



**Deducciones paleoclimáticas a partir del estudio
de una secuencia sedimentaria alternante de espeleotemas y sedimentos
detríticos en Sima Engañá, Sierra de las Nieves (Málaga)**

*Paleoclimatic inferences from the study of a sedimentary sequence alternating
detrital sediments and speleothemes in Sima Engañá, Sierra de las Nieves (Málaga)*

Cuenca, J.J. ⁽¹⁾; Robledo, P.A. ⁽²⁾; Durán, J.J. ⁽³⁾; Pardo-Igúzquiza, E. ⁽³⁾;
Cheng, H. ⁽⁴⁾; Martos, S. ⁽⁵⁾; Luque, J.A. ⁽⁵⁾; Moreno, L. ⁽¹⁾

(1) Sociedad Espeleo-Excursionista Mainake. Cno. San Antón, Tartessos 16, 29650, Mijas, Málaga, España.
jcuencarodriguez@gmail.com

(2) Instituto Geológico y Minero de España. Unidad de las Islas Baleares. C/ Felicià Fuster nº 7,
07007 Palma de Mallorca, Islas Baleares. España.

(3) Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. C/ Ríos Rosas nº 23, 28003, Madrid, España.

(4) Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota, 108 Pillsbury Hall, 310 Pillsbury Dr. S.E.,
Minneapolis, MN 55455, USA.

(5) Instituto Geológico y Minero de España, Granada. Urb. Alcázar del Genil, 4-Edif. Zulema,
Bajo, 18006, Granada, España.

Resumen

El estudio de sedimentos detríticos y de precipitación química en cavidades es una herramienta muy útil como base del registro de cambios climáticos pasados y, por tanto, para la reconstrucción e interpretación paleoclimática de una región debido al carácter altamente conservativo de estos. En Sima Engañá (Sierra de las Nieves, SE de la Península Ibérica) se ha llevado a cabo el análisis de la secuencia estratigráfica de un conjunto alternante de sedimentos detríticos y espeleotemas conservados en su interior. La datación de las diferentes familias de espeleotemas mediante series de Uranio ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$), una capa de carbón a techo de la secuencia mediante $\delta^{14}\text{C}$ junto con la caracterización de los sedimentos detríticos a partir de la difracción de Rayos X y estudios granulométricos, ha permitido identificar la ciclicidad paleoclimática en los últimos 465.000 años. Las diferentes fases sedimentarias responden a la alternancia de pulsos más o menos energéticos de las aguas endokársticas. La deposición de fracciones detríticas está ligada a flujos energéticos que transportaban sedimentos fundamentalmente alóctonos. El desarrollo de espeleotemas se asocia a momentos de baja energía con pulsos de agua laminar que generaron coladas y goteos que dieron lugar a estalagmitas. El análisis de los

* Correo electrónico autor principal: jcuencarodriguez@gmail.com



resultados pone de manifiesto que las diferentes etapas con las que se relacionan los sedimentos tractivos y los espeleotemas, tuvieron lugar en un periodo de tiempo que abarca desde 464.019 ± 16.668 años BP, estadio isotópico 13 (Pleistoceno Medio) hasta 525 ± 15 años BP, estadio isotópico 1 (Holoceno), todas edades calibradas.

Palabras clave: dataciones radiométricas; endokarst; espeleotemas; sedimentos detríticos; Sierra de las Nieves.

Abstract

The study of chemical precipitation and detrital sediments in caves is a good tool as proxy record of past climate change and then for paleoclimatic reconstruction and interpretation of a region due to these sediments are very conservative. In Sima Engañá, an analysis on stratigraphic sequence of an alternating set of detrital sediments and speleothems has been made. The samples dated of different families of speleothems using the uranium series ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$), a coal cape on the top of the sequence using $\delta^{14}\text{C}$ have allowed to identify the paleoclimatic cyclicity in the last 465.000 years BP. Also characterization of detrital sediments by X-ray diffraction and granulometry studies show this alternating sequence. The different sedimentary phases are related to pulses with high or low energy of the endokarstic water. Detrital sediment deposition is linked to the energy flows that transported mainly allochthonous sediments. The development of speleothems is associated both with the laminar water pulses in the formation of flowstones and with the dripping by the formation to the stalagmites. The analysis of the results shows that these stages, related with tractive sediments or speleothems, took place in a time period ranging from $464,019 \pm 16,668$ years BP, isotope stage 13 (Middle Pleistocene) to 525 ± 15 years BP, isotope stage 1 (Holocene) all calibrated ages.

Key words: radiometric dating; detrital sediments; endokarst; speleothems; Sierra de las Nieves.

1. Introducción

Los espeleotemas junto con los depósitos detríticos observados en el interior de las cavidades, constituyen la respuesta sedimentaria endokárstica a las condiciones climáticas externas (Ford y Williams 1989; Durán, 1989). Durante el Cuaternario, el desarrollo de estos depósitos está fuertemente condicionado por los diferentes estadios climáticos, de forma que, en términos generales, parece existir una relación directa entre el desarrollo de depósitos de precipitación química en periodos menos húmedos y la deposición de sedimentos detríticos tractivos en periodos más cálidos y húmedos (Henning *et al.*, 1983; Durán, 1989; Muñoz *et al.*, 2001; Barea *et al.*, 2000). La estabilidad del ambiente subterráneo lo hace un sistema especialmente conservativo para algunos registros sedimentarios. Estas características han permitido utilizar el aná-

lisis de depósitos endokársticos como indicadores paleoclimáticos muy efectivos en ámbitos continentales. Los sedimentos detríticos tractivos reflejan pulsos de agua más o menos energéticos que pueden transportar sedimentos autóctonos y/o alóctonos de diferente tamaño (Barea *et al.*, 2000; Robledo, 2005). Los espeleotemas por el contrario, reflejan momentos con baja energía en el sistema y son depósitos autóctonos primarios (Barea *et al.*, 2000; Fairchild y Baker, 2012).

El objetivo principal de este trabajo es, a partir de las dataciones absolutas realizadas sobre tres muestras de espeleotemas y una muestra de carbón orgánico, junto con el estudio de los sedimentos detríticos alternantes en la secuencia sedimentaria, ubicar cronológicamente las diferentes fases de sedimentación en la cavidad y correlacionarlas con los estadios isotópicos globales marinos,

de forma que sea posible realizar una interpretación regional de la evolución paleoclimática, así como determinar posibles pulsos en el comportamiento hidrogeológico local del acuífero.

1.1. Marco geológico

Sima Engaña es una pequeña cavidad de desarrollo básicamente vertical situada en el término municipal de Tolox (Málaga), a una altitud de 1.375 m s.n.m., en el interior del Parque Natural de la Sierra de las Nieves. Fue descubierta y topografiada a principio de los años 80 del siglo pasado por el Grupo de Exploraciones Subterráneas de la Sociedad Excursionista de Málaga. Los trabajos de desobstrucción llevados a cabo en la base del pozo, por parte de la Sociedad Espeleo-Excursionista Mainake, entre los años 2009 y 2011, permitieron el acceso a la zona más profunda de la cavidad.

La cueva se desarrolla en los materiales calizo-margosos (Figura 1) (Martín-Algarra y Estevez, 2004). Las Unidades Frontales están formadas por series mesozoicas y terciarias, con importantes lagunas estratigráficas, en las que dominan los materiales carbonáticos. Se distinguen en ellas dos unidades sedimentarias con relación a la afinidad paleogeográfica con el Alpujarride o con el Maláguide respectivamente (Blumenthal, 1930; Chamón *et al.*, 1978; Serrano y Guerra, 2004). La unidad de las Nieves, que abarca toda la zona, es la entidad geológica más representativa y está constituida por la Sierra de las Nieves, Sierra Prieta y la Sierra de Alcaparín. El contacto de estos materiales con los alpujarrides en la parte oriental se realiza con las peridotitas de Sierra Bermeja, cuyo efecto hidro-térmico produjo una aureola de metamorfismo en las rocas de la Unidad de las Nieves (Serrano y Guerra, 2004).

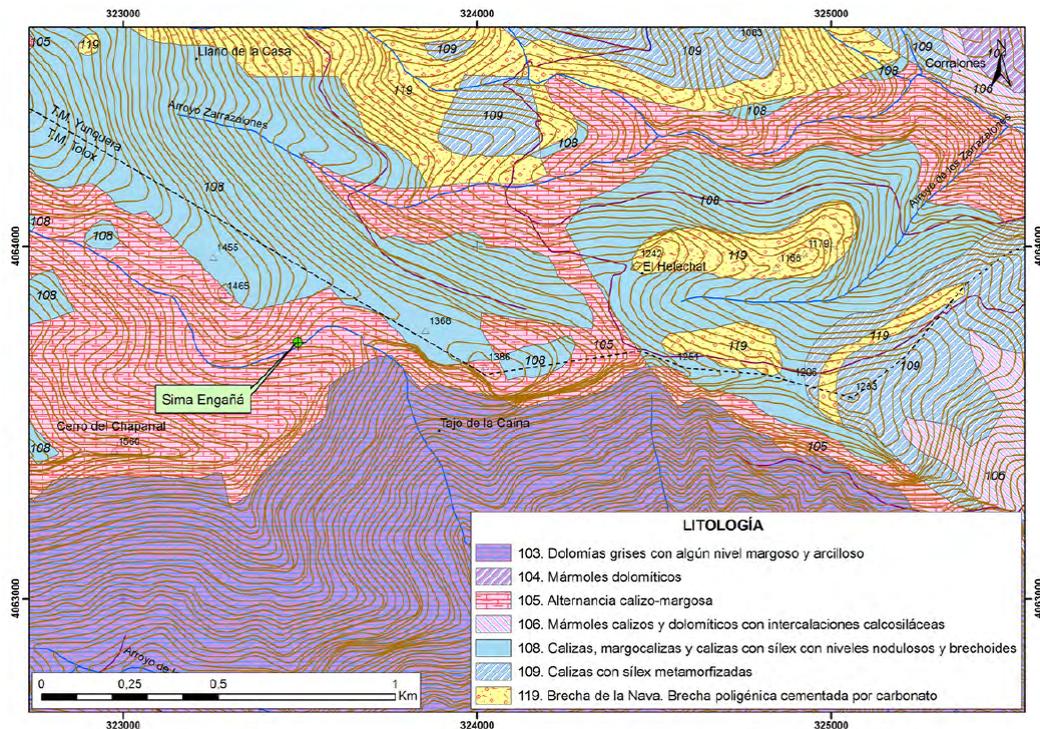


Figura 1: Localización y situación geológica de Sima Engaña. Hoja 1051 del MAGNA (<http://info.igme.es/cartografia/magna50.asp?hoja=1051&bis=>).

Figure 1: Location and geological situation of Sima Engaña. MAGNA sheet 1051 (<http://info.igme.es/cartografia/magna50.asp?hoja=1051&bis=>).

La serie estratigráfica de la Unidad de las Nieves está compuesta esencialmente por rocas carbonáticas. El tramo inferior está constituido por un paquete dolomítico muy potente, del orden de 1.000 m de espesor, depositado durante el Triásico superior, donde se observa una alternancia de facies claras y oscuras, que corresponden a estratos laminares de algas (Serrano y Guerra, 2004). Sobre este tramo descansa un conjunto calizo-margoso, algo dolomitizado en la base.

La alternancia de calizas oscuras con margocalizas y margas de tonalidades más claras, da un aspecto tableado a esta formación, que permite distinguirla con facilidad del conjunto dolomítico inferior de aspecto más masivo. La sedimentación de esta formación tuvo lugar durante la transición Triásico-Jurásico evidenciado por los fósiles encontrados (Martín-Algarra, 1987).

La serie estratigráfica continúa en el Jurásico con un tramo carbonatado de potencia variable formado por calizas con nódulos de sílex, de edad Liásico inferior. Entre los estratos calizos suelen aparecer capas delgadas de margocalizas y niveles silíceos. Esta formación, al igual que las anteriores, también está parcialmente afectada por metamorfismo en algunos sectores. El resto de la serie del Jurásico y Cretácico inferior está constituida por una sucesión de estratos de tan solo pocos metros de espesor y que afloran discontinuamente. Inicia la secuencia con unas calizas con sílex que alternan con calizas nodulosas. Sobre estas se dispone una serie de margocalizas nodulosas, sobre las que se depositan margocalizas esquistosas de colores rojizos (Martín-Algarra, 1987). Culminando la secuencia sedimentaria se encuentra la formación conocida como Brecha de la Nava (Dürr *et al.*, 1960) una brecha poligénica formada por detritos que se dispone de forma discordante sobre los materiales infrayacentes.

La dinámica tectónica en el sector objeto de estudio ha determinado la evolución kárstica a través de los sucesivos levantamientos desde el límite mio-plioceno hasta el Pleistoceno

no Medio y Superior. Es importante es la fase tectónica en el límite plio-pleistoceno que provocó el potente encajamiento de la red hidrográfica que drena en el Mediterráneo y la excavación rápida de las grandes cavidades verticales existentes de Sierra de las Nieves, algunas de ellas con más de 1.000 m de profundidad, así como los manantiales asociados (Delannoy *et al.*, 1993; Delannoy, 1998; Durán, 1996; Andreo *et al.*, 2005).

1.2. Descripción de la cavidad

Sima Engañá se abre a pocos metros por encima de un cauce con una orientación E-O que discurre por el flanco norte del Cerro del Chaparral hasta desembocar en la cabecera del Tajo de la Caina. Esta cavidad vertical tiene un desarrollo de 133 m y una profundidad de 28,4 m. Consta de tres sectores claramente diferenciados; a) un conducto vertical escalonado de unos 15 m de profundidad, b) una rampa formada sobre un cono de derrubios y c) en la zona más profunda un conducto horizontal en el que se abre una sala (Figura 2). En el año 2011 se terminaron los trabajos de desobstrucción que permitieron el acceso al nivel inferior, que hasta entonces había permanecido inaccesible (MAINAKE, 2012). Este nivel está ligado a una fractura con dirección N-S que condiciona estructuralmente su formación y que se observa nítidamente en el techo del conducto. Depositadas en el contacto con la roca encajante de ambos flancos, E y O, existen dos coladas estalagmíticas que cubren gran parte de los sedimentos detríticos y descienden hacia el eje N-S de la sala. (Figura 3). La colada del flanco oeste presenta un mayor espesor y se encuentra densamente cubierta por espeleotemas, donde destaca una columna estalagmítica en torno a la cual se organiza el espacio en esta zona. Las estalactitas recubren casi completamente el techo de la sala sobre el depósito oeste, al contrario de lo que sucede en el resto de la sala, donde únicamente algunos espeleotemas parietales y pequeñas estalactitas recubren tanto las paredes como el techo de la cueva. Úni-

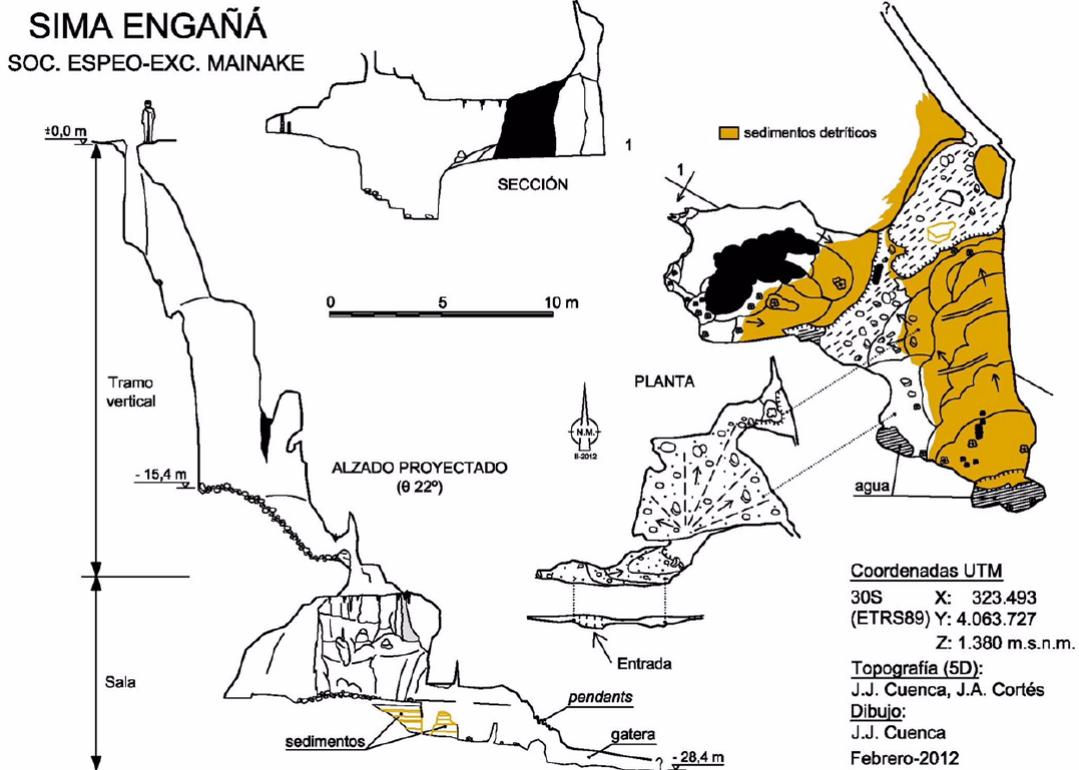


Figura 2: Topografía de la cavidad (MAINAKE, 2012).

Figure 2: Topography of the cave (MAINAKE, 2012).

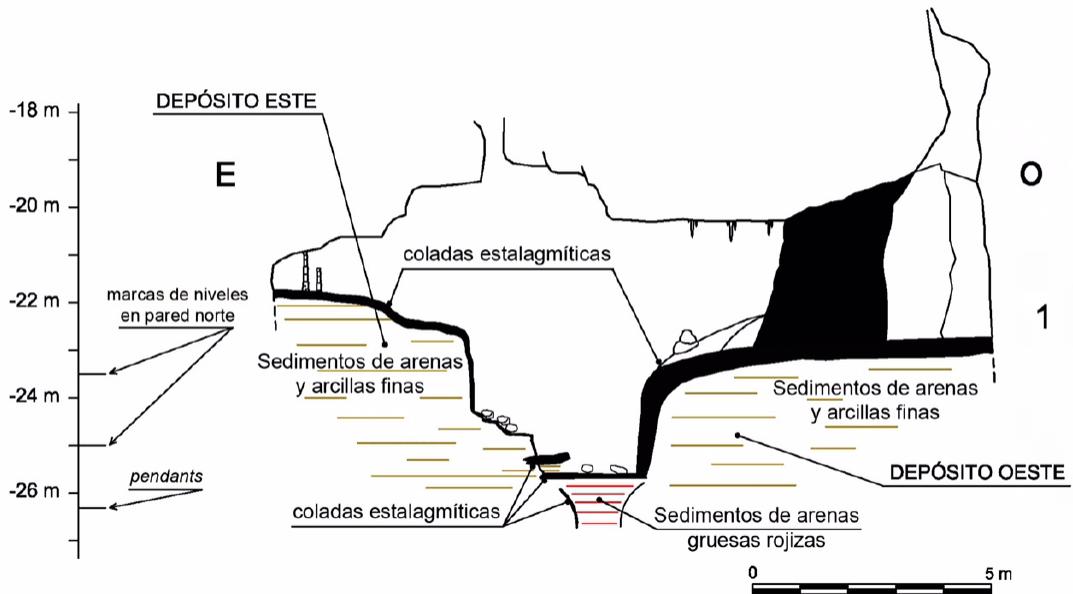


Figura 3: Sección E-O de la sala, con indicación de elementos geomorfológicos (la profundidad está referida a la cota 0 de la entrada).

Figure 3: E-W section of the room, indicating geomorphological features (depth refers to the entry level 0).

camente, bajo el hueco de acceso a la sala se observa un pequeño depósito de cantos y bloques que proceden de la base del pozo y que en su mayor parte fueron arrojados allí durante los trabajos de desobstrucción MAI-NAKE (2012).

Hacia el norte de la sala, la colada del flanco este desciende en un resalte de aproximadamente 1,5 m de altura, en cuyo frente se sitúa otro conjunto de sedimentos detríticos de color rojizo. En el extremo norte, se abre una estrecha gatera, al fondo de la cual se sitúa la zona más profunda de la cueva, -28,4 m. Las paredes laterales de la entrada a la gatera están revestidas de un delgado concrecionamiento superficial de calcita que les confiere un aspecto rocoso, bajo el cual se hallan los sedimentos detríticos.

Se han distinguido dos conjuntos de sedimentos detríticos diferentes, de acuerdo con el tamaño de grano, el color y su ubicación dentro de la sala, así como la posición espacial relativa, entre los que se intercalan niveles de espeleotemas: a) *arenas finas y arcillas* y b) *arenas gruesas rojizas*. El primer depósito se sitúa en los márgenes este y oeste de la cueva, bajo las coladas y el resto de espeleotemas, así como en las paredes de acceso a la gatera final, donde se encuentra recubierto por una delgada capa de calcita que lo oculta casi por completo. El segundo se encuentra adosado al pequeño resalte situado al fondo de la sala, apoyado sobre una colada antigua y los sedimentos anteriores.

La mayor parte de este depósito de arenas gruesas y rojizas se encuentra solapando las paredes; sin embargo, un grupo de sedimentos aparece aislado, a escasamente un metro del anterior y parcialmente erosionado, conservando una fina capa de calcita en su lado norte.

Próxima al techo y situada al fondo de la sala, se observa una marca horizontal que consiste en una estrecha capa de calcita que marca, posiblemente, el paleonivel local de las aguas del acuífero, que favoreció la precipitación química de la calcita en la línea de contacto

entre la lámina de agua y la pared. Por debajo de esta marca, se pueden observar otras que evidencian las oscilaciones del nivel freático, así como *pendants* en el techo del pasaje. Estas formas erosivas se desarrollan en galerías colmatadas por sedimentos donde la circulación del agua junto al techo disuelve la roca dando lugar a acanaladuras sinuosas.

1.3. Secuencia estratigráfica de los sedimentos endokársticos

En la sala se ha observado una secuencia estratigráfica mixta y alternante, con sedimentos de precipitación química (autóctonos, espeleotemas) intercalados entre sedimentos detríticos (alóctonos). Se ha procedido a describir la secuencia estratigráfica en la que se pueden distinguir 15 niveles sedimentarios; 6 de espeleotemas, 8 de sedimentos detríticos arcillo-arenosos, en algunos casos con niveles centimétricos de gravas gruesas o lentejones, y 1 nivel de apenas 2 mm de carbón orgánico a techo de la secuencia (Figura 4).

De muro a techo, los diferentes niveles se han numerado del I al XV (Figura 4):

- Nivel I 100 cm. Paquete de sedimentos detríticos de color marrón claro y de textura arenosa, con cantos de tamaño milimétrico. Es una secuencia no granuloclasificada, con láminas finas de calcita intercaladas de entre 1 y 2 cm. Algunas partes de este tramo presentan una textura limo-arcillosa de color rojo más oscuro. Constituye el conjunto que se ha denominado arenas y arcillas finas.
- Nivel II 10 cm. Colada estalagmítica que cubre el nivel anterior detrítico. Sobre el techo de esta colada se han formado varias estalagmitas que culminan un periodo activo de precipitación química del carbonato.
- Nivel III 2 cm. Colada estalagmítica de poco espesor desarrollada en una de sus partes sobre la roca encajante.

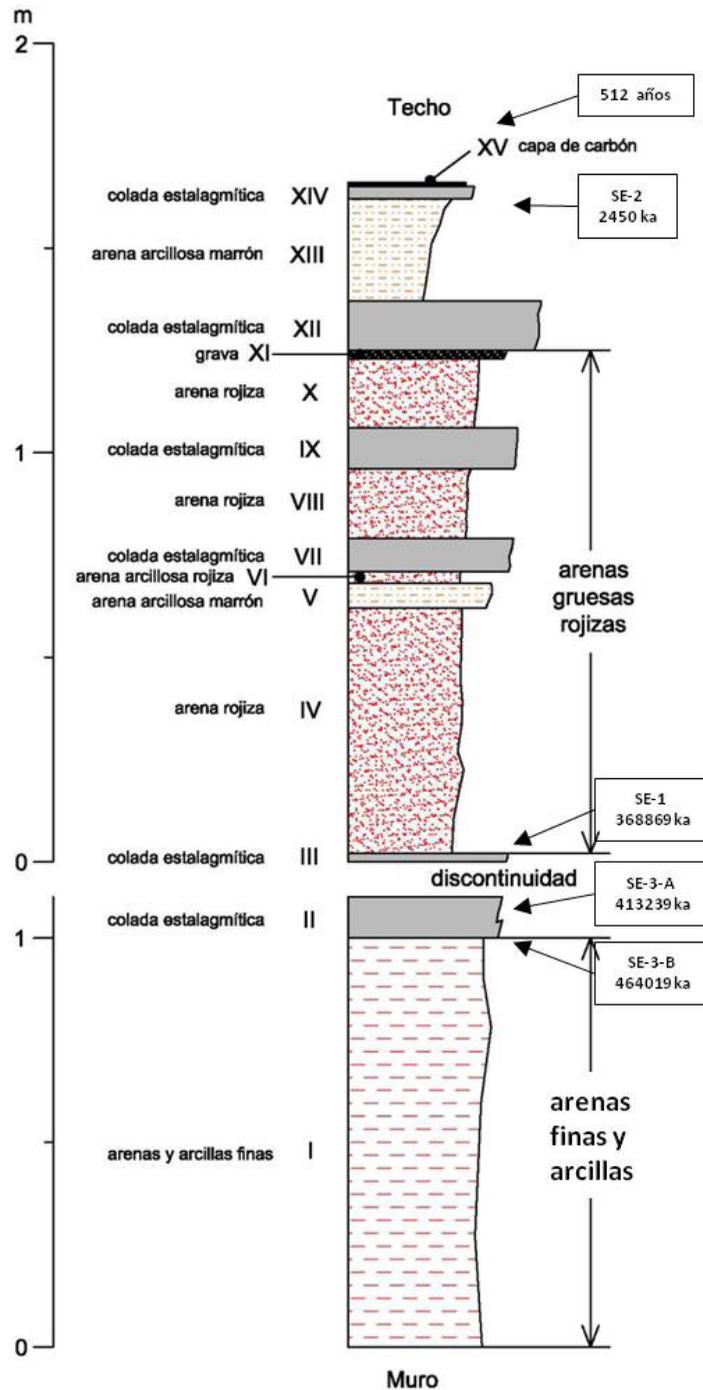


Figura 4: Secuencia estratigráfica de los sedimentos endokársticos (niveles identificados del I a XV). En la figura se observa una secuencia alternante de sedimentos detríticos y espeleotemas, de acuerdo con las diferentes etapas paleoclimáticas identificadas. El rango de tiempo desde la base al techo es de 464.000 años, de acuerdo con las dataciones realizadas.

Figure 4: Stratigraphic sequence of endokarstic sediments (levels I to XV). In figure an alternating sequence of detrital sediments and speleothems is observed, according to the different paleoclimatic stages identified. The time range from the bottom to the top is 464,000 years, according to the dating made.

- Nivel IV. 60 cm. Nivel de arenas de color marrón rojizo con intercalaciones de niveles de grano más fino, arcillas. En su zona intermedia se observan niveles de lentejones de gravas y arenas con espesores de entre 1 y 3 cm.
- Nivel V 6 cm. Arcillas de color marrón oscuro muy compactas y verticalmente continuas.
- Nivel VI 3 cm. Arenas de color marrón rojizo.
- Nivel VII 8 cm. Colada estalagmítica formada por capas delgadas de calcita, con niveles de arena fina intercalados que no superan 1 cm de espesor. En conjunto muestra una tonalidad marrón clara.
- Nivel VIII 17 cm. Arenas de color marrón rojizo, con alternancia de niveles de grano fino y arcillas de espesores de entre 1 mm y 2 cm.
- Nivel IX 10 cm. Colada estalagmítica entre la que se intercala una delgada secuencia de arenas con espesores de entre 1 y 2 cm.
- Nivel X 17 cm. Arenas de color marrón rojizo. Discontinuamente se observan lentejones de gravas y arenas con espesores de 2 cm pero con poca continuidad lateral.
- Nivel XI 2 cm. Gravas de tamaño centimétrico cementadas a techo por carbonato de precipitación química.
- Nivel XII 12 cm. Estrato de colada estalagmítica en el que se intercalan niveles delgados de arenas con espesores entre 0,5 y 1 cm. Esta colada estalagmítica sella el conjunto de arenas gruesas rojizas.
- Nivel XIII 25 cm. Paquete detrítico limo-arcilloso de color rojizo muy compacto y continuo verticalmente.
- Nivel XIV 3 cm. Colada estalagmítica de color gris oscuro de poco espesor que se-

lla los sedimentos limo-arcillos del nivel anterior.

- Nivel XV 1 cm. Fina capa de carbón que recubre la colada estalagmítica y una parte de los sedimentos detríticos.

2. Material y métodos

El análisis estratigráfico y geomorfológico de la cavidad permitió diferenciar, mediante dataciones abosolutas, tres familias cronológicamente distintas de formación de espeleotemas entre los niveles detríticos (niveles II, III y XIV de la columna estratigráfica) que permitían asignar una cronología relativa a cada conjunto. El resto de niveles de espeleotemas descritos en la columna estratigráfica, no se dataron ya que tanto su posición vertical y lateral en el interior de la cavidad, el orden sedimentario y su posición estratigráfica en la secuencia, permitía determinar que los niveles elegidos para el muestreo eran los más adecuados de acuerdo con el objetivo del trabajo.

Se tomaron cuatro muestras de espeleotemas de la secuencia estratigráfica para determinar las edades absolutas de cada fase de sedimentación identificada mediante series de Uranio ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$). Las muestras se identificaron como SE-1, SE-2, SE-3-A y SE-3-B. La muestra SE-1 se obtuvo del Nivel III, en una colada situada bajo el depósito de arenas gruesas rojizas, formada sobre la roca encajante. La muestra SE-2 se tomó de una colada (Nivel XIV) situada sobre un pequeño paquete de sedimentos. Las otras dos muestras se tomaron de una estalagmita situada en el Nivel II, en el ápice (SE-3-A) y en la base (SE-3-B) de la misma respectivamente.

Para obtener la edad de cada muestra se utilizó el método de las series de Uranio ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) (Jaffey *et al*, 1971; Cheng *et al*, 2013), basado en el hecho de la incorporación de trazas de isótopos ^{238}U y ^{234}U , presentes en el agua, a la red cristalina de los carbonatos en el momento de la precipitación.

Para este estudio se han llevado a cabo dataciones por este método en el *Minnesota Isotope Laboratory, Department of Geology and Geophysics, Minnesota University, USA*.

También se tomaron seis muestras de los sedimentos detríticos (Figura 5) con objeto de realizar análisis granulométricos, así como análisis mediante difracción de rayos X para determinar las especies minerales presentes. Tres de las muestras se tomaron en tres estratos de los sedimentos de arenas gruesas rojizas: la muestra SD-1 se obtuvo del Nivel VIII, la muestra SD-2 del Nivel V y la muestra SD-6 del Nivel IV. Las otras tres muestras se recogieron en el depósito de arenas y arcillas finas (Nivel I), bajo la colada estalagmática del flanco este de la sala (muestra SD-4) y en la pared de acceso a la gatera final (muestras SD-3 y SD-5).

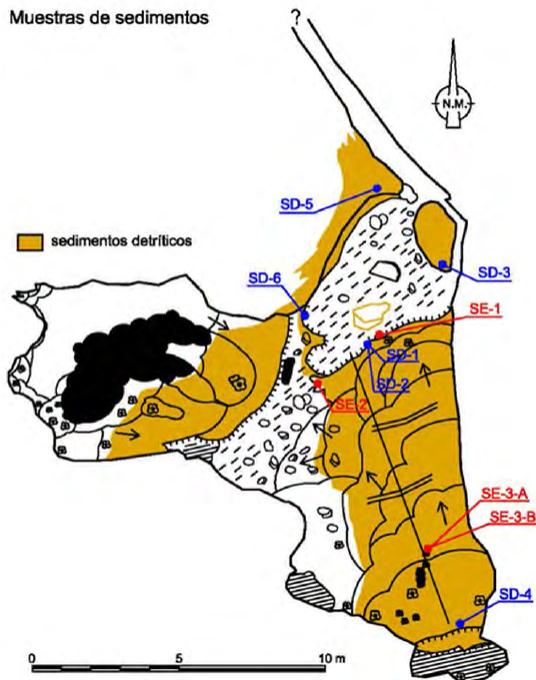


Figura 5: Situación en planta de las muestras tomadas en la cueva Sima Engaña (SE, espeleotemas y SD, sedimentos detríticos).

Figure 5: Plant location of samples taken in Sima Engaña cave (SE speleothems and SD detrital sediments)

Los análisis de las muestras de sedimentos detríticos se llevaron a cabo en el laboratorio del IGME en Tres Cantos, Madrid. El análisis granulométrico incluye el tamizado y sedimentación con el posterior tratamiento mediante el programa *Sedigraph® III Plus*. En la difracción de rayos X se utilizó el método del polvo cristalino para la caracterización de las especies minerales. La identificación de una fase cristalina por este método se basa en el hecho de que cada sustancia en estado cristalino tiene un diagrama distinto de rayos X. Los datos son captados y analizados mediante programas, en este caso el *X'Pert Data Collector 2.1.a* (PANalytical), y los diagramas obtenidos se comparan con bases de datos, en este caso PDF-2 (ICDD) y CODJanuary2012, para el posterior análisis e interpretación de los datos obtenidos. Para el análisis granulométrico se analizó la fracción con tamaño superior a 2 mm. La fracción restante se analizó en un tubo de sedimentación, para el análisis del material de tamaño superior a 50 μm y en un *Sedigraph* para la determinación de la fracción menor de 50 μm .

Recubriendo gran parte de la superficie de espeleotemas se observó una fina lámina negra discontinua, de carbón vegetal. Se tomó una muestra (Nivel estratigráfico XV) para su datación por radiocarbono (^{14}C). La determinación del contenido de ^{14}C se realizó mediante un espectrómetro acelerador de masa (AMS), en el *Earth System Science Department, California University-Irvine, USA*.

Las concentraciones de radiocarbono se dan como fracción de un estándar moderno de $\delta^{14}\text{C}$ y una edad convencional de acuerdo con Stuiver y Polach (1977). Los preliminares de preparación de la muestra se han basado en mediciones de ^{14}C -libre del carbón. Los resultados han sido corregidos para el fraccionamiento isotópico según las convenciones de Stuiver y Polach (1977), con valores medidos de $\delta^{13}\text{C}$ en el gráfico preparado usando el espectrómetro de AMS. Éstos pueden diferir del material original si el fraccionamiento ocurrió durante la grafitización de la muestra o la medición mediante AMS.

3. Resultados

Los resultados obtenidos de los métodos geocronológicos utilizados para la datación de espeleotemas se recogen en la tabla 1, donde se han etiquetado las muestras de espeleotemas de SE-1 a la SE-3. Los sedimentos detríticos han sido siglados desde el SD-1 al SD-6. Y la muestra de carbón como CC-1.

La etapa más antigua identificada coincide con la base de la estalagmita analizada (muestra SE-3-B en el Nivel estratigráfico II) con una edad de 464.019 años BP. En esta muestra el ápice de la estalagmita se ha datado en 413.239 años BP, es decir, el segmento estudiado abarca un periodo de tiempo de en torno a 50.000 años. La muestra de colada situada por debajo de los sedimentos de arenas gruesas rojizas (SE-1, Nivel estratigráfico III) se han datado en 368.660 años BP. Por último, la muestra SE-2 (Nivel XIV) representa la etapa más reciente, con una edad de 2.540 años BP.

La datación de la muestra de la lámina de carbón vegetal depositada sobre algunos espeleotemas y sedimentos, ha dado como resultado una edad de 525 años BP (Tabla 2).

Los resultados de los análisis granulométricos, mediante tamizado y Sedigraph aparecen recogidos en la tabla 3.

Con relación a la granulometría, la muestra SD-6 presenta unas características diferentes: un mayor contenido de grava (37,14%) y arena (10,36%), así como un menor contenido en limo (17,96%) y arcilla (34,54%) que el resto de muestras estudiadas. Las muestras SD-2 y SD-5 son las que presentan mayor contenido en la fracción limo (40,34 % y 41,63 %, respectivamente), menor contenido en arena y sin representación de la fracción grava. Por su parte las muestras SD-1 y SD-3 poseen una cantidad de arena mayor que las dos anteriores, a la vez que una menor cantidad de limo. La muestra SD-4 tiene un mayor contenido en grava que las cuatro anteriores, así como un menor contenido en arcilla.

Entre los minerales identificados (Tabla 4), el cuarzo está presente en todas las muestras, en cinco de ellas han sido identificados filosilicatos y la calcita aparece en dos de las muestras (SD-4 y SD-6). Entre los filosilicatos identificados en los difractogramas se encuentran moscovita, clinoclorita e illita; entre las plagioclasas, solo se ha identificado albita en cantidades muy poco representativas.

4. Discusión y conclusiones

Sima Engaña es una cavidad cuya formación está asociada a un conjunto de fracturas N-S con una conjugada E-O, que controla la formación de conductos y salas. Este aspecto controló la dirección del flujo del agua subterránea en este sector del acuífero y la capacidad de éste para transportar sedimentos detríticos. Este pequeño sistema endokárstico sustenta un rico y continuo registro sedimentario de los últimos 465 mil años, como muestra la secuencia estratigráfica mixta analizada. En esta se observa una clara alternancia de sedimentos de precipitación química (espeleotemas) y sedimentos detríticos de diferentes tamaños, lo que permite interpretar la paleohidrología y paleohidrogeológica de la zona y del acuífero en este sector. En esta secuencia alternante se han distinguido: 15 niveles sedimentarios; 6 de espeleotemas, 9 de sedimentos detrítico arcillo-arenoso y gravas, incluyendo la fina capa discontinua de carbón localizada a techo de la secuencia (Figura 4). Este aspecto, pone de relieve un sistema hidrogeológico dinámico en el que pueden identificarse pulsos de agua muy energéticos, ligados a periodos cálidos y húmedos, en contraposición a pulsos de agua poco energéticos, asociados a la deposición de limos y arcillas y espeleotemas de goteo.

Las dataciones absolutas de los espeleotemas junto con la secuencia estratigráfica analizada, permiten ordenar cronológicamente las sucesivas fases de sedimentación que tuvieron lugar en Sima Engaña. También, permiten avanzar en la evolución del comportamiento hidrogeológico del acuífero a partir de la inter-

²³⁰Th dating results. The error is 2σ error.

Sample	²³⁸ U	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³² Th	δ ²³⁴ U*	²³⁰ Th/ ²³⁸ U	²³⁰ Th Age (yr)	²³⁰ Th Age (yr)	δ ²³⁴ U _{initial} **	²³⁰ Th Age (yr BP)***
Number	(ppb)	(ppt)	(atomic x 10 ⁻⁶)	(measured)	(activity)	(uncorrected)	(corrected)	(corrected)	(corrected)
SE-1	45,6 ±0,1	22373 ±448	38 ±1	115,3 ±1,9	1,1209 ±0,0056	380010 ±16310	368723 ±16862	326 ±16	368660 ±16862
SE-2	44,8 ±0,1	277 ±6	132 ±4	1035,1 ±2,6	0,0497 ±0,0013	2691 ±69	2603 ±93	1043 ±3	2540 ±93
SE-3-A	108,8 ±0,1	3638 ±73	543 ±11	92,4 ±1,6	1,1014 ±0,0018	414059 ±10482	413302 ±10426	297 ±10	413239 ±10426
SE-3-B	151,3 ±0,2	2825 ±57	954 ±19	68,7 ±1,5	1,0800 ±0,0018	464522 ±16730	464082 ±16668	255 ±13	464019 ±16668

U decay constants: λ₂₃₈ = 1.55125x10⁻¹⁰ (Jaffey *et al.*, 1971) and λ₂₃₄ = 2.82206x10⁻⁶ (Cheng *et al.*, 2013). Th decay constant: λ₂₃₀ = 9.1705x10⁻⁶ (Cheng *et al.*, 2013).

* δ²³⁴U = ([²³⁴U/²³⁸U]_{activity} - 1) x 1000. ** δ²³⁴U_{initial} was calculated based on ²³⁰Th age (T), i.e., δ²³⁴U_{initial} = δ²³⁴U_{measured} x e^{λ₂₃₄T}.

Corrected ²³⁰Th ages assume the initial ²³⁰Th/²³²Th atomic ratio of 4.4 ± 2.2 x 10⁻⁶. Those are the values for a material at secular equilibrium, with the bulk earth ²³²Th/²³⁸ThU value of 3.8. The errors are arbitrarily assumed to be 50%.

*** B.P. stands for "Before Present" where the "Present" is defined as the year 1950 A.D.

Tabla 1: Datos analíticos de las dataciones de U/Th en las muestras de espeleotemas.

Table 1: Analytical data of the dating U/Th in samples of speleothems.

UCIAMS	Sample name	Other ID	δ ¹³ C	±	fraction	±	D ¹⁴ C	±	¹⁴ C age	±
#			(‰)		Modern		(‰)		(BP)	
128485	CC-1 bulk soli organic				0,9368	0,0017	-63,2	1,7	525	15

Radiocarbon concentrations are given as fractions of the Modern standard, D¹⁴C, and conventional radiocarbon age, following the conventions of Stuiver and Polach (Radiocarbon, v. 19, p. 355, 1977).

Sample preparation backgrounds have been subtracted, based on measurements of ¹⁴C-free coal.

All results have been corrected for isotopic fractionation according to the conventions of Stuiver and Polach (1977), with δ¹³C values measured on prepared graphite using the AMS spectrometer. These can differ from δ¹³C of the original material, if fraction occurred during sample graphitization of the AMS measurement, and are not shown.

Tabla 2: Resultado de la datación de la muestra de carbón.

Table 2: Dating result of coal sample.

Muestra	SD-1	SD-2	SD-3	SD-4	SD-5	SD-6
Tipo sedimento	Contenido %					
Grava	0,05		0,61	4,95		10,36
Arena	10,56	2,34	12,29	13,77	1,60	37,14
Limo	28,96	40,34	32,14	36,09	41,63	17,96
Arcilla	60,43	57,32	54,96	45,19	56,77	34,54

Tabla 3: Resultados del análisis granulométrico de las muestras de sedimentos.

Table 3: Results of granulometric analysis of detrital sediments.

pretación de resultados obtenidos del estudio de la secuencia estratigráfica, ya que ambos aspectos están estrechamente ligados a cambios climáticos pasados. La secuencia estratigráfica analizada responde a una alternancia de pulsos cálidos y fríos, secos y húmedos (White, 2007; Durán *et al.*, 2002; Faust *et al.*, 2004). La interpretación de los tramos detríticos de arenas y conglomerados intercalados entre depósitos de espeleotemas en cavidades del sur de España, ya ha sido interpretada con anterioridad por autores como un pulso hidrológico positivo en la evolución pleistocena del sistema endokárstico (Durán y López-Martínez, 1999).

4.1 Secuencia estratigráfica y mineralogía

La secuencia estratigráfica constata que, en una fase temprana, un flujo de agua subterránea energético transportó y depositó sedimentos detríticos alóctonos (Nivel estratigráfico I) colmatando casi totalmente el conducto donde se ubican. Esta hipótesis se apoya en la propia composición mineralógica de los sedimentos y el tamaño de grano de los mismos. Las especies minerales dominantes, cuarzo y filosilicatos, no están presentes en la roca encajante de lo que se deduce que son alóctonos. La presencia de cuarzo en todas las muestras sugiere una procedencia externa de los sedimentos detríticos debido a la erosión de las rocas silíceas, a procesos de removilización de los sedimentos del propio karst o de los residuos insolubles de la roca encajante (Barea *et al.*, 2000; Robledo, 2005). Asimismo,

el tamaño de grano del cuarzo, menor a 1 μm , podría tener su origen en sedimentos procedentes del norte de África transportados por el viento o lluvias con partículas en suspensión (Fornós, 1997; Robledo, 2005). La illita, presente en toda las muestras menos en la SD-1 (la única que contiene moscovita) puede tener un origen alóctono en las fuentes de filosilicatos existentes en la Sierra de las Nieves (vg., suelos pardos), pero también, puede proceder de la moscovita u otro mineral tras un proceso de neoformación en condiciones fisicoquímicas particulares. La clinoclorita está presente en cuatro de las muestras (SD-2, SD-3, SD-4 y SD-5). Es un mineral que aparece en rocas ígneas, sobre todo en rocas ultrabásicas. En las proximidades de la Sierra de las Nieves, la intrusión peridotítica de Sierra Bermeja podría ser el origen de este mineral. Según Barea *et al.* (2000) y Robledo (2005), la presencia de calcita en depósitos de gravas o arenas se debe a la incorporación en forma de partículas de restos de la roca encajante o de espeleotemas formados con posterioridad.

4.2. Deducciones paleoclimáticas, paleoambientales y paleohidrogeológicas

El alto contenido en la fracción limos de los sedimentos del Nivel estratigráfico I, entre 81,28% y 98,40%, permite asociar su deposición a un régimen de aguas poco energéticas debido a un cambio en el clima exterior hacia condiciones más secas y frías. Teniendo en cuenta la cronología de la colada estalagmítica del nivel subsiguiente, puede relacionarse

Muestra	MINERALES IDENTIFICADOS
SD-1	Cuarzo, Filosilicato, Feldespato Potásico (I), Plagioclasa (I)
SD-2	Cuarzo, Filosilicato, Feldespato Potásico (I), Plagioclasa (I)
SD-3	Cuarzo, Filosilicato, Feldespato Potásico (I), Calcita (I)
SD-4	Cuarzo, Calcita, Filosilicatos, Feldespato Potásico (I), Plagioclasa (I)
SD-5	Cuarzo, Filosilicato, Feldespato Potásico (I), Plagioclasa (I)
SD-6	Cuarzo, Calcita, Filosilicatos, Feldespato Potásico (I)

(I) Indicios: La identificación no resulta concluyente al no aparecer reflejadas en el difractograma obtenido todas las reflexiones características de la especie mineral y ser sus intensidades muy bajas.

Tabla 4: Caracterización mineralógica de las muestras de sedimentos detríticos.

Table 4: Mineralogical characterization of detrital sediments samples.

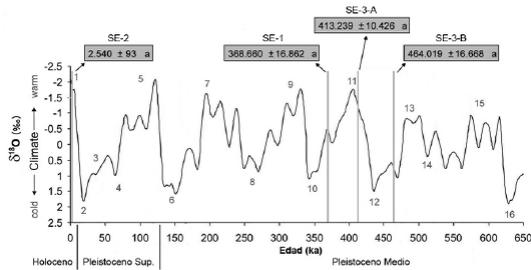


Figura 6: Comparación de las dataciones de U/Th de espeleotemas de la cavidad con el registro de cambio climático SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984).

Figure 6: Comparison of the dating of U/Th in speleothems from the cavity with the registration of climate change SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984).

el depósito de estos sedimentos con el estadio isotópico marino 14 (frío-seco).

Sobre el Nivel 1, se dispone una colada estalagmítica (Nivel estratigráfico II) que sella el paquete de sedimentos detrítico subyacente. Sobre el techo de esta colada se formó una estalagmita cuya base ha sido datada en 464.019 años BP, relacionándose con el tránsito entre los estadios isotópicos 12-13 (Figura 6) y coincidente también con un periodo global frío. Aunque estos periodos climáticos están asociados a fases de interrupción sedimentaria en depósitos de precipitación química en el registro regional, algunos autores apuntan que para estadios isotópicos similares como el 6, las condiciones locales podrían ser favorables para el desarrollo de este tipo de depósitos (Durán *et al.*, 2002). El cambio de tipo en el proceso de sedimentación, pasando de una espeleotema de flujo de agua laminar y continuo (colada) a otro de flujo de agua intermitente de goteo (estalagmita), indica un descenso en el caudal hídrico efectivo en la cueva, lo que puede atribuirse a una variación climática hacia condiciones más frías y secas (Aranburu *et al.*, 2012).

La datación de la muestra del Nivel estratigráfico III (SE-1) ha dado como resultado 368.660 años BP, asociada al estadio isotópico 11 (cálido), en un repunte climático hacia condiciones más cálidas y húmedas. Además, la etapa subsiguiente en la que se inició la sedimenta-

ción del conjunto de niveles denominado *arenas gruesas rojas*, valida este hecho ya que este tipo de depósitos necesitan de un flujo de agua más energético y caudaloso en el sistema endokárstico. Parece lógico por tanto, que esta última etapa estuviera ligada a un estadio isotópico impar, casi con toda probabilidad el 9 o el 7.

Entre estas dos secuencias de precipitaciones químicas representadas por los Niveles estratigráficos II y III, separadas entre sí por un periodo de 40.000 años, parece razonable que se produjera un proceso de erosión de los sedimentos detríticos y espeleotemas depositados en fases previas, dejando al descubierto la roca encajante sobre la que se depositó la colada estalagmítica del Nivel estratigráfico III en la secuencia definida. Este episodio puede atribuirse a un momento donde dominaba un flujo energético que erosionó parte de estos sedimentos. El posterior cambio de régimen de las aguas hacia un flujo laminar permitió la formación de la colada estalagmítica.

Sobre la colada estalagmítica se fueron depositando un conjunto de sedimentos detríticos compuestos por arenas gruesas rojizas, en el que se alternan otros niveles detríticos con diferencias de color, tamaño de grano y textura (Niveles detríticos IV, V, VI, VIII, X y XI) y espeleotemas (Niveles VII y IX). La granulometría de las muestras tomadas en diferentes niveles denota una variación en las condiciones de sedimentación. Si bien, el alto contenido en las fracciones más finas de los niveles V y VIII, se puede asociar a aguas laminares y poco energéticas, las primera fase de la formación de este conjunto (Nivel IV) se asocia con un pulso de aguas algo más energéticas al contener un mayor porcentaje en la fracción gruesa (47,50%). El Nivel XIII, muy similar en apariencia y textura al Nivel V, con un alto contenido en elementos finos (97,66%), parece marcar una etapa subsiguiente de aguas poco energéticas, sellada por un último nivel de espeleotemas que ha sido datado en 2.540 años BP.

La identificación de una serie de formas erosivas como *pendants*, así como fragmentos de paquetes sedimentarios desplazados de su

posición original, situados en la zona más baja de la sala, pone de manifiesto que el conjunto de arenas rojizas gruesas fue erosionado posteriormente. Estas formas permiten además, identificar el sentido del flujo del agua, aproximadamente SO-NE.

Tras esta segunda fase de sedimentación, el conducto quedó sellado tanto aguas abajo como aguas arriba, no sólo por los sedimentos detríticos sino también por los espeleotemas que se depositaron sobre ellos. En ese momento la red de conductos ya se encontraba desconectada del sistema hidrogeológico regional, ya que como apunta Delanoy (1998), las variaciones isostáticas del Mediterráneo y el levantamiento tectónico durante el Pleistoceno medio y superior, produjeron un potente encajamiento de la red hidrográfica que nace desde la Sierra de las Nieves hacia el Atlántico y el Mediterráneo (ríos Genal, Verde y Grande). La apertura del tramo vertical de la cavidad está favorecida por dos fracturas que lo recorren subverticalmente, con direcciones E-O y N-S, respectivamente. El depósito de bloques en la base del pozo es la culminación de un pulso más frío, con procesos crioclásticos, que provocó la desestabilización del techo y la subsecuente caída de bloques, con un papel importante de fenómenos neotectónicos. Las sucesivas entradas de aguas a través de este nuevo conducto dieron lugar a la erosión de los últimos sedimentos depositados.

Por último, la capa de carbón (datada en 525 años BP) puede tener un origen mixto. Por una parte, debido a la infiltración de aguas que posiblemente contenían restos de carbón consecuencia de incendios en los bosques del entorno en Sierra de las Nieves en el siglo XV; y, por otra parte, producto de procesos de transporte subaéreo hasta la cavidad.

Agradecimientos

Este artículo se ha realizado en el marco del proyecto KARTINV CGL2010-15498, del Plan Nacional desarrollado en el IGME. Deseamos agradecer toda la colaboración prestada por la Dirección del Parque Natural Sierra de las

Nieves; a los espeleólogos del MAINAKE, José A. Cortés, José M. Guillén y Salvador Aguilera, sus continuados esfuerzos en los trabajos de desobstrucción que permitieron descubrir los sedimentos; a Rogelio Ferrer por la información sobre el descubrimiento de la cavidad.

Bibliografía

- Andreo, B.; Vadillo, I.; Carrasco,.; Neukum, C.; Jiménez, P.; Liñán, C.; Goldscheider, N.; Hötzel, H.; Ferrer, R.; del Campo, L.; Göppert, N.; Vías, J.M.; Pérez, I.; Sánchez, D.; Cobos, A. (2005). Consideraciones sobre el funcionamiento hidrogeológico y la vulnerabilidad a la contaminación de la Sierra de las Nieves (Málaga) a partir de un ensayo de trazador en condiciones de estiaje. *Geogaceta*, 37, 143-146.
- Aranburu, A.; Martínez-Pillado, V.; García, F.; Arsuaga, J.L.; Alcázar de Velasco, A.; Bonmati, A.; García, N.; García, A, Garcia, F.; Gómez, A.; Lira, J.; Lorenzo, C.; Martínez, I.; Ortega, A.I.; Pablos, A.; Pantoja, A.; Quam, R.; Sala, N. (2012). La variabilidad de los rellenos endokársticos de la Galería de Estatuas (Atapuerca, Burgos) y la caracterización paleoclimática. En: *Avances de la Geomorfología en España 2010-2012* (González Díez, A. et al., eds.). Universidad de Cantabria, Santander, 397-400.
- Barea, J.; Casas, J.; Durán, J.J.; López-Martínez, J.; Martín de Vidales, J.L. (2000). Interés paleoambiental del estudio de sedimentos detríticos endokársticos. Aplicación a cavidades del centro de la Península Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 111 (2-3), 17-32.
- Blumenthal, M.M. (1930). Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 23, 41-294.
- Chamón, C.; Estévez, C.; Piles, E. (1978). *Mapa geológico y memoria explicativa*, Hoja Marbella (1065) E= 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional. I.G.M.E., 71 pp.
- Cheng, H.; Edwards, R.L.; Shen, C.C.; Polyak, V.J.; Asmerom, Y.; Woodhead, J.; Hellstrom, J.; Wang, Y.; Kong, X.; Spötl, C.; Wang, X.; Alexander, E.C. Jr. (2013). Improvements in ^{230}Th dating, ^{230}Th and ^{234}U half-life values, and U-Th isotopic measurements by multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 371-372, 82-91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.006>
- Delannoy, J.J.; Guendon, J.L.; Quinif, Y.; Roiron, P. (1993). Formaciones travertínicas del piede-

- monte mediterráneo de la Serranía de Ronda (Málaga). *Cuad., de Geogr.*, 54, 189-222.
- Delannoy, J.J. (1998). Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y Ronda. En: *Karst en Andalucía* (Durán, J.J.; López Martínez, J., eds.), ITGE, Madrid, 93-129.
- Durán, J.J. (1989). Geocronología de los depósitos asociados al karst en España. En: *El Karst en España* (Durán, J.J.; López, J., eds.), Monografías, 4, 243-256. Sociedad Española de Geomorfología.
- Durán, J.J. (1996). *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo Occidental*, Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 409 pp.
- Durán, J.J.; López Martínez, J. (1999). Datación e interpretación paleoambiental de una secuencia endokárstica pleistocena del sur de la Península Ibérica. En: *Avances en el estudio del Cuaternario español* (L. Pallí; C. Roqué, eds.), AEQUA, 159-164.
- Durán, J.J.; López-Martínez, J.; Andreo, B.; Carrasco, F.; Jiménez de Cisneros, C.; Caballero, E.; Juliá, R. (2002). Fases de karstificación y sedimentación endokárstica plioleistocenas en el mediterráneo occidental: evolución de la Cueva de Nerja (Málaga, sur de España). *Geogaceta*, 31, 3-6.
- Dürr, St.; Hoepfener, R.; Hoppe, P.; Kockel, F. (1960). Géologie des montagnes entre le rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Liv. Mem. Prof. Fallot. *Mem. Hors sér. Soc. Geol. France*, 1, 209-227.
- Fairchild, I.; Baker, A. (2012). *Speleothems science: from process to past environments*. Wiley-Blackwell Publishing Ltd., Oxford, 450 pp. <https://doi.org/10.1002/9781444361094>
- Faust, D.; Zéelhofer, Ch.; Baena, R.; Diaz del Olmo, F. (2004). High resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact? *Quaternary Science Reviews*, 23, 1757-1775. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.02.007>
- Ford, D.C. y Williams, P.W. (Eds.). (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin and Hyman. Londres. 601 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-7778-8>
- Fornós, J., Crespi, D.; Fiol, L. (1997). Aspectes mineralògics y texturals de la pols procedent de les pluges de fang de les Illes Balears: la seva importancia en alguns processos recents. *Bolletí de la Societat de Història Natural de les Balears*, 40, 109-113.
- Henning, G.J.; Grün, R.; Brunnacker, K. (1983). Speleothems, travertines and paleoclimates. *Quaternary Research*, Vol. 20, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(83\)90063-7](https://doi.org/10.1016/0033-5894(83)90063-7)
- Imbrie, J.; Hays, J.D.; Martinson, D.G.; McIntyre, A.; Mix, A.C.; Morley, J.J.; Paces, N.G.; Prell, W. L.; N. Shackleton, J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine ^{18}O record. In: *Milankovitch and Climate*, Part I, edited by A. Berger et al., 269-305, D. Reidel, Norwell, Mass.
- Jaffey, A.H.; Flynn, K.F.; Glendenin, L.S.; Bentley, W.C.; Essling, A.M. (1971). Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Phys. Rev. C* 4, 1889-1906. <https://doi.org/10.1103/PhysRevC.4.1889>
- MAINAKE (2012). *Memoria de actividades en la Sierra de las Nieves (2009-2012)*. Inédito.
- Martín-Algarra, A.; Estévez, A. (1984). La brèche de la Nava: dépôt continental synchrone de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes de l'Ouest des Cordillères Bétiques. *Comptes Rendus Acad. Sc. Paris*, 299, 2, 8, 463-466.
- Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética (sector Central y Occidental)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 1271 pp.
- Martín-Algarra, A. (coord.); Andreo, B.; Balanyá, J.C.; Estévez, A.; López-Garrido, A.C.; O'Dogherty, L.; García-Dueñas, V. (2004). Unidades Frontales de las Zonas Internas. En: *Geología de España*, (J.A. Vera, ed.), SGE-IGME, Madrid, 396-401.
- Muñoz, A.; Peña, J.L.; Sancho, C.; Martínez, M.A. (2001). Los espeleotemas de las cuevas de Ortigosa de Cameros (La Rioja): datos cronológicos y consideraciones paleoambientales. *Geogaceta*, 30, 95-98.
- Robledo P.A. (2005). *Los Paleocolapsos kársticos en las plataformas carbonatadas del Mioceno superior de Mallorca: análisis geográfico, genético, geológico y evolutivo*. Tesis Doctoral, Universitat de les Illes Balears, 305 pp.
- Serrano, F.; Guerra, A. (2004). *Geología de la provincia de Málaga*. Centro de Ediciones de la Diputación de Málaga, Málaga, 294 pp.
- Stuiver, M.; Polach, H. (1977). Discussion reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, Vol. 19 (3), 355-363. <https://doi.org/10.1017/S0033822200003672>
- White, W.B. (2007). Cave sediments and paleoclimate. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69 (1), 76-93.

