

# Propuesta de un nuevo modelo espeleogenético para los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, España)

*Proposal of a new speleogenetical model for Picos de Europa (Cantabrian Mountains, Spain)*

Daniel Ballesteros<sup>1</sup>, Montserrat Jiménez-Sánchez<sup>1</sup>, Joaquín García-Sansegundo<sup>1</sup>, Santiago Giralt<sup>2</sup> y Mónica Meléndez-Asensio<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Grupo de Geomorfología y Cuaternario (GeoQUO), Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n 33005 Oviedo, ballesteros@geol.uniovi.es, mjimenez@geol.uniovi.es,

<sup>2</sup> Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC), c/Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, sgiralt@ictja.csic.es

<sup>3</sup> Instituto Geológico y Minero de España, c/ Matemático Pedrayes 25, 33005 Oviedo, m.melendez@igme.es

## ABSTRACT

We propose a new speleogenetical model of Picos de Europa mountains based on the geomorphology and <sup>234U/230Th</sup> geochronology of four pilot caves, as well as the geology, geomorphology and hydrogeology of the karst massif. The model involves six phases: (1) development of cave levels between 750 and 1300 m, probably in the Pliocene-Calabrian, (2) onset of vadose conditions predominance, (3) caves sedimentary infill, (4) erosion of cave sediments, (5) apparent pause of the karstification, and (6) reactivation of the karstification. Cave evolution is related to the fluvial incision, lowering of the watertable, and erosion of Stephanian and Permian-Mesozoic detrital rocks that overlaid Picos de Europa limestone presently outcropping. Besides, glaciers and paleoclimate conditioned cave sedimentation during the Early Pleistocene.

**Key-words:** Alpine karst, cave, cave level, geomorphology, speleogenesis.

## RESUMEN

Proponemos un nuevo modelo espeleogenético para los Picos de Europa basado en la geomorfología y geocronología <sup>234U/230Th</sup> de cuatro cuevas piloto, así como en la geología, geomorfología e hidrogeología del macizo kárstico. El modelo incluye seis fases: (1) desarrollo de los niveles de cuevas entre 750 y 1300 m, probablemente en el Plioceno-Calabriense, (2) comienzo del dominio de las condiciones vadosas, (3) relleno sedimentario de las cuevas, (4) erosión de los sedimentos de las cuevas, (5) aparente pausa en la karstificación, y (6) reactivación de la karstificación. Esta evolución está relacionada con el encajamiento de la red fluvial, descenso de los niveles freáticos y erosión de rocas detríticas estefanienses y pérmico-mesozoicas que recubrían las calizas que hoy afloran en los Picos de Europa. Además, los glaciares y el paleoclima condicionaron la sedimentación en el endokarst durante el Pleistoceno Superior.

**Palabras clave:** Cueva, espeleogénesis, geomorfología, karst alpino, nivel de cueva.

Geogaceta, 62 (2017), 55-58  
ISSN (versión impresa): 0213-683X  
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 1 de febrero de 2017  
Revisión: 30 de marzo de 2017  
Aceptación: 26 de abril 2017

## Introducción

Los Picos de Europa (Norte de España) representan uno de los mejores ejemplos del endokarst del mundo, ya que incluyen la mayor concentración de cuevas profundas, albergando el 14% de las simas con más de 1 km de desnivel (Ballesteros *et al.*, 2015b). En estas montañas, los espeleólogos han documentado más de 3.700 cuevas y 410 km de conductos subterráneos (Fig. 1).

Smart (1984, 1985, 1986), Fernández-Gibert *et al.* (1992, 1994, 2000) y Rossi (2004) reconocieron niveles de galerías colgados varios cientos de metros sobre los

ríos, así como cañones y pozos vadosos desarrollados por el encajamiento fluvial. Estos estudios propusieron una edad Pliocena para el origen de las cuevas e identificaron depósitos de cuevas procedentes de la erosión de la cobertera pérmica y mesozoica.

Desde 2009, el Grupo de Geomorfología y Cuaternario (GeoQUO) estudia las cuevas de los Picos de Europa desde el punto de vista de la geomorfología, hidrogeología, geocronología y geología. Estos estudios, centrados fundamentalmente en cuatro cuevas piloto del Macizo Occidental, permiten elaborar un nuevo modelo espeleogenético con mayor grado de detalle que los estudios previos. Dos de las cuevas pi-

loto fueron el principal objeto de estudio del Proyecto GEOCAVE (MAGRAMA 580/12), cuyo fin era la caracterización geomorfológica y geocronológica de las cuevas del Parque Nacional. El objetivo de este trabajo es presentar el nuevo modelo espeleogenético desarrollado en relación con el contexto geológico y geomorfológico regional.

## Situación

Los Picos de Europa constituyen un glaciokarst de media y alta montaña en el cual se ha encajado la red fluvial, que incluye ríos consecuentes (p.ej. Río Cares) y subsecuentes (p.ej. Río Casaño). El encajamiento

de los ríos dio lugar a cañones de hasta 2 km de profundidad, como la Garganta del Cares (Fig. 1). Esta región fue ocupada por los glaciares durante el Último Ciclo Glaciar, cuyo máximo local tuvo lugar hace más de 38-45 ka (p.ej. Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013; Serrano *et al.*, 2013; Ruiz-Fernández *et al.*, 2016). También se desarrollaron, con mucha probabilidad, glaciares durante el Pleistoceno Medio, reconociéndose una frase previa a los 394-276 ka (Villa *et al.*, 2013).

Las rocas de los Picos de Europa son principalmente calizas del Carbonífero y, secundariamente, areniscas y lutitas del Ordovícico y el Carbonífero (Estefaniense) (Merino-Tomé *et al.*, 2009). Sobre estas rocas se conservan actualmente restos de la cobertera detrítica del Pérmico y Mesozoico, la cual se encuentra hoy en día casi totalmente desmantelada.

## Metodología

El modelo espeleogenético fue confeccionado combinando el estudio geomorfológico y geocronológico de cuatro cuevas piloto con el análisis geomorfológico, geológico e hidrogeológico de un área de 125 km<sup>2</sup> definida a su alrededor. Las cuevas piloto (Torca Teyera, Torca La Texa, El Frailín de Camplengu y el Pozo Lluçia) comprenden 12 km de conductos, que representan el 3% de las cavidades conocidas de la región (Fig. 1). Su estudio se realizó de acuerdo con la metodología descrita en Ballesteros *et al.* (2014, 2015a), que incluye el análisis 3D de la geometría de las cavidades, la confección de los mapas geomorfológicos de las cuevas, así como 34 dataciones <sup>232</sup>U/<sup>234</sup>Th mediante espectrometría alfa en espeleotemas. Estas dataciones fueron realizadas en espeleotemas vadosos mediante espectrometría alfa en el Laboratorio U/Th del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaime Almera-CSIC (Barcelona).

## Resultados

Las cavidades piloto son cuevas alpinas de entre 2,3 y 4,4 km de longitud y de entre 215 y 738 m de profundidad. Sus conductos se ubican entre 597 y 1331 m s.n.m. La geometría de las cuevas es de tipo ramificada (*branchwork*) y su dimensión horizontal es entre 3 y 6 veces más grande que la vertical.

En conjunto, un 48% de las cuevas estudiadas están formadas por cañones y pozos

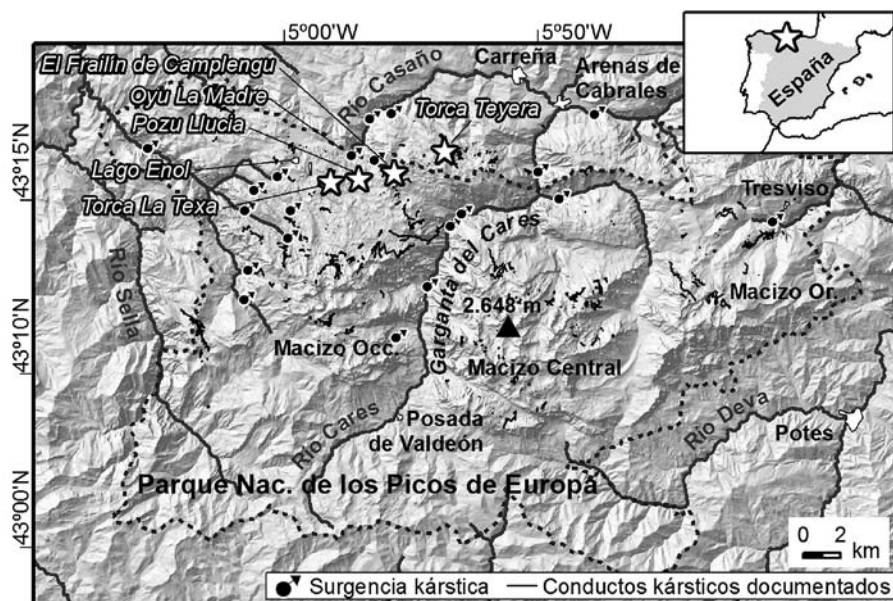


Fig. 1.- Cuevas piloto de estudio en los Picos de Europa. Los datos de cueva son cortesía de los grupos espeleológicos citados en Ballesteros *et al.* (2015b).

Fig. 1.- Studied pilot caves in Picos de Europa. Cave data is courtesy of the speleologist groups cited in Ballesteros *et al.* (2015b)

vadosos, un 46% por conductos freáticos y epifreáticos, un 6% por pasajes modificados por procesos de gravedad (inestabilidades), y menos del 1% por conductos *soutirage* (Ballesteros *et al.*, 2011, 2015a).

Los cañones vadosos son meandriformes, están encajados, y convergen entre sí hacia el SE y NE, a excepción de Torca Teyera, donde convergen hacia el NO. Incluyen, al menos, 11 cañones de invasión desarrollados por las migraciones horizontales y verticales de los ríos subterráneos durante su encajamiento.

Los pozos vadosos presentan hasta 100 m de altura y son escalonados (cuando se relacionan con los cañones vadosos) o independientes (cuando interceptan conductos previos).

Los conductos freáticos y epifreáticos presentan ondulaciones y están organizados en cinco niveles de cuevas: (1) 1238-1275, (2) 1163-1179, (3) 1083-1096, y (4) 750-900 y (5) 615 m s.n.m. Estos niveles buzan 2-9° hacia el SE, excepto en Torca Teyera, donde se inclinan hacia el NE. Estas direcciones coinciden con la dirección hacia donde convergen los conductos freáticos y epifreáticos. Los niveles de cuevas 1 y 2 se encuentran 400 m por encima del nivel freático de su entorno, aunque en Torca Teyera dicha cifra alcanza los 700 m (Ballesteros *et al.*, 2011, 2015b).

La geocronología <sup>232</sup>U/<sup>234</sup>Th comprende 28 edades de 300 a 1,33 ka y 6 edades mí-

nimas de 350 ka. Estas edades indican que los cuatro niveles superiores de cuevas se han desarrollado con anterioridad a 350 ka, y que el nivel 4 de cuevas se encajó con posterioridad a los 238 ka.

Las cuevas piloto presentan depósitos de terraza fluvial que, en algunos casos, incluyen cantos de areniscas. Similitudes mineralógicas y morfológicas sugieren que los cantos proceden de la erosión de areniscas estefanienses de los Picos de Europa.

Estos depósitos se ubican en el suelo, paredes y techos de los conductos y frecuentemente se asocian a *roof pendants* y *notches* (o terrazas de rocas o viras). Las edades de estos depósitos se han inferido a partir de 5 dataciones U/Th en espeleotemas relacionados con sedimentos aluviales y se localizan entre 287 y 156 ka (MIS 7-6). Los depósitos fluviales fueron parcialmente erosionados hace entre 125 y 45 ka, aunque durante este período se formaron localmente algunos depósitos de aguas tranquilas. Las edades de dos de estos depósitos fueron establecidas en ca. 95 y 109 ka (Ballesteros *et al.*, 2017).

La geocronología <sup>232</sup>U/<sup>234</sup>Th permite establecer cuatro generaciones de espeleotemas: la 1ª generación durante el Pleistoceno Medio, la 2ª generación de 225 a 145 ka (MIS 7-6), la 3ª generación entre 125 y 45 ka (MIS 5-4), y la 4ª generación hace menos de 25 ka (MIS 2-1). Finalmente, los procesos de gravedad actuaron durante la mayor

parte de la evolución de las cavidades, produciéndose los desprendimientos principales durante el Pleistoceno Medio.

Las cuevas piloto se han desarrollado en un karst alpino (o de montaña), en general, de tipo Pirineos (con glaciares confinados por el relieve que no cubren las surgencias kársticas). Las cuevas se formaron antes del Último Ciclo Glaciar, como evidencia la geocronología, así como la presencia de simas decapitados y de conductos freáticos y epifreáticos cortados por valles glaciares.

El acuífero kárstico muestra una configuración de tipo karst represado (*dammed karst*) debido a la disposición subvertical de 5 unidades acuitardo (Ballesteros *et al.*, 2015b). Esto condiciona la existencia de niveles freáticos locales entre 145 y 1425 m s.n.m., situados hasta 2000 m por debajo de la superficie topográfica.

### Modelo espeleogenético: una hipótesis en el contexto regional

El modelo espeleogenético propuesto incluye seis fases que van desde el Plioceno/Calabriense (?) al Holoceno (Fig. 2), si bien no se descarta que la karstificación comenzase con anterioridad.

Fase 1: desarrollo de los niveles de cuevas de 800-1300 m s.n.m. hace más de 350 ka, probablemente durante el Plioceno o Calabriense. Esta edad ha sido inferida considerando una tasa de levantamiento del relieve de entre 0,1 y 0,2 mm/a de acuerdo con Alvarez-Marrón *et al.* (2008), Martín-González *et al.* (2011) y Rossi *et al.* (2016), entre otros trabajos. En esta fase, el karst debía de estar cobijado parcialmente por la cobertera pérmica y mesozoica inclinada hacia el Norte, en la cual ya debían de estar encajados los ríos consecuentes (Smart, 1986). Las aguas freáticas del entorno de Torca La Texa, El Frailín de Camplengu y el Pozu Lluçia se dirigían hacia el SE, por lo que podían aflorar en la Garganta del Cares (Fig. 1).

Fase 2: comienzo del dominio de las condiciones vadasas durante el Pleistoceno Medio, desencadenando la formación generalizada de cañones y pozos vadosos (Fig. 2). Se producen las principales inestabilidades de las cuevas y precipita la 1ª generación de espeleotemas. La parte NO del Macizo Occidental debió de ser capturada por el Río Casañó, produciendo que las aguas de Torca La Texa y El Pozu Lluçia se

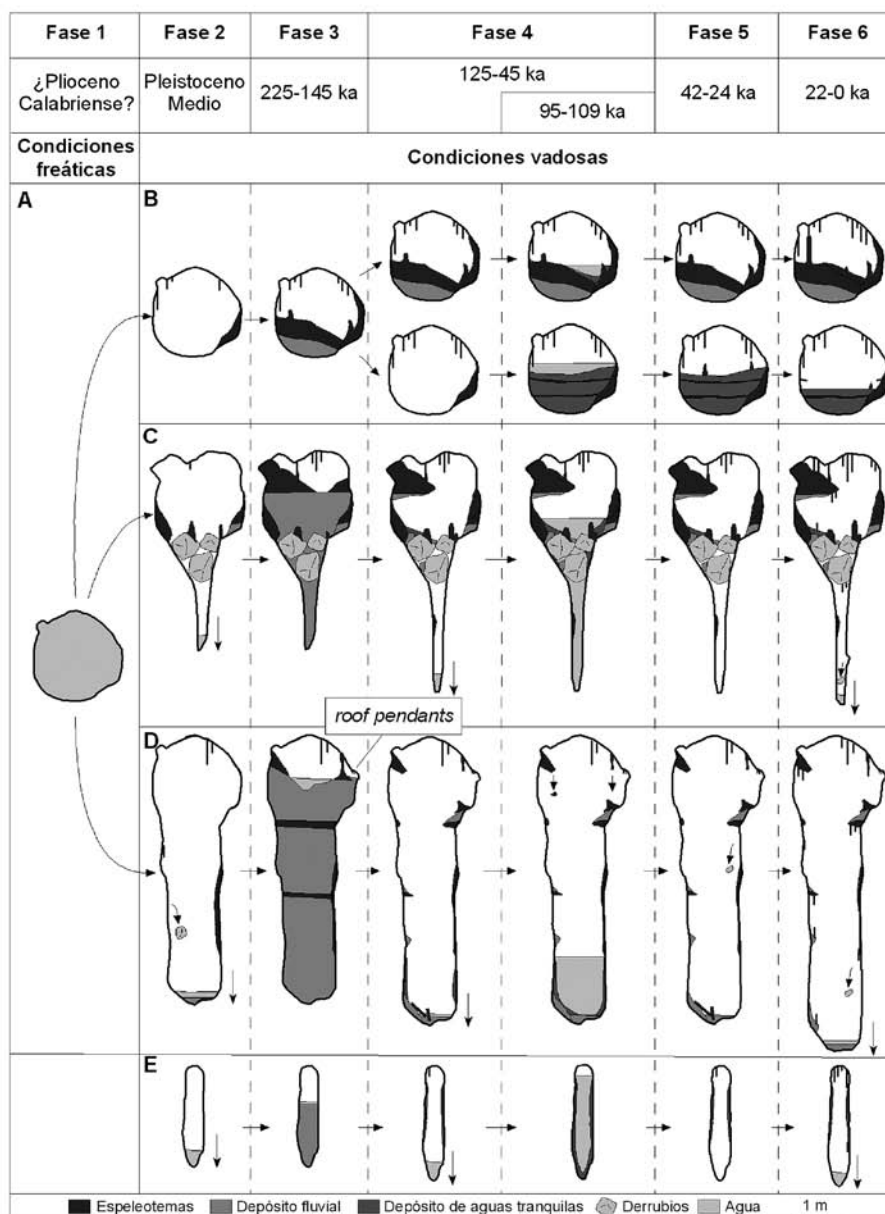


Fig. 2.- Modelo espeleogenético de los Picos de Europa representado mediante secciones transversales idealizadas de los conductos de las cuevas piloto. La evolución de los conductos freáticos y epifreáticos (A) produjo los siguientes pasajes: B) sin modificaciones, C y D) modificados por encajamiento fluvial. Paralelamente, se han desarrollado cañones vadosos (E) a partir de la fase 2.

Fig. 2.- Speleogenetical model of Picos de Europa represented by idealized transversal sections of the conduits of the pilot caves. The evolution of the phreatic and epiphreatic conduit (A) produced the following passages: B) without modifications, C and D) modified by fluvial entrenchment. At the same time, vadose canyons (E) have been developed since the phase 2.

dirigiesen hacia la surgencia kárstica del Oyu La Madre (Fig. 1).

Fase 3: relleno casi completo de las cuevas por sedimentos fluviales y por la 2ª generación de espeleotemas desde 225 a 145 ka (MIS 7-6; Fig. 2). Este relleno produjo la génesis de formas paragenéticas (*roof pendants*). Además, en esta fase se pudo desarrollar el nivel 5 de cuevas en Torca Teyera. El relieve adquirió probablemente su configuración actual a escala regional, a la vez que las rocas estefanienses se iban ero-

sionando e introduciendo en El Frailín de Camplengu.

Fase 4: vaciado de las cuevas hace entre 125 y 45 ka (MIS 5-3) debido al encajamiento fluvial. Los sedimentos fluviales y espeleotemas previos fueron casi totalmente erosionados, dando lugar a los actuales depósitos de terrazas fluviales y espeleotemas dispuestos como cornisas en las cavidades (Fig. 2). Sobre las cicatrices erosivas resultantes del encajamiento fluvial precipita la 3ª generación de espeleotemas. El karst fue

cubierto por los glaciares excepto en algunas áreas, como el entorno del Pozo Lluçia donde la precipitación de espeleotemas fue aparentemente mayor que en las otras cuevas piloto. Durante la máxima extensión local de los glaciares las surgencias kársticas situadas a más de 800 m s.n.m. pudieron ser bloqueadas por los glaciares, favoreciendo inundaciones en el endokarst hace ca. 95 y 109 ka (Ballesteros *et al.*, 2017).

Fase 5: aparente pausa en la karstificación hace entre 45 y 25 ka (MIS 3-2) sugerida por: (1) la ausencia de dataciones  $^{232}\text{U}/^{234}\text{Th}$  en las cuevas piloto en dicho período, y (2) la presencia de un hiato entre 63 y 22 ka entre dos coladas superpuestas del Pozo Lluçia. Esta aparente pausa es coherente con: (1) la disminución del contenido en carbonatos del Lago Enol hace entre 38 y 17 ka (Moreno *et al.*, 2010); (2) la presencia de procesos criogénicos en el NO de los Picos de Europa entre 37 y 29 ka (Nieuwendam *et al.*, 2015); y (3) las condiciones dominantes de frío y aridez en el Norte de España hace entre 60 y 24 ka (Moreno *et al.*, 2012).

Fase 6: reactivación de la karstificación y precipitación de la 4ª generación de espeleotemas desde hace 22 ka (MIS 2-1; Fig. 2). Esta fase está ligada al aumento generalizado de las precipitaciones y temperaturas regionales (p.ej. Moreno *et al.*, 2012). En el exokarst, se produce la retirada total de los glaciares tras el Último Máximo Glaciar, modificándose las formas glaciares por karstificación y continuando el relleno de las depresiones kársticas y glaciokársticas por depósitos lacustres, palustres y de gravedad (p.ej. Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013; Nieuwendam *et al.*, 2015). En el acuífero kárstico, los niveles freáticos continúan descendiendo ya que aún se encuentran entre 2 y 600 m más altos que la red fluvial.

## Conclusiones

Proponemos un nuevo modelo evolutivo para las cuevas de los Picos de Europa con base en la geomorfología y geocronología de cuatro cuevas piloto y en la geomorfología, geología e hidrogeología de su entorno.

La evolución espeleogenética habría comenzado en el Plioceno-Calabriense ( $\zeta$ ?) incluyendo seis fases: (1) desarrollo de los niveles de cuevas, (2) inicio del dominio de

las condiciones vadasas en el Pleistoceno Medio, (3) relleno sedimentario de las cuevas entre 225 y 145 ka, (4) vaciado de las cuevas desde 125 a 45 ka, (5) aparente pausa en la karstificación entre 45 y 25 ka, y (6) reactivación de la karstificación desde hace 25 ka. Esta evolución fue controlada por el encajamiento de la red fluvial y el consecuente descenso de los niveles freáticos, así como por capturas fluviales y la erosión de las rocas siliciclásticas del Estefaniense y Pérmico-Mesozoico que antiguamente ocupaban la superficie de los Picos de Europa. Además, durante el Pleistoceno Superior, el paleoclima y los glaciares controlaron la sedimentación en el interior de las cavidades.

## Agradecimientos

Este trabajo es un resultado del proyecto GEOCAVE (MAGRAMA 580/12), financiado por el Organismo Autónomo de Parques Nacionales (Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente). Agradecemos la ayuda prestada por el Grupo de Espeleología Polifemo, Asociación Deportiva Gema y el resto del colectivo de espeleólogos, el Parque Nacional de Picos de Europa y los revisores del trabajo, los profesores Carlos Rossi (UCM) y Eneko Iriarte (UBU).

## Referencias

Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R. y Marquínez, J. (2008). *Geomorphology* 93, 316–334.

Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., García-Sansegundo, J. y Giral, S. (2011). *Carbonates and Evaporites* 26, 29–40.

Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., García-Sansegundo, J. y Borreguero, M. (2014). *Geomorphology* 216, 141–156.

Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giral, S., García-Sansegundo, J. y Meléndez-Asensio, M. (2015a). *Geomorphology* 247, 35–54.

Ballesteros, D., Malard, A., Jeannin, P.-Y., Jiménez-Sánchez, M., García-Sansegundo, J., Meléndez-Asensio, M. y Sendra, G. (2015b). *Environmental Earth Science* 74, 7699–7714.

Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giral, S., DeFelipe, I. y García-Sansegundo, J. (2017). *Geomorphology* 286, 68–77.

Fernández-Gibert, E., Rossi, C. y Ortiz, I. (1992). En: *5º Congreso Español de Espeleología*. Actas, 416-425.

Fernández-Gibert, E., Palomarès, M., Rossi, C. y Tortosa, A. (1994). En: *1er Congreso Internacional sobre Picos de Europa*. Actas, 1-14.

Fernández-Gibert, E., Calaforra, J.M. y Rossi, C. (2000). In: *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers* (A. Klimchouk, D. Ford, A. Palme y W. Dreybrodt, Eds.). National Speleological Society, Huntsville, 352–357.

Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez-Cuesta, M.J., Fariás, P., Valero-Garcés, B., Moreno, A., Rico, M. y Valcárcel, M. (2013). *Geomorphology* 196, 50–64.

Martín-González, F., Barbero, L., Capote, R., Heredia, N. y Gallastegui, G. (2011). *International Journal of Earth Sciences* 101, 1331–1342.

Merino-Tomé, O., Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R., Heredia, N., Villa, E. y Fariás, P. (2009). *Geological Society of America Bulletin* 121, 729–751.

Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L. y Fletcher, W.J. (2012). *Quaternary Science Reviews* 36, 139–153.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Mata, M., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Fariás, P., Morellón, M., Corella, J. y Rico, M. (2010). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076–1091.

Nieuwendam, A., Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Lopez, V., Cruces, A. y Freitas, M. (2015). *Permafrost and Periglacial Processes* 663, 322–338.

Rossi, C. (2004). En: *Encyclopedia of Cave and Karst Science* (J. Gunn, Ed.). Routledge-Taylor and Francis, Nueva York, 586-589.

Rossi, C., Villalain, J.J., Lozano, R.P. y Hellstrom, J. (2016). *Geomorphology* 261, 57-75.

Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Cruces, A., Lopes, V., Freitas, M. da C., Andrade, C., García-Hernández, C., López-Sáez, J.A. y Gerdal, M. (2016). *Quaternary Science Reviews* 138, 87-104.

Serrano, E., González-Trueba, J.J., Pellitero, R., González-García, M. y Gómez-Lende, M. (2013). *Geomorphology* 196, 65-82.

Smart, P. (1984). *Cave Science* 11, 238–245.

Smart, P.L. (1985). En: *La Sima 56 (Picos de Europa-España)* (D. Chekley, H. Jones, H. y S. Foster Eds.). Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, 17-23.

Smart, P. (1986). *Zeitschrift für Geomorphologie* 30, 423–443.

Villa, E., Stoll, H., Fariás, P., Adrados, L., Edwards, R.L. y Cheng, H. (2013). *Quaternary Research* 79, 1-5.