

ENDOKARST Y GLACIARISMO EN EL VALLE DEL IRUÉS (MACIZO DE COTIELLA, PIRINEO OSCENSE): EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DURANTE EL CUATERNARIO

Ánchel BELMONTE^{1,2}
Carlos SANCHO¹

RESUMEN.— En el valle del Irués, situado al oeste del macizo de Cotiella, se encuentran interesantes depósitos cuaternarios de origen glacial además de registros sedimentarios endokársticos. El estudio detallado de dos de sus cavidades (Lasgüeriz y Pot au Feu), la datación de varios espeleotemas y la interpretación de sus morfologías de manera conjunta con las glaciaciones del exterior permiten establecer un marco cronológico de la evolución del relieve en este sector del macizo. Las dos cavidades, especialmente Lasgüeriz, tienen un origen antiguo, con circulación vadosa ya en el MIS 12. Las fases constructivas (MIS 10-11, MIS 7, MIS 5 y MIS 1) se alternan con las etapas frías, representadas por distintos *tills* pertenecientes a las glaciaciones Sabiánigo (MIS 6) y Salinas (MIS 4).

ABSTRACT.— Irués valley, located in the western part of Cotiella massif, hosts interesting quaternary morphosedimentary records including glacial deposits as well as endokarstic sediments. Detailed studies of two caves (Lasgüeriz and Pot au Feu), the dating of several speleothems and the interpretation of their morphologies combined with the valley's glacial features; let us provide a chronological frame for the relief evolution of the area. Both caves, specially Lasgüeriz, have a quite old origin, with vadose circulation already in MIS 12. Constructive phases (MIS 10-11, MIS 7, MIS 5 and MIS

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12. E-50009 ZARAGOZA. anchelbr@unizar.es, csancho@unizar.es

² Asociación Científico Espeleológica Cotiella. Plaza Mayor, 1. E-22367 PLAN (Huesca).

1) alternate with colder stages, represented by different tills belonging to Sabiñánigo (MIS 6) and Salinas (MIS 4) phases.

KEY WORDS.— Endokarst, glacial features, Quaternary, Cotiella massif, Pyrenees.

INTRODUCCIÓN

El paisaje del Pirineo es el resultado de la actuación de procesos morfo-genéticos muy variados (PEÑA, 1995). Las alternancias entre fases climáticas frías y cálidas que se han registrado durante el Cuaternario en el Pirineo (LEWIS y cols., 2009; MORENO y cols., 2013) han condicionado la preponderancia de la morfogénesis glacial y kárstica, respectivamente, en los altos macizos calcáreos del centro de la cordillera.

Los espeleotemas se forman preferentemente bajo condiciones templadas y húmedas (FORD y WILLIAMS, 2007). La facilidad para su datación que ofrece el método del U / Th (DORALE y cols., 2004) permite identificar etapas con las mencionadas condiciones climáticas. Por otro lado, los hiatos dentro de un espeleotema, o la detección de periodos de tiempo con ausencia de precipitación, indican etapas frías y de reducida disponibilidad hídrica.

Los sedimentos glaciares distribuidos por la cordillera han permitido definir la extensión de distintas fases glaciares (GARCÍA RUIZ y MARTÍ BONO, 1994; CHUECA y cols., 1998). Además, la introducción de técnicas de datación como la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) ha hecho posible asignar un marco cronológico a varias de esas fases (SANCHO y cols., 2003; PEÑA y cols., 2003; LEWIS y cols., 2009; GARCÍA RUIZ y cols., 2012).

El uso conjunto de marcadores de etapas frías y cálidas permite, pues, reconstruir la evolución del relieve, especialmente en aquellas zonas donde los procesos glaciares y kársticos han actuado. Es el caso del macizo de Cotiella, en el que coexisten morfologías de ambos tipos (BELMONTE RIBAS, 2001). El estudio se ha centrado en el valle del Irués, donde se ubican interesantes formas erosivas y deposicionales de origen glacial junto con varias cavidades endokársticas como la Esplugu Alta de Lasgüeriz (anteriormente conocida como 5 de Agosto) y la cavidad Pot au Feu. En el presente artículo se presenta una descripción de morfologías kársticas y glaciares del Irués, ordenadas en el tiempo gracias a los datos cronológicos de once

espeleotemas de ambas cuevas y con referencia a las fases frías datadas en el conjunto del Pirineo y ámbito mediterráneo.

SITUACIÓN GENERAL

Situación geográfica

El valle del Irués, en el sector occidental del macizo de Cotiella, se ubica en la comarca de Sobrarbe (provincia de Huesca), dentro del Pirineo central (fig. 1). El río Irués es afluente del Cinca por su margen izquierda, aguas abajo del Paso de las Debotas y junto a las localidades de Lafortunada y Badaín.

El valle queda enmarcado al norte por la Peña Lierga (2267 metros) y el collado de Santa Isabel (1528 metros), al noreste por el pico de Mobisón Gran (2603 metros) y la Punta de Lacués (2286 metros), y al este por la Punta Pegolera (2252 metros), y su fondo se sitúa a 780 metros.

El clima en el conjunto del macizo es continental perimediterráneo (IZARD y cols., 1984). En la tabla I se exponen algunos datos de precipitaciones y temperaturas en localidades próximas al valle del Irués.

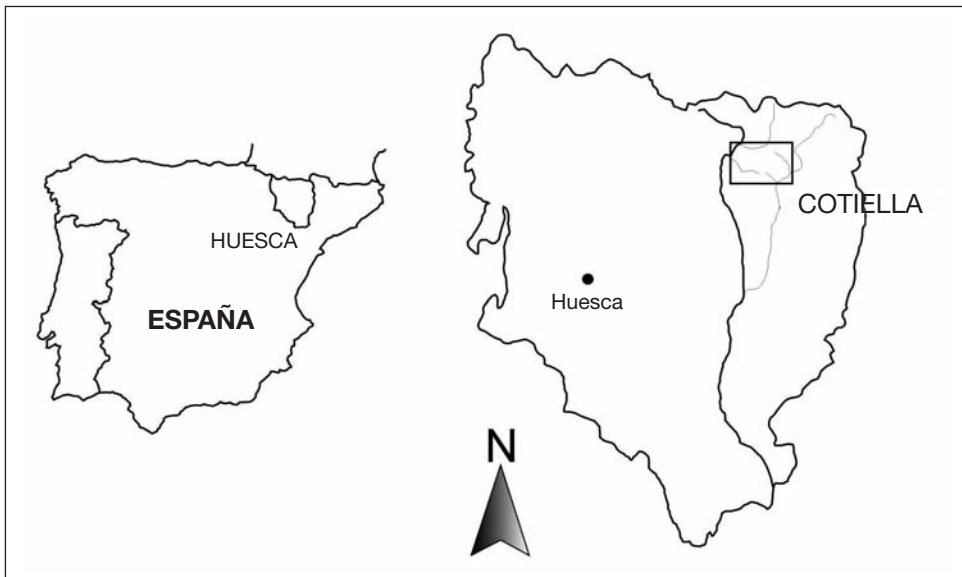


Fig. 1. Situación geográfica de la zona de estudio.

Tabla 1. Datos meteorológicos de algunas localidades próximas a la zona de estudio.

	<i>Temperatura media anual (°C)</i>	<i>Precipitación media anual (mm)</i>
Plan d'Escún (1100 m)	8,9	1413
Salinas de Sin (760 m)	10,4	1284

Dado lo abrupto del relieve y la variedad de condiciones topoclimáticas que se presentan, resulta difícil caracterizar con detalle el clima en las zonas altas del macizo. Para las precipitaciones, estudios realizados por DEL VALLE (1997) en las cuencas altas del Ara, Cinca y Cinqueta permiten estimar un gradiente de 30,1 milímetros / 100 metros, lo que implica unas precipitaciones en el entorno de Lasgüeriz de 1580 y 1760 milímetros en la zona epikárstica correspondiente, a más de 2200 metros de altitud.

Para las temperaturas, y a partir de datos de observatorios y propios, hemos calculado un gradiente de 0,44 °C / 100 metros. Eso cifra una temperatura media anual de 6,6 °C en el entorno de la cueva y de algo menos de 4 °C en el área epikárstica.

Situación geológica

El macizo de Cotiella se sitúa en el extremo noroccidental de la Unidad Surpirenaica Central (SÉGURET, 1972) (fig. 2) y es parte del gran manto de corrimiento del mismo nombre.

La zona de estudio presenta dos unidades diferenciadas. Por un lado, bajo la superficie del manto de Cotiella, materiales autóctonos terciarios compuestos por margas y margas calcáreas de edad paleocena y eocena, respectivamente, que afloran en la parte baja del valle del Irués.

Sobre la superficie del manto se ubica un importante espesor de calizas de la formación Baziero, del Santoniense inferior, y que se engloban en la lámina cabalgante de Cullubert (MARTÍNEZ PEÑA, 1991), constituyendo los relieves montañosos que flanquean el valle.

Geomorfológicamente predominan los modelados glaciar, kárstico, periglacial y torrencial, superpuestos a una base marcadamente estructural (fig. 3). Existen hasta cuatro artesas desigualmente desarrolladas en el valle principal y sus afluentes, con varios complejos sedimentarios glaciares y fluvio-glaciares proximales. En la zona media del valle se encuentra el barranco

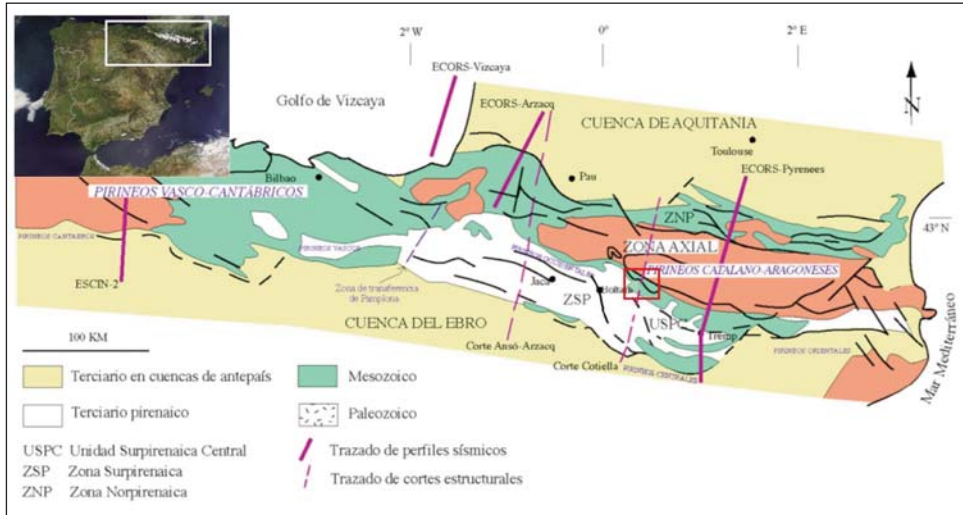


Fig. 2. Situación geológica del macizo de Cotiella en el orógeno pirenaico.

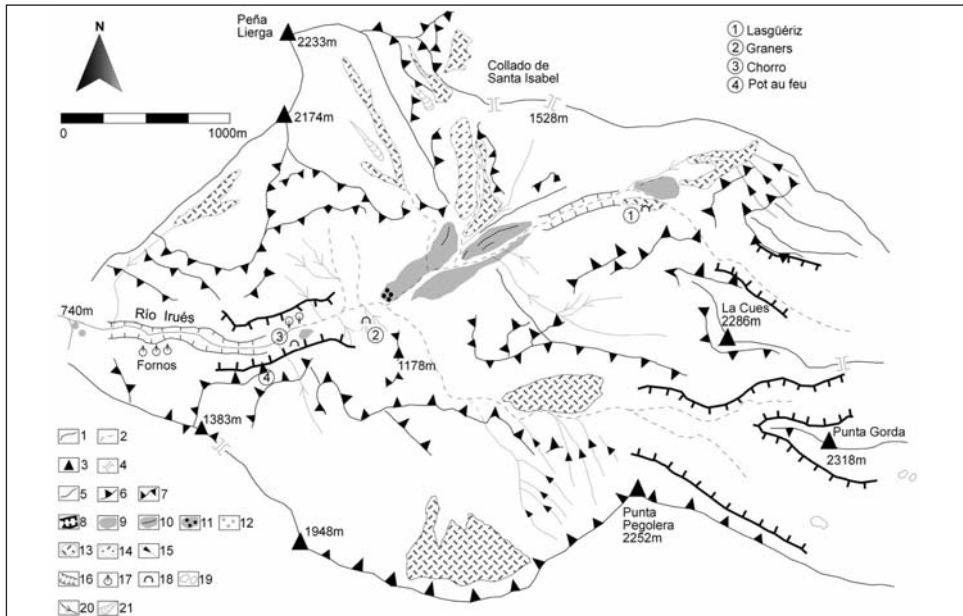


Fig. 3. Mapa geomorfológico del valle del Irués: 1. Curso de agua permanente. 2. Curso de agua discontinuo. 3. Pico. 4. Collado. 5. Divisoria. 6. Escarpe. 7. Cresta. 8. Artesa. 9. Till. 10. Morrena. 11. Sedimentos fluvio-glaciares. 12. Bloques erráticos. 13. Canchal. 14. Derrubio estratificado. 15. Canal de aludes funcional. 16. Barranco fluvio-kárstico. 17. Surgencia. 18. Cueva. 19. Dolinas. 20. Arroyada concentrada. 21. Debris flow.

fluviokárstico de las gargantas del Irués, así como el importante sistema de surgencias de Fornos, que drenan actualmente una gran parte del endokarst de Cotiella y que se conectan con el Chorro y Graners, actuando estos a modo de *trop-plein* en caso de caudales elevados. Las laderas alojan numerosas canales con incisiones lineales y frecuentes *debris flows* canalizados. Además, se reconocen depósitos fósiles de origen periglacial, tanto estratificados como simples canchales que suelen estar afectados por coladas de derrubios de gran recorrido (BELMONTE RIBAS, 2001).

MORFOLOGÍA GLACIAR DEL VALLE DEL IRUÉS

El macizo de Cotiella ha sido durante las fases frías del Cuaternario un importante foco de actividad glaciaria. La labor morfogenética de sus aparatos glaciares se sumó a la de la vecina lengua glaciaria del Cinqueta, una de las más importantes del Pirineo meridional.

En el entorno de la zona de Lasgüeriz se encuentran numerosas evidencias erosivas y deposicionales de una intensa actividad glaciaria que, aun a falta de dataciones absolutas, podemos calificar de polifásica (fig. 3).

El área fuente de hielo más cercana era el gran circo polilobulado de Es Leners o Entremón (fig. 4).

Desde esta zona se evacuaba el hielo hacia el valle del Irués mediante dos artesas que salvaban el inmenso escalón estructural que comunica el replano de altura con el bajo fondo del valle. Son las artesas de Gradiello y Azitolar. Una tercera artesa se ubica sobre el actual barranco fluviokárstico del Irués y es bien visible desde el collado de Santa Isabel.

Además de estas formas erosivas, la lengua de Gradiello ha formado varios depósitos *tillíticos* de interés. En su margen derecha, y cerca del fondo del valle, se localizan dos cordones morrénicos laterales y un gran depósito que consta de dos partes. La primera es un *till* de ablación que alterna en sección vertical con depósitos de características glaciolacustres, relacionados con la fusión de lentejones de hielo muy próximos a la terminación del glaciario. Lateralmente y a techo del depósito va pasando a ritmitas glaciolacustres con eventuales pasadas de gravas y arenas con *ripples*. Algo más abajo hay un gran depósito fluvioglaciario proximal cercano al punto donde desemboca el barranco de Azitolar en el cauce del Irués.

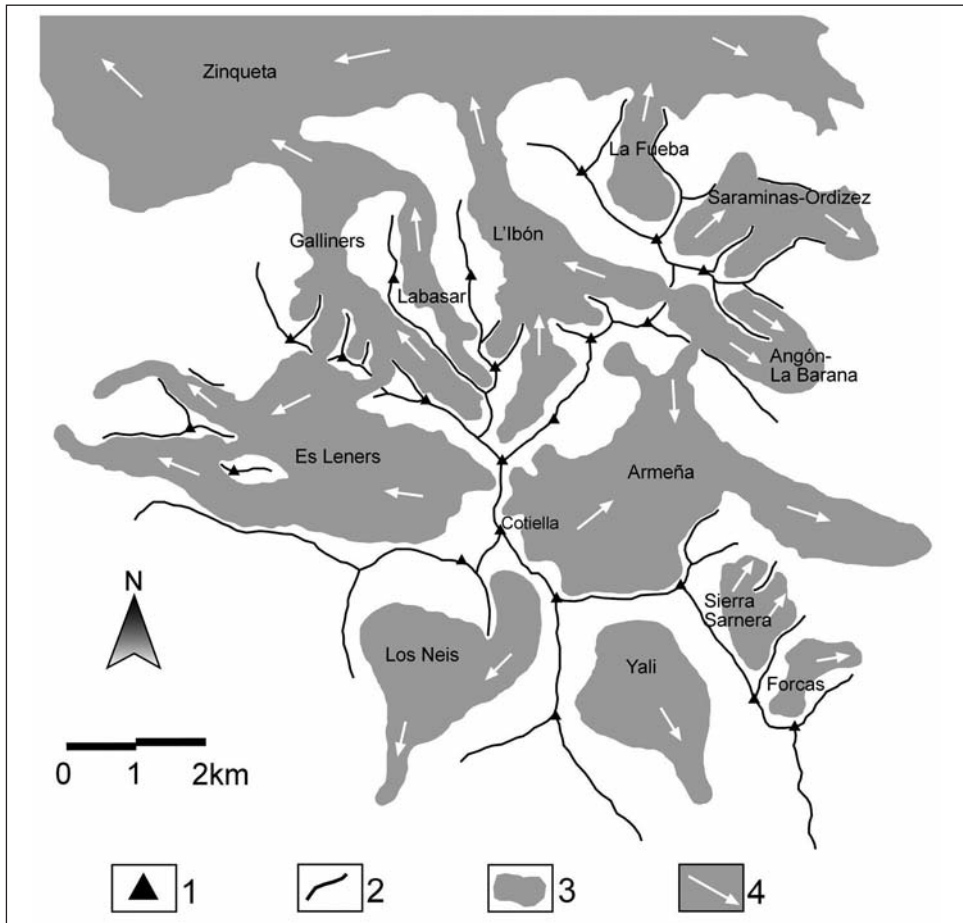


Fig. 4. Extensión del glaciario en el macizo de Cotiella durante el último máximo glacial pirenaico (fase Salinas, MIS 4) (BELMONTE RIBAS, 2003): 1. Cumbres principales. 2. Divisoria. 3. Glaciares. 4. Dirección del flujo de hielo.

En el área próxima al Chorro de Fornos existe un retazo de morrena adosado a la margen izquierda del valle, situado a 1 kilómetro del conjunto anteriormente descrito. Debido a la proporción de finos podemos clasificarlo como un *till* subglaciar.

Por último, sobre un espolón rocoso que domina la desembocadura de la Garona Os Molinos, en el Irués (área del vado del Irués), existe un depósito de grandes bloques calcáreos que interpretamos como bloques erráticos.

El examen de los diferentes depósitos torrenciales que se encuentran a lo largo del valle del Irués, especialmente en su tramo medio y alto, ha mostrado un elevado número de cantos de granito y de litologías metamórficas procedentes de la cabecera del valle de Chistau, que se engloba dentro de la zona axial pirenaica.

Este hecho indica que la lengua glaciaria del Cinqueta rebasó el collado de Santa Isabel, convertido en un collado de difluencia, emitiendo un lóbulo hacia el Irués que confluyó con seguridad con los hielos autóctonos que descendían del circo del Entremón.

CAVIDADES DEL VALLE DEL IRUÉS

Si bien en este valle se han localizado y explorado diversas cavidades, dos han sido objeto de estudios geológicos más detallados, incluyendo dataciones de espeleotemas: la Espluga Alta de Lasgüeriz y la cavidad Pot au Feu (fig. 3).

Características generales de la Espluga Alta de Lasgüeriz

La Espluga Alta de Lasgüeriz se ubica a 1664 metros de altitud. Sobre la cavidad el espesor máximo de calizas es de 600 metros (Punta de Lacués, 2286 metros) (fig. 5). En la zona más alta, sobre las calizas, hay una débil cubierta de suelo con prado de alta montaña. El cantil que comunica la zona culminante con la entrada de la cueva se escalona en distintas fajas con pequeños bosques de pino negro.

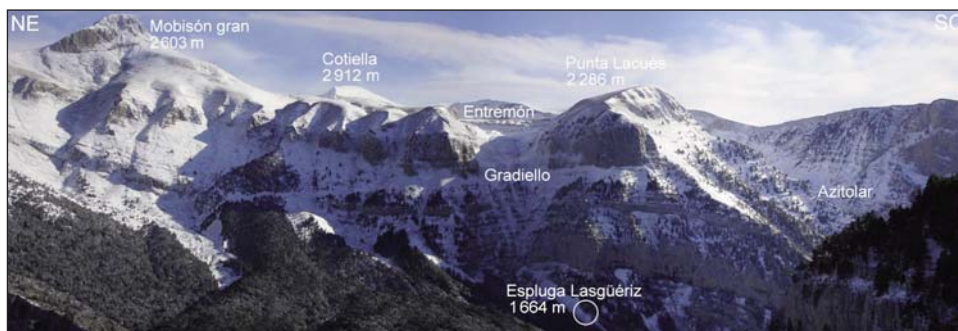


Fig. 5. Situación de la Espluga Alta de Lasgüeriz, en el macizo de Cotiella.

La zona epikárstica está ubicada sobre una extensa superficie de origen estructural. Se trata del rellano de bloque superior de la lámina de Cullubert. Además, durante las fases glaciares frías del Cuaternario, el Entremón funcionó como una enorme zona de acumulación de hielo que se evacuaba por dos artesas. La actividad glaciaria es la única responsable de la poco marcada red de drenaje que se observa en dicha zona.

La infiltración del agua aprovecha las numerosas dolinas, zanjones y entradas a cavidades, que tras las campañas de investigación de 2013 han alcanzado los 975 metros de profundidad en la sima del Sabbat (Ramón Queraltó, comunicación personal).

La cavidad de Lasgüeriz tiene una longitud de 941 metros y su desnivel es de 50 metros (fig. 6). Morfológicamente se trata de una *watertable cave* (según la clasificación de FORD y WILLIAMS, 2007). Está excavada en las calizas con nódulos de sílex de la formación Baziero (Santoniense).

En general, la cueva es un gran tubo freático que presenta en numerosos tramos una incisión vadosa de dimensiones métricas, con una alta variedad de secciones (fig. 6) y sin salas de importancia. La galería principal oscila entre los 4 y los 8 metros de anchura, con una altura máxima de 6, mientras que las incisiones vasosas, a menudo meandriformes, poseen una profundidad en torno a los 2 metros, con una anchura de entre 1 y 2 metros.

A partir del conducto principal se localizan cuatro derivaciones. Hay dos pozos verticales de 32 y 40 metros que carecen de continuidad y tres pequeñas galerías de débil pendiente y escaso recorrido de las que la más próxima a la boca finaliza en un lago estacional.

En términos generales, la Espluga Alta de Lasgüeriz es una cueva de escasa ornamentación, rasgo común al conjunto de las cavidades de Cotiella. Sin embargo, y aunque en pequeña cantidad, sí puede encontrarse cierta variedad de depósitos tanto detríticos (autóctonos y alóctonos) como químicos.

El principal grupo de espeleotemas son los compuestos por calcita (CaCO_3). Los más abundantes son las estalactitas, a menudo distribuidas por el techo de las galerías siguiendo el trazado de diversas fracturas. En determinados sectores de la cueva, más húmedos, existen macarrones que presentan un débil goteo y que, por tanto, son activos en la actualidad.

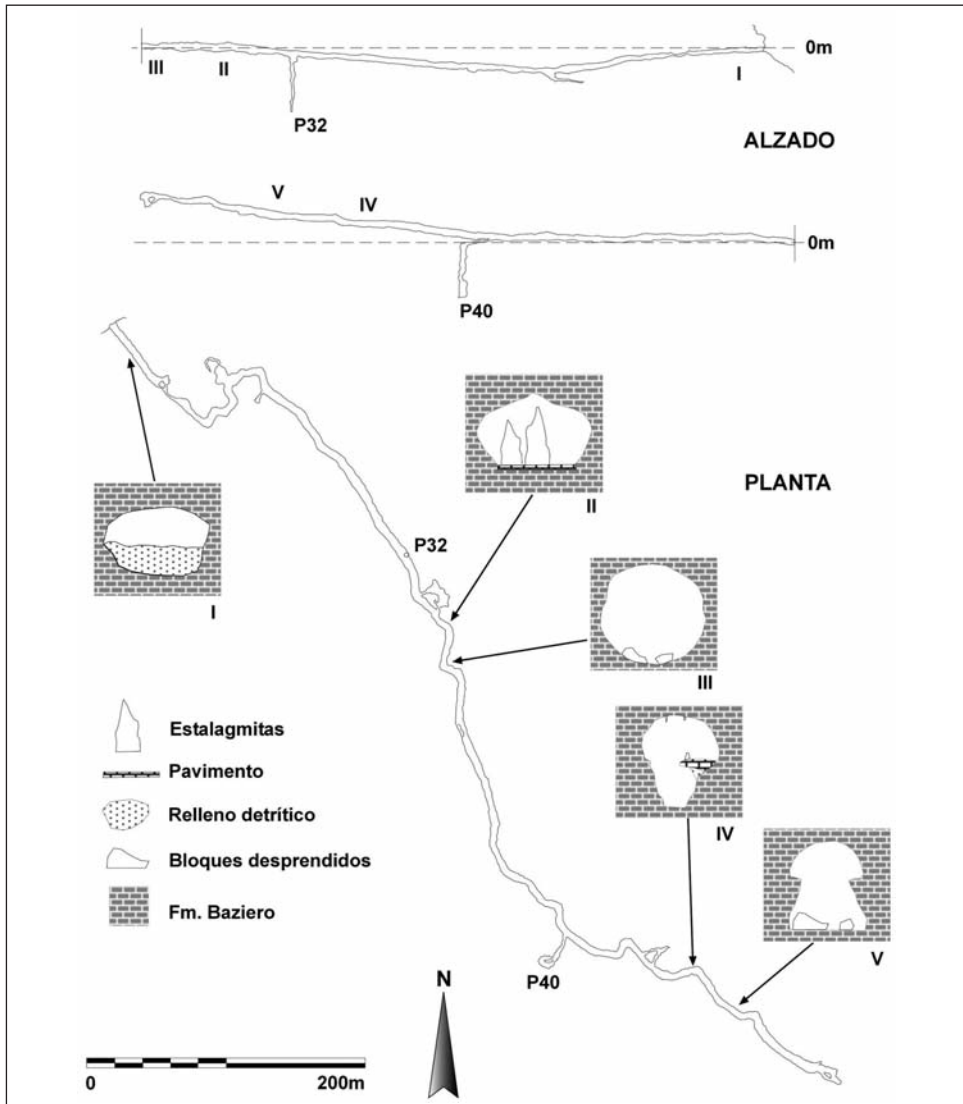


Fig. 6. Planta y alzado de la Espluga Alta de Lasgüeriz (fuente: Carles Pons, ACEC).
Sobre la planta se han situado diversas secciones del conducto principal.

Las estalagmitas, sin embargo, presentan una variedad morfológica mucho mayor. Los tamaños oscilan entre una decena de centímetros y los casi 4 metros de la más alta, cuyo diámetro basal está próximo a 1 metro. Esta se encuentra junto a otra próxima a los 3 metros de altura. Las dimensiones de

estas estalagmitas no guardan ninguna proporción de tamaño con el resto de espeleotemas de la cueva. Su estructura en *pastel* indica un origen polifásico de las mismas.

Es frecuente que las estalagmitas de la cavidad no posean un perfil continuo, sino con estrangulamientos y abombamientos. Este rasgo se pone en relación con cambios ambientales en las condiciones de formación (JENNINGS, 1981).

En muchas zonas de la cueva, el suelo está constituido por un pavimento calcáreo cuyo espesor medio es de unos 40 centímetros. Con frecuencia presenta agrietamientos y colapsos. En algunos sectores casi ha desaparecido por completo, restan fragmentos adosados a las paredes de la galería principal e incluso un puente de roca. Como se comentará más adelante, la situación de este pavimento ayuda a ordenar estratigráficamente los distintos depósitos que se encuentran en la cavidad.

Un segundo conjunto de espeleotemas está formado por yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), restringido al sector central de la galería principal y con una menor variedad morfológica que los de calcita. Aparecen rellenando fisuras, formando costras que tapizan las paredes, como concreciones amorfas y en flores de tamaño centimétrico.

Los depósitos detríticos, tanto autóctonos como alóctonos, son abundantes en muchos sectores de la cavidad. Existe una gran cantidad de depósitos autóctonos debidos a desprendimientos del techo y las paredes de la cueva. Sus depósitos, variados en extensión y tamaño de los clastos, se encuentran por casi toda la cavidad.

Un segundo tipo de depósitos autóctonos son los originados por los cursos fluviales que han discurrido al finalizar la etapa freática. Cuantitativamente son menos importantes que los anteriores y constituyen el testigo del relleno sedimentario que llegó a ocupar la casi totalidad de la incisión vadosa en numerosos puntos de la cueva, cuya posterior erosión generó un vacío que provocó el colapso del pavimento suprayacente. Normalmente son depósitos de cantos angulosos empastados en una matriz arenosa-arcillosa. Hay que destacar un gran depósito de gravas de procedencia tanto local como externa a la cavidad y en el que abundan los cantos de sílex, más resistentes que los de la caliza autóctona. Dicho depósito colmata un gran

sumidero lateral por el que drenó en algún momento la Espluga Alta de Lasgüeriz. Entre todos los cantos que se observan hemos encontrado uno de granito, con un recubrimiento parcial de calcita, de gran interés a la hora de plantear consideraciones paleoambientales.

Características generales de la cavidad Pot au Feu

Situada a 997 metros de altitud, se trata de una cueva aún en proceso de exploración y topografía. Se desarrolla en el núcleo del anticlinal de Baquerizal, en una zona fuertemente tectonizada donde alternan escamas de calizas y margas cretácicas y calizas terciarias, próximas a la base del manto de Cotiella. En el exterior de la cavidad se observa un relieve escalonado de origen estructural. La vertical de la cavidad está constituida por los llanos de Napiñals, a 1550 metros de altitud, cubiertos por prado y bosques de pino negro.

Se encuentra sobre el nivel activo del sistema de drenaje del macizo de Cotiella, formado por las surgencias de Fornos y los *trop-pleins* del Chorro y Graners. El interior del Pot au Feu presenta una sucesión de *loops* donde se alternan tubos de circulación forzada de distintos diámetros, ascendentes y descendentes, con cortos tramos horizontales y salas de pequeño tamaño. Algunas de estas salas están muy ornamentadas, con estalagmitas de hasta 1,5 metros de altura y 25 centímetros de diámetro. La ausencia de sedimentos detríticos es casi general, a excepción de algunos niveles de finos de tipo *slack-water*. La preservación de numerosas estalactitas excéntricas en salas de cotas bajas indica que la cavidad ya no se inunda.

Dataciones

Un total de once espeleotemas fueron muestreados en ambas cavidades entre los años 2006 y 2008 bajo los criterios de máxima representatividad morfosedimentaria y mínimo impacto en las cavidades. Siete espeleotemas pertenecen a Lasgüeriz y cuatro a Pot au Feu. Todos ellos se dataron mediante el método del U-Th (MORENO y cols., 2013): sus edades se obtuvieron en la Universidad de Minnesota (tabla II), siguiendo la metodología de CHENG y cols. (2009) mediante un ICP-MS (Thermo-Finnegan ELEMENT) o MC-ICP-MS (Thermo-Finnegan Neptune), y en la Universidad de Melbourne (tabla III).

Tabla II. Dataciones de U-Th realizadas en la Universidad de Minnesota.

<i>Cave</i>	<i>Sample ID</i>	^{238}U <i>ppb</i>	^{232}Th <i>ppt</i>	$\delta^{234}\text{U}$ <i>measured^a</i>	$[\text{}^{230}\text{Th} / \text{}^{238}\text{U}]$ <i>activity^c</i>
Espluga Lasgüeriz	EL-13 base	446 ± 1	7047 ± 32	43.4 ± 2.7	1.04294 ± 0.00704
Espluga Lasgüeriz	EL-1 base	1980.6 ± 11.0	129 ± 4	348.3 ± 5.0	1.42922 ± 0.00988
Espluga Lasgüeriz	EL-1 top	972 ± 11	525 ± 5	380.9 ± 12.2	1.47386 ± 0.01809
Espluga Lasgüeriz	EL-10 base	240 ± 2	1637 ± 12	1065.9 ± 15.7	0.14762 ± 0.00459
Espluga Lasgüeriz	EL-10 top	328.0 ± 2.5	84 ± 4	1272.0 ± 15.4	0.03990 ± 0.00116
Espluga Lasgüeriz	EL-14 base	847 ± 2	415 ± 10	1012.2 ± 3.4	1.85140 ± 0.01113
Espluga Lasgüeriz	EL-14 top	1071 ± 3	227 ± 10	893.4 ± 3.1	1.70410 ± 0.00864
Espluga Lasgüeriz	EL-2 top	380 ± 1	6038 ± 39	329.4 ± 4.2	1.38073 ± 0.01532
Espluga Lasgüeriz	EL-15 base	305 ± 1	2552 ± 12	1192.6 ± 6.7	0.07634 ± 0.00095
Espluga Lasgüeriz	EL-15 top	360 ± 1	584 ± 6	1271.0 ± 5.6	0.00858 ± 0.00043
Pot au Feu	CT-PF-2 top	154 ± 1	2044 ± 9	948.5 ± 13.3	64.0 ± 1.7
Pot au Feu	CT-PF-2 base	184 ± 1	2042 ± 8	833.4 ± 12.8	80.5 ± 1.6

<i>Cave</i>	$[\text{}^{230}\text{Th} / \text{}^{232}\text{Th}]$ <i>ppm^d</i>	<i>Age uncorrected</i>	<i>Age corrected^{e, e}</i>	$\delta^{234}\text{U}$ <i>initial corrected</i>
Espluga Lasgüeriz	1089.6 ± 8.6	449970.8 ± 48010	449572 ± 47827	154.7 ± 28.1
Espluga Lasgüeriz	362070 ± 10933	382933 ± 21452	382933 ± 21452	1028.0 ± 70.1
Espluga Lasgüeriz	45072.1 ± 521.6	385823.2 ± 43259	385816 ± 43256	1133.4 ± 170.8
Espluga Lasgüeriz	357.5 ± 11.1	8046.7 ± 266	7952 ± 269	1090.1 ± 16.0
Espluga Lasgüeriz	2582 ± 151	1932 ± 58	1928 ± 58	1278.9 ± 15.5
Espluga Lasgüeriz	62348.3 ± 1511.6	190583.4 ± 2666	190578 ± 2666	1734.5 ± 14.5
Espluga Lasgüeriz	132421.7 ± 5831.3	184088.5 ± 2161	184086 ± 2161	1503.2 ± 10.6
Espluga Lasgüeriz	1434.6 ± 18.0	345542.2 ± 22580	345295 ± 22535	874.0 ± 63.1
Espluga Lasgüeriz	150.1 ± 1.9	3849.4 ± 50.0	3739 ± 74	1205.3 ± 6.8
Espluga Lasgüeriz	87.1 ± 4.4	412.1 ± 20.6	391 ± 23	1272.4 ± 5.6
Pot au Feu	0.05163 ± 0.00136	2922.4 ± 80.5	2724 ± 127	955.9 ± 13.4
Pot au Feu	0.05424 ± 0.00115	3267.7 ± 73.7	3092 ± 114	840.7 ± 12.9

Analytical errors are 2s of the mean.

a $^{234}\text{U} = ((^{234}\text{U} / ^{238}\text{U})_{\text{activity}} - 1) \times 1000$.

b ^{234}U initial corrected was calculated based on ^{230}Th age (T), i. e., $d^{234}\text{U}_{\text{initial}} = d^{234}\text{U}_{\text{measured}} \times e^{1234 \times T}$, and T is corrected age.

c $[\text{}^{230}\text{Th} / \text{}^{238}\text{U}]_{\text{activity}} = 1 - e^{-1230T} + (d^{234}\text{U}_{\text{measured}} / 1000) [(1230 / (1230 - 1234))] (1 - e^{-(1230 - 1234)T})$, where T is the age.

Decay constants are $9.1577 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ^{230}Th , $2.8263 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ for ^{234}U , and $1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ for ^{238}U (CHENG *et al.*, 2000).

d The degree of detrital ^{230}Th contamination is indicated by the $[\text{}^{230}\text{Th} / \text{}^{232}\text{Th}]$ atomic ratio instead of the activity ratio.

e Age corrections were calculated using an average crustal $^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ atomic ratio of $4.4 \times 10^{-6} \pm 2.2 \times 10^{-6}$.

Those are the values for a material at secular equilibrium, with the crustal $^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

De casi todos los espeleotemas se hallaron las edades de la base y su terminación superior. En algunas solo fue posible obtener uno de esos valores debido a la antigüedad de las muestras, superiores al alcance máximo del método de datación empleado (500 ka).

Tabla III. Dataciones de U-Th realizadas en la Universidad de Melbourne.

Cueva	Muestra	N.º de laboratorio y fecha	U(ngg-1)	$[^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}]^a$
Espluga Lasgüeriz	5A-16-1 0 cm	UMA03410 Jul-2010	310	0.1116(09)
Espluga Lasgüeriz	5A-16-3 10 cm	UMA03412 Jul-2010	348	0.0225(07)
Pot au Feu	CT-PF 1 top	UMA03083 Nov-2009	109	0.0216(09)
Pot au Feu	CT-PF 1 base	UMA03082 Nov-2009	84	0.0549(20)
Pot au Feu	CT-PF 3 top	UMA03087 Nov-2009	53	1.406(08)
Pot au Feu	CT-PF 3 21 cm	UMA03084 Nov-2009	116	1.533(09)
Pot au Feu	CT-PF 3 base	UMA03086 Nov-2009	209	1.436(06)
Pot au Feu	CT-PF 4 top	UMA03090 Nov-2009	71	1.0469(77)
Pot au Feu	CT-PF 4 base	UMA03089 Nov-2009	67	1.2707(87)

Cueva	$[^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}]^a$	$[^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}]$	$[^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}]$	Edad(ka) ^b	$[^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}]^c$
Espluga Lasgüeriz	2.1582(37)	0.0040(01)	27.7	5.59(.09)	2.1766(37)
Espluga Lasgüeriz	2.1949(42)	0.0057(02)	3.9	0.867(.11)	2.1978(42)
Pot au Feu	1.5703(41)	0.00845(49)	2.6	0.98(.25)	1.5719(41)
Pot au Feu	1.5331(92)	0.02008(78)	2.7	2.67(.60)	1.5372(92)
Pot au Feu	1.3385(46)	0.0108(04)	13.0	364(16)	1.95(04)
Pot au Feu	1.3869(41)	0.1311(63)	11.7	529(62)	2.74(30)
Pot au Feu	1.2674(27)	0.2551(80)	5.6	n / a	n / a
Pot au Feu	1.9595(45)	0.0695(21)	15.1	74.1(1.7)	2.1838(72)
Pot au Feu	1.7972(59)	0.0824(53)	15.4	114.1(2.4)	2.1018(95)

a Activity ratios determined after HELLSTROM (2003) using the decay constants of CHENG *et al.* (2000).

b Age in kyr before present corrected for initial ^{230}Th using eqn. 1 of HELLSTROM (2006) and $[^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}]_i$ of 0.9 ± 0.4 .

c Initial $[^{234}\text{U} / ^{238}\text{U}]$ calculated using corrected age.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para poner en relación las morfologías endokársticas de la Espluga Alta de Lasgüeriz y las glaciares del valle del Irués, asumimos que durante las etapas interglaciares los procesos morfogenéticos dominantes en el interior

de la cueva están relacionados con la circulación de aguas en un régimen térmico suave que hace posible la precipitación de calcita en diversos espeleotemas (HENNING, 1983; DURÁN, 1989). En el exterior dominan los procesos gravitacionales y de arroyada ligados solamente a fuertes tormentas y fusión nival en primavera, ya que el drenaje habitual no es superficial sino subterráneo.

Por el contrario, en las etapas glaciares se produce el descenso en los niveles de fondo de valle por la circulación de los glaciares aprovechando la red de drenaje superficial que ellos mismos han ido elaborando en las distintas fases frías. Se produce el depósito en superficie de distintos sedimentos *tillíticos* y en el interior de las cuevas penetran estacionalmente aguas de fusión glaciár con una importante carga detrítica que puede llegar a obturar la entrada de las cavidades, ralentizándose el flujo interno de agua y produciendo la sedimentación de ritmitas en áreas represadas por *gours*, bloques o simplemente en derivaciones del conducto principal. La precipitación de espeleotemas se detiene por la casi ausencia de agua y de carbono, al estar los fondos de circo ocupados por hielo y sin recubrimiento edáfico. La presencia de las lenguas glaciares ocupando los valles también contribuye a limitar la salida de agua por las surgencias y, por tanto, a hacer más lenta la circulación de agua en el endokarst.

Los fenómenos glaciares en los Pirineos deben entenderse en el marco cronológico de las montañas mediterráneas más que en el de los Alpes, como indican las dataciones de fases frías realizadas hasta ahora (SANCHO y cols., 2003; GARCÍA RUIZ y cols., 2003; PEÑA y cols., 2003; HUGHES y cols., 2006; LEWIS y cols., 2009).

En el conjunto de las cordilleras perimediterráneas se han establecido fases de actividad glaciár en los pisos isotópicos marinos (MIS) 12, 8, 6 y en el intervalo 5d-2 (HUGHES y cols., 2006). En este último intervalo temporal sitúan un último máximo glaciár no centrado en el Último Máximo Glaciár (LGM) de Alpes y del casquete polar ártico en Europa y América del Norte. En correspondencia con estos datos, los Pirineos han registrado avances glaciares en los pisos isotópicos 6 (fase Sabiñánigo, 155,8 ka), transición 5a-5b (fase Aurín, 85-68 ka), 4 (fase Salinas, 62,7 ka) y 3 (fase Senegüé, 35,7 ka), según datos de SANCHO y cols. (2003), PEÑA y cols. (2003) y LEWIS y cols. (2009) (fig. 7).

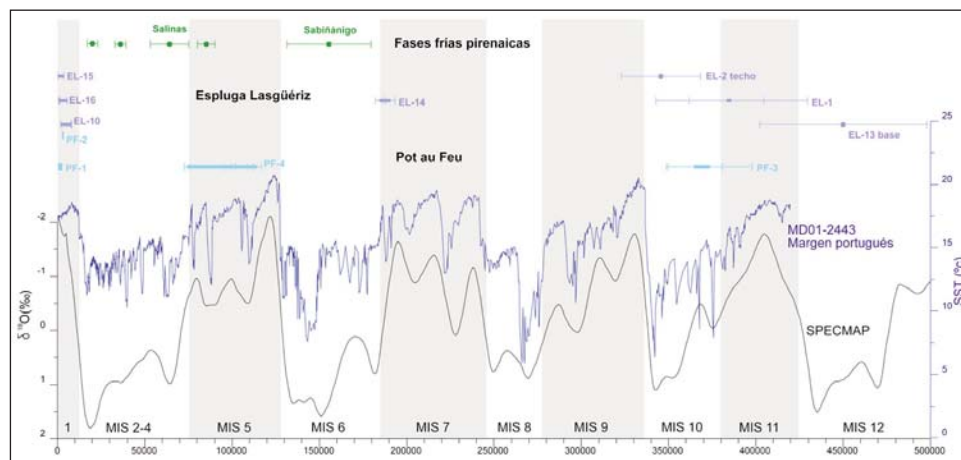


Fig. 7. Periodos de crecimiento de los espeleotemas datados y fases glaciares pirenaicas. Se añaden como referencias la curva SPECMAP (MARTINSON y cols., 1987) y el registro de temperaturas marinas superficiales del margen portugués (MARTRAT y cols., 2007).

No existen dataciones absolutas de los registros sedimentarios glaciares del Irués. Es posible, sin embargo, adscribirlos a dos fases diferentes basándonos en algunas características. Por un lado, el *till* superior del Irués presenta un aspecto más fresco que el inferior y una altitud moderada. Su situación y características, en comparación con otros *tills* del macizo, permiten situarlo tentativamente en el MIS 4, coincidente con el último máximo glaciar pirenaico (fase Salinas), datado en un emplazamiento muy cercano a la zona de estudio (SANCHO y cols., 2003). Por otro lado, los erráticos del vado del Irués y el *till* del Chorro se ubican en cotas muy bajas comparadas con el resto de *tills* de Cotiella (BELMONTE RIBAS, 2003). Presentan un aspecto más alterado y la reconstrucción de la lengua glaciar es de dimensiones notablemente mayores a las del último máximo glaciar pirenaico. Estos datos sugieren que pertenece a una fase anterior de condiciones climáticas más duras, que implicaron un desarrollo mucho más intenso de los glaciares. Lo asignamos, por tanto, a la fase Sabiñánigo (MIS 6).

Los espeleotemas permiten diferenciar varias etapas favorables a su crecimiento en el macizo (fig. 7). La más antigua, representada por las muestras EL-1, EL-2, EL-13 y PF-3, se concentra en torno a los MIS 10 y 11. Los elevados márgenes de error que presentan las dataciones impiden concretar

más este intervalo temporal y justificar de manera precisa que exista precipitación en cuevas de alta montaña durante el MIS 10. La transición gradual entre el MIS 10 y el 11, así como el pequeño número de espeleotemas analizados, pueden explicar este hecho (MORENO y cols., 2013).

Otras etapas de crecimiento identificadas son el MIS 7 (EL-14) y el MIS 5 (PF-4). La estalagmita que representa al MIS 5 concluye su crecimiento prácticamente cuando los glaciares pirenaicos marcan el paso a la fase fría que comienza en el MIS 4 y en la que se registrará el último máximo glaciar pirenaico, concluyendo a finales del MIS 2. La etapa más masiva de crecimiento detectada corresponde al Holoceno (MIS 1, estalagmitas PF-1, PF-2, EL-10, EL-15 y EL-16) y evidencia la completa deglaciación de la zona alta del macizo, la disponibilidad de agua y una actividad biológica mayor asociada a un cierto desarrollo edáfico en los circos y rellanos estructurales altos.

A su vez, la comparación entre las edades de las fases frías de la montaña mediterránea y los crecimientos espeleotémicos indica que la Espluga Lasgüeriz funcionó como un tubo freático, con seguridad, antes del MIS 12, lo cual explicaría también el tamaño que alcanzan las dos grandes estalagmitas de la cavidad. Alguna fase fría previa a la del MIS 12 (HUGHES, 2006) provocó el descenso del nivel de base del valle del Irués, que llevó asociado el comienzo de la incisión vadosa en el interior de la cueva. Un posterior relleno detrítico hizo posible el crecimiento del pavimento que se conserva en numerosos tramos de la cueva, todo ello dentro de un régimen climático más cálido, húmedo, con desarrollo edáfico por encima de los 2100 metros. Sobre el pavimento crecen estalagmitas de un modo no continuo, lo que justifica la estructura abombada que poseen las de mayor tamaño. Los espeleotemas (estalagmitas y pavimento) más antiguos dados parecen señalar esta fase de crecimiento, ubicable, por tanto, en torno al MIS 11 y parte del MIS 10.

El final de una fase fría posterior pudo significar la entrada en el endokarst de grandes cantidades de agua de fusión glaciar, erosionando los rellenos detríticos que sustentaban el pavimento, que acaba colapsando en diversos puntos de Lasgüeriz. También se produjo una entrada de agua de fusión glaciar de fuera hacia dentro, hecho que explica la aparición de granito en un depósito detrítico alóctono del primer tercio de la cavidad. Dado que el

desbordamiento del glaciar del Cinqueta por Santa Isabel es previo a la fase Salinas (MIS 4) y que entre dicho collado y la morrena de Sarabillo hay varios niveles de *till*, proponemos que este depósito se puede formar ligado a la fase Sabinánigo (MIS 6). La confluencia del lóbulo del Cinqueta con las lenguas de Gradiello y Azitolar permite al hielo alcanzar el vado del Irués.

El MIS 5 devuelve al macizo condiciones húmedas y de temperaturas adecuadas para el crecimiento de espeleotemas, como es el caso de la PF-4, al menos en las cavidades bajas del valle, ya que no se ha encontrado ninguna estalagmita de esa edad en Lasgüeriz. El recrudecimiento climático del MIS 4, caracterizado por la fase Salinas, detiene la formación de estalagmitas en las cavidades del valle del Irués y favorece la formación del gran complejo sedimentario de la cabecera del valle, bajo el collado de Santa Isabel. Por último, tras la total deglaciación del macizo coincidente con el MIS 1 se restauran las condiciones propicias para la precipitación en las cavidades estudiadas, que continúa en la actualidad.

CONCLUSIONES

El estudio combinado de morfologías glaciares y kársticas, acompañado de datos cronológicos de espeleotemas de dos cavidades, ha permitido efectuar una ordenación de los principales acontecimientos que han contribuido al modelado del relieve del valle del Irués.

En los últimos 500 ka se tiene constancia de la alternancia de fases climáticas frías con otras de clima más benigno. Esas alternancias han condicionado la preponderancia de distintos agentes morfogenéticos. Durante las fases frías, los glaciares han sido los responsables del modelado del relieve, ahondando y perfilando artesas y depositando restos sedimentarios de distinta importancia. Destacan los restos de la zona final del valle (Chorro – vado del Irués), que se pueden adscribir al MIS 6 y son coincidentes, por tanto, con la fase Sabinánigo. El otro gran conjunto de sedimentos está ubicado en la zona alta del valle y pertenece al último máximo glaciar pirenaico (fase Salinas, MIS 4).

El crecimiento de espeleotemas, propio de condiciones climáticas más cálidas y húmedas, ha sido datado en diferentes etapas. La más antigua se sitúa en torno a los MIS 10 y 11, aunque en la Espluga Lasgüeriz

hay evidencias de actividad constructiva y erosiva anterior, poniendo de relieve la gran antigüedad de la cavidad. Durante los MIS 7 y 5 el clima vuelve a ser propicio para el desarrollo de espeleotemas. La larga fase fría que abarca de finales del MIS 5 hasta el MIS 2 inhibe la precipitación en las cuevas del valle. No es hasta la mejora climática del MIS 1 cuando vuelve a generalizarse la formación de espeleotemas en las cavidades de Cotiella, aún activa en la actualidad.

AGRADECIMIENTOS

Parte de este trabajo ha sido posible gracias a una Ayuda a la Investigación concedida por el IEA en el curso 2006-2007.

Agradecemos la inestimable colaboración de Ana Moreno (IPE, CSIC) en el trabajo de campo, dataciones y discusión de los resultados. Mikel Calle, Pablo Santolaria, Luis Carcavilla, Ramón Queraltó y Carles Pons (ACEC) prestaron una ayuda fundamental en distintas fases del trabajo de campo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BELMONTE RIBAS, Á. (2001). *Análisis geomorfológico del macizo de Cotiella*. IEA. Huesca. 133 pp. Inédito.
- BELMONTE RIBAS, Á. (2003). La extensión máxima del glaciarrismo en el macizo de Cotiella (Pirineo oscense). *Boletín Glaciológico Aragonés*, 4: 69-90.
- BULL, P. (1983). Chemical sedimentation in caves. En A. S. Goudie y K. Pye (eds.), *Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment*: 301-319. Academic Press. Londres.
- CHENG, H., L. R. EDWARDS, J. HOFF, C. D. GALLUP, D. A. RICHARDS y Y. ASMEROM (2000). The half-lives of uranium-234 and thorium-230. *Chemical Geology*, 169: 17-33.
- CHUECA, J., J. L. PEÑA, F. LAMPRE, J. M.^a GARCÍA RUIZ y C. MARTÍ (1998). *Los glaciares del Pirineo aragonés: estudio de su evolución y extensión actual*. Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Zaragoza. 104 pp.
- DEL VALLE, J. (1997). La precipitación media anual en el sector alto de la cuenca del Cinca (Pirineo aragonés, España). *Pirineos*, 149-150: 121-144.
- DORALE, J. A., R. L. EDWARDS, E. C. ALEXANDER, C. C. SHEN, D. A. RICHARDS y H. CHENG (2004). Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate. En J. E. Myroie e I. D. Sasowsky (eds.), *Studies of Cave Sediments: Physical and Chemical Records of Paleoclimate*: 177-197. Kluwer Academy / Plenum Publishers. Nueva York.

- DURÁN, J. J. (1989). Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. En J. J. Durán y J. López (eds.), *El karst en España: 243-256*. Sociedad Española de Geomorfología (Monografía, 4). Madrid.
- FORD, D., y P. WILLIAMS (2007). *Karst hydrology and geomorphology*. Wiley. Nueva York. 652 pp.
- GARCÍA RUIZ, J. M.^a, y C. MARTÍ BONO (1994). Rasgos fundamentales del glaciario cuaternario en el Pirineo aragonés. En C. Martí Bono y J. M.^a García Ruiz (eds.), *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones: 17-31 y 1 mapa*. Geoforma. Logroño.
- GARCÍA RUIZ, J. M.^a, B. L. VALERO GARCÉS, C. MARTÍ BONO y P. GONZÁLEZ SAMPÉRIZ (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the Central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science*, 18: 61-72.
- GARCÍA RUIZ, J. M.^a, C. MARTÍ BONO, J. L. PEÑA MONNÉ, C. SANCHO, E. J. RHODES, B. VALERO GARCÉS, P. GONZÁLEZ SAMPÉRIZ y A. MORENO (2012). Glacial and fluvial deposits in the Aragón Valley, Central-Western Pyrenees: chronology of the Pyrenean late Pleistocene glaciers. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geograph*, 95(1): 15-32. DOI: 10.1111 / j.1468-0459.2012.00478.x.
- HELLSTROM (2003). Rapid and accurate U / Th dating using parallelion-counting multi-collector ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 18: 1346-1351.
- HELLSTROM (2006). U-Th dating of speleothems with high initial ²³⁰Th using stratigraphical constraint. *Quaternary Geochronology*, 1: 289-295.
- HENNING, G. J., R. GRUN y K. BRUNNACKER (1983). Speleothems, Travertins and Paleoclimates. *Quaternary Research*, 20: 1-29.
- HUGHES, P. D., J. C. WOODWARD y P. L. GIBBARD (2006). Quaternary glacial history of the Mediterranean mountains. *Progress in Physical Geography*, 30(3): 334-364.
- IZARD, M., H. CASANOVA, P. DEVAU y G. AUTOU (1984). Continentalité et notion de zone interne dans les Pyrénées. *Acta Biologica Montana*, 4: 227-229.
- JENNINGS, J. N. (1981). *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell. Oxford. 293 pp.
- LEWIS, C. J., E. V. McDONALD, C. SANCHO, J. L. PEÑA y E. J. RHODES (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.
- MARTÍNEZ PEÑA, M.^a B. (1991). *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis doctoral. Universidad de Zaragoza. 380 pp.
- MARTINSON, D. G., N. G. PISIAS, J. D. HAYS, J. IMBRIE, T. C. MOORE y N. J. SHACKLETON (1987). Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: development of a high-resolution 0 to 300 000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.
- MARTRAT, B., J. O. GRIMALT, N. SHACKLETON, L. DE ABREU, M. A. HUTTERLI y T. F. STOKER (2007). Four climate cycles of recurring deep and surface water destabilizations on the Iberian Margin. *Science*, 317: 502-507.

- MORENO, A., Á. BELMONTE, M. BARTOLOMÉ, C. SANCHO, B. OLIVA, H. STOLL, L. R. EDWARDS, H. CHENG y J. HELLSTROM, J. (2013). Formación de espeleotemas en el noreste peninsular y su relación con las condiciones climáticas durante los últimos ciclos glaciares. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 31(1): 25-47.
- PEÑA, J. L. (1995). Los Pirineos. En M. Gutiérrez (coord.), *Geomorfología de España*: 159-225. Rueda. Madrid.
- PEÑA, J. L., C. SANCHO, C. LEWIS, E. MCDONALD y E. RHODES (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., J. L. PEÑA, C. LEWIS, E. MCDONALD y E. RHODES (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 B. Ruiz-Zapata (ed.), *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*: 169-173. Universidad de Alcalá de Henares.
- SÉGURET, M. (1972). *Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées*. USTELA (Série Géologie Structurale). Montpellier. 155 pp.
- WHITE, W. B. (2007). Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69(1): 76-93.