



Universidad
Zaragoza

Trabajo Fin de Grado en Geología

Topografía y cartografía geomorfológica de la cueva del
barranco de Luzán (Los Fayos, Zaragoza)

*Topography and Geomorphological Cartography of the
Luzán ravine cave (Los Fayos, Zaragoza)*

Autora

Paula Salas Lázaro

Director/es

Miguel Bartolomé Úcar

Reyes Giménez Portero

FACULTAD DE CIENCIAS/GEOLOGÍA

Curso 2024/2025

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero expresar mi agradecimiento a mis tutores, Miguel Bartolomé y Reyes Giménez, por brindarme la oportunidad de desarrollar un trabajo como este, que no solo me ha permitido iniciarme en el mundo de la espeleología, sino que también me ha ayudado a adquirir nuevos conocimientos a lo largo del proceso. Su apoyo, orientación y disposición para resolver mis dudas han sido fundamentales para la realización de este proyecto.

Quiero también agradecer a Juan Fernández y Guillermo Pérez, quienes me acompañaron durante las jornadas de campo y me brindaron su ayuda tanto en el ámbito académico como en el personal. Asimismo, agradezco sinceramente a Jorge Latorre por encargarse de toda la instalación del rápel y proporcionarme el material necesario para la exploración completa de la cavidad.

Por último, pero no menos importante, deseo agradecer a mi familia y amigos por estar a mi lado, brindándome su apoyo y acompañándome no solo durante la elaboración de este trabajo, sino también a lo largo de todos estos años de carrera. Su confianza y ánimo han sido un pilar esencial en este camino.

ÍNDICE

1.	ABSTRACT	3
2.	INTRODUCCIÓN.....	3
3.	OBJETIVOS.....	5
4.	METODOLOGÍA.....	5
5.	ÁREA DE ESTUDIO	5
5.1	SITUACIÓN GEOGRÁFICA	5
5.2	SITUACIÓN GEOLÓGICA	6
5.3	HISTORIA GEOLÓGICA	9
5.4	GEOMORFOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA	10
5	RESULTADOS	11
6.1	ESTRATIGRAFÍA.....	11
6.2	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS DE LA CUEVA	13
6.2.1	Distribución y geometría de la cavidad	13
6.2.2	Materiales en los que se desarrolla la cueva.....	15
6.2.3	Boxwork	15
6.2.4	Depósitos internos de la cavidad	16
7.	DISCUSIÓN	19
8.	CONCLUSIONS.....	22
9.	BIBLIOGRAFÍA	23
10.	ANEXOS	26
	ANEXO I. MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	26
	ANEXO 2. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA C.1	27
	ANEXO 3. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA C.2	28
	ANEXO 4: DATOS PARA LA REPRESENTACIÓN 3D DE LA CAVIDAD DE LUZÁN Y REPRESENTACIÓN 3D... 30	30
	ANEXO 5. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA A.1	33
		33
	ANEXO 6. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA A. 2-5	34

1. ABSTRACT

The present study of the Cueva de Luzán (Los Fayos Zaragoza), located in the geological context of the Ebro Basin and the Iberian Cordillera, aims to carry out a geomorphological and geological characterisation of the cave, as well as to investigate its possible genesis and evolution. The cave is located in the limestones of the Oncala Group (Upper Cretaceous) and forms part of the karstic system that supplies the Ojo de San Juan spring in Tarazona. The research includes methods such as mapping, stratigraphic and hydrogeological analysis, characterisation of the internal morphologies and deposits and the application of techniques such as 3D topography.

This work provides evidence of the speleogenesis of the Cueva de Luzán, through the study of internal morphologies and cave deposits. From this analysis, two stages of evolution have been established for the formation and evolution of the cave. The boxwork structures, the tubes with ascending domes and the differential dissolution morphologies such as the 'Stone Bridge' suggest that the cave was formed under phreatic conditions. Subsequently, the cavity underwent a transition to vadose conditions as a result of a lowering of the base level of the aquifer. It is at this time that the epigenic morphologies were generated, such as the grooves found in the 'Horizontal Tube' and the internal gravitational and alluvial deposits. The clastic deposits found at the entrance to the cave provide information about the opening of the cavity to the exterior and about the alluvial processes that almost completely clogged the entrance at some point in its evolution.

The transition from phreatic to vadose conditions could be related to the opening of the Ebro Basin, an event that caused a transition to exorheic conditions and initiated an incision of the drainage network due to a lowering of the general base level of the basin. The final aim of this work is to offer a hypothesis that explains the origin and evolution of the cavity, placing it within the regional hydrogeology and geological history of the Ebro Basin.

Keywords: Speleogenesis - Ebro Basin - Internal morphologies – Cave deposits – Hydrogeology

2. INTRODUCCIÓN

El karst se define a menudo en la bibliografía desde una perspectiva geomorfológica como *“Un terreno con una hidrología y un relieve característicos que surgen de la combinación de una alta solubilidad de la roca y una porosidad secundaria (fractura) bien desarrollada”* (Ford y Williams, 1989). No obstante, esta definición presenta limitaciones, ya que excluye ciertos tipos de karst, como el hipogénico, donde ni las formas de relieve ni las características hidrológicas superficiales son aspectos necesariamente representativos. Es por esto que investigaciones más recientes redefinen el karst como *“Un sistema integrado de transferencia de masa en rocas solubles con una estructura de permeabilidad dominada por conductos disueltos de la roca y organizados para facilitar la circulación de fluidos”* (Klimchouk, 2007). En esta definición la manifestación en superficie del karst es un criterio irrelevante.

La parte más esencial de los procesos kársticos es la espeleogénesis, definida como la formación y evolución de estructuras de permeabilidad organizadas en una roca, resultado de la ampliación por disolución de una porosidad anterior (Klimchouk y Ford, 2000). Existen dos tipos de espeleogénesis: hipógena y epígena, las cuales están definidas principalmente por las características hidrodinámicas de los sistemas de flujo de agua subterránea que las originan: (1) Sistemas estratiformes confinados o asociados a fracturas transversales, que varían en profundidad y grado de confinamiento, y (2)

sistemas cercanos a la superficie que están hidráulicamente abiertos o no confinados. A partir de estas características se distinguen dos tipos de karst: el hipógeno y el epígeno.

El karst epígeno se desarrolla en estrecha interacción con el paisaje, presentando una expresión tanto superficial como subterránea. Su formación está vinculada a la infiltración o afluencia de agua meteórica desde las zonas de recarga suprayacentes o inmediatamente adyacentes (Klimchouk, 2007). La dinámica fluvial, en particular la incisión de la red de drenaje, juega un papel determinante en este proceso, ya que establece el nivel de base del área que controla la evolución del drenaje subterráneo. A medida que los ríos profundizan su cauce, los sistemas epígenos se ajustan al nuevo nivel de base, desarrollando nuevas cavidades en niveles inferiores, mientras las cavidades superiores tienden a ser abandonadas. Este ajuste continuo entre los sistemas kársticos y la dinámica fluvial evidencia la interacción entre procesos de superficie y subsuelo, modelando tanto el paisaje como los sistemas de drenaje asociados (Ford y Williams, 1989).

En contraste, el karst hipógeno evoluciona sin relación genética directa con la superficie, estando representado originalmente de forma exclusiva por sistemas de conductos en profundidad. Comprender el karst hipógeno requiere un conocimiento hidrogeológico y geodinámico mucho más extenso, y una visión retrospectiva que llegue más atrás en el tiempo (Klimchouk, 2017). El karst hipogénico se produce cuando un flujo ascendente de fluidos reactivos migra a través de litologías que son solubles a esos fluidos concretos. Una amplia gama de condiciones de presión-temperatura y variedad de composición de fluidos dentro de la corteza superior permiten que operen diversos mecanismos de disolución en una gran variedad de litologías, pudiendo encontrar espeleogénesis hipogénica en carbonatos, evaporitas y rocas clásticas de cemento soluble (Klimchouk, 2007). El tiempo durante el cual puede tener lugar la karstificación hipógena es mucho mayor que la de los sistemas epígenos, de ahí, que el potencial de desarrollo sea inmenso.

Para definir el karst hipógeno existen dos enfoques:

- (1) Enfoque geoquímico: centra la atención en el origen de la agresividad química de las aguas que forman la cueva, situándolo *“a profundidad bajo la superficie, independientemente del CO₂ superficial o del suelo u otras fuentes ácidas cercanas a la superficie”* Palmer (2000).
- (2) Enfoque hidrogeológico: considera que el potencial de disolución, así como la distribución y morfología de los sistemas de conductos, está determinado principalmente por factores hidrogeológicos (Klimchouk, 2007, 2015).

Aunque estos dos enfoques no son contradictorios, determinan conjuntos ligeramente diferentes de cuevas y entornos espeleogenéticos que deben considerarse hipogénicos. El enfoque hidrogeológico, aunque no lo especifica explícitamente, implica que la disolución ocurre en profundidades mayores a las de formación de cuevas, mientras que el flujo ascendente no es un criterio indispensable en la definición geoquímica. Por esto la espeleogénesis hipógena se redefine como la *“formación de estructuras de permeabilidad aumentada por disolución (sistemas de conductos vacíos) por fluidos ascendentes que recargan la zona cavernosa desde unidades hidrostratigráficamente inferiores, mientras que los fluidos se originan en fuentes distantes, alejadas (por estratos de baja permeabilidad) o profundas, independientes de la recarga desde la superficie suprayacente o inmediatamente adyacente”* (Klimchouk, 2017)

3. OBJETIVOS

Este estudio tiene como objetivo llevar a cabo un análisis geomorfológico y genético de la cueva de Luzán, abordando aspectos como la espeleogénesis, la morfología interna de la cavidad y la clasificación de los depósitos presentes en su interior. Para ello se ha realizado un estudio geológico detallado de la zona mediante cartografía y análisis estratigráfico, una cartografía y topografía en 3D de la cavidad y un análisis detallado de los depósitos y morfologías presentes en el interior. Finalmente, se presenta una hipótesis que establece una posible relación entre la génesis de la cueva y la apertura de la Cuenca del Ebro.

4. METODOLOGÍA

Para el análisis de la cavidad y la redacción de la memoria, se han realizado diversas actividades de campo y laboratorio, las cuales son complementarias e interdependientes. Todo esto ha permitido alcanzar una comprensión de las características geomorfológicas y de la evolución de la cueva.

Inicialmente, se llevó a cabo una revisión bibliográfica con el propósito de contextualizar el medio geológico y geográfico de la cavidad, así como para conocer los procesos kársticos responsables de su formación. De forma paralela, se realizó el mapa geológico de la zona y su correspondiente corte utilizando sistemas de información geográfica (SIG). El proceso de revisión bibliográfica continuó durante toda la redacción de la memoria, integrando nueva información derivada de los trabajos de campo y su posterior análisis.

El trabajo de campo incluyó el levantamiento de columnas estratigráficas en zonas cercanas a la cavidad, la toma y análisis de muestras y el estudio detallado in situ de la cueva. En el interior de la cavidad, se procedió a realizar su topografía empleando un distanciómetro láser adaptado, el cual permite registrar información de inclinación y orientación. Posteriormente los datos obtenidos fueron procesados con el software VisualTopo (<http://vtopo.free.fr/>), obteniendo así representaciones bidimensionales y tridimensionales de la cueva. Además, se tomaron fotografías y se recogieron muestras para su posterior análisis.

5. ÁREA DE ESTUDIO

5.1 Situación geográfica

La cavidad se encuentra en la Comarca de Tarazona y el Moncayo (Aragón, España), aproximadamente a 3 kilómetros al noroeste del municipio de Los Fayos (Figura 1). La entrada (UTM: 30T 0601663 4635224, Altitud: 648 m s.n.m) se abre en la margen derecha del barranco de Luzán, el cual se ubica en la zona norte de la falda del Macizo del Moncayo, dentro de la rama oriental de la Cordillera Ibérica (Pellicer, 1984).

Desde el punto de vista hidrográfico la zona pertenece a la Cuenca del Ebro. El desnivel que conforma el Macizo del Moncayo condiciona una estructura de tipo “water tower”, donde las elevadas precipitaciones que caen sobre el Macizo, en forma de lluvia o nieve, generan un importante aporte al drenaje subterráneo que dirige el agua hacia los ríos Queiles y Val, siendo el primero de ellos afluente directo del río Ebro (Uribe-Echebarría, 2002; García-Gil et al., 2013).

A la hora de analizar el clima de la zona, nos encontramos con una falta de estaciones termopluviométricas que nos ofrezcan series completas y de amplios periodos de tiempo. Es por esto que se han tomado datos de dos fuentes diferentes. De acuerdo con el Atlas Climático Digital de la Península Ibérica, el área de estudio presenta características

climáticas propias de un clima mediterráneo de interior, con una temperatura media anual de 12°C y una precipitación media de 500 mm. Las temperaturas oscilan entre un mínimo de 5°C y un máximo de 21°C. Por otro lado, los datos publicados en 2023 por la Confederación Hidrográfica del Ebro sobre las poblaciones vecinas de Ágreda y Añón del Moncayo registran precipitaciones medias anuales de 429,4 l/m² y 421,4 l/m², respectivamente.

La cueva de Luzán se encuentra a una altitud de 648 metros sobre el nivel del mar y a 60 metros respecto al nivel de base (correspondiente al río Queiles) ubicándose dentro del piso de vegetación mesomediterráneo según las clasificaciones botánicas. Este piso constituye el nivel más basal de las zonas de vegetación del Moncayo. Está dominado por una vegetación mediterránea significativamente alterada por la actividad humana, que incluye cultivos de cereales, vid y olivo, así como matorrales de coscoja y romero, aulagares con tomillo y lastón, y restos dispersos de carrascales (Uribe-Echebarría, 2002).

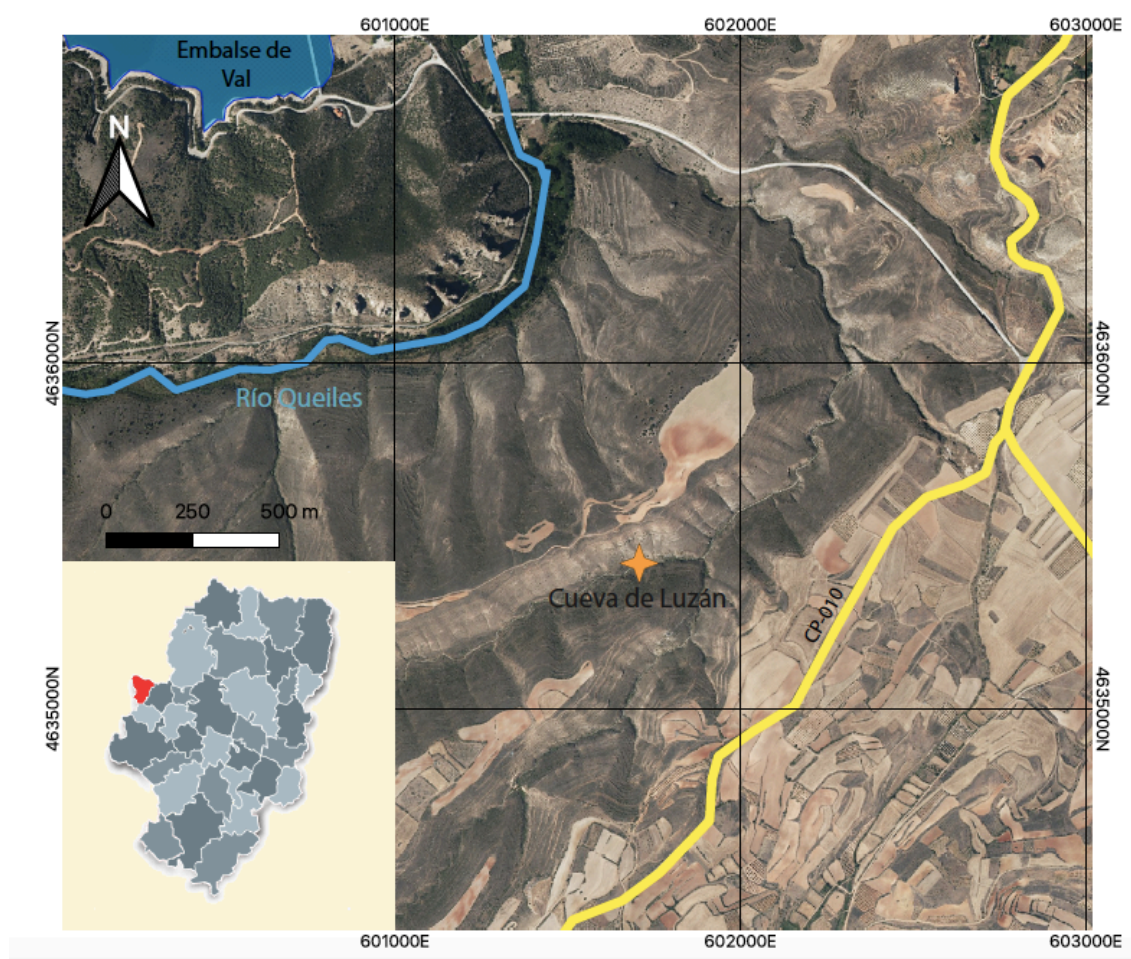


Fig. 1: Mapa de situación geográfica de la Cueva de Luzán

5.2 Situación geológica

El sector central de la Cordillera Ibérica está constituido por una serie de cadenas montañosas, alternadas con depresiones internas, alargadas según una dirección dominante NW-SE, que sirve de nexo entre los macizos noroccidentales de la Demanda-Cameros y las Serranías Turolenses. El macizo del Moncayo se sitúa en el extremo noroccidental de estas sierras centrales impuestas entre las tierras altas del Duero y de la Depresión del Ebro. Constituye una gran elevación de 2315 metros sobre el nivel del mar, siendo así la zona más alta de la Cordillera (Pellicer, 1989).

Las sierras centrales de la Cordillera Ibérica están formadas por tres grandes unidades geológicas: el basamento paleozoico, compuesto por series metamórficas afectadas por las orogenias hercínicas y alpinas; la cubierta mesozoica que comprende materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior y que ha sido plegada por los movimientos alpinos; y finalmente, el relleno postorogénico del Terciario (Fig. 2) (Pellicer, 1989).

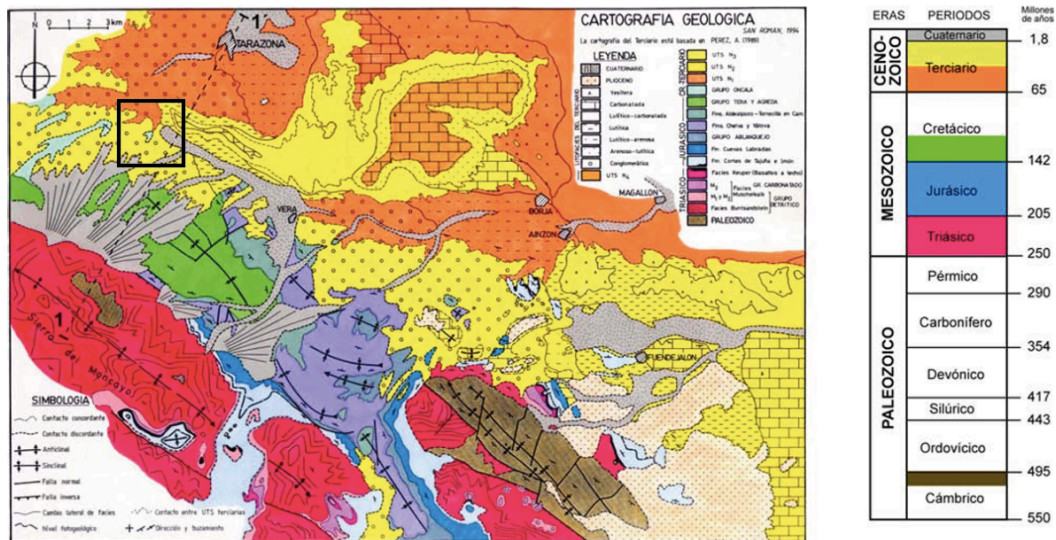


Fig. 2: Mapa geológico del Macizo del Moncayo y la Depresión del Ebro con la zona de estudio señalada en el mapa por un recuadro negro (San Román, 1994)

La estructura más importante para contextualizar el área de estudio es el “Anticlinorio del Moncayo” (Fig. 3), que se extiende a lo largo de la Sierra homónima y continua en dirección sureste hasta llegar al río Jalón, constituyendo una importante alineación del basamento de dirección ibérica, que Richter (1930) denomina “Eje anticlinal del Moncayo”. En la Sierra del Moncayo el anticlinorio es claramente asimétrico, presentando un mayor buzamiento en su flanco sureste. La disposición estructural de este y su limitación por fallas inversas confieren a la estructura un carácter de anticlinal de bloque superior (San Roman, 1994).

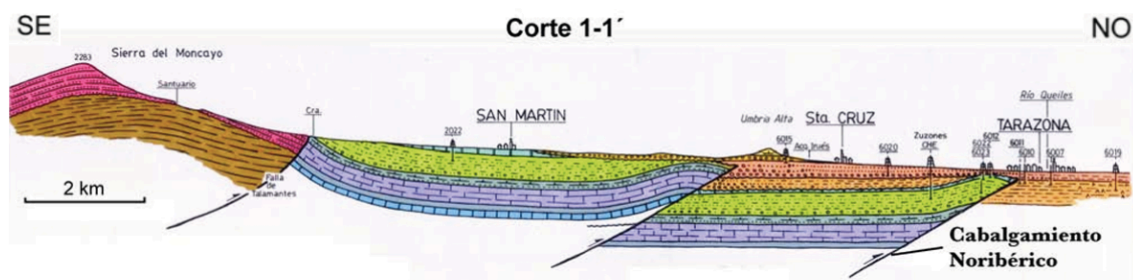


Figura 3: Corte geológico donde se observa el anticlinorio asimétrico del Moncayo (San Román, 1994)

La cavidad de estudio se desarrolla en los materiales cretácicos al noreste del Anticlinorio del Moncayo. En las inmediaciones del barranco de Luzán donde se ubica, podemos encontrar materiales del Cretácico Inferior, Terciario y Cuaternario (Ver anexo 1). La secuencia de los materiales cretácicos es de origen continental deltaico, y está constituida por una alternancia de cuarzarenitas, limolitas cuarzarenitosas de colores verdes y ocre, y margas verdes, más o menos arenosas. También se presentan intercalaciones

significativas de calizas de color castaño, casi negro. Adicionalmente, se identifica una facies de calizas tableadas. Esta formación comprende el Grupo 2 o Grupo Oncala (Castiella ,1975). La cavidad de Luzán se desarrolla en la parte karstificada de estos materiales.

El Terciario está compuesto por dos unidades íntimamente relacionadas, que en conjunto reflejan la evolución de una serie de abanicos aluviales. Estos materiales, de edad Aquitaniense-Pontiense, forman parte de la Formación Fitero. En los márgenes de la cuenca, estos abanicos están formados principalmente por conglomerados (Fig 4.a y 4.b). A medida que se avanza hacia el centro de la cuenca sedimentaria, los materiales finos se hacen más frecuentes (Fig 4.c), llegando a predominar sobre los canales conglomeráticos y constituyendo la Formación Cascante (Castiella ,1975).

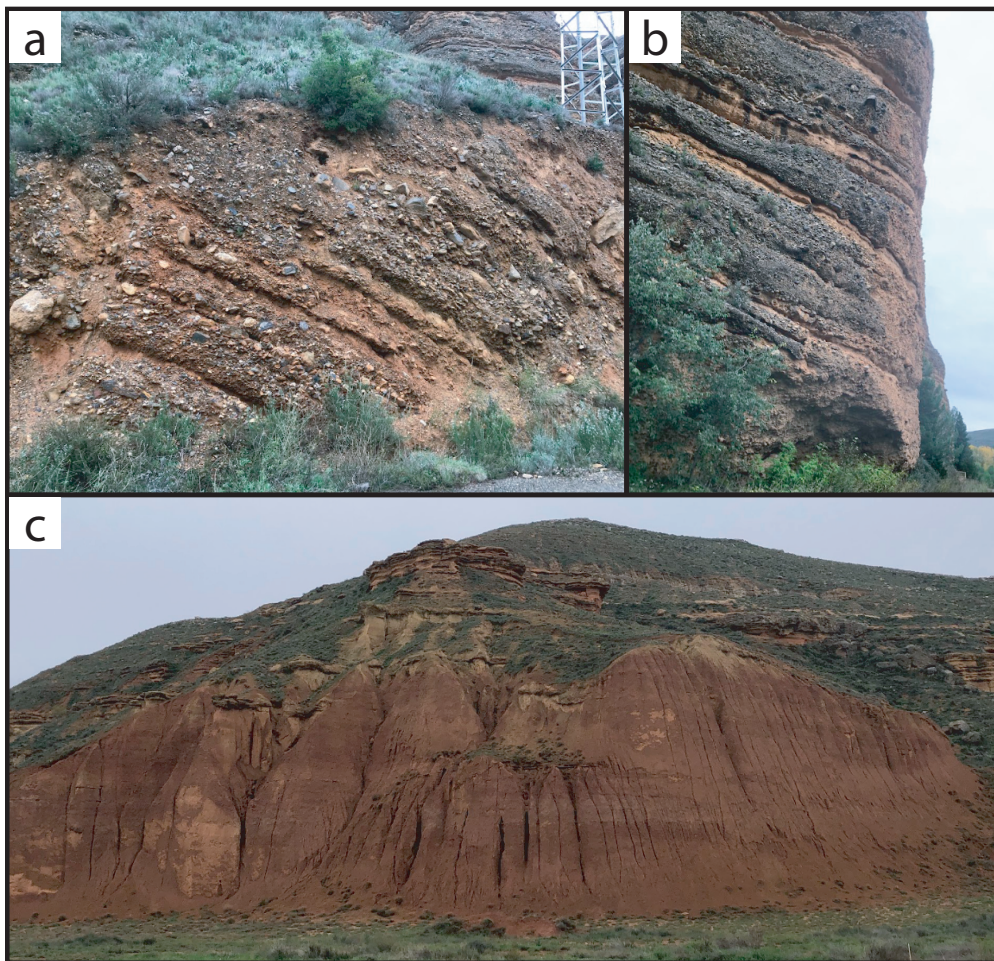


Fig. 4: a) y b) Materiales conglomeráticos Fm. Fitero. c) Secuencia de materiales finos de la Fm. Cascante.

Por último, los depósitos cuaternarios presentes en la zona son terrazas fluviales y glaciares. Frecuentemente, las terrazas están asociadas a los depósitos de tipo glaciares, formando así glaciares-terrazas (Castiella ,1975).

5.3 Historia geológica

El contexto geológico de la zona de estudio está vinculado a la evolución del Sistema Ibérico, concretamente en la zona del Macizo del Moncayo.

La historia geológica de esta región se inicia en el Paleozoico, periodo representado únicamente por los materiales sedimentarios de ambientes litorales (arenas, limolitas y argilitas) pertenecientes al Cámbrico superior (entorno a 500 M.a.), que afloran en la vertiente septentrional del macizo. Estos materiales fueron deformados durante la Orogenia Hercínica y en gran parte erosionados durante la etapa final del Ciclo Hercínico (250 M.a.) (Gil et. al, 2012).

El Mesozoico comenzó con el depósito de las facies Buntsandstein, de origen fluvial, procedentes del desmantelamiento de los materiales paleozoicos, que aparecen directamente sobre los materiales Cámbricos representando un hiato de 250 M.a. Sobre el Buntsandstein aparecen las Facies Muschelkalk, de ambiente marino somero (calizas y dolomías) y las Facies Keuper de ambiente costero salino (arcillas y yesos rojos y verdosos). El Jurásico se caracteriza por estar formado por carniolas, calizas y margas, todas de ambiente marino (Gil et. al, 2012).

El depósito de los materiales del Cretácico se produjo en un contexto de movimientos tectónicos extensionales acaecidos desde finales del Jurásico, que supusieron el levantamiento de montañas y la retirada del mar, dando así lugar a la instauración de un ambiente sedimentario continental en la zona (Pellicer, 1989). Bajo estas condiciones se produciría la sedimentación de las areniscas ocreas fluviales y calizas de origen lacustre. La elevada magnitud del régimen extensional permitió el ascenso de las isothermas y el calentamiento de las rocas ya existentes y de las que se estaban depositando. Este proceso dio lugar al crecimiento y/o recrecimiento de nuevas fases minerales como la clorita y la pirita. Además de estos procesos metamórficos, todos los materiales mesozoicos presentan esquistosidad. Estos materiales Cretácicos aparecen en la zona de estudio, aflorando únicamente en el fondo de los barrancos (Gil et. al, 2012).

Directamente sobre los materiales cretácicos encontramos materiales terciarios que se depositaron bajo el régimen tectónico compresivo desarrollado durante la Orogenia Alpina, responsable de la elevación de los materiales existentes. El Terciario está representado por conglomerados, areniscas y arcillas provenientes del desmantelamiento del relieve generado, siendo por ello, unidades tecto-sedimentarias de origen continental (Gil et. al, 2012). Este hiato temporal, Cretácico Inferior- Terciario, nos sugiere que el resto de unidades intermedias fueron erosionadas. En este momento de actividad tectónica se producen dos eventos importantes:

- La actividad compresiva que genera la geometría de anticlinal asimétrico al Macizo del Moncayo y le da su actual posición sobreelevada respecto a su entorno (Gil et. al, 2012).
- El comienzo del hundimiento de la cuenca del Ebro (Pellicer, 1989).

La estabilidad tectónica de la región se alcanza poco antes del Cuaternario, momento en el cual la zona adquiere las características actuales. En este periodo, la acción de la red hidrográfica genera barrancos de incisión lineal, como el barranco de Luzán, en el que se sitúa la cueva, y da lugar a la deposición de materiales fluviales presentes en el entorno actual (Gil et. al, 2012).

5.4 Geomorfología e hidrogeología

En términos geomorfológicos, el área de estudio presenta unas características sencillas, destacándose las siguientes unidades:

- Valles de incisión lineal y depósitos de fondo aluvial: Estos valles son formados por los arroyos que drenan las aguas de las áreas circundantes. Los depósitos asociados consisten mayoritariamente en materiales finos (Castiella, 1975) y en cantos que provienen tanto del Grupo Oncala como de los conglomerados terciarios.
- Terrazas del río Queiles: Los depósitos pertenecen a terrazas de inundación actual. Presentan una clara estratificación típica de los sistemas fluviales. En su base predominan las gravas y arenas, mientras que en la parte superior se encuentran capas de arenas, arcillas y limos (Castiella, 1975).
- Depósitos de tipo glacis: Caracterizados por una composición de cantos muy heterométricos, parcialmente redondeados y cementados en una matriz poco consolidada de arcillas y limos calcáreos (Castiella, 1975).

En cuanto a la hidrogeología, el barranco de Luzán, con un trazado paralelo al río Queiles, desemboca en este a la altura del embalse del Val, aguas arriba del municipio de Los Fayos. La zona se caracteriza por presentar un flujo subterráneo hacia el manantial del Ojo de San Juan, situado en el núcleo urbano de Tarazona (Fig. 5). El acuífero principal que genera esta dirección de flujo se desarrolla en el contacto discordante entre los conglomerados terciarios y la zona karstificada de las facies del Grupo Oncala (Cretácico Inferior). La recarga del sistema se produce principalmente en el tramo donde el río Queiles atraviesa las calizas cretácicas y el tramo medio del Huecha de San Martín, donde tiene lugar un trasvase de agua subterránea desde la cuenca del Huecha (San Roman, 1994).

Las características hidrogeológicas de los materiales presentes en la zona de estudio son las siguientes: El tramo carbonatado de la unidad cretácica aparece intensamente karstificado, lo que le confiere una alta permeabilidad, con valores de transmisibilidad de $2.500\text{m}^2/\text{día}$ y caudales de explotación superiores a 200l/s (valores obtenidos mediante sondeos en el entorno de Tarazona; San Román, 1994). Sin embargo, el resto de las facies cretácicas no generan caudales significativos. En las unidades terciarias, las facies conglomeráticas poseen las características hidrogeológicas más favorables. Conforme nos alejamos de estas áreas dichas propiedades disminuyen progresivamente, lo que clasifica a los materiales más distales como de baja permeabilidad (San Román, 1994). Por último, los materiales cuaternarios se caracterizan por una elevada permeabilidad. Las diferencias entre ellos radican en sus condiciones de saturación: mientras que las terrazas bajas y los depósitos aluviales, situados cerca de zonas de descarga, se encuentran en condiciones saturadas, las terrazas medias y altas, así como los depósitos de glacis, no presentan saturación. Esto se debe, en el caso de las terrazas, a su ubicación por encima de la zona de recarga regional, y, en el caso de los glacis, a su posición sobre materiales permeables (San Román, 1994).

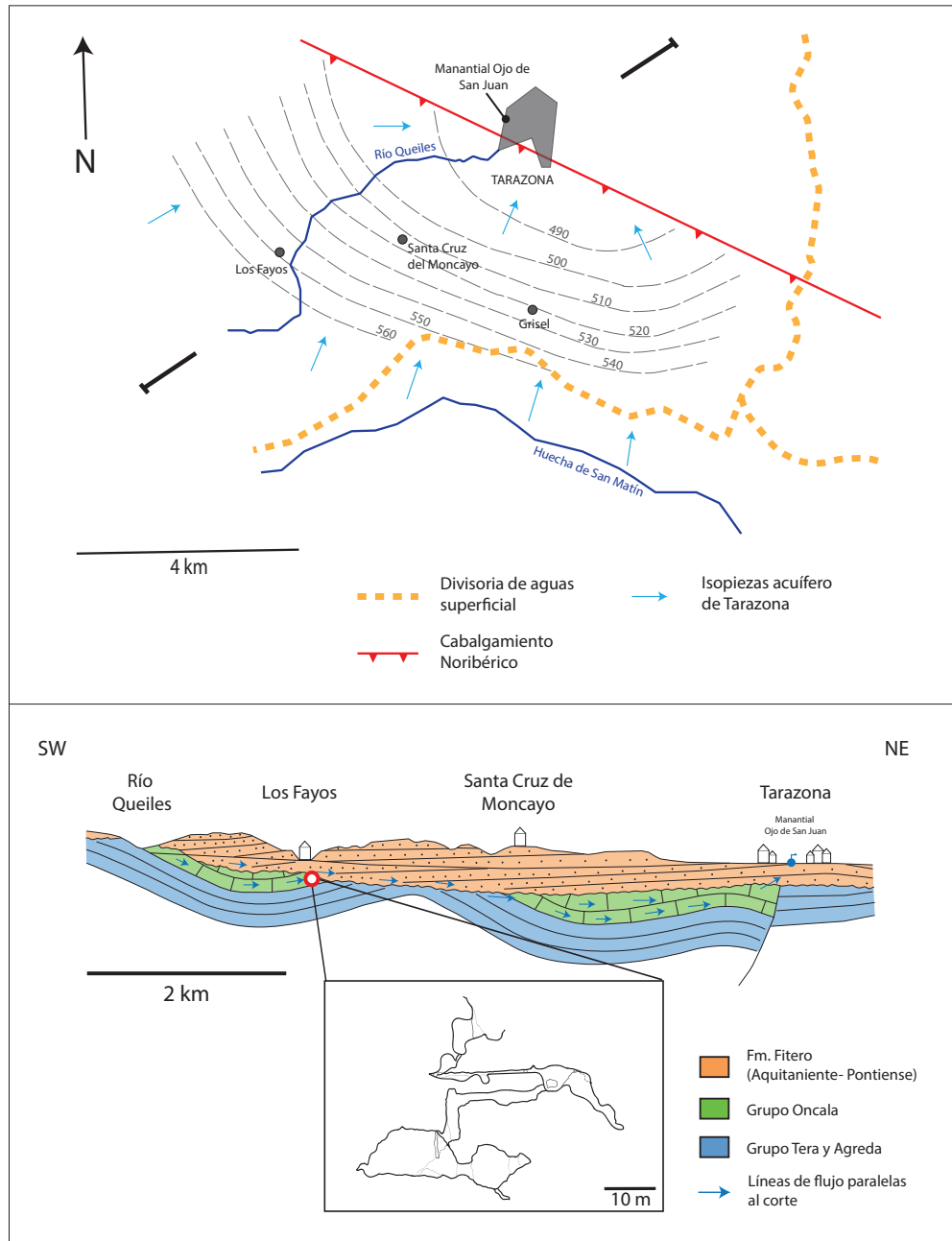


Fig. 5: Mapa de isopiezas y direcciones de flujo (arriba) y corte hidrogeológico del acuífero de Tarazona donde se indica la posición de la cueva de Luzán (abajo). Modificado de (San Román, 1994).

5 RESULTADOS

6.1 Estratigrafía

Para obtener un análisis preciso de los materiales del área de estudio se han realizado dos columnas estratigráficas en zonas cercanas a la cueva (Fig. 6). Para levantar los perfiles estratigráficos se eligieron las únicas ubicaciones en la zona con afloramiento de materiales cretácicos, con el objetivo de realizar una caracterización de los materiales en los que se desarrolla la cueva. Se seleccionó un afloramiento en el corte de una carretera (C.1) y en fondo de un barranco (C.2), que permitieron observar con detalle los materiales aflorantes.

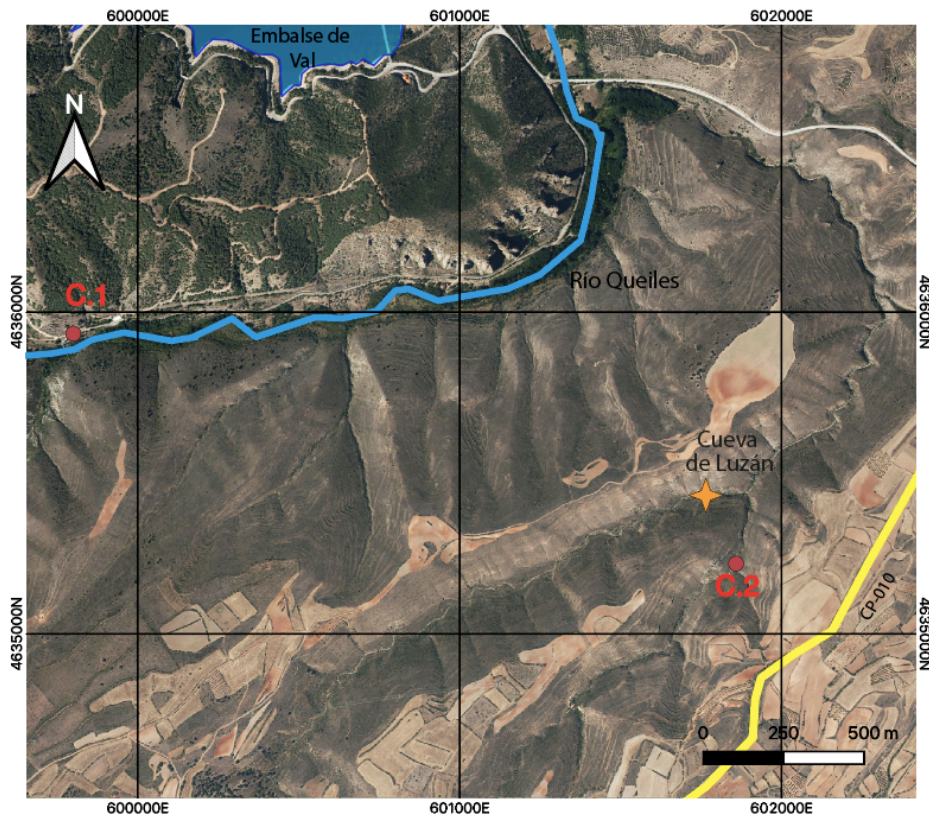


Fig.6: Mapa de situación geográfica de las dos columnas realizadas.

La primera columna (C.1) se encuentra aproximadamente a 2 kilómetros de la población de Los Fayos y en 50,6 metros se analizaron materiales pertenecientes al Cretácico Inferior y al Terciario (Ver Anexo 2). En los primeros 49,7 metros se encuentran materiales correspondientes al Cretácico, que consisten en una alternancia de margas, limolitas y calizas, todos ellos caracterizados por un alto contenido en carbonato. La columna se divide en los siguientes tramos:

1. Base de la columna (0-6m): Paquete de calizas rojas con grietas de recristalización rellenas de carbonato
2. Segundo tramo (6-15 m): Alternancia de margas, limolitas y calizas verdes. En esta zona destaca la presencia de piritas oxidadas en las calizas, así como grietas de recristalización rellenas de carbonato en las limolitas y calizas.
3. Tercer tramo (15- 21 m): Alternancia de calizas y margas de colores anaranjados y amarillentos.
4. Cuarto tramo (21- 34,5 m): Tras un tramo cubierto de 8-9 metros, aparece un paquete de limolitas de 5 metros. Estas limolitas presentan grietas de recristalización rellenas de carbonato y piritas, y hacia la parte superior se vuelven más tableadas, blancas y calcáreas, hasta convertirse en calizas.
5. Quinto tramo (34,5-41,7 m): Paquete de calizas de colores ocre.
6. Sexto tramo (41,7-49,7 m): Calizas con piritas oxidadas de hasta 1 cm, seguidas por un último paquete de 6 metros de margas que presenta una base con estructura erosiva y cantos angulosos.
7. Tramo final (49,7-50,6 m): Tras una discordancia, encontramos un metro de conglomerados terciarios. Estos conglomerados se caracterizan por ser grano sostenidos, con una matriz de grano fino y cantos heterométricos que varían su tamaño de pocos milímetros a 20 cm.

La segunda columna (C.2) se ha realizado en el barranco contiguo al barranco de Luzán. La columna tiene 74,5 metros de desarrollo, y al igual que la anterior, incluye materiales del Cretácico Inferior (Grupo Oncala) y del Terciario (Fm. Fitero) (Ver Anexo 3). Para su análisis, se ha dividido en los siguientes tramos:

1. Tramo inicial (0-12,5 m): Esta sección se caracteriza por la alternancia de limolitas y margas, ambas de colores ocres y grises. Las limolitas se presentan en estratos tableados o masivos, y poseen rellenos con precipitado de caliza en la parte baja de este tramo.
2. Segundo tramo (12,5-17,5 m): Este tramo puede subdividirse en dos partes. La inferior está compuesta por una alternancia de limolitas ocres y arenas ocres-rojizas, ambas con laminación o estratificación planar. Por otro lado, en la parte superior, predominan las calizas y margas de tonalidades grises y blancas, que presentan una característica laminación ondulante.
3. Tercer tramo (17,5-73,5 m): Este tramo, el más extenso de la columna, está compuesto principalmente por una sucesión de calizas que presentan variaciones en su aspecto, incluyendo calizas oquerosas, tableadas y masivas. En ciertos niveles aparecen pequeños estratos centimétricos de margas, conglomerados y areniscas. También se han identificado estructuras tipo *boxwork*, similares a las observadas en la cueva, junto con niveles de precipitados de carbonato y grietas de recrystalización. Un elemento importante de este tramo es un nivel ubicado entre los 63 y 64,5 metros, compuesto por conglomerados matriz-sostenidos con cantos alóctonos subangulosos que varían en tamaño desde milimétrico hasta centimétrico.
4. Conglomerados terciarios (73,5-74,5 m): La columna culmina con depósitos terciarios que se disponen de manera discordante sobre los materiales del Cretácico. Estos conglomerados presentan una disposición horizontal y están caracterizados por ser matriz-sostenidos, con una matriz de naturaleza arenoso-arcillosa. Los cantos que los componen son alóctonos, redondeados y heterométricos.

6.2 Aspectos geomorfológicos de la cueva

6.2.1 Distribución y geometría de la cavidad

La cueva de Luzán se encuentra a una altitud de 648 m s.n.m, con un desarrollo total de 175 m y un desnivel de 36,59 m (Fig. 7) (Ver anexo 4).

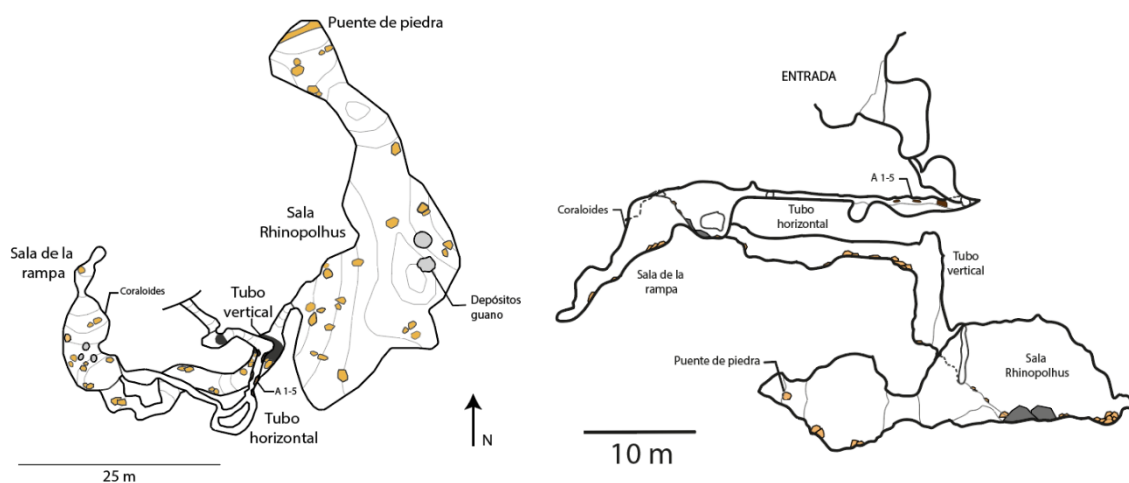


Fig. 7: Cartografía en planta (izquierda) y perfil (derecha) de la Cueva de Luzán

La cavidad comienza con un descenso subvertical de 10,39 m, que conduce a un estrecho tubo horizontal de aproximadamente 80 cm de diámetro y 20 m de longitud. Este segmento inicial presenta un meandro incidido en su base (Fig. 8.a) y pequeños tubos ciegos en el techo (Fig. 8.b).

Al final de este tramo, tras un pequeño desnivel, se accede a la primera sala principal de la cueva, la “Sala de la rampa”. En esta sala se identifican dos tubos ciegos con desarrollo métrico; uno de ellos alcanza una profundidad de 25,81 m respecto al nivel de entrada. Asimismo, se observan bloques caídos, acumulaciones de guano de murciélago y un pasillo que da continuidad a la cavidad. Avanzando por este pasillo, se encuentra un tubo vertical de 7,65 m de profundidad y con morfología de cúpula en la parte superior (Fig. 8.c), que conecta, tras un paso estrecho de pocos metros y un resalte adicional, con la segunda y última sala principal de la cueva, la “Sala Rhinolophus”. Esta sala final contiene grandes bloques caídos y acumulaciones significativas de guano de murciélago. Además, está vinculada a una sala secundaria donde destaca un tubo ciego y el “Puente de piedra” (Fig. 8.d).

La morfología de la cueva está influenciada en gran medida por los planos de estratificación presentes en las calizas cretácicas en las que se desarrolla (Fig. 8.e).

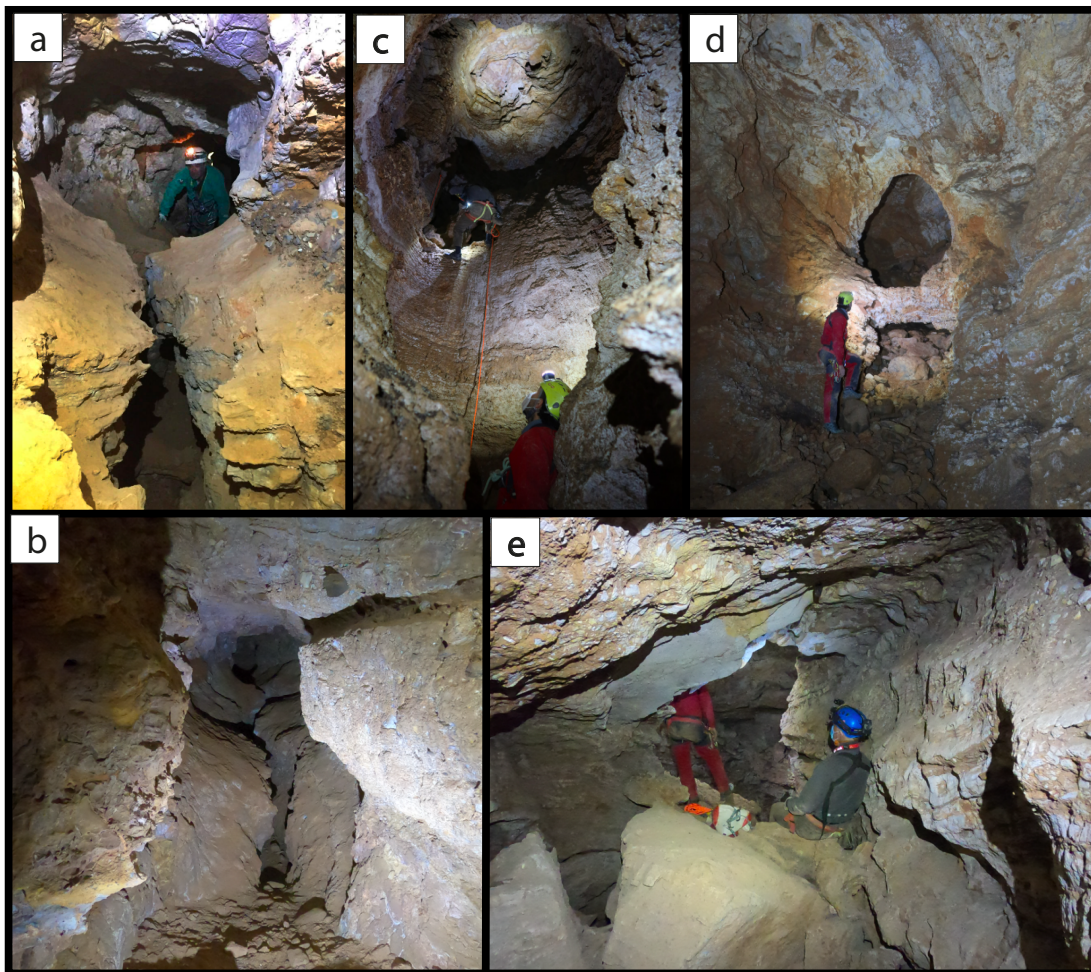


Fig. 8: a) Meandro incidido en el suelo del “Tubo horizontal”. b) Tubos ciegos localizados en el techo del “Tubo horizontal”. c) Techo con morfología de cúpula en el “Tubo vertical”. d) Estructura de disolución diferencial, “Puente de piedra”. e) Galería de la cavidad excavada siguiendo la estratificación de las calizas.

6.2.2 Materiales en los que se desarrolla la cueva

La cavidad se desarrolla en dos materiales: conglomerados de edad terciaria y calizas karstificadas pertenecientes al Cretácico Inferior.

El desarrollo principal de la cueva tiene lugar en las calizas karstificadas del Grupo Oncala, que constituyen el sustrato predominante y donde se ha generado la entrada (Fig. 9.a y 9.a.2) y la mayoría de las salas (Fig 9.b) y galerías (Fig 9.c). Existen áreas puntuales dentro de la cavidad donde afloran los conglomerados terciarios. Dos de estas zonas específicas son la antesala del “Tubo horizontal” (Fig. 9.d) y el techo de la “Sala Rhinolophus”.

Además, es importante destacar que los materiales cretácicos presentan un alto grado de alteración. Esta alteración se refleja en la formación de estructuras de tipo brecha en distintos sectores de la cavidad (Fig. 9.e).

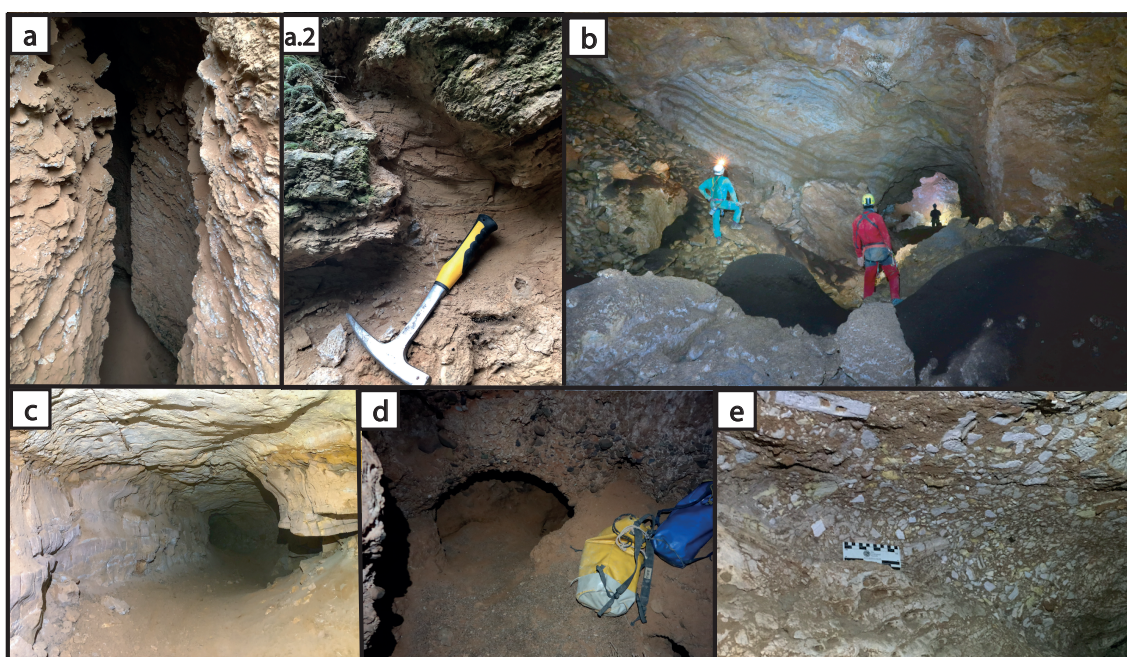


Fig. 9: a) y a.2) Entrada de la cavidad excavada en las calizas cretácicas. b) “Sala Rhinolophus” excavada en materiales Cretácicos. c) “Tubo horizontal” excavado en materiales cretácicos. d) Antesala del “Tubo horizontal” en la que podemos observar los conglomerados terciarios. e) Estratos del Grupo Oncala en estructura de brecha.

6.2.3 Boxwork

En diversos puntos de la cavidad, la roca expuesta exhibe estructuras de tipo boxwork (Palmer, 1991). Estas estructuras corresponden a redes centimétricas de láminas delgadas, con espesores en el rango milimétrico, formadas principalmente por cristales de carbonato. Las texturas observadas varían entre conjuntos de láminas densas y compactas (Fig 10.a) hasta conjuntos más abiertos, donde los poros pueden alcanzar tamaños notables (Fig 10.b).

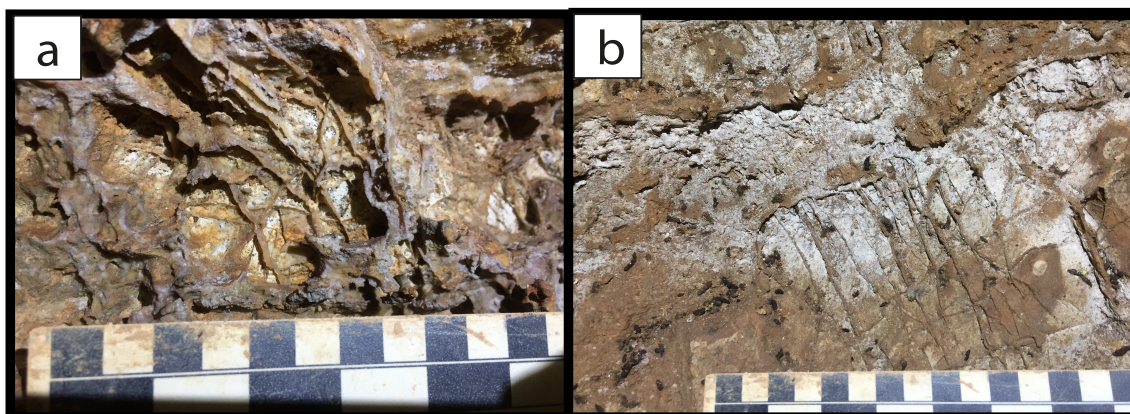


Fig.10: a) Boxwork con textura de láminas densas y compactas. b) Boxwork con textura más abierta.

6.2.4 Depósitos internos de la cavidad

Los depósitos presentes en la cueva de Luzán han sido estudiados y clasificados siguiendo los criterios establecidos por Ford y Williams (2007). En función de su origen y características, se han distinguido las siguientes categorías:

1. Depósitos clásticos, incluye los de tipo gravitacional y aluvial.
2. Depósitos químicos, generados por procesos de precipitación de carbonato.
3. Depósitos orgánicos, derivados de la actividad de organismos en la cavidad.

- **Gravitacionales**

Dentro de la cavidad se han identificado dos categorías de depósitos gravitacionales en función de su composición litológica.

El primer grupo está compuesto por bloques de roca correspondientes al Grupo Oncala, la misma litología que constituye la roca caja en la que se desarrolla la cavidad. Estos bloques se caracterizan por su forma angulosa y su rango variable de tamaños, desde unos pocos centímetros hasta más de un metro (Fig 11.a). Aunque pueden encontrarse en toda la cueva, su presencia es especialmente destacada en las dos salas principales y en el pasillo que conduce al “Tubo vertical”.

El segundo tipo de depósitos está compuesto por materiales provenientes de los conglomerados terciarios. Estos depósitos se encuentran limitados a la “Sala Rhinopolhus” y se componen de cantos redondeados, de tamaños que varían entre centímetros y decímetros, mostrando una marcada heterometría (Fig 11.b).

Es relevante mencionar que estos depósitos presentan evidencias de acumulaciones de guano en su superficie, lo que ofrecería una oportunidad para establecer una cronología relativa a través de la datación de los mismos mediante la técnica de carbono 14.

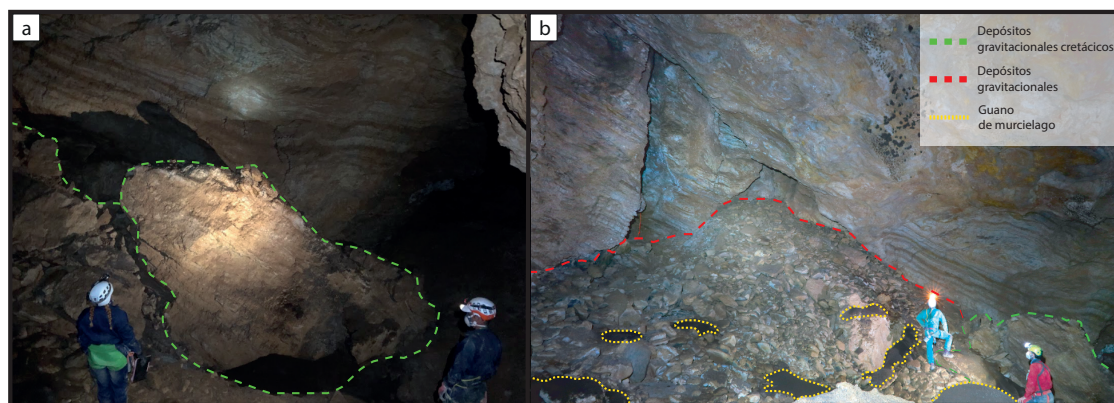


Fig. 11: a) Bloque de colapso gravitacional de tamaño métrico y cuya litología corresponde a las calizas del Grupo Oncala. b) Depósitos gravitacionales de materiales terciarios y cretácicos en la “Sala Rhinopolhus”.

• Clásticos generados por aluviones

En la entrada del “Tubo horizontal” se identificaron cinco depósitos compuestos por alternancias de arcillas, arenas y micro-conglomerados, todos presentando colores ocres. Estos depósitos se han dividido en dos grupos: un depósito de mayor tamaño (depósito A1), adherido a la pared izquierda, que comienza en el suelo y alcanza los 80 cm de altura, y cuatro depósitos de menor dimensión (depósitos A2-5), aislados y adheridos a ambas paredes laterales del tubo.

El depósito A-1 (Ver Anexo 4) puede dividirse estratigráficamente en tres secciones principales. La primera sección, de 40 cm de espesor, se caracteriza por presentar estratos grano-decrecientes de micro-conglomerados alternados con arcillas y arcillas arenosas, que exhiben laminación planar paralela de tamaño milimétrico. Cabe destacar la presencia de una alteración calcárea, de textura arenosa, que afecta a los primeros centímetros de esta sección. En el segundo tramo, se observa una alternancia de arenas y arcillas, ambas con laminación cruzada. Los estratos en esta sección están menos definidos que en la primera, lo que dificulta distinguir con claridad las dimensiones exactas de cada capa. El depósito finaliza con 27 cm de conglomerados grano-sostenidos con matriz arenosa. Los cantos son heterométricos, con tamaños que varían entre centímetros y decímetros, y no muestran una orientación preferente.

El resto de depósitos sedimentarios presentes en la cavidad, depósitos A2-5, (Ver Anexo 5) son de menor tamaño, con potencias que no superan los 30 cm. Es relevante destacar el tercer depósito de este grupo, ya que es el único en el que se identificaron cantos pertenecientes a las calizas del Grupo Oncala.

• Químicos

Los únicos depósitos químicos identificados en la cavidad se localizan en la “Sala de la rampa”. Estos depósitos corresponden a pequeñas recristalizaciones de carbonato de tamaño milimétrico, denominadas coraloides o popcorn, las cuales se encuentran adheridas a las paredes de la cavidad (Fig. 12.a y Fig. 12.b).

Según Ford y Williams (2007), los mecanismos responsables de la formación de este tipo de espeleotemas son:

1. El agua de alimentación es extruida de las microfisuras presentes en la roca y se evapora lentamente de la superficie globular de los coraloides.

2. Se produce un proceso de acreción por condensación alrededor de núcleos situados en las partes inferiores de las células de corrosión, asociadas a aguas termales.

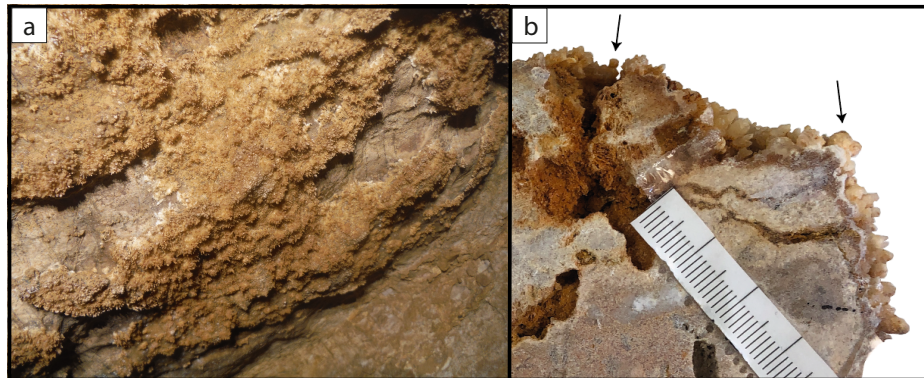


Fig. 12: a) Depósitos de coraloides in situ en las paredes de la cavidad. b) Imagen de una muestra de roca tomada de la “Sala de la rampa” en cuya superficie se observa precipitados tipo coraloide, señalados con flechas en la imagen.

• Orgánicos

La cueva alberga una colonia de aproximadamente 1650 quirópteros, correspondientes a las especies *Miniopterus schreibersii* y *Rhinolophus euryale*, que emplean la cueva como refugio para la cría y la hibernación (Gisbert & Pastor, 2019). La utilización habitual de la cueva por los murciélagos ha generado una considerable acumulación de restos biológicos, en especial en sus dos salas principales.

En la “Sala de la rampa” destacan tres montones principales de guano con alturas que no superan los 40 cm, además de algunas acumulaciones dispersas de menor tamaño. Por otro lado, en la “Sala Rhinolophus” se observaron dos montones principales que alcanzan hasta 50 cm de altura, acompañados de otros montones secundarios con dimensiones más reducidas, tanto en altura como en diámetro (Fig 13.a).

Además de estos depósitos también se han encontrado en las zonas cercanas a la entrada restos óseos de pequeños animales actuales (Fig 13.b y Fig 13.b.2).

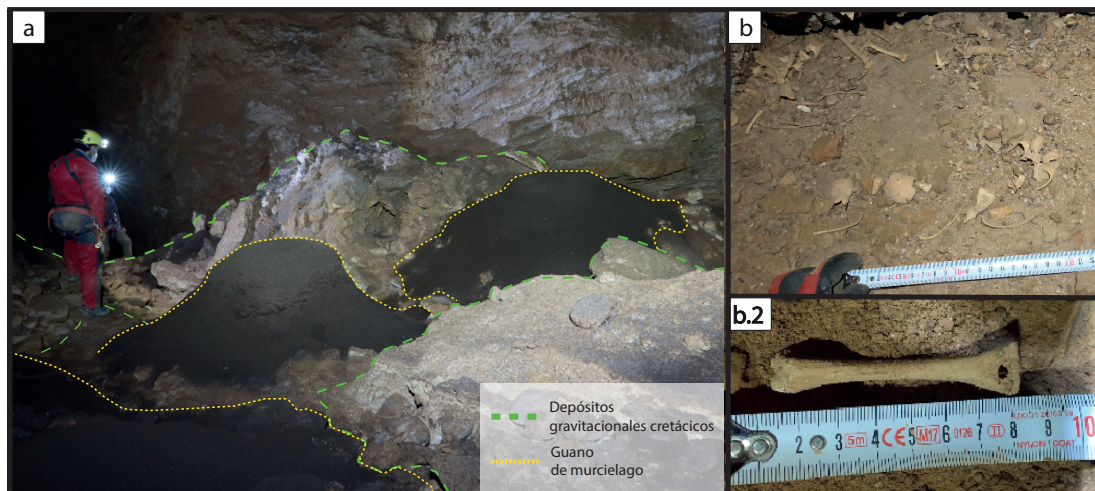


Fig. 13: a) Figura en la que se indican los montones de guano principales presentes en la “Sala Rhinolophus” además de los depósitos gravitacionales diferenciados por sus litologías. b) Restos óseos de Chiroptera. b.2) Húmero de mamífero indeterminado.

7. DISCUSIÓN

Trabajo realizado en el exterior de la cavidad

El análisis de las dos columnas estratigráficas realizadas en el exterior de la cavidad, con el objetivo de caracterizar los materiales cretácicos, no permitió identificar unidades correlacionables entre ambas. Esto se debe a la ausencia de unidades coincidentes en las columnas analizadas. Este hecho sugiere la existencia de una gran potencia de las facies cretácicas en el área de estudio.

Por otra parte, aunque algunos estratos de calizas presentes en la columna C.2 exhiben ciertas similitudes con los estratos observados dentro de la cavidad, no fue posible establecer una correlación directa. Debido a que las características de los estratos no son completamente equivalentes o a que las secuencias de unidades no coinciden con las observadas en la columna.

Espeleogénesis de la cueva

- **Morfología de la cueva**

La génesis de una cavidad puede ser analizada utilizando criterios morfológicos, como señala Klimchouk (2007). Es por esto que es fundamental realizar un análisis morfológico detallado para comprender los procesos implicados en la formación de la cueva. La estructura general de la cueva de Luzán está condicionada por los planos de estratificación y las fracturas de las calizas cretácicas. Este control estructural es típico de procesos hipogénicos, donde los fluidos fluyen a través de estas estructuras, ya que su circulación se ve favorecida. Además, la cueva se desarrolla en un nivel estratigráfico particular, las calizas karstificadas del Grupo Oncala, cubiertas por un nivel impermeable. Este contexto geológico es típico de espeleogénesis hipogénicas artesianas (Klimchouk, 2012).

En la cueva de Luzán se han identificado diversas morfologías que podrían haber sido originadas tanto por procesos de espeleogénesis hipogénica como epigénica. En un contexto hipogénico, los fluidos y gases ascendentes en condiciones confinadas habrían sido responsables de la formación de tubos ciegos, como los que se encuentran en el techo del “Tubo horizontal” o en los techos de las grandes salas, y de los techos en forma de cúpula, observados en algunos tubos ciegos y en el “Tubo vertical”. Por otro lado, el “Puente de piedra” se habría formado mediante procesos de disolución diferencial, que también se vinculan con ambientes hipogénicos (Klimchouk, 2009). En cuanto a los indicios de procesos epigénicos tenemos la existencia de meandros incididos en el “Tubo horizontal”, los cuales son el resultado de la incisión del agua al ajustarse a un gradiente hidráulico en ambientes vadosos. Es importante señalar que ciertas morfologías, como el “Tubo vertical”, presentan características que podrían haber surgido de una combinación de procesos hipógenos y epigénicos, reflejando una interacción entre ambos tipos de espeleogénesis. Otros indicadores que nos permiten obtener información adicional sobre los procesos ocurridos en la cavidad son los depósitos de bloques caídos por colapso gravitacional, característicos de cuevas epigénicas en etapas avanzadas. Por otro lado, la ausencia de espeleotemas y de goteos, a excepción del “Tubo vertical”, indican un ambiente predominantemente seco, condicionado por la capa impermeable de conglomerados terciarios, lo que refuerza la hipótesis de una espeleogénesis inicial hipogénica.

Por último, la relación entre la cueva y el barranco sugiere que la apertura de la cavidad al exterior fue consecuencia del desarrollo de la incisión del barranco, lo cual apoya la hipótesis de que su formación inicial tuvo un origen hipogénico. Además, el hecho de que la cavidad se desarrolle en un nivel inferior y por debajo del barranco refuerza esta interpretación.

- **Depósitos químicos**

Los depósitos químicos de la cueva de Luzán se restringen únicamente a recristalizaciones de carbonato de tipo coraloide. Este tipo de espeleotemas no están relacionados con procesos de espeleogénesis epigénica o hipogénica exclusivamente, por lo que no nos dan pistas del tipo de desarrollo de la cueva (Klimchouk, 2017).

- **Boxwork**

Las estructuras de tipo Boxwork se generan cuando las venas de un mineral, más resistente a la erosión que la roca que lo rodea, permanece tras un proceso de erosión o disolución de la matriz rocosa, dejando expuestas venas que generan un patrón reticulado. Estas estructuras se suelen desarrollar en ambientes de karst hipogénicos donde los procesos de disolución se deben a fluidos ascendentes ricos en dióxido de carbono y ácido sulfhídrico (Palmer, 1991). Autores como Klimchouk en 2007 respaldan la idea de que este tipo de estructuras son a menudo exclusivas de espeleogénesis hipogénica.

- **Depósitos generados por aluviones**

El análisis de los depósitos sedimentarios en la entrada del “Tubo horizontal” nos proporciona valiosa información sobre los procesos hidrológicos y sedimentarios que han tenido lugar en la cavidad. Las alternancias observadas entre niveles de grano grueso (microconglomerados y arenas-arcillosas) y niveles de grano fino (arcillas) son interpretadas como secuencias depositacionales generadas por eventos de avenida. Cada una de estas secuencias refleja las dinámicas de un mismo evento: los niveles de grano grueso corresponden a fases de alta energía dentro de la avenida, mientras que los niveles arcillosos representan los momentos de menor energía al final del mismo evento.

El depósito 1 permite obtener información detallada de las avenidas. En su primer tramo, se pueden identificar cinco eventos de avenida, cada uno representado por una secuencia bien definida de grano grueso-grano fino. El segundo tramo muestra una estratificación más difusa, lo que dificulta la delimitación precisa de las secuencias, aunque también parece haber sido generado por múltiples eventos de avenida. Finalmente, el tercer tramo está compuesto por conglomerados con clastos heterométricos que varían en tamaño desde centímetros hasta decímetros y no presentan una orientación preferente; esta sección se interpreta como resultado de un evento único de alta energía, responsable del depósito de materiales de mayor tamaño. La transición entre laminación planar paralela, en el primer tramo, y laminación cruzada, en el segundo tramo, sugiere un cambio en las condiciones de depósito, probablemente relacionado con la formación de una superficie horizontal o de cuenco que permitió el inicio de depósitos no paralelos.

Los materiales que forman estos depósitos podrían haberse introducido en la cueva desde el exterior tras la excavación de la entrada por el barranco, o bien podrían corresponder a depósitos internos removilizados. Para determinar su procedencia, se podrían aplicar técnicas como el paleomagnetismo, que ofrece información sobre la polaridad de los sedimentos, o métodos de datación como la Resonancia de Espín Electrónico (ESR) y la luminiscencia (OSL o TL), que permiten establecer el último momento en que los granos de cuarzo o feldespato estuvieron expuestos a la luz solar.

Además, la disposición y naturaleza de estos depósitos aportan información sobre la evolución de la cavidad. Al encontrarse adheridos a las paredes del tubo, se infiere que esta zona fue rellenada completamente por materiales clásticos durante eventos de avenida. Posteriormente, un proceso de excavación y vaciado parcial de los materiales clásticos dejó los depósitos en su estado actual, limitados a áreas puntuales y elevadas.

Génesis de la cueva y relación con la Cuenca del Ebro

La transición de la Cuenca del Ebro a un régimen exorreico es objeto de debate, tanto en relación a los procesos que la causaron como con la cronología de este evento. Los depósitos endorreicos más recientes de la cuenca se localizan en la Muela de Borja, correspondientes a la transición Valleniente-Turoliense (Vázquez-Úrbez et al., 2002), y en las sierras de Yerga, Cabi Monteros y Serradero (Muñoz Jiménez, 1992). A pesar de que en la Cuenca del Ebro existen diversos yacimientos de mamíferos pertenecientes al Valleciente y Plieoceno, solo algunos de ellos nos son de utilidad para intentar deducir cuando se produjo el fin de la sedimentación endorreica (Cuenca et al., 1992). Por ejemplo, el estudio del yacimiento de La Ciesma en Muela de Borja lo atribuye a la biozona 9 Mein (Cuenca et al., 1992), permitiendo datar los materiales como Aragoniente superior a Vallesiente (Salazar, 2003)

La apertura de la Cuenca del Ebro ha sido datada por García-Castellanos et al. (2003) entre el Serravalliente medio y el Tortoniente medio, aproximadamente entre 13 y 8,5 millones de años, lo que situaría este evento antes del Mesiniente. Esta estimación se fundamenta en modelizaciones tridimensionales que integran el transporte fluvial de sedimentos, la subsidencia flexural litosférica y la deformación tectónica a escala cortical. Los resultados de este estudio estarían respaldados por trabajos que documentan progradaciones de gran escala anteriores al Mesiniente (Ziegler, 1988; Roca y Desegaulx, 1992; Roca, 2001). Además, la edad propuesta es coherente con un incremento significativo del ritmo de la sedimentación registrado en la Fosa de Valencia (Dañobeitia et al., 1990; Martínez del Olmo, 1996) y con un desbordamiento lacustre asociado a condiciones climáticas más húmedas (Alonso-Zarza and Calvo, 2000; Sanz de Siria Catalan, 1993). Los autores sugieren que la apertura de la Cuenca del Ebro podría haber sido consecuencia de varios factores: (1) La deconstrucción tectónica parcial de la barrera topográfica que ejercía la Cordillera Costero Catalana. (2) El levantamiento flexural del flanco de la Cordillera Costero Catalana. (3) El rebose de sedimento de la cuenca. (4) El aumento del nivel del lago en relación con un cambio climático de largo plazo a condiciones más húmedas.

Tras analizar las características internas de la cavidad y la evolución de su entorno, podemos suponer que la cavidad ha sido formada, al menos, en dos fases. La primera fase tuvo lugar bajo condiciones freáticas, durante las cuales se desarrolló una espeleogénesis hipógena. Este tipo de espeleogénesis sería la responsable de la formación de las estructuras de tipo boxwork, los tubos ciegos, las cúpulas, el “Tubo horizontal”, el “Tubo vertical” y el “Puente de piedra”. La segunda fase comienza tras la apertura de la Cuenca del Ebro, cuando la incisión de la red de drenaje provocó un descenso del nivel de base del acuífero. Este evento pudo haber generado la transición a condiciones vadosas, favoreciendo una espeleogénesis epígena. Durante esta etapa se generaron las acanaladuras incisivas del “Tubo horizontal” y los colapsos de bloques.

Considerando la diferencia de altitud entre la entrada de la cavidad y el nivel base del río Queiles (68 metros) y utilizando diferentes tasas de incisión publicadas por diversos autores, se han estimado distintas edades mínimas para la fase vadosa de la cavidad. Los cálculos se han llevado a cabo con las siguientes tasas de incisión:

- (1) La tasa mínima de incisión del río Ebro durante los últimos 1.28 M.a, de 0.12 m/ka (Sancho et al. 2016).
- (2) La tasa máxima de incisión del río Ebro durante el Pleistoceno medio y final, estimada en 0.47 m/ka (Scotti et al., 2014).

- (3) La tasa máxima de incisión para los ríos del interior de la Cordillera Ibérica, de 0.6 mm/año (Scotti et al., 2014).
- (4) La tasa media a largo plazo para los ríos del interior de la Cordillera Ibérica, calculada en 0.22 mm/año (Giachetta et al., 2015).

A partir de estas tasas de incisión, las edades mínimas obtenidas para la fase vadosa son las siguientes: 5.6 ka para la tasa de 0.12 m/ka, 14.4 ka para la tasa de 0.47 m/ka, 113.33 ka para la tasa de 0.6 mm/año y 309.09 ka para la tasa de 0.22 mm/año. Los resultados más coherentes con la información recopilada en este estudio corresponden a las tasas de incisión estimadas para los ríos del interior de la Cordillera Ibérica, que sugieren edades de 113.33 ka y 309.09 ka. Sin embargo, es importante destacar que estas estimaciones son subjetivas y que sería necesario realizar dataciones para confirmar la validez de estos datos.

8. CONCLUSIONS

The study of the Luzán cave (Los Fayos, Zaragoza) has led to the following conclusions:

- The Luzán cave develops in the karstified limestones of the Oncala Group (Lower Cretaceous), which is part of the aquifer that supplies the Ojo de San Juan spring, located in Tarazona, Zaragoza. Currently, the cavity is inactive, with only sporadic drips located exclusively in the 'Vertical Tube'.
- The environment has undergone various changes caused by climatic and tectonic events, which have directly influenced the cavity, which has two main phases of development. Initially, the cavity was under phreatic conditions, which allowed the development of hypogene speleogenesis. In the second phase, there was a transition to epigenetic conditions, where vadose erosion processes and the accumulation of gravitational and alluvial deposits took place.
- The transition towards vadose conditions could be linked to the opening of the Ebro Basin, an event that marked the beginning of an exorheic regime and caused a significant incision in the drainage network.
- The study of the morphologies and deposits inside the cave (gravitational and chemical deposits, alluvial deposits) provides fundamental information for interpreting and understanding the internal processes and evolution of the cave.
- The analysis of the alluvial deposits indicates that, at some point, the entrance of the 'Horizontal Pipe' was either fully or partially obstructed. This obstruction was then followed by a process of excavation and partial emptying of the clastic materials, resulting in the deposits becoming limited to specific, elevated areas.
- Future work: In order to achieve a more complete analysis, a number of coralloids samples have been collected from within the cave and prepared for analysis. In order to identify potential isotopic or chemical variations that may be associated with specific alteration processes. In addition, it is recommended that samples of the alluvial sediments be obtained for dating using OSL or ESR techniques. This approach would facilitate the determination of the provenance of these materials and assist in distinguishing between allochthonous and remobilised autochthonous materials. These analyses would significantly contribute to our understanding of the evolution of the cave and the processes that have acted inside it.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Alonso-Zarza, A. M., & Calvo, J. P. (2000). Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: The Miocene of the northern Teruel Graben (Spain), *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 160, 1–21.
- Castiella, J. (1975). Mapa Geológico de España 1:50000, Tarazona de Aragón, Hoja 320. IGME, Madrid.
- Cuenca, G., Canudo, J. I., Laplana, C., & Andres, J. A. (1992). Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: Ensayo de síntesis. En: Libro Homenaje a Oriol Riba Arderiu (Colombo, F. Ed.), *Acta Geologica Hispanica*, Vol. 27 (1-2): 127-142.
- Dañobeitia, J., Alonso, B., & Maldonado, A. (1990). Geological framework of the Ebro continental margin and surrounding areas, *Mar. Geol.*, 95.
- Ford, DC., & Williams, P. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. New York: Wiley.
- Ford, DC., & Williams, PW. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*.
- García_Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar_Escribano, J., & Cloetingh, S. (2003). Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. American Geophysical Union (AGU). <http://doi.org/10.1029/2002jb002073>
- García-Gil, A., & et.al. (2013). Cuantificación del flujo subterráneo en la vertiente suroccidental del Macizo del Moncayo, España.
- Giachetta, E., Molin, P., Scotti, V. N., & Faccenna, C. (2015). PlioQuaternary uplift of the Iberian Chain (central–eastern Spain) from landscape evolution experiments and river profile modeling. *Geomorphology* 246, 48–67.
- Gil, A., & et.al. (2012). El macizo del Moncayo: Un coloso geológico. Servicio de publicaciones (U.Z.).
- Gisbert, M., & Pastor, M. (2009). Cuevas y simas de la provincia de Zaragoza. Centro de Espeleología de Aragón.
- Klimchouk, A. (2007). Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective, NCKRI Special Paper 1.
- Klimchouk, A. (2009). Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106, 100–117.
- Klimchouk, A. (2012). Speleogenesis, hypogenic. In: Culver DC, White BW (eds) *Encyclopedia of caves*, 2nd edn. Elsevier, Chennai, pp 748–765.
- Klimchouk, A. (2015). The karst paradigm: Changes, trends and perspectives. *Acta Carsologica* 44(3):289–313.
- Klimchouk, A. (2017). *Hypogene karst regions and caves of the world*. Springer.

Klimchouk, A., Ford, D., Palmer, A., & Dreybrodt, W. (2000). Speleogenesis. Evolution of karst aquifers.

Martínez del Olmo, W. (1996). Depositional sequences in the Gulf of Valencia Tertiary Basin, in *Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics: World and Regional Geology*, edited by P. F. Friend and C. J. Dabrio, pp. 55– 67, Cambridge Univ. Press, New York,.

Muñoz Jimenez, A. (1992). Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja). Tesis doctoral. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, Ciencias de la Tierra nº 15, 347 p.

Palmer, A. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 1–21.

Palmer, AN. (2000). Hydrogeologic control of cave patterns. In: Ford D, Palmer A, Dreybrodt W (eds) Klimchouk A. *Evolution of Karst Aquifers*, National Speleological Society, Huntsville (AL),

Pellicer Corellano, F. (1984). Geomorfología de las cadenas ibéricas entre el Jalón y el Moncayo. Centro de Estudios Borjanos.

Pellicer, F. (1989). El medio físico inerte de la sierra del Moncayo en el contexto de las montañas del interior de la Península Ibérica.

Richter, G. (1930). Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math-Phys. Kl. N. F.* (Vol. 16). Göttingen.

Roca, E. (2001). The northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): Structure and geodynamic evolution, in *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, edited by P. A. Ziegler et al., *Mem. Mus. Natl. Hist. Nat.*, 186, 671– 706,

Roca, E., & Desegaulx, P. (1992). Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valencia Trough (western Mediterranean), *Mar. Pet. Geol.*, 9,

Salazar, Á. (2003). EL FINAL DEL ENDORREISMO TERCIARIO EN LA CUENCA DEL EBRO. *Geotemas*. 5.

San Román, J. (1994a). Estudio hidrogeológico del interfluvio Queiles-Jalón (Zaragoza).

San Román, J. (1994b). Las aguas subterráneas en la cuenca del río Huecha. Monografías CESBOR.

Sancho, C., Calle, M., Peña-Monné, J. L., Duval, M., Olivia-Urcía, B., Pueyo, E. L., Benito, G., & Moreno, A. (2016). Dating the earliest Pleistocene alluvial terrace of the Alcanadre River (Ebro Basin, NE Spain): Insights into the landscape evolution and involved processes. *Quaternary International* 407, 86–95.

Sanz de Siria Catalan, A. (1993). Datos sobre la paleoclimatología y paleoecología del Neogeno del Valles-Penedes segun las macrofloras halladas en la cuenca y zonas proximas, *Paleontol. Evol.*, 26–27,

Scotti, V. N., Molin, P., Faccena, C., Soligo, M., & Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology* 206, 37–57.

Uribe-Echebarria, P. (2002). Vegetación e itinerarios botánicos en el Parque Natural del Moncayo (Consejo de Protección de la Naturaleza de Aragón).

Vázquez-Urbez, M., Arenas, C., & Pardo, G. (2002). Facies fluvio-lacustres de la unidad superior de la Muela de Borja (Cuenca del Ebro): Modelo sedimentario. *Rev. Soc. Geol. España*. Vol 15 (1-2): 41-54.

Ziegler, P. A. (1988). Evolution of the Artic-North Atlantic and the Western Tethys, *AAPG Mem.*, 43,

WEBS

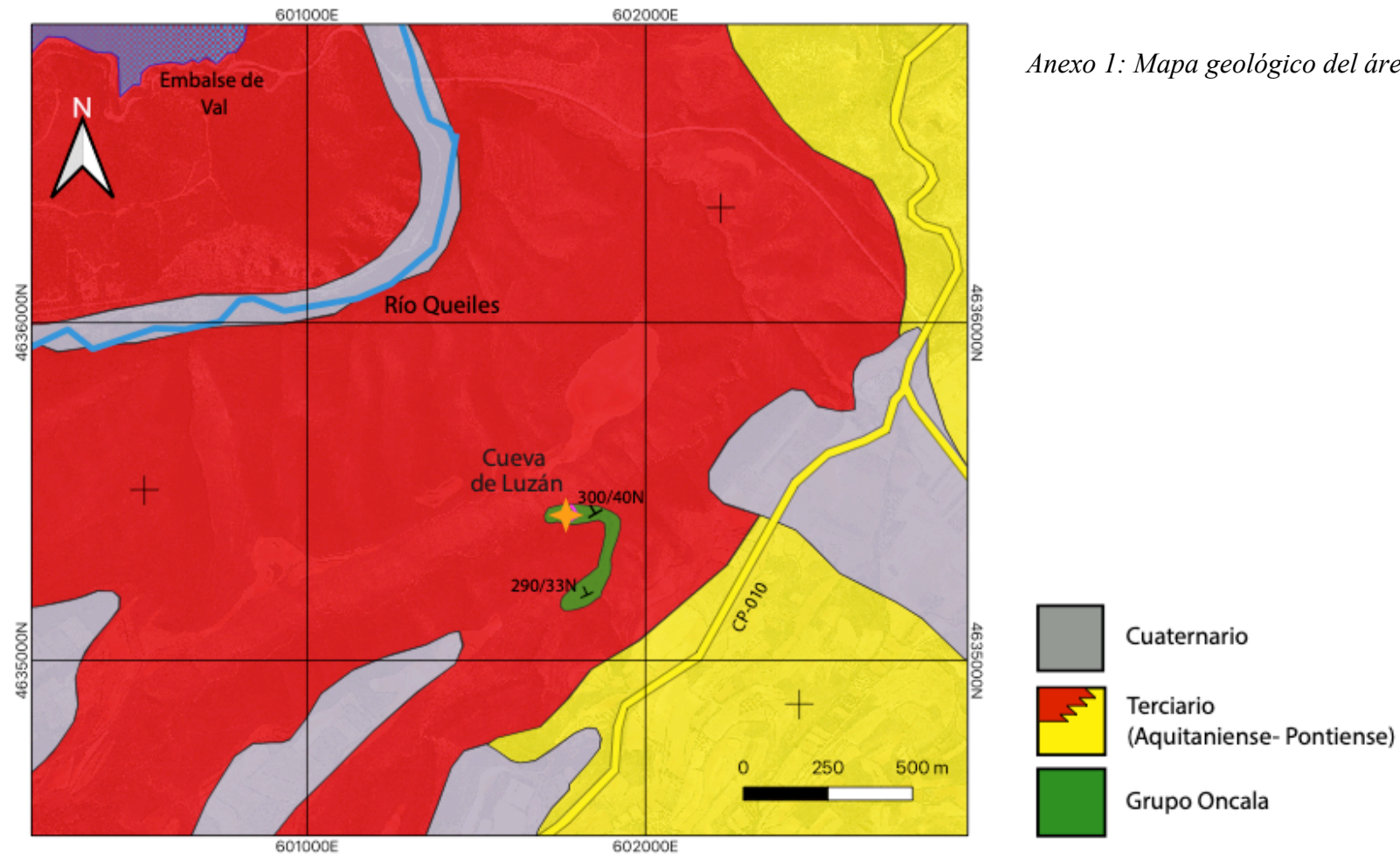
Atlas Climático Digital de la Península Ibérica. (en línea). (fecha de consulta: 15/11/2024). Disponible en:
<https://www.opengis.grumets.cat/wms/iberia/mms/index.htm>

Nivel de precipitaciones en P014 Fuentes Agreda | Pluviometrías | SAIH Ebro. (s. f.). Recuperado 17 de enero de 2025, de <https://www.saihebro.com/tiempo-real/estacion-precipitaciones-P014-fuentes-agreda>

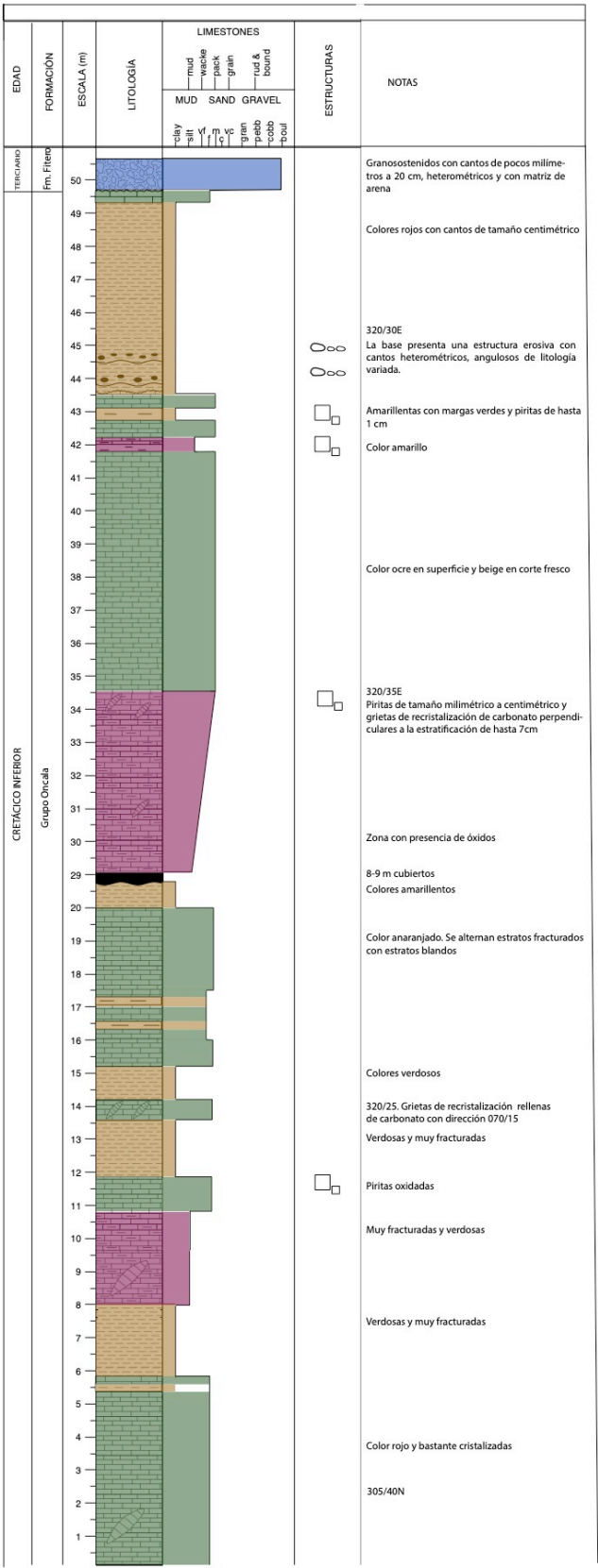
Nivel de precipitaciones en P084 Añón de Moncayo | Pluviometrías | SAIH Ebro. (s. f.). Recuperado 17 de enero de 2025, de <https://www.saihebro.com/tiempo-real/estacion-precipitaciones-P084-anon-de-moncayo>

10. ANEXOS

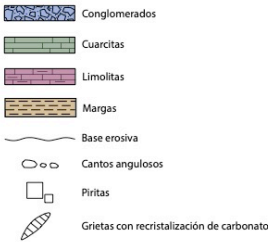
Anexo I. Mapa geológico del área de estudio



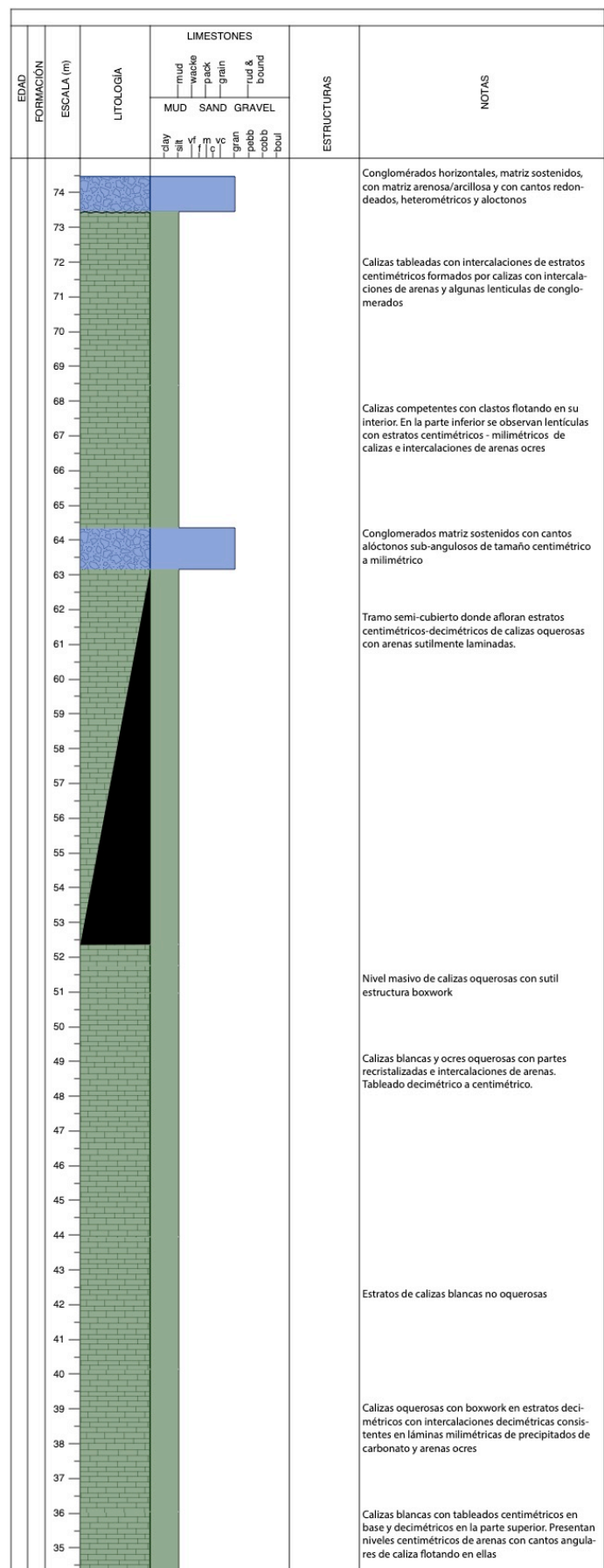
Anexo 2. Columna estratigráfica C.1



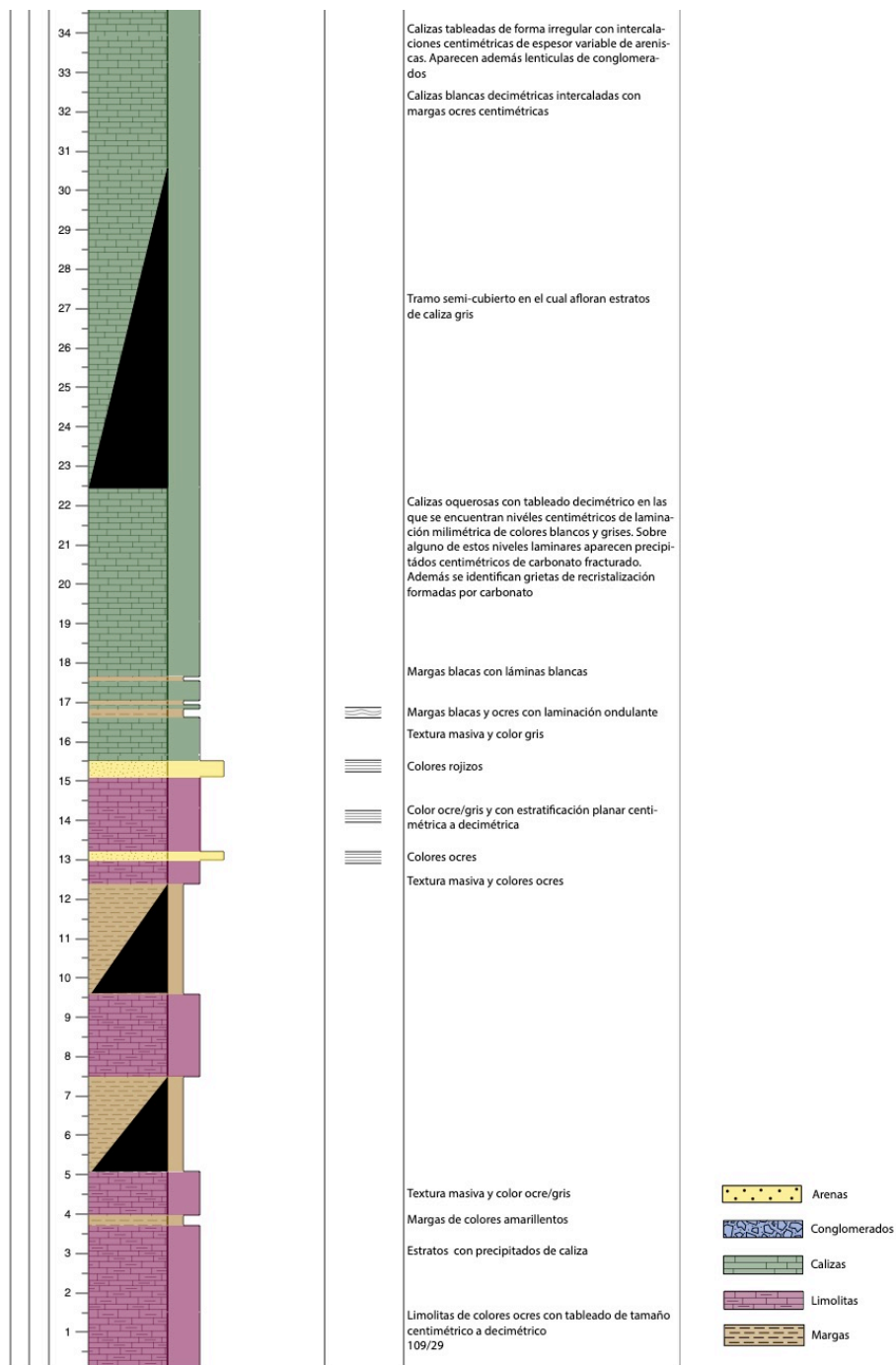
Anexo 2: Columna estratigráfica C.1 realizada a 2 km de la población de Los Fayos. En ella se analizan materiales pertenecientes al Cretácico Inferior y Terciario



Anexo 3. Columna estratigráfica C.2



Anexo 3: Columna estratigráfica C.2 realizada en el barranco contiguo al barranco de Luzán. En ella se analizan materiales pertenecientes al Cretácico Inferior y Terciario

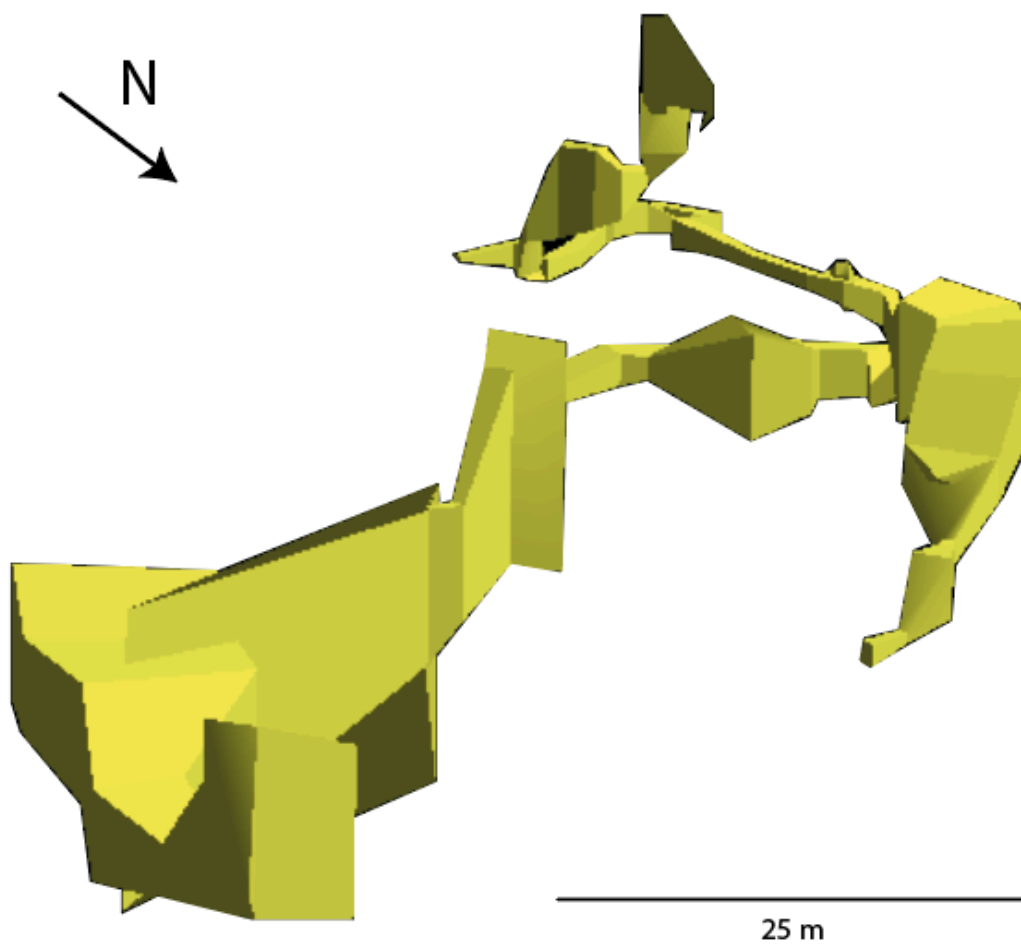


Anexo 4: Datos para la representación 3D de la cavidad de Luzán y representación 3D

punto partida	punto final	distancia	dirección	inclinación	izquierda	derecha	altura	suelo
0	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
0	1.0	3.15	184.40	32.10				1.50
1.0	1.1	5.13	138.20	-17.80	1.30	0.00	3.95	0.35
1.1	1.2	1.37	165.50	-46.80	0.73	0.00	3.74	0.50
1.2	1.3	2.70	187.70	-79.00	1.49	0.99	3.00	0.00
1.3	1.4	1.72	120.20	-36.70	0.49	0.41	0.00	0.66
1.4	1.5	2.86	23.30	-40.20	0.00	1.37	2.11	0.33
1.5	1.6	1.38	131.10	0.40	1.00	0.00	3.11	0.98
1.6	1.7	2.68	97.30	-17.90	0.00	01.03	3.66	1.18
1.7	1.8	1.82	92.80	-27.80	0.00	1.00	0.54	0.58
1.8	Dep 1	1.29	153.00	-18.40	0.00	0.00	0.00	0.00
1.8	1.9	02.05	169.60	-67.90	0.69	1.20	1.10	0.68
1.9	2.0	0.73	61.70	-7.20	0.29	0.40	1.17	0.00
2.0	2.1	03.04	51.90	11.50	0.40	0.50	0.20	0.00
1.9	1.10	0.99	219.00	-24.50	0.00	0.49	0.52	0.65
1.10	1.11	2.67	216.70	-0.10	1.30	0.00	0.37	0.40
1.11	1.12	3.12	191.00	7.70	0.76	0.00	0.52	0.56
1.12	1.13	01.09	120.40	-3.10	0.00	1.30	1.12	0.30
1.13	3.0	1.13	275.80	8.60	0.81	0.00	0.85	0.46
3.0	3.1	2.13	226.36	9.80	0.71	0.00	0.70	0.75
3.1	3.2	2.14	242.00	-17.20	0.30	0.30	0.20	0.20
1.13	1.14	1.30	208.60	-0.40	0.88	0.00	0.20	0.35
1.14	1.15	1.27	158.10	-4.10	0.00	0.80	0.45	0.44
1.15	1.16	1.80	241.20	-0.20	0.92	0.00	0.30	0.66
1.16	1.17	1.69	198.40	7.80	0.00	1.12	0.24	0.57
1.17	Dep 3	0.80	273.60	-22.30	0.00	0.00	0.00	0.00
1.17	1.18	2.84	298.90	-8.30	1.17	0.00	0.54	0.73
1.18	1.19	2.32	2.14	6.90	0.00	0.79	0.73	0.76
1.19	1.20	2.81	309.00	-2.70	0.98	0.00	0.32	0.55
1.20	1.21	1.73	278.50	-5.30	0.00	0.84	0.29	0.49
1.21	1.22	04.03	295.20	-4.50	0.00	0.71	0.20	0.58
1.22	1.23	1.93	303.50	-18.50	1.96	0.00	0.73	0.51
1.23	4.0	1.36	203.40	-14.50	0.96	0.00	0.92	0.67
4.0	4.1	0.93	57.30	32.50	0.64	0.75	0.84	0.00
4.1	4.2	1.36	337.10	61.50	0.10	0.50	0.40	0.40
1.23	1.24	2.87	240.80	-10.90	0.00	01.04	0.68	01.06
1.24	1.25	1.53	359.50	-42.00	0.50	0.00	0.71	1.52
1.25	1.26	3.43	275.10	-68.20	2.44	02.08	5.33	01.07
1.26	1.27	2.69	287.80	10.60	3.45	1.60	04.02	0.00
1.27	1.28	1.64	329.30	13.40	3.00	1.86	3.54	0.00
1.28	1.29	2.48	326.40	-40.90	1.95	3.24	03.04	0.84

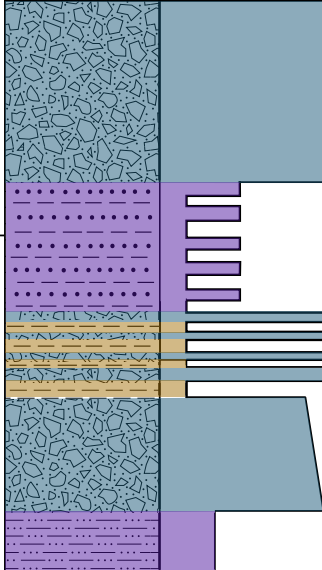
1.29	1.30	3.87	34.30	-43.60	3.12	2.20	2.43	0.00
1.30	Coraloide	2.20	354.70	40.00				
1.30	1.31	3.94	346.30	-27.30	0.59	0.00	0.60	0.70
1.31	1.32	01.04	3.60	-53.70	0.74	0.00	1.37	0.79
1.32	1.33	2.66	355.30	-44.20	01.04	1.25	3.20	0.00
1.33	1.34	02.05	37.70	-28.30	0.29	0.53	0.55	0.00
1.34	1.35	2.39	45.30	-22.30	0.55	0.55	1.20	0.00
1.27	5.0	4.34	125.00	3.90	0.00	03.03	01.04	0.98
5.0	5.1	3.97	201.00	-3.30	2.60	0.00	0.70	1.58
5.1	5.2	4.35	56.00	-21.40	0.00	1.75	0.30	0.95
5.2	5.3	3.23	185.40	7.80	1.79	0.00	1.10	1.28
5.3	5.4	3.87	54.40	4.00	0.00	1.36	0.97	1.64
5.4	5.5	3.00	60.00	7.00	3.23	0.00	1.50	1.90
5.5	5.6	3.71	356.00	-28.00	0.00	3.65	4.23	1.30
5.6	5.7	6.33	123.00	13.00	2.00	0.80	0.82	0.40
5.7	5.8	3.10	83.00	4.50	2.20	0.00	0.65	1.00
5.8	5.9	4.20	26.50	-16.00	0.90	1.75	0.75	0.25
5.9	5.10	3.13	57.00	-32.00	3.77	0.82	5.26	6.67
5.10	5.11	6.30	342.00	-72.00	0.40	1.23	9.80	0.38
5.11	5.12	3.78	38.00	-34.00	0.76	0.23	5.60	0.48
5.12	5.13	02.08	40.00	-41.00	0.00	0.55	6.84	1.26
5.13	5.14	8.63	86.50	-19.40	12.50	15.40	7.00	8.60
5.14	5.15	6.18	135.30	-6.80	0.19	0.20	0.49	1.43
5.15	5.16	2.50	75.00	20.00	3.48	1.60	1.33	1.44
5.16	5.16a	3.96	145.00	13.00				
5.16	5.17	7.91	18.00	-2.70	12.50	3.00	6.97	0.00
5.17	Montón guano 1	3.63	326.00	-4.30				
5.17	Montón guano 2	06.06	302.00	-7.00				
5.17	5.18	5.53	354.70	-2.60	8.87	1.65	5.00	0.00
5.18	5.19	6.16	335.50	2.80	9.23	0.00	4.17	2.00
5.19	5.20	7.86	321.50	-22.20	2.27	2.92	4.00	0.80
5.20	5.21	6.29	312.50	12.50	0.90	2.65	1.16	1.64
5.21	Puente de piedra	9.92	332.00	6.60				
5.21	Techo 1	8.43	319.00	44.50				
5.21	Pared D	07.05	287.30	4.60				
5.21	Pared I	5.33	351.00	0.10				
5.21	Fondo 1	6.18	302.50	-35.50				
5.21	5.22	3.12	354.60	-9.60				
5.22	Pared 2	5.93	252.00	13.70				
5.22	Techo 2	10.90	267.00	47.70				
5.22	Fondo 2	5.50	315.60	-12.00				

Anexo 4.1: Tabla de los datos tomados con el distanciómetro láser para la representación 3D realizada con el software VisualTopo



Anexo 4.2: Cartografía en 3D de la cueva realizada en Visualtopo

Anexo 5. Columna estratigráfica A.1

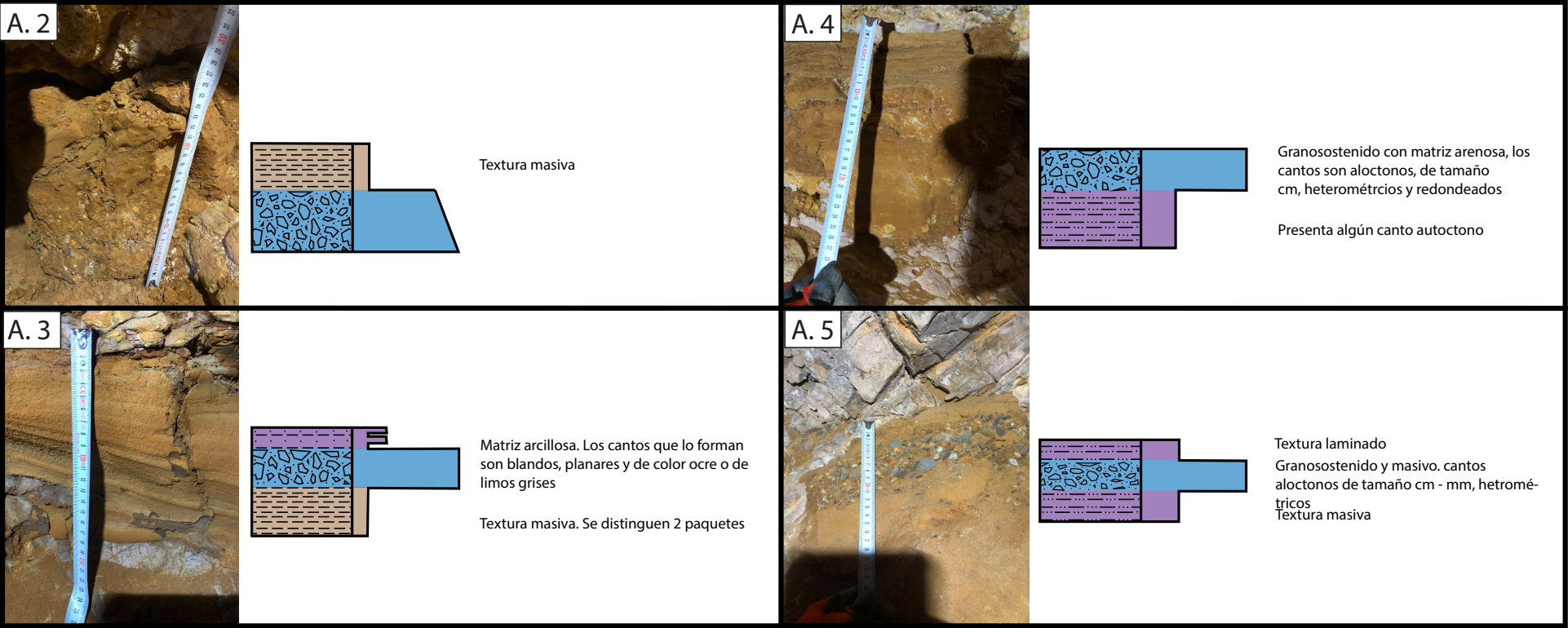
SCALA (m)	LITOLOGIA	LIMESTONES										ESTRUCTURAS	NOTAS	
		mud		wacke		pack		grain		rud & bound				
		MUD		SAND		GRAVEL								
		clay	silt	vf	m	vc	gran	pebb	cobb	boul				
														Cantos aloctonos con pátina ferruginosa, heterométricos, sin orientación prefente, grano-sostenido con matriz arenosa Laminación milimétrica. Continúa la alteración calcarea Clastos alóconos de tamaño centimétrico con orientación preferente. A techo se observa una alteración calcarea de textura arenosa Textura masivo, sin laminación observable



-  Conglomerados
-  Arcillas arenosas
-  Arcillas
-  Laminación cruzada
-  Laminación planar paralela

Anexo 5: Columna estratigráfica del depósito aluvial A.1 y fotografías del depósito.

Anexo 6. Columna estratigráfica A. 2-5



Anexo 6: Columnas estratigráficas de los depósitos aluviales A.2-5 y fotografías de los depósitos.

