



ALFREDO PÉREZ-GONZÁLEZ

Resumen

En la depresión tectónica del alto valle del río Lozoya, en el Sistema Central Español y asociados a los afloramientos de dolomías del Cretácico superior, se localizan los yacimientos kársticos de la Cueva del Camino, el Abrigo del Navalmaillo y la Cueva de la Buena Pinta. El yacimiento de Navalmaillo es un abrigo rocoso con una ocupación neandertal, mientras que la Cueva del Camino y la Cueva de la Buena Pinta son cavidades con carnívoros y con restos de molares de *Homo neanderthalensis*. Estos tres yacimientos se encuentran hoy muy degradados por desplomes y derrumbes que enmascaran su presencia y dificultan la interpretación de su evolución. Las cronologías disponibles por OSL y TL sitúan a estos yacimientos desde el inicio del MIS 5 hasta finales del MIS 4.

Palabras clave: Yacimientos kársticos, Pleistoceno superior, Pinilla del Valle, Sistema Central, Madrid.

Abstract

The karstic sites of Camino, Buena Pinta and Navalmaillo are located at the tectonic depression or pop-down of the Upper Lozoya Valley (Spanish Central System), in association with some outcrops of Upper Cretaceous dolomites. Navalmaillo site is a rock shelter including a Neanderthal occupation, whereas Camino and Buena Pinta sites are both caves with carnivores and Neanderthals remains. Collapses and rockfalls mask the original morphologies of these three sites and make difficult the interpretation of their evolution. The available OSL and TL chronologies set these sites from the beginning of MIS 5 to late MIS 4.

Keywords: Karstic sites, Late Pleistocene, Pinilla del Valle, Spanish Central System, Madrid.

Aproximación geomorfológica a los yacimientos del Pleistoceno Superior del Calvero de la Higuera en el Valle Alto del Lozoya (Sistema Central Español, Madrid).

Alfredo Pérez-González¹, Theodoros Karampaglidis², Juan Luis Arsuaga³, Enrique Baquedano², Sergio Báñez⁴, Juan José Gómez⁵, Joaquín Panera⁶, Belén Márquez², César Laplana², Marina Mosquera⁷, Rosa Huguet⁷, Pilar Sala², Mari Carmen Arriaza², Alfonso Benito¹, Enrique Aracil⁸ y Enrique Maldonado⁹.

Introducción

Este trabajo es una primera aportación al conocimiento de la geomorfología de los yacimientos arqueológicos y paleontológicos en el karst desarrollado en las dolomías del Cretácico superior del Calvero de la Higuera, en Pinilla del Valle en el alto valle del río Lozoya, con una rica asociación faunística de vertebrados y restos de molares humanos en los yacimientos de las cuevas del Camino y la Buena Pinta. Un tercer yacimiento es un abrigo rocoso con ocupación neandertal e industria musteriense con una dimensión areal mínima estimada de 200 m².

La primera referencia de hallazgos fósiles de vertebrados es de Alférez *et alii* (1982), aunque el descubrimiento de lo que hoy se conoce como yacimiento de Cueva del Camino es de julio de 1979. Para los autores citados el yacimiento se ubica en un abrigo, aunque los trabajos actuales tienden a considerar a este yacimiento como una

cueva desmantelada que tiene su continuidad hacia el norte como se verá más adelante.

Los nuevos trabajos de excavación se iniciaron en el año 2002 con un equipo multidisciplinar que está actualmente dirigido por J.L. Arsuaga, E. Baquedano y A. Pérez-González.

Marco geográfico y geológico

Los yacimientos del Calvero de la Higuera en Pinilla del Valle (Madrid) se encuentran situados en el valle alto del río Lozoya en la Sierra de Guadarrama, una alineación montañosa de dirección NE-SW (Fig. 1) con estructura general en *pop-up*, que forma parte del Sistema Central Español (Warburton y Álvarez, 1989; de Vicente *et alii*, 2007).

El valle alto del río Lozoya es una depresión tectónica (*pop-down*) con igual dirección que el *pop-up* del Sistema Central, que queda enmarcada al norte por los Montes Carpetanos, con el pico de Peñalara (2428 m) como máxima altura de la Sierra de Guadarrama, y al sur por la alineación de Cuerda Larga que tiene en Cabeza de Hierro su máxima altitud (2380 m).

El río Lozoya, con una cota de 1100 m en el embalse de Pinilla, tiene un caudal medio anual de 2,40 m³/s en la estación de aforo de Rascafría, aguas arriba de Pinilla del Valle, con caudales medios máximos en abril y mayo (entre 2-3 m³/s) y mínimos en agosto y septiembre (<0.25m³/s), considerando el periodo de 1966-67 hasta 2000-2001.

Temperatura y precipitación están condicionadas por la altitud. En la zona baja (1100 – 1200 m), la precipitación anual oscila entre 600 y 900 mm/año, mientras que por encima de los 2000 m alcanza los 1000 – 1500 mm/año y en algunas zonas hasta los 2000 mm/año. En estas áreas de mayor altitud la nieve permanece unos 4 meses al año, desde enero a abril. La temperatura oscila entre 11 y 14°C en las cotas bajas, mientras que en las zonas elevadas

1. Centro Nacional de Investigación sobre Evolución Humana (CENIEH). Sierra de Atapuerca, s/n., 09002 Burgos. Email. alfredo.perez@cenieh.es

2. Museo Arqueológico Regional. Plaza de las Bernardas s/n, 28801Alcalá de Henares (Madrid).

3. Centro de Investigación UCM-ISCIII sobre Evolución y Comportamiento Humanos C/Sinesio Delgado, 4, 28029Madrid.

4. Dep. de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040Madrid.

5. Dep. de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040Madrid.

6. Asociación El Hombre y el Medio. C/ Santo Tomás de Aquino 21, 28982Parla (Madrid).

7. Universitat Rovira i Virgili. Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social. Plaça Imperial Tàrraco, s/n, 43005 Tarragona (Spain).

8. Ingeniería del Terreno. Escuela Politécnica Superior de la UBU. Campus la Milanera 09.09001 Burgos. Análisis y Gestión del Subsuelo, S.L. Pozuelo de Alarcón 28224 Madrid.

9. C/ Puerto de Canencia, 3, 7ªA, 28038 Madrid.

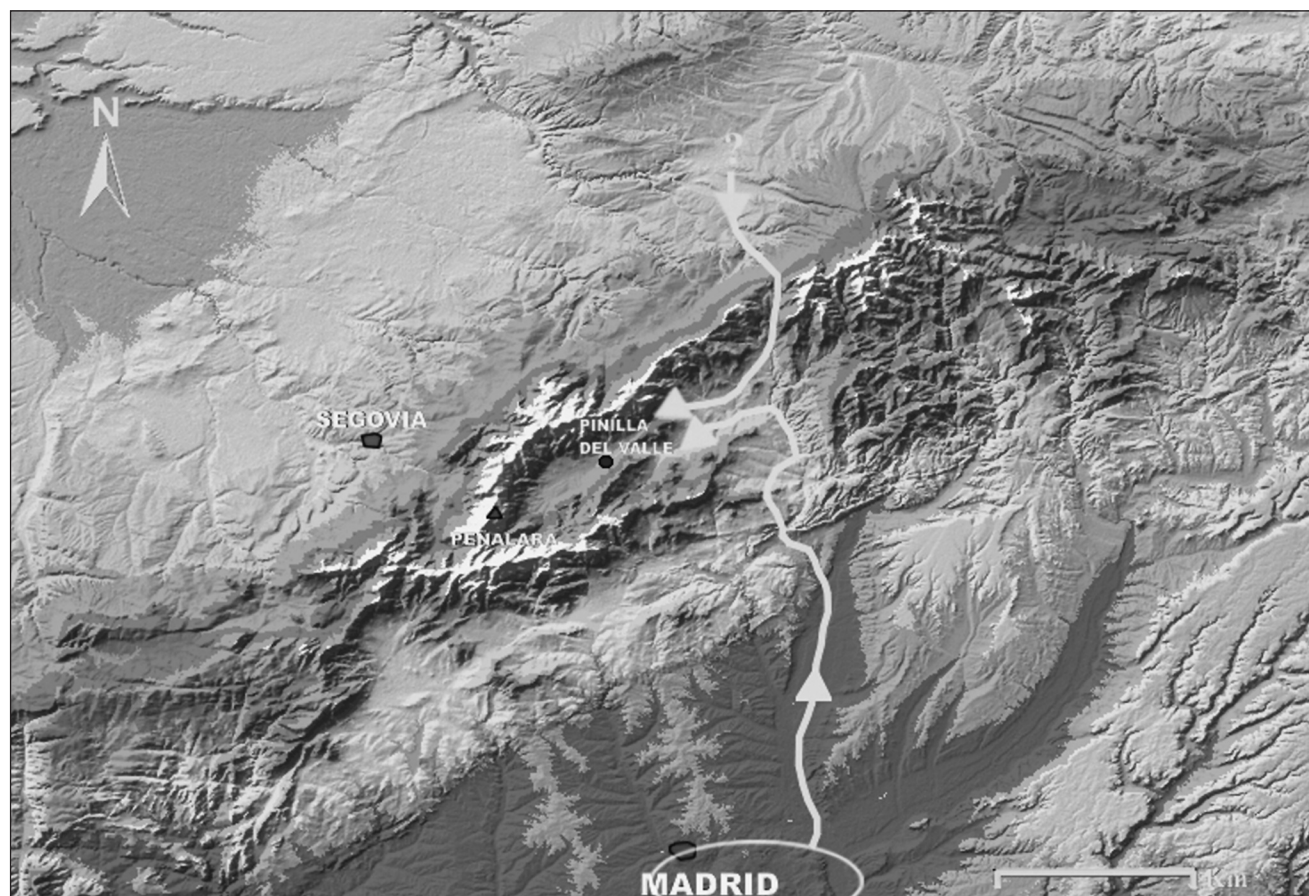


Fig. 1. Posición morfo-geográfica de los yacimientos de Pinilla del Valle en el valle del río Lozoya (Sierra de Guadarrama), entre las dos grandes cuencas terciarias del interior peninsular: La cuenca del Duero al norte y la cuenca de Madrid al sur. En la imagen se indican las paleo-vías probables de acceso a la cabecera del río Lozoya desde el N a través de Somosierra y desde el SE de Madrid, con afloramientos miocenos de sílex, recorriendo el valle del Jarama y Redueña (Arroyos de San Vicente y Huertas), hasta la rampa meridional del Guadarrama.

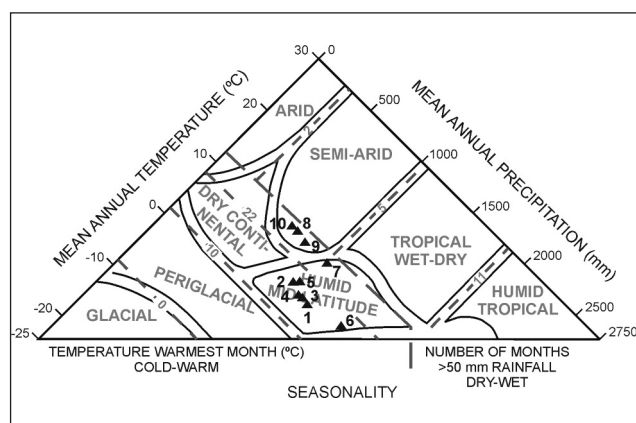


Fig. 2. Regiones morfogenéticas presentes en el alto Lozoya (Chorley *et alii*, 1985), después de la proyección de los valores de precipitación y temperatura del Atlas digital de la Península Ibérica (Ninyerola *et alii*, 2005), de las estaciones de: 1, Peñalara (pico); 2, Peñalara (Laguna); 3, Bola del Mundo; 4, Cabeza de Hierro; 5, Cotos; 6, Navacerrada (puerto); 7, Navacerrada (población); 8, Pinilla del Valle; 9, Rascafría y 10, Lozoya.

desciende hasta los 6-8°C de temperatura media anual (De la Rosa Román, 2002).

Una aproximación a las regiones morfogenéticas actuales (Chorley *et alii*, 1984), se ha expresado en la Fig. 2. La región del Alto Lozoya se encuadra en las regiones semiáridas (Pinilla, Lozoya y Rascafría) y húmedas de latitudes medias (Navacerrada y Peñalara), a partir de los datos de precipitación y temperatura obtenidos del Atlas Climático Digital (Ninyerola *et alii*, 2005). En estas regiones predominan los procesos de alteración, los movimientos de masa y los fluviales. Los procesos de alteración por helada y los *creeps*, son dominantes en Navacerrada y Peñalara mientras que acción fluvial es mayor en las topografías bajas del valle del Lozoya.

Geológicamente, el valle alto del río Lozoya se enmarca dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centroibérica, que está formado por rocas del Proterozoico al Carbonífero deformadas y en parte meta-

morfizadas e intruidas por distintos tipos de granitoides antes del Pérmico (Vera, 2004). La deformación varisca principal tiene lugar en el Carbonífero, pero es en la Orogenia Alpina cuando se forma el *pop-down* del valle del río Lozoya.

Las rocas aflorantes más antiguas están constituidas por ortoneises, leucogranitos, adamelitas, granitoides, migmatitas y, en menor medida, esquistos, cuarcitas (Bellido *et alii*, 1991; Arenas Martín *et alii*, 1991). Existen también diques tardíos de cuarzo, lamprófidos y pórfidos.

La sedimentación mesozoica, de edad Cretácico Superior (Bellido *et alii*, 1991), comienza con arenas, arcillas y gravas en facies Utrillas. Sobre esta formación afloran arenas, lutitas y carbonatos, areniscas y dolomías

tableadas, estas últimas con un espesor de unos 35 m. En estas dolomías tableadas se han desarrollado procesos kársticos como lapiazes y dolinas en el exterior y abrigos y galerías de cueva en el interior. Los yacimientos de Pinilla del Valle están asociados a este tipo de procesos.

La secuencia marina parece finalizar con algunas decenas de metros de arenas, arcillas y yesos en un medio marino – continental (sondeo de Pinilla del Valle, De la Rosa Román, *o.c.*).

En discordancia erosiva se depositan materiales paleógenos continentales de conglomerados y cantos de origen ígneo, metamórfico y calizo dolomítico cretácicos. Los sedimentos terciarios continentales más recientes, de edad neógena, se instalan sobre las formaciones anteriores en

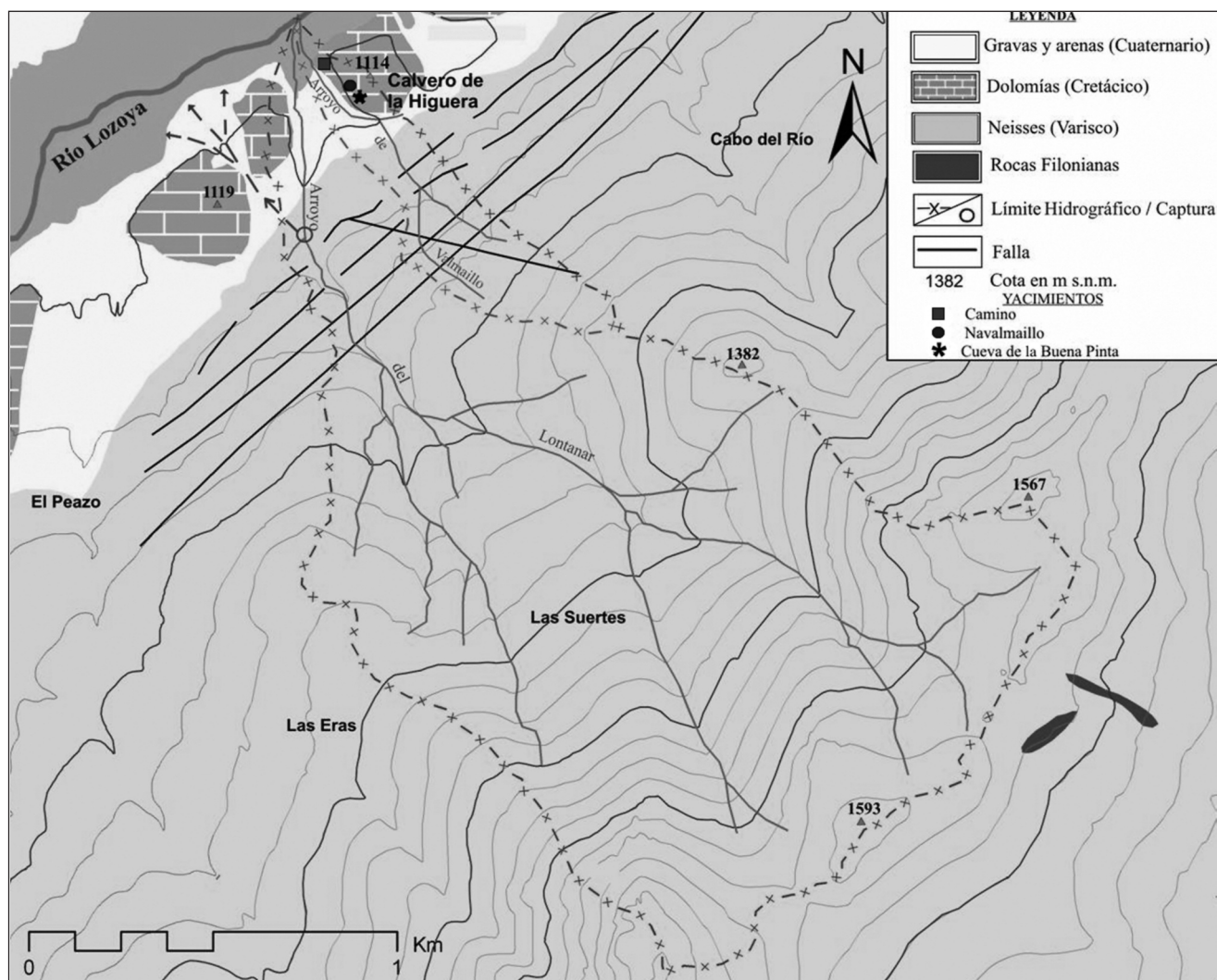


Fig. 3. Redes y cuencas hidrográficas de los arroyos de Valmaillo (área de 0,24 km²) y del Lontanar (área de 3,05 km²). Obsérvese la captura del cauce final del Lontanar por una corriente con mayor capacidad erosiva situada aguas abajo, que deja abandonado un pequeño curso y un abanico aluvial, entre dos calveros carbonatados del Cretácico superior. La toponimia de los arroyos está tomada de la cartografía a escala 1:5.000 de la CAM, (1999).

discordancia angular y erosiva. Se trata de materiales muy gruesos, formados por bloques, que pueden superar los 3 m de eje mayor, y cantos de granito y gneis. Su espesor puede alcanzar los 20 m.

Los depósitos más recientes o Cuaternarios, tienen en el valle del Lozoya una amplia representación areal. En las zonas topográficamente dominantes del macizo de Peñalara, se han conservado morrenas del Pleistoceno superior asociadas a los circos glaciares que en ocasiones están modelados por acciones fluvio-torrenciales. Otros depósitos son las turberas y las manifestaciones de frío, como son los canchales y determinados mantos coluvial-solifluidal de materiales finos de ladera (Pedraza, 1994; Pedraza *et alii*, 2003).

Mayor extensión alcanzan los depósitos fluviales en el sector central del valle del río Lozoya, constituidos por bloques, gravas, arenas y limo-arcillas de abanicos aluviales, terrazas y llanuras aluviales.

Los yacimientos del Calvero de la Higuera (1114 m) en Pinilla del Valle, están asociados a cavidades desarrolladas en una “cuesta” de rocas carbonatadas del Cretácico superior, inclinadas algunos grados hacia el río Lozoya que fluye en sentido W-E, a apenas doscientos metros al norte de los yacimientos.

Los arroyos de Lontanar y Valmaíllo, que son dos pequeños afluentes por la margen derecha del río Lozoya, disectan el relieve de “cuesta” del Calvero de la Higuera, dejando colgados los yacimientos de la Cueva del Camino, el Abrigo de Navalmaíllo y la Cueva de la Buena Pinta.

En la fig. 3 se han representado ambas redes que drenan neises del Varisco y antes de sus confluencias con el río Lozoya materiales carbonatados mesozoicos que están en contacto con los materiales antiguos por medio de fallas. Hay un proceso de captura, coetáneo con la terraza de +11-12 m del río Lozoya, del arroyo del Lontanar por una corriente situada aguas abajo de la

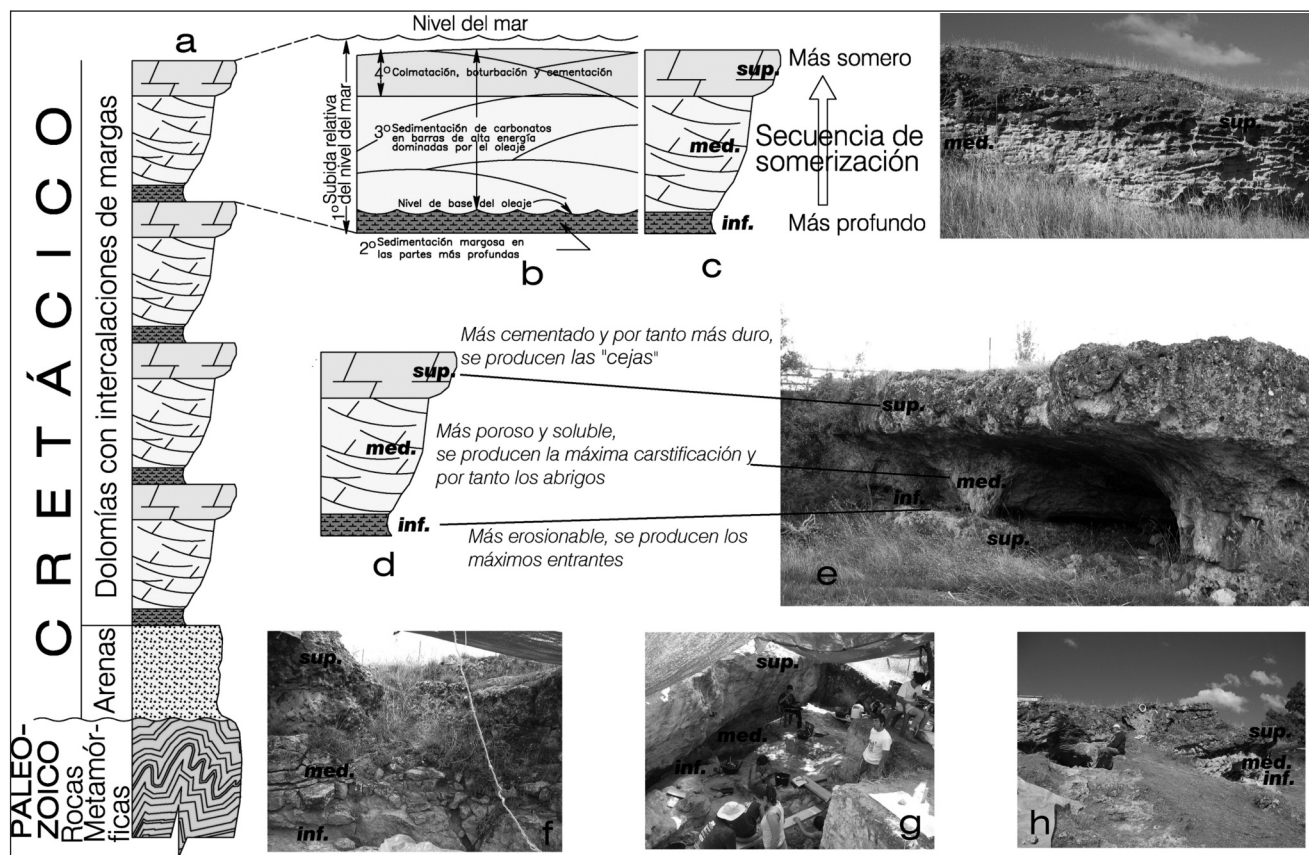


Fig. 4. Influencia sedimentológica en la formación de las cavidades de Pinilla del Valle. (a) Unidades del Cretácico del Calvero de la Higuera. (b, c) Origen de las secuencias de “somerización”. La fotografía corresponde al Calvero de las Tumbas. (d) Correspondencia entre los términos de las secuencias de “somerización” y las formas del terreno. (e) Morfología kárstica característica en la vaguada inmediata al NE del Calvero de la Higuera. (f) Yacimiento de la Cueva del Camino y la posición de los términos de la secuencia. (g) Yacimiento del Abrigo de Navalmaíllo. (h) Yacimiento de la Cueva de la Buena Pinta. La toponimia del Calvero de la Higuera y del Calvero de las Tumbas esta tomada de la cartografía topográfica a escala 1:5.000 de la CAM, (1999).

antigua confluencia Lontanar-Lozoya y de mayor actividad erosiva.

Control sedimentológico de la geomorfología del karst

Durante el Cretácico superior, el área de Pinilla del Valle estaba ocupada primero por un sistema fluvial, que depositó una formación arenosa (Fig. 4a), y posteriormente por una plataforma marina con sedimentación de calizas e intercalaciones de margas. Estas calizas han sido posteriormente dolomitizadas y en la actualidad los materiales que constituyen el Calvero de La Higuera y las áreas adyacentes están constituidos por dolomías con las citadas intercalaciones de margas (Fig. 4a). En estos depósitos marinos se observa una ordenación secuencial bien marcada, que estuvo condicionada por sucesivas etapas de pequeñas subidas relativas de nivel del mar (Fig. 4b, 1°). Tras cada una de estas subidas relativas (subida del nivel del mar y/o hundimiento del fondo marino), en la parte más profunda de la plataforma se depositaron margas, siempre por debajo del nivel de base del oleaje, ya que de lo contrario los depósitos finos hubieran sido barridos por la energía del mismo (Fig. 4b, 2°). En el rango de profundidades afectado por el oleaje se depositaron carbonatos, en los que todavía se pueden reconocer la morfología y la estructura interna de laminación cruzada, diagnóstica de cuerpos sedimentarios de barras formadas en ambientes sedimentarios de alta energía (Fig. 4b, 3°). Una vez que el espacio de acomodación de los sedimentos está colmatado, la sedimentación se detiene y hay un proceso de colonización

por diversos organismos, que producen una bioturbación que contribuye a la cementación del sedimento, y procesos de intercambio químico agua-sedimento que provocan la cementación temprana de la parte superior de los carbonatos (Fig. 4b, 4°). Este proceso repetitivo a lo largo de varias etapas sucesivas hace que se vayan apilando secuencias que denominamos de “somerización” (Fig. 4 c), porque cada término de la secuencia revela condiciones de sedimentación más someras que el término inferior, hacia la parte superior de las secuencias. En ellas por tanto podemos distinguir tres términos, un término inferior margoso, otro medio de carbonatos y otro superior de carbonatos cementados (Fig. 4c). Cada uno de estos términos va a tener un comportamiento diferencial respecto a los agentes erosivos (Fig. 4d-e). El término inferior margoso es más blando, y por tanto más erosionable, por lo que a su favor se producen los máximos entrantes en el relieve. En el término intermedio, formado por carbonatos más solubles y originalmente más porosos, se concentra el mayor potencial de disolución y por tanto se concentran en esta litología la mayor parte de las cavidades que sirvieron de abrigo eventualmente a los humanos y fauna, de Pinilla del Valle. En el término más cementado y por tanto más duro y más resistente a la erosión, se forma el máximo resalte frente a la erosión y da como resultado las “cejas” o “voladizos” de las cavidades. Estos términos de la secuencia elemental (inf., med. y sup.) se pueden reconocer tanto en el yacimiento de la Cueva del Camino (f) como en el yacimiento del Abrigo de Navalmaíllo (Fig. 4g) y en el yacimiento la Cueva de la Buena Pinta (Fig. 4h).

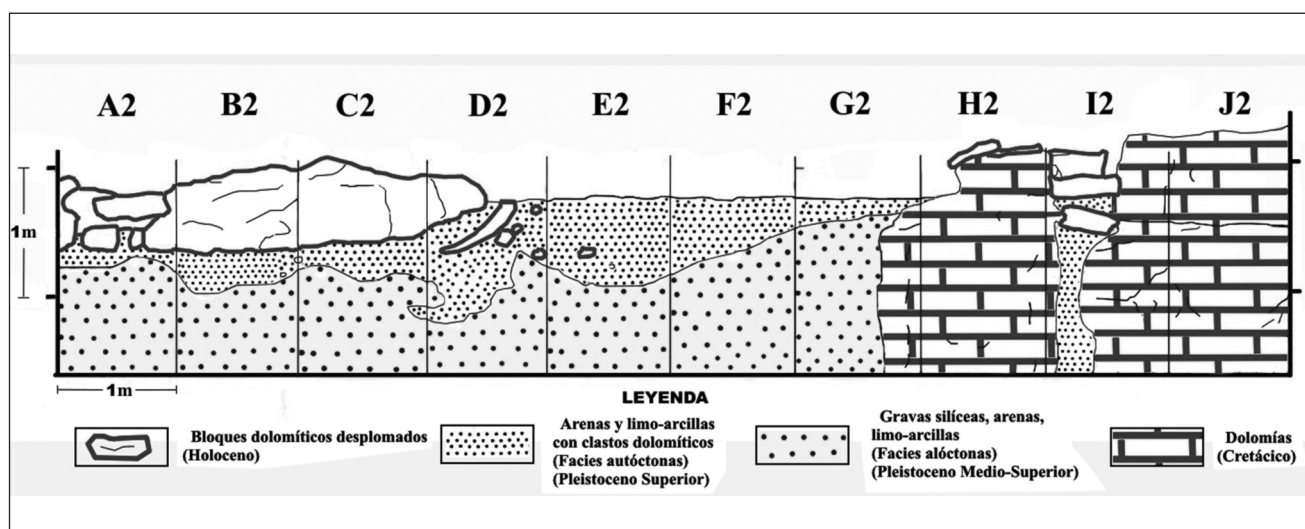


Fig. 5. Sección estratigráfica del sector oeste del yacimiento de la Cueva del Camino. Reformado del “Perfil del Frente Principal en Mayo de 1984” (inédito. UCM). Las facies autóctonas, comprenden diversos niveles sedimentarios con fauna que se corresponden con el yacimiento propiamente dicho de la Cueva del Camino (ver explicación en texto y fig. 7).

Morfo-estratigrafía de los yacimientos de la Cueva del Camino, el Abrigo de Navalmaíllo y la Cueva de la Buena Pinta

Yacimiento de la Cueva del Camino

Se trata de una forma kárstica donde apenas se reconoce hoy su morfología original, inclusive desde su descubrimiento en 1979 (Alfárez *et alii*, 1982). En los planos y secciones estratigráficas inéditos conservados (fig. 5), se constatan desplomes de techo que reposan sobre sedimentos que rellenan una antigua cavidad, donde en una primera observación no es posible determinar si es un abrigo o una galería de cueva, dado el grado avanzado de erosión y el hecho de que esta forma y sus depósitos asociados están colgados a unos 11 metros sobre el río Lozoya y unos 6-7 metros sobre el fondo del arroyo del Lontanar, faltando vestigios que pudieran indicar la presencia de paredes de cueva por el lado oeste e inclusive techos en el sector sur.

La situación al comienzo del año 2002 de la excavación presente (fig. 6), era un área prácticamente excavada, y donde tampoco era fácil establecer correlaciones lito-estratigráficas entre los distintos sectores del yacimiento. Sin embargo, puede establecerse que el muro de la secuencia está formado por facies alóctonas de características silíceas que conforman una terraza fluvial de barras de gravas, arenas, fangos arenosos y arcillas, depositadas por el arroyo de Valmaíllo. A techo y después de un vaciado parcial de los depósitos fluviales se depositaron facies de arenas, arenas arcillosas y limos que pueden contener fragmentos de carbonato, de origen mucho más local que provienen de las litologías de dolomías del propio entorno cretácico. En estas facies se encuentran la mayoría de los restos fosilíferos con algunos líticos. Hay que anotar que en los depósitos fluviales de la base, aunque muy escasos, hay también restos líticos y faunísticos.

Los sectores sur del yacimiento de la Cueva del Camino se han cartografiado rellenos de finos poco consolidados en diaclasas con orientaciones norte-sur y este-oeste, con fauna e inclusive pequeños afloramientos de areniscas y espeleotemas delgados con altos contenidos de detríticos (fig. 6). En la cuadrícula E-3, se está excavando en los últimos años una caída de *debrís* (*debris fall*), de reducidas dimensiones con fauna abundante y clastos carbonatados del exterior que se relacionan probablemente con una antigua diaclasa o con un conducto vertical hoy no conservado. En el sector norte se han reconocido formas rellenas por sedimentos finos y fragmentos de carbonatos, excavadas en los silíceos infrayacentes (fig. 6, Y-7, A-7)

con geometría de cono invertido. Estas pérdidas o sumideros rellenos se relacionan probablemente con la circulación vadosa de aguas a favor de grietas o diaclasas (fig. 6, A-7). Por último de las cuadrículas Z-6 a Z-9, se obtuvo una secuencia estratigráfica (fig. 7) en la que se han distinguido los siguientes términos (Arsuaga *et alii*, en prensa), de muro a techo:

Nivel 03. Formado por gravas fluviales de rocas metamórficas, en tamaños medios de 1,5-2,5 cm y centilo de 4cm. Es un depósito masivo sin apenas matriz arenosa entre las gravas (*clast-supported*) en el que se reconocen a techo arenas finas (espesor 5-6 cm) con una estructura interna de estratificación cruzada planar y algún horizonte de arenas gruesas y gránulos de hasta 9 cm de espesor. La potencia vista de este nivel alcanza los 40-50 cm.

Nivel 04. Se trata de arcillas pardas oscuras (7.5YR 3/3) arenosas laminadas, con intercalaciones de arenas, gravilla fina y arenas con laminación aparentemente horizontal. Este nivel representa los términos finales de la sedimentación fluvial, en facies de llanura de inundación. El espesor es de 30-40 cm.

Los niveles 03 y 04 son de procedencia alogénica y están asociados a la pasada evolución fluvial del valle del arroyo Valmaíllo. En el cuadro A-1, se ha podido controlar una secuencia de 3 m de espesor de las facies fluviales, sin alcanzar su muro.

Nivel 05. Este depósito erosiona de una manera muy marcada a los niveles anteriores. Está constituido por un sedimento areno-limo-arcilloso de color pardo fuerte (7.5YR 5/4) que engloba fragmentos de dolomías heterométricos que pueden tener 20 cm de eje mayor, e inclusive *mud-balls* que provienen de la erosión del nivel 04 anterior. Presenta una cierta consistencia por cementación carbonatada y contiene numerosos restos de fauna de vertebrados y dos molares de humanos, citados por Alfárez *et alii*, (1982) y Alfárez (1985). Su espesor máximo visto es de 52 cm.

Este nivel 05, fosiliza sumideros rellenos por facies limo-arcillosas con clastos carbonatados que contienen restos de fauna, con profundidades conocidas de más de 1m como se ha expresado antes.

Nivel 06. Erosivo sobre el anterior y en una típica estructura de *cut and fill*, compuesto por arenas limosas con laminación planar que incorporan clastos de dolomías con un tamaño de eje mayor que alcanza los 4 cm. Es de color pardo claro (7.5YR 6/4), y su espesor máximo en la zona del corte es de 30 cm.

Nivel 07. Arenas limo-arcillosas, con un 10-15% de clastos de dolomías de hasta 4 cm de eje mayor, y pelotas

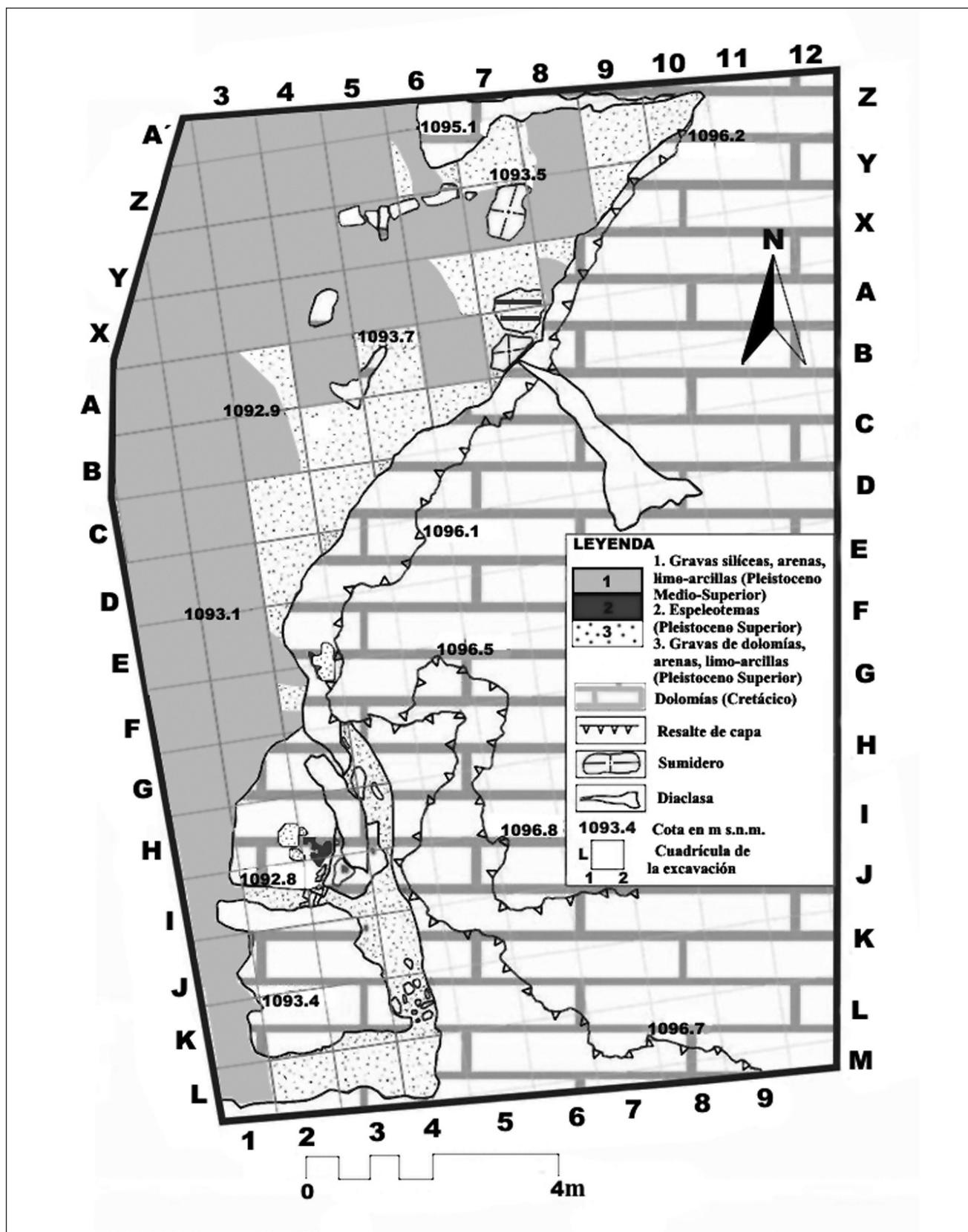


Fig. 6. Planta de la situación de la excavación de las cuadrículas después de la campaña de 2006 del yacimiento de la Cueva del Camino.

de arcilla (*mud-balls*) que provienen de la erosión del nivel 04. Es un depósito laminado en la base y masivo hacia el techo. Tiene un color pardo claro (7.5YR 6/4), con una potencia máxima de 29 cm.

Nivel 08. En un nivel areno-limo-arcilloso poco carbonatado, masivo, de color pardo claro (7.5YR 6/4), con una clasticidad constituida por cantos de dolomías (centilo de 4 cm), escasos *mud-balls* y calcitizaciones delgadas (2 cm) con poco desarrollo lateral ya que no alcanzan los 16 cm de longitud. Espesor de hasta 35 cm.

Nivel 09. Este depósito de unos 10 cm de espesor cierra la secuencia ya que a su techo tiene la roca de caja. Es un sedimento de carácter limo-arenoso carbonatado con algún clasto de hasta 2 cm de eje mayor. Color pardo muy

pálido (YR 7/4). Estos sedimentos provienen de la alteración de la dolomía cretácica que cierra la secuencia.

Los niveles 05 a 09 tienen un carácter autóctono, asociados al medio carbonatado kárstico de su entorno, aunque hay claras contaminaciones de los niveles fluviales alóctonos que forman su base estratigráfica. El nivel 05, es el que se ha hecho extensivo a los depósitos conservados en el yacimiento por su posición estratigráfica a muro de la secuencia.

Prospección geofísica del yacimiento

Carbo *et alii*, 1990, realizan una prospección gravimétrica de detalle, tanto de la zona del yacimiento, como de su hipotética prolongación hacia el norte, que permite afirmar

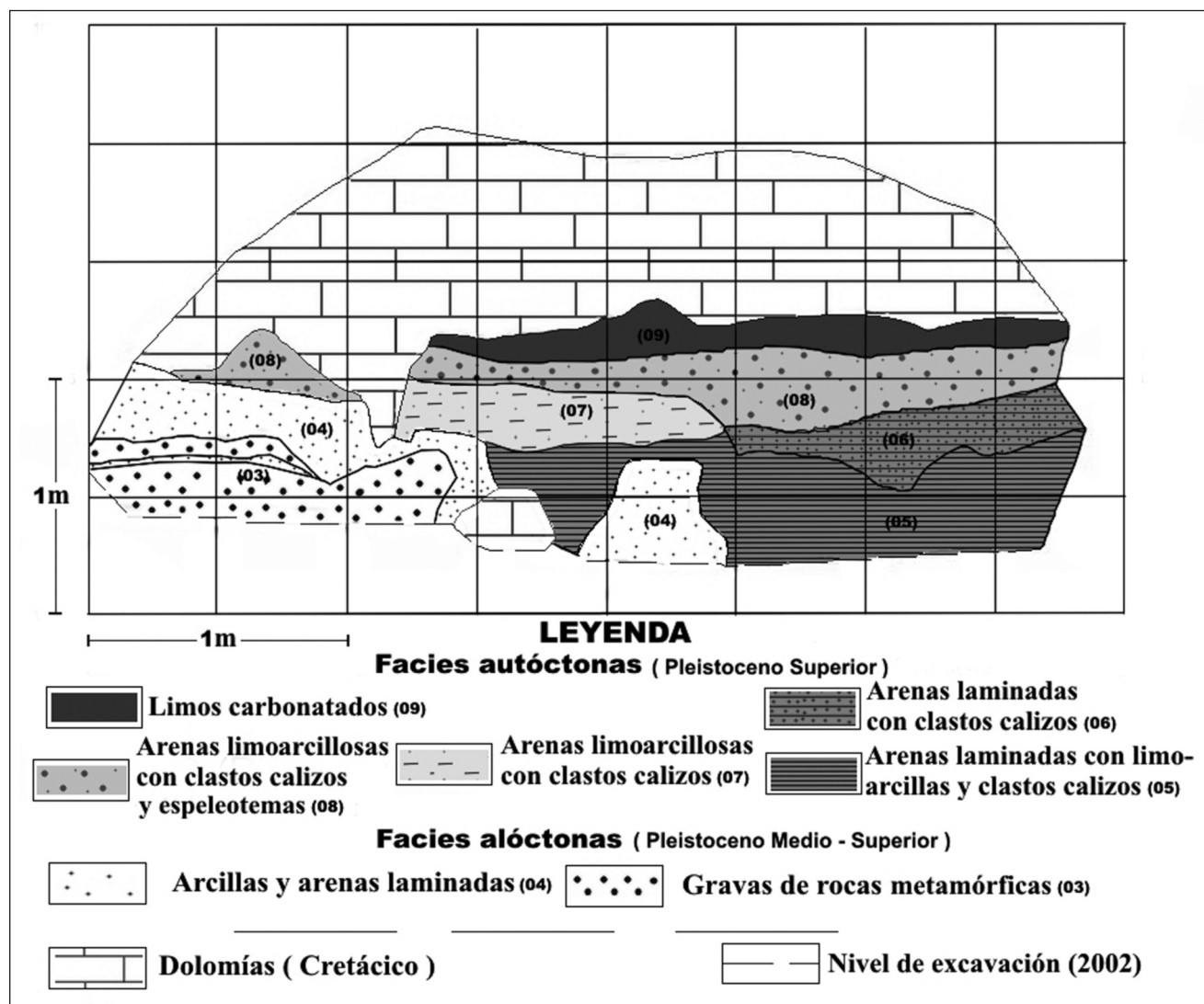


Fig. 7. Estratigrafía del yacimiento de la Cueva del Camino, realizada en el año 2002, en las cuadrículas Z-6 a Z-9, que fueron excavadas en los años siguientes. Una representación de los niveles diferenciados se conserva en la cuadrícula Z-7.

que existe una amplia cavidad o anexo en esa dirección. Con el mismo fin, se realizó por AGS, una prospección geofísica por tomografía eléctrica (fig. 8), inmediatamente al norte del yacimiento de la Cueva del Camino. Por otra parte, los datos de resistividad de campo son muy resolutorios de la extensión del yacimiento en esa dirección, tanto de las facies fluviales alóctonas como de los depósitos autóctonos con fauna, hasta el punto que es muy probable que la entrada de los sedimentos autóctonos provenga del norte, ocupando los sectores más o menos centrales y septentrionales del yacimiento conocido actualmente con el nombre de la Cueva del Camino.

Se llevaron a cabo trece perfiles, con separación de electrodos entre 0,5 m en Camino 1 y 2. En otros perfiles la separación de electrodos fue de 0,75 m y en Camino 13 de 2,5 m. Los resultados son bastante concluyentes y han determinado un área (fig. 8), de unos 90 m² con espesores entre 1,5 y 3 m de sedimentos que rellenan una cavidad de origen kárstico. El límite norte de este relleno estaría controlado por una falla normal que además es visible en

campo y coincidiría con la pared de ese hueco de disolución.

Una actuación de excavación arqueológica en estos sectores norte es perfectamente posible ya que las potencias de techo de las dolomías cretácicas no sobrepasan los 3 m, lo que permite acceder con relativa facilidad a los depósitos kársticos que se encuentran a su muro.

La evolución geomorfológica de la Cueva del Camino

La evolución geomorfológica del karst del yacimiento de la Cueva del Camino todavía no está bien comprendida. En páginas precedentes se ha señalado la casi falta de control estratigráfico actual del yacimiento de resultados de las excavaciones anteriores al año 2002. Sin embargo, va a ser posible una aproximación mayor a su evolución cuando se acometen los trabajos de excavación en el sector norte, donde los estudios de geofísica y de campo como ya se ha dicho, indican una gran cavidad con depósitos alóctonos y autóctonos en continuidad con los excavados al sur hasta la fecha.

Todos los datos señalan la presencia de galerías o cavidades construidas en régimen freático en las dolomías cretácicas, al menos desde antes de la segunda mitad del Pleistoceno medio. El paso a un régimen vadoso está marcado por la evidencia de circulación fluvial con erosión y agradación de gravas silíceas, arenas y fangos, por el arroyo de Valmaíllo. Las características texturales de estos depósitos son significativas en comparación con el arroyo de Lontanar y el río Lozoya, que presentan facies de gravas medias y gruesas e inclusive bloques, con escasas arenas y fangos. Gravatas de pequeño y mediano tamaño son en cambio las texturas mayoritarias del arroyo Valmaíllo. Es probable que estos depósitos de terraza colmataran totalmente la cavidad. Su posición morfológica actual de unos +11 m de cota relativa sobre el río Lozoya (fig. 9) y de unos 6-7 m sobre el arroyo Lontanar. Se ha obtenido una fecha por TL, sobre granos de cuarzo, de 140.4 ± 11.3 ka, BP, que sitúa a esta terraza al final de MIS 6, o principio de MIS 5.

El proceso a continuación, está relacionado con una etapa erosiva y la construcción subsiguiente de espeleotemas no muy gruesos y no muy continuos lateralmente en los que se intercalan arenas cementadas por carbonatos y clastos de dolomías. Estas facies apenas tienen ahora representación, a excepción de los sectores sur y centro-norte (fig. 6, H-2/3, E/F-3 y X/A-7). Su cronología medida por TL sobre carbonatos, esta comprendida entre 128.0 ± 12.8 ka y 110.1 ± 11.9 ka BP, que colocan a estos sedimentos en el Eemense (MIS 5e). Estas litofacies contienen fauna de vertebrados.

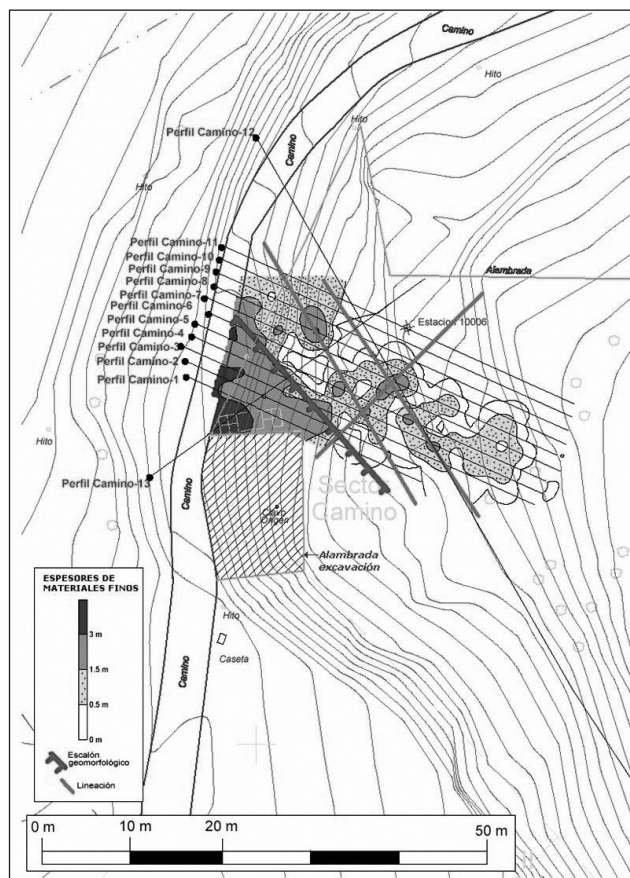


Fig. 8. Prospección Geofísica por tomografía eléctrica del yacimiento de la Cueva del Camino, en el Calvero de la Higuera (AGS, Análisis y Gestión del Subsuelo, S.L., 2006).

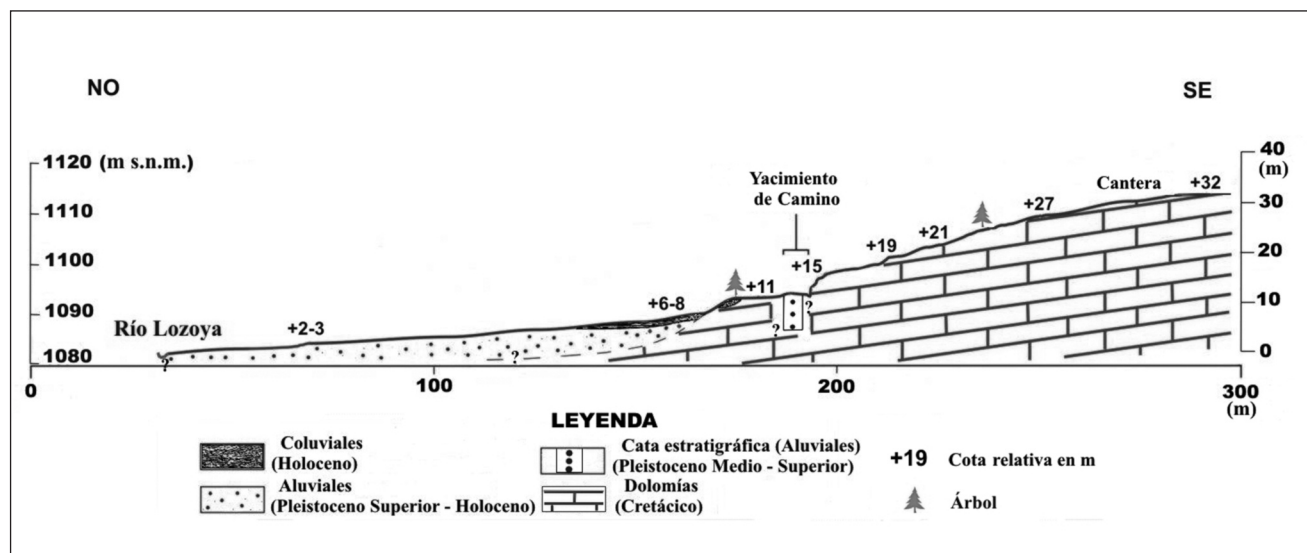


Fig. 9. Perfil geomorfológico en la transversal del yacimiento de la Cueva del Camino, entre el río Lozoya al NO y el Calvero de la Higuera al SE.

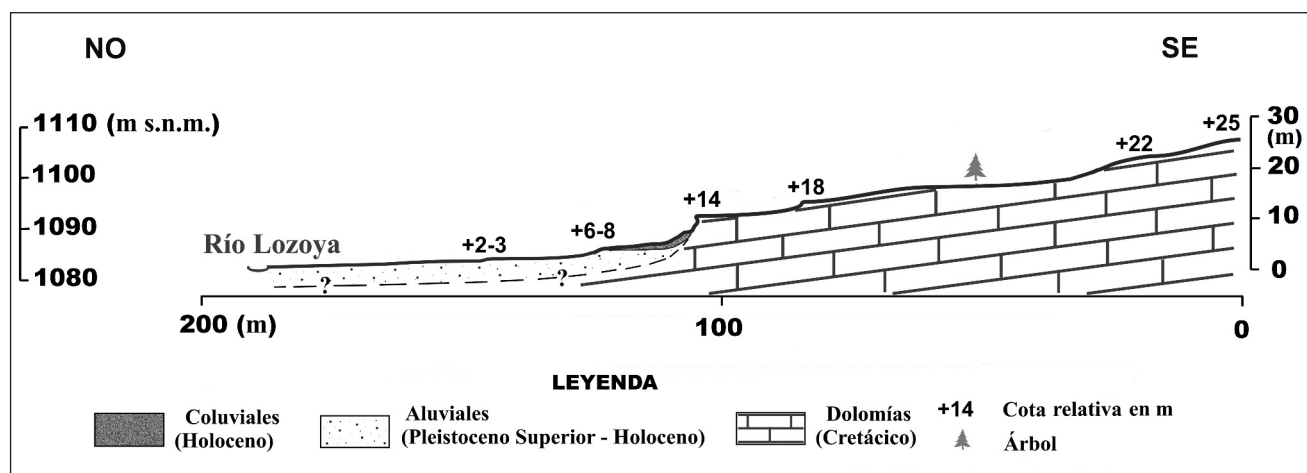


Fig. 10. Corte geomorfológico entre el río Lozoya (NO) y el Calvero de la Higuera (SE), a unos 65m aguas abajo del yacimiento de la Cueva del Camino.

Una nueva fase erosiva de mayor importancia que la anterior, desmantela hasta cotas de 1.092 – 1.093 m s.n.m. (fig. 6), los depósitos precedentes y comienza una acumulación de arenas carbonatadas, limo-arcillas y clastos dolomíticos (nivel 5 y siguientes), muy rica en fauna de vertebrados con una edad por TL, en dos muestras, de 90.9 ± 7.8 y 91.6 ± 8.1 ka BP, que sitúa a esta acumulación en el MIS 5b.

Como se ha hecho notar en el apartado 4 los rellenos en el sector sur de la Cueva del Camino (fig. 6), pueden presentar facies más clásticas de rocas carbonatadas e inclusive otras de arenas limo-arcillosas depositadas en diaclasas muy abiertas o entre bloques dolomíticos que presentan cronologías por TL más jóvenes que el nivel 5,

de finales del MIS 5 (74.5 ± 6.3 ka, BP). Durante estas últimas etapas de erosión y acumulación autóctona en la Cueva del Camino se inician los procesos de incisión fluvial (sistema Lozoya-Lontanar-Valmaillo), que deja “colgado” la cavidad. La siguiente fase fluvial de agradación es la terraza de unos 6-8 m sobre el río Lozoya (fig. 10), y a +3 m sobre el arroyo de Lontanar. Esta terraza ha arrojado una cronología por TL de 59.4 ± 4.7 ka, que la encuadra en el MIS 4-3.

Los desplomes de techo y la desaparición aparente de la morfología de cueva del yacimiento de la Cueva del Camino, tiene que ver con los procesos de incisión de la red fluvial y la acción del frío junto con la alteración y erosión externa desde el MIS 4 hasta el Holoceno.

El Abrigo de Navalmaillo

Es un abrigo de grandes dimensiones, situado a unos 100 m al sur del yacimiento de la Cueva del Camino, estando el techo del abrigo colgado unos 8 m sobre el valle del arroyo de Valmaillo. La presencia física de este abrigo no era inmediatamente evidente en campo ya que derrumbes de la cornisa posteriores al abandono definitivo del mismo, habían uniformado el perfil topográfico de la ladera, dejando tan solo un pequeño resalte estructural de dirección NW-SE y de 35 m de longitud y un replano, que junto con evidencias líticas arqueológicas y restos de fauna en superficie, permitieron ubicar una primera cata estratigráfi-

ca que alcanzó 1,90 m hasta el techo de un nivel (1F) que se consideró que era pristino. En la actualidad el área de excavación es de 40 m² (Fig. 11). La estratigrafía de las secciones descubiertas en la cata se puede sintetizar en los siguientes términos, de arriba abajo.

- A muro de un horizonte A (1A), de 40 cm de espesor, de color pardo grisáceo (10YR 5/2), limo-arenoso con clastos dispersos, más abundantes hacia su base, se han diferenciado dos fases coluvionares (1B y 1B') formados por clastos carbonatados alterados flotados, que pueden alcanzar los 15 cm de eje mayor, en una matriz limo-arenosa color pardo muy pálido (10YR 5/2). El espesor de

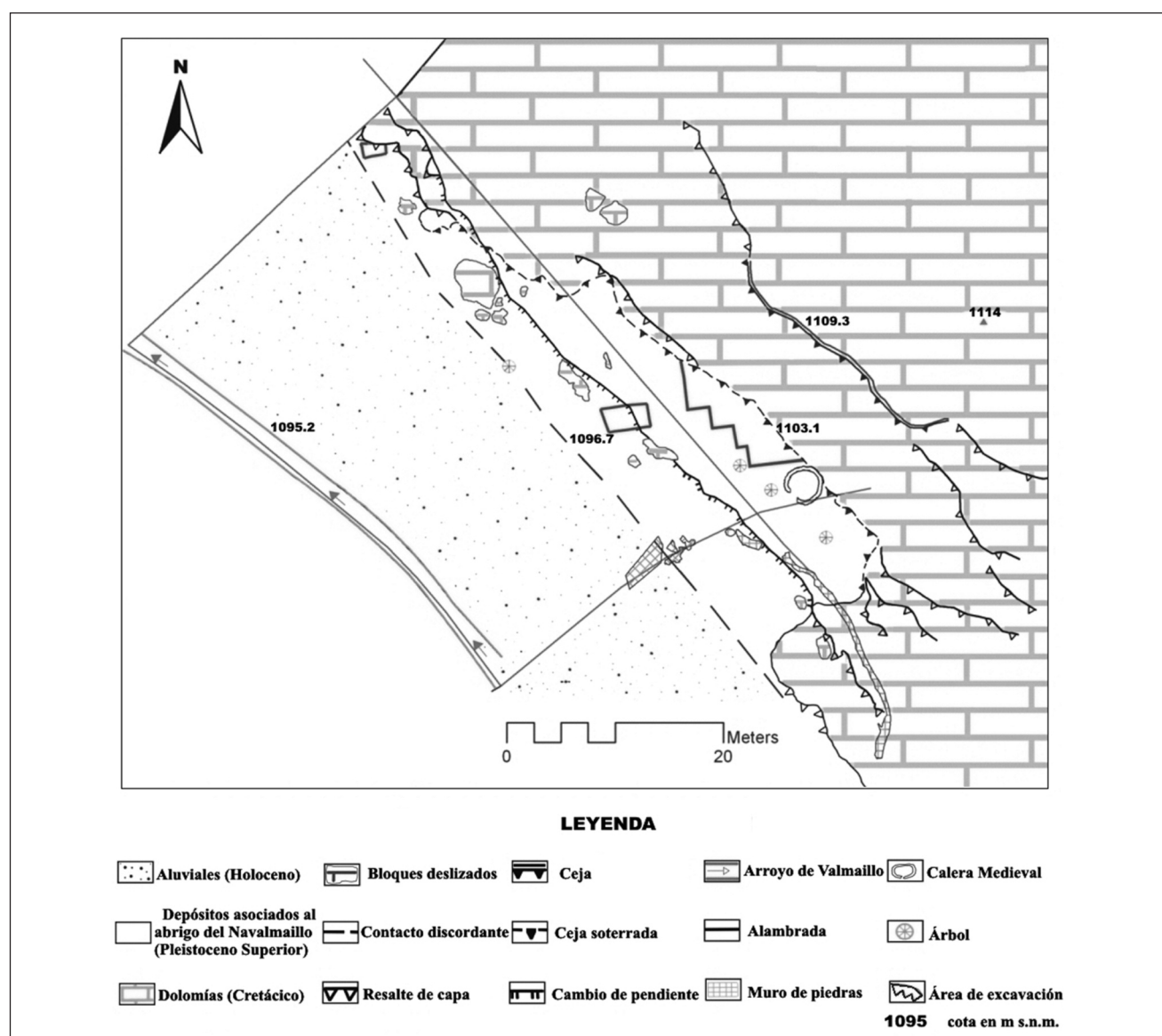


Fig. 11. Planta a finales de la campaña de 2008 del abrigo de Navalmaillo, con la posición de la zona excavada hasta la actualidad, unos 40 m², en el centro del abrigo y elementos geomorfológicos característicos de su entorno. La altura disponible del abrigo al inicio de la ocupación neandertal es de unos 1.80 m y al final de la ocupación de alrededor de 1 m.

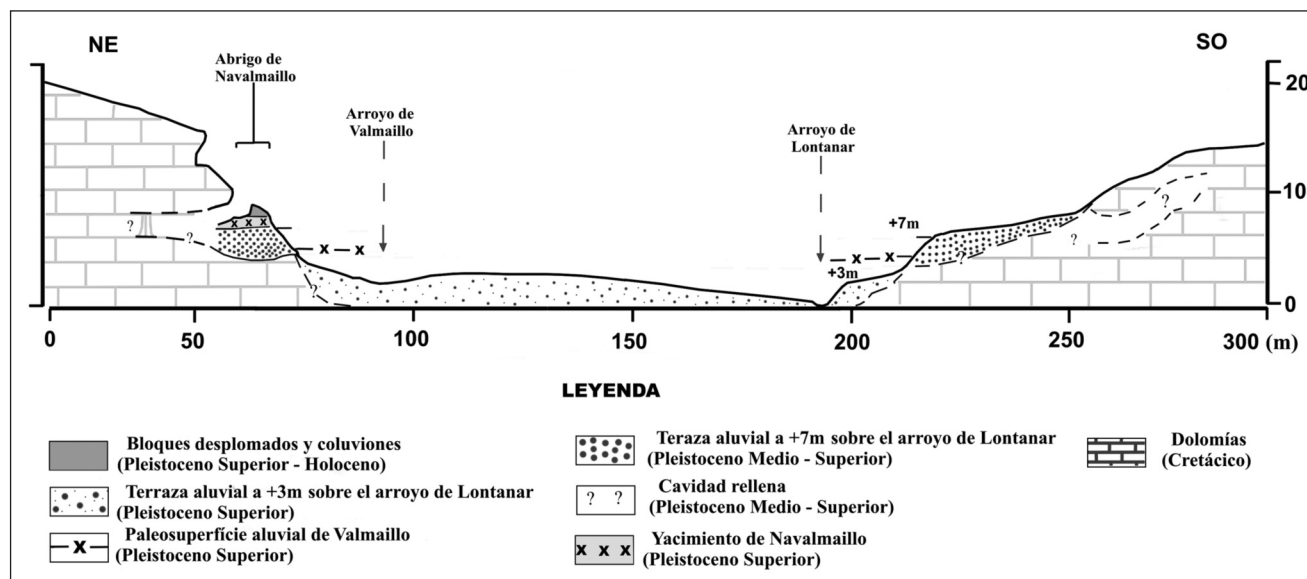


Fig. 12. Corte geomorfológico transversal NE-SO al valle de los arroyos del Valmaillo y Lontanar, que precisa la relación entre terrazas y los depósitos del abrigo de Navalmaillo. Nótese la posición topográfica de la paleo-superficie aluvial de Valmaillo-Lontanar y las cavidades desarrolladas en las dolomías cretácicas en continuidad con las terrazas y donde es posible encontrar niveles de ocupación neandertal. La prospección geofísica que determinó los entrantes en el macizo cretácico fue realizada, al igual que en la Cueva del Camino, por AGS (2006).

estas facies coluvionares puede alcanzar según los sectores hasta 1 m.

-. Los niveles más profundos están constituidos por un horizonte (1C) limo-arcilloso de 10-15 cm de espesor, sin clastos, masivo, con escaso desarrollo lateral, de color grisáceo al que siguen los niveles 1D y 1E con 0,80-0,50 m de potencia, que están formados por gravas y bloques, a veces de 1 m o más de eje mayor, en ocasiones fuertemente alterados que provienen por caída de las rocas carbonatadas del techo y visera de abrigo. Entre los huecos de los bloques están inyectados por carga e hidroplasticidad, sedimentos con fauna e industria lítica del nivel más inferior (1F).

El nivel 1F, con industria musteriense y abundantes restos de fauna, puede estar deformado por el peso de los grandes bloques que yacen sobre él; tiene una textura arcilloso-arenosa, con clastos carbonatados (4-35 cm de eje mayor) alterados y de color pardo (10 YR 4/3). Su espesor en el cuadro E18 es de 85 cm.

El nivel arqueológico 1F, se apoya en al menos 1.80 m vistos de gravas silíceas finas con un centílo de 10 cm de eje mayor, arenas, gránulos y fangos arenosos que conforman un depósito fluvial de terraza del arroyo de Valmaillo (fig. 12) de cota relativa de +7 m, siendo este nivel fluvial coetáneo con los aluviones de terraza del yacimiento de la Cueva del Camino que como se ha significado antes tiene una edad de finales del MIS 6.

Del nivel 1F, se dispone de dos fechas por TL, con cronologías de 71.6 ± 5.0 y 77.2 ± 6.0 ka BP, que indican una edad del MIS 5a o principio del MIS 4.

La terraza a + 3 m (fig. 12), es equivalente por otra parte a la terraza de + 6-8 m de cota relativa con respecto del río Lozoya con una edad del MIS 4-3. (TL, 59.4 ± 4.7 ka, BP)

Durante el tiempo de ocupación neandertal (nivel 1F), el valle inmediato aluvial del sistema Valmaillo – Lontanar se encontraría aproximadamente a 1 m por encima del plano de la terraza de +3 m (fig. 12) delimitando una superficie aluvial muy próxima en la vertical al lugar de habitación que facilitaría el acceso a los recursos líticos aluvionares y al agua.

La Cueva de la Buena Pinta

El yacimiento de la Cueva de la Buena Pinta se sitúa a 80-90 m al sur del abrigo de Navalmaillo. Las excavaciones realizadas desde su descubrimiento en 2002, están revelando una gran complejidad de facies, todas ellas autóctonas, y con relaciones estratigráficas todavía no bien definidas (fig. 13). Las litofacies más antiguas (Pleistoceno medio – superior?) están formadas por conglomerados clasto-soportados y brechas de dolomías cretácicas con abundantes restos de huesos de vertebrados. Estas facies rellenan una cavidad cuyo techo ya había desaparecido por alteración, o desplome antes de su relleno.

no. Su dirección es NNE-SSO que es equivalente a la dirección que tiene el desarrollo de la Cueva de la Buena Pinta, que ha sufrido también un importante desmantelamiento de techo y paredes, hasta un plano de fractura de dirección de NO-SE. La Cueva de la Buena Pinta es de origen freático, con una sección elíptica vista en el plano vertical de la fractura NO-SE, de 1.5 m de eje mayor y 1 m de eje menor. La galería conocida tiene una longitud de unos

10 m, situándose a unos 7-8 m sobre el arroyo de Valmaíllo (fig. 14). Sin embargo la morfología freática está erosionada por una trinchera vadosa rellena al menos por 1,40 m de arenas limo-arcillas con clastos dispersos de carbonatos de hasta 40 cm de eje mayor. Color amarillo (10 YR 7/6). De la mitad superior de estos depósitos (nivel 3) se tiene una cronología por TL de 63.4 ± 5.5 ka BP, que lo situarían en el MIS 4.

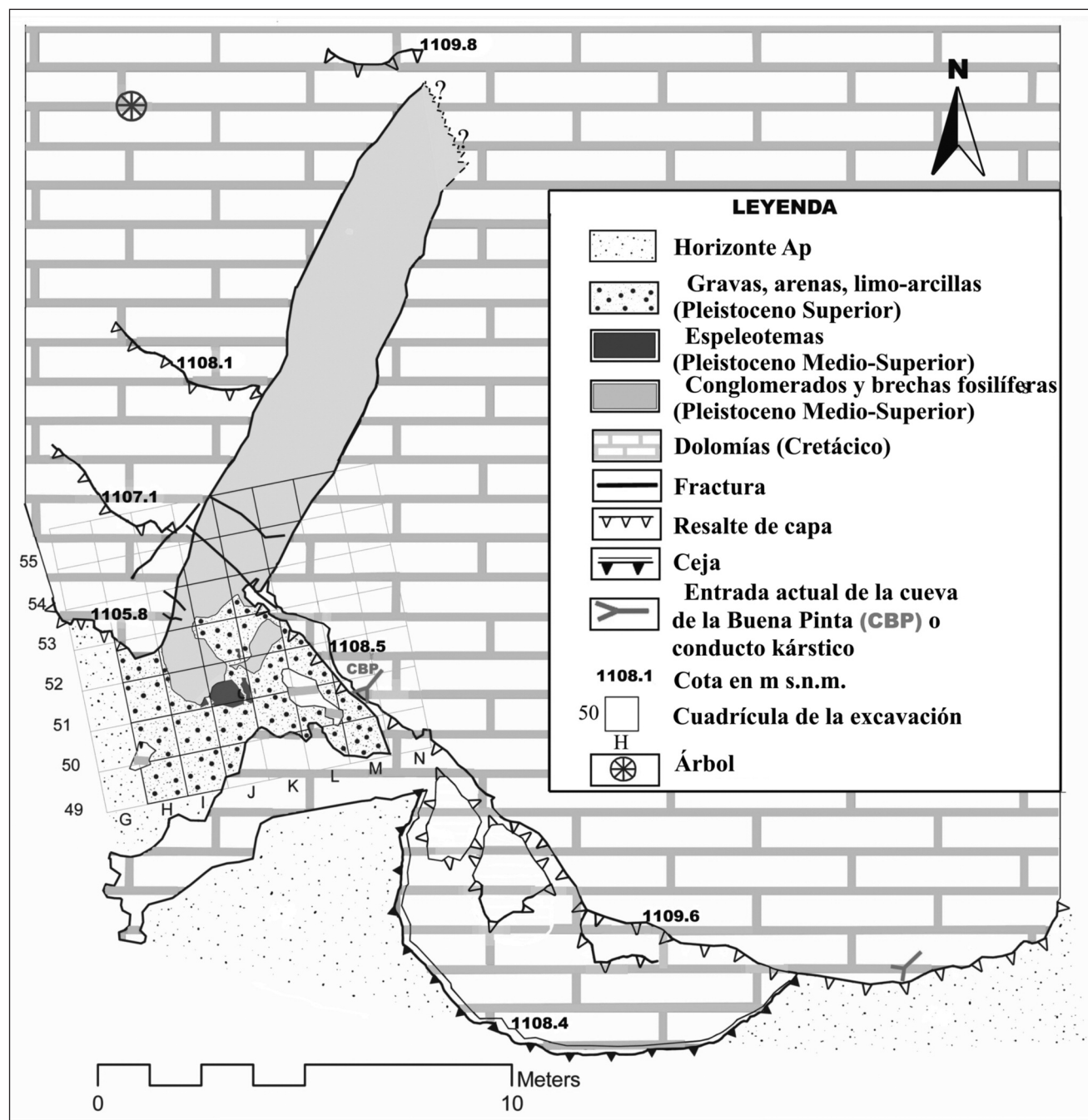


Fig. 13. Planta del yacimiento de la Cueva de la Buena Pinta, después de las excavaciones de agosto-septiembre de 2008.

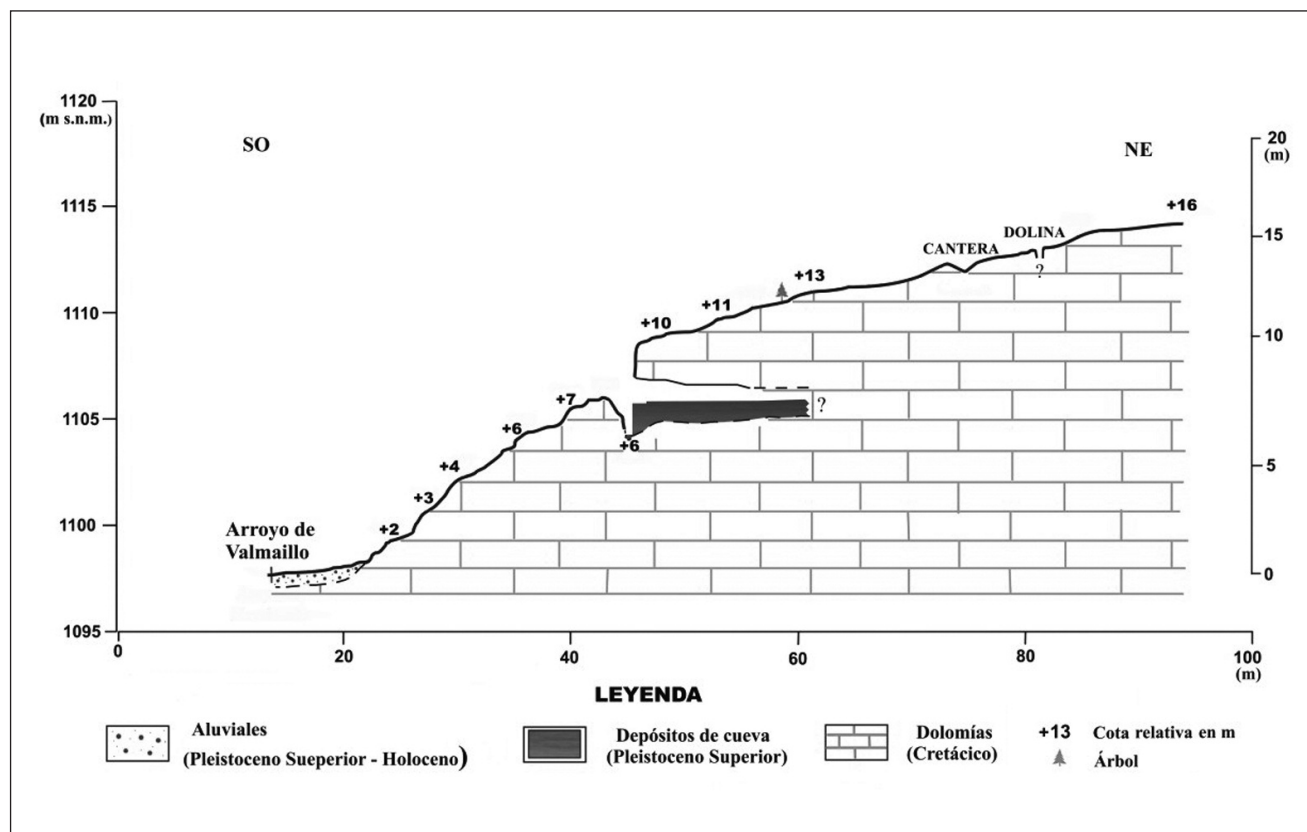


Fig. 14. Sección transversal geomorfológica desde el arroyo de Valmaíllo al SO a el Calvero de la Higuera al NE.

Los depósitos precedentes y la boca actual de la Cueva de la Buena Pinta estaban cubiertos por coluviones holocenos de 1.80 m de espesor de textura arcillo-arenosa con clastos carbonatados de color pardo grisáceo (10 YR 5/2) o gris oscuro (7.5 YR 4/1), con cronologías de muro a techo por 14C AMS (2 sigma), entre 5.740-5.610 y 1.940-1.800 años cal. BP (Ruiz Zapata *et alii*, 2008).

Conclusiones

Los yacimientos paleontológicos y arqueológicos del Calvero de la Higuera en Pinilla del Valle, forman un pequeño rosario de cavidades abiertas hacia los valles del sistema fluvial de los cursos de Valmaíllo, Lontanar y Lozoya. La actividad fluvial del arroyo de Valmaíllo por un lado da origen al abrigo neandertal de Navalmaíllo y por otro redimensiona por erosión una antigua cavidad origen freático que posteriormente se colmata o rellena por facies autóctonas, ricas en fauna y con la presencia de dos molares humanos, que provienen de la erosión y alteración del propio macizo cretácico, dando lugar al yacimiento de la Cueva del Camino. Todos estos procesos se enmarcan en un espacio temporal que abarca probablemente desde finales del Pleistoceno medio (MIS 6), hasta

la terminación del MIS 5, en el Pleistoceno superior, hace unos 70ka.

La Cueva de la Buena Pinta es una cavidad freática en origen con una cronología indeterminada pero anterior al Pleistoceno superior que es cuando flujos vadosos redibujan un encajamiento de sección rectangular rellenos por depósitos autóctonos con fauna e industria. Las cronologías disponibles sitúan por TL, estos depósitos en la terminación del MIS 4.

Un aspecto común a los tres yacimientos es el estado avanzado de degradación kárstica por desplomes y retrocesos de techos y paredes que hace difícil, en un primer momento, identificar en campo la morfología de esas cavidades que están obliteradas y enmascaradas por los derrumbes y depósitos coluvionares de la ladera.

Agradecimientos:

El proyecto de investigación de los yacimientos arqueológicos del Valle Alto del Lozoya es financiado anualmente por la Comunidad de Madrid y por el Ministerio de Cultura a través de su programa de subvenciones nominativas, y cuenta con el patrocinio del Grupo Mahou y del Canal de Isabel II, a todos ellos expresamos nuestro agradecimiento por su apoyo a este proyecto.

Bibliografía

- ALFÉREZ, F. (1985): "Dos molares humanos procedentes del yacimiento del Pleistoceno Medio del Pinilla del Valle (Madrid)". *Trabajos de Antropología*, XIX (4). Resúmenes IV Congreso Español de Antropología Biológica. Barcelona.
- , MOLERO, G., MALDONADO, E., BUSTOS, V., BREA, P. y BUITRAGO, A.M. (1982): "Descubrimiento del primer yacimiento cuaternario (Riss-Würm) de vertebrados con restos humanos en la provincia de Madrid (Pinilla del Valle)". *COL-PA*, 37: 15-32. UCM.
- AGS (2006): *Prospección geofísica para la caracterización del subsuelo en las excavaciones de Pinilla del Valle (Madrid)*. Informe inédito.
- ARENAS MARTÍN, R. FÚSTER, J.M. MARTÍNEZ, J., DEL OLMO, A y VILLASECA, E. (1991): *Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Segovia (483)*. IGME. Madrid.
- ARSUAGA, J.L., BAQUEDANO, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (en prensa): "Neandertal and carnivore occupations in Pinilla del Valle sites (Community of Madrid, Spain)". *Proceedings of the XVISP Congress*, Lisbon 2006 British Archaeological Reports.
- BELLIDO, F., ESCUDER, J., KLEIN, E. y DEL OLMO, A. (1991): *Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Buitrago de Lozoya (484)*. IGME. Madrid.
- CHORLEY, R.J., SCHUMM, S.A. y SUDGEN, D.E. (1984): *Geomorphology*: 1-589. London: Methuen.
- DE LA ROSA ROMÁN, A. (2002): *Hidroquímica del alto valle del Lozoya*. DEA (Inédito). Dpto. de Geodinámica, UCM. Madrid.
- DE VICENTE, G., VEGAS, R., MUÑOZ MARTÍN, A. SILVA, P.G., ANDRIESEN, P., CLOETÍN GH, S., GONZÁLEZ CASADO, J. M., VAN WEES, J. D., ALVAREZ, J., CARBÓ, A. y OLAIZ, A. (2007): "Cenozoic Thick-skinned deformation and topography evolution of the Spanish Central Symstem". *Global and Planetary Change*, 58:335-381.
- NINYEROLA, M., PONS, X. y ROURE J.M. (2005): "Atlas climático digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica". ISBN 93 2860-8-7. Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra.
- PEDRAZA, J. DE (1994): "El sistema Central Español". En: M. Gutiérrez Elorza (Coord.): *Geomorfología de España*,: 63-100. Rueda. Madrid.
- , CARRASCO, R.M., MARTÍN DUQUE, J.F. (2003): "El macizo de Peñalara. Geomorfología, actividad periglaciaria y restauración del paisaje en ambientes fríos de montaña: *Guía de la Excursión*, :1-17, VI Reunión IPA-ESPAÑA.
- RUIZ ZAPATA, M.B., GÓMEZ GONZÁLEZ, C., GIL GARCÍA, M.J., PÉREZ GONZÁLEZ A., LÓPEZ-SÁEZ, J.A., ARSUAGA, J.L. y BAQUEDANO, E. (2008): "Evolución de la vegetación durante el Pleistoceno superior y el Holoceno en el valle alto del río Lozoya. Yacimiento arqueopaleontológico de la cueva de la Buena Pinta (Pinilla del Valle. Sistema Central Español)". *Geogaceta*, 44: 83-86.
- VERA, J. A. (Ed.), (2004): *Geología de España*. SGE-IGME. Madrid.
- WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C. (1989): "A Thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System" In: *Libro Homenaje a R. Soler*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo (AGGEP), 147-155. Madrid.

