el complejo de obturación de Bisaurri. Morrenas, restos morrénicos dispersos, porciones de till y bloques erráticos orlan la porción final del valle permitiendo diferenciar agrupaciones morfológicas y sedimentarias y asociarlas a fases o pulsaciones glaciares.

-Bloques dispersos de Renanué-Fadas: En los valles altos de la porción SE del valle, próximas al interfluvio Ésera-Noguera, adosados a las laderas y a alrededor de 1450 metros de altitud, existen

depósitos informes compuestos por cantos y bloques entre los que destaca la presencia de bloques de granito, que ya fueron señalados por Mallada (1878), junto a calizas paleozoicas. La presencia de estos materiales, cuya procedencia obligada es desde el Pirineo axial, los granitos desde los macizos altos, y las calizas paleozoicas desde las porciones medias, permiten inducir la hipótesis del acceso de los hielos hasta estas posiciones. Sin embargo, la topografía actual, la ausencia de formas glaciares y su desconexión y lejanía de las formas glaciares conservadas no permiten relacionarlas con el glaciario que caracterizó el modelado del Ésera. Por ello, se adscribe a una posible fase glaciar antigua, anterior al modelado glaciar visible hoy en las porciones más bajas, en torno a Bisaurri y Castejón.

-Bloques graníticos exteriores a las morrenas: En posiciones superiores de la artesa glaciar desde las proximidades del Picos Eresué, a 1600 metros, hasta los frentes, adosados a las laderas y al exterior de las morrenas mejor conservadas existen frecuentes agrupaciones de cantos de granito y bloques

erráticos (Fig. 3). En la zona de Bisaurri-Gabás se encuentran bloques erráticos al exterior de la morrena y por encima del rellano de obturación hasta los 1240 m. En la ladera contraria, por encima de Chía, los bloques de granito alcanzan los 1470 metros en la zona de la Coma, con presencia continua de bloques que se alargan por debajo de los 1350 m de altitud en el barranco de Chía,

denotando su ocupación por el hielo procedente de la artesa del Ésera durante este periodo. También se observan bloques de granito (Martínez de Pisón, 1989) incluidos en los derrubios cementados localizados en el acceso del Congosto del Ventamillo, sin que existan bloques ni restos morrénicos en los sectores superiores del Congosto.

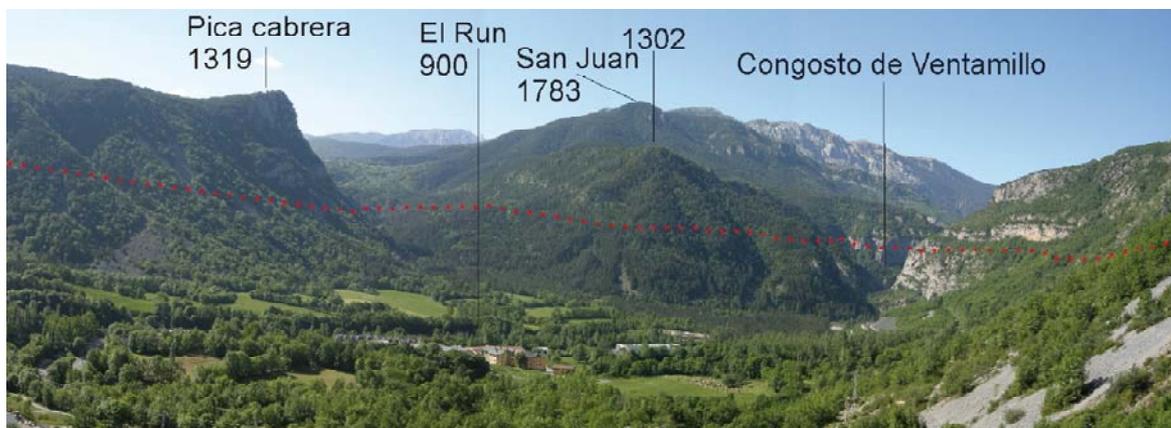


Fig. 2. Extensión del Pleniglaciario en el sector frontal del glaciar Pleistoceno del Ésera.

Estos depósitos señalan una fase de expansión inicial del glaciar, que alcanzaría una mayor superficie que la apuntada por las morrenas mejor conservadas, posiblemente con un modelado también diferente del elaborado por las fases glaciares posteriores. Aguas arriba, en el complejo de obturación lateral de Cerler, también existe una fase de equilibrio inicial, más antigua que las formas mejor conservadas, que señalaría esta fase de avance (Bordonau, 1992, 1993).

Morrenas laterales del Ésera: A ambos lados de la artesa glaciario del Ésera desde Sahún hasta El Run, se suceden morrenas laterales con una clara continuidad, sólo interrumpida por las incisiones de los barrancos laterales y destrucciones por erosión y deslizamientos. Las morrenas muestran una simetría altitudinal en ambas laderas que permite reconstruir su espesor, si bien muestran distintos desarrollos morfológicos:

-En la ladera oriental, las morrenas laterales están bien conservadas y presentan continuidad, con dos crestas morrénicas visibles que alternan con complejos de obturación laterales e intramorrénicos en Arasán o Liri. Estas morrenas descienden paulatinamente desde los 1400 metros en Eresué, 1250 en Arasán hasta 1150 metros en las proximidades de Bisaurri. En este punto las morrenas, que se introducen por el barranco de Bisaurri, delimitan una pequeña difluencia de un kilómetro de longitud, conformando al exterior el rellano de obturación de Bisaurri, contorneado por los bloques graníticos ya señalados. El Monticiello se encuentra contorneado por una morrena lateral que desciende hasta los 1140 metros para enlazar con la morrena del barranco de Gabás, a 1100 metros y apoyada en los contrafuertes calcáreos que cierran el valle por el sur. Esta morrena señala un espesor de hielo de 220 metros en el frente glaciario de este periodo.

-En la ladera occidental del valle también se suceden los arcos morrénicos laterales. Estos se depositaron

desde el sector de Benasque, pero con continuidad sólo a partir de la confluencia entre el valle principal y el de Barbarisa, desde donde el glaciar principal recibía la última aportación de hielo. A partir de las Escalbas se inicia la deposición glaciario continua, que alcanza su plena configuración como morrenas laterales desde la borda de Castán. El complejo lateral está formado por una sucesión de arcos continuos que siguen paralelos entre sí y apoyados en el crestón calcáreo de la Llena (Fig. 2). Son bien visibles los dos crestas morrénicas y sus vanos intermorrénicos. En su porción meridional el arco se desdobra, con una morrena que se introduce hacia el valle de Chía, en el que se ubica la población del mismo nombre. Posteriormente, la morrena lateral mejor conservada se yuxtapone sobre ésta en la cresta de La Llena, pero continúa por la cresta, conformando un pequeño rellano de obturación entre las dos morrenas. En ambas fases de formación de las morrenas laterales el barranco de Chía quedaría ya libre del hielo que lo ocupó en una fase inicial.

LA EVOLUCIÓN GLACIARIO

Los restos y huellas glaciares de la porción final del valle del Ésera y su posición morfoestratigráfica denotan dos ambientes glaciares claramente diferenciados, primero asociados a una glaciario antigua, de difícil precisión, y a una más reciente, de modo que se diferencian dos etapas individualizadas.

-Etapa glaciario antigua. Los bloques dispersos de Renanué-Fadas, por su localización y heterometría apuntan una procedencia glaciario desde las cabeceras del Ésera. Su posición, claramente desconectada de los restos erosivos y morrénicos mejor conservados, denota una antigüedad y diferenciación de las fases que generaron las principales formas glaciares, por lo que señalamos su posible adscripción a topografías hoy desaparecidas por la erosión glaciario posterior. Lo exiguo de los restos aparecidos hasta la actualidad impide una mayor precisión en cuanto a las

características de esta fase, pero se adscribe a un periodo glacial previo y desconectado del Pleniglacial. Los bloques graníticos exteriores señalan una fase de extensión máxima de los glaciares, alcanzando por ello los lugares más alejados en el frente glacial, tanto en longitud como en anchura. La mala conservación de las formas y su posición en laderas altas muestran su erosión posterior y su antigüedad. Esta erosión posterior afecta a los materiales morrénicos, pero también a la topografía en la que se localizan, con incisiones fluviales y erosiones que han desconectado los depósitos. Se trata de una fase Prepleniglacial, inmediatamente anterior a esta fase y separada de ella por un periodo significativo sin glaciares que ha recibido el nombre de Premáximo en el valle del Ésera (Martínez de Pisón, 1989; Bordonau, 1992; Serrano y Martínez de Pisón, 1994), cuya atribución cronológica absoluta resta por establecer.

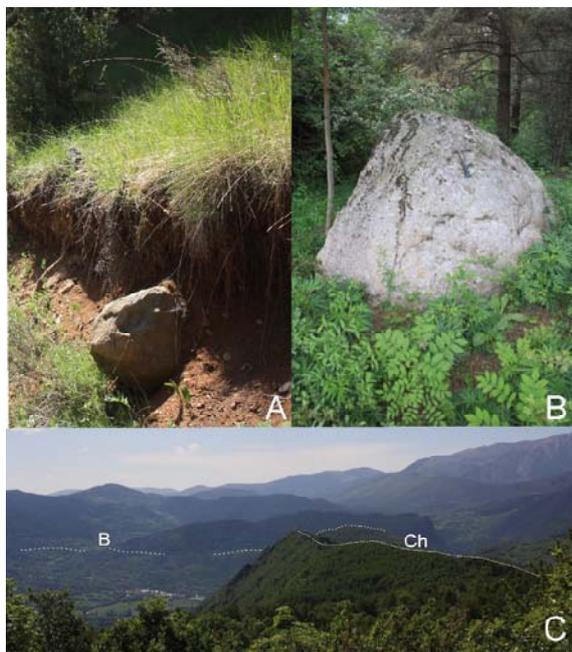


Fig. 3. A. Bloque granítico en el Barranco de Chía, a 1340 m. B, bloque granítico en las proximidades del interfluvio entre Bisaurri y Gavás, a 1230 metros. C, Vista del valle de Benasque y sus morrenas laterales, desde la Sierra de Chía. CH, morrenas de Chía. B, sector de Bisaurri.

-Las fases glaciares recientes: Posteriormente, un nuevo avance glacial responsable de las grandes formas de erosión y acumulación de su porción final en el sector que nos ocupa, depositaría las morrenas bien conservadas del Ésera y sus complejos de obturación asociados. Las sucesivas morrenas denotan pulsaciones de una misma fase glacial con avances y retrocesos constantes que han dejado huellas muy próximas entre sí. Estas formas se adscriben al Pleniglacial, o Máximo Glacial del Ésera. En el Ésera bloques dispersos al exterior de las morrenas principales en Chía, Bisaurri y Eresué señalan una fase previa de expansión que denota el Máximo Pleniglacial. Delineado por las morrenas más externas, entre las que destacan las de la población de Chía, se situaría una fase de estabilidad, la Fase Intermedia Estable, caracteriza por morrenas bien conservadas en la ladera oriental. Finalmente una Fase Interna Pleniglacial, patente aunque sin similar continuidad y manifestada por la

alineación interior del complejo morrénico. Estas fases carecen de datación absoluta en el Ésera, pero se adscriben tradicionalmente al Pleistoceno superior o reciente.

CONCLUSIÓN

La terminación del glaciario Pleistoceno en el valle del Ésera muestra restos morfológicos de dos etapas glaciares bien diferenciadas, una fase antigua de difícil adscripción cronológica, Pre-máximo, y una posterior, desdoblada en una correspondiente a un máximo previo a la configuración de las morrenas principales, y dos fases internas, que comprenden en conjunto el Pleniglacial, atribuibles al Pleistoceno reciente. La fase Premáximo señala una mayor extensión, pero no necesariamente mayor volumen de hielo por cuanto podría estar asociada a topografías menos excavadas. El Pleniglacial se correlaciona con el Último Máximo Glacial Pleistoceno pirenaico y se caracteriza por la sucesión de pulsaciones menores atribuibles a una sola fase glacial. El frente glacial del Ésera en el Pleniglacial terminaría a 900 metros de altitud, condicionado por los caracteres morfoestructurales que hicieron de barrera para una lengua que alcanzaba en su frente los 220 m de espesor y superaba los 2,5 kilómetros de ancho, con una difluencia hacia el SE que generó un complejo laterofrontal de obturación a 1150 m.

Referencias bibliográficas

- Barrère, P.(1963). La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 516–526.
- Bordonau, J.(1992). *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones, Logroño.
- Bordonau, J.(1993). The Upper Pleistocene ice-lateral till complex of Cerler (Esera Valley, Central Southern Pyrenees; Spain). *Quaternary International* 18, 5–14.
- García Ruiz, J.M., Bordonau, J., Martínez de Pisón, E., Vilaplana, J.M. (1992). *Mapa Geomorfológico E. 1/50.000. Benasque (M.T.N.180)*. Geoforma ediciones, Logroño.
- García Ruiz, J.M. & Martí Bono, C.(1994). Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo Aragonés. In: Martí Bono, C., García Ruiz, J. (Eds.), *El Glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, Logroño, Spain, pp. 17–31.
- González Sainz, L.(1941). Las fases epiglaciares del Pirineo español. *Estudios Geográficos*, II, 3, 207-268.
- Mallada, L.(1878). *Descripción física y geológica de la Provincia de Huesca*. Memoria del mapa Geológico de España, Madrid.
- Martínez de Pisón, E.(1986). El macizo granítico del Aneto. *Atlas de Geomorfología*, Alianza Editorial, Madrid, pp. 17-25.
- Martínez de Pisón, E.(1989). Morfología glacial del valle de Benasque (Pirineo Aragonés). *Eria*, 51–64.
- Serrano, E., Martínez de Pisón, E.(1994). Geomorfología y evolución glacial en el Pirineo Aragonés Oriental. In: Martí Bono, C., García Ruiz, J. (Eds.), *El Glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, Logroño, pp. 33–64.



LA EVOLUCIÓN GLACIAR CUATERNARIA DEL VALLE DE BENASQUE (PIRINEO ARAGONÉS)

E. Serrano (1), E. Martínez de Pisón (2) y J.J. González Trueba (3)

- (1) Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid. 47011 Valladolid. serrano@fyl.uva.es
(2) Departamento de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.
(3) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco. 01027 Vitoria-Gasteiz.

Abstract. Quaternary glacial evolution of the Benasque valley (Aragonese Pyrenees). *The Benasque valley shows a wide typology of moraines and tills from the summit areas to the bottom of the valley at 900 m a.s.l. The morphostratigraphic sequence built from the glacial sedimentary deposit allow us to reconstruct the glacial evolution, specially the retreat and deglaciation sequence. Thirteen advance or equilibrium periods from Pleistocene until XX century are reconstructed. The thirteen episodes are grouped in six main glacial phases of very different spatial size and palaeoclimate meaning. The absolute age is not known, except for the historical ones. Four glacial phases are of Pleistocene age (Premáximo Glacial Phase, and Pleniglacial Phase), two are of Late-Pleistocene (Lateglacier Phase and High Mountain Maximum Phase), although the last one can be Holocene, and finally, the last one is the historical age (Little Ice Age).*

Palabras clave. Glaciaciones Pleistocenas, geomorfología glaciár, Pequeña Edad del Hielo, Pirineos.

Key words: Pleistocene glaciations, glacial evolution, Little Ice Age, Pyrenees.

INTRODUCCIÓN

El Valle de Benasque se abre en la vertiente meridional pirenaica y se extiende 36 km. desde los 900 m., donde se inicia el Congosto del Ventamillo al sur, hasta los altos valles y macizos del Pirineo axial (Posets, Perdiguero y Maladeta) al norte, a 3.404 metros en la cumbre del Aneto (Fig. 1). La organización del valle responde a las directrices morfoestructurales, con un conjunto septentrional de mayores altitudes y relieves enérgicos, donde la presencia de los batolitos graníticos y los materiales paleozoicos, caracterizados por la alternancia de pizarras y calizas, generan una sucesión de valles de dirección dominante E-W que confluyen en el valle principal del Ésera. La mitad inferior está constituida por materiales de la cobertera, que definen la amplitud del valle sobre los materiales Triásicos, en contraste con la energía del relieve de las calizas Cretácicas, que cierran el valle por el sur.

Los glaciares han estado presentes, aunque con muy diferente entidad, en el valle de Benasque desde el Pleistoceno hasta la actualidad, y han sido objeto de atención por investigadores desde distintas ópticas y para los diferentes momentos. Desde que Lucas Mallada (1878) describiera los bloques erráticos y señalara el origen glaciár de los depósitos de Chía, los estudios sobre glaciárismo Pleistoceno se han ocupado de la caracterización de las formas de erosión y acumulación, los depósitos glaciares y la reconstrucción de su evolución temporal y cronología relativa (Martínez de Pisón, 1989; García Ruiz et al., 1992; Bordonau, 1992, 1993) sin que existan dataciones que permitan precisar su edad absoluta. Las porciones altas también han sido objeto de estudio, con la cartografía de formas y la reconstrucción de la evolución glaciár reciente, con especial interés en las huellas de la Pequeña Edad del Hielo (PEH), ampliamente representada en los macizos de Posets, Maladeta y Perdiguero (Martínez de Pisón, 1986, 1989; Martínez de Pisón y Arenillas 1988; Copons y Bordonau, 1994; Chueca y Julián, 1996; Julián y Chueca, 1998; Lampre, 1998, Serrano et al., 2002; Chueca et al., 2005, González Trueba et

al., 2008). Existen cartografías detalladas del conjunto y de diferentes porciones del macizo que han establecido la distribución espacial de las formas y depósitos (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón, 1989; García Ruiz et al., 1992; Copons y Bordonau, 1994).

Estos trabajos han permitido tener un amplio conocimiento de las morrenas, complejos de obturación y depósitos glaciares existentes en el valle, desde los circos de cabecera hasta las cubetas terminales en La Run. También han permitido detectar los principales problemas en relación la evolución cuaternaria del valle, con interesantes cuestiones pendientes. Entre ellas cabe destacar dos aspectos relacionados con el Pleistoceno, por una parte el establecimiento de una cronología absoluta que apoye la reconstrucción del glaciárismo Pleistoceno pirenaico. Por otra, el estudio detallado, y su adscripción cronológica, de los débiles testimonios de glaciaciones antiguas, depósitos y bloques graníticos y calcáreos esparcidos en las laderas, anteriores al glaciárismo responsable del modelado glaciár dominante. Finalmente, también está abierta la adscripción de las morrenas de altitud bien a fases del final del Pleistoceno (Tardiglaciár) bien al Holoceno, con un importante vacío de conocimiento derivado de la escasez de dataciones, si bien la única existente señala 10.000 años cal. B.P. en la Maladeta (Pallás et al., 2006). Este hecho es de suma importancia para conocer la verdadera entidad del glaciárismo Finipleistoceno y Holoceno y aportar reconstrucciones paleoclimáticas y paleogeográficas más precisas para ambos periodos.

En este trabajo se realiza, a partir del inventario de formas de acumulación y depósitos glaciares, la sucesión morfoestratigráfica y la reconstrucción de la evolución glaciár mediante la sucesión de las fases de avance o equilibrio glaciár, capaces de generar formas y perdurar en el tiempo, y responsables de amplias porciones del paisaje glaciár del Ésera.

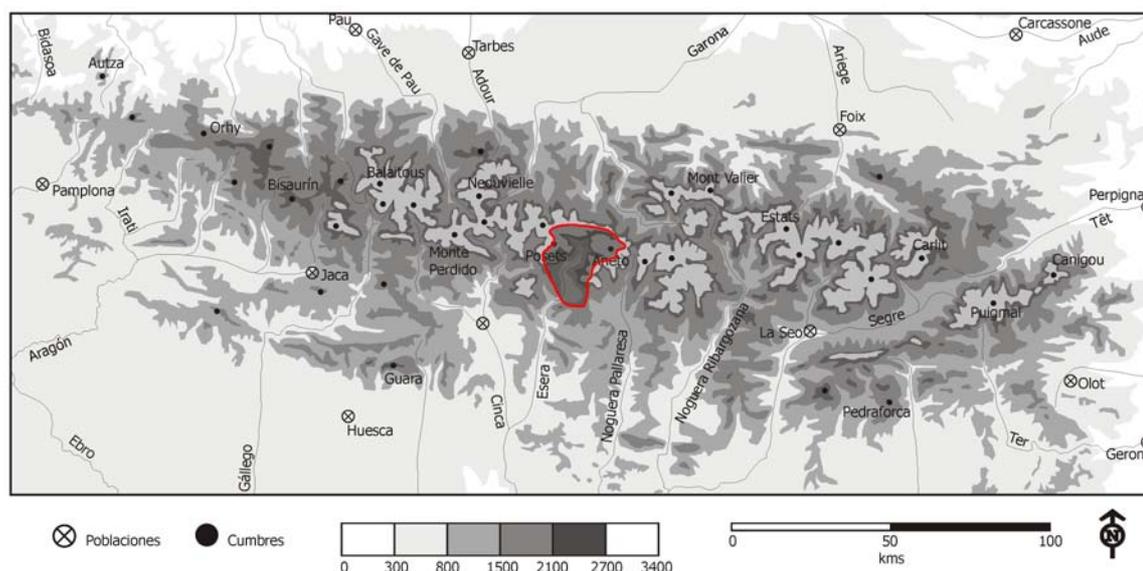


Fig. 1. Localización y extensión del valle de Benasque en Los Pirineos.

EL MODELADO GLACIAR

Las formas de modelado mayores del valle de Benasque, desde las cumbres hasta el Congosto del Ventamillo ha sido esculpido por los glaciares en una larga y compleja evolución, generando circos de altitud, artesas escalonadas y confluentes, cubetas de sobreexcavación, así como la morfología del valle principal del Ésera, que reunió todas las lenguas y alcanzó el extremo del valle, al inicio del Congosto de Ventamillo. De este modo se configuró un amplio paisaje glaciar en el interior del Pirineo que persiste hasta la actualidad (Martínez de Pisón, 1989; García Ruiz et al. 1992). El valle presenta una aureola de circos glaciares localizados en altura, y artesas glaciares menores que confluyen con el valle del Ésera, quedando colgadas sobre el mismo. En la porción de circos de alta montaña existe una amplia gama de morrenas frontales, laterales y frontolaterales, bien conservadas, que señalan periodos de reducida extensión de los glaciares, alojados en los circos de altura. Las morrenas localizadas al frente de los glaciares de Aneto, Maladeta, La Paül, Barrancs, o en los circos de Literola y Coronas entre otros, señalan una fase de estabilización glaciar histórica. En cotas más bajas, ya colonizadas por la vegetación, los arcos morrénicos y retazos de depósitos glaciares se asocian a una compleja retirada glaciar en la Renclusa, Aigualluts, Barrancs, Toro, Coronas, La Paül, etc (Martínez de Pisón, 1989; García Ruiz et al. 1992; Copons y Bordonau, 1994; Serrano et al. 2002). En las artesas también existen morrenas laterales y frontales, y depósitos morrénicos dispersos, pertenecientes a fases menores con los glaciares retranqueados en los valles laterales de Estós a 1300 m. y 1.900 m., Vallibierna, a 1.600 m., Eriste, a 1.300 m., y en el Ésera en los Llanos del Hospital a 1660 m.

El valle del Ésera tiene una neta morfología en artesa glaciar y una sucesión de umbrales y cubetas rellenas que muestran la extraordinaria potencia del hielo en la porción Benasque-Sahún, con más de 300 metros de profundidad en Benasque y 275 en Anciles, separados por un pequeño umbral, ambos

rellenos por ritmitas glaciolacustes y fluviales (Bordonau, 1992). A partir de la cubeta de Benasque se encuentra orlado por complejos morrénicos laterales, a menudo desdoblados en dos o tres morrenas, interpretadas como fases de equilibrio de una misma glaciación (Martínez de Pisón, 1989; García Ruiz et al. 1992). Durante el máximo glaciar el hielo alcanzaría potencias de 800 m. en Benasque, 500 m. en Eriste, 300 m. en Sahún, y 200 m. en La Run. Las morrenas laterales alternan con complejos de obturación lateral en Cerler, Liri, Arasán o Bisaurri (Martínez de Pisón, 1989; Bordonau, 1992, 1993, Serrano y Martínez de Pisón, 1994). El frente de los glaciares Pleistocenos del Ésera se localizó en el inicio del Congosto del Ventamillo, donde un brusco cambio morfológico denota el paso de un modelado glaciar a un modelado fluvial. Este frente se situó a 900 m. difluyendo en una corriente menor que ocasionó los complejos de obturación de Bisaurri. Las morrenas y los depósitos glaciares muestran huellas de múltiples fases, con tres unidades dominantes en las porciones frontales, bloques dispersos de calizas y granitos desconectados de las morfologías glaciares, bloques graníticos dispersos, siempre al exterior de las morrenas mejor conservadas, pero en sus proximidades, y finalmente, las morrenas laterales y frontolaterales, bien conservadas y asociadas a complejos de obturación (Martínez de Pisón, 1989; Serrano y Martínez de Pisón, 1994).

MORFOESTRATIGRAFÍA GLACIAR DEL ÉSERA

En el valle de Benasque se observa una sucesión de formas de acumulación y depósitos glaciares con claras relaciones morfoestratigráficas que muestran la evolución glaciar regresiva y, de forma sintética, permiten reconstruir las siguientes fases de avance y equilibrio glaciar:

1. Fase glaciar antigua, Pre-máximo. Los bloques dispersos de calizas y granitos de Renanué-Fadas, indican una primera fase con glaciares en el valle, cuyos restos están desconectados de la morfología glaciar conservada hasta la actualidad, que denota su antigüedad, y se ha denominado en el valle como

Premáximo (Martínez de Pisón, 1989; Bordonau, 1992; Serrano y Martínez de Pisón, 1994). Los depósitos reconocidos hasta la actualidad impiden una interpretación más precisa de las características y extensión de esta fase glaciár.

2. Fase Pleniglaciár: Es la responsable del modelado y la organización del relieve glaciár del conjunto del valle (Fig. 2, A y B), que estaría completamente glaciár en esta fase. Es el Máximo Glaciár del Ésera (Fig. 3). A este periodo corresponden los bloques erráticos dispersos, al exterior de las morrenas, y la sucesión de morrenas laterales y frontolaterales bien conservadas y los complejos de obturación, señalando pulsaciones menores, con avances y retrocesos muy próximos entre sí. Las sucesivas morrenas y depósitos denotan pulsaciones de una misma fase glaciár, con múltiples variaciones (Martínez de Pisón, 1989; Bordonau, 1992), que de forma sintética se pueden agrupar en tres periodos de avance y equilibrio por su amplia representación en el valle:

-**Máximo Pleniglaciár:** los bloques erráticos y depósitos al exterior de las morrenas existentes en Eresué, Bisaurri-Gavás y el barranco de Chía señalan el máximo Pleniglaciár, caracterizado por una expansión breve que alcanza la máxima distancia en Bisaurri-Gavás y anchura en Chía.

-**Fase Intermedia Estable.** Señalado por las morrenas más externas de Cerler, Chía, Bisaurri o los valles menores que orlan la artesa. El frente glaciár, constreñido por la masa calcárea de las Sierras Interiores, no ha dejado huellas de variaciones en este periodo y el anterior.

-**Fase Interna Pleniglaciár:** Definida por las morrenas laterales bien conservadas de la porción final de la artesa glaciár (Castejón de Sos), apunta una fase de equilibrio antes del inicio de la retirada definitiva de los hielos de la artesa principal del valle.

El Pleniglaciár carece de una datación absoluta en el Ésera, pero se adscribe tradicionalmente al Máximo Glaciár pirenaico, atribuible al Pleistoceno reciente, hoy en revisión sobre su atribución al MIS 2, MIS 3 o MIS 4 (García Ruiz et al., 2010).

3. Fase Finiglaciár: Las huellas inscritas en la artesa principal y en las artesas secundarias, muestran una sucesión de periodos de avance y equilibrio menores respecto al Pleniglaciár, durante un periodo en el que todavía existen glaciares complejos y grandes lenguas glaciares. Los restos alojados en las laderas y fondos de valle denotan tres periodos:

-**Retroceso Finiglaciár I:** Las morrenas y depósitos morrénicos de Sahún muestran un periodo de equilibrio del glaciár del Ésera, que todavía recibe aportaciones de los valles secundarios, con una lengua de 32 km de longitud desde las cabeceras.

-**Retroceso principal Finiglaciár:** También denominada fase de "disociación" o "disyunción" (Martínez de Pisón, 1989; Serrano y Martínez de Pisón, 1994), pues los glaciares quedan alojados en los valles secundarios, ahora individualizados, y con lenguas glaciares de varios kilómetros que evolucionan de modo independiente en función de los condicionantes topoclimáticos.

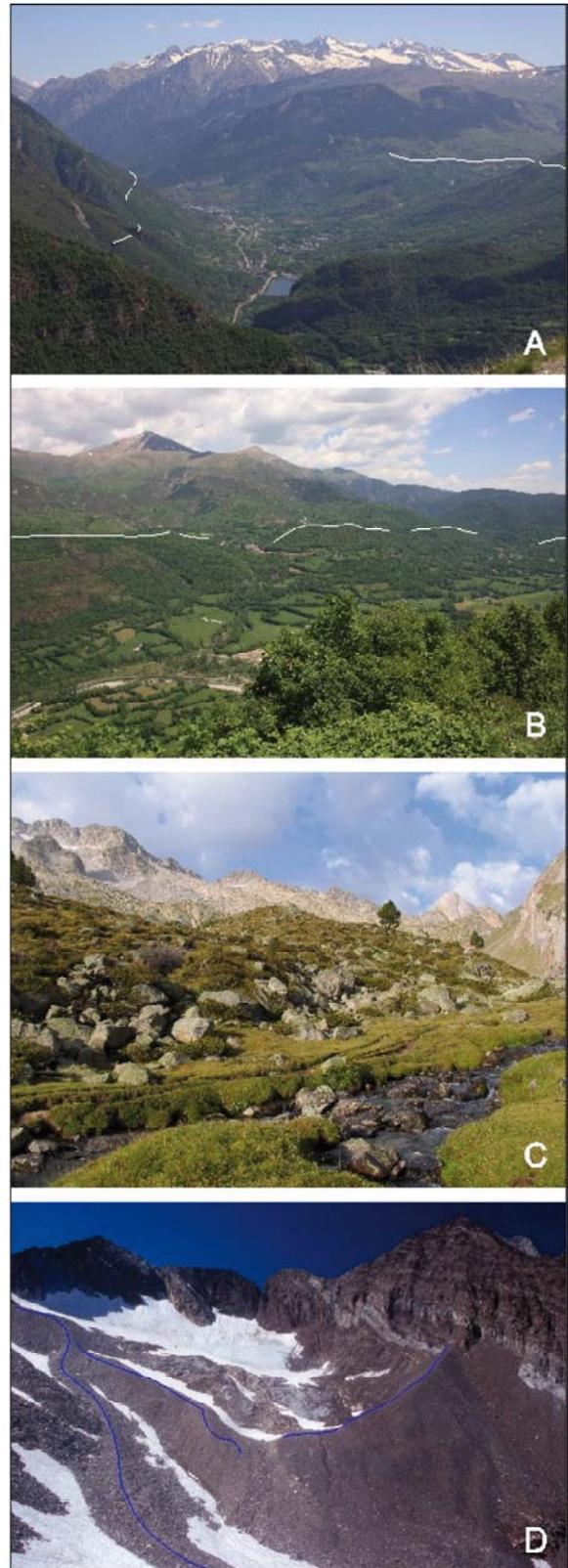


Fig. 2: Restos morrénicos en el valle de Benasque. A, el valle entre Benasque y Eriste. La línea blanca señala las morrenas laterales del Pleniglaciár y el complejo lateral de Cerler. B, Sector terminal y morrenas laterales (línea blanca) en la ladera oriental del Ésera, modeladas durante el Pleniglaciár. C, Morrenas de la fase de alta montaña en el Ibón de Paderna, a 2200 metros. D, Morrenas de la Pequeña Edad del Hielo (línea azul) por delante del glaciár de La Paül, bajo la cumbre del Posets (3369 m). La zona más baja del arco principal se sitúa a 2750 m de altitud.

Los frentes se ubicarían en Estós, Vallibierna, Eriste, pero ya esta libre de hielo de la artesa del Ésera hasta las porciones altas, en el Hospital de Benasque.

-Retroceso final. Señalado por morrenas en Vallibierna y Ésera, señalan periodos de equilibrio o avance glaciar que no han dejado huellas homogéneas en todos los valles. Esto hecho puede ser debido a comportamientos individualizados en función de condicionantes topoclimáticos, o a fases de equilibrio dinámicas propias del retroceso de cada glaciar.

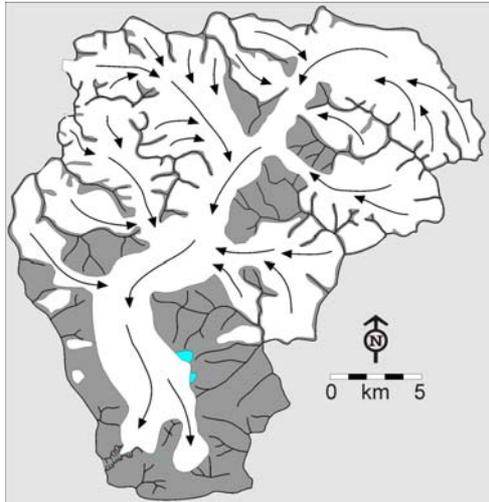


Fig. 3. Extensión máxima del glaciar de Benasque en el Pleniglacial Pleistoceno.

4. Fase de Máxima Extensión en la Alta Montaña: Los arcos frontales y laterofrontales ubicados ya en los circos y artesas más altas, por encima de los 2.200 metros señalan un periodo de equilibrio y avance glaciar (Fig. 2 C). Son glaciares que superan el kilómetro de longitud y se alojan en circos con cualquier orientación. Se han constatado dos fases muy próximas entre sí:

-Máxima extensión: Se alcanza la expansión máxima de los glaciares en el interior de los circos, con representación en casi todos los circos y valles altos, y glaciares de dimensiones de 2-3 kilómetros.

-Retroceso interno. Señalado por morrenas localizadas muy próximas a las morrenas de la fase anterior, por encima de los 2.300 y hasta los 2.700 m., están presentes en los circos de Posets, Llardaneta, Bardamina, Coronas, Renclusa o Llosás.

Este periodo ha sido adscrito al Tardiglacial, como el resultado del enfriamiento asociado al Dryas. Sin embargo, posteriormente Pallás et al. (2006) han datado una morrena ubicada en Barrancs, a 2.400 metros, en 10.000 años cal. B.P. por el método de ¹⁰Be, situándola en el Holoceno inicial, en la transición, pues entre ambos periodos. No existen más dataciones absolutas por lo que está por resolver la adscripción de las diferentes morrenas a periodos Finpleistocenos u Holocenos.

5. Fase de la Pequeña Edad del Hielo: modesta fase glaciar, comparada con las formas expuestas anteriormente, en la que se desarrollan pequeños glaciares en los circos más altos y bajo cumbres de más de 3.000 m (Fig. 2 D). Es la última fase glaciar representada en el valle, con un avance de los

glaciares muy reciente, cuyos registros comprenden desde finales del siglo XVI a mediados del siglo XIX. La secuencia morfoestratigráfica de la PEH en los Pirineos presenta siete fases de avances y retrocesos (González Trueba et al., 2008), de las cuales no todos tienen testigos morrénicos en el valle de Benasque (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón, 1989; Serrano y Martínez de Pisón, 1994; Copons y Bordonau, 1994; Chueca y Julián, 1996; Julián y Chueca, 1998; Serrano et al., 2002; Chueca et al., 2005; Martínez de Pisón y Álvarez, 2007; González Trueba et al., 2008). En los macizos de Maladeta, Perdiguero y Posets es posible diferenciar tres pulsaciones principales (1600-1750, 1820-1830, 1905-1920):

-Máximo glaciar de la Pequeña Edad del Hielo. El periodo de máximo avance histórico sucede durante las últimas décadas del siglo XVIII, con la construcción de las morrenas externas entre 1600 y 1750. En 1876 se registra ya en una separación entre las morrenas y el glaciar de Aneto.

-Avance glaciar: Los glaciares históricos se expanden de nuevo en la primera mitad del siglo XIX, con un avance generalizado que sitúa sus frentes en contacto con las morrenas frontales de la fase anterior en Literola y Posets. Este pequeño avance ha sido registrado en 1820-1890 para el conjunto de los Pirineos (Martínez de Pisón y Álvarez, 2007; González Trueba et al., 2008), y en la Maladeta mediante liquenometría en torno a 1820-1830 (Julián y Chueca, 1998).

-Reavances menores y equilibrios: generan pequeñas morrenas separadas de las frontales atribuidas a las últimas décadas del s.XIX y hasta los años 20 del s.XX a partir de las fuentes históricas y morfológicas (Martínez de Pisón y Arenillas, 1988; Martínez de Pisón y Álvaro, 2007; González Trueba et al. 2008), y en la Maladeta han sido datadas por liquenometría en torno a 1915-1925 (Julián y Chueca, 1998; Chueca et al., 2005).

Desde los años 80 del siglo XX los glaciares están retrocediendo continuamente, si bien aún se conservan los glaciares más importantes de la cordillera por su número y entidad en los macizos de Posets y Maladeta, cinco glaciares (La Paúl, Maladeta, Aneto, Barrancs y Tempestades) circundados por voluminosas morrenas de edad histórica. La orientación y los grandes volúmenes montañosos a alturas superiores a los 3.000 m. propician el glaciario más extenso de los Pirineos en la actualidad, pero también lo hicieron en el pasado.

CONCLUSIÓN

Las morrenas y depósitos glaciares del valle de Benasque y su análisis morfoestratigráfico permiten realizar una reconstrucción detallada de la evolución glaciar en el valle (Fig. 4). Cinco fases principales, de entidad espacial y significado climático muy diferente, y un total de trece periodos de avance o equilibrio, muestran la evolución glaciar del valle, y en particular del retroceso y deglaciación del mismo.

La historia morfológica glaciar del valle de Benasque se extiende desde el Pleistoceno hasta hoy día. Los grandes glaciares ocuparon el valle completamente, y se pueden establecer tres fases de amplia

ocupación glaciaria cuya cronología exacta no es posible conocer en la actualidad. A un enigmático periodo de expansión (Fase o Pre-máximo) le sigue el Pleniglaciario, con una primera fase expansiva, ya cercana, en el espacio y morfológicamente, al periodo de formación de las morrenas mejor conservadas de los periodos de estabilización y retroceso Pleniglaciarios. Esta fase es la responsable del modelado glaciario que pervive actualmente. El retroceso entrecortado del glaciario durante el Pleistoceno (Fase Finiglaciario) muestra tres episodios, el intermedio caracterizado por constituir ya glaciares individualizados alojados en los valles secundarios. Ya en la alta montaña (Fase de máxima extensión en la alta montaña), dos nuevos periodos de equilibrio y avance, muy cercanos, son atribuibles bien a las últimas fases Pleistocenas, o ya al Holoceno. Finalmente, un avance menor, histórico, se caracteriza por una fase (Pequeña Edad del Hielo) con tres periodos de avance que señalan el final de la historia glaciaria, presente en los glaciares actuales de pequeñas dimensiones en retroceso discontinuo desde la segunda mitad del siglo XIX, acelerado desde los años 80 del s.XX.

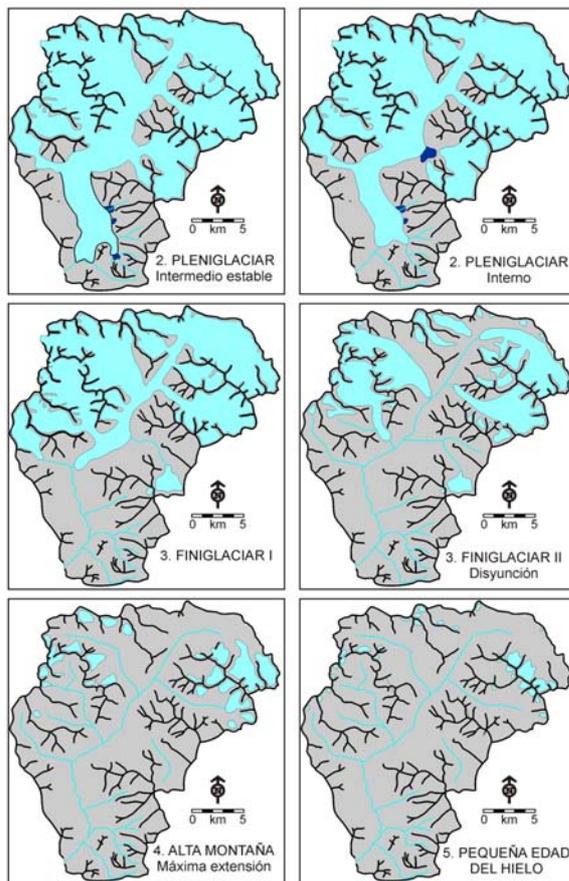


Fig. 4. Reconstrucción hipotética de la evolución glaciaria en el valle de Benasque.

Referencias bibliográficas

Bordonau, J. (1992). *Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Geoforma Ediciones, Logroño.

- Bordonau, J. (1993). The Upper Pleistocene ice-lateral till complex of Cerler (Esera Valley, Central Southern Pyrenees; Spain). *Quaternary International* 18, 5–14.
- Chueca, J. & Julián, A. (1996). Datación de depósitos morrénicos de la Pequeña Edad de Hielo. Macizo de la Maladeta. Pérez Alberti, A. (ed.), *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela pp.171–82.
- Chueca, J., Julián, A., Saz, M.A., Creus J. & López, J.I. (2005). Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology* 68, 167–82.
- Copons, R. & Bordonau, J. (1994). La Pequeña Edad de Hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Ésera, Pirineos Centrales). En Martí Bono, C.E. y García Ruiz, J.M. (ed.). *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, Logroño, pp.111–24.
- García Ruíz, J.M., Bordonau, J., Martínez de Pisón, E. & Vilaplana, J.M. (1992). Mapa Geomorfológico E.1/50.000. Benasque (M.T.N.180). Geoforma ediciones, Logroño.
- García-Ruiz, J. M., Moreno, A., González Sampéris, P., Valero, B. & Martí Bono, C. (2010). La cronología del último ciclo glaciario en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y geomorfología*, 24 (1-2), 35–46.
- González Trueba, J.J., Martín, R., Martínez de Pisón, E. & Serrano, E. (2008). Little Ice Age glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene* 18, 4, 551–568
- Julián, A., & Chueca, J. (1998). Le Petit Âge Glaciaire dans les Pyrénées Centrales Meridionales: estimation des paléotempératures à partir d'inférences géomorphologiques. *Sud-Ouest European* 3, 79–88.
- Lampre, F. (1998). *Estudio Geomorfológico de Ballibierna (macizo de la Maladeta, Pirineo aragonés): modelado glaciario y periglaciario*. Consejo de protección de la naturaleza de Aragón. Zaragoza.
- Mallada, L. (1878). Descripción física y geológica de la Provincia de Huesca. Memoria del mapa Geológico de España, Madrid.
- Martínez de Pisón, E. (1986). El macizo granítico del Aneto. Atlas de Geomorfología, Alianza Editorial, Madrid, pp.17–25.
- Martínez de Pisón, E. (1989). Morfología glaciaria del valle de Benasque (Pirineo Aragonés). *Eria*, 51–64.
- Martínez de Pisón, E. & Álvaro, S. (2007). Glaciares antiguos y recientes del Pirineo central español entre los macizos del Balaitous y del Besiberri. En Martínez de Pisón, E. y Álvaro, S. El libro de los hielos. Desnivel, Madrid, pp. 259-305.
- Martínez de Pisón & E., Arenillas, M. (1988). Los glaciares actuales del Pirineo español. En *La nieve en el Pirineo Español*. MOPU, Madrid, pp.29-98.
- Pallás, R., Rodés, A., Braucher, R., Carcaillet, J., Ortuño, M., Bordonau, J., Bourlès, D., Vilaplana, J.M., Masana, E. & Santanach, P. (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Review* 25, 2937–2963.
- Serrano, E. & Martínez de Pisón, E. (1994). Geomorfología y evolución glaciaria en el Pirineo Aragonés Oriental. En Martí Bono, C. y García Ruíz, J. (Eds.). *El Glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, Logroño, pp. 33–64.
- Serrano, E., Agudo, C. & González Trueba, J.J. (2002). La deglaciación de la alta montaña del macizo del Posets (Pirineo aragonés). Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciarias. *Cuaternario & Geomorfología* 16, 11–126.



EL REGISTRO GLACIOLACUSTRE DE LINÁS DE BROTO (VALLE DEL ARA, PIRINEO CENTRAL, HUESCA): NUEVAS APORTACIONES

C. Sancho (1), J.L. Peña-Monné (2), E. Rhodes (3), C. Arenas (1), G. Pardo (1), J.M. García-Ruiz (4) y C.E. Martí-Bono (4)

- (1) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza csancho@unizar.es
(2) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.
(3) Earth and Space Sciences, University of California, 595 Charles Young Drive East, Los Angeles, CA 90095-1567 USA
(4) Instituto Pirenaico de Ecología, C.S.I.C., Apartado 13034. Campus de Aula Dei, 50080 Zaragoza

Abstract (The glaciolacustrine record of Linás de Broto: new contributions): Based on the OSL technique, new chronological data of the glaciolacustrine record in Linás de Broto (south-central Pyrennes, Huesca, Spain) are supplied to improve the knowledge on the local palaeoclimatic scenario during Late Pleistocene. Ages of the glaciolacustrine record range between 55 ± 9 and 49 ± 1 ka BP. In addition, the age of the lateral moraine (Ara glacier) damming the lake is 49 ± 8 ka BP. The sedimentary analysis indicates the occurrence of a complex lacustrine cycle of expansion and retraction that paralleled retrogradation and progradation of high energy, braided fluvial systems. The dated record indicates that the last stages of maximum extent of glaciers in the southern Pyrenees occurred before LGM.

Palabras clave: registro glaciolacustre, OSL, Linás de Broto, Pirineo central
Key words: glaciolacustrine record, OSL, Linás de Broto, Central Pyrenees

INTRODUCCIÓN

El depósito glaciolacustre de Linás de Broto es conocido desde antiguo. Sin embargo, a pesar del elevado interés que presenta, son escasos los datos geomorfológicos, estratigráficos y cronológicos disponibles. La primera aportación a la cartografía y la sedimentología de estos depósitos se debe a Serrat et al. (1982), reelaborada posteriormente por Martí-Bono (1996). Por otra parte, la primera aproximación cronológica ($30,4 \pm 0,4$ ka BP) es efectuada por Martí-Bono et al., (2002) mediante radiocarbono sobre muestras de polen concentrado. Este trabajo tiene como objetivo aportar nuevos datos geomorfológicos, estratigráfico-sedimentológicos y cronológicos que permitan avanzar en el conocimiento del significado paleoclimático del registro glaciolacustre de Linás de Broto, así como enmarcar los resultados obtenidos en el contexto evolutivo del glaciario cuaternario surpirenaico.

ÁREA DE ESTUDIO

Linás de Broto está situado en la cuenca del barranco de Sorrosal, afluente del río Ara por su margen derecha, en el Pirineo central aragonés (Fig. 1). La cuenca de ese pequeño río alcanza unos 42 km², teniendo su cabecera en las calizas y dolomías cretácicas y paleocenas de las Sierras Interiores Pirenaicas (Tendeñera, 2850m; Peña Otal, 2709m) y extendiéndose su cuenca media y baja en el flysch eoceno. Estas litologías favorecen un modelado en divisorias convexas de laderas suaves y una densa red de barrancos con cabeceras muy activas desde el punto de vista hidrosedimentario. Durante el Pleistoceno superior la descarga de la cuenca del río Sorrosal fue temporalmente retenida por una morrena lateral del glaciar de Ara formando un amplio lago yuxtaglaciario. La profunda incisión fluvial postglaciario ha facilitado una excelente exposición del registro sedimentario del lago, entre las localidades de Linás y Viu.



Fig. 1. Mapa de situación.

METODOLOGÍA

En este trabajo se ha elaborado una cartografía geomorfológica detallada a partir de fotografía aérea (escala 1:18.000). Por otro lado, se levantaron dos columnas estratigráfico-sedimentológicas en el escarpe del afloramiento de Linás. Además, se muestrearon tres niveles de arenas (incluidos en una de las columnas) en el depósito glaciolacustre y una intercalación arenosa fluvio-glaciario en la morrena de Viú, de cara a obtener edades OSL. La preparación y medida de las muestras se han realizado en el Research Laboratory for Archaeology and the History of Art (University of Oxford, UK), de acuerdo con los protocolos descritos por Rhodes (1988) y Murray y

Wintle (2000). La tasa de dosis fue medida en campo.

EL REGISTRO GLACIOLACUSTRE DE LINÁS DE BROTO

Rasgos geomorfológicos

El registro glaciolacustre de Linás ocupa el tramo inferior del río Sorrosal. Durante las últimas fases de máximo desarrollo glaciar, el valle del río Ara estuvo ocupado por una lengua glaciar con alimentación en los macizos de Monte Perdido, Bujaruelo y Tendeñera. En la confluencia con el río Sorrosal se conservan dos de sus morrenas laterales. El propio río Sorrosal también estaba alimentado por el agua de fusión de un pequeño glaciar localizado en la cabecera de la cuenca. Esta descarga, junto con el drenaje del resto de la cuenca, fue represada por las morrenas laterales y hielo del glaciar del Ara, originando un lago de unos 2 km de longitud por 500 m de ancho, aproximadamente.

Cerca de la localidad de Viu se reconoce una de estas morrenas laterales (Fig. 2). La diferencia topográfica entre la parte superior del cordón morrénico y el techo del relleno sedimentario del lago es de unos 40 m. A su vez, esta superficie se localiza a unos 60 m del cauce actual. Aunque el lago fue alimentado básicamente por el barranco de Sorrosal, la existencia de litologías con origen en la cabecera del río Ara indica que el propio glaciar de este valle complementaba la alimentación del lago. En una posición más interna aparece otra morrena lateral del glaciar del Ara, en Fragen. Esta segunda morrena marca, por tanto, un claro retroceso del glaciar junto con un importante encajamiento de la red de drenaje en el registro glaciolacustre previo. La morrena de Fragen pudo represar igualmente un lago de menores dimensiones pero no se han identificado en campo depósitos que lo demuestran.

Además de estos registros glaciares se reconocen varios niveles fluviales encajados asociados con la actividad del río Sorrosal, fundamentalmente aguas arriba de Linás de Broto. Aunque es difícil establecer una relación temporal entre los registros fluviales y los glaciares, la posición morfológica que ocupan permite indicar que el nivel fluvial más antiguo podría ser contemporáneo de los sedimentos glaciolacustres de Linás y de la morrena lateral de Viu. Por otro lado, el nivel fluvial intermedio podría correlacionarse con la morrena de Fragen. Por último, el nivel inferior (terrazza 3, en la Fig. 2) se corresponde claramente con una fase de agradación fluvial más reciente, que queda colgada respecto al lecho funcional del Sorrosal.

Características estratigráfico-sedimentológicas

Se han levantado dos columnas estratigráfico-sedimentológicas en este afloramiento, cuya potencia es de 53 y 56 m.

La columna del noroeste consta de cinco tramos litológicos (Fig. 3). Los conglomerados y gravas están presentes en todos los tramos. En todos los casos tienen fábrica granostenida, con clastos poligénicos (areniscas del Grupo de Hecho y calizas del Cretácico superior-Paleoceno) y heterométricos. Son mayoritariamente masivos (Gm), a veces con imbricación de clastos, y también presentan estratificación horizontal (Gh) y cruzada (Gt, St y Gp, Sp). Se interpretan como depósitos de barras y canales de un sistema fluvial entrelazado en que predominan los procesos acuosos tractivos de alta competencia y capacidad, sin que pueda descartarse la intervención de procesos de transporte gravitacional en flujos desconfiados en los márgenes de un cuerpo lacustre.

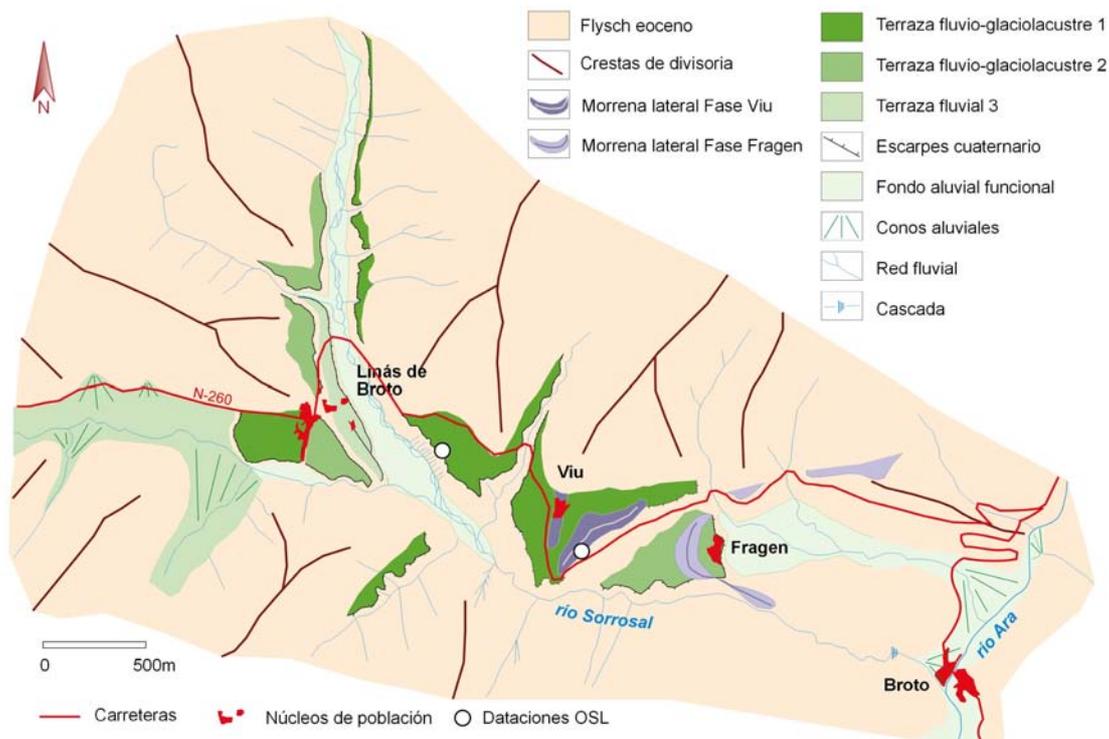


Fig. 2. Mapa geomorfológico de las acumulaciones glaciares y glaciolacustres de Linás de Broto.

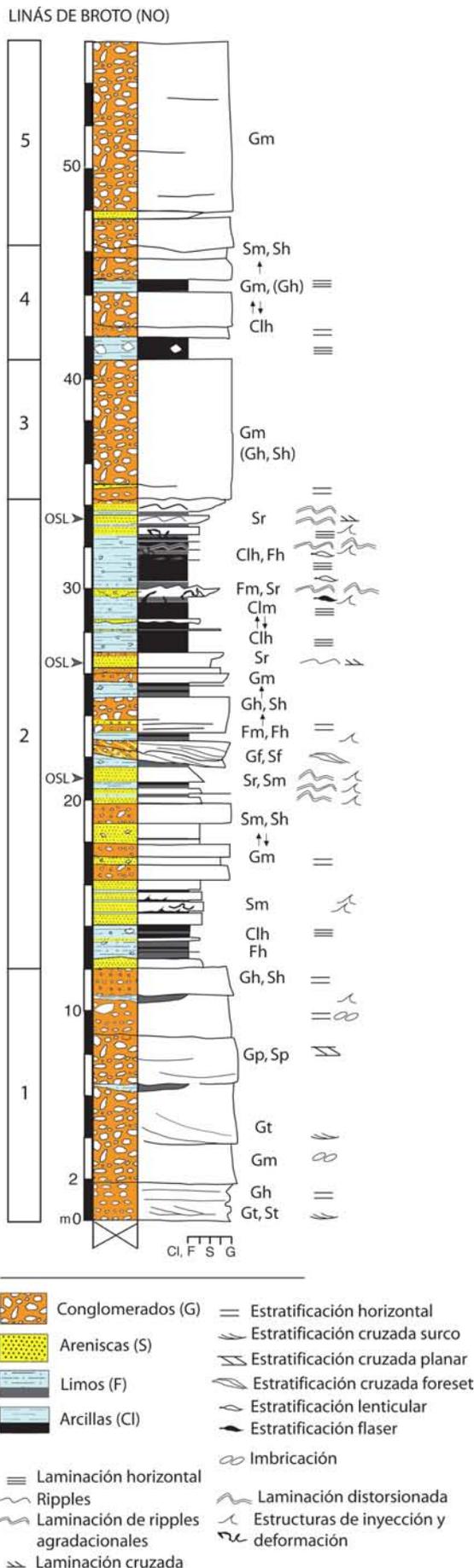


Fig. 3. Columna estratigráfica Noroeste.

El tramo 1 está formado por conglomerados y gravas con raras intercalaciones de areniscas y lutitas. Los conglomerados, con centilo de 19 a 32 cm, forman cuerpos tabulares de base erosiva. Más al este, estratigráficamente por debajo, se halla un conjunto conglomerático y arenoso con estratificación cruzada de foreset (Gf, Sf), que corresponde al frente de una barra de desembocadura.

El tramo 2 es heterolítico, con claro predominio de las areniscas y arenas, tanto masivas (Sm), como con estratificación cruzada (St), ripples y laminación de ripples (Sr); con frecuencia exhiben estructuras de deformación (p. ej., flames, láminas onduladas de forma aleatoria y microrifts) debidas, probablemente, a actividad sísmica. Los conglomerados no superan los 10 cm de centilo; en algunos intervalos presentan estratificación cruzada de foreset (Gf, Sf) y en otros son masivos. Limos y arcillas constituyen intervalos generalmente con laminación horizontal (Fh, Clh) y contienen dropstones. El conjunto se relaciona mayormente con la sedimentación grosera en zonas lacustres marginales (e.g., pequeños aparatos deltaicos; depósitos tabulares de flujos desconfinados) y más fina hacia zonas internas (a partir de flujos densos de fondo); en este sentido, los depósitos arenosos y limosos se intercalan entre los sedimentos arcillosos laminados lacustres de decantación.

El tramo 3, conglomerático, con un centilo de 25-28 cm, representa un depósito mayoritariamente masivo, relacionado con un periodo de alta descarga del sistema fluvial.

El tramo 4 consta de una alternancia de niveles de conglomerados (centilo ≈ 25 cm) masivos y con estratificación horizontal y de intervalos con arcillas laminadas que contienen dropstones de hasta 43 cm en la base del tramo. Se interpretan con la sedimentación en el margen de un cuerpo lacustre tras un episodio de rápida expansión de éste.

Los conglomerados del tramo 5 son masivos y tienen un centilo entre 20 y 25 cm. Junto al tramo 4 constituye una macrosecuencia granocreciente de progradación del sistema fluvial que desemboca en el lago.

La evolución general del perfil refleja un ciclo complejo de expansión-retracción lacustre, paralelo a la retrogradación-progradación de sistemas fluviales entrelazados de alta energía. No obstante, hay que señalar que los episodios de expansión del cuerpo lacustre (tramos 2 y, especialmente, 4) tienen un inicio brusco.

La columna del sureste incluye depósitos más distales del sistema fluvial (menor centilo de los conglomerados) y más centrales del cuerpo lacustre (mayor abundancia de las facies arcillosas de decantación, arenas y limos a partir de flujos densos de fondo).

Datos cronológicos OSL

Las tres muestras correspondientes al registro glaciolacustre presentan edades de 55±9, 82±6 y 49±11 ka, respectivamente (Fig. 3 y Tabla 1). Considerando la posición estratigráfica de las muestras parece que la edad intermedia resulta sobreestimada. Por otro lado, la muestra extraída en la morrena lateral de Viú ofrece una edad de 49±8 ka. Aunque la precisión de las edades obtenidas es baja, existen tres muestras con consistencia

estratigráfica y geomorfológica con una edad media ponderada comprendida entre 42 y 60 ka.

Tabla 1. Dataciones OSL

Código Laboratorio	Situación geomorfológica	Dosis (Gy)	Tasa de dosis (mGy/a)	Edad BP (ka)
X1598	Glaciolacustre de Linás	64 ± 14	1.32 ± 0.06	49 ± 11
X1599	Glaciolacustre de Linás	100 ± 5	1.22 ± 0.06	82 ± 6
X1600	Glaciolacustre de Linás	75 ± 12	1.36 ± 0.06	55 ± 9
X1601	Morrena lateral de Viú	86 ± 13	1.75 ± 0.08	49 ± 8

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El represamiento del río Sorrosal por el hielo y una morrena lateral del glaciar del valle del Ara favoreció el desarrollo de ambientes glaciolacustres en el entorno de Linás de Broto. El registro sedimentario resultante representa un ciclo complejo con dos fases de expansión lacustre separadas por episodios de progradación de sistemas fluviales entrelazados de alta energía (Fig. 3). Esta evolución podría ser explicada por cambios en la disponibilidad hidrológica procedente de las descargas en la cabecera de la cuenca de drenaje del río Sorrosal, controladas por el avance y retroceso del glaciar de cabecera. Por otro lado, estos cambios, afectando también al balance de masas del glaciar principal del Ara, reforzarían o debilitarían la barrera formada por el conjunto morrena lateral-hielo, de manera que podrían producirse vaciados o llenados rápidos del lago por apertura o sellado de grietas en la masa de hielo. En cualquier caso, se trataría de variaciones climáticas entre los estadios isotópicos MIS 3 y 4 las que controlarían la dinámica glaciar y, como consecuencia, la actividad morfosedimentaria del sistema glaciolacustre de Linás de Broto.

La existencia de una etapa de expansión glaciar importante en el valle del Ara entre 42 y 60 ka parece que tiene expresión regional. Así, el till de Salinas de Sin, en la confluencia de los ríos Cinca y Cinqueta, tiene una edad de 62,7±3,9 ka (Sancho et al., 2003, 2004; Lewis et al., 2009). Por otro lado, la morrena M2 de Castiello de Jaca, en el valle del Aragón ofrece una edad de 68±7 ka (García Ruiz et al., 2011). Por último, en los alrededores de Sabiñánigo aparecen amplias terrazas fluvio-glaciares con edades comprendidas entre 62,7±3,9 y 69±8 ka (Peña et al., 2004; Lewis et al., 2009). Aunque no se disponen de datos cronológicos, la morrena de Fragen podría correlacionarse con la fase glaciar de Senegüé definida por Peña et al. (2004) a partir de las edades (36±3 y 36±2 ka) obtenidas en su morrena terminal (Lewis et al., 2009).

En este sentido, los datos cronológicos del registro glaciolacustre de Linás de Broto vienen a confirmar la existencia de una etapa fría con desarrollo importante de los glaciares surpirenaicos en torno al MIS 4. Probablemente, las morrenas laterales de Viú y Fragen corresponden a las últimas etapas de máxima extensión glaciar en los Pirineos, en sintonía con la hipótesis propuesta por García-Ruiz et al. (2003).

Agradecimientos

Este trabajo constituye una aportación de los grupos de investigación *PaleoQ*, *Análisis de Cuenas Sedimentarias Continentales* y *Geomorfología y Cambio Global* del Gobierno de Aragón-Universidad de Zaragoza.

Referencias bibliográficas

- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C. and González-Sampérez, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18, 61-72.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampérez, P. y Constante, A. (2011). Timing of the maximum glacial extent for the last two glacial cycles in the Aragón Valley, Central Western Pyrenees. *Geografiska Annaler* (en revisión).
- Lewis, C., McDonald, E., Sancho, C., Peña J.L. y Rhodes, E. (2009): Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers, NE Spain. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.
- Martí-Bono, C. (1996). *El glaciario cuaternario en el Alto Aragón Occidental*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 254 p.
- Martí-Bono, C., González-Sampérez, P., Valero-Garcés, B. y García-Ruiz, J.M. (2002). El depósito glaciolacustre de Linás de Broto (Pirineo aragonés) y su implicación paleoambiental. In: Pérez-González, A., Vegas, J. y Machado M.J.(Eds.). *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del Tercer Milenio*. Instituto Geológico y Minero de España, 77-83.
- Murray, A.S. y Wintle, A.G. (2000). Luminiscence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57-73.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2004): Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). En: J.L. Peña Monné, L.A. Longares Aladrén y M. Sánchez Fabre (eds). *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, Universidad de Zaragoza, 71-84, Zaragoza.
- Rhodes, E.J. (1988). Methodological considerations in the optical dating of quartz. *Quaternary Science Reviews*, 7, 395-400.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2003). Preliminary dating of glacial and fluvio-glacial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial maximum in the Pyrenees? En: Ruiz Zapata, M.B. et al. (eds.): *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*. Univ. Alcalá de Henares-Mº Ciencia y Tecnología-INQUA.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2004): Registros fluviales y glaciares cuaternarios de las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). *Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón*, Sociedad Geológica de España, 181-205, Madrid.
- Serrat, D., Vilaplana, J.M. y Martí-Bono, C. (1982). Some depositional models in glaciolacustrine environments (southern Pyrenees). En: Evenson, E.B., Schlüchter, Ch. y Rabassa, J. (Eds.). *Tills and related deposits*. Balkema, 231-244 p.



EL COMPLEJO LATERAL DE OBTURACIÓN GLACIAR DEL BARRANCO DE SIA (ALTO GÁLLEGO, PIRINEO ARAGONÉS)

E. Serrano (1), E. Martínez de Pisón (2), J.J. González Trueba (3)

- (1) Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid. 47011 Valladolid. serrano@fyl.uva.es
(2) Departamento de Geografía. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.
(3) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco. 01027 Vitoria-Gasteiz

Abstract. *The Barranco de Sía lateral ice complex High (Gállego basin, Aragonese Pyrenees).* The Sía gulch has a wide range of Quaternary glacial landforms and deposits, related to different stages of the Pleistocene. The analysis of the deposits, till and erosional landforms of the Yésero area show that this features are of a different phase to the well preserved lateral ice complex of Gavín. The lateral ice complex consists of four main moraines and two yuxtaglacial lacustrine deposits. The first group belongs to the Prepleniglacial phase, defined by a smaller volume of ice but a favourable topography to its expansion across the Sía gulch. The second group belongs to the Pleniglacial phase, responsible for the glacier landscape of Ribera de Biescas, and it is related to the lateral and frontal moraines of the Gállego valley.

Palabras clave. Glaciaciones Pleistocenas, geomorfología glaciár, Pirineos.
Key words: Pleistocene glaciations, glacial geomorphology, Pyrenees.

INTRODUCCIÓN

El barranco de Sía es un valle afluente del río Gállego localizado en la porción más alta de la Ribera de Biescas. Lo forman el valle principal, colgado 120 metros sobre el valle del Gállego, y un conjunto de arroyos encajados y angostos que proceden de la Sierra de Tendeñera (2853 m), al norte, con cabeceras glaciadas durante el Pleistoceno. Al sur limita con el cordal de la Frondella (2008 metros), homogéneo, sin valles encajados y en el que quedan restos de antiguas superficies. Al este su límite es el interfluvio Gállego-Ara, un cordal que se extiende desde Tendeñera hasta los 1428 metros de Cotefablo. Se define, pues, por la fuerte disimetría entre los valles del norte y la ladera meridional, y por el fondo aplanado colgado sobre el Gállego. Todo el conjunto está constituido por lo materiales turbidíticos del Flysch Eoceno Surpireaico, excepto las cabeceras que alcanzan la Sierra de Tendeñera, porción de las Sierras interiores con calizas y areniscas del Cretácico.

Este pequeño valle ha sido objeto de atención por parte de numerosos investigadores desde que en el siglo XIX Mallada (1878) y Penck (1885) atribuyeron los bloques graníticos y las morrenas al glaciar Pleistoceno del Gállego. Fontboté (1948) ya apunta la existencia de una glaciación previa a las morrenas laterales de Gavín, sin relación con la topografía actual, y Martí Bono (1977; 1978) los correlaciona con el Mindel. Otros autores las cartografían o realizan análisis sedimentológicos (Barrère, 1966; García Ruiz y Puigdefabregas, 1982; Torcal et al., 1985; Serrano, 1991; 1998; Serrano y Martínez de Pisón 1994; García Ruiz y Martí Bono, 1994) y en publicaciones anteriores, poniendo en relación las formas erosivas, los bloques erráticos y los depósitos, se ha relacionado con una antigua red hidrográfica (R.H.II) anterior al pleniglaciár (Serrano, 1992, 1998).

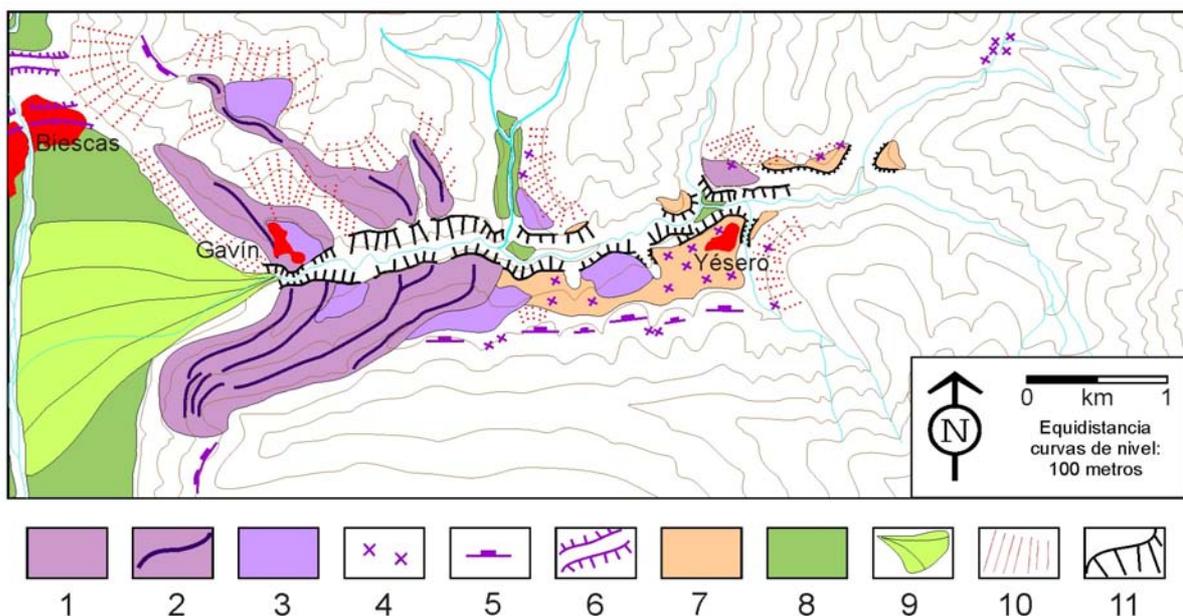


Fig. 1. Esquema geomorfológico del Barranco de Sía. 1, material morrénico. 2, morrenas. 3, rellanos de obturación. 4, bloques graníticos. 5, artesa glaciár. 6, umbral glaciár. 7, rellano erosivo de Yésero. 8, terraza fluvial. 9, cono de deyección. 10, derrubios de ladera. 11, escarpes.

A partir de la cartografía detallada de los bloques, depósitos y formas del valle, y el establecimiento de sus relaciones morfoestrati-gráficas se establece la evolución glacial y su relación con las distintas fases glaciares y con la red hidrográfica.

MORFOLOGÍA DEL BARRANCO DE SÍA

En el Barranco de Sía se han modelado formas de erosión y acumulación atribuibles a procesos fluviales, torrenciales, glaciares y de ladera, todas ellas del Pleistoceno (Fig. 1).

-Las formas de erosión. Destacan por su presencia en la ladera meridional los rellanos erosivos que se han relacionado con una red incipiente (R.H.I) en la que ya existía un valle drenando hacia el Gállego. La erosión posterior generó un segundo nivel de incisión fluvial (R.H.II), hoy bien conservado aunque

remodelado posteriormente por el glaciario (Fig. 2). Este nivel está representado en otros valles del Gállego y se atribuye a un periodo anterior a cualquier huella glacial. Al norte, ya existirían los valles encajados de San Bartolomé, el Infierno y el Puerto. En la base de las laderas de las crestas divisorias se aprecia un cambio de pendiente acusado en los tramos finales, que rompe el perfil regular de la ladera con divisorias truncadas dando formas facetadas. El rellano de Yésero limita al sur con estas divisorias truncadas procedentes del Serrato de Frondella. Estas formas denotan la erosión y profundización del valle que, descartado un origen tectónico o estructural, han sido interpretadas como formas de erosión relacionadas con procesos de excavación glacial ligadas a la ocupación del valle por una lengua glacial (Serrano, 1992, 1998).

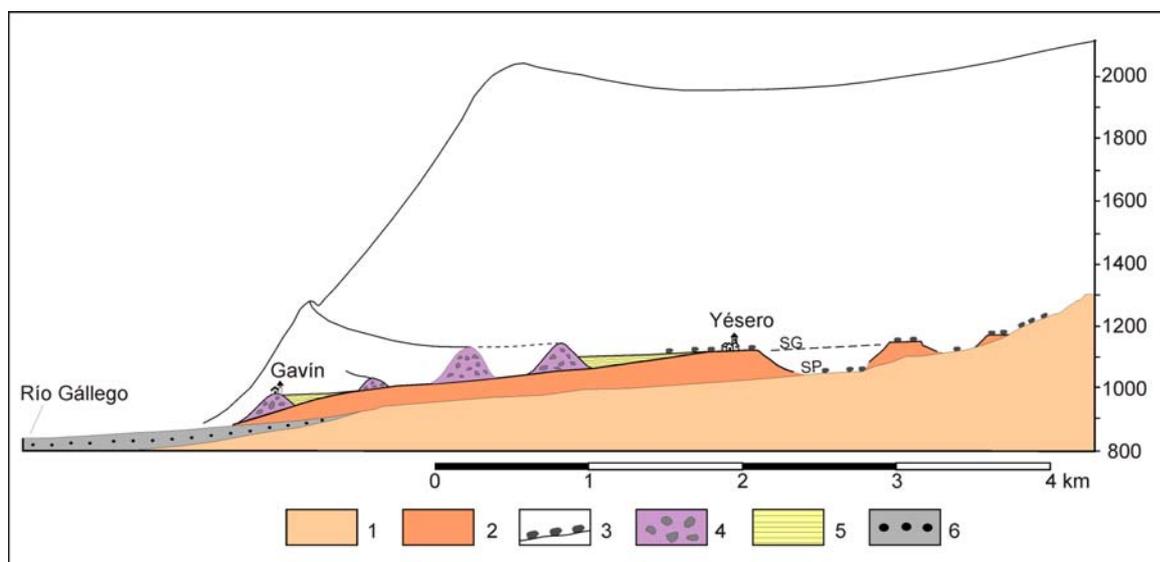


Fig. 2. Perfil geomorfológico del Barranco de Sía. 1, sustrato y fondo de valle actual. 2, sustrato y fondo de valle Pleistoceno. 3, bloques graníticos. 4, morrenas. 5, depósitos de obturación. 6, depósito fluviotorrencial de cono aluvial.

-Bloques graníticos dispersos y depósitos morrénicos del interior del barranco. En el Barranco se localizan cantos y bloques de granito dispersos por debajo de los 1.225 m. Estos se ubican sobre los rellanos colgados del valle, de los cuales el de Yésero es el de mayor superficie, dispersos en las laderas como bloques erráticos e incluidos en los coluviones hasta los 1200 metros (Figs. 2 y 3). Se reparten por todo el valle, tanto en la ladera meridional como en la oriental, donde aparecen en el barranco del Puerto, a 3 kms en línea recta de Gavín, y en los barrancos septentrionales. Sobre los rellanos los cantos y bloques de granitos son muy abundantes. Frente a la población de Yésero, en la zona de Las Saleras-Infierno, en la trinchera de la carretera, aflora un depósito que coincide altitudinalmente con los elementos descritos. El depósito (Fig. 3), de 7 m. de espesor visible, se sitúa a +35-40 m. sobre el cauce actual, a 1120 m de altitud, y se adosa a la ladera. En él se han diferenciado seis niveles de los cuales los inferiores se han interpretado como till con intercalaciones arenosas en la porción superior, en el que se superpone un derrubio de ladera ordenado y un coluvión reciente. Estos materiales están desconectados de las morrenas y los depósitos,

mucho más nítidos y mejor conservados, que se suceden desde el Bº de San Bartolomé hasta Gavín.

-Morrenas laterales y depósitos glaciolacustres, el complejo de obturación lateral. En la zona externa del barranco, al oeste, se encuentra un complejo lateral que consta de cuatro morrenas laterales principales (Fig. 1), con desdoblamientos menores, y depósitos de obturación intermorrénicos y yuxtammorrénicos. Son grandes morrenas, muy bien conservadas que se suceden desde Gavín, a 970 metros, hasta la Cruz, la morrena más externa con su cresta a 1200 m. de altitud (Fig. 4). El espesor del hielo que depositó esta morrena sería de 370 metros, teniendo en cuenta que la profundidad del relleno actual de la cubeta en el sector de Biescas es de 70 metros (Turú et al., 2007). La trinchera de la carretera muestra un diamictón, till subglacial alojado en la base y till supraglacial en el que destacan las intercalaciones arenosas y canales erosivos a techo. Los depósitos morrénicos están fosilizados por un coluvión cementado. Las distintas morrenas muestran una similar distribución litológica, con dominio de calizas y una moderada representación de granitos (Serrano, 1992, 1998). Entre las morrenas de Gavín se localiza un depósito

glaciolacustre incidido por la erosión postglaciar. En el rellano de Yésero, adosado a la morrena externa, y a la entrada del barranco de San Bartolomé, existen ritmitas limoarcillosas de origen lacustre.

Estos depósitos son los restos de un lago de obturación glaciara que ocupó parcialmente el rellano de Yésero.

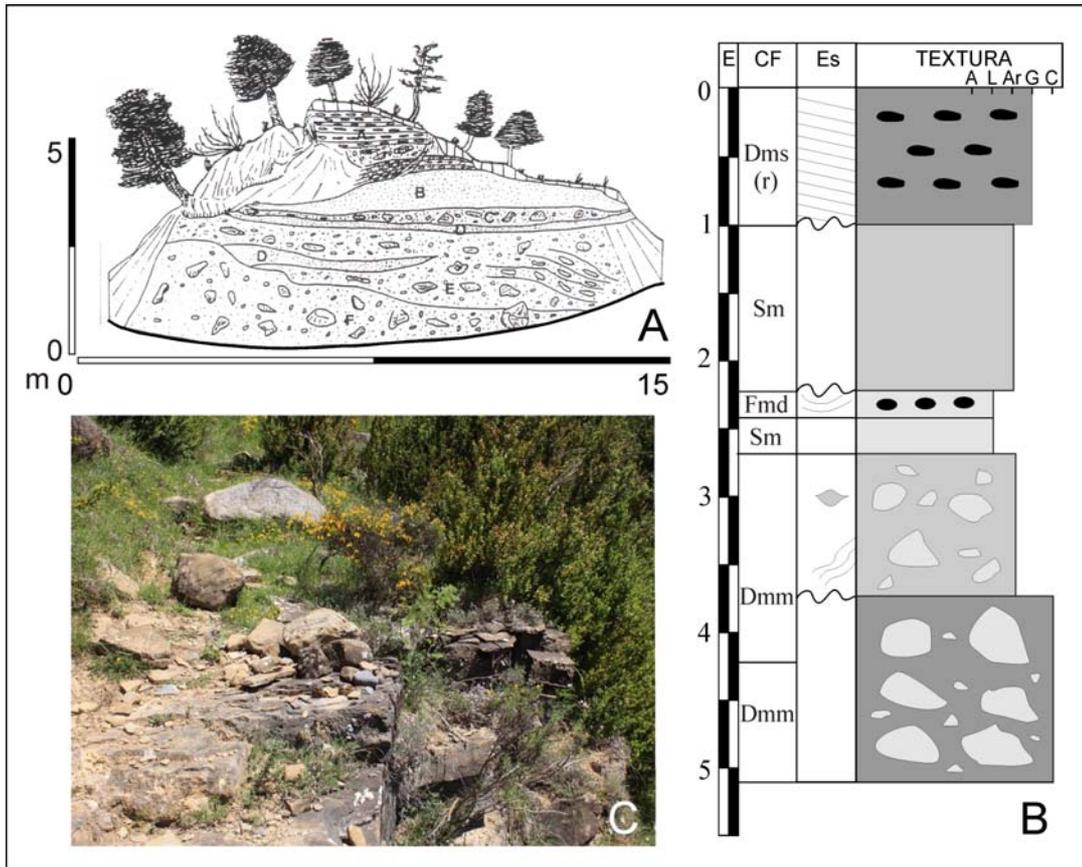


Fig. 3. Restos deposicionales de Yésero. A, Unidades deposicionales en la ladera de Yésero. A, derrubios ordenados. B, arenas masivas. C, derrubios de ladera. D, arenas masivas en lentejones. E, till supraglaciar. F, till subglaciar. B. Columna litoestratigráfica con la representación de los niveles del esquema anterior (A). E, espesor. CF, código de facies. Es, estructuras. C, bloque granítico reposando sobre areniscas en la ladera del barranco del Puerto, a 1220 m.

SIGNIFICADO MORFOLÓGICO Y EVOLUCIÓN GLACIAR

Los restos glaciares inventariados en el Barranco de Sía reposan sobre un valle y rellanos relacionados con el nivel de incisión de la red hidrográfica preglaciar. Posteriormente, se produce la ocupación glaciara del barranco de Sía, que genera las huellas de erosión de las laderas facetadas, los granitos dispersos y el till de Las Saleras-Infierno. Estos testigos señalan la ocupación del valle por un glaciar que se adentró cuatro kilómetros desde el eje del Gállego y ocupó el valle principal y las porciones bajas de los barrancos de San Bartolomé, Infierno y El Puerto (Fig. 5). Esta lengua glaciara tendría la capacidad de retocar el fondo del valle y el sector inferior de las laderas. Para que este remodelado fuera efectivo, nuestra interpretación es que el glaciar procedería de un nivel topográfico más alto que el de la artesa del Gállego, el correspondiente al nivel II de la red hidrográfica preglaciar (RHII). El volumen de hielo sería, pues, menor, pero suficiente para adentrarse desde el Gállego hasta el fondo del valle y ocupar hasta los 1200-1250 metros, esto es un espesor de hielo de 150-200 metros. El fondo de valle preglaciar fue, pues, excavado por una lengua de hielo que depositaría los materiales graníticos y el till en las laderas del valle.

Posteriormente se construye el complejo morrénico lateral de Gavín, que muestra en su máxima expansión una difluencia de 1,5 kilómetros (Fig. 5), menor en relación con la anterior, que construye la morrena principal y genera un lago yuxtaglaciara sobre la porción más occidental del rellano de Yésero. Esta morrena se deposita desde la artesa del Gállego, ya elaborada, y denota una profundidad de 370 metros de hielo. La elaboración de la artesa del Gállego deja colgado el rellano de Yésero y los testigos sedimentarios previos, y posibilita su desmantelamiento por incisión a partir del nuevo nivel de base del Gállego en Biescas. Con el retroceso del glaciar del Gállego y la reducción de su espesor se suceden las morrenas laterales de retroceso, se generan sucesivos lagos intramorrénicos y continúa la incisión de las morrenas y el barranco propiamente dicho de Sía. Se suceden al menos cuatro fases principales de equilibrio hasta la construcción de la última morrena, que señala un espesor de hielo menor de 150 metros.

El complejo morrénico de Gavín ha sido correlacionado con los restantes complejos laterales y frontales del Gállego (Serrano, 1991), de modo que se puede establecer la cronología relativa de la evolución en el barranco de Sía. La morrena externa de Gavín ha sido correlacionada con el Máximo

Pleniglaciario (Sabiñánigo), mientras los arcos menores sucesivos lo han sido con el Pleniglaciario interno de retroceso (Aurín) y con el Pleniglaciario interno (Senegüé) (Serrano, 1991, 1998; Serrano y Martínez de Pisón, 1994). Los restos glaciares (till, granitos dispersos y huellas de erosión) de Sía al exterior del complejo de Gavín muestran una fase glaciario más antigua. Existen diversos hechos que permiten adscribir el glaciario de Yésero a una fase anterior al Pleniglaciario. Estos son la erosión glaciario que retoca el rellano y las laderas del valle preglaciario, la longitud de la lengua de Sía (4 kms), superior a la anchura del Gállego (1,5 kms), el desmantelamiento de las formas y los depósitos y su contraste con los de Gavín, muy bien conservados, la capacidad del glaciario para alcanzar los 1225

metros sin una intensa erosión y la inexistencia de relación alguna entre los depósitos de obturación coetáneos a la morrena externa de la Sía, los cuales fosilizan los fondos de valle, y los bloques dispersos, localizados a mayor altitud. Todo ello señala fases glaciares alejadas en el tiempo y evoca la existencia de topografías diferentes con pendientes que permitieran el acceso de una delgada lengua. Se trataría, pues de los testigos de una glaciación previa y desconectada de la morrena externa de Sía, relacionada como propusiera Fontboté (1948), con una topografía preexistente, de difícil reconstrucción en la actualidad, y posterior a la elaboración de la R.H.II (Serrano, 1991, 1998).

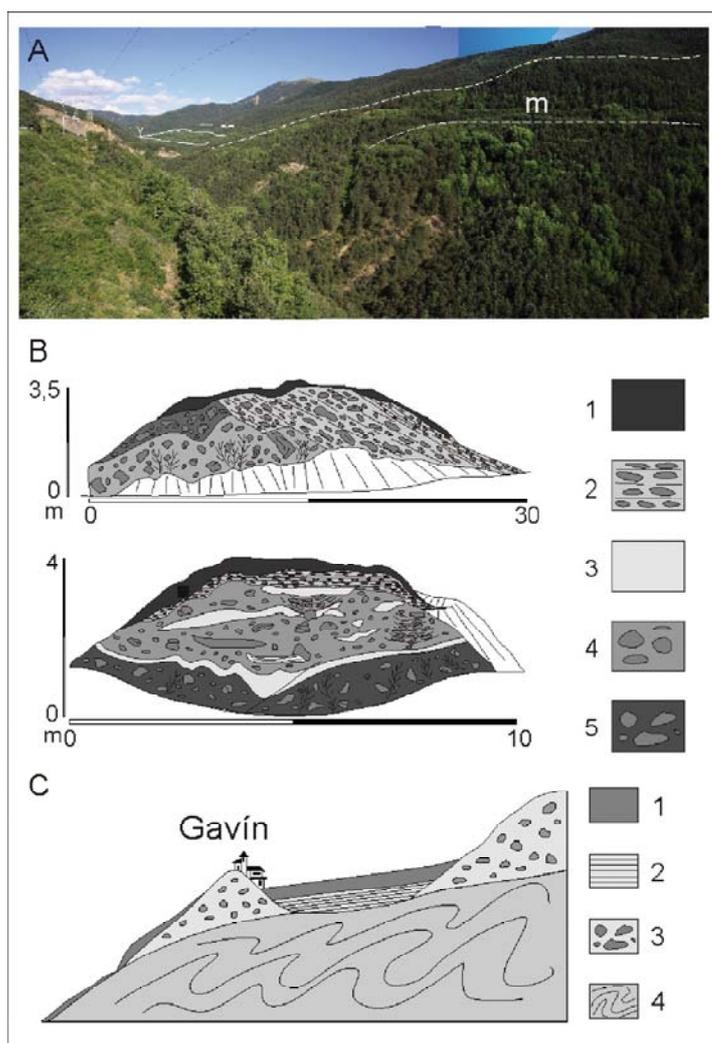


Fig. 4. A. Morrenas laterales de Gavín (línea discontinua) y rellano de Yésero (línea continua). B, Unidades deposicionales de las morrenas de Gavín. 1, suelo. 2, derrubios ordenados cementados. 3, arenas masivas. 4, till supraglaciario. 5, till subglaciario. C, Perfil geomorfológico de Gavín. 1, derrubios de ladera. 2, depósito lacustre. 3, morrenas. 4, sustrato.

El complejo morrénico de Gavín ha sido correlacionado con los restantes complejos laterales y frontales del Gállego (Serrano, 1991), de modo que se puede establecer la cronología relativa de la evolución en el barranco de Sía. La morrena externa de Gavín ha sido correlacionada con el Máximo Pleniglaciario (Sabiñánigo), mientras los arcos menores sucesivos lo han sido con el Pleniglaciario interno de retroceso (Aurín) y con el Pleniglaciario interno (Senegüé) (Serrano, 1991, 1998; Serrano y Martínez de Pisón, 1994). Los restos glaciares (till,

granitos dispersos y huellas de erosión) de Sía al exterior del complejo de Gavín muestran una fase glaciario más antigua. Existen diversos hechos que permiten adscribir el glaciario de Yésero a una fase anterior al Pleniglaciario. Estos son la erosión glaciario que retoca el rellano y las laderas del valle preglaciario, la longitud de la lengua de Sía (4 kms), superior a la anchura del Gállego (1,5 kms), el desmantelamiento de las formas y los depósitos y su contraste con los de Gavín, muy bien conservados, la capacidad del glaciario para alcanzar los 1225

metros sin una intensa erosión y la inexistencia de relación alguna entre los depósitos de obturación coetáneos a la morrena externa de la Sía, los cuales fosilizan los fondos de valle, y los bloques dispersos, localizados a mayor altitud. Todo ello señala fases glaciares alejadas en el tiempo y evoca la existencia de topografías diferentes con pendientes que

permitieran el acceso de una delgada lengua. Se trataría, pues de los testigos de una glaciación previa y desconectada de la morrena externa de Sía, relacionada como propusiera Fontboté (1948), con una topografía preexistente, de difícil reconstrucción en la actualidad, y posterior a la elaboración de la R.H.II (Serrano, 1991, 1998).

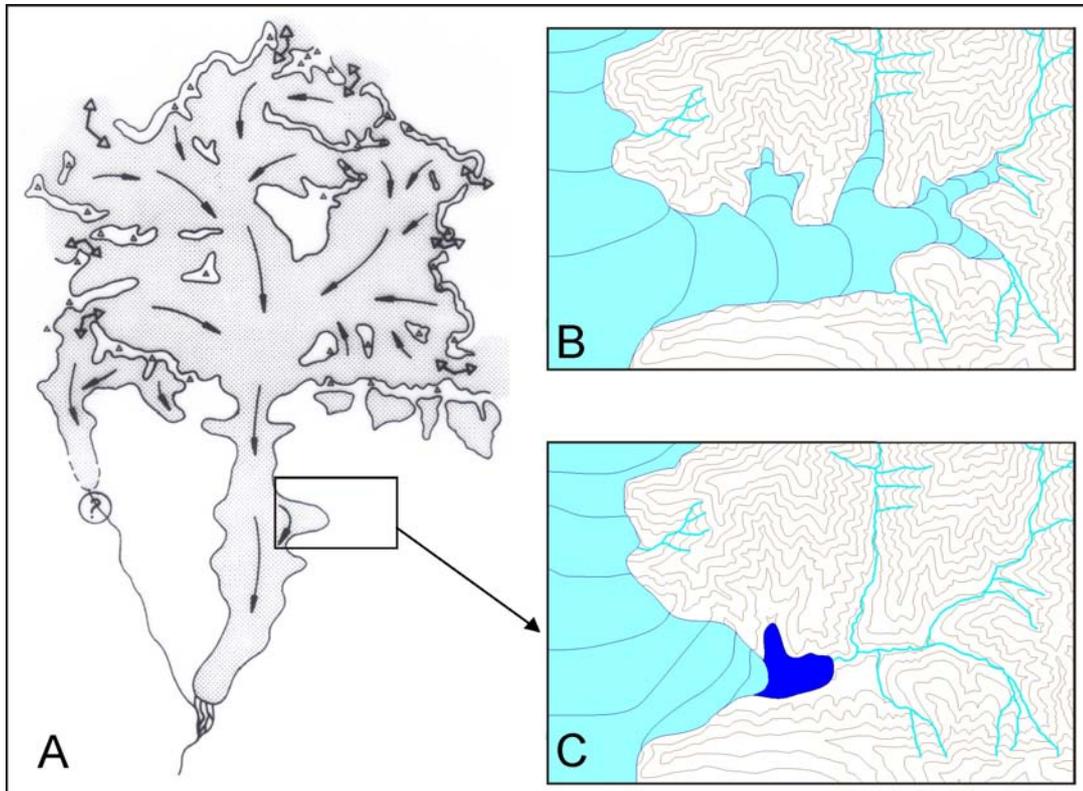


Fig. 5. A. Extensión del hielo en el Barranco de Sía. A, Glaciar del Gállego en el Pleniglacial. B, extensión del hielo en el Pre-máximo. C, extensión del hielo en el Pleniglacial.

CONCLUSIONES

En el barranco de Sía se aprecian dos grupos de formas y depósitos glaciares pertenecientes a dos fases glaciares diferenciadas. Por una parte, los bloques graníticos, el till y las formas de erosión del entorno de Yésero las atribuimos a una lengua glaciaria difluente desde el valle del Gállego que circula sobre una topografía construida por la R.H. II, desconectada y colgada sobre la red hidrográfica actual. Esta fase sería, pues, Prepleniglacial, más antigua que las formas de acumulación y erosión que caracterizan el paisaje glaciario de la Ribera de Biescas.

El complejo de obturación lateral de Gavín, compuesto por una sucesión de cuatro arcos morrénicos con desdoblamientos menores correspondería una fase glaciaria posterior, y se construyen tras la excavación de la artesa del Gállego en su nivel actual. A esta fase corresponden las morrenas y los depósitos lacustres de Yésero y San Bartolomé, parcialmente fosilizados por derrubios de ladera de tipo frío. Todo el complejo de Gavín se adscribe al Pleniglacial.

Referencias bibliográficas

Barrère, P. (1966). La morphologie quaternaire dans la region de Biescas et de Sabiñánigo (Haut Aragón). *Bulletin Association Française Etude du Quaternaire*, 2, 129-138.

- Fontboté, J.M.(1948). La ribera de Biescas. *Pirineos*, 4(7), 39-91.
- García Ruiz, J.M. & Puigdefábregas, C. (1982). Formas de erosión en el flysch eoceno surpirenaico. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 7, 83-126.
- García Ruiz, J.M. & Martí Bono, C.E.(1994). Rasgos fundamentales del glaciario Cuaternario en el Pirineo aragonés. En En Martí Bono, C. y García Ruíz, J. (Eds.). *El Glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*. Geoforma Ediciones, Logroño, pp. 17-31.
- Mallada, L.(1878). *Descripción física y geológica de la Provincia de Huesca*. Memoria del mapa Geológico de España, Madrid.
- Martí Bono, C.E.(1977). Altos valles de los ríos Aragón y Gállego. *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 6, 337-348.
- Martí Bono, C.E.(1978). Aspectos geomorfológicos del Alto Aragón Occidental. *Estudios Geográficos*, 39, 473-494.
- Penck, A. (1885). La période glaciaire dans les Pyreénées. *Bulletin Société Historie Naturelle de Toulouse*, 19, 105-200.
- Serrano, E. (1991). Glacial evolution of the upper Gállego valley (Panticosa mountains and Ribera de Biescas, Aragonese Pyrenees, Spain). *Pirineos*, 138, 83-78.
- Serrano, E. (1992). Huellas de una glaciación Pre-Pleniglacial 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. Zaragoza.
- Serrano, E. & Martínez de Pisón, E. (1994). Geomorfología y evolución glaciaria en el Pirineo Aragonés Oriental. En Martí Bono, C. y García Ruíz, J. (Eds.). *El Glaciario*

surpirenaico: nuevas aportaciones. Geofoma Ediciones, Logroño, pp. 33–64.

Torcal, L., Tello, B., Tortosa, E. (1985). Aplicación de la microscopia electrónica de barrido (M.E.B.) al análisis de sedimentos recientes en ambientes fríos. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 11, 1-2, 181-192

Turu, V., Boulton, G.S., Ros, X., Peña, J.L., Martí, C., Bordonau, J., Serrano, E., Sancho, C., Constante, A., Pous, J., Gonzalez, J.J., Palomar, J., Herrero, R., Garcia-Ruiz J.M. (2007). Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la Péninsule Ibérique: comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, 18, (4), 309-325.



RECONSTRUCCIÓN DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA DE LOS ÚLTIMOS 30.000 AÑOS EN EL PIRINEO CENTRAL A PARTIR DE LOS REGISTROS DE EL PORTALET Y TRAMACASTILLA

González-Sampérez, P. (1), Valero-Garcés, B. L. (1), Moreno, A. (1), Jalut, G. (2), García-Ruiz, J. M. (1), Martí-Bono, C. (1), Delgado-Huertas, A. (4), Navas, A (3) y Pérez Sáenz, A. (1).

- (1) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Avda. Montañana 1005, 50059 Zaragoza, España
- (2) LADYBIO Univ. Paul Sabatier-UMR 5172, 29 rue Jeanne Marvig, 31055 Toulouse, Francia
- (3) Estación Experimental de El Zaidín, CSIC, C/ Albareda 1, 18008 Granada, España
- (4) Estación Experimental Aula Dei, CSIC, Avda. Montañana 1005, Apdo 202, 50080 Zaragoza, España

Abstract (Reconstruction of climate variability of the last 30,000 years in the central Pyrenees from the records of the Portalet and Tramacastilla). Sedimentary sequences of El Portalet and Tramacastilla glacial lakes have provided a palaeoenvironmental reconstruction for the last ca. 30 kyr BP in Central Pyrenees. As the sediment deposition begins at El Portalet after the retreat of the ice masses 33,000 cal yr BP, and in Tramacastilla at around 30,000 yr BP, we can suggest that the glacial maximum occurred in the Pyrenees earlier than in Northern and Central Europe. Palynological analyses in El Portalet reflects the rapid response of the vegetation to climate changes as Heinrich Events 3 to 1, Oldest and Older Dryas, IACP, and the 8.2 event, suggesting a well link between the North Atlantic climatic oscillations and middle latitudes climate.

Palabras clave: Pirineos, última deglaciación, cambios climáticos abruptos, Palinología.

Key words: Pyrenees, Last deglaciation, Abrupt climate changes, Palynology.

INTRODUCCIÓN

Según los diversos estudios y dataciones radiocarbónicas y de OSL realizadas en el Pirineo central, el máximo avance glacial wurmiense se alcanzó mucho antes en el Pirineo que en el centro y norte de Europa (García-Ruiz et al., 2003, 2010; Peña et al., 2003; Sancho et al., 2003; González-Sampérez et al., 2005, 2006; Lewis et al., 2009). Eso no significa que durante el último máximo glacial global (ca. 20,000 – 18,000 años BP) los glaciares pirenaicos no hubieran experimentado también un avance.

Tramacastilla (Montserrat, 1992), cuyas bases están datadas alrededor de 30 ka BP, confirman este hecho (Fig 1).

El depósito glaciolacustre de El Portalet, situado a casi 2000 m de altitud en la cabecera del valle del Gállego en el Pirineo central, es un antiguo lago de origen glacial en el fondo de un circo, hoy relleno de sedimentos. La base del depósito se dató en 32,977 años BP, que sería la fecha de inicio de la sedimentación tras la fusión del glaciar. Además, un hiato en la secuencia lacustre se interpretó como consecuencia de la erosión provocada por un reavance glacial en $19,250 \pm 120$ años BP, asociada al LGM global y, una nueva interrupción de la sedimentación durante el Dryas reciente (YD) como consecuencia de que la superficie del lago permanecería permanentemente helada. El ibón de Tramacastilla, localizado a unos 1600 m de altitud, también ofrece una datación para el comienzo del registro de alrededor de 30 ka BP que se ve interrumpido en torno al LGM para retomar la sedimentación continua y el registro polínico ya en el Tardiglacial, confirmando la tendencia anteriormente expuesta.

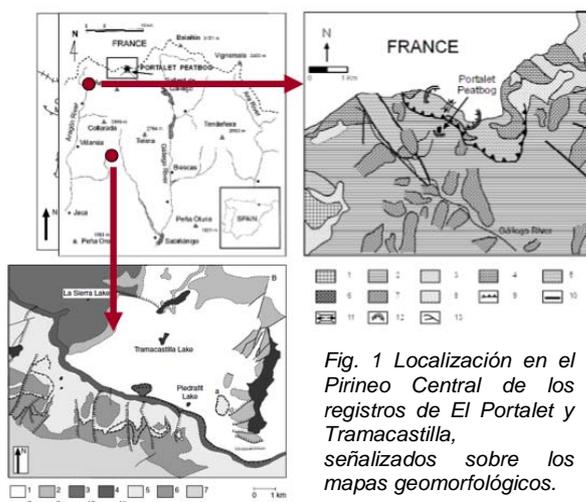


Fig. 1 Localización en el Pirineo Central de los registros de El Portalet y Tramacastilla, señalizados sobre los mapas geomorfológicos.

De hecho, el estudio detallado de los depósitos morrénicos en el valle de Escarra (Fig.1) muestra un claro reavance muy posterior al máximo, con potentes morrenas laterales, aunque sin alcanzar las mismas dimensiones (García-Ruiz et al., 2003); y registros como el de la turbera de El Portalet (González-Sampérez et al., 2006) y el ibón de

METODOLOGÍA

El sondeo de la turbera de El Portalet se realizó con un pistón Livingstone modificado, recuperando un testigo de 6.64 m de sedimento. Una vez abierto el core longitudinalmente, se describieron las facies sedimentarias a partir del color, litología, mineralogía, composición y estructura sedimentaria. Además, se muestreó cada 5 cm para isótopos estables, tamaño de grano, contenido en carbonato y materia orgánica y análisis mineralógicos. La resolución del muestreo palinológico no es constante, oscilando entre los 5-10 cm a lo largo de toda la secuencia, pero llegando a 1 cm en el

Tardiglacial. El modelo de edad de la secuencia, que cubre aproximadamente los últimos 30.000 años de historia, se construyó a partir de 13 dataciones AMS C14. La metodología de trabajo realizada en el ibón de Tramacastilla está focalizada eminentemente a su estudio palinológico (Montserrat, 1992), aunque con posterioridad se realizaron algunos estudios sedimentológicos complementarios (Valero-Garcés et al., 1998; García-Ruiz et al., 2003).

LA SECUENCIA SEDIMENTARIA

Basándose en las facies sedimentológicas, distribución granulométrica, mineralogía y contenido en materia orgánica y carbonatos, se han definido 11 unidades sedimentarias (Fig. 4). La base de la secuencia (Unidad 11, 655-608 cm, anterior a 32.900 años) representa el till glacial, masivo y heterométrico, compuesto por clastos centimétricos

en una matriz fina formada por minerales de la arcilla y cuarzo. La secuencia sedimentaria de El Portalet está dominada por limos grises-azulados, masivos, de composición siliciclástica con muy poco contenido en carbonato en la base (Unidades 10 y 9) con un aumento de limos carbonatados, masivos de color gris-verdoso (Unidades 8 y 7) que se hacen dominantes a partir de la Unidad 6. La Unidad 5 se caracteriza por un alto contenido en materia orgánica y facies laminadas mientras que la Unidad 4 esta compuesta por limos grises carbonatados. Finalmente, las unidades superiores (3 a 1) están dominadas por capas de turba. Los hiatos sedimentarios asociados al LGM y al YD se observan, además de por la discontinuidad cronológica, por la presencia de superficies de erosión.

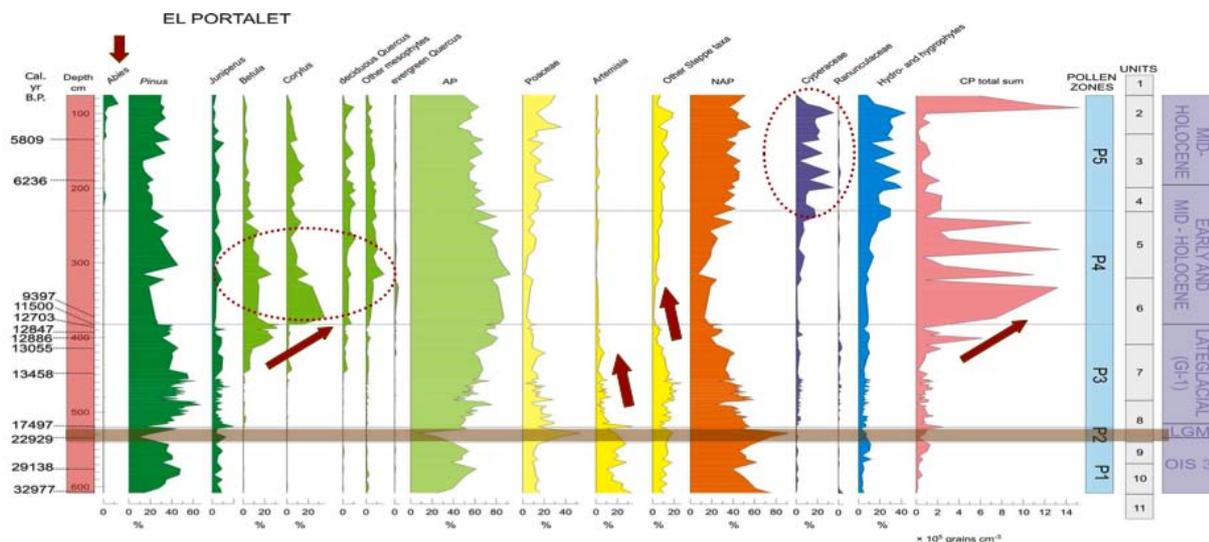


Fig.2. Diagrama polínico de El Portalet donde se indican los principales cambios detectados en la vegetación. Las fechas de la secuencia y las zonas y unidades sedimentológicas se muestran en la figura.

RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA DE LA VEGETACIÓN A TRAVÉS DE LOS REGISTROS DE EL PORTALET Y TRAMACASTILLA

En el diagrama polínico de El Portalet se diferencian cinco zonas polínicas (Fig. 2): la P1 (608-540 cm, 32.900-23.900 cal. BP), se caracteriza por un componente herbáceo superior al 60%, y dominado por *Artemisia* (30%), otros taxones estépico (10-20%) y Poaceae. La presencia de árboles y arbustos se limita a *Pinus* y *Juniperus* (probablemente *Pinus uncinata* y *Juniperus communis alpina* atendiendo a su distribución actual), más un 1-2% de taxa mesotermófilos relacionados con transporte a larga distancia en un paisaje claramente abierto. En la zona P2 (540-520 cm, 23.900-17.800 cal BP) se identificó un hiato sedimentario contemporáneo al Último Máximo Glacial y que correspondería con un reavance del glaciar sobre la cuenca. Aumentos de AP, concentración polínica y diversidad taxonómica indican la característica mejora climática del Tardiglacial en la zona P3 (520-382 cm, 17.800-12.500 cal BP), con la expansión de *Betula*, *Pinus* y *Juniperus* como pioneros colonizadores durante el Bølling y el Allerød. No se registra ninguna evidencia del YD, quizá por una interrupción de la sedimentación durante este periodo (superficie del entonces lago proglaciar helada). En la zona P4

(381-230 cm, 11.500-6900 cal BP), se observa una rápida sustitución de *Betula* por *Corylus* y una expansión menor de *Quercus caducifolia* y otros mesófitos, correspondiente con el inicio del Holoceno. La crisis de aridez global conocida como evento 8.2 se observa en el registro de El Portalet entre los 312 y 290 cm, registrándose un descenso de *Juniperus*, *Betula*, *Corylus*, *Quercus caducifolia* y otros árboles mesófilos. Por último, la zona P5 (230-75 cm, 6900-5300 cal BP) muestra el primer pico de *Abies* de la secuencia y una expansión de *Cyperaceae* asociada al desecamiento de la cuenca (con posterioridad a 6400 cal BP, deja de ser lago y pasa a ser turbera como en la actualidad).

La secuencia polínica del ibón de Tramacastilla (Fig. 3) comienza con un dominio de taxones estépico como *Artemisia*, *Chenopodiaceae* y *Ephedra t. distachya*. Dentro de este periodo (23000 – 10500 años 14C BP), se observan pulsos de ligero desarrollo forestal que no llegan a progresar. Uno de ellos, hace 13000 años, se caracteriza por un incremento de las proporciones de *Juniperus* (hasta 15%) y *Betula* (6%), precedido por un importante aumento de gramíneas. Este momento de mejora climática coincide cronológicamente con la oscilación Bolling-Allerød. El avance de los dos taxones

arbóreos se frena durante la fase posterior, en la que prácticamente desaparece *Betula* del palinograma, y en su lugar cobran de nuevo importancia *Artemisia* y *Chenopodiaceae*.

La fase final de este tramo de la secuencia (11 ka BP) presenta valores crecientes tanto de *Pinus* como de *Juniperus* (máximo 10%), sugiriendo una vegetación abierta.

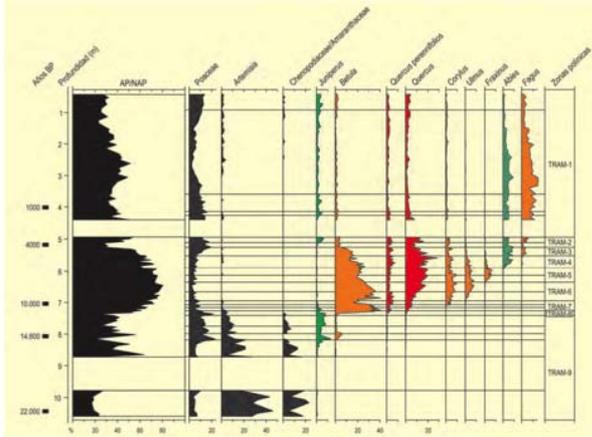


Fig. 3 Diagrama polínico de Tramacastilla donde se indican los principales cambios detectados en la evolución de la vegetación y las fechas de la secuencia.

El comienzo del Holoceno se caracteriza por una rápida expansión de *Betula*, *Quercus* sp., *Corylus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Taxus* y *Fraxinus* hasta aproximadamente 6 ka BP, acompañados de un aumento en la concentración polínica debido al incremento de la densidad del bosque en el entorno inmediato de la cuenca. *Tilia* es un indicador polínico típico del Optimo Climático en el Pirineo y, en este caso, su mayor proporción coincide con el máximo desarrollo del bosque caducifolio hace 7.5 – 7 ka BP.

La primera aparición de *Abies* (6 ka BP), y su progresiva expansión, se corresponden con el descenso en las proporciones de *Fraxinus*, *Corylus* y *Ulmus*, y la desaparición de *Tilia* y *Taxus*. *Fagus* aparece hace 6 ka BP, pero su expansión es algo

posterior a la de *Abies*. La propagación del haya en el Pirineo, hace unos 4000 años, parece estar favorecida por los primeros indicios de deforestación antropogénica.

CAMBIOS CLIMÁTICOS ABRUPTOS

Varias de las fluctuaciones detectadas en la secuencia de El Portalet, tanto en los cambios de vegetación como en el tipo de sedimento registrado durante los últimos 32 ka, coinciden con eventos climáticos cortos en los que el sistema climático se reorganizó en muy poco tiempo. Nos referimos a los cambios climáticos abruptos detectados previamente en sondeos de hielo pero también en secuencias marinas y terrestres. En la Fig. 5 se indica la respuesta de la vegetación y de la señal sedimentológica para cada una de estas oscilaciones, remarcando la gran sincronía cronológica que existe (tener en cuenta que se trata de un registro datado independientemente).

Así, en la Fig. 6 se observa claramente un descenso de *Juniperus* paralelo a un aumento de taxones estépico durante los eventos fríos y áridos de Heinrich H3 (590-580 cm, 30.700-29.500 cal BP) y H2 (550-537 cm, 25.100-23.500 cal BP), indicando una respuesta inmediata de la vegetación a los cambios abruptos que caracterizan el último periodo glacial. Diversos estudios de botánica y ecología actual de *Juniperus communis* demuestran que está muy controlado por factores climáticos como inviernos muy fríos seguidos de veranos secos, que limitan notablemente su producción polínica, crecimiento vegetativo y reproducción, por lo que resulta un excelente indicador de cambios climáticos rápidos (González-Sampériz et al., 2006). El muestreo de alta resolución llevado a cabo en este periodo permite observar la compleja variabilidad climática que caracteriza al Tardiglacial (15.000-12.500 cal BP). De nuevo, cambios abruptos como los relacionados con el HE1, Oldest and Older Dryas, además del conocido como Intra-Allerød-Cold-Period (IACP) se observan en los descensos de las proporciones de *Juniperus* y los aumentos de taxones estépico (Fig. 6).

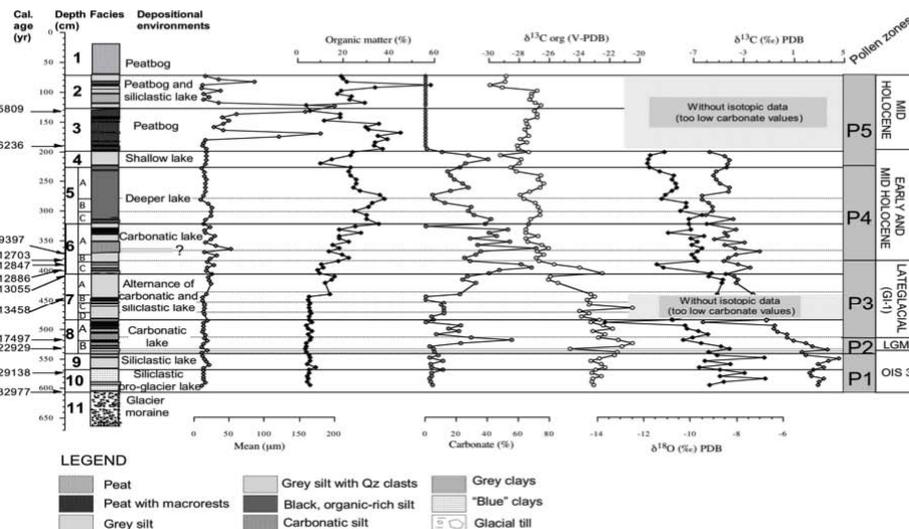


Fig. 4 Descripción litológica y unidades en la secuencia de El Portalet. Perfiles de la media de tamaño de grano (μm), porcentaje de materia orgánica y carbonatos e isótopos estables. Los ambientes de depósito interpretados y la correlación con las zonas polínicas aparecen indicados.

Eventos	GRIP		SEÑAL PALINOLÓGICA EL PORTALET		SEÑAL SEDIMENTOLÓGICA EL PORTALET		
	Edad (Años cal. "10")	Prof. (cm)	Edad (Años cal. "10")	Datos	Prof. (cm)	Edad (Años cal. "10")	Datos
Evento 8.2	8.4-8 (b)	312-290	8.3-8	Descenso <i>Juniperus</i> , <i>Betula</i> , <i>Corylus</i> , <i>Quercus caducifolia</i> y otras mesofitas. Aumento <i>NAP</i> y <i>Cyperaceae</i>	320-292	8.5-8	Subunidad 5C: Altos valores $\delta^{18}O$, depósito facies más someras (abundancias restos microfósiles y moluscos)
YD (GS-1)	12.65-11.5 (b)	~ 385	12.6-11.5	Sin señal, hiatus	~ 385	12.6-11.5	Sin señal, hiatus
GI-1a	12.9-12.65 (b)	415-385	13-12.6	Desarrollo <i>Betula</i> , aumento <i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> y otras mesofitas. Aumento <i>Ranunculaceae</i> . Descenso taxa estépicas	408-385	12.9-12.6	Subunidad 6C: Limos orgánicos, oscuros, masivos con bajo contenido en carbonato
Allerød	IACP (GI-1b)	13.15-12.9 (b)	13.1-13	Aumento taxa estépicas, descenso <i>Juniperus</i> y <i>Ranunculaceae</i>	419-408	13.1-12.9	Parte superior Subunidad 7A: Limos grises siliciclásticos con bajo contenido en carbonato
GI-1c	13.9-13.15 (b)	447-425	13.4-13.1	Primer desarrollo <i>Betula</i> . Aumento <i>Juniperus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> y otras mesofitas. Aumento <i>Ranunculaceae</i>	440-419	13.4-13.1	Parte inferior Subunidad 7A: Limos orgánicos, oscuros, masivos con bajo contenido macro-restos
Older Dryas (GI-1d)	14.05-13.9 (b)	458-447	14.-13.4	Aumento taxa estépicas, descenso <i>Juniperus</i>	458-440	14.-13.4	Subunidad 7B: Limos grises siliciclásticos con poco carbonato
Bölling (GI-1e)	14.7-14.05 (b)	470-458	14.7-14	Aumento <i>Juniperus</i> . Ligero aumento mesofitas	470-458	14.7-14	Subunidad 7C: Limos grisáceos-verdosos ricos en carbonato
Oldest Dryas	15.1-14.7 (c)	478-470	15.2-14.7	Aumento taxa estépicas, descenso <i>Juniperus</i>	485-470	15.5-14.7	Subunidad 7D: Limos grises siliciclásticos con poco carbonato
HE1	16.8-16.2 (c)	502-498	16.5-16.3	Aumento taxa estépicas, descenso <i>Juniperus</i>	502-498	16.5-16.3	Parte media Subunidad 8A: Limos grises siliciclásticos con poco carbonato
LGM	22.5-18.5 (c)	~ 530	22.5-18	Picos abruptos <i>Proceae</i> y <i>Pinus</i>	~ 530	22.5-18	Superficie erosiva, hiatus
HE2	24.8-23.2 (c)	889-837	28.1-23.8	Aumento taxa estépicas, descenso <i>Juniperus</i>	848-837	24.8-23.8	Techo Unidad 9: Limos grises-azulados
HE3	31-29 (c)	590-580	30.7-29.5	Aumento taxa estépicas, descenso <i>Juniperus</i>	595-585	31.4-30.1	Capa limo-arenosa intercalada en sedimentos proglaciares U10

Fig. 5 Correlación de los eventos climáticos principales durante los últimos 32 ka. entre el sondeo de hielo GRIP de Groenlandia y El Portalet. Se indica tanto la respuesta de la vegetación como la respuesta del lago a dichos eventos, así como la cronología de las diferentes fases.

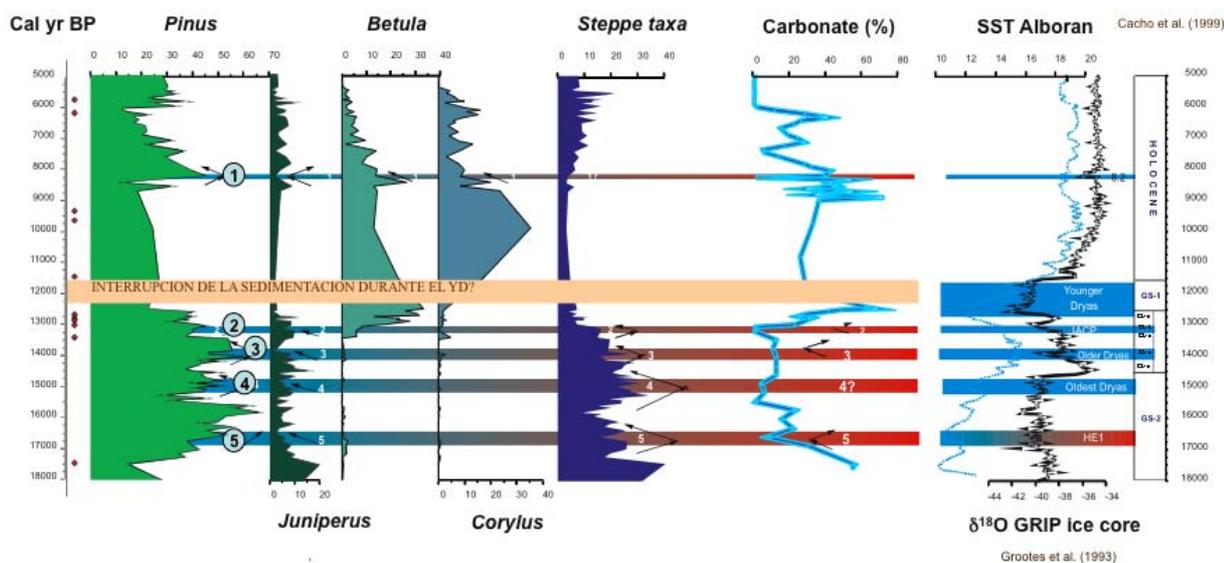


Fig. 6 Datos seleccionados de la secuencia de El Portalet representados respecto a la edad y comparados con el sondeo de hielo GRIP (Johnsen et al., 2001) y con las temperaturas superficiales del Mar de Alborán (Cacho et al., 2001) para los últimos 18 ka.

Referencias bibliográficas

García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C. & González-Sampériz, P. (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the Central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18, 61-72.

García-Ruiz, J.M.; A. Moreno, P. González Sampériz, B. Valero Garcés & C. Martí Bono. (2010). La cronología del último ciclo glaciar en las montañas del sur de Europa. Una revisión. *Cuaternario y Geomorfología*, 24 (1-2), 35-46.

González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T., Dedoubat, J.J., 2006. Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66(1), 38-52.

Lewis, C.L., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. & Rhodes, E. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) base on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change*. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2009.01.001.

Montserrat-Martí, J., 1992. Evolución glaciar y postglaciar del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo:

estudio palinológico. Monografías del Instituto Pirenaico de Ecología-CSIC, Zaragoza, 147 pp.

Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003). Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca). Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 91-109.

Sancho, C., Peña-Monné, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2003). Preliminary dating of glacial and fluvial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): Chronological evidences for the Glacial Maximum in the Pyrenees? En: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean region* (B. Ruiz-Zapata, M. Dorado-Valiño, A. Valdeolmillos, M.J. Gil-García, T. Bardají, I. Bustamante e I. Mendizábal, eds.). Universidad de Alcalá de Henares-Ministerio de Ciencia Tecnología-INQUA, Alcalá de Henares, pp. 169-173.

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*, Gómez Ortiz A, Salvador F (eds). Sociedad Española de Geomorfología: Barcelona; 463-469.



PROSPECCIÓN GEOFÍSICA Y GEOMECÁNICA DE LA RIBERA DE BIESCAS (PIRINEOS CENTRALES): ESTRUCTURA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DEL FONDO DEL VALLE Y LOS SEDIMENTOS DE VERTIENTE

V. Turu (1), Hirsch, F. (2), J.L. Peña-Monné (3), C. Sancho (6). T. Raab (2), X. Ros (4), C. Martí-Bono (5) y A. Constante (1)

- (1) Igeotest SL (Fundació Marcel Chevalier), Av. Príncep Benlloch 66-72, Dptx 407, AD005-Andorra. igeofundacio@andorra.ad
(2) Chair of Geopedology and Landscape Development, Brandenbur U. of Technology Cottbus, Germany, hirschf@tu-cottbus.de
(3) Departamento de Geografía, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009-Zaragoza. jlopeña@unizar.es
(4) Geo3 SL, Av. Príncep Benlloch 66-72, Dptx 406, AD005-Andorra. geo3@andorra.ad
(5) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC, Avda. Montañana, 1005, 50080-Zaragoza. carlos@ipe.csic.es
(6) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, 50009 Zaragoza. csancho@unizar.es

Abstract (Geophysic and geomechanical survey of the Biescas glaciated valley, Central Southern Pyrenees, sedimentary infill structure and slope sediments): The large glaciated valleys of the Iberian Peninsula are located in the southern part of the Pyrenean-cantabric range, mostly in northern part of the Ebro basin. A common geomorphological feature in these glaciated valleys is the existence of glacial overdeepened basins in their medium and lower sections. Vertical Electrical resistivity Soundings and Electrical Tomography were done and have been complemented by seismic data, geotechnical tests and pits. The geomechanical data show us the existence of consolidated layers in shallow bottom valley positions and should be considered as glacial sediments, not the result of a glaciolacustrine infilling as it has been attributed until now. On the other hand we have strong evidence for the existence of periglacial slope deposits in the Gállego valley, whereas the Lower Heads are restricted to the Pleistocene nonglaciated area, Upper Heads are present in the Pleistocene glaciated and nonglaciated area.

Palabras clave: Valles de sobreexcavación glacial, Pirineos centrales, unidad geoelectrónica intermedia, consolidación glacial.

Key words: Glacial overdeepening valleys, Central southern Pyrenees, intermediate geoelectrical unit, glacial consolidation.

INTRODUCCIÓN

Las prospecciones geofísicas realizadas en los grandes valles glaciares de la vertiente surpirenaica y también surcantábrica han mostrado la existencia de cubetas de sobreexcavación modeladas por el hielo, que se rellenaron de sedimentos de origen glacial, lacustre y fluvial (Turu et al., 2007).

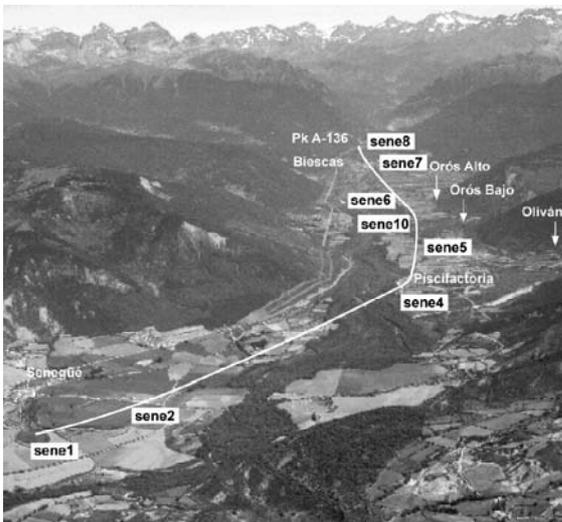


Fig. 1: Situación de los trabajos de prospección geofísica realizados en el centro del valle glacial del Gállego al norte de la morrena terminal de Senegüé.

PROSPECCIÓN GEOFÍSICA PROFUNDA

Para investigar la posibilidad de la existencia de una cubeta de sobreexcavación del glaciar del Gállego en la Ribera de Biescas, se realizaron sondeos sísmicos y eléctricos desde los afloramientos rocosos al norte de Biescas hasta la morrena de Senegüé. La prospección geofísica se completó con sondeos a penetración dinámica continua en Senegüé y Orós Bajo, dado que la prospección geofísica en estos sectores permitía múltiples interpretaciones respecto a la ubicación del substrato rocoso.

Los resultados del sondeo a penetración realizado en Senegüé (Fig.1, sene 2) fue determinante para ubicar la posición del substrato rocoso. El sondeo a penetración realizado en Orós Bajo (Fig.2) no obtuvo un franco rechazo y por tanto interpretamos que no se llegó a detectar el basamento. El registro penetrométrico en Orós Bajo detecta la presencia de capas sedimentarias de importante resistencia mecánica en los primeros 25 metros de profundidad, que se correlacionan con altas velocidades sísmicas, implicando que estas capas están consolidadas. La consolidación de estos materiales la interpretamos como capas de till subglacial, en base a los estudios de Turu (2000) y Turu et al. (2007) en materiales similares de la cubeta glacial de Andorra.

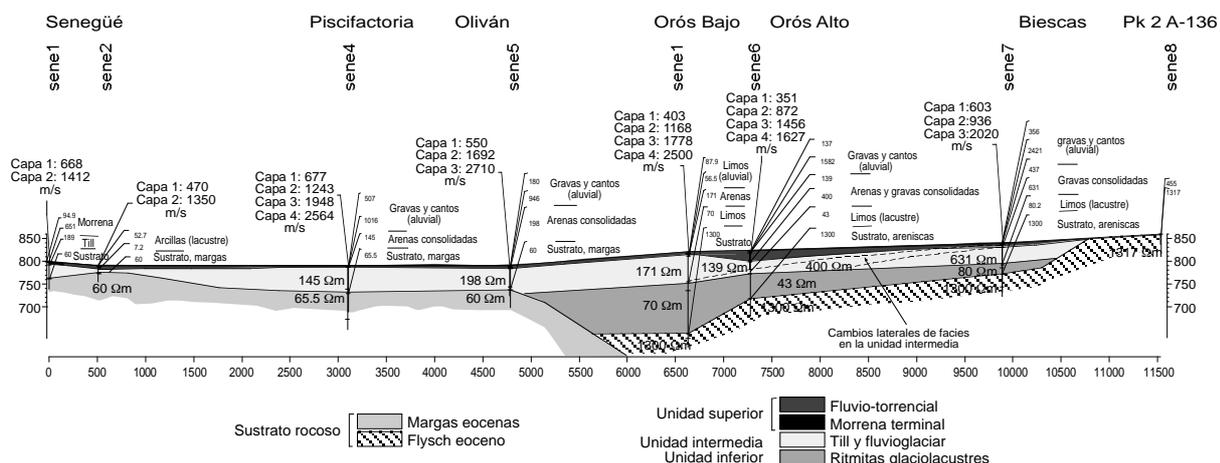


Fig. 3: Sección longitudinal interpretativa por centro del valle glaciar del Gállego entre Biescas y Senegüé.

Con el actual estado de conocimiento del subsuelo de la ribera de Biescas se solventaron las equivalencias de los modelos interpretativos eléctricos, pudiendo así precisar mejor la presencia de una cubeta rellena de unos 100 m de sedimentos entre Orós Bajo y Oliván.

Por otro lado las interpretaciones de Bordonau (1992) en las cubetas de Benasque (río Ésera), Bono (N. Ribagorzana), Barruera (Noguera de Tor) y Esterri d’Aneu (N. Pallaresa) identifican 3 unidades geoelectricas que relacionan con un único ciclo glaciar. Los estudios de Turu (2000) y Turu et al. (2002) señalan estas unidades también en la cubeta de La Massana-Ordino y Andorra, pero planteando una nueva interpretación que también se ha adoptado para el fondo del valle en Oliván.

La **unidad intermedia** muestra cambios laterales de resistividad, seguramente por cambios laterales de granulometría (600-400 Ωm), correspondiendo los sedimentos más finos (198-145 Ωm) al sector comprendido entre Orós Bajo y la morrena de Senegüé.

La **unidad inferior** sólo aparece en el interior de la cubeta de Oliván y se prolonga aguas arriba hacia Biescas. Su resistividad está comprendida entre 43 y 80 Ωm (seguramente limos y arcillas), disponiéndose encima del sustrato rocoso.

PROSPECCIÓN GEOFÍSICA SUPERFICIAL

En el ámbito de la investigación post LGM (Last Glacial Maximum), proyecto sobre la pedogénesis y la geomorfología de los Pirineos centrales españoles, se han obtenido datos de zanjas realizadas en el terreno para estudiar la estratigrafía de los sedimentos cuaternarios en combinación con prospección de sísmica de refracción superficial (SSR) y tomografías eléctricas (ERT) para determinar la distribución espacial de los sedimentos en superficie. La zona de estudio se centra al norte de Sabiñanigo en un contexto glaciar del Pleistoceno superior.

El valle del Gállego se caracteriza por una heterogeneidad de sedimentos fluvio-glaciares, fluviales y glaciares. La prospección geofísica se llevó a cabo en dos sectores distintos, la zona no englacada de la montaña de Güé y al pie del frente de la morrena terminal de Senegüé. La combinación de ambos métodos geofísicos y su comprobación con catas en el terreno han mostrado una importante variabilidad de sedimentos de forma estratificada. Pero también se ha determinado la presencia de sedimentos periglaciares (PSD) en las vertientes del valle del Gállego.

CONCLUSIONES

Los sondeos geoelectricos muestran la presencia de dos sustratos rocosos: al sur de Orós Bajo se localizan las margas eocenas, más conductoras: 60 Ωm; al norte de Orós Bajo las areniscas del flysch, con resistividad más alta: 1300 Ωm. Dentro de las diferentes posibilidades de interpretación, se expone

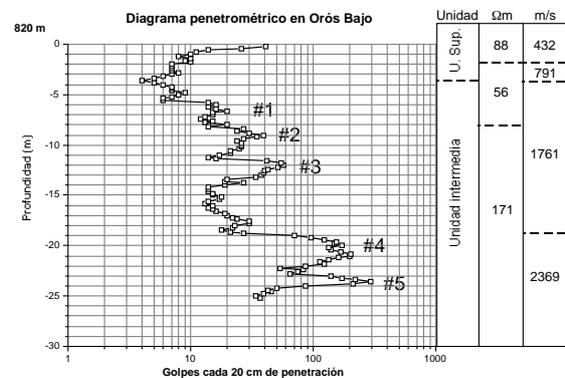


Fig. 2: Sondeo a penetración dinámica continua tipo DPSH en Orós Bajo (sene 10). Se ha correlacionado la velocidad sísmica longitudinal y la resistividad eléctrica detectada con el registro de penetración. Obsérvese que la unidad intermedia en los primeros 25 m de profundidad presenta dos subunidades de elevada velocidad sísmica, en donde se individualizan capas de 2 a 3 m de espesor de elevada resistencia mecánica que se interpretan como capas consolidadas o till.

Al igual que en el resto de cubetas surpirenaicas, se han identificado tres unidades geoelectricas con idénticas características geométricas:

La **unidad superior** se compone de sedimentos recientes de abanicos aluviales y depósitos fluviales post glaciares.

la que está más acorde está con las dataciones de Peña et al. (2004):

1) La cubeta se sobreexcavó en una primera etapa, que podría relacionarse con la **Fase Sabiñánigo**, es decir hace unos 156.000 años. Al irse retirando el glaciar, la cubeta se fue rellenando de sedimentos glaciolacustres y deltaicos de la **Unidad Inferior** y sedimentos de la zona proglaciar.

2) Tras el interglaciar Eemiense, un nuevo avance glaciar en la **Fase Aurín**, con dos episodios comprendidos en 86.000 años y otro de 67.000 años, que originó parte de los sedimentos de la **Unidad intermedia**. Después de un nuevo retroceso del cual se desconoce su alcance, en la **Fase Senegüé** (36.000 años), el glaciar volvería a ocupar el valle completándose la sedimentación de la **Unidad Intermedia**.

3) Finalmente, desde 36.000 años se generaría la **Unidad Superior** con la presencia de potentes abanicos aluviales, pero también con la identificación de dos áreas lagunares, una en la parte interna de la morrena de Senegüé y otra entre los abanicos aluviales de Orós y Oliván.

Por otro lado la prospección geofísica superficial muestra que en función de si la zona ha experimentado o no glaciario en el valle del Gállego, los sedimentos de tipo PSD presentan propiedades sedimentológicas y estratigráficas similares a las de otras zonas del Centro de Europa y Norte América situadas en latitudes altas y medias.

Agradecimientos: La prospección geofísica superficial ha sido financiada con el proyecto de la DFG alemana (referencia RA 931/3-2). Agradecemos la colaboración del Centro de Interpretación de los Glaciares de Senegüé.

Referencias bibliográficas

- Bordonau, J. (1992). *Els complexos glaciolacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*. Ed. Geofirma, Logroño, 251 pp.
- Peña-Monné, J.L.; Sancho, C.; Lewis, C.; McDonald, E. & Rhodes, E. (2004). Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). En: *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. UZ e IF, Zaragoza (España), 71-84.
- Hirsch, F. & Raab, T. (submitted): Geophysical prospection on Late Quaternary sediments in the Gállego valley, Central Spanish Pyrenees. - In: Houben, P. & Wunderlich, J. (eds.): *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., Supplement Band Schmitten.
- Turu, V. (2000). Aplicación de diferentes técnicas geofísicas y geomecánicas para el diseño de una prospección hidrogeológica de la cubeta de Andorra, (Pirineo Oriental): implicaciones paleohidrogeológicas en el contexto glacial andorrano. En: ITGE-IGME, (http://aguas.igme.es/igme/publica/pdfactu_tec_geofi/14a_comunicacion.pdf), Madrid, 203-210.
- Turu, V.; Pous, J.; Bordonau, J. & Palomar, J. (2002). La cubeta de sobreexcavació glacial de La Massana-Ordino, Pirineus Orientals: Aplicació de la prospecció geoelectrica. *Horitzó* (<http://www.iea.ad/crecit/imatges/massana.pdf>), 2, 38-52
- Turu, V., Boulton, G.S ; Ros, X.; Peña-Monné, J.L.L.; Martí-Bono C.; Bordonau, J.; Serrano-Cañadas, E.; Sancho-Marcén, C.; Constante-Orríos, C.; Pous, J.; González-Trueba, J.J.; Palomar, J.; Herrero, R. & García-Ruiz, J.M. (2007, en prensa). Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la péninsule ibérique: comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées Centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, N° 3-4.



LAS FASES GLACIARES DEL VALLE DEL GÁLLEGO EN SU ZONA TERMINAL (SECTOR SENEGÜÉ-SABIÑÁNIGO, PIRINEO DE HUESCA)

J.L. Peña Monné (1), C. Sancho Marcén (2), C. Lewis (3), E. MacDonald (4) y E. Rhodes (5)

- (1) Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza. jlpena@unizar.es
(2) Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 5009. Zaragoza.
(3) Los Álamos National Laboratory. Los Álamos NM U.S.A.
(4) Desert Research Institute. Reno NV U.S.A.
(5) Dpt. of Earth and Space Sciences. University of California. Los Ángeles CA U.S.A.

Abstract (Terminal records of glacial stages in the Gállego River valley: Senegüé-Sabiñánigo sector, Huesca Pyrenean):
Four stages of stabilization (157 Ka, 85 Ka, 64 Ka y 36 Ka) were identified from OSL chronological data supplied by glacial and fluvio-glacial records in the terminal sector of the Gállego Glacier. These phases are correlated with MIS 6, 5b, 4 and 3. Ages match well with others glacial records in the adjacent valleys and with the sequence of terraces downstream in the Gállego River valley. In addition, occurrence of LGM (MIS 2) in this area has not been evidenced.

Palabras clave: Registros glaciares, terrazas, OSL, Pirineo central.
Key words: Glacial records, terraces, OSL, Central Pyrenees.

INTRODUCCIÓN

El río Gállego sitúa su cabecera en el sector central de la Zona Axial Pirenaica, formada por los macizos graníticos de Balaitús y Panticosa y por pizarras, cuarcitas y calizas paleozoicas. Su cuenca abarca un amplio entramado de afluentes, que durante las fases frías cuaternarias concentraba una lengua de hielo suficientemente grande como para atravesar las Sierras Interiores (Peñas Telera y Tendeñera) y llegar hasta la Ribera de Biescas. En esta zona el glaciar se expandía lateralmente y profundizaba en los materiales del flysch y las margas eocenas, terminando entre Senegüé y Sabiñánigo, a alturas entre 830 y 780 m, donde se localiza uno de los complejos glaciares y fluvio-glaciares más importantes del Pirineo meridional.



Fig. 1. Mapa de situación de la Ribera de Biescas.

La Ribera de Biescas ha merecido la atención de los investigadores desde antiguo, primero con los trabajos pioneros de Mallada (1878) y Penck (1883),

seguidos por los de Dalloni (1910), Panzer (1926), Vidal Box (1933), García Sáinz (1941), Solé Sabarís (1942), Casas y Fontboté (1945) y Fontboté (1948). Estos estudios mantenían los planteamientos clásicos definidos por Penck y Brückner en los Alpes y con un claro esquema teórico poliglaciaria. En trabajos posteriores, como los de Barrère (1966, 1971), se realiza una primera cartografía detallada y se señala la existencia de depósitos aislados de origen glaciar en Aurín y Sabiñánigo. Estos materiales son ya claramente definidos como morrenas en los trabajos y cartografías de García-Ruiz y Martí-Bono (1994), Serrano y Martínez de Pisón (1994), Martí-Bono (1996), Serrano (1998), Chueca et al. (1998), Peña et al. (1998). Igualmente, se señala la posibilidad de que los abundantes bloques de la llanura que bordea Sabiñánigo puedan pertenecer a una etapa glaciar más antigua (Serrano, 1998). Para mayor detalle y referencia de estas citas bibliográficas, puede consultarse la síntesis de Peña et al., 1998.

Los estudios más recientes se han centrado en el establecimiento de una cronología de las etapas frías a partir de las dataciones obtenidas en la Ribera de Biescas (Peña et al., 2003, 2004), así como en la correlación con las terrazas fluvio-glaciares y fluviales del curso alto y medio del río Gállego (Sancho et al., 2004, 2008; Lewis et al., 2009). Recientemente, esta correlación se ha prolongado hasta el curso bajo, en el sector de confluencia con el río Ebro (Benito et al., 2010). Las dataciones obtenidas mediante OSL han sido soportadas con el desarrollo de suelos y la correlación con datos procedentes del valle del Cinca (Lewis et al., 2009).

RESULTADOS

Como síntesis de los trabajos anteriormente citados, se puede establecer la existencia de testimonios de 4 fases frías de avance y estabilización del glaciar en la Ribera de Biescas, aunque solamente tres de ellas presentan registros morfosedimentarios bien documentados (Fases Sabiñánigo, Aurín 1 y Senegüé). La existencia de una Fase Aurín 2 se basa en algunas dataciones de depósitos

fluvioglaciares, pero cuyas edades guardan tan perfecta correlación con tills mejor conservados y datados en los otros dos valles pirenaicos contiguos (Aragón y Cinca), por lo que la incluimos en esta reconstrucción cronológica.

1. Fase Sabiánigo

Aunque no se conserva la morrena terminal de esta Fase, existe un buen testimonio morfosedimentario de una fase glacial antigua, que es la terraza fluvio-glacial de Sabiánigo Alto (811 m.s.n.m), que contiene una gran cantidad de cantos y bloques con estrías. Desde un punto de vista geomorfológico a esta etapa deben corresponder los restos de la morrena frontolateral de Latas y el posible umbral de Sabiánigo (Peña et al., 2004). La datación con OSL sitúa la terraza de Sabiánigo Alto en 155 ± 24 y 156 ± 10 ka. Esta edad se ve confirmada por la evolución de suelos existentes sobre este nivel, con horizontes Btk-Bkm-Bk bien desarrollados, con un espesor de 161-245 cm, profundidad total de 324-345 cm y un estadio morfológico III⁺ del carbonato (Lewis et al., 2009). Además, las dataciones obtenidas en la terraza fluvial Qt5 a lo largo de los cursos medio (Concilio: 156 ± 22 ka, Gurra: 148 ± 7 ka) y bajo (Villanueva: 147 ± 16 y 133 ± 10 ka, Villamayor: 181 ± 13 y 156 ± 26 ka) del Gállego, refrendan la continuidad de esta etapa hasta la confluencia con el río Ebro (Sancho et al, 2004, 2007; Benito et al., 2010).

2. Fase Aurín

La gravera existente en la confluencia de los ríos Aurín y Gállego ha proporcionado buenos afloramientos para el establecimiento de la edad de este depósito, situado a 780 m.s.n.m. Se han datado arenas fluvio-glaciares asociadas al till de Aurín en 85 ± 5 ka. Las referencias de otras edades en esta zona son escasas exceptuando uno de los depósitos fluvio-glaciares del sector de Sabiánigo datado en 103 ± 7 ka, aunque también hay fechas semejantes en las terrazas del valle del Cinca (Lewis et al., 2009).

3. Fase Aurín 2

En la parte frontal de la morrena de Aurín, se extienden amplias terrazas fluvio-glaciares (polígono industrial y antiguos campo de fútbol y cuartel de Gravelinas) que han aportado edades entre $62,7 \pm 3,9$ y 69 ± 8 ka. Si bien en un primer momento se incluyeron como parte de la fase Aurín (Peña et al., 2005), la datación OSL de las arenas fluvio-glaciares intercaladas en el till de Salinas, en el valle alto del Cinca (Sancho et al., 2003), que han dado edades de $62,7 \pm 3,9$ ka, y también la datación de la morrena M2 de Castiello de Jaca, en el valle del Aragón (García Ruiz et al., 2011) en 68 ± 7 ka parecen indicar que podría tratarse de una etapa claramente independiente de la fase Aurín. Los suelos confirman estas edades ya que los horizontes Bt-Btk presenta un desarrollo moderado, con espesores de 70 a 84 cm, profundidad de 162-192 cm y estadio morfológico II del carbonato (Lewis et al., 2009). Igualmente existe continuidad cronológica con la terraza fluvio-glacial del Hostal de Ipiés, datada en 66 ± 4 ka y el nivel de terraza del Llano de Yeste (74 ± 10 ka) en la depresión de La Peña.

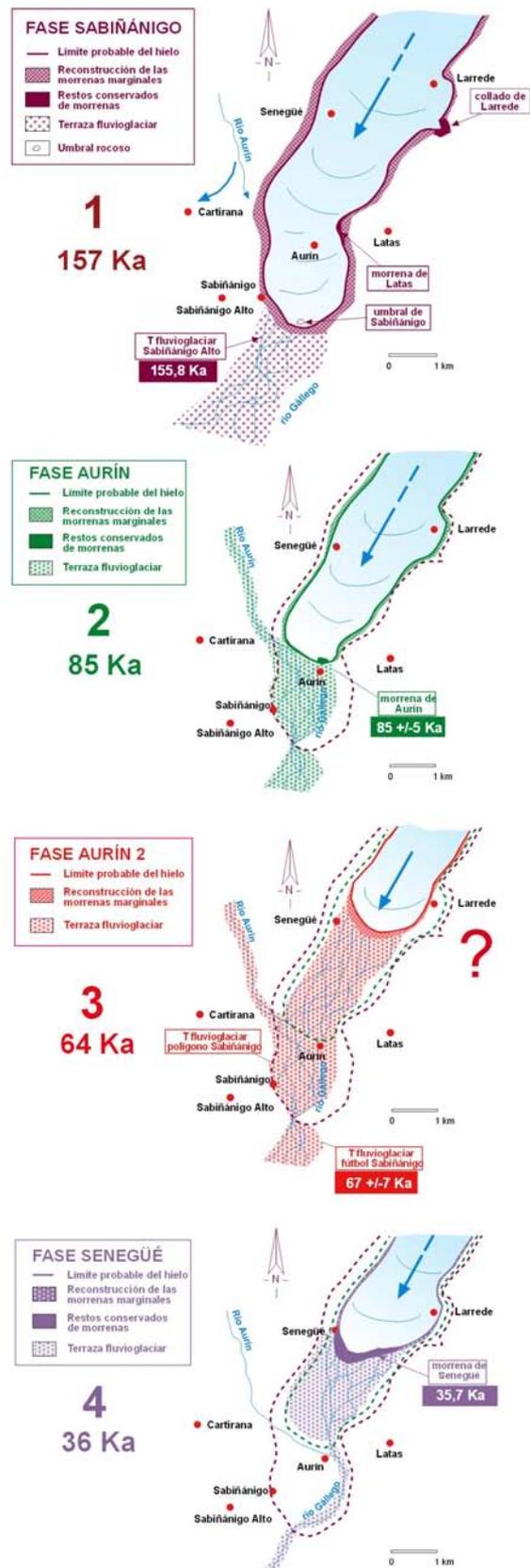


Fig. 2. Esquemas que reconstruyen la posición de la zona terminal del glaciar del Gállego para las 4 etapas diferenciadas.

4. Fase Senegüé

La morrena de Senegüé (833 m.sn.m.) todavía conserva su forma arqueada original y representa la zona terminal de la última fase glacial que alcanzó hasta la Ribera de Biescas. Se han efectuado dos dataciones OSL en niveles arenosos con laminación horizontal intercalados en el till de Senegüé, cuyas edades son: 36 ± 3 y 36 ± 2 ka (Lewis et al., 2009). En el entorno de Sabiñánigo no se han realizado dataciones en ninguna terraza fluvio-glaciar de esta etapa. Sin embargo, en los tramos fluviales medio y bajo se han datado terrazas del Gállego que registran edades de 32 ± 4 , $39,8\pm 5$ y 45 ± 3 ka, en La Peña, Murillo y Erés, respectivamente.

CONCLUSIONES

Las edades obtenidas en los depósitos glaciales y fluvio-glaciales de la zona terminal del Gállego han permitido identificar 4 etapas de estabilización, que corresponden a dos ciclos glaciales:

Ciclo Riss (Saale): 157 Ka MIS 6

Ciclo Würm (Weischel): 85 Ka MIS 5b
64 Ka MIS 4 Heinrich 6
36 Ka MIS 3 Heinrich 4

En el valle del río Gállego, se observa una correlación estrecha entre **etapas glaciares** identificadas en cabecera y **desarrollo de terrazas** fluviales aguas abajo.

El Último Máximo Glacial (LGM) (MIS 2) no ha sido identificado en la zona terminal del Gállego, lo que está de acuerdo con la hipótesis expresada por García-Ruiz et al. (2003) sobre la asincronía en el Máximo glacial en el ámbito pirenaico.

Referencias bibliográficas más recientes

- Benito, G., Sancho, C., Peña, J.L., Machado, M.J. y Rhodes, E. (2010): Large-scale karst subsidence and accelerated fluvial aggradation during MIS6 in NE Spain: Climate and paleohydrological implications. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2694-2704. doi: 10.1016/j.quascirev.2010.06.020
- García-Ruiz, J.M., Valero, B., Martí-Bono, C. y González-Sampériz, P. (2003): Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1), 61-72.
- García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Peña-Monné, J.L., Sancho, C., Rhodes, E.J., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P. y Constante, A. (2011, enviado): Timing of the maximum glacial extent for the last two glacial cycles in the Aragón Valley, Central Western Pyrenees. *Geografiska Annaler* (en prensa)

- Lewis, C., McDonald, E., Sancho, C., Peña J.L. y Rhodes, E. (2009): Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers, NE Spain. *Global and Planetary Change*, 67, 141-152.
- Peña, J.L. Chueca, J. y Lampre, F. (1998). Estado actual del conocimiento del glaciario pleistoceno de la vertiente meridional del Pirineo central. En Las huellas glaciares de las montañas españolas (Gómez-Ortiz, A. y Pérez-Alberti, A., eds.), Univ. Santiago de Compostela, 211-238.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2003): Las morrenas terminales de los valles glaciares del Gállego y Cinca (Pirineo de Huesca). Datos cronológicos. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4, 91-109.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2004): Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gallego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). En J.L. Peña Monné, L.A. Longares Aladrén y M. Sánchez Fabre (eds). *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, Universidad de Zaragoza, 71-84, Zaragoza.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2003). Preliminary dating of glacial and fluvio-glacial deposits in the Cinca River Valley (NE Spain): chronological evidences for the Glacial maximum in the Pyrenees? En: Ruiz Zapata, M.B. et al. (eds.): *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*. Univ. Alcalá de Henares-M^o Ciencia y Tecnología-INQUA.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2004): Registros fluviales y glaciares cuaternarios de las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). *Geo-Guías 1. Itinerarios Geológicos por Aragón*, Sociedad Geológica de España, 181-205, Madrid.
- Sancho, C., Peña, J.L., Benito, G., Lewis, C., MacDonald, E. y Rhodes, E. (2007): Datos cronológicos del sistema de terrazas Pleistoceno medio-superior en la cuenca del río Gállego (Pirineos-Depresión del Ebro). En J. Lario y P.G. Silva (eds.) *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario* (AEQUA y Escuela Politécnica Superior de Ávila, 29-30, Ávila.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. y Rhodes, E. (2008): Actividad glaciar y desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno superior en Pirineos-Cuenca del Ebro. *Geo-Temas*, 10, 763-766.
- Serrano, E. (1998): *Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo aragonés)*. Institución Fernando El Católico, 501 p., Zaragoza.
- Turu, V. et al. (2007): Structure des grands bassins glaciaires dans le nord de la Péninsule Ibérique: Comparaison entre les vallées d'Andorre (Pyrénées Orientales), du Gállego (Pyrénées centrales) et du Trueba (Chaîne Cantabrique). *Quaternaire*, 18(4), 309-325.



EL COMPLEJO MORRÉNICO FRONTAL DEL VALLE DEL ARAGÓN (PIRINEOS MERIDIONALES)

José M. García-Ruiz (1), Carlos Martí-Bono (1), José L. Peña-Monné (2), Carlos Sancho (3), Edward J. Rhodes (4), Blas Valero-Garcés (1), Penélope González-Sampériz (1) y Ana Constante (1).

- (1) Instituto Pirenaico de Ecología, CSIC. Campus de Aula Dei. Apartado 13034, 50080, Zaragoza. humberto@ipe.csic.es.
- (2) Departamento de Geografía. Universidad de Zaragoza, 50009-Zaragoza. jpena@unizar.es
- (3) Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009-Zaragoza. csancho@unizar.es.
- (4) Department of Environmental and Geographical Sciences. Manchester Metropolitan University, Manchester, UK.

Abstract (Terminal morainic complex in the Aragon river, Western Spanish Pyrenees): The Aragon valley includes some of the most representative glacial complexes of the Spanish Pyrenees, studied by some authors since the beginning of the XXth century, although the main questions remained without an answer. As an example, the number of glacial periods represented in the terminal area and the age of the main glacial advances were still unknown. Panzer (1926) was the first author that recognized the presence of terraces and moraines of two different glacial periods, although others, like Barrère (1963) argued that there is evidence for only one glaciation. The main objective of this paper is to study the relations between moraines and fluvial terraces in the terminal glacial complex of the Aragon valley, comparing the OSL dates obtained in this valley with the neighbouring ones.

Palabras clave: Glaciarismo Cuaternario, Pirineos, OSL.

Key words: Quaternary glaciers, Southern Pyrenees, OSL.

INTRODUCCIÓN

El valle del río Aragón presenta algunos de los complejos glaciares mas importantes de los Pirineos españoles, particularmente en su tramo final, donde varios arcos morrénicos frontales escalonados a lo largo de escasos 3 Km se relacionan con terrazas fluviales o fluvio-glaciares, permitiendo formular hipótesis sobre el número de periodos glaciares representados en esta cubeta terminal de Castillo de Jaca-Villanúa.

La campaña de Penck en 1883, donde ya quedaron definidas las líneas generales del glaciarismo pirenaico, dejó aún sin conocer el valle del Aragón, ya que cruzó la divisoria ligeramente más al E, por la cabecera del valle del Gállego. Pero ya desde principios del siglo XX son numerosas las referencias a las morrenas del Aragón, aunque la primera interpretación "actual" es algo posterior (Panzer, 1926). Para este autor, diversas morrenas enlazan con dos terrazas fluvio-glaciares, a 20 y 60 m sobre el cauce actual del río, por lo cual estableció la presencia de dos periodos glaciares en la cubeta terminal del Aragón.

Autores posteriores se movieron en el marco de esta hipótesis (Solé Sabarís, 1941; Llopis Lladó, 1947; Alimen et al., 1957...), hasta que Barrère (1963, 1966) puso en duda el enlace entre la terraza de 60 m y las morrenas, e incluso el mismo carácter fluvio-glaciario de dicha terraza.

Se basaba este autor en lo que ocurría en el valle del Gállego, inmediatamente al E, donde las morrenas terminales quedan claramente por debajo de la terraza de 60 m. A esta hipótesis no era tampoco ajena la controversia, muy en boga en aquellos momentos entre los cuaternaristas franceses, que enfrentaba a monoglaciarios y pluriglaciarios.

Dos nuevos autores intervienen en la polémica sobre el enlace morrenas-terrazas en la cubeta de Castillo, aplicando técnicas de morfometría de

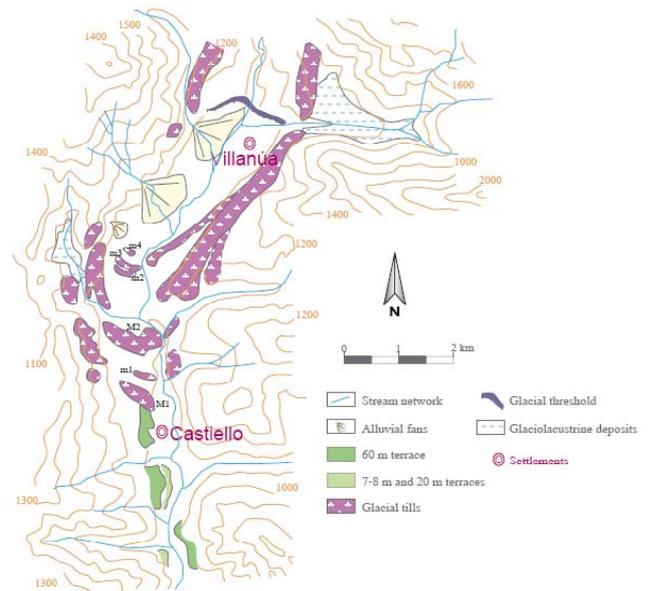


Fig. 1: Cubeta terminal de Castillo de Jaca-Villanúa, con la localización y terminología de las morrenas frontales.

cantos (Höllermann, 1971; Martí Bono, 1973). Ambos coinciden en afirmar las características fluvio-glaciares de la terraza de 60 m, y, aunque de modo menos fehaciente, el enlace de la morrena mas externa (M1) con dicha terraza. Representa pues, en cierto modo, el regreso a la hipótesis de Panzer: dos periodos glaciares representados por dos terrazas (20 m y 60 m), la mas alta enlazando con la morrena mas externa.

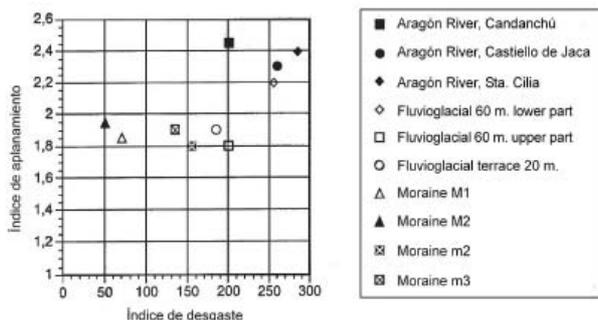


Fig. 2: Relación entre índices de aplanamiento y desgaste en morrenas y terrazas de la cubeta de Castiello. Se observa cómo la parte alta de la terraza de 60 m se agrupa con el fluvio-glacial de 20 m, mientras la parte baja tiene características más fluviales.

CRONOLOGÍA

Las primeras atribuciones de edades a morrenas y terrazas de la cubeta terminal del valle del Aragón se realizaron por comparación con el glaciario de los Alpes, aplicando la terminología alpina (en nuestro caso Riss y Würm), que en diversos trabajos se siguieron empleando hasta los años 70. No se disponía de fechas de cronología absoluta en el valle del Aragón y apenas en el Pirineo meridional, pero eran numerosos quienes opinaban que la máxima extensión del hielo se había alcanzado con anterioridad al LGM global (Martí Bono, 1978). Se basaban en indicios no demasiado concluyentes, como el estado de alteración de los materiales, los procesos edafogénicos sobre morrenas y terrazas, la naturaleza de los complejos morrénicos de altitud, etc. Ya Barrère mantenía que el máximo glaciar en el

con la aplicación de técnicas AMS; Sin embargo, en el río Aragón las dataciones mas coherentes, entre sí y con las de valles vecinos, se han obtenido aplicando técnicas de OSL. Edades obtenidas mediante elementos cosmo-génicos son muy escasas en el Pirineo sudoccidental, por lo que resulta aún prematura la comparación con las obtenidas por otras técnicas.

DATACIONES OSL EN LA CUBETA TERMINAL DE CASTIELLO-VILLANÚA.

Se utilizaron técnicas de luminiscencia opticamente estimulada (OSL) aplicadas en lentejones de arena de dos morrenas y una terraza de la cubeta terminal del valle del Aragón. Se aplicó la metodología Standard de toma de muestras y mediciones del Research Laboratory for Archaeology and the History of Art de la Universidad de Oxford.

En la cubeta de Castiello de Jaca-Villanúa, en un tramo de 3 Km se atraviesan seis arcos morrénicos frontales. Para su identificación se han utilizado las abreviaturas de Llopis Lladó (1947), con dos arcos mayores, primero y tercero (M1 y M2), con sus crestas cercanas a los 1100 m, y 80 m por encima del nivel actual del río. Los demás arcos m1, m2, m3 y m4 son de menor entidad, el primero se localiza entre M1 y M2 y los demás forman una sola unidad morfoestratigráfica aguas arriba de M2. Se tomaron muestras en la morrena mas externa (M1) y en m2, primera del grupo interno. Respecto a las terrazas, una única muestra de la zona de la cubeta corresponde a la terraza fluvio-glacial de 20 m. La terraza de 60 m no presentaba secciones favorables en esta zona. Las dataciones obtenidas son las siguientes:

Terraza fluvio-glacial de 20 m: **68.000±7.000 yr BP.**
Morrena externa M1: **171.000±22.000 yr BP.**
Morrena interna m2: **51.000±4.000 yr BP.**

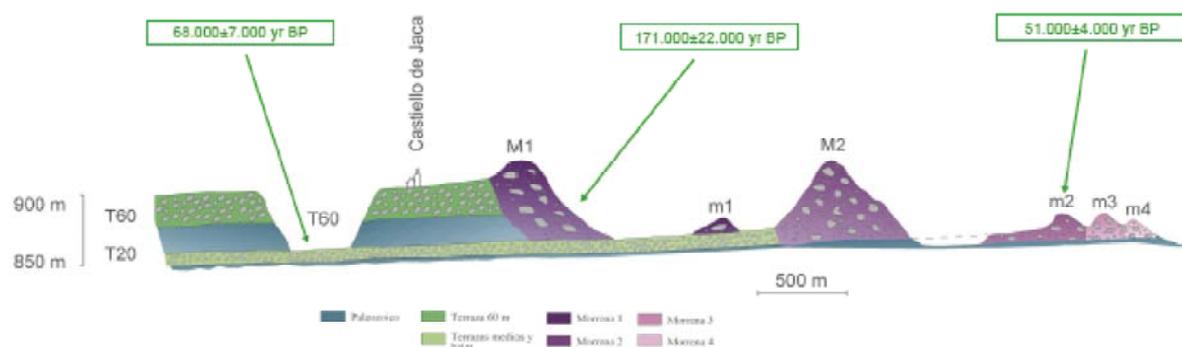


Fig. 3: Disposición esquemática de morrenas y terrazas en la cubeta de Castiello de Jaca-Villanúa (valle del Aragón).

valle del Aragón era rissienne, aunque lo relacionaba con la terraza de 20 m. Este tipo de intuiciones se fueron confirmando mediante dataciones con C14 en el valle del Gállego, localizado 15 Km al E del Aragón, obtenidas en sedimentos de fondo de lago y depósitos de obturación, que demuestran que los frentes glaciares se habían retirado bastantes kilómetros cuando ocurrió la reactivación asociada al LGM (Montserrat, 1992; García-Ruiz et al., 2003; González-Sampériz et al., 2007). Estas dataciones con radiocarbono ya representaron un importante progreso en el conocimiento de la cronología glaciar de la vertiente meridional del Pirineo, particularmente

CONCLUSIONES

La morrena M2, que enlaza con la terraza de 20 m, tendría la edad de esta, 68.000±7.000 yr BP, al igual que m1 (MIS 4), representando el momento de máxima expansión del hielo durante el último periodo glaciar.

Las morrenas m2 y m3 fueron depositadas por una lengua de pequeñas dimensiones, subdimensionada respecto a la cubeta terminal, con abundante circulación de agua y retrabajado de cantos. Se han datado en 51.000±4000 yr BP (MIS 4, 3).

La morrena M1, la mas externa, datada en 171.000±22.000 yr BP debe atribuirse a una glaciación mas antigua (MIS 6).

Queda pues demostrada, en la cubeta terminal del Aragón, la existencia de morrenas frontales de dos glaciaciones, correspondiendo las internas a dos estadios isotópicos diferentes, todos ellos anteriores al MIS 2.

La terraza de 60 m no ha sido datada en la zona de la cubeta terminal. Sus características fluvio-glaciares inducen a pensar en su enlace con la morrena externa, y también las dataciones obtenidas en el Gállego y en el Cinca proporcionan cifras coincidentes para las muestras tomadas en terrazas de 50-60 m con las de la morrena externa M1 (Lewis et al., 2009).

Sin embargo una datación realizada aguas abajo, en la terraza de 60 m (a 20 Km., en la confluencia de los ríos Aragón y Subordán) induce a dudas cuya solución requiere un estudio detallado de la sustitución altitudinal de unas terrazas por otras, así como un aumento del número de dataciones; la edad de esta terraza de 60 m en Javierregay es 263.000±21.000 yr BP.

REFERENCIAS

- Alimen, H., Fontbote, J.M. & Sole Sabaris (1957). Livret guide de l'excursion N1, Pyrénées : 107 p. V Congrès International INQUA. Madrid-Barcelona 1957.
- Barrère, P. (1963). La période glaciaire dans l'Ouest des Pyrénées centrales franco-espagnoles. Bulletin de la Société Géologique de France, 7 (5): 516-526.
- Barrère, P. (1966). La morphologie quaternaire dans la region de Biescas et de Sabiñánigo. *Bull. Assoc. Franç. Etud. Quat.* 2 : 83-93
- García-Ruiz, J.M., Valero-Garcés, B.L., Martí-Bono, C. & González-Sampériz (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18 (1): 61-72.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. & Dedoubat, J.J. (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66: 38-52. Unpublished Ph. D., Universitat de Barcelona, Barcelona, 254 pp.
- Höllermann, P. (1971). Zurundungsmessungen an Ablangerungen im Hochgebirge. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Suppl. Bd 12: 205-237.
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L. & Rhodes E.J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67: 141-152.
- Llopis-Lladó, N. (1947). El relieve del Alto Aragón. *Pirineos*, 5: 81-166.
- Martí-Bono, C. (1973). Nota sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón. *Pirineos*, 107: 39-46.
- Martí Bono, C.E. (1977). Altos valles de los ríos Aragón y Gállego. *Trabajos Neógeno-Cuaternario* 6:337-348.
- Martí Bono, C.E. (1978). Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental. *Estudios Geográficos* 153: 473-493.
- Martí-Bono, C. (1996). El glaciario cuaternario en el Alto Aragón occidental. Ph.D., Universitat de Barcelona. 254 pp.
- Martí-Bono, C. & García-Ruiz, J.M., eds. (1994): El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones. Geofoma Ediciones, Logroño, 242 pp.
- Montserrat, J. (1992). Evolución glacial y postglacial del clima y la vegetación en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinológico. Instituto Pirenaico de Ecología, Zaragoza, 147 pp.
- Panzer, W. (1926). Talentwicklung und Eiszeitklima im nordostlichen Spanien. *Abhandlungen der Seckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 33 (2): 1-155.
- Sancho, C., Peña, J.L., Lewis, C., McDonald, E. & Rhodes, E. (2008). Actividad glacial y desarrollo de terrazas durante el Pleistoceno Superior en Pirineos – Cuenca del Ebro. *Geo-Temas*, 10: 763-766.
- Solé Sabaris, L. (1941). La Canal de Berdún. *Primera Reunión de Estudios Geográficos*. Publ. Inst. J.S. Elcano: 113-160. Madrid.



Serveis Tècnics & Científics

Geofísica, Geotècnia, Hidrogeologia, Paleontologia,
Zoologia, SIG, Termografia IR, Escàner 3D

Technical & Scientific Services

Geophysics, Geotechnics, Hydrogeology, Paleontology,
Zoology, GIS, IR Thermography, Scanner 3D

GEOTERNA SL

c/Juvenal 36, local 1
08206 Sabadell

Tel. 937 24 48 26 - 659 11 97 95

<http://sites.google.com/site/geoternas/home>
geoterna@gmail.com



GEOLOGICA JACETANIA

Geofísica

Prospecció elèctrica (SEV, tomografia)

Prospecció sísmica (Refracció, Tomografia, MASW & REMI)

Sondeig ressonància magnètica (MRS)

Geophysics

Electrical prospection (SEV, tomography)

Seismic prospection (Refraction, tomography, MASW & REMI)

Magnetic Resonance Soundings (MRS)

C Geologica Jacetania SLU

Camino Passarrés s/n

22760 Bailo (Huesca)

Tel. 974 37 76 00 - 689 38 45 44

www.geologicajacetania.com

xros@icog.es