



## Evidencias de terremotos cuaternarios en una sima hipogénica: La Sima de Benís (Murcia, SE España)

*Quaternary earthquake evidence into an hypogenic cave:  
The Benís Cave (Murcia, SE of Spain)*

Pérez-López, R. <sup>(1)</sup>, Bañón-Camacho, E. <sup>(2)</sup>, Silva, P.G. <sup>(3)</sup>, Mata, M.P. <sup>(1)</sup>, Fernández-Cortés, A. <sup>(4)</sup>, González-Ramón, A. <sup>(1)</sup>, Martín-Velázquez, S. <sup>(5)</sup>, Sánchez-Moral, S. <sup>(6)</sup>, Manzanares, A. <sup>(2)</sup>, del Moral, B. <sup>(1)</sup>, Mediato, J.F. <sup>(1)</sup>, Giner-Robles, J.L. <sup>(7)</sup>, López-Gutiérrez, J. <sup>(1)</sup>

(1) IGME- Instituto Geológico y Minero de España. Calle Ríos Rosas 23. Madrid, 28003. Email: r.perez@igme.es, antonio.gonzalez@igme.es, p.mata@igme.es, b.delmoral@igme.es, jf.mediato@igme.es, j.lopez@igme.es

(2) Espeleo Club Resaltés. Murcia. tritom\_99@yahoo.com

(3) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. pgsilva@usal.es

(4) Departamento de Biología y Geología, Universidad de Almería 04120. acortes@ual.es

(5) Departamento de Biología y Geología, Física y Química Inorgánica. Universidad Rey Juan Carlos. Madrid. silvia.martin@urjc.es

(6) Departamento de Geología, Museo de Ciencias Naturales, MNCN-CSIC, Madrid. ssmilk@mncn.csic.es

(7) Departamento de Geología y Geoquímica. Universidad Autónoma de Madrid. jorge.giner@uam.es

### Resumen

La interacción entre una cueva hipogénica y la actividad de una falla cuaternaria es la principal responsable de la génesis de la cueva más profunda de la Región de Murcia y una de las mayores cavidades hipogénicas del sur de la península. La Sima de Benís presenta una amplia y única variedad de espeleotemas y de estructuras de disolución que se encuentran afectadas por deformaciones sísmicas producidas tanto por paleoterremotos durante el Pleistoceno Superior, como por terremotos instrumentales (Mw 4,8; VI EMS-98, 1999; Mula). Además, dentro de las zonas más profundas de la cueva aparecen restos fósiles “in situ” de macromamíferos (*Lynx pardinus spelaeus*), los cuales hemos relacionado con la actividad sísmica en el interior de la caverna. En cuanto a su topografía, esta cavidad presenta dos sectores bien diferenciados: (1) un primer sector de 150-160 m de desarrollo vertical con pozos de origen hipogénico con desarrollo de golpes de gubia y conductos de disolución ascendentes (con “outlets” y “megascallops”) y (2) un segundo sector entre los 150 - 160 m y los 320 m de profundidad, el cual se desarrolla sobre un plano de falla normal de dirección N-S (Falla de Benís). Este segundo sector de la sima es el que presenta evidencias paleosísmicas cuaternarias, dividiéndose a su

vez en dos zonas en relación a la dinámica kárstica dominante: (2.a) una zona vadosa dominada por estructuras hipogénicas (donde aparecen folias y corales), junto con marcas cinemáticas de movimiento de la falla (estriás con recristalizaciones y concreciones carbonatadas) y (2.b) una zona freática profunda controlada por la precipitación de nubes de calcita bajo lámina de agua y de tamaño métrico que se desarrolla hasta los - 320 m de profundidad. En cuanto a la parte hipogénica superior de la sima, se desarrolla a favor de una fractura con relleno de calcita y de orientación E-W sobre carbonatos del Cretácico superior y el Paleoceno, con un espesor centimétrico y evidencias de relleno posterior y circulación de fluidos. La potencial actividad paleosísmica ha podido ser datada en  $65 \pm 17,6$  ka (OIS 4) mediante el análisis de racemización de aminoácidos de los colmillos de un lince de las cavernas, el cual pudo ser afectado por un terremoto. Por último, se ha estimado el tamaño del último sismo relacionado con la actividad de la falla a partir de relaciones empíricas, con un valor de Mw oscilando entre 5,5 y 6. Para ello se ha estimado la longitud en superficie de la traza de falla que controla la cueva en profundidad y se ha comparado con el último salto cosísmico observable en el interior de la sima. Estimaciones del salto de falla acumulado y la datación del último paleoterremoto, sugieren que parte de la evolución hipogénica con paleoterremotos de esta cavidad de forma conjunta se produjo al menos, desde hace 250 ka (OIS 7).

**Palabras clave:** karst; hipogénesis; falla; paleoterremoto; Pleistoceno; Murcia.

## Abstract

The interaction between karst hypogenic processes and Late Pleistocene active faulting determines the present topography and shape of the Benís Cave within the Cieza Ranges in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). This cave represents the explored deepest cave within the Murcia region, reaching the deepest point at -320 m, and showing "in situ" fossil remains of mammal carnivores (*Lynx pardinus spelaeus*) as well. In addition, this cave displays evidence of paleoseismic activity from broken speleothems, but also from instrumental earthquakes collapsing the cave ceiling hall at -150 m depth (1999 Mula Event). The geometry and speleogenesis of Benís cave from the Late Pleistocene is a combination of two processes: (1) a shallow hypogenic origin related to upwards movement of confined aquifer located between 0 and 150 m depth, with lots of outlets and megascallops, and (2) a deep fault-cave related to the Benís fault developed between 150 - 320 m depth. This fault is N-S trending with normal kinematics and evidence of Late Pleistocene paleoseismic activity. Related to this, different fossil bones of *Lynx pardinus spelaeus*, was found in situ, which were dated by amino acid racemization in  $65 \pm 17.6$  ka (OIS 4). The estimated size of the last paleoearthquake was around 6 Mw according to the measured coseismic displacement at depth and the length of the Benís fault trace at surface. The combination of the two processes (hypogenic confined aquifer and a seismogenic faulting), controlled the development, geometry and speleogenesis of the Benís Cave during at least the last 250 ka.

**Key words:** karst; hypogenic; fault; paleoearthquake; Pleistocene; Murcia.

## 1. Introducción

Las cuevas hipogénicas constituyen un modelo en hidrogeología donde las cavidades se generan desde la parte profunda de un acuífero confinado hacia la superficie mediante una disolución remontante del agua y otros fluidos, aprovechando las discontinuidades de venas y fracturas. Este modelo de karstificación y corrosión actúa en contra de la gra-

vedad, en contraste con los modelos clásicos de cavidades alpinas donde las simas se desarrollan desde sumideros y dolinas localizadas en la zona superior hacia una zona inferior de surgencia (cavas epigénicas). En el mecanismo de génesis de simas hipogénicas, se produce el ascenso del agua hacia capas superiores generando redes kársticas tridimensionales por disolución, así como la génesis de conductos de disolución ascendentes "outlets"

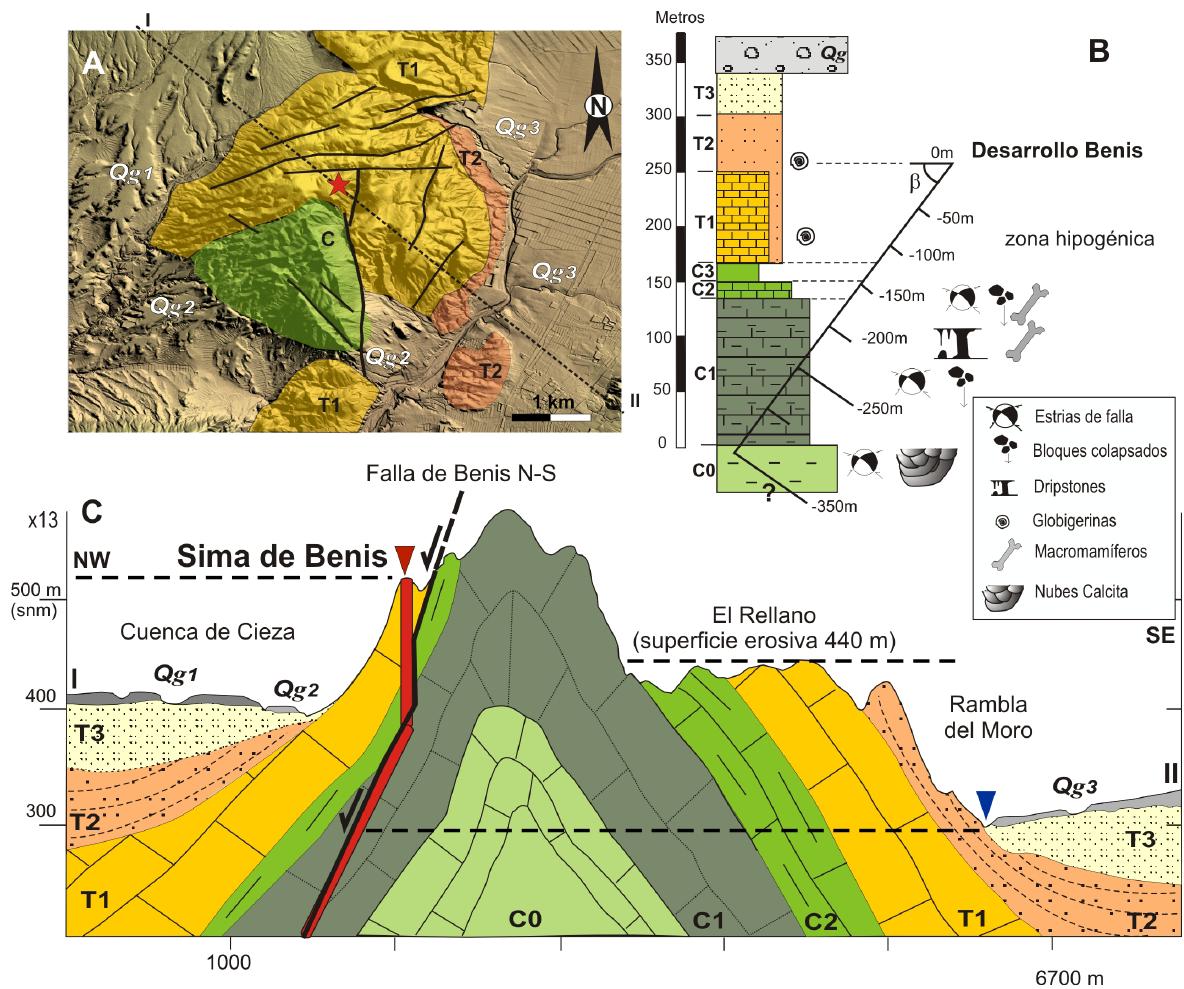
(Klimchouk, 2009). Palmer (2011) apunta las diferencias entre la génesis de cuevas epigénicas con las hipogénicas, las cuales identifica como topografías laberínticas que habría que estudiar desde el punto de vista del balance de masas para estimar su edad de formación, agresividad en la disolución de un fluido y grado de descarga. La presencia de cuevas hipogénicas en Murcia ha sido ampliamente descrita por diferentes de autores (Ros *et al.*, 2014; Gázquez *et al.*, 2016).

A diferencia de las cuevas epigénicas, para la génesis de cuevas hipogénicas no es necesario contar con una gran cuenca de recepción ni con grandes sumideros. Además, el tensor de permeabilidades que domina el movimiento regional del agua en profundidad en las cuevas epigénicas, no determina la geometría final de la red kárstica en las cuevas hipogénicas, puesto que dichas cavidades se generan por disolución en movimiento ascendente de fluidos. Debido a esta particular dinámica, la profundidad máxima de dichas cavidades está dominada por la profundidad del acuífero confinado. Sin embargo, y al igual que las cuevas de origen epigénico, las anisotropías iniciales como fracturas, contactos litológicos o presencia de zonas de debilidad, condicionan las redes de disolución tridimensionales que determinan las cuevas hipogénicas, y, por lo tanto, su topografía y su geometría. Obviamente, existe un control geológico en los acuíferos confinados, tanto en posición estratigráfica como en profundidad.

La Sima de Benís o Sima del Viento, es la cavidad explorada más profunda de la Región de Murcia (Fig. 1), con multitud de pasos estrechos y pozos verticales de longitud decamétrica en su topografía y que presenta unas condiciones ambientales de temperatura y humedad (23 - 26 °C) muy diferentes a la mayoría de cavidades profundas de España (valores de temperatura oscilando entre 2 y 10°C, Pérez-López *et al.*, 2010). Las primeras

exploraciones espeleológicas de la sima se llevaron a cabo durante los años 90, cuando el GIM de Elche (Grupo Illicitano de Montaña), junto con el GAEM de Cieza (Grupo Atalaya de Espeleología y Montaña), comenzaron con las exploraciones y topografía de la cavidad, dando lugar a lo que hoy se conoce como la zona clásica de la cueva, cuya profundidad máxima es de -213 m (Sala Principal, Fig. 2). En esta parte de la cueva se llevaron a cabo los primeros estudios espeleosísmicos sobre paleoterremotos afectando a la cavidad, definiendo Pérez-López *et al.* (2009) un nuevo sismotema a partir de la distribución espacial de corales tipo "pop-corn" en el fondo de la Sala Principal y que fueron desplazados por paleoeventos, cuya cinemática coincidía con la geometría de los terremotos en la zona. Asimismo, en el mencionado trabajo también se describían los efectos geológicos que se produjeron en el interior de la sima durante la crisis sísmica de Mula (Mw 4,8; 1999, Martínez-Díaz *et al.*, 1999), con el colapso de una galería que estaba conectada a la denominada Sala del Caos (-130 m, Fig. 2).

Las modernas exploraciones de la sima y que llevaron a la reactivación de su estudio científico comenzaron en el año 2008, cuando se fuerza un paso estrecho en una diaclasa vertical de unos 5 m de longitud y de anchura limitante a más de 150 m de profundidad (Fig. 2, Paso Enrique). Esta diaclasa es parte de una falla normal con dirección N-S, y que presenta bloques empotrados entre ambos planos de falla debido al colapso del techo de galerías de disolución, y que probablemente sea resultado de su actividad sísmica (Pérez-López *et al.*, 2009). Este punto da entrada a la denominada Zona Nueva de Benís, con una profundidad máxima explorada a fecha de este artículo de -320 m. El desarrollo de espeleotemas en esta zona se relaciona con una parte vadosa y otra freática de la cavidad, las cuales además se desarrollan geométricamente a favor del plano de falla N-S anteriormente mencionado, y



**Figura 1:** Localización geográfica y geología de la Sima de Benís. (A) Geología del entorno de la cavidad en la Sierra de Benís. La boca (estrella roja) se localiza en la parte superior de un anticlinal que da relieve a la sierra. C-Cretácico, T-Terciario, Qg1, Qg2 y Qg3 Cuaternario. Se observa la relación con las fallas cartografiadas, sobre todo con la falla N-S que afecta a materiales Cuaternarios. (B) Columna estratigráfica de los materiales afectados por la cavidad, C0 y C1, calizas tableadas y calizas masivas del Cenomaniano – Coniaciano, C2 y C3 calizas y margas del Santoniano - Maastrichtiense. T1, T2 y T3 calizas y margas del Paleógeno. Se observa acumulación de efectos de terremotos en el contacto de los carbonatos con las margas, punto de intersección de la cavidad (C2 y C3). La inclinación hace referencia al buzamiento de las capas, 35°. (C) Corte geológico y desarrollo vertical de la cavidad. Se observa que el potencial en profundidad de la cavidad es superior a los -300 m. El eje vertical está exagerado 13 veces.

*Figure 1: Geographic and geological location of the Benís Cave. (A) Geological units. The entrance of the cave is located at the top of an anticline, which determines the main relief of the sierra. C-Cretaceous, T-Tertiary, Qg1, Qg2 and Qg3 Quaternary. The Benís fault is N-S striking, with normal component affecting quaternary deposits of a colluvium. (B) Stratigraphic log of the Mesozoic limestone and dolostone, C0 and C1, massive limestone Cenomanian – Coniacian, C2 and C3 marls and limestones Santonian - Maastrichtian. T1, T2 and T3 marls and limestones of Paleogene. The connection between the hypogenic cave and the fault is at the limit between Upper Cretaceous and Tertiary (C2, C3, T1). The dip of the layers is also indicated (35°). (C) Geological cross-section and vertical development of Benís cave. The depth of the cave reaches -300 m. The vertical axis is exaggerated by 13.*

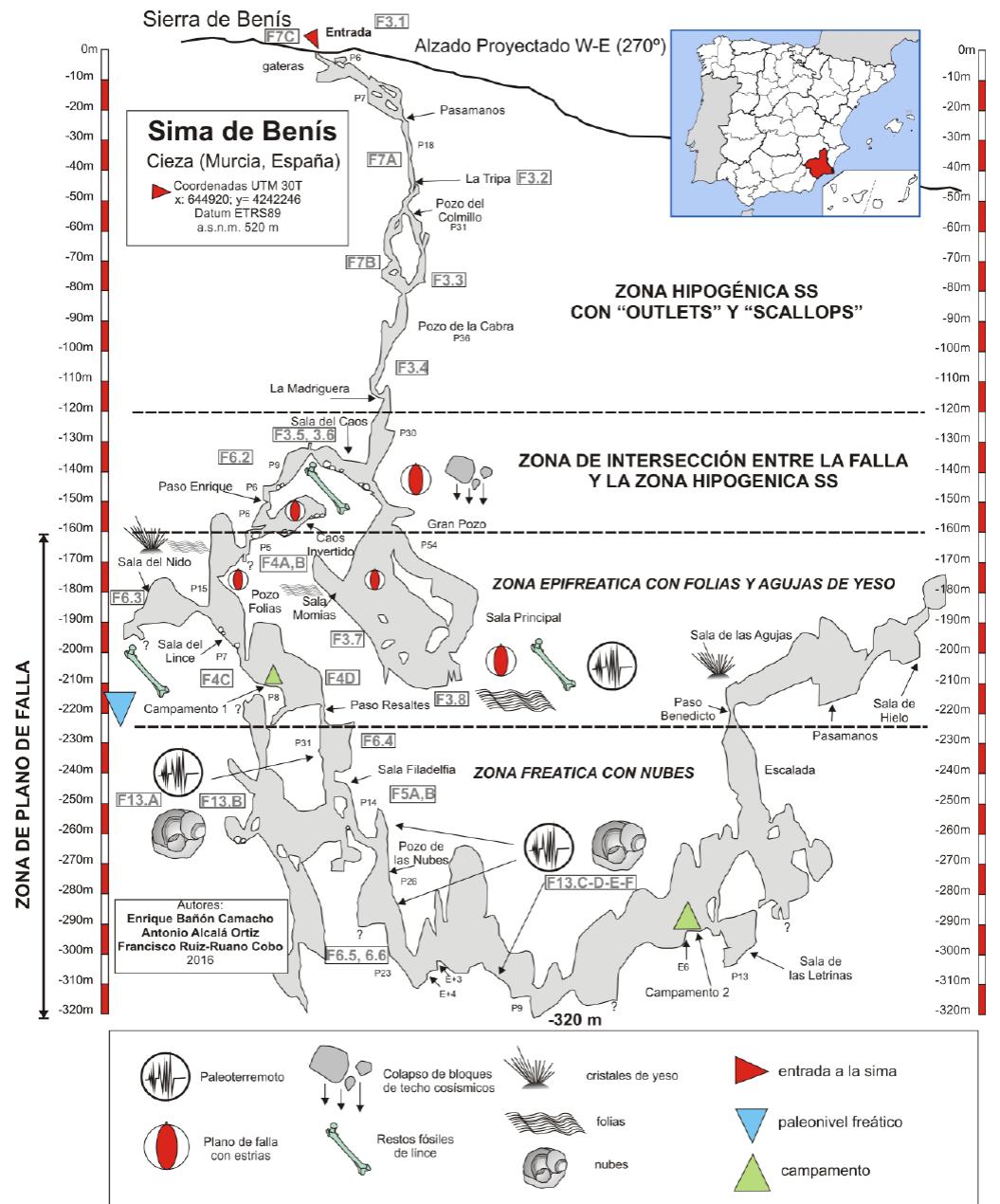


Figura 2: Topografía de la Sima de Benís modificada de Bañón-Camacho *et al.* (2017). Se incluyen la localización de las fotografías de las figuras 3, 4, 5, 6 y 7. También se incluyen las diferentes evidencias paleosísmicas encontradas, restos paleontológicos de linces de las cavernas (*Lynx pardinus spelaeus*) y diferentes mineralizaciones. La topografía se ha clasificado en función de los espeleotemas y la relación con la falla: 0-150 m, zona hipogénica *sensu stricto*, 120 – 160 m, zona de intersección con la falla de Benís donde aparece la “roca de falla”, 160 – 220 m, zona epifreática con folias sobre el plano de falla con marcas de paleonivel freático y -220 m hacia la zona profunda (320 m), zona freática posiblemente expuesta por extracción de agua del acuífero de Benís.

Figure 2: Topography of the Benís cave after Bañón-Camacho *et al.* (2017). Location of the photographs of figures 3, 4, 5, 6, and 7 are included. Paleoseismic evidence, bones remain of *Lynx pardinus spelaeus* and mineralization are also included. The topography is divided according to the hypogenic zone (0 – 120 m), fault cave intersection (120 – 160 m) with “fault gouge”, (160 – 220 m) epiphreatic zone with “folias” and paleophreatic level marks, and (220 – 320 m), the phreatic zone, probably depleted of water by water pumping associated to farming operations.

que además presenta expresión geomorfológica en superficie (Fig. 1). En general, en la zona vadosa hipogénica dominan las folias de carbonatos (láminas de carbonato que aparecen en agregados policristalinos con forma de hojas en geometrías de tipo “rimstone” invertido Audra *et al.*, 2009) e incluso cristales de yeso, mientras que en la zona freática domina la precipitación de nubes blancas de calcita de tamaño métrico.

Desde mediados del año 2009, la cavidad se encuentra bajo estudio espeleocientífico y monitorización continua, a través de varios proyectos del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), consiguiendo diversos resultados sobre los efectos de los terremotos en cavidades (e.g. Pérez-López *et al.*, 2009; Pérez-López *et al.*, 2016a). Además de describir los efectos de terremotos dentro de las simas, se han monitorizado las condiciones ambientales en su interior mediante la colocación de sensores de temperatura, de gas radón y de medida de la concentración atmosférica de CO<sub>2</sub> a diferentes profundidades. Datos sobre análisis paleosísmicos pueden consultarse en Pérez-López *et al.* (2009), sobre el gradiente geotérmico vertical en Pérez-López *et al.* (2010; 2012a), sobre la emisión de CO<sub>2</sub> y actividad sísmica en Pérez-López *et al.* (2013; 2015a; 2015b) y sobre el estudio de flujo térmico y velocidad de deformación durante el Cuaternario en Pérez-López *et al.* (2016a).

La presencia de varios acuíferos confinados en la cuenca del Segura (i.e. acuífero de Ascoy-Sopalmo, subacuífero de Benís, Rodríguez-Estrella, 2012; 2014) y la actividad de fallas con capacidad de disparar terremotos de magnitud superior a M 6, se combinan para que la Sima de Benís alcance al menos los -320 m explorados, profundidad mayor que las cavidades exploradas en la zona y que oscilan entre -100 y -230 m (Sima del Pulpo -75 m, Sima de la Higuera -156 m, Cueva del Puerto -114 m, Sima Destapada -230 m, Sima

el Humo -154 m, entre las más destacadas). Finalmente, el estudio del origen del CO<sub>2</sub> y las variaciones de emisión de gases como el radón en el interior de la cavidad (en una zona donde aún queda por esclarecer el origen de dicho gas), podría dar información sobre la conexión de las zonas profundas con zonas más aireadas (gases de origen endógeno de la corteza superior, entre 15 y 22 km de profundidad), de la actividad edáfica, e incluso de la actividad de la falla y de la sismicidad cercana (alrededor de 50 km, ver Pérez-López *et al.*, 2015a; 2016b). En este sentido, la Sima de Benís, desarrollada a lo largo de una falla activa, es un excelente laboratorio natural para estudiar fenómenos geoquímicos asociados a la ocurrencia de sismicidad.

El objetivo del presente trabajo es el estudio y descripción de la evolución geológica de la cueva en función de la interacción de una dinámica kárstica hipogénica con una dinámica tectónica, sismogénicamente activa durante al menos los últimos 250 ka.

## 2. Metodología

Con el fin de estudiar las evidencias de paleoterremotos dentro de la Sima de Benís, se han combinado diferentes tipos de análisis desde (1) la topografía de la cueva y el estudio geomorfológico de superficie, (2) análisis de la espeleogénesis, mineralogía y distribución espacial de espeleotemas, (3) evidencias cosísmicas y ecuaciones empíricas sobre salto cosísmico, longitud de ruptura, superficie de ruptura y magnitud (Mw) asociada (Wells y Coppersmith, 1994) y (4) estudio paleontológico de los restos de macromamíferos encontrados en el interior de la sima que incluye la datación por racemización de aminoácidos (Torres *et al.*, 2002; Pérez-López *et al.*, 2012b). Este enfoque multitemetodológico es importante para intentar acotar el tiempo de ocurrencia de los paleoterremotos identificados, así como el tamaño máximo asociado, lo

cual sin duda mejorará los estudios de peligrosidad sísmica en la zona y de la falla relacionada con dichos paleoeventos.

En cuanto a la mineralogía, se ha realizado un estudio por microscopía electrónica acompañado de microanálisis por energía dispersiva en 2 muestras representativas procedentes de: (1) relleno de fibras de calcita de las venas orientadas E-W localizadas en superficie y (2) de la superficie de una de las nubes de calcita afectada por el último paleoevento registrado con evidencias cosísmicas (Figs. 2., 5.1, 11D). El equipo utilizado ha sido un JEOL JSM 6010LA plus, equipado con microanálisis EDS JEOL de los laboratorios del IGME.

Previamente a la extracción de los restos del lince, originalmente localizado en la Sala del Lince (-200 m Fig. 2), y tal como resulta preceptivo para este tipo de intervenciones, se solicitó autorización a la Dirección General de Bienes Culturales de la Región de Murcia, organismo responsable en materia de patrimonio paleontológico en esta comunidad autónoma. La estrategia de extracción de los restos óseos constó de dos fases principales, a tenor de la dificultad de acceso y de las penosas condiciones de trabajo. En primer lugar, se inventarió “in situ” todo resto óseo para poder determinar factores relacionados con transporte “post-morten” y resedimentación por flujo de agua o de derrubios. Posteriormente, se embalaron los restos y se trajeron mediante técnicas de progresión vertical en grandes simas. Para el estudio de estos restos se utilizaron radiografías de rayos X de las piezas dentales con el fin de estudiar la edad de fallecimiento del lince. El dispositivo utilizado de rayos X es el modelo *Prostyle INTRA-PlanMeca*, con unos parámetros de radiación de 8 mA/63 kV y tiempos de exposición de 0,006 s. Para la datación del lince se aplicó la técnica de racemización de aminoácidos de los caninos del lince (Pérez-López *et al.*, 2012b), introduciendo los valores D/L del

ácido aspártico en el algoritmo de cálculo de edad modificado de Torres *et al.* (2002).

### 3. Geología y topografía de la Sima de Benís

Los depósitos carbonatados donde se desarrolla la Sima de Benís corresponden a materiales del Prebético Interno, principalmente el Cretácico superior y del Paleoceno inferior y medio, estructuralmente organizados en una serie de anticlinales (Fig. 1). Durante la fase compresiva de la orogenia alpina se levantaron y fragmentaron las sierras carbonatadas que aparecen entre Cieza y Jumilla (Sierra de la Pila, Sierra Larga, Sierra de El Carche, Sierra de Benís). Estos depósitos representan plataformas carbonatadas del Cretácico superior y que actualmente aparecen dolomitizados, junto con carbonatos masivos del Paleoceno y Eoceno depositados durante el periodo posterior regresivo (Jerez-Mir *et al.*, 1972; 1974). Finalmente, estas plataformas carbonatadas se continentalizaron durante el Oligoceno, dando lugar a zonas palustres y lacustres y la posterior formación de los actuales valles fluviales. Actualmente constituyen una serie de sierras elongadas según la dirección NE-SW, las cuales están formadas por anticlinales de la serie Cretácico-Paleógeno.

La Sima de Benís se encuentra situada en el municipio de Cieza (Murcia), con un desarrollo vertical mediante una sucesión de pozos verticales de longitud variable entre 16 y 48 m aproximadamente durante los primeros -150 m, y a favor de una falla normal de orientación N-S aproximadamente y 75° de buzamiento oeste (Fig. 1A ver estrella roja). Esta cavidad afecta en su mayoría calizas tabulares del Cretácico superior (Cenomanense – Coniaciense), margocalizas del Santoniense – Maastrichtiense y calizas masivas y margas del Paleoceno inferior y medio (Jerez-Mir *et al.*, 1972; 1974, Fig. 1B). En la figura 1B se representa el desarrollo de la topografía de la cavidad con el buzamiento medio de la serie

(35°), lo que permite visualizar las diferentes unidades geológicas que aparecen según profundizamos en la sima.

La sima, situada en la parte superior de la Sierra de Benís, se desarrolla sobre el flanco NW de un anticlinal de dichos carbonatos cretácicos y paleocenos, intersectando al plano una falla a unos 150 m de profundidad (Fig. 1C). Destaca el contacto Cretácico superior – Paleoceno en el interior de la cavidad a -150 m, en el punto donde la cueva intersecta al plano de falla. En este lugar aparece la roca de falla de espesor métrico afectada por circulación de fluidos y precipitación de venas carbonatadas. A partir de esta profundidad aparecen agregados de carbonatos en láminas (folias) y fibras de yeso posteriores a lo largo de la pared, así como un nivel de colapso desarrollado a favor del contacto entre calizas y margas (límite Cretácico superior – Paleoceno).

Entre -200 y -250 m de profundidad, aparecen restos de macro-mamíferos identificados como lince de las cavernas (*Lynx pardinus spelaeus*). Dichos restos aparecen en su mayoría “in situ”, aunque algunos aparecen rese-dimentados (Pérez-López *et al.*, 2012b). Este hallazgo sugiere la existencia de una entrada sobre esa cota (-200 m) en las faldas laterales de la sierra y que actualmente se encuentra colapsada. En general, la topografía de Benís (Fig. 2) se genera mediante diversos procesos kársticos, presencia de galerías ascendentes verticales con grandes marcas de gubia (*megalostalags*) que sugieren flujo ascendente de fluidos, con la parte inferior asociada a una falla activa con evidencias de generar terremotos. Ambos procesos han ido uniendo las salas de forma laberíntica generando salas de morfologías planas por proximidad de ambos labios de la falla y con desarrollo posterior de espeleotemas. Aunque los estudios de su topografía están en constante mejora debido a la exploración continua de la sima, Bañón-Camacho *et al.* (2017) presentaron el diseño

más actualizado, sobre el que hemos incluido las evidencias de formación hipogénica y las evidencias paleosísmicas (Fig. 2).

La boca de entrada aparece en lo alto de la sierra cerca de unas canteras abandonadas (Fig. 3.1), notándose al aproximarse un aumento de la temperatura debido al aire que exhala desde su interior, así como una corriente de aire que será ascendente o descendente en función del contraste térmico entre el interior y el exterior de la sima. A partir de la entrada, y a unos 2 m de profundidad, se observan paredes con golpes de gubia (*megalostalags*) de tamaño considerable (centimétrico, Figs. 3.2, 3.3 y 3.4), a lo largo de las paredes de pozos verticales de diámetro variable, generalmen-te entre 2 y 3 m.

El desarrollo topográfico de la sima en la parte superior (0 – 150 m) consiste en una serie de pozos verticales relacionados a favor de unas venas carbonatadas de orientación E-W (Fig. 3.2), con presencia de conductos de di-solución ascendentes (*outlets*, ver Klimchouk, 2009, Ros *et al.*, 2014 y Gázquez *et al.*, 2016), y que llegan a los -156 m de profundidad (Figs. 3.3, 3.4). A esa profundidad aparece la Sala del Caos (Figs. 3.5, 3.6), donde se bifurcan dos ramales relacionados con una evidente frac-tura (Fig. 3.7). En el fondo de la Sala Princi-pal aparecen coraloides de tipo *pop-corn* (Fig. 3.8), sobre el bloque levantado del plano de falla, y banderas (*dripstones*) verticales en el bloque hundido desarrollados a favor de las estrías generadas sobre el plano de falla. El movimiento de las estrías y el buzamiento del plano (75° W) confirman la cinemática nor-mal de la falla de Benís en profundidad (Fig. 3.7, Pérez-López *et al.*, 2009).

Por el ramal nuevo de la cueva y desde la Sala del Caos, se alcanza la zona del Caos invertido (Fig. 2), donde se tomaron varias medidas estructurales sobre la falla (Fig. 4A, 4B). Es en esta zona donde aparecen las folias (junto con la Sala de las Momias del ramal antiguo; Fig.

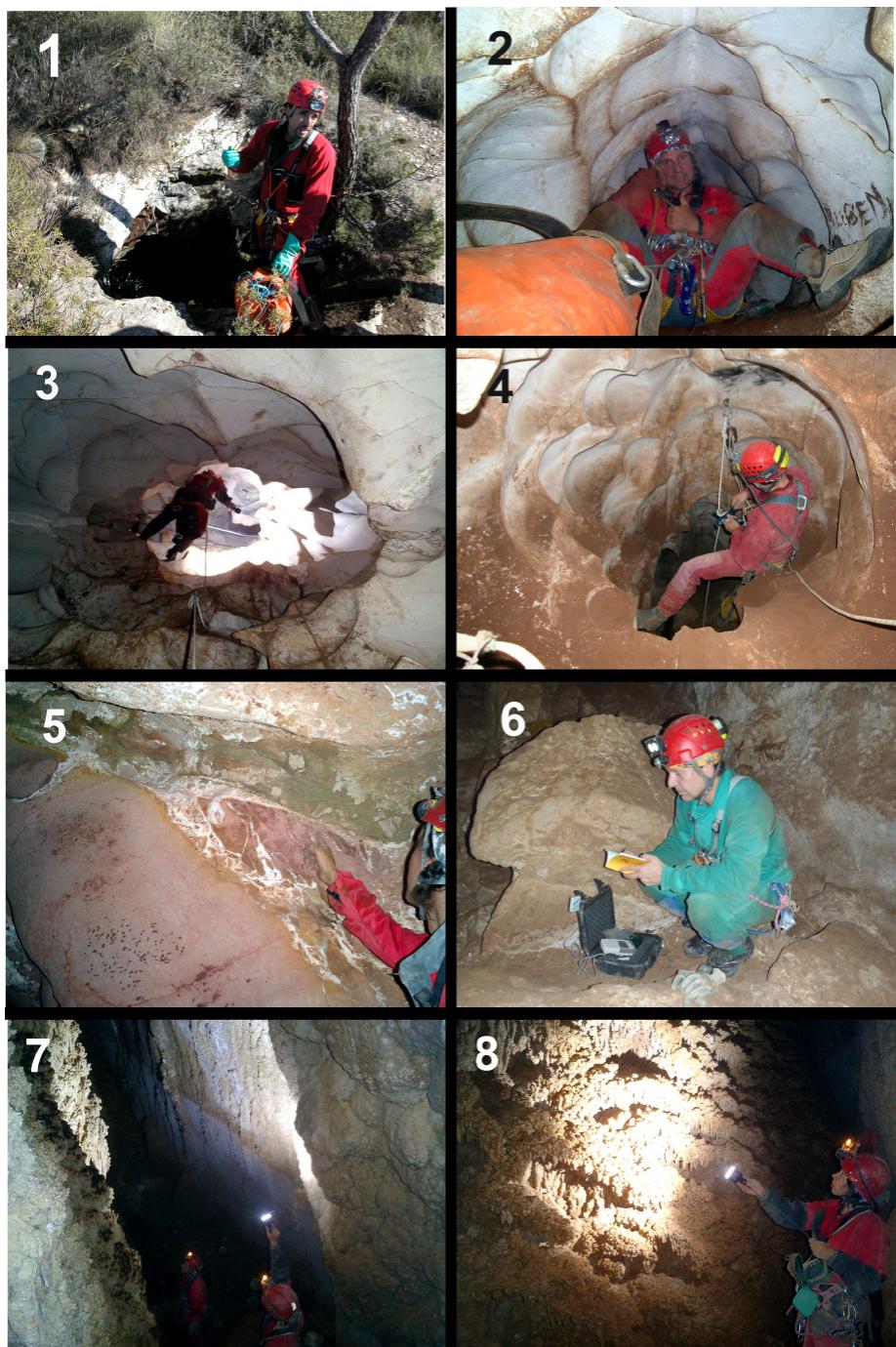


Figura 3: (1) Entrada a la sima. (2) Detalle de los golpes de gubia, “megascallops”, en la zona de la Tripa. (3) Pozo del Colmillo. (4) Pozo vertical de la Cabra. (5) Contacto y roca de falla en la Sala del Caos. (6) Detalle de bloques de techo antiguos en la Sala del Caos. (7) Plano de falla en la Sala Principal. (8) Espeleotemas tipo “flowstone” decorando la parte antigua de Benís, -220 m. Ver figura 2 para la localización en la cueva de las fotografías.

Figure 3: (1) Detailed photo of the cave entrance. (2) “Megascallops” in the Tripa tube. (3) El Colmillo shaft.

(4) La Cabra shaft. (5) Chaos hall, detailed “fault gauge”. (6) A fallen block into the Chaos hall. (7) Fault plane determining the old hall of Benís cave. (8) “Flowstone” in the old part of Benís, -220 m. See figure 2 for photographs location in the topography.

4C, 4D). Una vez superado este sector a -225 m de profundidad, se entra en la zona freática donde dominan las nubes de calcita (Fig. 5a y 5b). En esta zona aparecen rupturas (Fig. 5a) y desplazamientos sobre los espeleotemas de tipo “nubes”. Estos efectos se localizan en el pozo de las Nubes y la Sala Filadelfia (Fig. 2).

### 3.1. *Topografía y estructura de la Sima y Falla de Benís*

La existencia de cuevas hipogénicas en la zona de Murcia y Almería ha sido ampliamente descrita y documentada por Ros *et al.* (2014) y Gázquez *et al.* (2016), describiendo el origen de estas cavidades en relación a la presencia de acuíferos confinados, hidrotermalismo, erosión y corrosión remontante hacia la parte superior. También existe convergencia entre los espeleotemas descritos por estos autores en otras cavidades similares y los que aparecen en la Sima de Benís. En general, se distinguen tres zonas bien diferenciadas en la sima (Fig.2):

#### 3.1.1. Zona hipogénica somera

Corresponde a los primeros -156 m, hasta la Sala del Caos (Fig. 3), donde aparecen pozos verticales por disolución remontante con desarrollo de golpes de gubia y de los conductos de disolución verticales (Figs. 3.2, 3.3). Estos pozos y secciones horizontales están controlados por una vena de calcita con posterior relleno hidrotermal, de orientación E-W. Es en esta zona donde la sima intersecta a la Sala del Caos con una falla, en el tránsito de las margas a las calizas terciarias (Fig. 1).

#### 3.1.2. Zona de Cueva-Falla

A partir de la intersección entre las galerías hipogénicas con el plano de falla (Figs. 1, 3.5), la topografía de la sima de Benís cambia drásticamente pasando a estar dominada por pro-

cesos de disolución y precipitación a favor del plano de falla, dando lugar a salas inclinadas a favor del buzamiento (Fig. 3.8) y que penetran en profundidad (Figs. 4, 5, 6). En este punto (-150 m), tanto en la Sala Principal del ramal antiguo, como en el Caos Invertido, las salas aparecen controladas por la geometría del plano de falla y por el movimiento relativo entre sus bloques.

#### 3.1.2.a. *Zona epifreática o vadosa*

Es aquí donde aparecen las folias (Figs. 4C, 4D), y sobre ellas flores de calcita (Fig. 6.1), recubrimiento en zonas de alteración hidrotermal (Fig. 6.2) así como fibras de yeso con maclas (Fig. 6.3). Actualmente, no hay agua para determinar la analítica y poder constatar la existencia de sulfatos y si presentaba unas condiciones réd氧化 negativas. En esta sección aparece el nivel topográfico donde aparecen los restos de varios linceos de las cavernas tanto el descrito por Pérez-López *et al.* (2012b), como los otros tres restos de linceos que se han descubierto en expediciones posteriores (Fig.2).

#### 3.1.2.b. *Zona freática*

Comienza en una zona de galerías estrechas (a favor de la falla) en cuyas paredes se produce la precipitación de nubes de calcita típicas de zonas freáticas saturadas, con geometrías esféricas de hasta 1 m de diámetro, y con micro esferas en la superficie de cada nube (Fig. 5). Las nubes, de color blanco lechoso, están compuestas de laminitas concéntricas. Se observan diferentes marcas de un antiguo nivel estable agua (Fig. 6.4, ver flecha). Teniendo en cuenta que en la zona el nivel freático ha descendido por debajo de los 200 m en los últimos 75 años (acuífero Ascóy-Sopalmo, asumiendo un valor entre 3 y 5 m/año; Molina *et al.*, 2009; Rodríguez-Estrella, 2014), es posible que a principios del 1900 estuviese inundada. Se observa en la figura

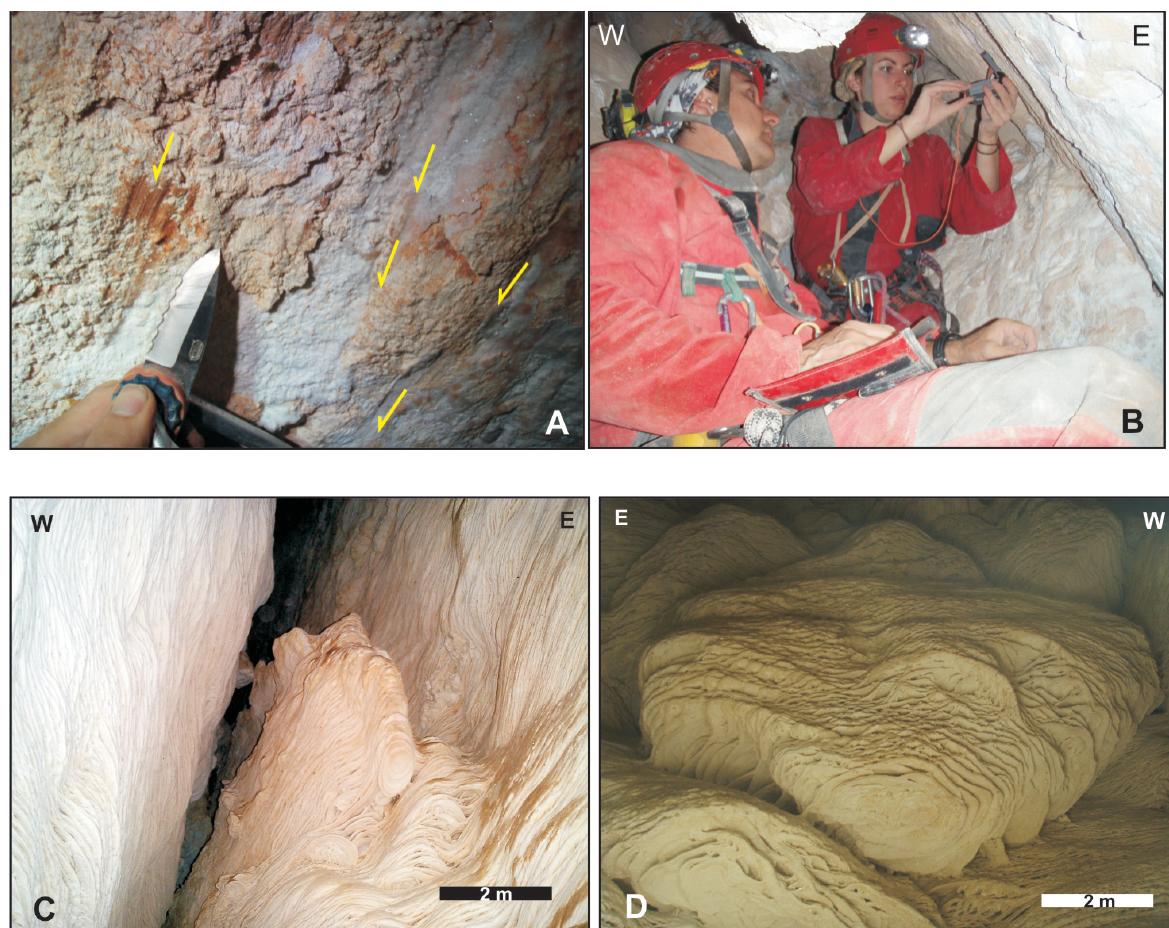


Figura 4: (A) Estrías sobre el plano de falla en la Sala del Caos invertido. (B) Toma de medidas estructurales en la Sala del Caos Invertido. (C) y (D) Detalle de las folias en el pozo de las Folias (- 190 m). Ver figura 2 para la localización en la cueva de las fotografías.

*Figure 4: (A) Fault striation on the Benís Fault, Caos Invertido Hall. (B) Measurement of striation into the Caos Invertido hall. (C) and (D) Details of "folias" decorating Las Folias shaft (-190 m). See figure 2 for location the photographs in the topography.*

6.5 y 6.6 los niveles de formación de nubes en zona saturada con morfologías esféricas y botroidales de tamaño métrico, estando estos niveles afectados por terremotos.

También existe un control estructural en las litologías afectadas, puesto que en esta sala interseca la roca de falla con múltiples rellenos hidrotermales deformados, y que además se encuentra estructuralmente en el contacto entre los carbonatos masivos paleógenos y las margas carbonatadas del Cretácico superior.

#### 4. Espeleogénesis de la Sima de Benís

La formación de la Sima de Benís, incluyendo el desarrollo de espeleotemas y la formación de estructuras de disolución de tamaño métrico, obedece a un patrón complejo donde varios procesos se han combinado para configurar una de las cavidades más singulares de las Béticas. Partiendo de un origen hipogénico del acuífero carbonatado cretácico y su intersección con la Falla de Benís en su mesozona hipogénica (Pérez-López *et al.*, 2009; 2016a), se configura una cavidad subvertical y que

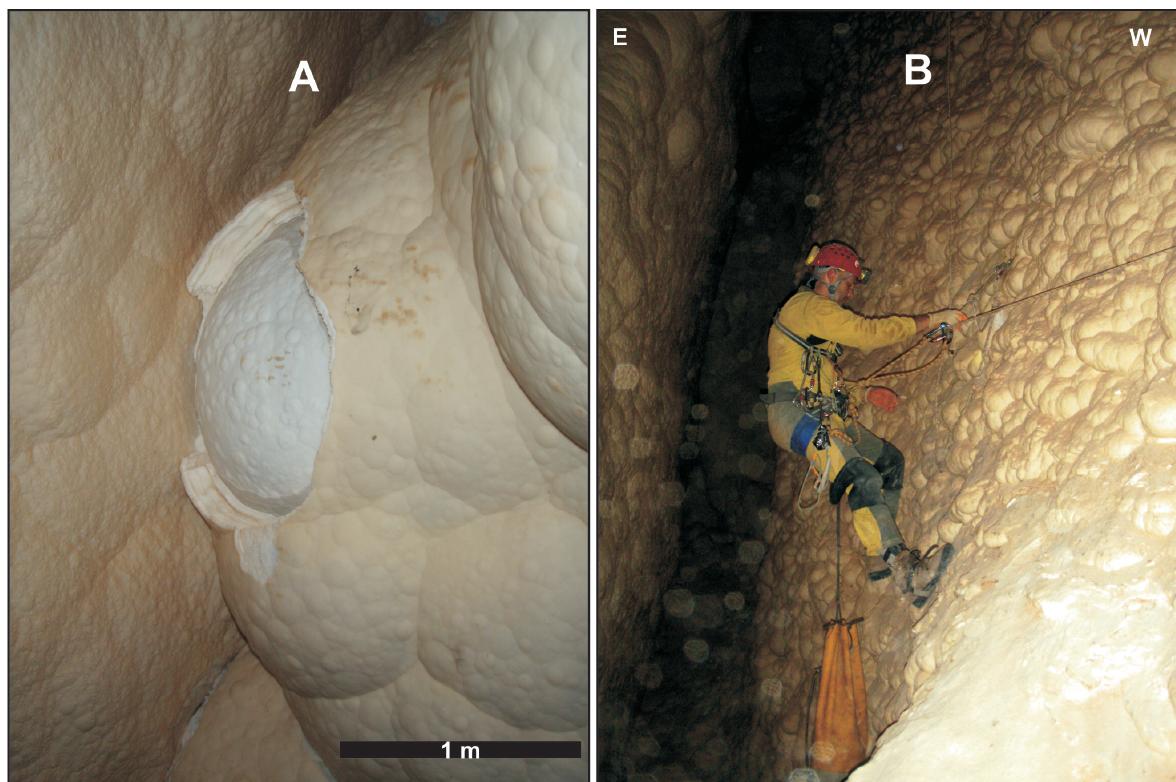


Figura 5: (A) Zona del Pozo de las Nubes afectado por paleoterremoto. (B) Vista general del Pozo Filadelfia. Ver figura 2 para la localización en la cueva de las fotografías.

Figure 5: (A) Paleoearthquake evidence in Las Nubes shaft. (B) Overview of Philadelphia shaft (-250 m). See figure 2 for location the photographs in the topography.

además tiene un importante registro de actividad sísmica cuaternaria. En este apartado se describe la topografía y la espeleogénesis a escala métrica, así como la mineralogía de varias formaciones y espeleotemas singulares. Estos espeleotemas están en relación con la actividad sísmica en la zona.

#### 4.1. Espeleotemas de la Sima de Benís

En general, la tipología de espeleotemas en la Sima de Benís aparece condicionada por varios factores: (1) la litología karstificada, (2) la dinámica de la karstificación (zonas epifreática - vadosa y freática) y (3) actividad de la falla en el interior de la cavidad. Sobre la litología de la cavidad, los 150 primeros metros de profundidad se desarrollan sobre calizas masivas blancas cenomanienses (Cretácico

superior) y esparitas de edad Paleógeno inferior (Jerez-Mir *et al.*, 1974). Aparecen venas con circulación de fluidos (Figs. 3.5, 7A, 7B).

Las fibras de calcita de relleno en venas extensionales, muestran la presencia de micro estilolitos, por lo que la fase tectónica extensional cambió a compresiva (Fig. 7D). La orientación de estas venas es E-W, y que podemos asociar de forma aproximada a una extensión uniaxial con el mínimo acortamiento en la horizontal (Shmin) según N-S. La aparición posterior de los micro-estilolitos de tipo planar sugiere un cambio de orientación del tensor de deformación, caracterizado por un máximo acortamiento horizontal (SHMax) según N-S. Aun así, para sacar conclusiones tectónicas más precisas habría que llevar a cabo un estudio sistemático de las venas e intentar datarlas. Sin

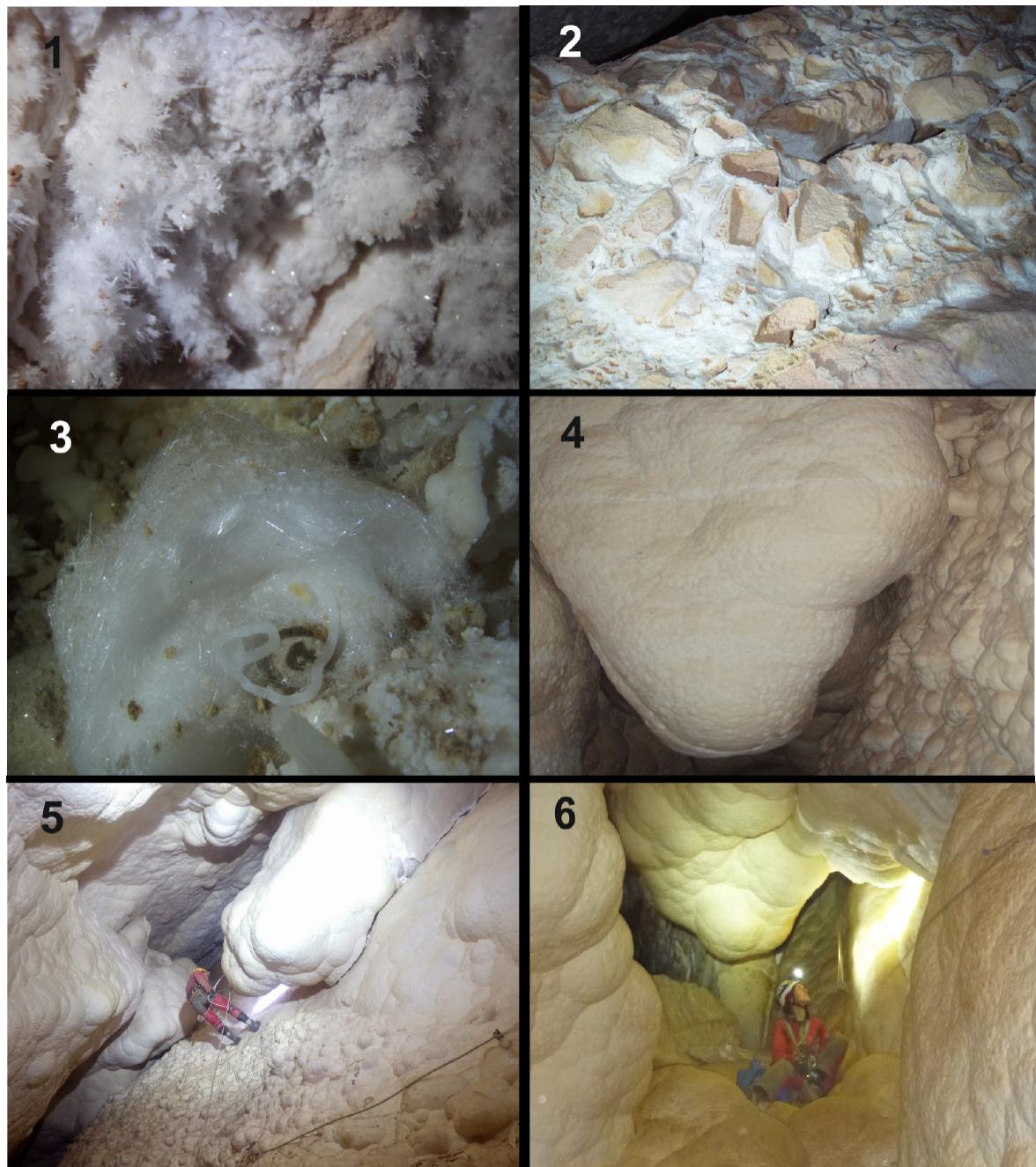


Figura 6: (1) Flores de calcita. (2) Recristalización de calcita en fragmentos de roca encajante en la Sala del Caos. (3) Acículas de yeso con macla en punta de lanza. (4) Detalle de nivel paleofreático en la Sala Filadelfia (-250 m). (5) Pozo de las nubes sobre plano de falla de Benís. (6) Detalle de paleoterremoto en la Sala de las Nubes. Ver figura 2 para la localización en la cueva de las fotografías.

Figure 6: (1) Flowers of calcite. (2) Calcite recrystallization in Chaos Hall. (3) Gypsum aciculites showing twins. (4) Paleophreatic level at Philadelphia shaft. (5) Las Nubes shaft determined by the fault plane. (6) Detailed paleoearthquake evidence as a broken part of the roof. See figure 2 for location the photographs in the topography.

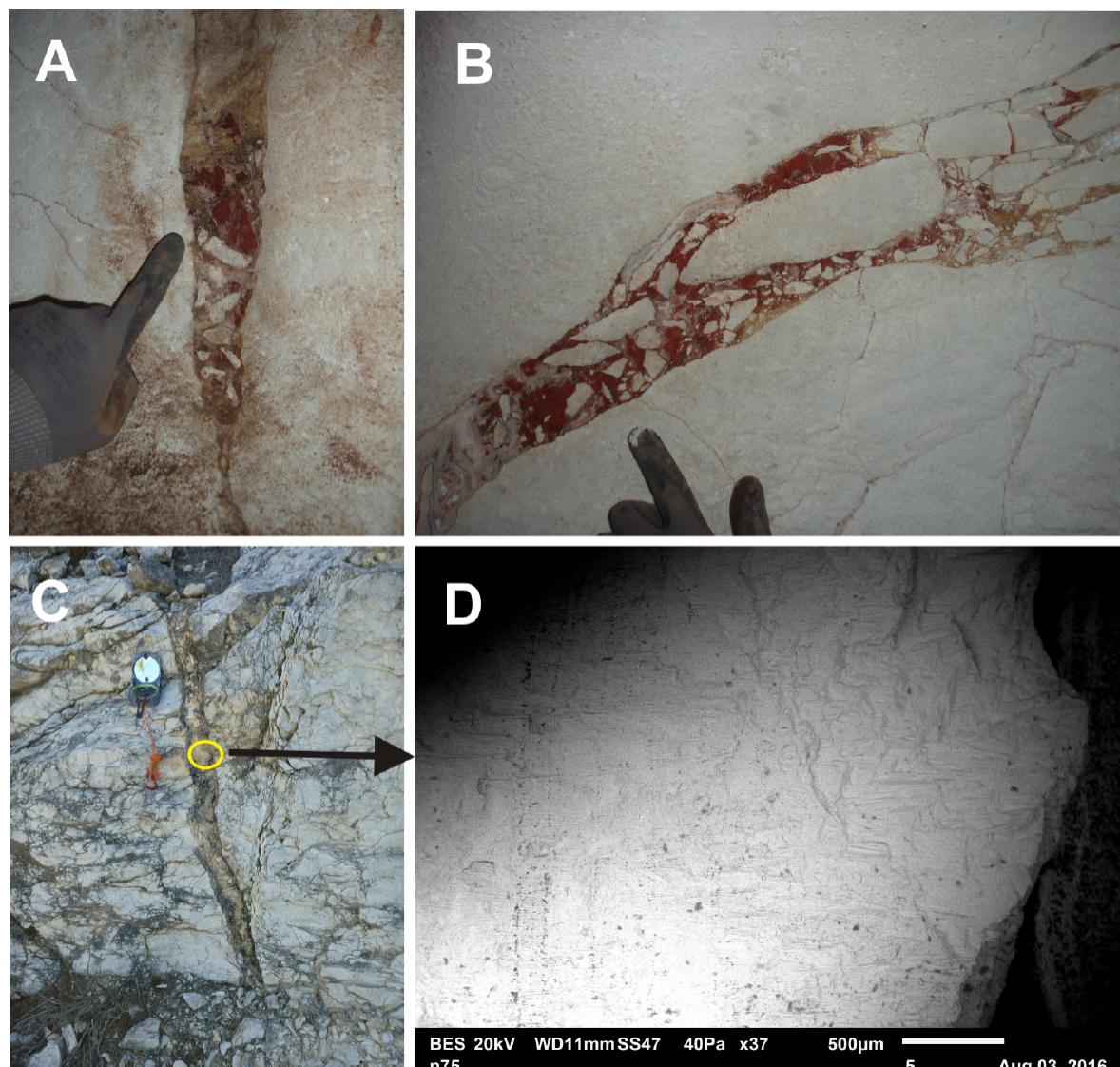


Figura 7: (A) y (B) Detalle de las venas de carbonatos con rellenos, localizadas en el Pozo del Colmillo y Pozo de la Cabra. (C) Vena de calcita del exterior de la sima, con orientación E-W. (D) Imagen SEM de la vena de calcita, donde aparecen micro-estilolitos que indican el paso de una fase tectónica extensional a compresiva. Ver figura 2 para la localización en la cueva de las fotografías.

Figure 7: (A) and (B) Calcite infilled veins located at the Colmillo and Cabra Shafts. (C) Calcite vein located at the surface near to the cave. (D) Scanning electron microscope of the calcite vein with micro-styrolites (C). See figure 2 for location the photographs into the cave topography.

embargo, esta zona aparece alterada, lo que dificultaría su datación por técnicas convencionales de series del uranio. Por otro lado, estas venas de calcita con rellenos aparecen deformadas por etapas posteriores (Fig. 7), sin que hayamos estudiado evidencias de precipitaciones posteriores asociadas a dichas etapas.

Entre 150 - 160 y 250 m de profundidad (Fig.2), aparecen cristales de calcita, las folias y los yesos (Figs. 6.1, 6.2 y 6.3). Los yesos aparecen como cristales aciculares y en flores en la zona de falla (150 m de profundidad), mientras que las folias aparecen de calcita cristalina de tonos blancos (condiciones freáticas).

ticas o epifreáticas). En la figura 2 aparecen las posiciones de la cueva donde aparecen las fibras de yeso. Por debajo de 250 m de profundidad, aparecen las nubes, precipitaciones de carbonatos de tamaño métrico, laminadas (Fig. 5.1) y que muestran evidencias de antiguo nivel freático (Figs. 6.4, 6.5, 6.6).

#### 4.2. Imagen SEM de los precipitados carbonatados

Las imágenes del microscopio electrónico de barrido (SEM) muestran la mineralogía del bandeados con los cristales de carbonato de

hábitos romboédricos - escalenoédricos organizados en láminas (Fig. 8). El tamaño de los romboedros de calcita es menor a 25  $\mu\text{m}$ . En la figura 8 se observa la mineralogía de un bandeados de las nubes de calcita de la Sala Filadelfia (Fig. 2, 11D), con imágenes a 200, 100 y 50  $\mu\text{m}$  de escala característica.

Las imágenes de microscopía electrónica (en modo de electrones retrodispersados, BES) de muestras de las nubes indican: Fig. 8A) Los cristales de calcita de tamaño micrométrico se disponen en capas de espesor de un centenar de micras. Fig. 8B) Detalle donde se observan las morfologías de los cristales que

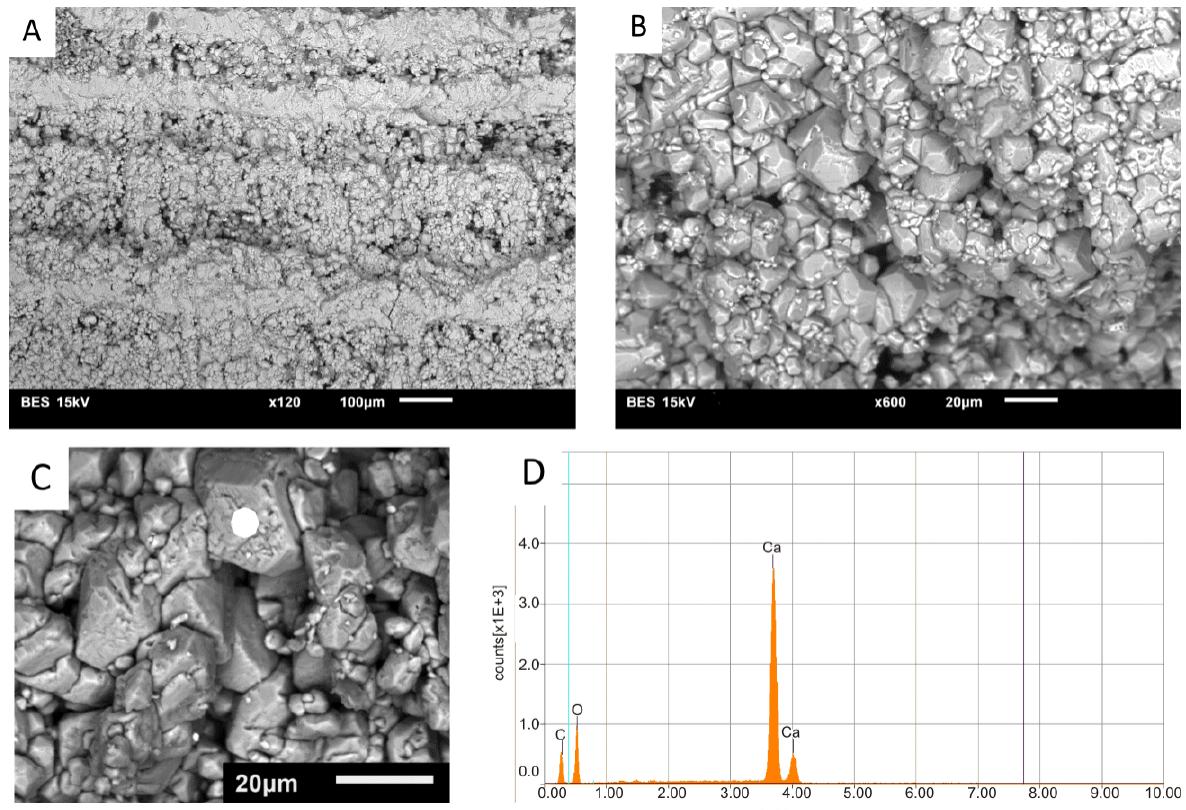


Figura 8: (A) y (B) Imagen de microscopio electrónico de barrido (SEM) del recubrimiento de las nubes de calcita (Figs. 5.2 y 11D). Se observan bandeados de las laminitas a 100  $\mu\text{m}$  de escala y los romboedros y escalenoedros de calcita de tamaño heterométrico y diferente reflectancia a 20  $\mu\text{m}$ . (C) y (D) Análisis químico por energía dispersiva (EDS) del grano de calcita de la figura 8C y composición.

Figure 8: (A) and (B) Scanning electron microscope image of calcite clouds of figure 5.2 and 7D. Lamination in calcite bands is shown at 100  $\mu\text{m}$  of scale and romboedric and scalenoedric shape of calcite is shown at 20  $\mu\text{m}$ . (C) and (D) Chemical dispersive analysis of the romboedric calcite crystal of (C) photography.

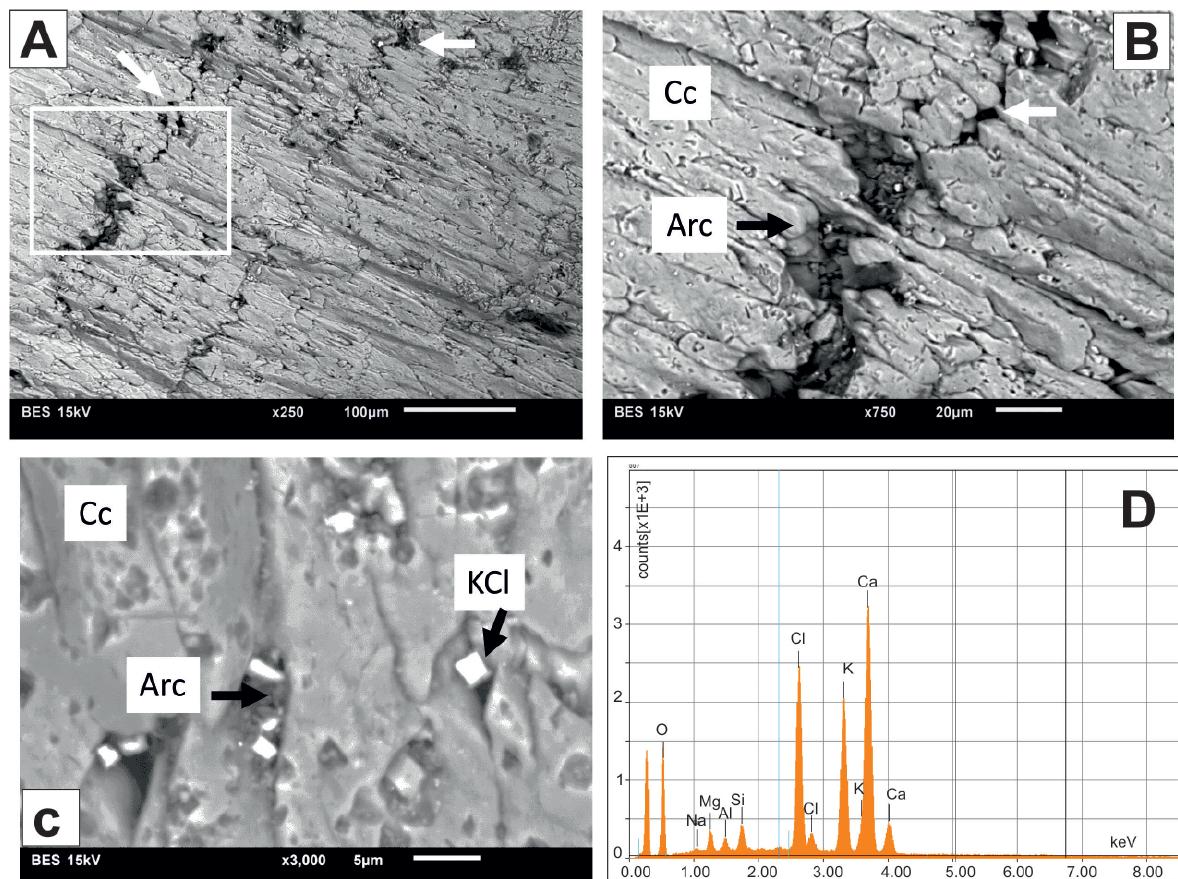


Figura 9: (A) Imagen de microscopio electrónico de barrido (SEM) mostrando los micro-estilolitos (flechas blancas) afectando las fibras de calcita del dique E-W. (B) Ampliación de foto anterior (cuadro blanco foto A), donde se observan el relleno de filosilicatos presente en algunas zonas de las superficies estilolíticas (flechas blancas). (C) cristales de calcita con inclusiones de arcillas, cloruros (K, Na). (D) Análisis químico por energía dispersiva (EDS) de las inclusiones de sales (Cl, K y Na), en una matriz rica en calcita y filosilicatos (Mg, Al y Si).

Figure 9: (A) Scanning electron microscope (SEM) image showing planar micro-styolite (white arrows) of calcite fibers infilling the E-W dyke. (B) Zoom of the micro-styolites (located into the white frame of the (A) photography). (C) Calcite crystals with silt and chlorine (K, Na). (D) Dispersive energy analysis (EDS) of Cl, K and Na, embedded into a matrix enriched in calcite and phyllosilicate (Mg, Al, Si).

forman las láminas. Fig. 8C) cristales de calcita con la situación del punto de análisis de energía dispersiva mostrado en 8D. Fig. 8D) análisis químico por energía dispersiva (EDS) del grano de calcita de la figura 8C, principalmente calcio, oxígeno y carbono.

Por otro lado, las imágenes de microscopía electrónica (en modo de electrones retrodispersados, BES) de las fibras de relleno de las venas de calcita de orientación E-W, mues-

tran: Fig. 9A) Superficie con estilolitos (flechas blancas) que indican fase compresiva. Fig. 9B) Ampliación de foto anterior (cuadro blanco foto A), donde se observan el relleno de filosilicatos presente en algunas zonas de las superficies estilolíticas (flechas blancas). Fig. 9C) cristales de calcita con inclusiones de arcillas, cloruros (K, Na). Fig. 9D) análisis químico por energía dispersiva (EDS) de las inclusiones de sales (Cl, K y Na), en una matriz rica en calcita y filosilicatos (Mg, Al y Si).

## 5. Restos de lince de las cavernas *Lynx pardinus spelaeus*

En total, se trajeron 200 piezas óseas, casi la totalidad del esqueleto del lince, constatándose la falta del colmillo izquierdo, así como de varios incisivos. Además, el cráneo se encontraba fragmentado y sin posibilidad de recuperación, contando solo con una fotografía previa a su destrucción. Una vez en el exterior, se entregaron al Servicio de Patrimonio Histórico de la Región de Murcia donde se inventariaron y se estabilizaron para su preservación. Sobre dichos restos, tanto el estado de conservación de las piezas dentales de la mandíbula inferior (izquierda y derecha) como del maxilar derecho estaban en perfecto estado de conservación (Fig. 10A). También se recuperaron la totalidad de las vértebras con las apófisis en perfecto estado (Fig. 10B). Los valores de la geometría dental de los premolares indica que dicho individuo es un lince de las cavernas (*Lynx pardinus spelaeus*, Garrido, 2008), y que murió en el interior de la cueva en la zona donde se localizaban los restos, en posición de cúbito y sin trauma alguno que afectase a los huesos (Pérez-López *et al.*, 2012b). A partir del estudio dental mediante imágenes de rayos X, la edad del lince se estimó entre 6 y 8 años, de acuerdo a las tablas de Zapata *et al.* (1997), lo que refuerza la idea de una muerte por asfixia frente a una muerte por edad avanzada.

La edad de los restos fósiles se ha determinado mediante la aplicación de la técnica de racemización de aminoácidos (Pérez-López *et al.*, 2012b), con un valor medio resultante de  $64,4 \pm 17,6$  ka BP, tomando como temperatura media 26°C. Esta edad corresponde al Pleistoceno superior, en concreto al inicio del Estadio Isotópico del Oxígeno OIS 4 en el contexto de una importante bajada del nivel de base en relación al inicio de la última fase glaciar en la Península Ibérica. Sin embargo, es necesario resaltar que la temperatura media en el interior de la cavidad y que aparece

descrita por los trabajos de Pérez-López *et al.* (2010) indica unos valores medios de 23-26°C, valores límite en el uso de esta técnica y que podrían hacer que la edad fuese algo menor.

Existen otros restos fósiles de lince a similar nivel topográfico (-200 m aproximadamente), aunque en diferentes estancias de la sima. Los que aparecen en la Sala Principal del ramal antiguo, están recubiertos por un precipitado de carbonato, y que podrían dar pistas sobre su edad mediante datación. También se encontraron otros en la Sala del Caos en posición de muerte natural y que se están analizando actualmente. Recientemente han aparecido otros restos en la parte inferior de la cueva y que se encuentran resedimentados. En la figura 2 se indican las zonas donde aparecen restos de lince de las cavernas.

Todos estos fallecimientos de individuos de la misma especie en un mismo nivel topográfico pero en diferentes estancias, sugieren una posible muerte sin presencia de trauma en los huesos largos y con posición de muerte de decúbito prono, y que afectó también a individuos jóvenes. Una de las hipótesis que se barajan es que o bien un terremoto suficientemente grande pudiera haber desplazado el oxígeno dentro de la cavidad por la emisión brusca de CO<sub>2</sub> durante el mismo, de forma similar a las muertes por desplazamiento de CO<sub>2</sub> en lago Nyos de Nigeria en el año 1986 (Baxter *et al.*, 1989), o bien varios terremotos en épocas diferentes con estancias ocupadas por dichos individuos juveniles. No hay evidencias de que el periodo de ocupación sea coetáneo.

## 6. Evidencias de paleoterremotos Cuaternarios en la Sima de Benís

Las primeras evidencias de terremotos afectando a la Sima de Benís fueron puestas de manifiesto por la Federación Murciana de

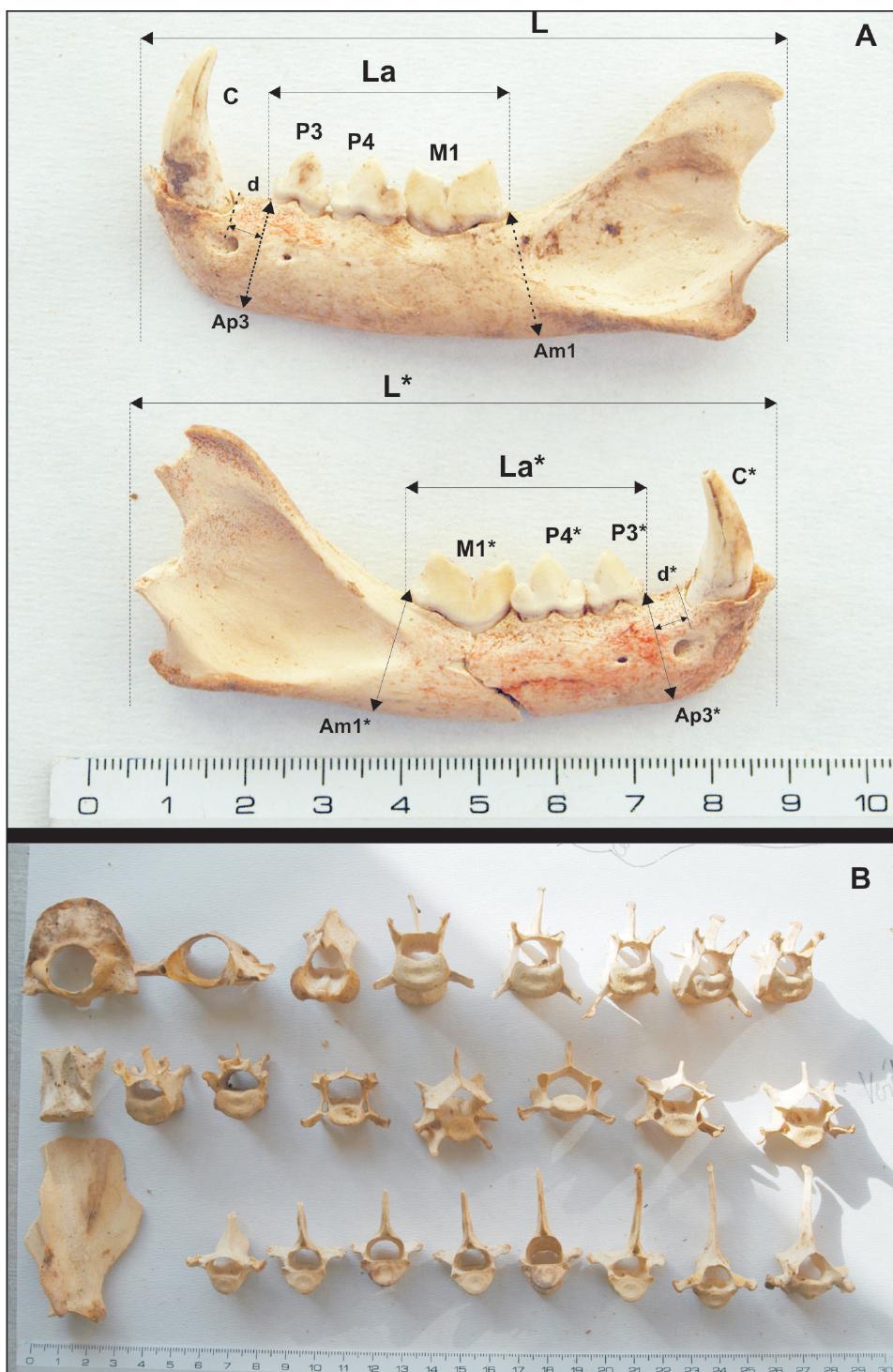


Figura 10: (A) Mandíbulas y vértebras del lince de las cavernas extraídas de la sala del Lince (*Lynx pardinus spelaeus*). Modificado de Pérez-López et al. (2012b). Se incluye la nomenclatura de los molares que se han medido para su clasificación. (B) Las vértebras aparecen con las apófisis intactas.

Figure 10: (A) Jaws and spines of the cave lynx (*Lynx pardinus spelaeus*), after Pérez-López et al. (2012b). The names of the teeth are also included. (B) Bone disks show unbroken spines.

Espeleología después del terremoto de Mula de 1999 (M 4.8, VI EMS-98 Martínez-Díaz *et al.*, 2001). El entonces presidente junto con otros espeleólogos descendieron hasta la Sala del Caos a unos -150 m de profundidad, (Figs. 2, 3.5, 3.6), días después del terremoto. Su objetivo era estudiar posibles colapsos que se hubiesen producido en el interior de la sima, así como cambios en sus características ambientales (composición del aire en su interior). Se encontraron con un colapso afectando a la zona norte de la Sala del Caos, cegando el acceso a una pequeña sala, así como varios bloques de tamaño métrico que parecían movidos. Desde la Federación Murciana de Espeleología, se trasladó esta información a miembros del Instituto Geológico y Minero de España que estaban trabajando en espeleosismología y paleosismología en la zona. A partir de dicha información, y puestos en contacto años después con miembros del Espeleoclub Resaltes de Murcia, se organizaron diferentes campañas para buscar evidencias de paleoterremotos en su interior. A continuación, se describen las diferentes evidencias estudiadas en relación al tipo de información paleosísmica y que hemos clasificado en tres grandes grupos (6.1) Evidencias estructurales en relación a la geometría de la falla y marcadores cinemáticos sobre su plano; (6.2) Evidencias paleosísmicas, en relación a efectos geológicos sobre espeleotemas o sismotemas (Kagan *et al.*, 2005; Pérez-López *et al.*, 2009); y (6.3) Evidencias cosísmicas, aquellas evidencias desde las que es posible estimar los efectos geológicos asociados a un único terremoto. Los tamaños de los paleoterremotos se han estimado en el apartado 6.4.

### 6.1. Evidencias estructurales y neotectónicas

Las figuras 3.7, 4A, 4B y 6.5, muestran la topografía de la Sima de Beníz controlada por la falla normal de orientación N-S y buzamiento 75° W, con estrías sobre su bloque hundido (Fig. 4A), compatibles con el movimiento de

una falla normal con componente en dirección (Pérez-López *et al.*, 2009). De acuerdo con los trabajos de Herraiz *et al.* (2000) sobre el estado de esfuerzos actual en la Península Ibérica, así como orientación del tensor de deformación, la zona de Beníz presenta una dirección de máximo acortamiento en la horizontal (SHMax) según NW-SE dentro de un régimen tectónico de extensión uniaxial definido con un SHmin NE-SW, compatible con el movimiento de fallas normales según N-S, tal y como aparece en la Falla de Beníz. Pérez-López *et al.* (2009), describe el campo de deformación tectónica a partir de la medida de estrías sobre el plano de falla según SHMax orientado NNW-SSE, definiendo un régimen tectónico en desgarre compatible con el modelo propuesto por Herraiz *et al.* 2000. Esto implica que la Falla de Beníz puede acumular suficiente energía tectónica al estar bien orientada respecto al campo de esfuerzos actual y liberarla de forma sísmica.

### 6.2. Evidencias paleosísmicas

En principio, en una cueva es difícil saber si las evidencias paleosísmicas son debidas a terremotos lejanos o a terremotos cercanos. En el caso de Beníz, aparecen ambas: Pérez-López *et al.* (2009) describen la evolución de varios espeleotemas en relación al desplazamiento del bloque hundido de la Falla de Beníz con el bloque levantado, lo que indica campo cercano y actividad de la falla. En el modelo que presentan estos autores, describen la evolución de una colada carbonatada (*pop-corn*) en relación al movimiento en dirección y de tipo normal de la zona de aporte de agua. Esta colada travertínica está localizada en el fondo de la parte antigua de la Sima de Beníz, a -200 m de profundidad en la Sala Principal (Figs. 2, 3.7 y 3.8). La reconstrucción de dichos autores muestra una cinemática del plano de falla acorde con un movimiento de falla normal con componente en dirección de tipo lateral izquierdo.

Por otro lado y en relación con terremotos lejanos, la Sala del Caos y la Sala del Caos Invertido (ver Fig. 2 para localización en la topografía), muestran caídas de bloques del techo de las salas, las cuales coinciden con las descripciones de testigos que entraron en la cavidad después del terremoto de Mula. La Sala del Caos se encuentra tapizada por multitud de bloques asociados a colapsos de probable origen sísmico en relación a terremotos pasados. El tamaño de estos bloques, con un bloque de tamaño máximo aproximado de 50 m<sup>3</sup>, induce a pensar en grandes paleosismos (en torno a M 6).

### 6.3. Evidencias cosísmicas

En este apartado hemos diferenciado las evidencias cosísmicas puesto que hacen referencia a la ocurrencia de un único terremoto y que permite estimar el tamaño de los paleoterremotos reconocidos. La figura 11 muestra las diferentes evidencias cosísmicas, incluidas evidencias de movimiento acumulado (Figs. 11A y 11B). En primer lugar, encontramos un bloque que se ha cementado a ambos lados del plano de falla y que posteriormente ha sufrido rotura por el movimiento del mismo. La separación total del plano de falla es de 65 cm. Este bloque se encuentra a unos 200 m de profundidad, justo al atravesar el Paso Resaltes (ver Fig. 2). Los dos fragmentos del bloque están desplazados 15 cm aproximadamente de salto neto, según un movimiento normal con componente en dirección. También aparecen evidencias de roturas por movimiento de la falla. Según crecieron los espeleotemas en épocas de quietud sísmica, disminuyó el espacio entre los bloques levantado y hundido de la falla, lo que provocó que se produjeran roturas de los mismos por acortamiento entre ambos bloques durante un paleoterremoto (Figs. 11C, D, E, F). Estas roturas solo pueden explicarse mediante movimientos cosísmicos repentinos, puesto que movi-

mientos lentos de tipo “creep” de falla no hubiesen permitido el crecimiento de dichos espeleotemas al tener una velocidad más lenta que la precipitación de calcita (principalmente nubes de calcita precipitadas en zona freática). Todas las evidencias de la figura 11 aparecen a partir de -200 m de profundidad y hasta la zona más profunda (Fig. 2). Las dataciones que se han llevado a cabo sobre las páginas de carbonatos que cementan el bloque y recubren las fracturas no han dado valor alguno por contaminación de las mismas.

### 6.4. Estimación del tamaño de paleoterremotos

La estimación del tamaño de los paleoterremotos puede abordarse mediante la aplicación de relaciones empíricas que tienen en cuenta distintos parámetros geométricos y cinemáticos de los diferentes tipos de fallas (inversa, normal, desgarre) y de la magnitud (Mw). De entre las más conocidas, las relaciones de Wells y Coppersmith (1994) permiten el cálculo de magnitudes a partir de parámetros tales como la longitud de ruptura, la longitud total de la falla, el área de ruptura, así como en el salto máximo y el salto medio a lo largo de la falla sismogénica. Los datos obtenidos de los análisis de las evidencias cosísmicas de Beníz se presentan en la Tabla 1.

A partir de la longitud de falla cartografiada, entre 3 y 4,5 km de longitud con orientación N-S (Fig. 1) y un buzamiento de 75° W, utilizando las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994) para falla normal, se obtienen unos valores de magnitud de terremoto que oscilan entre Mw 5,5 y Mw 5,7. Asumiendo un espesor sismogénico de 10 – 15 km (Pérez-López *et al.*, 2016a), el área de ruptura oscilaría entre 30 y 67.5 km<sup>2</sup>, lo que a partir de las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994) implica un terremoto oscilando entre Mw 5,7 y Mw 5,8.

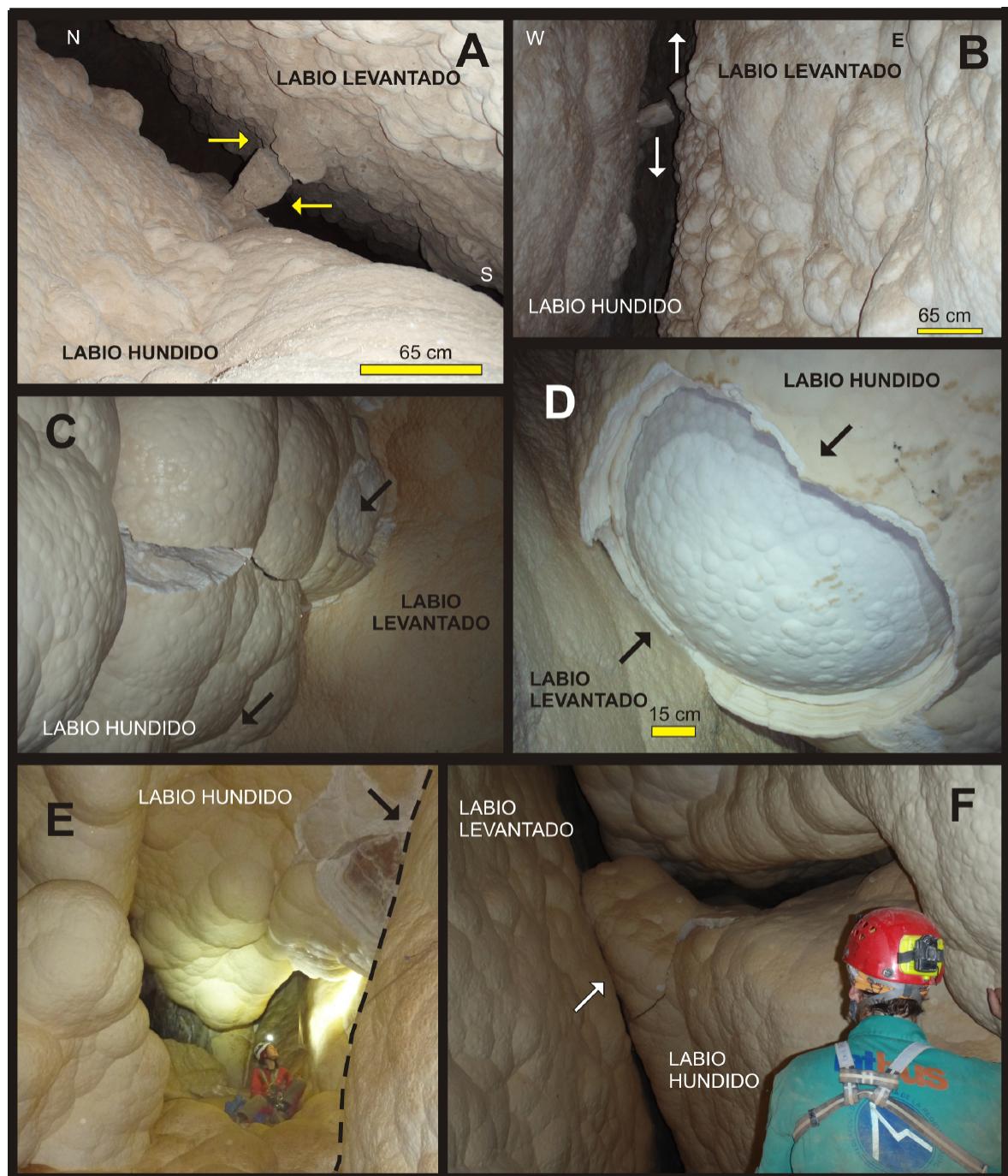


Figura 11: (A) y (B) Detalle de rotura cosísmica por paleoterremoto de un bloque cementado por ambos lados en el plano de falla de Benís en la zona del Pozo Filadelfia (-200 m). (C) Grieta en la Sala de las Nubes. (D) Rotura de una nube por paleoterremoto. (E) y (F) Choque entre ambos bloques del plano de falla con rotura de nubes en la Sala de las Nubes. Ver figura 2 para la localización en la cueva.

Figure 11: (A) and (B). Photographs of coseismic broken cemented block of the Benís fault into the Philadelphia shaft. (C) Crack affecting clouds of calcite. (D) Detailed crack of calcite cloud interpreted as a paleoevent. (E) and (F). Crash between both fault blocks. See figure 2 for location the photographs in the topography.

Tabla 1: Estimación de los paleoterremotos en la Sima de Beníz a partir de la aplicación de las ecuaciones empíricas de Wells y Coppersmith (1999) (WC94-e). LRS = longitud de ruptura superficial, Área de ruptura en  $\text{km}^2$ . Ver texto para mayor explicación. El error se ha obtenido a partir del  $2\sigma$  de las ecuaciones originales.

*Table 1: Paleoearthquake magnitude estimation by applying the empirical relationships between surface, rupture lengths (LRS), rupture area in square kilometres (Area rup.) and coseismic net-slip (m). Error was estimated from the  $2\sigma$  values of the original equations (Wells and Coppersmith, 1994).*

Tipo	LRS (km)	Area rup. ( $\text{km}^2$ )	Salto (m)	Magnitud	error	Fuente
WC94-e	3			5,5	$\pm 0,34$	mapa
WC94-e	4,5			5,7	$\pm 0,34$	mapa
WC94-e		30-67,5		5,7-5,8	$\pm 0,25$	mapa+biblio
WC94-e			0,17	6,1	$\pm 0,34$	sima
WC94-e			0,15	6,0	$\pm 0,34$	sima

A partir de la ruptura cosísmica de las figuras 11A y 11B, se observa un desplazamiento neto entre 15 - 17 cm. Aplicando las ecuaciones de máximo desplazamiento cosísmico de Wells y Coppersmith (1994) se obtiene una magnitud de Mw 6. Si además vemos los acortamientos por movimiento del plano de falla con ruptura de las figuras 11C, 11D, 11F, también se miden 15 cm de acortamiento entre los espeleotemas, lo que equivale de nuevo a un terremoto de magnitud Mw 6 aplicando las ecuaciones anteriores. Por otro lado, observando la separación de 65 cm entre los bloques de falla (Figs. 11A, 11B), y asumiendo un terremoto característico con un salto de 15 cm (como indican las rupturas), se puede concluir que en la separación del plano de falla habría intervenido al menos 4 paleoterremotos de magnitud estimada en 6,0 Mw. Dado que el fallecimiento contemporáneo de los linceos fue al menos hace unos 65 ka (Pérez-López *et al.*, 2012b), éste podría ser el terremoto más reciente, o por lo menos el más reciente con evidencia paleosísmica. Asumiendo un periodo de retorno similar para estos 4 paleosismos, es posible sugerir que el registro paleosísmico de la sima abarcaría los últimos 250 ka (OIS 7) (Pleistoceno medio superior). La Tabla 1 resume los principales valores de magnitud para los paleoterremotos que se han descrito previamente, valores que han sido estimados a partir de la longitud de ruptura superficial,

área de ruptura y salto cosísmico. Estos valores oscilan entre Mw 5,5 y Mw 6,1.

Finalmente, la figura 12 muestra el modelo tridimensional propuesto de la sima de Beníz en relación a su zona hipogénica (primeros -150 m) y la parte de la sima que corresponde a la Falla de Beníz (150 – 320 m). La intersección de ambas partes de la sima coincide con el contacto de las calizas del Cretácico superior con margas y calizas del Paleoceno, lo que favorece que en ese punto se nucleen las caídas de bloques cuando se produce un terremoto (Figs. 2 y 12). Las evidencias de paleoterremotos aparecen en la parte profunda de la sima puesto que es ahí donde aparecen los espeleotemas. El desarrollo de una cueva hipogénica a favor de una falla activa ha permitido una profundización de la cavidad más allá de los límites del acuífero confinado, manteniendo tres partes bien diferenciadas en relación a su dinámica: A) Zona de corrosión de fluidos ascendentes con grandes pozos verticales desarrollados a favor de una vena de calcita de orientación E-W, B) Zona freática – vadosa en intersección con una falla normal y que es activa actualmente, donde precipitan folias y aparecen espeleotemas posteriores de yeso por presencia de  $\text{SH}_2$  asociado a la actividad tectónica de la falla y C) zona freática de precipitados de nubes de calcita con evidencias paleosísmicas. Es interesante destacar que

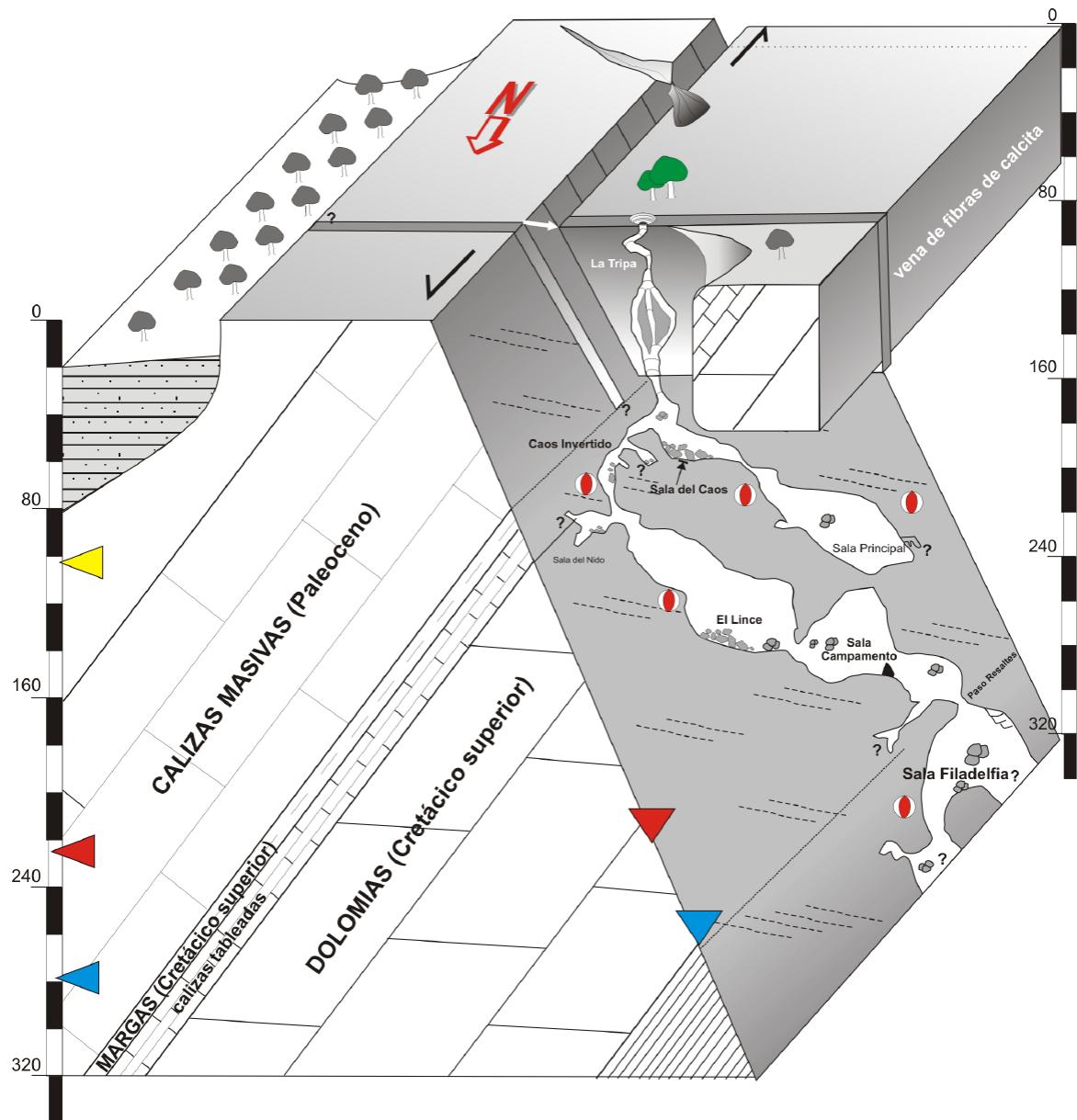


Figura 12: Modelo conceptual 3D de la estructura y desarrollo de la Sima de Benís en relación con la presencia de fallas activas y procesos hipogénicos. Los primeros -150 m corresponden a una cueva hipogénica desarrollada en una intrincada red de pozos desarrollados a favor de antiguas venas de calcita deformadas con orientación preferente E-W. A partir de la intersección de la cueva con la falla, cambia la topografía a favor del plano de falla (N-S, buzamiento 75°W), donde se desarrollan las nubes de calcita. Es en esta zona donde aparecen las evidencias cosísmicas de terremotos. Las líneas discontinuas muestran la orientación aproximada de las estrías de falla. El triángulo amarillo indica la zona de intersección de la falla con la parte hipogénica de Benís. El triángulo rojo señala la zona epifreática de la freática y el triángulo azul los paleoniveles freáticos.

Figure 12: Conceptual 3D model and structure of Beníš cave, related to active faulting and hypogenic cave development. The first ~150 m of the cave corresponds to the hypogenic cave determined by E-W ancient calcite veins. The topography changes from this point and it is determined by the fault plane (N-S, dipping 75W) in the epiphreatic zone, where the calcite clouds appear. In this zone, coseismic paleoearthquakes are described. Dashed lines indicate the striation on the fault plane. Yellow triangle shows the depth of contact between the fault and the hypogenic cave. Red triangle indicates the depth of contact between the epiphreatic and the phreatic zone. Blue triangle shows ancient phreatic level.

según el modelo de Palmer (2011) para la formación de grandes cuevas hipogénicas dentro de periodo cercano al millón de años, la Sima de Benís podría explicar su gran desarrollo por la actividad de la falla que enriquece en CO<sub>2</sub> el acuífero confinado, aumentando su agresividad a la disolución, así como el aumento de la descarga lateral a través del propio plano de falla.

## 7. Discusión

Finalmente, la hipótesis sobre la aparición de restos de varios individuos de lince de las cavernas en diferentes partes de la sima, pero que corresponden a un mismo nivel topográfico (150 – 200 m; Fig. 2), es la de una muerte por asfixia debido a un paleoterremoto (o varios) que liberó suficiente cantidad de CO<sub>2</sub> como para desplazar la pequeña proporción de oxígeno existente a esa profundidad en el interior de la cueva. Teniendo en cuenta que las salas donde aparecen estos restos paleontológicos muestran unos volúmenes entre 200 y 500 m<sup>3</sup>, hemos utilizado la ecuación para la pérdida de oxígeno de un espacio confinado mediante desplazamiento a partir de otro gas. Partimos de un valor de 20,95% de oxígeno en condiciones normales, sobre el 100% de volumen en gas en una sala (Vh). Al ser desplazado por un volumen Vg de otro gas, podemos calcular el porcentaje restante de oxígeno en el volumen de la sala con la siguiente expresión:

$$\%O_2 = 100 * [20,95 * (Vh - Vg)] / Vh$$

[ecuación 1]

Donde Vh es el volumen de la sala, %O<sub>2</sub> es el porcentaje de oxígeno. Si reemplazamos los volúmenes de las salas donde aparecen los restos de los lince, se obtienen los valores gaseosos de emisión de CO<sub>2</sub> que oscilan entre 66 y 166 m<sup>3</sup> (entre 120 y 300 kg de peso de CO<sub>2</sub> a una temperatura media de 21°C y una presión atmosférica de 1 atm con un peso molar

de 44 g/mol). Estos cálculos los hemos realizado para un valor de oxígeno igual al 14%, valor a partir de los cuales se compromete la vida humana (NTP 223, 1987). Esta hipótesis como causa probable de muerte de los lince, se vería reforzada por la ausencia de traumas en los huesos en los lince, su aparición “in situ”, y sin evidencias de depredación alguna. Por lo tanto, la hipótesis que manejamos es la de sofocación de estos lince por desplazamiento de oxígeno por debajo de 14%, o bien envenenamiento por incremento súbito de los valores de CO<sub>2</sub> (hipercapnia, valores superiores al 4% de CO<sub>2</sub>).

La presencia de estos carnívoros a esas profundidades en el interior de la sima evidencia la existencia de antiguos accesos a la misma hoy en día cegados y sin identificar. La profundidad a la que aparecen los restos fósiles coincide aproximadamente con la cota de 350 m sobre el nivel del mar. Esta cota ya se encuentra ligada con los niveles morfológicos de glacis de cobertura del Pleistoceno medio y superior (Qg2 y Qg3; Fig. 1) que rodean las Sierras de Benís y Ascoy (Cabra Gil, 2008). En concreto el nivel de Glacis Qg3 se sitúa en el entorno de Cieza a +40-35 m sobre el cauce del Río Segura, dando lugar a extensas plataformas aluviales que preceden el encajamiento fluvial de la Cuenca Neógena de Cieza. Aunque en esta zona no se dispone de datos cronológicos, en la vecina Cuenca de Mula, niveles a similar cota relativa (+ 40 - 36 m) poseen faunas cálidas correspondientes al Último Interglaciado (Agustí *et al.*, 1990; Silva *et al.*, 1995). Según estos autores este nivel precede la erosión fluvial intensiva de la cuenca media del Río Segura (Molina de Segura – Cieza) durante el último ciclo glaciar (OIS 4 – OIS 2). Tal y como indica Silva *et al.* (1995), este mismo nivel de terraza conserva en su interior importantes evidencias paleosísmicas (horizontes de licuefacción, paleodeslizamientos, etc.) sugiriendo una importante actividad paleosísmica durante la instalación de la red de dre-

naje en la zona consecuencia de la bajada del nivel del mar durante el último ciclo glacial. En este contexto temporal, es donde también parece relacionarse la entrada y muerte de los felinos en la Sima de Benís, similar incremento de la actividad paleosísmica y la subsiguiente profundización de la cueva a favor del plano de falla.

## 8. Conclusiones

La investigación de la Sima de Benís que viene desarrollándose desde el año 2009 permite concluir los siguientes puntos más significativos:

- (1) La Sima de Benís, localizada en el Prebético Interno de la provincia de Murcia, se desarrolla sobre calizas y dolomías del Cretácico superior y del Paleoceno a favor de la Falla de Benís. Representa una cueva-falla de origen hipogénico que presenta evidencias de paleoterremotos a diferentes niveles de profundidad.
- (2) La parte hipogénica de la sima corresponde a sus primeros -150 m de desarrollo vertical, caracterizados por pozos tapizados por grandes golpes de gubia y de conductos ascendentes de disolución, "megascallops" y "outlets", y que son habituales en este tipo de cuevas. Estos "megascallops" siguieren fluidos ascendentes con gran capacidad de disolución, y que pueden relacionarse con actividad tectónica intensa durante el Pleistoceno medio-superior.
- (3) A partir de los -150 m, la sima se desarrolla a favor de la Falla de Benís, una falla normal de orientación N-S y buzamiento 75° W, con evidencias de paleoterremotos de magnitud Mw entre 5,5 - 6,1 ocurridos durante los últimos c. 250 ka (Pleistoceno medio-superior). La falla puede considerarse una falla activa por las evidencias paleosísmicas encontradas en el interior

de la sima. La posterior precipitación de yesos podría también estar asociada a la actividad tectónica de la Falla de Benís, aunque es necesario hacer más análisis de tipo isotópico.

- (4) Las evidencias cosísmicas en la cavidad indican roturas y desplazamientos de espeleotemas que difícilmente han podido generarse por procesos de origen no-sísmicos. La comparación de los desplazamientos individuales cosísmicos (15 -17 cm) en relación al desplazamiento acumulado del plano de falla (65 cm) sugieren el registro de, al menos 4 paleoterremotos pleistocenos durante el desarrollo de la cavidad. No obstante, nuevas dataciones serían necesarias para completar dicho estudio. Esta falla se encuentra bien orientada frente al campo de deformación actual (caracterizado por una orientación del máximo acortamiento horizontal, SHmax, según NNW-SSE), y presenta un potencial sismogénico de terremotos de magnitud Mw 6.
- (5) En el interior de la sima, entre -150 y -200 m de profundidad aparecen diferentes restos fósiles de linceos de las cavernas (*Lynx pardinus spelaeus*). Tales restos fósiles aparecen "in situ", sin transporte apreciable y sin evidencias de traumatismos. Debido a ello su muerte puede relacionarse con una posible actividad paleosísmica que propició la liberación súbita de un importante volumen de CO<sub>2</sub> en el espacio confinado de la sima, con el consiguiente desplazamiento del oxígeno y asfixia de los mismos. La edad de uno de los fósiles, establecida en 65 ka mediante racemización de aminoácidos, podría representar la edad del último paleoterremoto que registraría la cueva, teniendo en cuenta que es un único dato corregido por la temperatura y que otras dataciones por U-Th no han sido concluyentes aún (fuera de rango según el laboratorio).

Futuros estudios exo y endokársticos permitirán ir detallando las ideas sobre el desarrollo y evolución de la cueva-falla de Benís que se han ido esbozando desde el comienzo del estudio espeleocientífico de la misma a partir del 2008. Por desgracia el contenido fósil de los niveles morfogenéticos existentes alrededor de la cueva es prácticamente nulo, pudiéndose establecer tan solo cronologías relativas. Por otro lado, las condiciones ambientales extremas en el interior de la sima (gran profundidad, falta de agua, alta temperatura y presencia de valores elevados de CO<sub>2</sub>), dificultan mucho su estudio. No obstante, nuevas dataciones U-Th o incluso U-Pb, de diferentes espeleotemas serán necesarias en un futuro, así como análisis isotópicos de espeleotemas y azufre de los yesos.

### Agradecimientos

Gracias a las correcciones de la Pr. Carolina Canora (UAM) y al Catedrático José María Calaforra (UAL), este manuscrito ha mejorado notablemente en su conjunto. Este trabajo es el resultado de una colaboración multidisciplinar entre diferentes grupos de trabajo de Ciencias de la Tierra del IGME, del Museo de Ciencias Naturales de Madrid, de la Universidad de Almería y de la Universidad de Salamanca, dentro de diferentes proyectos e iniciativas del Plan Nacional de I+D+i tal y como se citan continuación: 3GEO CGL2017-83931-C3-2-P, GEIs-SUB (CGL2016-78318-C2-1-R y CGL2016-78318-C2-2-R) para los análisis isotópicos del C. Este trabajo es una aportación del Grupo de Tectónica Activa, Paleosismología y Arqueosismología QTECT-AEQUA (Asociación Española para el Estudio del Cuaternario). También queremos agradecer a los odontólogos D. José Pedro Aranda y Ana M<sup>a</sup> Arias-Paniagua por haber obtenido las imágenes de rayos X de los colmillos y molares de los linceos en su clínica dental de forma desinteresada, aportando muchas ideas y siendo siempre amables y pacientes. Finalmente, señalar que este trabajo no hubiese

sido posible sin la colaboración desinteresada del Espeleo Club Resaltes de Murcia y multitud de espeleólogos en múltiples campañas de estudio en 10 años.

### Bibliografía

- Agustí, J.; Freudenthal, M.; Lacombat, J.L.; Martín; E.; Nageli, C. (1990). Primeros micro-mamíferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España). *Rev. Soc. Geol. Española*, 3 (3-4), 289-293.
- Audra, Ph., L. Mocochain, J.-Y. Bigot and J.-C. Nobécourt. (2009). The association between bubble trails and folia: a morphological and sedimentary indicator of hypogenic speleogenesis by degassing, example from Adaouste Cave (Provence, France). *International Journal of Speleology*, 38(2), 93-102. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.38.2.1>
- Baxter P.J.; Kapila M.; Mfonfu D. (1989). Lake Nyos disaster, Cameroon, 1986: the medical effects of large scale emission of carbon dioxide? *B.M.J.*, 298 (6685), 1437-1441. <https://doi.org/10.1136/bmj.298.6685.1437>.
- Bañón-Camacho, E.; A. Manzanares-Marín y R. Pérez-López. (2017). La sima más profunda del levante. Sima Benís o del Viento. En: *Actas del III Simposio Andaluz de Topografía Espeleológica TOPOSUR 2017*. Federación Andaluza de Espeleología Editores, pp 79 - 84. ISBN 978-84-697-9664-1.
- Cabra Gil, P. (2008). *Mapa Geomorfológico 1:50.000 de la Hoja 891 (Cieza)*. Mapa y Memoria. Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000 (MAGNA) 3<sup>a</sup> Edición. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.
- Garrido, G. (2008). Linceos y guepardos (*felidae, carnívora, mammalia*) en el Plioceno Superior terminal del Fonelas P-1 (Cuenca de Guadix, Granada). En: *Vertebrados del Plioceno superior terminal en el suroeste de Europa: Fonelas P-1 y el Proyecto Fonelas*. A. Arribas (Ed.), Cuadernos del Museo Geominero, nº 10. IGME, Madrid.
- Gázquez, F.; J. M. Calaforra; A. Ros; J. L. Llamusí; J. Sánchez. (2016). Hypogenic morphologies and speleothems in caves in the Murcia Region, Southeastern Spain. En: *Proceedings of Deepkarst 2016: Origins, Resources, and Management of Hypogene Karst*. Chavez y Reehling (eds.). Abril 11-14, 2016 Carlsbad, New Mexico, USA; pp.53-60.

- Herraiz, M.; De Vicente, G.; Lindo-Ñaupari, R.; Giner-Robles, J. L.; Simón, J. L.; González-Casado, J. M.; Vadillo, O.; Rodríguez -Pascua, M. A.; Cicuéndez, J. I.; Casas, A.; Cabañas, L.; Rincón, P.; Cortés, A. L.; Ramírez, M. and M. Lucini. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics* 19 (4), 762–786. <https://doi.org/10.1029/2000TC900006>
- Jerez Mir, L.; Jerez Mir, J. y García-Monzón G. (1972). *Mapa geológico de España, Escala 1:50.000. Hoja de CIEZA, nº: 891.* IGME. Madrid.
- Jerez Mir, L.; Jerez Mir, J. y García-Monzón G. (1974). *Mapa geológico de España, Escala 1:50.000. Hoja de MULA, nº: 912.* IGME. Madrid.
- Kagan, E.J.; Agnon, A.; Bar-Matthews, M. and Ayalon, A. (2005). Dating large infrequent earthquakes by damaged cave deposits. *Geology*, 33, 261-264. <https://doi.org/10.1130/G21193.1>
- Klimchouk, A. (2009). Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106, 100-117. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.013>
- Martínez-Díaz, J. J.; A. Rigo; L. Louis; R. Capote; J. L. Hernández-Enrile; E. Carreño y M. Tsige. (2001). Caracterización geológica y sismotectónica del terremoto de Mula (febrero de 1999, Mb: 4,8) mediante la utilización de datos geológicos, sismológicos y de interferometría de RADAR (INSAR). *Boletín Geológico y Minero*, 113 (1), 23-33.
- Molina, J. L.; J. L. García-Aróstegui; J. Benavente; C. Varela; A. de la Hera; J. A. López Geta. (2009). Aquifers Overexploitation in SE Spain: A Proposal for the Integrated Analysis of Water Management. *Water Resources Management*, 23(13), 2737-2770. <https://doi.org/10.1007/s11269-009-9406-5>
- NTP 223 (1987). *Trabajos en recintos confinados.* INSHT. NIPO: 211-89-020-3, 4 pp.
- Palmer, A. (2011). Distinction between epigenic and hypogenic caves. *Geomorphology*, 134(1-2), 9-22. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.03.014>
- Pérez-López, R.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Giner-Robles, J.L.; Martínez-Díaz, J.J.; Marcos, A., Bejar, M. and Silva, P. (2009). Spelaeoseismology and palaeoseismicity of the “Beníš Cave” (Murcia, SE of Spain): coseismic effects of the 1999 Mula earthquake (mb 4.8). *Geological Society of London Special Publications*, 316, 207-216. <https://doi.org/10.1144/SP316.13>
- Pérez-López, R.; E. Bañón; M. Rentero; J.L. Giner-Robles; M.A. Rodríguez-Pascua; P.G. Silva; J.C. García López-Davalillo y García-López M. (2010). Análisis Térmico Preliminar de la Sima De Beníš (-350m), Murcia. En: *Avances de la Geomorfología en España. XI Reunión Nacional de Geomorfología*. Comunicaciones, 1, 1-5.
- Pérez-López R.; E. Bañón; J. Lario; P.G. Silva; M.A. Rodríguez-Pascua; J. García-Mayordomo; E. Pueyo; A. Marcos-Nuez. (2012a). Shallow Vertical Geothermal Gradient and Heat Flow within the Beníš Cave (-320m, Cieza): Quaternary slip-rate for active fault-caves. *Geotemas*, 13, 463-466.
- Pérez-López, R.; T. Torres; G. Romero; E. Bañón; M.T. Rentero; J.E. Ortiz y P.G. Silva. (2012b). “*Lynx pardinus spelaeus*” extraction from the Beníš Cave -350m (Cieza,): RX and razemization dental analyses. *Geo-temas* 13, 265-268.
- Pérez-López, R.; E. Bañón; E. L. Pueyo; J. Lario; M.A. Rodríguez-Pascua; P.G. Silva. (2013). Weak signal of CO<sub>2</sub> emission in deep caves related with weak earthquakes (M<2.5) in tectonically active areas. En: *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana*, GEOS, VOL 33, nº1. Puerto Vallarta. México.
- Pérez-López, R.; Bañón, E.; López-Gutiérrez, J.; Lario, J.; Rodríguez-Pascua, M.A.; Martín-Velázquez, S.; Giner-Robles, J.L.; Silva, P.G.; del Moral., B.; Pueyo-Morer, E.L. (2015a). Positive correlation between CO<sub>2</sub> daily peaks and micro-earthquakes occurrence in deep fault-caves: an empirical model. En: *6<sup>th</sup> International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archaeoseismology*. Pescino. Italia. 4pp.
- Pérez-López, R.; M. Patyniak; S. Sánchez-Moral; E. Bañón; A. Manzanares; J. L. Giner-Robles; P. G. Silva; S. Cuevza; J. López-Gutiérrez and M. A. Rodríguez-Pascua. (2015b). Relationship between CO<sub>2</sub> content in fault caves and microseismicity. En: *Advances in Active Tectonics and Speleotectonics 2015*, Vienna, Austria.
- Pérez-López, R.; S. Martín-Velázquez; S. Sánchez-Moral; M. Patyniak; J. López-Gutiérrez; S. Cuevza; J. Lario; P.G. Silva; M.A. Rodríguez-Pascua; J.L. Giner-Robles. (2016a). New insights on speleoseismology: The geothermal gradient and heat flow values in caves for the study of active faults. *Quaternary International*, 451, 165-175. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.026>
- Pérez-López, R.; M. Patyniak; S. Sánchez-Moral; E. Bañón; J.J. Martínez-Díaz; S. Cuevza; J. Lario; S. Martín-Velázquez; P.G. Silva; J.L. Giner-Ro-

- bles y M.A. Rodríguez-Pascua. (2016b). Incremento de CO<sub>2</sub> en cuevas profundas asociado a sismicidad cercana. *Geo-Temas*, 16 (1), 621-624. ISSN 1576-5172
- Rodríguez-Estrella, T. (2012). The problems of overexploitation of aquifers in semi-arid areas: The Murcia Region and the Segura Basin (South-east Spain) case. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 9, 5729-5756. <https://doi.org/10.5194/hessd-9-5729-2012>
- Rodríguez-Estrella, T. (2014). The problems of overexploitation of aquifers in semi-arid areas: characteristics and proposals for mitigation. *Boletín Geológico y Minero*, 125 (1), 91-109.
- Ros, A.; Llamusí, J.L.; Sánchez, J. (2014). *Cuevas hipogénicas en la Región de Murcia – España. Tomo 1*. Centro de Estudios de la Naturaleza y el Mar. Murcia. 46pp.
- Silva, P.G.; Mather, A.E.; Goy, J.L.; Zazo C.; Harvey, A.M. (1995). Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del Río Mula (Región de Murcia, SE España). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4), 269-283.
- Torres, T.; Ortiz, J.E.; Llamas, F.J.; Canoira, L.; Juárez, R.; García-Martínez, M.J. (2002). Bear Dentine Aspartic Acid Racemization Analysis, Proxy for Pleistocene Cave Infills Dating. *Archaeometry*, 44 (3), 417-426. <https://doi.org/10.1111/1475-4754.t01-1-00074>
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), 974-1002.
- Zapata, S.C.; García-Perea, R.; Beltrán, J.F.; Ferreiras, P. and Delibes, M. (1997). Age determination of Iberian lynx (*Lynx pardinus*) using canine radiograph and cementum annuli enumeration. *Z. Säugetierkunde*, 62, 119-123.

Recibido el 14 de abril de 2019

Aceptado el 17 de noviembre de 2019