Investigaciones Geográficas, nº 57 (2012) pp. 205-223
ISSN: 0213-4691

Instituto Interuniversitario de Geografía
Universidad de Alicante

LAS SIMAS DEL MACIZO OCCIDENTAL DE LOS PICOS DE EUROPA: DISPOSICIÓN ESTRUCTURAL, DEPÓSITOS ASOCIADOS Y CARACTERÍSTICAS DEL DRENAJE

Jesús Ruiz Fernández
Miguel Ángel Poblete Piedrabuena
Departamento de Geografía
Universidad de Oviedo

RESUMEN

El presente trabajo quiere exponer un estado de la cuestión sobre la formación y características de las cavidades endokársticas del Macizo Occidental de los Picos de Europa. Se estudia de manera especial la morfología y organización interna de las grandes simas, algunas con más de 1.000 m de desarrollo vertical, su relación con la evolución general del macizo, el tipo de relleno sedimentario que contienen, las particularidades del drenaje y las principales surgencias que alimentan.

Palabras clave: endokarst, simas, surgencias, Picos de Europa.

ABSTRACT

An overview about the characteristics of the endokarstic cavities in the Western Massif of the Picos de Europa is presented. Four objectives are stressed. First, the analysis of the internal organization and landforms of the shafts, some of them exceed 1,000 m depth. Second, we relate the endokarst and the geomorphological evolution of the massif. Third, we study different types of speleothems and other sedimentary deposits. For last, we also research the peculiarities of the drainage and the main springs that originate.

Key words: endokarst, shafts (large vertical caves), springs, Picos de Europa.

1. Introducción

Los Picos de Europa constituyen el ámbito de mayor altitud de toda la Cordillera Cantábrica (Torrecerredo, 2.648 m). Están integrados por tres macizos separados entre sí por profundas gargantas (Macizo Occidental o del Cornión, Macizo Central o de los Urrieles y Macizo Oriental o de Ándara). De ellos, el Occidental es el segundo en altitud al alcanzar los 2.596 m de cota máxima en la cima de Peña Santa de Castilla. Otras cumbres destacadas de dicho macizo son la Torre Santa María de Enol (2.486 m), la Torre del Mediu (2.467

Fecha de recepción: 4 de junio de 2012. **Fecha de aceptación:** 22 de julio de 2012.

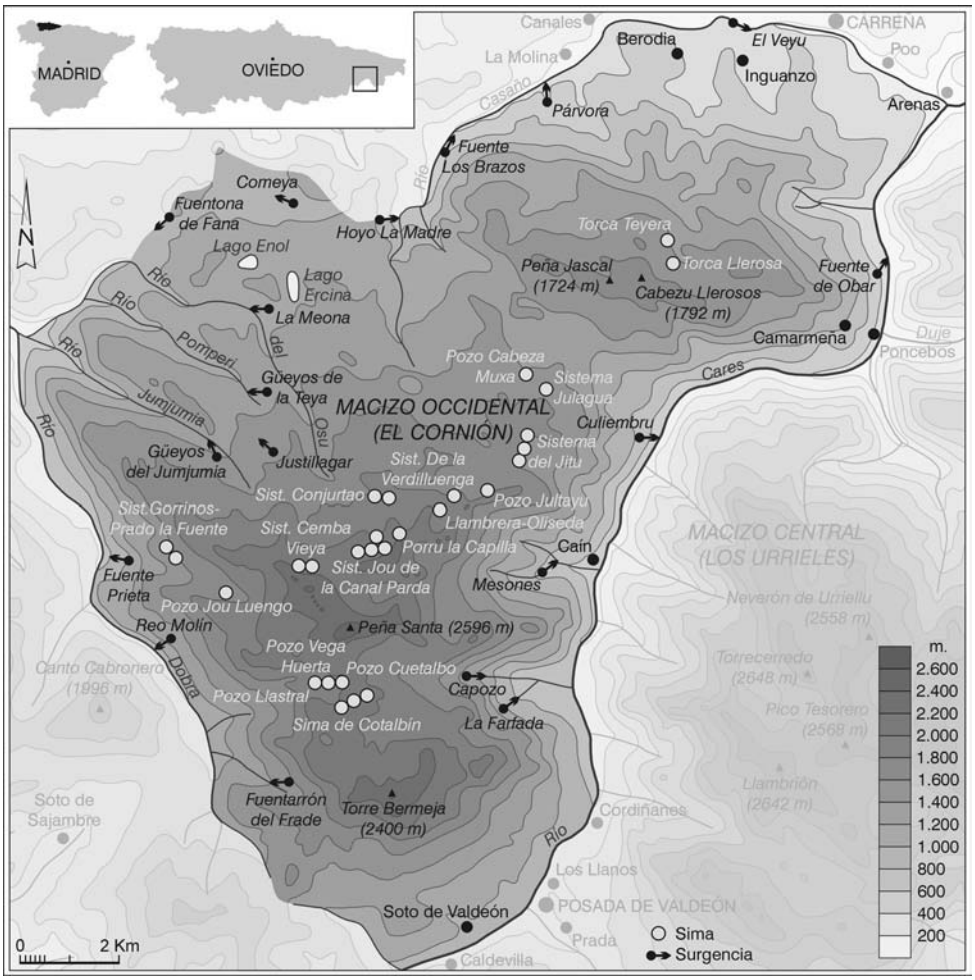

FIGURA 1. Localización del Macizo Occidental de los Picos de Europa y sus principales simas y surgencias.

m), las Torres del Torco (2.452 m), las Torres de Cebolleda (2.445 m), la Torre Bermeja (2.400 m), la Torre del Alba (2.390 m), etc (figura 1).

El Cornión está compuesto casi exclusivamente por calizas del Carbonífero, aunque en sus extremos Norte y Sur afloran también otros materiales del Paleozoico como cuarcitas, areniscas, pizarras y conglomerados (figura 2). Las calizas están dispuestas en sucesivas escamas cabalgantes de rumbo aproximado ESE-ONO y fuerte vergencia hacia el Sur, lo que provoca la repetición de los citados materiales, que en algunos sectores superan ampliamente los 2.000 m de potencia. La disposición en escamas implica que el Macizo Occidental, al igual que todo el conjunto de los Picos de Europa, se organice desde el punto de vista morfoestructural en una serie sucesiva de dorsos fuertemente inclinados hacia el Norte y abruptos frentes en las orientaciones Sur (Frochoso y Castañón, 1998).

Este edificio morfoestructural ha sido intensamente transformado por diversos procesos, como la erosión fluvial y torrencial, la morfodinámica periglaciar activa actualmente en

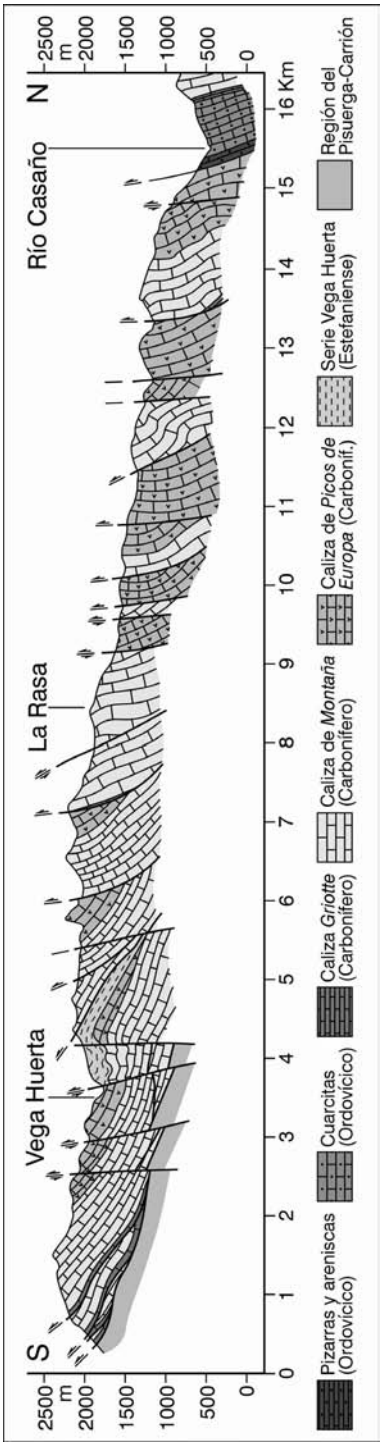

FIGURA 2. Corte geológico del Macizo Occidental de los Picos de Europa (simplificado de Farias, 1982).

la alta montaña (Castañón y Frochoso, 1994 y 1998; Serrano y González, 2004; González y Serrano, 2010), y especialmente por el glaciarismo cuaternario (Castañón, 1990; Gale y Hoare, 1997; Frochoso y Castañón, 1998; Alonso, 1998; Serrano y González, 2002; González, 2007; Ruiz *et al*., 2009; Moreno *et al*., 2010) y los procesos kársticos y/o glaciokársticos. Cabe destacar las importantes aportaciones realizadas en lo referente a las formas exokársticas (cubetas glaciokársticas o *jous*, pozos nivales, pequeñas dolinas de recubrimiento o *boches*, lapiaces de influencia nival, etc), así como a las interferencias y relaciones de interdependencia entre la ablación kárstica y otros agentes de modelado como el glaciarismo y la morfodinámica periglaciar (Miotke, 1968; Hoyos, 1979 y 1989; Smart, 1986, Castañón, 1990; Castañón y Frochoso, 1998; Santos y Marquínez, 2005; González, 2007; González y Serrano, 2010; Ruiz y Serrano, 2011); habiéndose calculado incluso tasas de karstificación para el conjunto de los Picos de Europa comprendidas entre 100 y 148 m^3/Km^2/año (Collignon, 1985; Garay y Morrell, 1989).

Sin embargo, y pese a que los Picos de Europa cuentan con 12 de las 89 simas más profundas del mundo conocidas en la actualidad, todas ellas con más de 1.000 m de desarrollo vertical[1] (Federación Española de Espeleología, 2011), sus cavidades endokársticas son bastante desconocidas salvo en el ámbito de la espeleología; con multitud de publicaciones centradas en cuestiones relacionadas con esta actividad, pero muy pocas de carácter científico, destacando en este sentido los trabajos de Smart (1984), Senior (1987), Rossi (2004), Lloyd (1990) y Ballesteros *et al*. (2011). Por tanto, el objetivo de este artículo es el estado de la cuestión sobre la formación y las características de las cavidades endokársticas del Macizo del Cornión, que es el mejor estudiado de los tres que integran los Picos de Europa.

2. Las formas endokársticas del Macizo del Cornión

Los trabajos de exploración del endokarst del Macizo del Cornión arrancan en los años 60 del S. XX y se han ido sucediendo hasta la actualidad de la mano de diversos grupos espeleológicos nacionales y extranjeros[2]. Las sucesivas campañas desarrolladas han permitido ir conociendo la extensión y organización de las diferentes cavidades, el tipo de relleno

1 La mayor parte de estas cavidades de extrema profundidad se encuentran en el Macizo Central o de los Urrieles, puesto que es el que alcanza un mayor desarrollo altitudinal. Precisamente en dicho macizo se halla la Torca del Cerro del Cuevón – Torca de la Saxífraga, que por el momento es la sima más profunda de España y la 6ª a nivel mundial con 1.589 m de desnivel.

2 Principales grupos espeleológicos que han desarrollado exploraciones en el Macizo del Cornión: Oxford University Cave Club (Reino Unido), York University Cave and Pothole Club (Reino Unido), Cave Diving Group (Reino Unido), North Penine Club (Reino Unido), Groupe Spéléologique du Doubs (Francia), Spéléo Club d'Albi (Francia), Spéléo Club de L'Aude (Francia), Spéléo Club Orsay Faculté (Francia), Spéléo Club de Paris (Francia), Spéléo Club de la Seine (Francia), Spéléo Club de Saint Marcellois (Francia), Spéléo Club Alpine Languedocien (Francia), Commission Régionale de Plongée Souterraine Languedoc-Rousillon/Midi-Pyrénées (Francia), Associazione *Speleologica* Italia Centrale (Italia), Club Spéléo de L'Athénée Royal d'Ixeles (Bélgica), Société Suisse de Spéléologie Section de Genêve (Suiza), Speleoclub Wroclaw (Polonia), Speleoclub PTTK Gliwice (Polonia), Hrvatski Planinarski Savez (Croacia), Sección de Investigaciones Espeleológicas del Centro Excursionista Aliga (Cataluña), SIS del Centre Excursionista de Terrassa (Cataluña), Centre Excursionista de Catalunya (Cataluña), Secció d'Exploracions Subterrànies del Centre Excursionista de Valencia (Comunidad Valenciana), Grup Nord (Mallorca), Espeleo Club Almería (Almería), Sección de Espeleología de Ingenieros Industriales de Madrid (Madrid), Grupo de Investigaciones Subterráneas (Madrid), Grupo de Espeleología Standar (Madrid), Asociación Espeleología GET (Madrid), Grupo Espeleológico Matallana (León), Grupo de Espeleología de la Robla (León), GES Montañeiros Celtas (Galicia), Ensame Aguarón (Asturias-Cantabria), L'*Esperteyu Cavernícola Espeleo-Club (Asturias),* Grupo Espeleológico Polifemo (Asturias), Grupo Espeleológico GEMA (Asturias), Grupo de Montaña Torreblanca (Asturias), Grupo de Espeleología Gorfolí (Asturias), Asociación Deportiva Cuasacas (Asturias), Grupo de Espeleología Diañu Burlón (Asturias), Sociedad Espeleológica Hades (Asturias), y Colectivo Asturiano de Espeleólogos (Asturias).

sedimentario de las mismas y las características del drenaje del macizo. En los siguientes apartados se profundizará en estas cuestiones.

2.1. Características y organización de las cavidades endokársticas

El gran espesor del paquete calcáreo que integra el Cornión y su disposición tectónica, así como el importante desnivel existente entre los sectores más elevados y el fondo de los angostos desfiladeros circundantes, ha supuesto que las cavidades endokársticas adquieran un gran desarrollo vertical (1.232 m de profundidad en el Sistema del Jitu, 1.102 m en el Sistema Julagua, 986 m en el Pozo Cuetalbo, 949 m en el Pozo del Llastral, 939 m en el Pozo de Cabeza Muxa, 935 m en el Pozo Vega Huerta, 903 m en el Sistema del Jou de la Canal Parda, etc) (tabla 1 y figura 3).

No obstante, muchas de las cavidades también poseen cierto desarrollo horizontal. El Pozo del Jultayu alcanza una extensión de 12.632 m, mientras que el Sistema del Jitu, la Red del Junjumia, el Sistema Julagua, el Sistema de la Verdilluenga, el Sistema del Jou de la Canal Parda y la Torca Teyera cuentan respectivamente con 10.700, 8.115, 6.923, 4.564, 4.400 y 4.000 m de conductos (Puch, 1998; FEE, 2011; Ballesteros *et al*., 2011). En la Sierra de Beza, situada inmediatamente al Oeste del Macizo del Cornión, destaca la Red del Toneyu, que con sus 18.970 m de galerías es el sistema endokárstico más largo de Asturias, razón por la que ha sido declarado Monumento Natural en el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales de esta región (PORNA).

FIGURA 3. Topografía del Pozo Cuetalbo (modificado de Senior, 1987).

Tabla 1
CAVIDADES ENDOKÁRSTICAS DE MAYOR PROFUNDIDAD DEL MACIZO DEL CORNIÓN

Cavidad	Prof. (m)	Ext. (m)	Altitud entrada (msnm)	Características
Sistema del Jitu	1.232	10.700	1.640	Sucesión de galerías antiguas de origen freático con otras activas de tipo vadoso, todas ellas conectadas por pozos verticales. Drenaje hacia la Fuente de Culiembru.
Sistema Julagua (Tormenta – Asopladeru la Texa)	1.102	6.923	1.540 / 1.390	Sima Tormenta, compuesta por pequeños pozos intercalados entre galerías horizontales. Conectada cerca de la base con el Asopladeru la Texa, de gran desarrollo vertical por sucesión de pozos. Sifón terminal. Drenaje hacia Culiembru.
Pozo Cuetalbo	986	1.700	1.990	Pozos y antiguos conductos de origen freático en la parte superior. Cursos de agua en la inferior. Existencia de sedimentos pérmicos. Drenaje hacia Capozo comprobado por trazadores.
Pozo del Llastral	949	------	1.950	Galerías meandriformes alternantes con pozos verticales. Sifón terminal. Drenaje hacia la surgencia de Reo Molín.
Pozo de Cabeza Muxa	939	2.650	1.504	Sucesión de grandes pozos verticales. Galería inclinada en tramo final con cascadas y pequeños lagos. Cauce interior (río Vestusta), con caudal estimado de 150 a 200 l/s. Drenaje hacia Culiembru.
Pozo Vega Huerta	935	1.200	1.988	Sucesión de pozos escalonados por meandros. Galería freática fósil desarrollada entre -700 y -750 m. Existencia de sedimentos pérmicos.
Sistema del Jou de la Canal Parda	903	4.400	2.234	Formado por la unión de 2 simas. Pozos de gran desarrollo y galerías abandonadas. Sifón terminal. Drenaje hacia los Güeyos de la Teya.
Pozo del Porru la Capilla	867	1.500	2.170	Sucesión de pozos de cierto desnivel en la mitad superior y de galerías y pozos de menor desarrollo en la inferior. Sifón terminal.
Pozo Jultayu	811	12.632	1.860	Pozos profundos encadenados que descienden hasta -635 m, y galerías extensas en la base. Cauce interior (caudal estimado de 0,25 m^3/s). Drenaje hacia Culiembru constatado por trazadores.
Sistema de Cemba Vieya	810	------	2.257	Pozos de gran desarrollo separados por meandros y pequeños pozos. Torrente interior (río de los Asturianos) con drenaje probable hacia los Güeyos del Junjumia. Sifón terminal.
Torca de Cabeza Llambrera – Sil de Oliseda	806	2.540	2.020	Compuesta por conductos verticales de gran desarrollo y 2 galerías activas en la base. Una termina en un sifón a -781 m y otra en un lago sifonante a -806 m.

Cavidad	Prof. (m)	Ext. (m)	Altitud entrada (msnm)	Características
Torca Teyera	738	4.000	1.335	Sucesión de pozos verticales y de 3 niveles de galerías. Frecuentes depósitos fluviokársticos de granulometría fina y formas de gravedad. Drenaje hacia la fuente de Párvora. Edad mínima de la cavidad mediante dataciones de U-Th: Pleistoceno medio.
Sima de Cotalbín	727	------	1.997	Alternancia de pozos y meandros. Galería en la base. Sifón.
Torca Llerosa	690	1.720	1.458	Galería activa meandriforme que desciende escalonadamente al estar cortada por pozos verticales. Sifón terminal.
Sistema Conjurtao	655	2.435	1.953	Pozos verticales que conectan con meandros y salas. Colector en la base con sifón.
Sistema de la Sima de los Gorrinos – Sima del Prado la Fuente	640	3.600	1.515	Dos sistemas de pozos confluyen en un colector común que supera los 2 km de extensión. Sifón terminal. Mediante trazadores se ha confirmado que alimenta la surgencia de Fuente Prieta.
Sistema de la Verdilluenga	640	4.564	------	Sucesión de pozos separados por meandros cortos. Colector con afluente. Lago sifonante final. Drenaje hacia Culiembru.
Pozo del Jou Luengo	619	1.610	1.680	Sucesión de pozos y meandros estrechos en el tramo superior. A -290 m la cavidad se desdobla en una red activa y otra inactiva que se vuelven a unir a -437 m. Meandros en parte final. Sifón terminal. Drenaje hacia Reo Molín y Dobraseca demostrado por trazadores.

Fuentes: Gale, 1984a; Senior, 1987; Lloyd, 1990; Puch, 1998; PRUG Parque Nacional Picos de Europa, 2002 (rechazado posteriormente); Rossi, 2004; Wilcock, 2005; Verheyden *et al*., 2007; Ballesteros *et al*., 2009 y 2011; Ballesteros, 2010; Federación Española de Espeleología, 2011; Ruiz y Serrano, 2011.

Los sectores más elevados del Cornión constituyen extensas áreas de captación de las aguas de lluvia y de fusión nival, que penetran rápidamente en la masa calcárea tanto de forma concentrada, a través de los sumideros y conductos bien desarrollados propios de las depresiones glaciokársticas, como de manera difusa, al percolar por la intrincada red de pequeñas simas, dolinas nivales, oquedades de diverso tamaño y fisuras que hay sobre umbrales y promontorios rocosos.

Es precisamente en las cubetas glaciokársticas y los umbrales ubicados a los pies de los circos glaciares o en sus cercanías donde se sitúan las bocas de las cavidades endokársticas más profundas, como sucede en las inmediaciones de Vega Huerta, las Barrastrosas, la Vega de Ario, la Verdilluenga, el Jultayu, el Jou la Cistra, el Jou de la Canal Parda, etc (figura 1). Estas simas se caracterizan por una organización escalonada, alternando pozos verticales de profundidad variable (métrica a hectométrica), con sistemas de galerías meandriformes intercaladas a distintas alturas y tanto activas como fósiles.

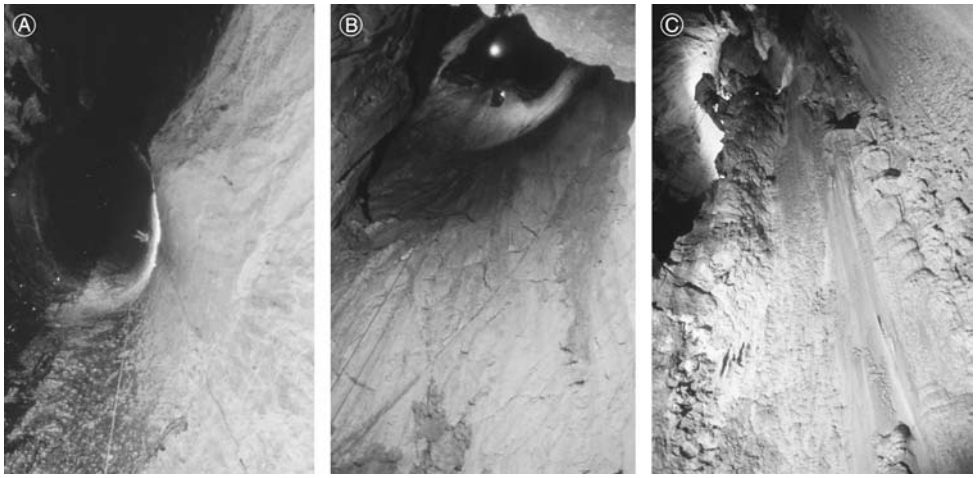

FIGURA 4. Conductos verticales de diversas simas del Cornión. (A) Imagen del Flat Iron, pozo del Sistema del Jitu que alcanza un desnivel aproximado de 120 m. (B) Vista del Pessimist's Pot, perteneciente al Pozo Jultayu. (C) Cavidad vertical en la Torca del Vasco. Imágenes reproducidas con permiso del Oxford University Cave Club.

Entre los pozos de mayor desarrollo vertical destaca el de los Caínes, perteneciente a la Torca de Cabeza Llambrera – Sil de Oliseda, que mide 308 m. Esta misma sima cuenta con otra gran vertical de 169 m. En la Sima de Cotalbín hay otro pozo de 304 m interrumpido por varias repisas. En el Sistema de Cabeza Muxa el pozo Gran Avisu alcanza 247 m de desnivel, mientras que en el Pozo Vega Huerta y en el Sistema de Cemba Vieya destacan otros de 240 y 210 m respectivamente (Puch, 1998; Verheyden *et al*., 2007). Al margen de estos conductos con profundidades extremas, en las grandes cavidades del Cornión son muy frecuentes los pozos con desniveles de entre 40 y 80 m (figura 4).

Al igual que ocurre con las formas exokársticas, la estructura geológica juega un papel fundamental en la morfogénesis de las cavidades. Los conductos endokársticos se han adaptado a la red de fracturación y a la estratificación de los materiales calcáreos, por lo que en general están inclinados hacia el Norte, debido precisamente a la organización de las escamas cabalgantes que integran el macizo y al buzamiento de los estratos en esa dirección.

Lógicamente, el desarrollo de las grandes simas también está condicionado por la sucesiva adaptación al nivel de base marcado por la red fluvial circundante en cada momento (fruto de ello son los diversos niveles de galerías, algunas de ellas de tipo freático, que hay en muchas de las simas), así como por la diferente evolución hidrodinámica del conjunto endokárstico. En este sentido, Ballesteros (2010) señala que la Torca Teyera se ha desarrollado precisamente en relación con el descenso del nivel de base de los ríos adyacentes, fruto del levantamiento tectónico de edad alpina que ha experimentado este ámbito del Macizo Asturiano. Mediante la realización de dataciones de uranio-torio (U-Th) en espeleotemas del interior de esta sima, dicho autor aporta una tasa mínima de encajamiento de 0,07 mm/año desde hace 238.000 años B.P., y atribuye a la cavidad una edad mínima de Pleistoceno medio. Por su parte Smart (1986), utilizando el mismo método de datación, obtiene una tasa media de incisión para la garganta del río Urdón de 0,3 mm/año.

El flujo del agua en el interior de las grandes cavidades es fundamentalmente vadoso, aunque los conductos freáticos activos son comunes, especialmente en la base de las mismas (Pozo Cuetalbo, Pozo Jultayu, Torca de Cabeza Llambrera – Sil de Oliseda, etc). También es posible reconocer antiguos tubos freáticos fósiles más o menos transformados por la circulación vadosa posterior, que están colgados varios cientos de metros por encima del nivel freático actual de algunas simas (en el Sistema del Jitu hay galerías freáticas elevadas 1.100 m por encima del nivel de base actual) (Laverty y Senior, 1981). Algunos de estos conductos podrían guardar relación con las primeras etapas de la karstificación del macizo, coincidentes a su vez con el inicio de la incisión de las principales gargantas (Laberty y Senior, 1981; Smart, 1984; Senior, 1987). Extrapolando la tasa de incisión de 0,3 mm/año a la diferencia altimétrica que hay entre un tubo freático fósil y el sifón terminal actual de una cavidad del Macizo de Ándara, Smart (1986) indica que el mencionado conducto podría haber estado activo hace unos 3 millones de años.

En efecto, las grandes cavidades endokársticas tienen un origen muy antiguo, en relación con el progresivo descenso del nivel de base de los ríos adyacentes y con el desmantelamiento de una cobertera sedimentaria post-hercínica (como se explicará posteriormente). Por su parte, el avance glaciar acaecido durante el Último Máximo Glaciar Pleistoceno (*Last Glacial Maximum* o LGM) modificó las condiciones de circulación del agua dentro del endokarst y remodeló parte de las antiguas cavidades. En las áreas que fueron ocupadas por el hielo el drenaje pasó a concentrarse en determinados conductos, mientras que otros quedaron taponados por till y/o hielo glaciar. Los voluminosos aportes hídricos dirigidos hacia el interior del edificio calcáreo por molinos de fusión y cauces subglaciares, retrabajaron los conductos preexistentes que siguieron siendo funcionales, ensanchándolos y profundizándolos aún más, e incluso en algunos casos crearon nuevas cavidades a favor del entramado estructural, tal y como manifiestan Miotke (1968), Smart (1984 y 1986), Senior (1987), Rossi (2004) y Verheyden *et al*. (2007). Otro tanto sucedió con los cauces proglaciares procedentes de los diferentes frentes glaciares que se sucedieron en altitud, ya que sus aguas fueron a parar a la red de conductos abiertos en el fondo de diversas cubetas glaciokársticas, ejerciendo una labor de ablación kárstica muy eficaz. En cambio, en las áreas bajas no glaciadas la percolación de las escorrentías en los afloramientos calizos continuó siendo difusa.

Los sectores de altitud intermedia del Cornión cuentan con conductos endokársticos de desarrollo dominantemente vertical, aunque alcanzan profundidades mucho más modestas que las descritas anteriormente. Además, las galerías horizontales son más habituales (Pozo del Forcau, con 258 m de profundidad y 1.569 de desarrollo, Gralleros de Salinas con 369 de desnivel y 465 m de desarrollo, Cueva del Jaedu del Osu, con 220 m de desnivel y 1.904 m de desarrollo, etc) (Ballesteros *et al*., 2009; Felipe *et al*., 2010). Por último, en los sectores más bajos del macizo las galerías de componente horizontal dominan sobre las verticales, aunque aún es posible encontrar alguna sima, pero lógicamente de menor desarrollo que en los ámbitos de media y alta montaña (Ruiz y Serrano, 2011).

2.2. Los depósitos del interior de las cavidades

Las aguas saturadas o próximas a la saturación que penetran en el interior de las cavidades endokársticas, pierden CO_2 para equilibrarse con la cantidad de dióxido de carbono presente en el aire de las cuevas, precipitando en consecuencia parte de los carbonatos que llevan en disolución. Se forman así diversos tipos de espeleotemas que pueden agruparse en formas de flujo (*flowstone*), de goteo (*dripstone*) y mixtas (Bögli, 1980; White, 1988; Ford y Williams, 1989; Ballesteros, 2010; Ballesteros *et al*. 2011). Los espeleotemas son

FIGURA 5. Espeleotemas en el Sistema del Jitu. Imagen reproducida con permiso del Oxford University Cave Club.

muy abundantes en las cavidades del Macizo Occidental de los Picos de Europa. Diversos autores han citado la existencia de coladas, cascadas, estalactitas, estalagmitas, columnas, masas estalagmíticas, excéntricas, formas coraloides, espeleotemas subacuáticos, y otra serie de morfologías de detalle (Laverty y Senior, 1981; Puch, 1998, Verheyden *et al*., 2007; Ballesteros, 2010) (figuras 5 y 6).

Pero además de diferentes morfologías generadas por la precipitación de los carbonatos, en las cavidades del Cornión también abundan los depósitos de tipo clástico. Cabe citar en este sentido los frecuentes derrumbes, que generan acumulaciones caóticas de cantos y bloques, los materiales de origen glaciar y periglaciar que taponan la boca de muchas cavidades, así como la conservación de sedimentos fluviales en algunos conductos: se trata de cantos y gravas de naturaleza calcárea, rodados e inmersos en una matriz fina, así como de materiales silíceos de tonos rojizos atribuidos al Pérmico. Estos últimos, que se pueden observar en el interior de simas como el Pozo Cuetalbo y el Pozo Vega Huerta, prueban que se formó una cobertera sedimentaria post-hercínica, desmantelada con posterioridad, y evidencian la existencia de una fase de karstificación antigua en un momento en el que todavía se conservaba el recubrimiento pérmico (Smart, 1984; Senior, 1987; Verheyden *et al*., 2007). Actualmente los materiales pérmicos son prácticamente inexistentes en superficie, quedando algún pequeño vestigio en ámbitos como la Fuente las Balas (Jou Santo), a modo de bloques, cantos y gravas de arenisca, así como arcillas y nódulos de calcita, todos ellos de coloraciones rojizas. En otros puntos del Jou Santo también se pueden identificar fragmentos de arenisca con la típica tonalidad de los sedimentos pérmicos, que aparecen esparcidos por la superficie del manto de derrubios que recubre el fondo de la depresión.

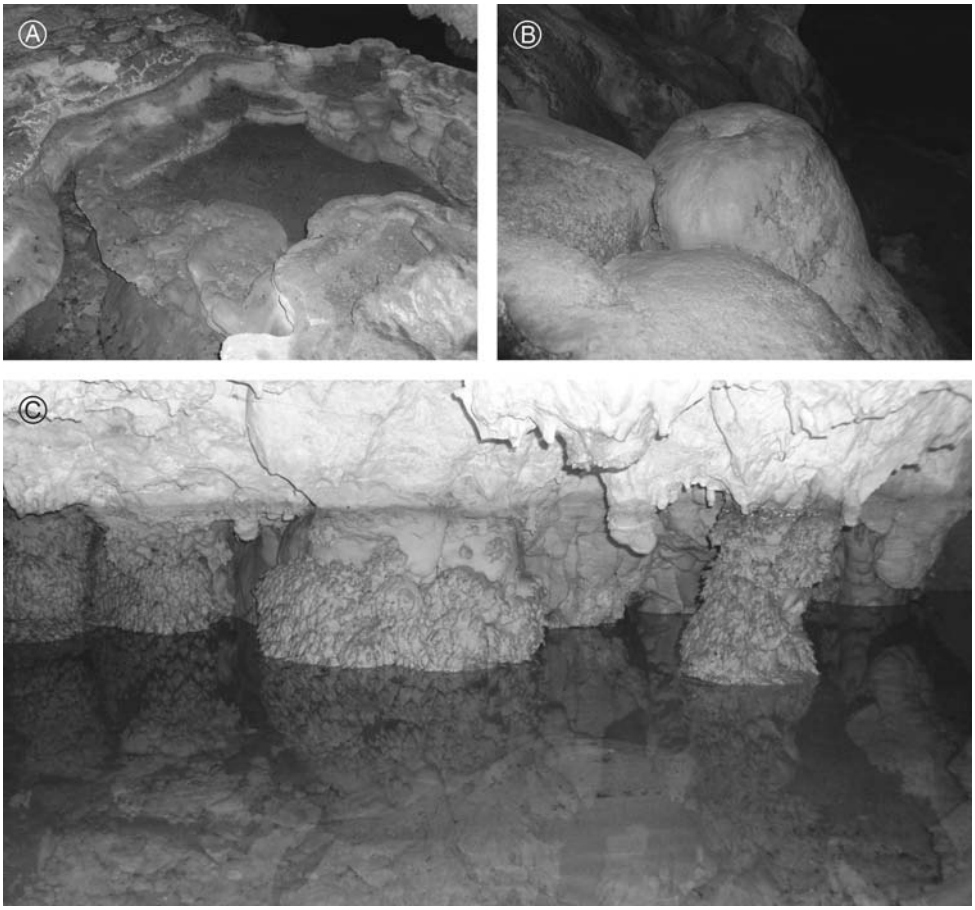

FIGURA 6. Diversos tipos de espeleotemas en la cueva de Las Maseras (Poncebos): *gours* (A), estalagmita (B) y columnas con espeleotemas subacuáticos o *pool deposits* (Bögli, 1980) (C). En esta última imagen se perciben dos fases diferentes de generación de espeleotemas: una primera subaérea en la que se forman las columnas, a la que sucede otra de encharcamiento de esta parte de la cavidad por la formación de *gours* en cascada de grandes dimensiones y profundidad, creándose finalmente los mencionados espeleotemas subacuáticos sobre las columnas.

2.3. Las surgencias y el periodo de residencia del agua en las cavidades

Debido al predominio de la verticalidad en los conductos endokársticos, desarrollados como ya se ha citado a favor de la estructura geológica, el agua captada en los sectores elevados alcanza rápidamente las surgencias, que se localizan fundamentalmente en las áreas bajas y medias de los extremos E, NE, N, NO y O del macizo, buscando los niveles de base marcados por los ríos Cares, Casaño, Dobra y otros cauces menores (figura 1). En cambio, el buzamiento hacia el Norte de las sucesivas escamas calcáreas apiladas y el afloramiento en la vertiente meridional del macizo de materiales no karstificables inclinados en la misma dirección, impide la existencia de grandes surgencias en el borde Sur

FIGURA 7. Surgencia de Culiembru. Imagen tomada el 11 de febrero de 2012.

del Cornión (Marquínez y Adrados, 2000; Verheyden *et al*., 2007; Ruiz y Serrano, 2011) (figura 2). Como excepción cabe citar al Fuentarrón del Frade y a otras pequeñas fuentes localizadas entre el Collado del Frade y la Vega de Arestas, desarrolladas a favor del contacto cabalgante entre los materiales calcáreos que arman el gran escarpe meridional del macizo, y las pizarras, areniscas y conglomerados sobre los que se han labrado las vertientes que descienden en altitud hacia el valle de Valdeón.

Culiembru y Reo Molín son las principales surgencias del Cornión, con caudales de entre 1 y 7 m^3/s en el primer caso, y de 1,5 m^3/s en el segundo (Gale, 1984a; Collignon, 1985) (figura 1). La exploración espeleológica directa y la utilización de trazadores ha permitido comprobar que la primera de ellas drena las escorrentías procedentes de varias de las simas más profundas del macizo; tales como el Sistema del Jitu, el Sistema Julagua, el Pozo de Cabeza Muxa, la Red del Jultayu, la Verdilluenga y la Torca de Cabeza Llambrera – Sil de Oliseda, situadas en la plataforma de Ario y sus cercanías (Willis, 1981; Laverty y Senior, 1981; Gale, 1984b; Puch, 1998; Rossi, 2004). La surgencia activa de Culiembru se halla en el fondo de la garganta del Cares, existiendo también una antigua boca colgada a unos 100 m por encima de la actual (Greaves, 2008) (figura 7).

Otra importante surgencia es la de la Canal de Capozo, que tiene un flujo medio de 1 m^3/s. Las pruebas con trazadores realizadas en el Pozo Cuetalbo dieron positivo en dicha canal, aproximadamente a 3,5 Km al Este de la cavidad y a unos 350 m por debajo de su sifón terminal. Una gran falla que pasa muy cerca de la sima y continúa por Capozo, dirige el drenaje hacia el Este (Senior, 1987; Lloyd, 1990). Sin embargo no se ha podido

FIGURA 8. Surgencias del Hoyo la Madre (A), Párvora (B), la Farfada en época de estiaje (C), la Fuente los Brazos (D), y los Güeyos del Jumjumia, nacimiento del río homónimo (E).

averiguar el lugar exacto donde se encuentra la surgencia, pues según los autores citados el área está cubierta por till.

En la parte Norte del macizo sobresalen 3 surgencias: el Hoyo la Madre, Párvora y la Fuente los Brazos (figuras 1 y 8A, B y D). La primera, que constituye el nacimiento del río Casaño y cuenta con un caudal de 0,5 m^3/s, recibe aportes procedentes de la zona localizada inmediatamente al E y al SE de los Lagos de Covadonga. La de Párvora tiene un flujo hídrico de 1 m^3/s y drena el sector situado al Norte de Ondón y de la cima de Cabezu Llerosos. La coloración realizada en la Torca Teyera en el año 2008 por el grupo espeleológico GEMA dio positivo en Párvora. Por su parte, la Fuente de Los Brazos concentraría las escorrentías procedentes del área de Jascal (Ballesteros *et al*., 2009).

Otras surgencias destacables son la Fuente de Covadonga y los Güeyos del Reinazu, que aportan sus caudales (0,5 y 0,2 m^3/s respectivamente) al río Reinazu, afluente del Güeña (figura 9). También cabe citar los Güeyos de la Teya (0,4 m^3/s), situados en la cabecera del río Pomperi (cuenca del Dobra), Fuente Prieta, en la base de la Canal de Ozania, la Farfada, emplazada a los pies de la Canal Tras la Envernosa (figura 8C), los Güeyos del Junjumia, ubicados en las inmediaciones del refugio de Vegarredonda (figura 8E), y la Fuente de Obar, al Norte de Poncebos (figura 1).

FIGURA 9. Surgencia de Covadonga. Imagen tomada en mayo de 2007 tras un periodo de intensas precipitaciones.

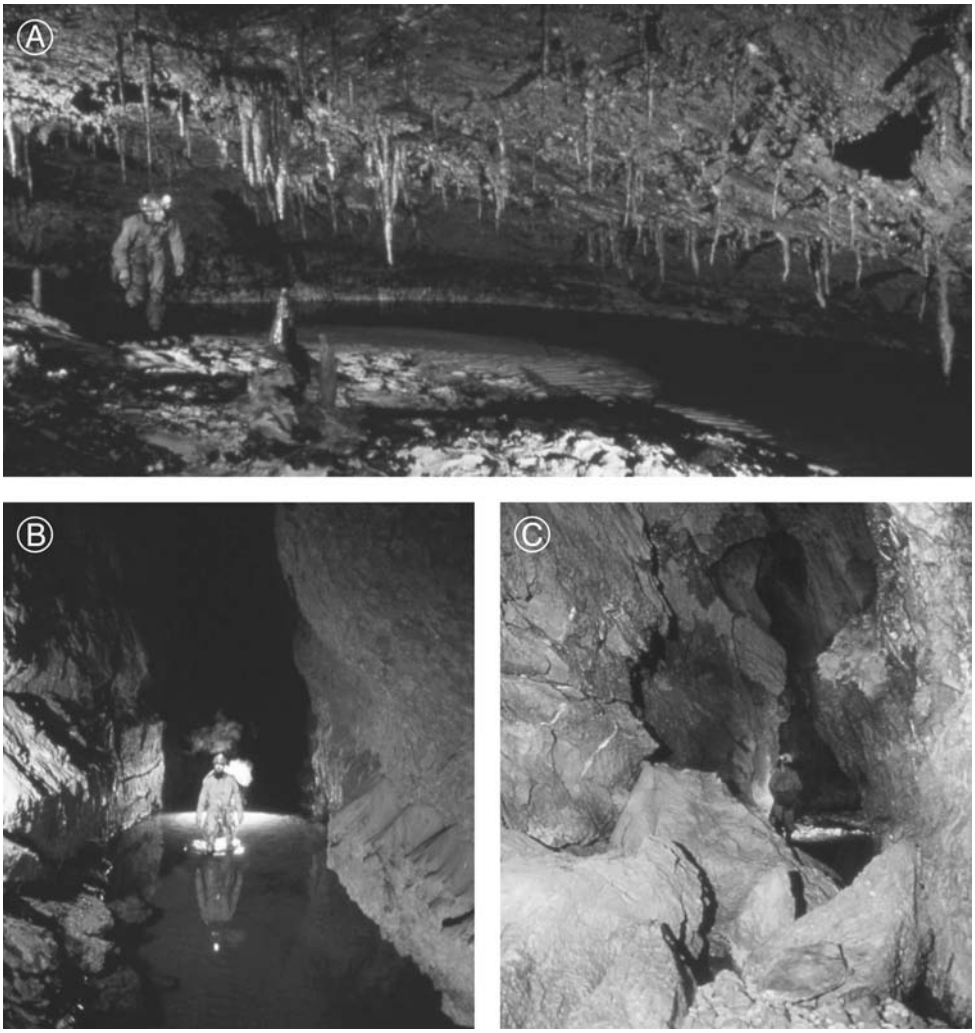

FIGURA 10. Galerías activas en el Pozo Jultayu (A y B), y en las proximidades del sifón terminal del Sistema del Jitu (C). En la última de ellas se observan varios bloques desprendidos. Imágenes reproducidas con permiso del Oxford University Cave Club.

El uso de trazadores también ha permitido precisar el periodo de residencia del agua dentro de las cavidades. Las pruebas realizadas en diferentes puntos del Sistema del Jitu con rodamina B y fluoresceína dieron positivo en la fuente de Culiembru entre 4 y 9 días más tarde (Willis, 1981). Por su parte, una coloración de fluoresceína efectuada en el Pozo del Jou Luengo afloró 9 días después en las surgencias de Reo Molín y Dobraseca, mientras que otra vertida en el Sistema de la Sima de los Gorrinos – Sima del Prado la Fuente, apareció un día más tarde en la surgencia de Fuente Prieta (Puch, 1998). Estos datos ponen en evidencia que las cavidades del Cornión se caracterizan por una rápida transmisión de las aguas captadas hacia las fuentes, especialmente en los conductos vadosos con importante

desarrollo vertical. En cambio, en la base de las cavidades el flujo se ralentiza más, ante el dominio de las galerías horizontales y de la circulación freática (figura 10).

3. Conclusiones

El endokarst del Cornión destaca, al igual que en el caso de los otros dos macizos que componen los Picos de Europa, por la proliferación de profundas simas que han tenido una evolución compleja y dilatada en el tiempo. Dichas simas, en las que abundan diversos tipos de espeleotemas y depósitos clásticos, están organizadas en una sucesión de pozos verticales entre los que aparecen intercaladas galerías meandriformes activas y también fósiles. Las escorrentías captadas en las partes altas del macizo son dirigidas rápidamente por estas redes endokársticas hacia las surgencias de la periferia del Cornión, mediante una circulación eminentemente vadosa salvo en la base de las mismas, en las que abundan los conductos freáticos activos.

El gran desarrollo de las cavidades no puede explicarse por los escasos aportes hídricos que reciben hoy en día, debido a sus exiguas o inexistentes áreas de drenaje. La conservación de sedimentos pérmicos en el interior de muchas de ellas evidencia que su génesis guarda relación con el desmantelamiento de una cobertera sedimentaria post-hercínica de la que ya no quedan restos en superficie, salvo en sectores muy puntuales. Sobre los materiales pérmicos se debieron de formar extensas cuencas endorreicas que concentraron las escorrentías en unos pocos sumideros. A medida que la cobertera fue desapareciendo se generaron cuencas cada vez más pequeñas, y numerosas simas y conductos fueron quedando desconectados de su primitiva área de drenaje (Smart, 1984; Senior, 1987). Con la progresiva desaparición del recubrimiento pérmico las aguas pasaron a percolar en el macizo calcáreo de forma difusa. Durante el LGM el drenaje volvió a concentrarse en unas pocas cavidades alimentadas por abundantes aguas de fusión glaciar, lo que contribuyó a ensancharlas y profundizarlas todavía más, así como a generar otras nuevas en ámbitos favorables.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento a Daniel Ballesteros, por su colaboración en la interpretación de la figura 4 y las discusiones en torno al endokarst de los Picos de Europa, a los miembros del Oxford University Cave Club (especialmente a Ben Hudson), que han puesto a nuestra disposición su archivo fotográfico, así como a Pablo Solares de la Federación de Espeleología del Principado de Asturias, pues nos ha proporcionado el nombre de algunos de los grupos que han explorado las cavidades del Cornión.

Bibliografía

ALONSO, V. (1998): «Covadonga Nacional Park (Western Massif of Picos de Europa, NW Spain): a calcareous deglaciated area», en *Trabajos de Geología*, nº 20, pp. 167-181.

BALLESTEROS, D. (2010): *Geomorfología y control estructural de una sima: Torca Teyera (Picos de Europa, Norte de España)*. Tesis de Master (inédita), Universidad de Oviedo, 125 pp.

BALLESTEROS, D., CALDUEÑO, M. A., CAÑÓN, G., ESTRADA, S., FELIPE, J. DE, FERNÁNDEZ, R., FERNÁNDEZ, R., MARTÍNEZ, R. y PUERTA, E. A. (2009): *Semuñon 2009. Exploración espeleológica en Peña Jascal, Picos de Europa, NO de España*. Grupo Espeleológico Polifemo, Asociación Deportiva GEMA y GES Montañeiros Celtas, inédito, 41 pp.

BALLESTEROS, D., JIMÉNEZ-SÁNCHEZ, M., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y GIRALT, S. (2011): «Geological methods applied to speleogenetical research in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, northern Spain)», en *Carbonates and Evaporites*, vol. 26 (1), pp. 29-40.

BÖGLI, A. (1980): *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer – Verlag, Berlin – New York, 284 pp.

CASTAÑÓN, J. C. (1990): «Datos para un estudio geomorfológico de la sierra de Cabezo Lloroso (Oriente de Asturias)», en *Ería*, nº 23, pp. 258-264.

CASTAÑÓN, J. C. y FROCHOSO, M. (1994): «El periglaciarismo de la Cordillera Cantábrica», en GÓMEZ, A., SIMÓN, M. y SALVADOR, F. (Eds.): *Periglaciarismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, nº 7, Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada, Granada, pp. 75-91.

CASTAÑÓN, J. C. y FROCHOSO, M. (1998): «La alta Montaña Cantábrica: condiciones térmicas y morfodinámicas en los Picos de Europa», en GÓMEZ, A., SALVADOR, F., SCHULTE, L. y GARCÍA, A. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en medios fríos*. Universidad de Barcelona, Barcelona, pp. 113-132.

COLLIGNON, B. (1985): «Quelques éléments de géologie et d'hydrogéologie», en *Spelunca*, nº 19, pp. 7-12.

FARIAS, P. (1982): «La estructura del Sector Central de los Picos de Europa», *Trabajos de Geología*, nº 12, págs. 63-72.

FELIPE, J. DE, FERNÁNDEZ, R., MARTÍNEZ, R., BALLESTEROS, D., CALDUEÑO, A., CAÑÓN, G. y PIRLA G. (2010): *Camino de Ario 2010. Exploraciones espeleológicas en los Picos de Europa (Norte de España)*. Grupo Espeleológico Polifemo, inédito, 18 pp.

FORD, D. y WILLIAMS, P. (1989): *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, Londres, 601 pp.

FROCHOSO, M. y CASTAÑÓN, J. C. (1998): «El relieve glaciar de la Cordillera Cantábrica», en GÓMEZ, A. y PÉREZ, A (Eds.): *Las huellas glaciares de las montañas españolas*. Servicio de publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela, pp. 65-137.

GALE, S. (1984a): «Some measurements of discharge in the karst of the Los Lagos-Río Cares area, Asturias, Northern Spain», en *Proceedings of the Oxford University Cave Club*, nº 11, pp. 36-38.

GALE, S. (1984b): «Water tracing in the Western Picos de Europa, Asturias, Northern Spain», en *Proceedings of the Oxford University Cave Club*, nº 11, pp. 33-35.

GALE, S. J. y HOARE, P. G. (1997): «The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain», en *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, nº 41, pp. 81-96.

GARAY, P. y MORRELL, I. (1989): «Tasas de disolución en regiones kársticas españolas», en DURÁN, J. J. y LÓPEZ, J. (Eds.): *El karst en España*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, nº 4, SEG, Madrid, pp. 257-264.

GONZÁLEZ, J. J. (2007): *Geomorfología del Macizo Central del Parque Nacional Picos de Europa*, con Mapa geomorfológico E. 1:25.000. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 231 pp.

GONZÁLEZ, J. J. y SERRANO, E. (2010): *Geomorfología del Macizo Oriental del Parque Nacional Picos de Europa*, con Mapa geomorfológico E. 1:25.000. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 202 pp.

GREAVES, H. (2008): *Julagua 2008. A caving and cave diving expedition to the Picos de Europa, Asturias, Spain*. OUCC, Oxford, 47 pp.

HOYOS, M. (1979): *El karst en Asturias en el Pleistoceno Superior y Holoceno*. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense de Madrid, 413 pp.

HOYOS, M. y HERRERO, N. (1989): «El karst en la Cornisa Cantábrica», en DURÁN, J. J. y LÓPEZ, J. (Eds.). *El karst en España*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología, nº 4, Madrid, SEG, págs. 109-120.

LAVERTY, M. y SENIOR, K. J. (1981): «Geology of the Ario Region and cave development in Pozu del Xitu», en *Proceedings of the Oxford University Cave Club*, nº 10, pp. 41-50.

LLOYD, D. K. (1990): «Water tracing in the Vega Huerta Caves, Picos de Europa, Spain», en *Cave Science*, vol. 17 (3), pp. 103-106.

MARQUÍNEZ, J. y ADRADOS, L. (2000): «La geología y el relieve de los Picos de Europa», en *Naturalia Cantabricae*, nº 1, pp. 3-19.

MIOTKE, F. D. (1968): *Karstmorphologische studien in der glazial-überformten Höhenstufe der Picos de Europa, Nordspanien*. Selbtverlag der Geografischen Gessellschaft, Hannover, 161 pp.

MORENO, A., VALERO, B. L., JIMÉNEZ, M., DOMÍNGUEZ, M. J., MATA, M. P., NAVAS, A., GONZÁLEZ, P., STOLL, H., FARIAS, P., MORELLÓN, M., CORELLA, J. P. y RICO, M. (2010): «The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain)», en *Journal of Quaternary Science*, vol. 25 (7), pp. 1076-1091.

PUCH, C. (1998): *Grandes Cuevas y Simas de España*. Ed. Espeleo Club de Gràcia, Barcelona, 795 pp.

ROSSI, C. (2004): «Picos de Europa, Spain», en GUNN, J. (Ed.): *Encyclopaedia of Caves and Karst Science*. Fitzroy Dearborn, New York-London, pp. 582-585.

RUIZ, J., POBLETE. M. A., SERRANO, P., MARTÍ, C. y GARCÍA, J. M. (2009): «Morphometry of glacial cirques in the Cantabrian Range (Northwest Spain)», en *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.,* nº 53, pp. 47-68.

RUIZ, J. y SERRANO, E. (2011): «El modelado kárstico en el Macizo del Cornión», en GONZÁLEZ, J. J. y SERRANO. E. (eds.): *Geomorfología del Macizo Occidental del Parque Nacional Picos de Europa*. OAPN, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, pp. 109-142.

SANTOS, R. y MARQUÍNEZ, J. (2005): «Las formas del lapiaz en el sector norte del Macizo del Cornión, Picos de Europa», en *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 19 (1-2), pp. 35-47.

SENIOR, K. J. (1987): «Geology and speleogenesis of the M2 Cave System, Western Massif, Picos de Europa, Northern Spain», en *Cave Science*, vol. 14 (3), pp. 93-103.

SERRANO, E. y GONZÁLEZ, J. J. (2002): «Morfología y evolución glaciar en Los Picos de Europa», en REDONDO, J. Mª., GÓMEZ, A., GONZÁLEZ, R. B. y CARRERA P. (Eds.): *El modelado de origen glaciar en las montañas leonesas*. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de León, León, pp. 249-268.

SERRANO, E. y GONZÁLEZ, J. J. (2004): «Morfodinámica periglaciar en el grupo Peña Vieja (Macizo Central de los Picos de Europa – Cantabria)», en *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 18 (3-4), pp. 73-88.

SMART, P. L. (1984): «The geology, geomorphology and speleogenesis of the Eastern Massif, Picos de Europa, Spain», en *Cave Science*, nº 11 (4), pp. 238-245.

SMART, P. L. (1986): «Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain», en *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, nº 30, pp. 423-443.

VERHEYDEN, S., FAVERJON, M., BORCHERS, N., CHARAVEL R., CHOLIN, A., SÁNCHEZ, N., SCIPIONI, M., GILLET, R. y DELABY S. (2007): «La sima Thesaurus

Fragilis. Exploraciones 2006 y 2007. Vega Huerta, macizo de Cornión, Picos de Europa», en *Subterránea*, nº 28, pp. 24-31.

WHITE, W. B. (1988): *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press, New York – Oxford, 464 pp.

WILCOCK, J. (2005): «2005 observations on the Culiembro drainage», en LOWE, G. (Ed.): *Oxford University Cave Club Asopladeru la Texa Expedition. Final report*. OUCC, Oxford, pp. 30-32.

WILLIS, D. (1981): «Pozu del Xitu-1981 dye tests», en *Proceedings of the Oxford University Cave Club*, nº 10, pp. 49-50.