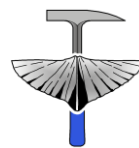




Universidad de Oviedo



Facultad de Geología

TRABAJO FIN DE MÁSTER

**ESTUDIO ESTRUCTURAL DE LAS
CAVIDADES KÁRSTICAS EN EL SECTOR
DE LOS HUERTOS DEL DIABLO
(PARQUE NATURAL DE
LAS UBIÑAS — LA MESA, ASTURIAS)**

PATRICIA ORDÓÑEZ LÓPEZ

MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA GEOLÓGICA

JUNIO-2023

AGRADECIMIENTOS

Este Trabajo Fin de Máster, producto de tanto tiempo y esfuerzo, ha sido posible gracias al apoyo de diferentes entidades y personas que han ayudado a hacerlo de manera tan completa como finalmente se ha conseguido:

Al Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa, espacio de la Cordillera Cantábrica reconocido por la UNESCO.

A la Federación de Espeleología del Principado de Asturias (FESPA) por dar impulso a las exploraciones con carácter exclusivo dentro del territorio del Principado de Asturias.

Al Grupo de Espeleología Gorfolí por sus actividades en el cordal de los Huertos del Diablo a finales del Siglo XX.

Al Grupo de Espeleología Asociación Deportiva GEMA por la recopilación de toda la información espeleológica del Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa.

A mis directores, los Drs. Joaquín García Sansegundo y Montserrat Jiménez Sánchez por confiar en mí y darme la oportunidad de estudiar una zona poco explorada geológicamente. Gracias por la dedicación, ayuda y orientación tanto a la hora de explicarme las bases de este trabajo como con las sugerencias para hacerlo legible y de calidad.

A José Antonio Carbajal Rodríguez y Carlos Ulecia por los buenos momentos en las montañas y por todas las aportaciones en las jornadas de campo que me fueron de gran ayuda tanto en la toma de datos estructurales como en las exploraciones “in situ” a las principales cavidades de la zona. Gracias a los dos por la ilusión, los ánimos y el Tocinillo de Cielo a 2.105 m sobre el nivel del mar coronando el Pico Huerto del Diablo Norte. Asimismo, les agradezco a ambos, y a Xesús Manteca, la información espeleológica proporcionada, necesaria para la elaboración de este trabajo.

A mi familia, en especial a mi madre, mi hermana y José María por todo lo que habéis tenido que aguantar y, por el gran apoyo que me brindasteis durante estos años. Sin vuestro ejemplo de lucha este trabajo nunca se habría acabado y, por eso, es también vuestro.

A mis amigos, en especial a Clara Parra Fernández y Sara Martínez Paiva por estar siempre pendientes de mí, ayudarme y escucharme durante horas tanto por teléfono como en persona. También os pertenece parte de este trabajo.

ÍNDICE

| | |
|---|----|
| RESUMEN | 4 |
| ABSTRACT | 5 |
| 1. INTRODUCCIÓN | |
| 1.1. Generalidades sobre el karst | 6 |
| 1.2. Objetivos | 9 |
| 2. ZONA DE ESTUDIO | |
| 2.1. Situación | 9 |
| 2.2. Situación geológica | 10 |
| 2.3. Geomorfología | 11 |
| 2.4. Estudios espeleológicos | 12 |
| 3. METODOLOGÍA | |
| 3.1. Recopilación de información y trabajos previos | 13 |
| 3.2. Trabajo de campo | 15 |
| 3.3. Trabajo de gabinete | 16 |
| 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN | |
| 4.1. Caracterización geológica y estructural de la zona | 17 |
| 4.2. Caracterización geomorfológica de la zona | 28 |
| 4.3. Análisis estructural de las cavidades | 34 |
| Sector I | 35 |
| Sector II | 40 |
| Sector III | 48 |
| Sector IV | 58 |
| 4.4. Interpretación y discusión | 59 |
| 5. CONCLUSIONES | 62 |
| 6. BIBLIOGRAFÍA | 63 |
| 7. ANEXOS | 74 |

Resumen

En este estudio se muestra la relación existente entre distintas cavidades kársticas y la geología del área situada en los alrededores de Los Huertos del Diablo (Parque Natural de Las Ubiñas–La Mesa, NO de España). Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se encuentra en la Unidad Bodón-Ponga de la Zona Cantábrica. Con el fin de conocer las principales discontinuidades que influyeron en el desarrollo del karst y actualizar las cartografías geológicas previas de interés para este fin: (i) se ha realizado una toma de datos estructurales junto con una exploración “in situ” de las principales cavidades existentes en Los Huertos del Diablo y (ii) se ha elaborado un mapa geológico a escala 1:10.000 y dos cortes geológicos.

Desde el punto de vista estratigráfico, el área de estudio contiene rocas sedimentarias con una edad paleozoica y sedimentos de edad cuaternaria. Se han identificado las rocas estefanienses, correspondientes con la Cuenca Carbonífera de Teverga — San Emiliano, situadas discordantemente sobre las formaciones Valdeteja y San Emiliano en la parte occidental de la zona estudiada. Al Este de los Huertos del Diablo, también afloran las formaciones carboníferas de Barcaliente y Alba.

Desde el punto de vista tectónico, las principales estructuras geológicas son el Cabalgamiento del Chaseiru y fallas de dirección aproximada E–O. El Cabalgamiento del Chaseiru es la principal estructura de la zona estudiada, tienen dirección NNO–SSE, se encuentra invertido y en el bloque superior presenta otros cabalgamientos menores. Localmente, la base del Estefaniense se encuentra afectada por una falla normal de dirección NE–SO que resulta del rejuego de un cabalgamiento varisco. Los cabalgamientos variscos el contacto discordante del Estefaniense y la falla normal situada en su base se encuentran afectados por otras fallas subverticales, de dirección E –O, que no cortan la parte superior del Estefaniense.

Desde el punto de vista geomorfológico, especialmente del karst, se han diferenciado cuatro sectores en los que se han estudiado las cavidades kársticas y su relación con las diferentes estructuras de la zona. En cada sector se llevó a cabo una toma de datos con el fin de determinar las discontinuidades que influyeron en el desarrollo del karst y, simultáneamente, se realizó una exploración “in situ” de los accesos a las cavidades. Todos estos datos se

integraron en cartografías geológicas detalladas y se representaron en proyecciones estereográficas. La cavidad kárstica más importante de este estudio es la Cueva del Melluque que se sitúa en la ladera SO del pico que le da nombre.

Abstract

Throughout this study shows the relationships between karst cave and geology of an area located in the surroundings of the Huertos del Diablo (Ubiñas Massif, NW Spain). Geologically, the studied zone comprises the Bodon-Ponga Unit of the Cantabrian Zone. With the aim of discovering the main discontinuities influences the evolution of the karst and to update the previous geological maps: (i) a structural data collection and an “in situ” exploration of the main karstic cavities have been made and (ii) geological maps in a 1:10.000 scale and two geological cross-sections have been elaborated.

From a stratigraphic point of view, the study area contains sedimentary rocks of Palaeozoic and Quaternary age. We have identified the Stephanian rocks, corresponding to the Teverga — San Emiliano Carboniferous Basin, discordantly overlying the Valdeteja and San Emiliano formations in the southern part of the studied area. To the east part of the Huertos del Diablo, appear the Barcaliente and Alba formations.

From a tectonic point of view, the main geological structures are the Chaseiru Thrust and faults with approximate NNW–SSE trend. The Chaseiru Thrust is the main structure in this area, which is overturned, with minor thrusts develop its hangingwall. Locally, the base of the Stephanian rocks is affected by NE–SW normal fault resulting from the reactivation of a variscan thrust. Both the discordant contact of the Stephanian rocks and the normal fault located at its base are affected by other subvertical and E–W faults, which do not cut the upper part of the Stephanian.

From the karst point of view, the geological map has been divided into four sectors in which the karst cavities and their relationship with the different structures of the study area have been analysed. In each sector, an “in situ” exploration of the accesses to the main discontinuities and structural data were collected to determine the main caves discontinuities that influenced the development of the karst. All these data were integrated in detailed geological cartographies and represented in stereographic plots.

The most important karst cavity in this study is the Melluque Cave, which is located on the SW slope of the peak that gives it its name.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades sobre el karst

El estudio del karst está condicionado por el proceso de disolución de las rocas, principalmente carbonatadas, aunque este fenómeno puede afectar a otro tipo de rocas solubles como evaporitas (Ford y Williams, 2007). Su proceso de formación es lento y las rocas fisuradas experimentan una variación en su composición química por la acción del agua circundante (Galan, 1991).

La karstificación depende de factores intrínsecos (litología, estratigrafía, estructura) y extrínsecos (clima, relieve, tiempo) (Swetting, 1972; Esteban y Klappa, 1983; Choquette y James, 1988; Ford y Williams, 2007). A pesar de la influencia de todos estos factores, el que más favorece este proceso es la presencia de CO₂, ya que el agua se enriquece en dicho gas al atravesar el suelo superficial, haciéndose químicamente agresiva frente a los carbonatos y llegando incluso a generar porosidad secundaria (Andreu *et al.*, 2006).

En España existen numerosas áreas con relieves kársticos muy desarrollados, destacando entre ellos afloramientos de rocas carbonatadas, afloramientos de yeso y afloramientos de rocas solubles menos abundantes, tales como rocas detríticas carbonatadas y sales sódicas y potásicas (Ayala, 1986). Cabe destacar que los afloramientos de rocas carbonatadas ocupan alrededor de 100.000 km² (Fig. 1), de los cuales 17.000 km² están en la Cordillera Cantábrica, País Vasco y Pirineos (Pulido, 2004).



Figura 1. Principales afloramientos kársticos en España. Tomado de Pulido (2004.)

El modelado kárstico puede dividirse en dos categorías: modelados exokársticos y endokársticos. Los modelados exokársticos hacen referencia a las morfologías formadas en la superficie del karst (lapiaces, dolinas, poljes...), mientras que los modelados endokársticos comprenden el karst subterráneo, cuyas formas más destacables incluyen galerías y simas formadas a causa de la acción del agua agresiva, rica en CO₂, al pasar a través de las rocas calizas con la asistencia de otros múltiples factores, (Gutiérrez Elorza, 2008).

En este trabajo se estudiarán algunas de las formas más comunes e importantes del modelado endokárstico: las cavidades de disolución y de colapso y su relación con los factores estructurales.

Las cavidades de disolución se encuentran desarrolladas, principalmente, en calizas y yesos y aunque la disolución es el proceso dominante, en su origen influyen también los procesos erosivos y los derivados de los procesos de gravedad (Gutiérrez Elorza, 2008). Su morfología es muy variable y depende, fundamentalmente, de la interacción de la estructura y el tipo de régimen hidrodinámico. Sintetizando, tanto las secciones de las cavidades de desarrollo vertical como los conductos freáticos tienden a ser subcirculares o elípticos, mientras que las cavidades vadasas tienden a ser trapezoidales (Ford, 1995). Además, esta morfología puede ser modificada y/o destruida por colapsos y haber presencia de indicadores de corriente (Andreu *et al.*, 2006).

Según Sweeting (1972), la formación del endokarst depende de los siguientes factores: (i) tipo y estructura de las calizas; (ii) factores fisiográficos y climáticos; (iii) caudales de agua y tipo de flujo.

La cartografía de las cavidades resulta posible gracias a la contribución de los practicantes de Espeleología, disciplina de carácter deportivo y científico (Gèze, 1965). Esta disciplina permite conocer las características, evolución y origen de las formas endokársticas, lo que contribuye a mejorar el conocimiento del desarrollo de la karstificación.

Para analizar la relación existente entre los factores estructurales y la génesis de las cavidades, se utilizan métodos diversos que integran herramientas geológicas, geomáticas, geomorfológicas y espeleológicas (ver, por ejemplo, Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002, 2004, 2008; Ballesteros *et al.*, 2011, 2014, 2015, 2017, 2019).

El desarrollo del karst está ligado a la presencia de rocas solubles. En el caso de la Cordillera Cantábrica, estas rocas están fundamentalmente representadas por calizas paleozoicas. Las características principales del relieve de la Cordillera Cantábrica se deben al levantamiento tectónico alpino, cuyos relieves fueron rápidamente afectados por la erosión. Esta erosión fue más intensa en la vertiente norte generando importantes desfiladeros, picos y macizos (Alonso *et al.*, 2007b).

En el caso del Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa, existen calizas principalmente de edad carbonífera y se caracterizan por presentar continuidad lateral limitada y menor espesor que en otros sectores de la Cordillera Cantábrica. No obstante, estas características hacen que la zona tenga esencialmente tres áreas favorables para el desarrollo del karst: (1) Macizo de la Sobia, (2) Zona alta del Macizo de Peña Ubiña, y (3) Los Huertos del Diablo (García-Sansegundo, 2021). La zona del Macizo La Sobia está representada por Cueva Huerta que recientemente ya ha sido explorada y analizada estructuralmente (Llana-Fúnez y Ballesteros, 2020). La zona alta del Macizo de Peña Ubiña se caracteriza por afloramientos de calizas carboníferas, aunque la prolongación en profundidad de estas rocas está limitada por cabalgamientos variscos, impidiendo la formación de cuevas en profundidad (García-Sansegundo, 2021). Por este motivo, este trabajo se centrará en la zona de Los Huertos del Diablo (Figs. 2, 3).



Figura 2. Vista general de la Zona Oeste del área de estudio, zona correspondiente a la parte sur del Cordal de los Huertos del Diablo. A la izquierda de la imagen montañas de calizas carboníferas, destacando en primer plano el Pico Melluque.

1.2. Objetivos

Los objetivos de este trabajo son: 1) profundizar en la caracterización geológica de un sector del Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa, en concreto en Los Huertos del Diablo y 2) establecer la relación existente entre el endokarst y la estructura geológica.

2. ZONA DE ESTUDIO

2.1. Situación geográfica

La zona de estudio se sitúa en la parte central de la Cordillera Cantábrica, en el Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa, entre los concejos de Lena, Quirós y Teverga (Fig. 3).

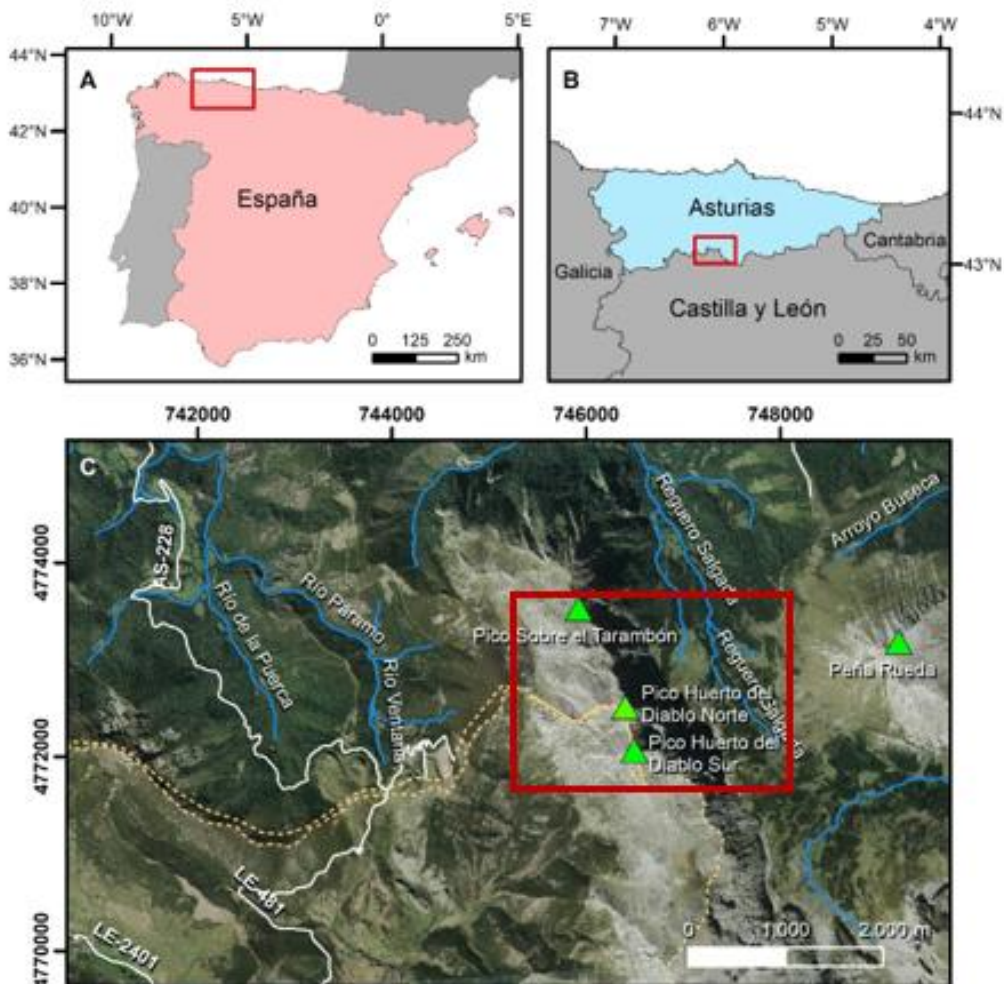


Figura 3. Situación geográfica del área de estudio. A) Situación del Principado de Asturias en el mapa de España; B) Situación del Parque de Las Ubiñas—La Mesa en el mapa del Principado de Asturias; C) Situación de la zona de estudio dentro del Parque de Las Ubiñas—La Mesa.

El Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa es uno de los ejemplos de la naturaleza asturiana más representativos que fue declarado en el año 2006 Espacio Natural Protegido y en el año 2012 Reserva de la Biosfera por la Unesco. Presenta una superficie de 45.161 hectáreas y entre sus cumbres más elevadas destaca el Macizo de Ubiña, segundo más importante de la Cordillera Cantábrica después de Los Picos de Europa. En la zona, entre los calificados como Monumentos Naturales, se encuentra Cueva Huerta, la cavidad de mayor desarrollo horizontal explorada hasta día de hoy en Asturias.

Dentro del Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa, se ha elegido como área de estudio la situada a lo largo de la cresta de caliza carbonífera de los Huertos del Diablo. (Fig. 3.C). Esta cresta o sierra presenta una anchura en torno a 1.500 m, con orientación N-S y una longitud de 5 km, alcanzando una profundidad considerable. Una de las razones por las que este estudio se realiza en este sector es debido a que, de las zonas con más importancia del karst en el Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa, esta es la que mejores características presenta para el desarrollo del endokarst.

2.2. Situación geológica

Los estudios geológicos realizados en el Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa son escasos.

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio se sitúa en La Zona Cantábrica, que representa la zona externa (*foreland*) del Orógeno Varisco (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972; Farias *et al.*, 1987), concretamente en la Unidad de Bodón—Ponga, según la subdivisión propuesta por Alonso *et al.* (2009), y se encuentra limitada en su borde occidental por la Unidad de Somiedo y en su borde suboriental por la Unidad del Pisuerga—Carrión. La Unidad de Bodón—Ponga incluye el Manto del Ponga, la Cuenca Carbonífera Central, el Manto de Bodón, la escama de Forcalada y la Región de Picos de Europa (Fig. 4).

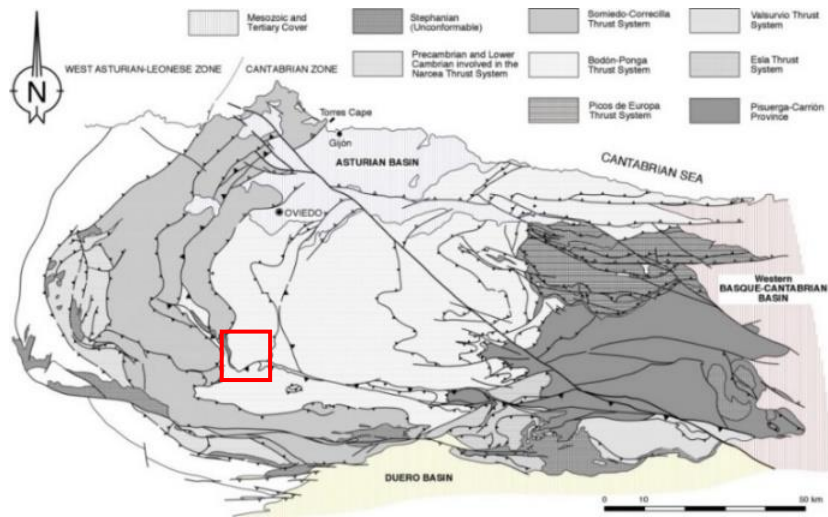


Figura 4. División en dominios geológicos de la Zona Cantábrica (Alonso et al., 2009) y localización de la zona de estudio.

La estructura varisca de la Zona Cantábrica es epidérmica (*thin-skinned*) y está esencialmente constituida por cabalgamientos y pliegues asociados vergentes hacia el E. La deformación interna es escasa y hay un escaso desarrollo de clivaje (Julivert, 1971; Pérez-Estaún et al., 1988). Sin embargo, la gran cantidad de estudios dedicados a la estructura varisca, contrasta con el bajo grado de conocimiento sobre la estructura alpina. Algunos de los trabajos pioneros en estudiar esta deformación son los de Alonso y Pulgar (1995) y Alonso et al. (1996, 2007b).

2.3. Geomorfología

En relación con la geomorfología, a día de hoy, en la zona existen tres estudios "El glaciario cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias-León)" (Castañón, 1983), "Morfología y evolución glaciario en el sector asturiano del Macizo de Las Ubiñas" (Gallinar et al., 2014) y "Mapa geomorfológico del sector sur del Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica, NO de España)" (Alonso, 2014).

El primero de estos trabajos abarca desde el Pico Cerreos hasta los Puertos de Agüeria, sin incluir Peña Ubiña Pequeña; el segundo se centra en las fases de evolución glaciario del sector asturiano del macizo, sin incluir cartografía geológica; y el tercero elabora un mapa geomorfológico del sector sur del Macizo de Las Ubiñas a escala 1:1.000, y en él se recogen los principales rasgos superficiales de la zona.

Alonso (2014) describe el relieve del Parque de Las Ubiñas—La Mesa como un karst de tipo alpino combinado con pequeñas plataformas de arrasamiento por el hielo, similares a las originadas en Babia, situadas al sur del Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa. Además, el modelado kárstico presenta una gran influencia sobre la red fluvial, dando lugar a una gran cantidad de sumideros y surgencias en todas las zonas con afloramientos calcáreos, incluidas las partes altas. En las áreas más bajas, son abundantes los lapiaces y superficies pulidas por el hielo (Alonso, 2014). Con respecto al análisis del control estructural de las cavidades, cabe reseñar el trabajo titulado “*Control Estructural del Monumento Natural de Cueva Huerta*” (Llana Fúnez y Ballesteros, 2020). De acuerdo con dicho trabajo, Cueva Huerta es una cavidad kárstica desarrollada en calizas carboníferas pertenecientes al Macizo La Sobia y su desarrollo se encuentra controlado por fracturas relacionadas con la Falla de León. Esta falla tiene una larga historia geológica, pues actuó como cabalgamiento en la Orogenia Varisca y como una falla inversa alpina durante el Cenozoico (Alonso *et al.*, 2007a).

2.4. Estudios espeleológicos

Cabe destacar la gran contribución de los grupos de espeleología al conocimiento del karst de la zona.

Hasta el día de hoy, en el Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa se han reconocido y explorado alrededor de 200 cavidades (Carbajal, 2021). La primera referencia que existe sobre cavidades de la zona data de 1896 cuando Gabriel Puig y Larraz incluyeron varias cuevas de los concejos de Quirós y Teverga en su catálogo espeleológico “*Cavernas y Simas de España*”. Posteriormente, en la década de los años 60 se crea el “Grupo de Exploraciones Subterráneas de Asturias” (GESA), que en 1968 explora la Cueva del Melluque, cuya topografía sería realizada años más tarde por el Grupo Espeleológico Matallana de León. En la década de los años 80 se crea “Colectivo Asturiano de Espeleólogos” (CADE), quien da un nuevo impulso a las exploraciones. En 1985 y años posteriores, el Grupo de Espeleología Gorfolí realiza sus actividades en el cordal de los Huertos del Diablo. Además, destacan las actividades que se llevaron a cabo entre los años 2013 y 2019 en Cueva Huerta, la mayor cavidad asturiana conocida que presentan un desarrollo de 23.294 m (Carbajal, 2021).

3. METODOLOGÍA

La metodología empleada para este trabajo es de carácter multidisciplinar, combinando técnicas específicas de Espeleología, Geomorfología y Geología Estructural principalmente. Estas técnicas empleadas fueron tomadas de trabajos previos (ver por ejemplo Ballesteros *et al.*, 2015 y Jiménez-Sánchez *et al.*, 2000).

La metodología desarrollada se divide en tres fases: (1) recopilación de los trabajos previos; (2) trabajo de campo y (3) trabajo de gabinete. De forma más detallada, estas fases constan de las siguientes acciones:

3.1. Recopilación y análisis de trabajos previos.

Esta fase comprende la recopilación y análisis de la información topográfica, ortofotografía y cartografía, así como de los trabajos geológicos, geomorfológicos e inventarios espeleológicos preexistentes, tal como se indica a continuación:

3.1.1. Recopilación de la bibliográfica existente.

Este apartado consistió en realizar un compendio de diferentes estudios geológicos y de información digital (base topográfica y ortofotos) para construir una base cartográfica en un sistema de información geográfica (GIS) y poder llevar a cabo el objetivo establecido.

3.1.2. Recopilación de información topográfica.

Para este trabajo se ha empleado la base topográfica a escala 1:10.000 del Principado de Asturias, que fue descargada del Centro Nacional de Información Geográfica de España (CNIG).

3.1.3. Recopilación de ortofotografía.

También se han utilizado las ortofotos correspondientes a la hoja 77 (Hoja de La Plaza-Teverga), que fueron descargadas del Centro Nacional de Información Geográfica de España (CNIG). Estas imágenes se utilizaron únicamente para completar los resultados proporcionados por otras técnicas utilizadas (Skoglund y Lauritzen, 2010; Kassa *et al.*, 2012).

3.1.4. Recopilación de cartografía geológica e información geomorfológica.

La base de cartografía geológica y geomorfológica sobre la que se realizó el estudio fue: 1. Mapa Geológico GEODE de la Zona Cantábrica (Merino-Tomé *et al.*, 2019); 2. Hoja nº 77 (La Plaza-Teverga) del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1:50.000 (Marcos *et al.*, 1982); 3. Mapa Geomorfológico del sector Sur del Macizo de Las Ubiñas (Cordillera Cantábrica, NO de España) (Alonso, 2014); 4. Mapa geológico del sector de los Huertos del Diablo (García-Sansegundo, 2021).

3.1.5. Recopilación de información espeleológica.

La selección de las cartografías espeleológicas existentes en la zona fue llevada a cabo gracias, principalmente, al Grupo Espeleología Gorfoli, las cuales se encuentran publicadas en las diversas memorias espeleológicas (tales como González Suárez, 1981, G.E. Gorfoli, 1986, 1987a, 1987b, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1994).

Esta información espeleológica del Parque Natural de Las Ubiña—La Mesa esta recopilada, inventariada y revisada en un trabajo recientemente publicado por Carbajal (2021), en el cual se incluyen datos de las memorias e informes de exploración de los diferentes grupos y entidades espeleológicas que se han realizado hasta la actualidad en la zona. En este trabajo se incluyen alrededor de 165 cavidades (Fig. 5).

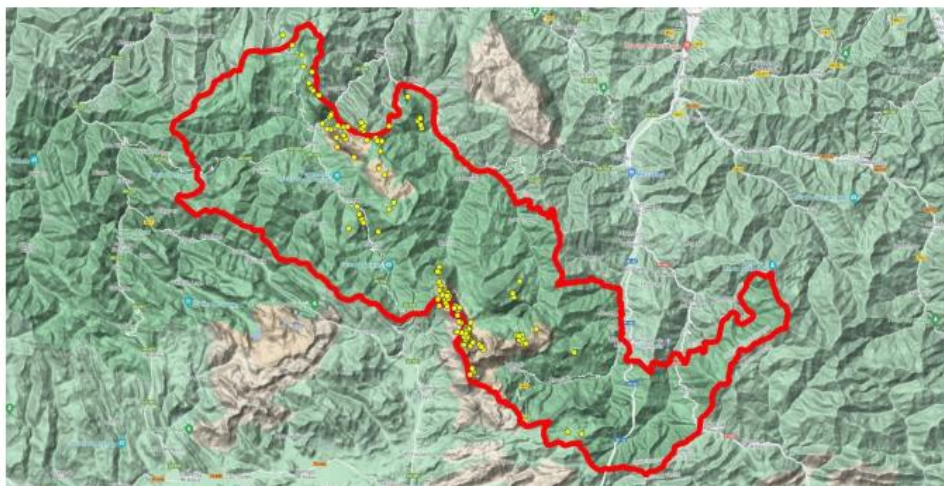


Figura 5. Distribución de cavidades catalogadas en el entorno del Parque Natural de Las Ubiña—La Mesa. Tomado de Carbajal (2021).

Tanto el informe de Carbajal (2021) como las memorias publicadas anteriormente incluyen topografías, fotografías, descripción de las cuevas y del itinerario seguido.

Además, el posicionamiento de las cavidades sobre el terreno se ha llevado a cabo ubicando su entrada mediante GPS.

3.2. Trabajo de campo

Para poder llevar a cabo el objetivo del trabajo, la zona de los Huertos del Diablo fue dividida en cuatro sectores de trabajo. En cada sector, durante esta fase se realizaron dos tareas complementarias.

Por una parte, con relación a la cartografía geológica, tomando como base los mapas preexistentes (Alonso, 2014, García-Sansegundo, 2021) se reconocieron las litologías presentes en función de sus características estratigráficas y estructurales a diferentes escalas, así como la geomorfología de la zona (Fig. 6).

También se realizó una toma de datos estructurales con el fin de conocer las principales discontinuidades que influyeron en el desarrollo del karst. La toma de datos se llevó a cabo en 22 estaciones relacionadas con las cavidades catalogadas por los espeleólogos y se tomaron 69 medidas de dirección y buzamiento de las discontinuidades de las rocas del sustrato.



Figura 6. Toma de datos en una estación geomecánica durante la realización del trabajo de campo.

Por otra parte, se realizó una exploración “in situ” de los accesos a las principales cavidades existentes en los Huertos del Diablo. En unos casos se procedió a la ubicación de cavidades catalogadas en las memorias espeleológicas y, cuando no fueron halladas las cavidades, se procedió a analizar los sectores en los que se encontraban previamente situadas, prestando atención a otros rasgos menores del karst, como torcas o simas de pequeña entidad, dolinas, etc. La única cavidad a la que se pudo acceder fue la Cueva del Melluque (Fig. 7).



Figura 7. Exploración “in situ” de una de las principales cavidades del cordal de Los Huertos del Diablo, la Cueva del Melluque.

3.3. Trabajo de gabinete

En esta etapa se realizó el tratamiento, interpretación e integración de los datos explicados en los apartados anteriores.

Toda la información cartográfica ha sido integrada en un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS10.8), incluyendo por una parte la información previa, esto es, la topografía, la cartografía geológica (Merino-Tomé *et al.*, 2019, García-Sansegundo, 2021), la cartografía geomorfológica (Alonso, 2014), y por otra parte los datos estructurales tomados en el campo, así como los datos espeleológicos (Carbajal, 2021).

Cabe destacar que la mayoría de estas cavidades consisten en pozos subverticales, por lo que se proyectan en la cartografía como puntos. Solamente se ha proyectado la topografía espeleológica de las cavidades más

importantes del cordal de los Huertos del Diablo, que son Cueva del Melluque y Pozu'l Trabe Rolamuela.

Se ha realizado un mapa geológico basado en las cartografías de Alonso, (2014) y García-Sansegundo (2021) y dos cortes geológicos, uno en dirección ENE–OSO y el otro NON–SES con el fin de interpretar de forma detallada las características geológicas de la zona.

Se han obtenido distintas salidas gráficas con diferente nivel de detalle, tanto para la zona en general, como para los cuatro sectores de estudio. En concreto, los datos estructurales se integraron en cartografías geológicas detalladas de los cuatro sectores estudiados.

En cada sector, los datos estructurales fueron representados mediante proyecciones estereográficas para su posterior comparación con la posición y orientación de las cavidades. Para ello se utilizó el programa de software específico, Stereonet.exe.

Finalmente, durante esta fase se ha procedido a la redacción de esta memoria.

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. Caracterización geológica y estructural de la zona estudiada

De manera general, el Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa presenta una sucesión estratigráfica incompleta, a pesar de presentar litologías con una edad comprendida entre Paleozoico y Cuaternario.

En el Paleozoico existen dos lagunas estratigráficas, una que incluye Ordovícico Medio y Superior y la base del Silúrico y otra que comprende parte del Devónico.

El sustrato geológico de la Zona Huertos del Diablo (Fig. 8) está formado, principalmente, por una serie calcárea que incluye las formaciones Alba (Tournesiense—Serpukhoviense), Barcaliente (Serpukhoviense—Baskiriense Inferior), Valdeteja (Baskiriense Inferior—Baskiriense Superior) y San Emiliano (González Lastra, 1978; Martínez Chacón, 1989; Villa, 1982). Estas formaciones se encuentran cubiertas discordantemente por capas del Estefaniense B—C (Wagner, 1966; Corrales, 1971). Todo este conjunto de litologías se encuentra

cubiertas por depósitos Cuaternarios (Anexo 1). El lecho rocoso en su conjunto está afectado por unas fallas que, esencialmente se corresponden con cabalgamientos y fallas subverticales. El Cabalgamiento del Chaseiru es la principal estructura de la zona estudiada, tiene una dirección N-150 E, se encuentra invertido al Este con buzamientos de 60° a 80° y lleva asociado otros cabalgamientos menores. Las demás fallas suelen tener una dirección ONO-ESE/ENE-OSO y algunas afectan a la estructura anterior y a materiales estefanienses.

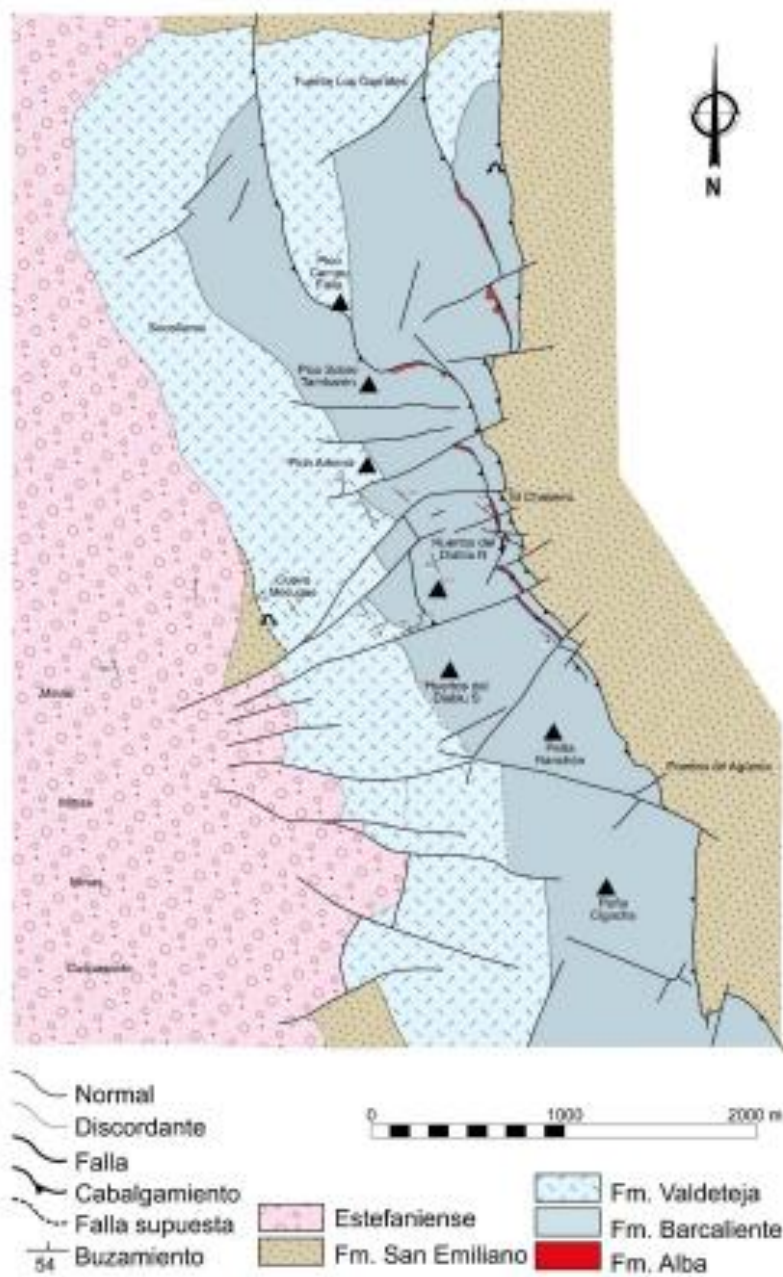


Figura 8. Mapa geológico del sector de los Huertos del Diablo. Tomado de García-Sansegundo, (2021).

En detalle, la sucesión estratigráfica del área de estudio es la siguiente:

Formación Alba (Caliza Griotte)

La Formación Alba fue así denominada por Van Ginkel (1965) aprovechando la denominación previa de Comte (1959). Wagner *et al.*, (1971) la dividió en tres miembros: Canalón, Lavandera y Gorgera.

En la Zona Cantábrica esta formación está formada por 20-30 m de calizas nodulares con cefalópodos que, a menudo, intercalan tramos de chert y pizarras (Sanz *et al.*, 2004) y su coloración rojiza va desapareciendo progresivamente a techo, hacia la Formación Barcaliente. En sus depósitos se distingue una sedimentación condensada con desarrollo de *hardgrounds* y una sedimentación pelágica en ambientes oxigenados o de gran profundidad (Colmenero *et al.*, 2002).

En la zona de estudio esta unidad aflora en pequeños afloramientos, a muro de la Formación Barcaliente, a lo largo de toda la ladera E de la cresta de los Huertos del Diablo (Anexo 1). Todos estos afloramientos están situados en la base de cabalgamientos menores asociados al Cabalgamiento del Chaseiru, los cuales ponen en contacto esta formación con la de Barcaliente. Su espesor oscila entre 35 y 54 m.

El alto contenido en fósiles ha permitido establecer con precisión su edad. La sedimentación de esta formación comienza en el Tournaisiense Superior-Viseense Inferior, gracias a la presencia de conodontos de la especie *Pseudognathodus homopunctatus* (Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012). Además, en alguna zona de la Cordillera Cantábrica presenta una edad de Serpukhoviense Superior, aunque no se descarta que su base se corresponda con el Viseense Superior (Sanz *et al.*, 2007; Sanz-López y Blanco-Ferrera, 2012).

Formación Barcaliente

La Formación Barcaliente definida por Wagner *et al.* (1971). corresponde a la parte inferior de la que fue denominada "Caliza de Montaña" por Ezquerro del Bayo (1844).

En la zona estudiada esta unidad aflora a lo largo de una franja de dirección NO–SE situada en la parte central del mapa geológico. Estas calizas se encuentran cabalgando a la Formación San Emiliano por el Este y en contacto normal con la Formación Valdeteja por el Oeste.

La Formación Barcaliente, por tanto, ocupa las zonas más elevadas del cordal que constituyen los Huertos del Diablo (Anexo 1).

Esta Formación corresponde a una sucesión de caliza de color gris oscuro o negro y fétida, por su elevado contenido en materia orgánica y, frecuentemente, presenta laminación milimétrica (Fig. 9). Según Merino Tomé (2004) se trata de una unidad con gran continuidad por toda la Zona Cantábrica y su potencia oscila entre 180 y 350m. En la zona de estudio, de manera general, esta formación se encuentra bien estratificada (en capas de escala centimétrica—decimétrica) con un espesor de entre 640-850 m.



Figura 9. Conjunto de calizas de la Formación Barcaliente.

Debido a la escasez de fósiles en esta formación, su edad debe de situarse entre el Serpukhoviense (edad más moderna de la Formación Alba infrayacente) y el Baskiriense Inferior, edad más baja de la Formación Valdeteja. González Lastra (1978), sugiere un ambiente sedimentario de plataforma carbonatada somera, con baja subsidencia en la que la renovación del oxígeno y la circulación

del agua es restringida, a consecuencia de lo cual, hay escasez de fósiles y abundante materia orgánica. Así mismo, la existencia esporádica de niveles ricos en fauna se interpreta como una señal de aumento de oxígeno en el medio. Además, este autor defiende que la existencia de brechas en la parte alta de la formación se debe a contenidos en evaporitas que fueron disueltas. Eichmüller (1986) relaciona estas brechas con procesos de inestabilidad de la plataforma, haciendo que se individualicen zonas elevadas y zonas deprimidas. Colmenero *et al.* (1988) corrobora la existencia de estas pendientes en la plataforma.

Formación Valdeteja

La Formación Valdeteja fue asignada a la categoría de Formación por Wagner *et al.* (1971). En el mapa realizado, esta unidad aflora a lo largo de una banda en la vertiente occidental de la cresta de los Huertos del Diablo, sobre la Formación Barcaliente y en contacto con los materiales estefanienses que se disponen discordantes sobre ella.

La Formación Valdeteja corresponde a un conjunto de calizas gris claro y, en general, masivas, aunque localmente, dentro de la zona de estudio, se encuentran tableadas (Fig. 10). Riding (en Wagner *et al.*, 1971) y Riding (1979) señaló el carácter bioconstruido de parte de los depósitos, correspondientes a un medio somero con una tasa de sedimentación elevada. Su espesor es variable, entre 375 y 770 m (Anexo 1) y presenta menor continuidad lateral que unidades anteriores (Julivert y Navarro, 1984; Colmenero *et al.*, 2002).

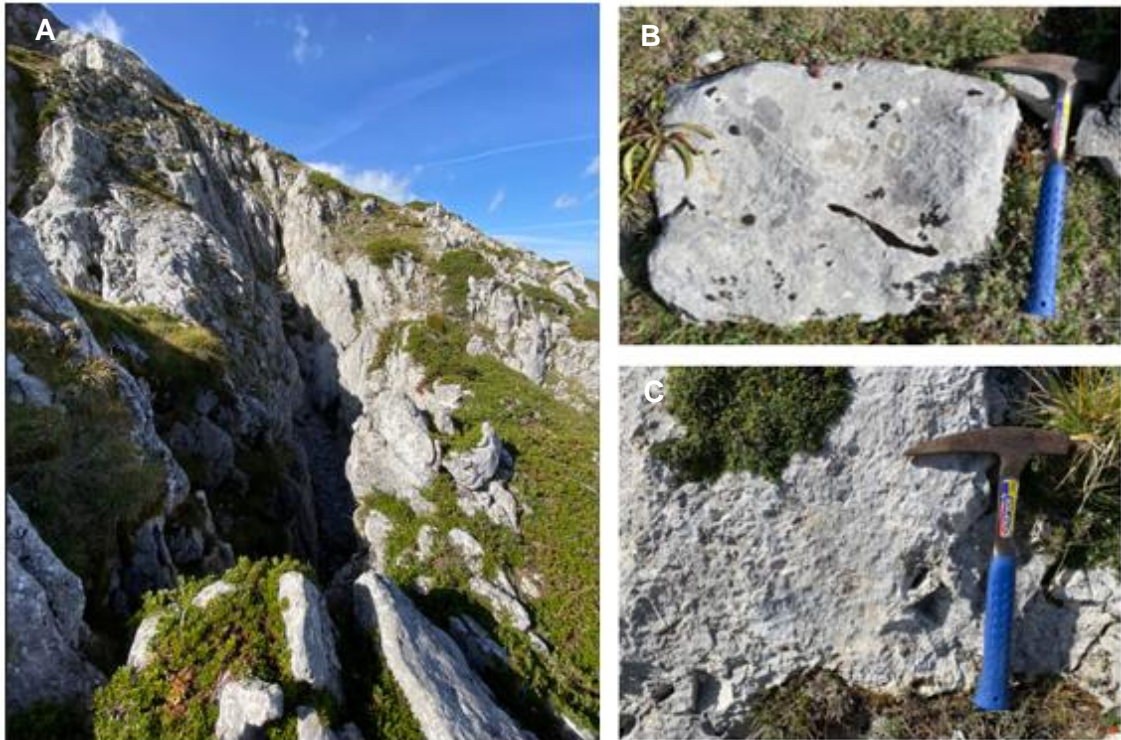


Figura 10. Diferentes aspectos de la Formación Valdeteja. A) Conjunto de calizas tableadas; B) Caliza en detalle con aspecto masivo; C) Caliza en detalle con aspecto rugoso.

Su edad es Bashkiriense Inferior (Martínez Chacón, 1989), aunque al presentar el techo diacrónico, puede llegar a ser Bashkiriense Superior (Villa, 1982). Eichmüller (1985) propuso el ambiente deposicional de la Formación Valdeteja como una plataforma carbonatada marina rodeada por una profunda cuenca con relleno de materiales siliciclásticos. Fernández (1993) considera que esta formación se halla formada por la superposición de cinco plataformas carbonatadas, separadas por disconformidades. Con el tiempo, las sucesivas plataformas se vieron progresivamente enterradas por la sedimentación terrígena de manera que aparecen como un único episodio.

Formación San Emiliano

La Formación San Emiliano fue definida por Bruower y Van Ginkel (1964) y posteriormente estudiada por Bowman (1980, 1982) quien diferenció en ella los miembros Pinos, Majúa y Candemuela. En la zona estudiada hay dos afloramientos: (1) situado al Oeste de la cresta formada por los Huertos del Diablo, donde se encuentra en contacto por falla con la Formación Valdeteja y cubierta de manera discordante por las rocas del Estefaniense, y (2) al Este de

los Huertos del Diablo, en la zona de los Puertos de Agüeria, separada de las formaciones Alba y Barcaliente por un cabalgamiento (Anexo 1).

En la zona de estudio, solamente aflora el Miembro Pinos (inferior) que consiste en una sucesión predominante de lutítas de color gris oscuro a negras, con escasa bioturbación y contenido fósil, entre las que se intercalan niveles calcáreos que son dominantes en la parte más baja del miembro. Los niveles calcáreos tienen carácter olistolítico, desaparecen lateralmente y proceden de la Formación Valdeteja (Bowman, 1980; Fernández, 1993). El espesor de esta unidad en este área es de 35 m hasta 320 m, pues en la zona Este pasa lateralmente a la Formación Valdeteja. La edad de la Formación ha sido determinada con base a la flora terrestre y a la fauna marina como Bashkiriense—Moscoviense.

La secuencia estratigráfica es sinorogénica, presenta una tendencia a la somerización y representa el relleno de la cuenca de antepaís marina, por los materiales terrígenos procedentes de los relieves que se estaban generando hacia el Oeste a causa de la Orogenia Varisca durante el Pensilvaniense. Además, el relleno del surco va siendo progresivamente más moderno hasta las partes más externas de la cuenca, haciendo que la sedimentación se produzca en abanicos submarinos terrígenos (Fernández, 1993).

Rocas estefanienses

Las series estefanienses de la Cordillera Cantábrica se encuentran discordantes sobre los materiales subyacentes constituyendo acumulaciones aisladas de edad y naturaleza diversa. Afloran principalmente a lo largo de una amplia franja situada sobre el límite de las zonas Asturoccidental—Leonesa y Cantábrica. En el entorno de la zona de estudio, estas rocas se encuentran en la Cuenca Carbonífera de Teverga—San Emiliano cuyos afloramientos forman una estrecha banda de dirección NO—SE entre Peña Ubiña y el Puerto Ventana.

En la zona estudiada, esta unidad aflora en la parte occidental y está compuesta por un tramo conglomerático basal de pudingas, areniscas y lutitas depositadas en un medio fluvial, localmente lacustre. Además, esta formación contiene capas de carbón de carácter antracítico y seco con gran regularidad, lo que permitió que estas capas fuesen objeto de explotación en el Puerto de Ventana (Fig. 11). El espesor varía entre 100—800m.

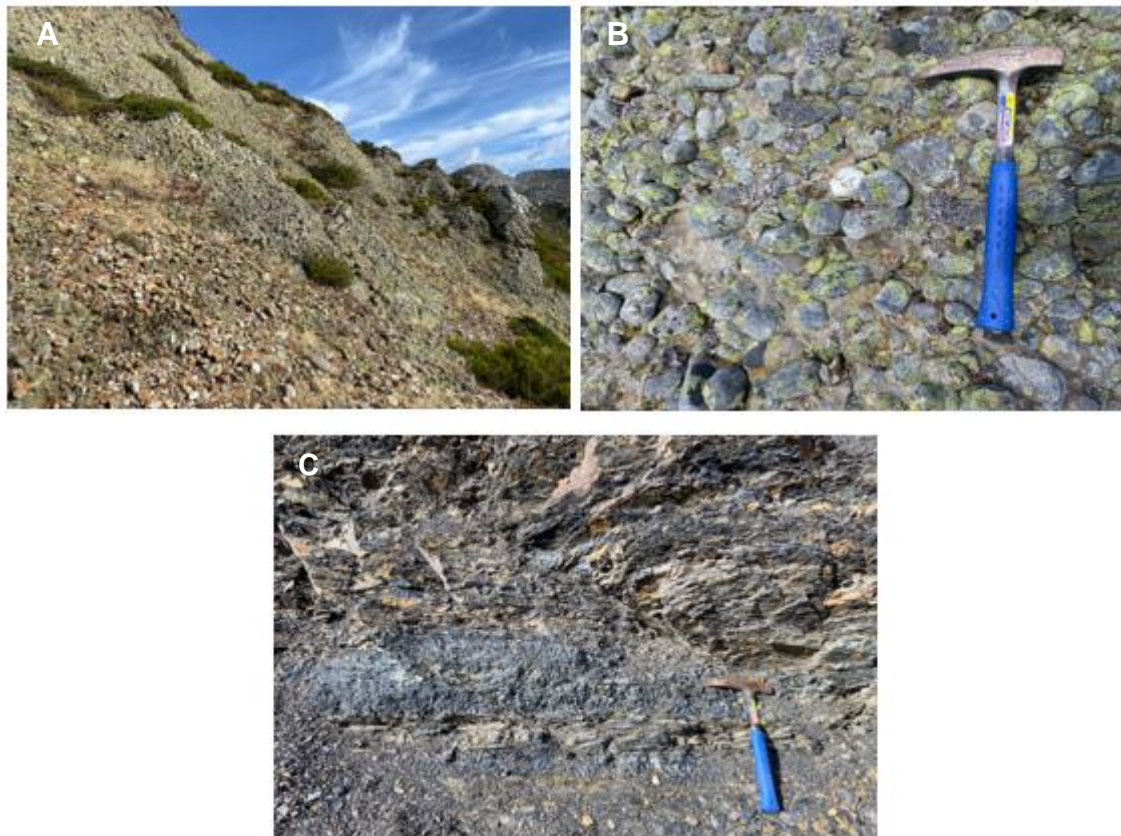


Figura 11. Diferentes aspectos de las rocas estefanienses. A) Vista general del tramo conglomerático; B) Vista en detalle del conglomerado constituido por cantos de pudinga embebidos en una matriz arenosa; C) Capas de carbón de carácter antracítico alternando con lutitas.

Con base en restos de flora fósil, Wagner (1966) y Corrales (1971) atribuyeron estas capas al Estefaniense B-C. Colmenero y Bahamonde (1986) proponen una interpretación ambiental en la que estos sistemas deposicionales se desarrollan al pie de relieves activos, progradando dentro de una masa de agua. Además, la extensión de la zona y el tipo de facies presente están condicionados por el clima, la tectónica y la energía del medio receptor (Ricci Lucchi *et al.* 1980; Wescott y Ethridge 1980). El ambiente sedimentario corresponde, por lo tanto, a un frente deltáico, es decir, a un abanico subacuático con carácter litoral.

En la zona estudiada, las rocas estefanienses están en contacto con las formaciones Valdeteja y San Emiliano (Anexo 1). La base de esta unidad se encuentra afectada por una falla directa y paralela al contacto, y con alto buzamiento que hunde el bloque occidental. Esta falla resulta de la reactivación de un cabalgamiento varisco (Anexo 1) y se interpreta como una falla contemporánea con la sedimentación de las capas más bajas del estefaniense. Asimismo, tanto el contacto discordante basal como la propia falla directa antes

mencionada están afectados por otras fallas subverticales, con una dirección general E–O, que no cortan las capas superiores del Estefaniense (Anexo 1), lo que puede ser interpretado como una actividad sinsedimentaria de estas fallas con el depósito del Estefaniense (García-Sansegundo, 2021).

Estudio de las estructuras

El análisis de la estructura de la zona de estudio se basa en el mapa y los cortes geológicos que se muestran en los Anexos 1, 2 y 3. Las estructuras más relevantes son fallas que corresponden principalmente a cabalgamientos variscos que normalmente superponen la Formación Alba sobre la Formación San Emiliano, fallas normales paralelas al contacto del Estefaniense y fallas verticales de dirección general E–O, que cortan las estructuras variscas, la base de las capas estefanienses y que son fosilizadas por las capas superiores de esta misma unidad.

Pliegues. Debido a la naturaleza de las rocas involucradas en la deformación, los pliegues son poco frecuentes.

Solamente se ha observado un pliegue que afecta a las capas del techo de la Formación Valdeteja, al norte de la Cueva del Melluque (Fig. 8). Este pliegue corresponde a un sinclinal que tiene una dirección N–S, un ángulo entre flancos de 50-60° y un plano axial subvertical. A la vista del mapa y cortes geológicos (Anexos 1,2 y 3), esta estructura está asociada a una falla subvertical, de dirección NO–SE que separa las formaciones Valdeteja y San Emiliano. Se ha interpretado que el sinclinal corresponde a la rampa de bloque inferior de un cabalgamiento varisco (Fig. 12A), posteriormente reactivado como falla normal, posiblemente durante la sedimentación del Estefaniense (Fig. 12B).

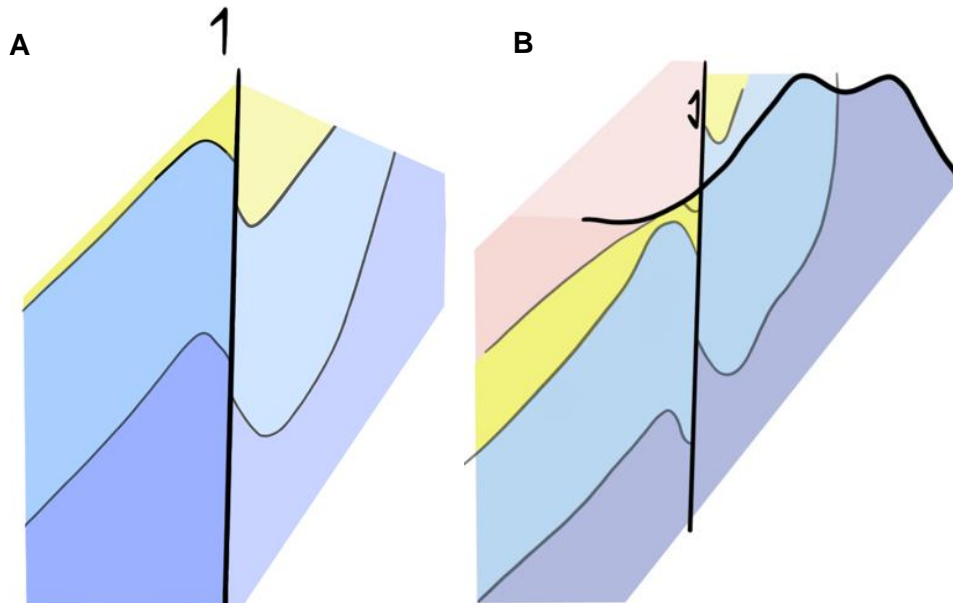


Figura 12. A) Sinclinal en la Formación Valdeteja interpretado como la rampa de bloque inferior de un cabalgamiento varisco; B) Rejuego del cabalgamiento varisco anterior como una falla normal, poniendo en contacto las formaciones San Emiliano y Valdeteja con los materiales estefanienses.

Cabalgamientos. El Cabalgamiento del Chaseiru es la principal estructura de la zona estudiada y se localiza en la parte Oeste del mapa, donde las calizas de las formaciones Alba y Barcaliente cabalgan sobre las pizarras y areniscas de la Formación San Emiliano (Fig. 8). En el bloque superior de este cabalgamiento se desarrollan otros menores en los que se reconoce las calizas de la Formación Alba cabalgando sobre la propia Formación Barcaliente. Este cabalgamiento tiene una dirección N-150 E y se encuentra invertido, de forma que las capas del bloque superior (al Oeste) se encuentran buzando entre 60° y 80° hacia el Este. La estratificación de las capas del bloque superior, en general, es paralela a la superficie del cabalgamiento, por lo que, en la zona estudiada, se encuentran en posición de rellano. Las capas de bloque inferior, generalmente, se encuentran cubiertas, por lo que es difícil conocer su relación con el cabalgamiento. A la vista de los cortes geológicos de los Anexos 2 y 3, el acortamiento mínimo producido por el Cabalgamiento del Chaseiru es de 360m.

Fallas de dirección ONO–ESE / ENE–OSO. Se localizan a lo largo de todo el mapa siguiendo un trazado cartográfico principal E–O y en posición subvertical. Hacia el Norte de los Huertos del Diablo, estas fallas adquieren una dirección ENE–OSO, mientras que al Sur pueden presentar direcciones ONO–ESE, reflejando una cierta disposición radial. Hacia el Este de la zona estudiada, estas fallas cortan al Cabalgamiento del Chaseiru, así como a los cabalgamientos menores asociados a él. Además, estas fallas también afectan

al contacto oriental de los materiales estefanienses, tanto a la discordancia como a la falla normal que los limita, reconociéndose desplazamientos aparentes de varios centenares de metros (Anexo 1). Sin embargo, en su prolongación hacia el Oeste, las fallas desaparecen, y no afectan a las capas superiores de los materiales estefanienses.

Edad de las estructuras.

El pliegue anexo a la Cueva del Melluque, el Cabalgamiento del Chaseiru y los pequeños cabalgamientos desarrollados en su bloque superior, afectan a materiales carboníferos pre-estefanienses y se encuentran fuertemente basculados, llegando incluso a su inversión. Sin embargo, al Oeste de todas estas estructuras, afloran de manera continua los materiales estefanienses discordantes, que buzan hacia el Oeste en torno a 30°. Por lo tanto, se puede decir que todas las estructuras antes mencionadas son variscas, previas a la sedimentación del Estefaniense.

Las fallas subverticales con direcciones entre ONO–ESE y ENE–OSO cortan las capas inferiores de los materiales estefanienses, mientras que son cubiertas por las capas más altas de esta misma sucesión. Este hecho se interpreta como debido a la fosilización de estas fallas por las capas superiores de los materiales estefanienses (García-Sansegundo, 2021). Por esta razón, puede concluirse que estas fallas tuvieron actividad durante la sedimentación del Estefaniense, siendo las estructuras más modernas observables en la zona de estudio y serían, por lo tanto, tardi-variscas. La falla normal asociada al pliegue situado en la Cueva del Melluque afecta a la base de las capas Estefanienses y resulta de la reactivación de un pequeño cabalgamiento varisco que superpone la Formación Valdeteja sobre la de San Emiliano. Al igual que las estructuras variscas, esta falla normal se encuentra cortada por las fallas E–O y debe, por lo tanto, de tratarse también de una falla tardi-varisca (Fig. 13).

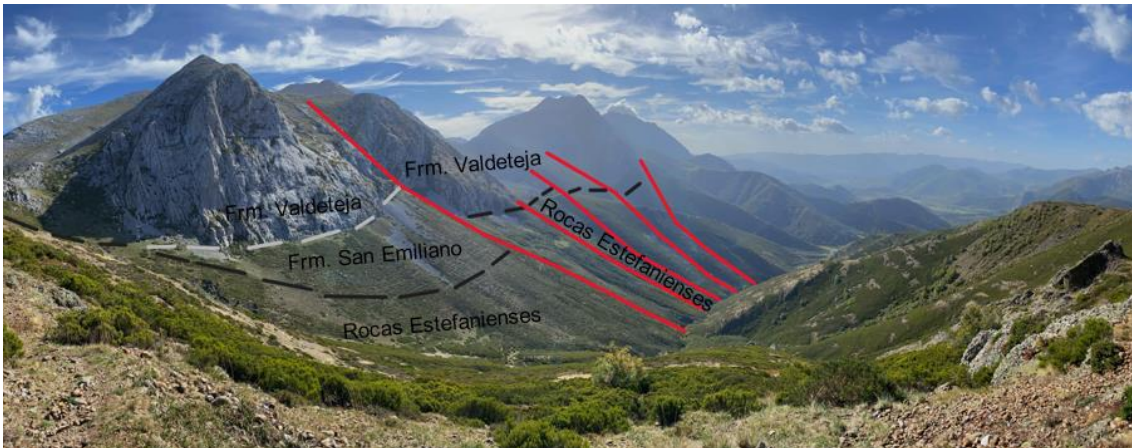


Figura 13. Interpretación de la geología de la parte oeste de la zona de estudio. Las líneas de color gris representan la falla normal situada entre las formaciones Valdeteja y San Emiliano; las líneas de color negro representan el contacto discordante de la base de los materiales estefanienses; y las líneas de color rojo representan fallas subverticales con direcciones entre ONO–ESE y ENE–OSO y que cortan las capas inferiores de los materiales estefanienses, mientras que son cubiertas por las capas más altas de esta sucesión.

Al Sur de la zona de estudio, en las proximidades de Peña Ubiña, Alonso *et al.* (2007) reconocieron un afloramiento de rocas cretácicas (Facies Utrillas) cobijado por una falla asociada a la Falla de León. La posición de este afloramiento indica el levantamiento del macizo de Ubiña unos 400 m por encima del nivel regional de cumbres y, por lo tanto, constata una parte del desplazamiento de la Falla de León durante la compresión Alpina. En la zona estudiada no se han encontrado fallas de este ciclo orogénico, si bien, el fuerte relieve y la importante elevación de este sector, deben relacionarse con la actividad alpina de la Falla de León, situada al Sur y al Oeste de la zona estudiada.

4.2. Caracterización geomorfológica de la zona de los Huertos del Diablo

Como ya se ha indicado, como base para la caracterización geomorfológica de la zona se ha utilizado el mapa realizado por Alonso (2019), superpuesto a la geología del sustrato rocoso de este estudio (Fig. 14). La creación de esta nueva composición es una mezcla entre datos obtenidos por fotointerpretación en un programa SIG sobre la base topográfica del Mapa Topográfico Nacional (MTN25 vectorial) y ortofotografías del PNOA.

La descripción del sector concreto de estudio se presenta a continuación.

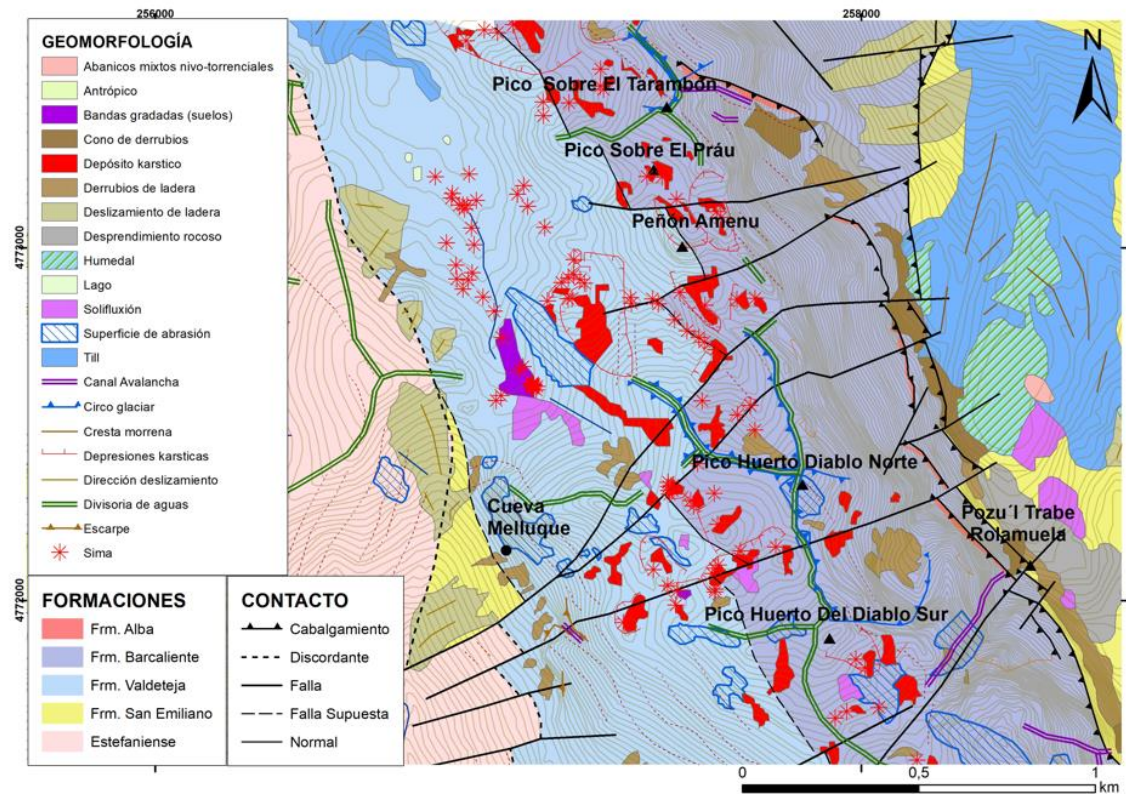


Figura 14. Mapa geomorfológico del Sector Huertos del Diablo y alrededores basado en Alonso (2014, 2019), superpuesto a la geología del sustrato geológico.

En la zona de los Huertos del Diablo se han identificado formas glaciares, periglaciares, fluviotorrenciales, depósitos gravitacionales de ladera, formas kársticas y formas antrópicas.

Respecto a las formas glaciares, se han reconocido superficies de abrasión glaciar principalmente en la Formación Barcaliente, y circos glaciares poco desarrollados con una pendiente casi continua, tanto en la parte E del Pico Tambarón como en las inmediaciones del pico Huerto del Diablo Norte (Fig. 15). Cabe destacar que hacia el norte del Pico Huerto del Diablo Norte se cartografió un circo que no presenta las características típicas de este tipo de formas ya que no tiene una pared posterior con una pendiente pronunciada, ni una zona de acumulación más plana ni umbral frontal (Alonso, 2014). En la parte E, entre los picos Huertos del Diablo, se desarrolla un circo glaciar ancho, profundo y de dimensiones moderadas.



Figura 15. Circo glaciar localizado en la Parte E del Pico Tambarón, el cual presenta poco desarrollo.

Además, se reconoce un gran depósito de till en la parte noreste del mapa del que es posible reconocer el retroceso escalonado del hielo glaciar gracias a la representación de crestas de morrenas y un abanico torrencial con gran participación nival. También aparece otro depósito de till en la parte norte del mapa, pero con mucho menor desarrollo.

Con respecto a las formas periglaciares, en este mapa se reconocen formas de solifluxión en los materiales calcáreos y en los de la Formación San Emiliano, particularmente terracitas (Alonso, 2014).

La red fluvial no está bien jerarquizada y, además, está fuertemente condicionada por el sustrato (Alonso, 2014). Además, en las paredes escarpadas de caliza se forman canales de avalancha de nieve (principalmente la parte E de la Formación Barcaliente) pudiendo interpretarse como cabeceras de deslizamientos asociados a inestabilidades a consecuencia de una gran erosión (Alonso, 2014).

Los depósitos de ladera están formados por canchales (Fig. 16) y taludes de derrubios (Fig. 17 A) regularizando las pendientes y conos de derrubios situándose al pie de canales de avalancha (Figs. 17B y 18). En la parte E del mapa, en el contacto entre las formaciones Valdeteja y San Emiliano, hay casos en que los conos son coalescentes. A pie de ladera también se encuentran

avalanchas de rocas compuestas por grandes bloques. Los movimientos en masa complejos son frecuentes en la Formación San Emiliano.

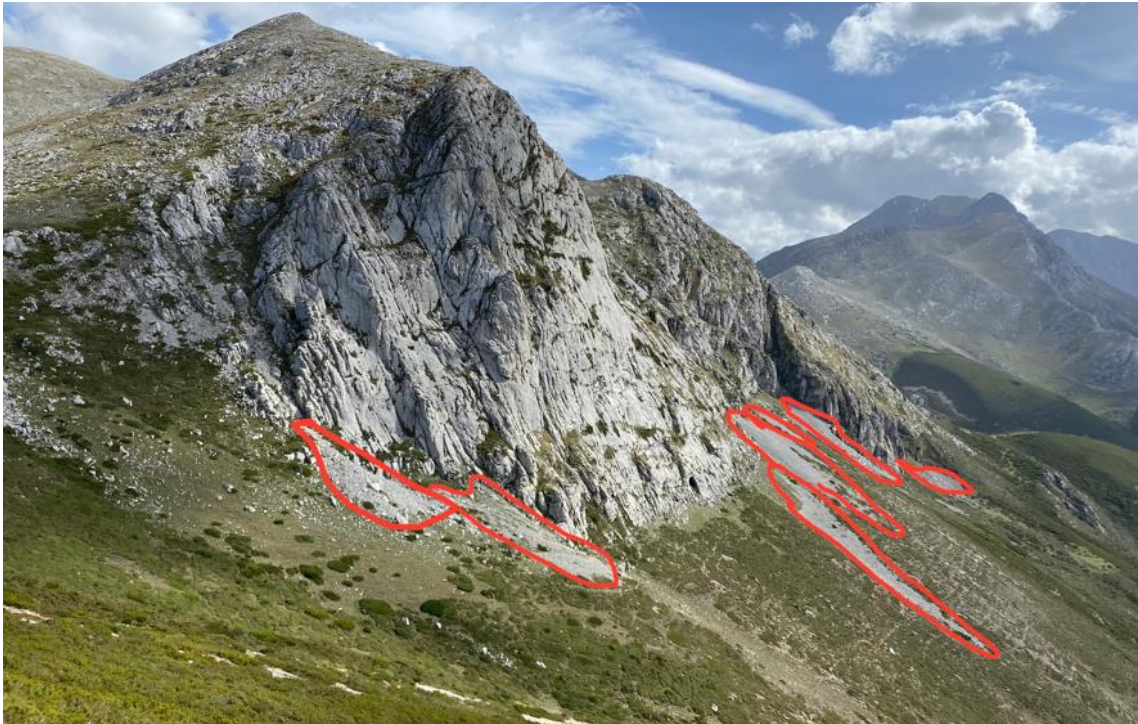


Figura 16. En color rojo canchales de ladera a pie del Pico Melluque.

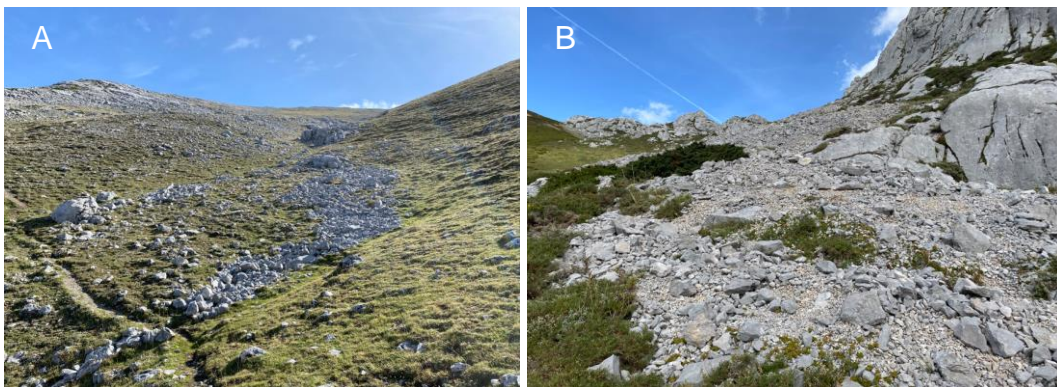


Figura 17. A) Derrubios de ladera en la Formación Valdeteja; B) Avalanchas en la Formación Valdeteja.

En cuanto al desarrollo kárstico se han generado numerosas formas tanto de origen exokárstico como endokárstico. En las zonas altas y sobre las zonas calcáreas son frecuentes las surgencias y los sumideros gracias a la disolución superficial de las escorrentías hacia el interior de las rocas haciendo que se desarrolle endokarst y evitando que fluyan corrientes superficiales (Cvijic, 1893). Con relación a las formas de origen exokárstico, destaca la Vega de Socellares

(Fig. 18), una cubeta glaciokárstica de gran tamaño que presenta actividad glaciar y depresiones en su interior como consecuencia de una actividad karstica posterior. Está rodeada por afloramientos calcáreos con morfología de lapiaces de diferentes formas y tamaños (Figs. 19 y 20).



Figura 18. Vega de Socellares rodeada por afloramientos calcáreos con morfología de lapiaces. Además, en su interior presenta abundantes depresiones o dolinas kársticas.



Figura 19. Diferentes ejemplos de lapiaces de la Formación Valdeteja.

Son bastante abundantes las dolinas, depresiones kársticas de forma circular o elipsoidal, de tamaño métrico a hectométrico y profundidad variable (Cortez-Taillant y Arroqui-Langer, 2021). En la zona de estudio suelen desarrollarse en la Formación Valdeteja, aunque también se reconocen en la Formación Barcaliente y están cubiertas por derrubios de ladera a consecuencia de colapsos (Fig. 20).



Figura 20. A) Conjunto de dolinas identificadas en Vega Socellares; B) Dolina sin acumulación de derrubios en su interior; C) Dolinas con acumulación de derrubios en su interior.

Con relación a las formas endokársticas, las cavidades estudiadas consisten principalmente en pozos subverticales desarrollados casi en su totalidad en la Formación Barcaliente (Fig. 21), como es el caso del Pozu'l Trabe Rolamuella, aunque también hay desarrollo en la Formación Valdeteja, como es la Cueva del Melluque.



Figura 21. Ejemplo de forma endokárstica, pozo subvertical desarrollado en la Formación Barcaliente.

4.3. Análisis estructural de las cavidades

Para este estudio se ha dividido la zona estudiada en cuatro sectores que son los siguientes: Sector I (Pico Sobre El Tambarón—Pico Amenu), Sector II (Pico Amenu—Pico Huertos del Diablo Norte), Sector III (Cueva del Melluque y alrededores) y Sector IV (Pozu'l Trabe Rolamuela), que se presentan en la figura 21, sobre el mapa geológico general de la zona.

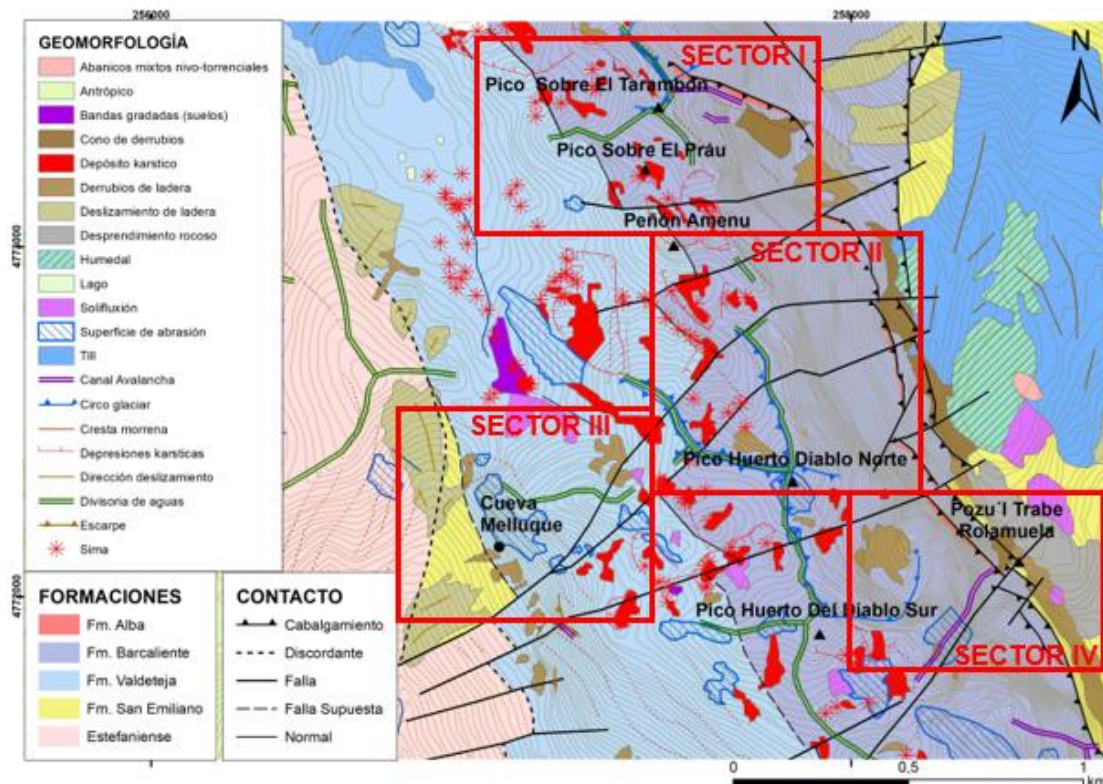


Figura 22. Esquema geológico de la zona estudiada con la situación de los cuatro sectores analizados.

Sector I (Pico Sobre El Tambarón—Pico Amenu)

Este sector es el situado más al norte de la zona estudiada y en él el karst presenta su mejor desarrollo en la Formación Barcaliente, separada de la Formación Valdeteja por contacto normal, cuya dirección es NO–SE. Este contacto se ve afectado por fallas subverticales con dirección, principalmente, E–O. (Fig. 24).

Desde el punto de vista geomorfológico, en esta zona se identifican esencialmente formas kársticas, tales como depósitos kársticos, depresiones kársticas y simas. Además, existe una superficie de abrasión de pequeñas dimensiones (Fig. 22).

De manera general, la mayoría de las cavidades se encuentran alineadas siguiendo la dirección de la estratificación y de los cabalgamientos variscos, es decir, NO–SE y se corresponden a pozos subverticales. Los equipos espeleológicos las han catalogado (de HD-01 a HD-10) de las cuales, solamente fueron reconocidas en el campo las H-03, HD-05 y HD-08 (Fig. 23).

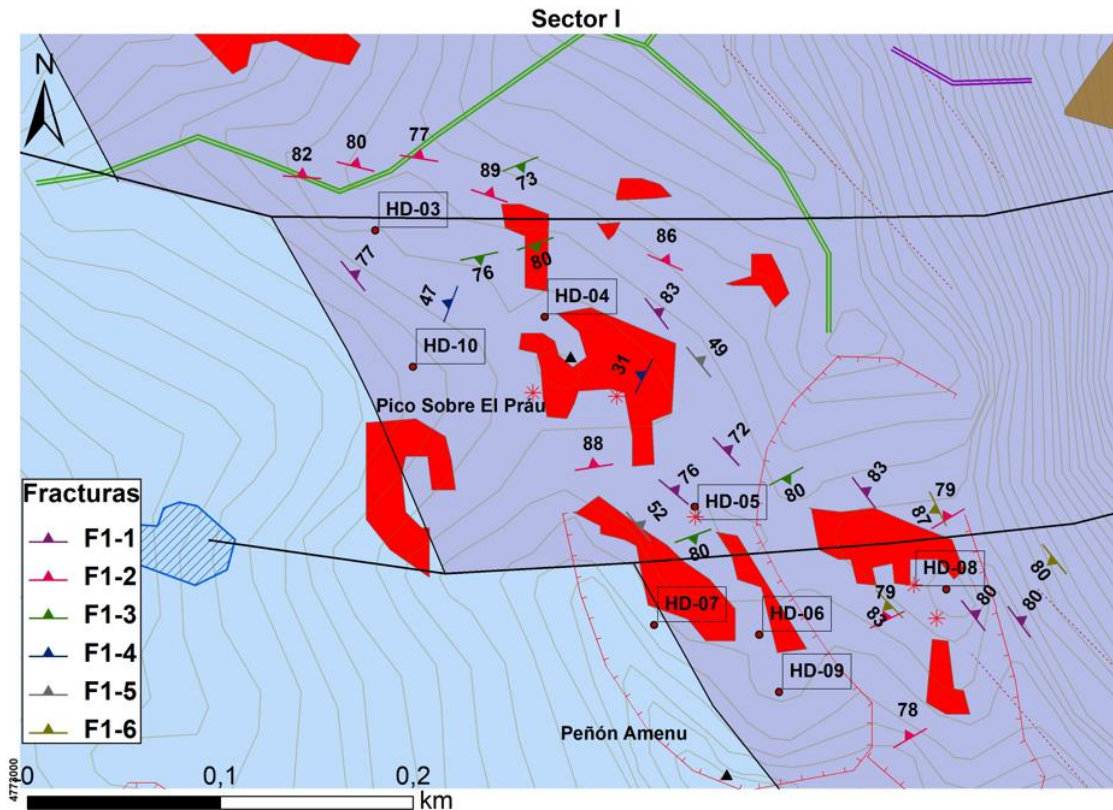


Figura 23. Mapa del Sector I en el que se representan las principales estructuras y cavidades kársticas de la zona afectando al contacto entre las formaciones Barcaliente y Valdeteja. Se incluye la ubicación de las cavidades y los datos de las distintas familias de discontinuidades.

Se observaron seis familias de discontinuidades (F1-1, F1-2, F1-3, F1-4, F1-5 y F1-6) con diferente orientación, que contribuyen al desarrollo del karst cuya dirección y buzamiento se muestra en la Tabla 1.1 y su representación en el estereograma de la figura 24.

Tabla 1.1. Datos estructurales de las seis familias de discontinuidades más importantes del Sector I.

| F1-1 | F1-2 | F1-3 | F1-4 | F1-5 | F1-6 |
|-------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 52/80 | 04/82 | 168/76 | 291/47 | 51/49 | 244/87 |
| 54/80 | 14/80 | 161/80 | 297/31 | 50/52 | 231/80 |
| 51/77 | 09/77 | 158/73 | | | 226/83 |
| 47/72 | 24/86 | 152/80 | | | |
| 40/76 | 19/89 | 160/80 | | | |
| 53/83 | 334/79 | | | | |
| | 330/78 | | | | |
| | 329/79 | | | | |
| | 351/88 | | | | |

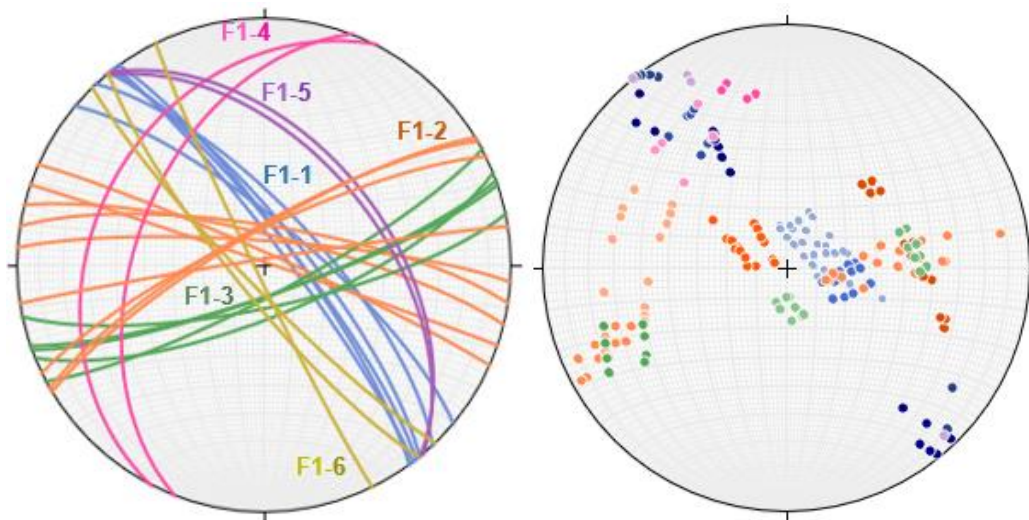


Figura 24. A) Representación estereográfica de las seis familias de discontinuidades del Sector I. En color azul F1-1, en color naranja F1-2, en color verde F1-3, en color rosa F1-4, en color lila F1-5 y en color oro F1-6.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En diferentes tonalidades de azul, intersección entre F1-1 y F1-2, F1-3, F1-4, F1-5 y F1-6; en diferentes tonalidades de naranja, intersección entre F1-2 y F1-3, F1-4, F1-5 y F1-6; en diferentes tonalidades de verde, intersección entre F1-3 y F1-4, F1-5 y F1-6; en diferentes tonalidades de rosa, intersección entre F1-4 y F1-5 y F1-6; diferentes tonalidades de lila, intersección entre F1-5 y F1-6.

Como se observa en el mapa de la figura 23 y en los estereogramas de la figura 24 por su posición, las familias F1-2 y F1-3 tienen una dirección coincidente con las fallas tardi-variscas, que en este sector es E-O. El resto de las familias pueden corresponder a la estratificación y/o a pequeños cabalgamientos variscos.

Por otra parte, la intersección entre las diferentes discontinuidades, en general, da lugar a líneas con alto ángulo de inmersión.

La relación entre estas fracturas y el desarrollo del karst se ha podido observar en las estaciones de medida de las cavidades HD-03, HD-05 y HD-08.

La **cavidad HD-03** se corresponde con una torca fuertemente inclinada hacia el N desarrollada principalmente en la intersección de la familia de fracturas F1-1, F1-2 y F1-3 (Tabla 1.2) la cual se corresponde con líneas cercanas a la vertical con elevada inmersión hacia el E (Fig. 25). Las familias F1-4 y F1-8 tienen menor influencia en la formación de la torca, por lo que el desarrollo del karst se produce, esencialmente, siguiendo una dirección ENE-OSO.

Tabla 1.2. Datos estructurales pertenecientes a la cavidad HD-03.

| F1-1 | F1-2 | F1-3 | F1-4 | F1-8 |
|-------|-------|--------|--------|--------|
| 52/80 | 04/82 | 168/76 | 291/47 | 351/88 |
| 54/80 | 14/80 | 161/80 | 297/31 | |
| 51/77 | 09/77 | 158/73 | | |
| | 24/86 | | | |
| | 19/89 | | | |

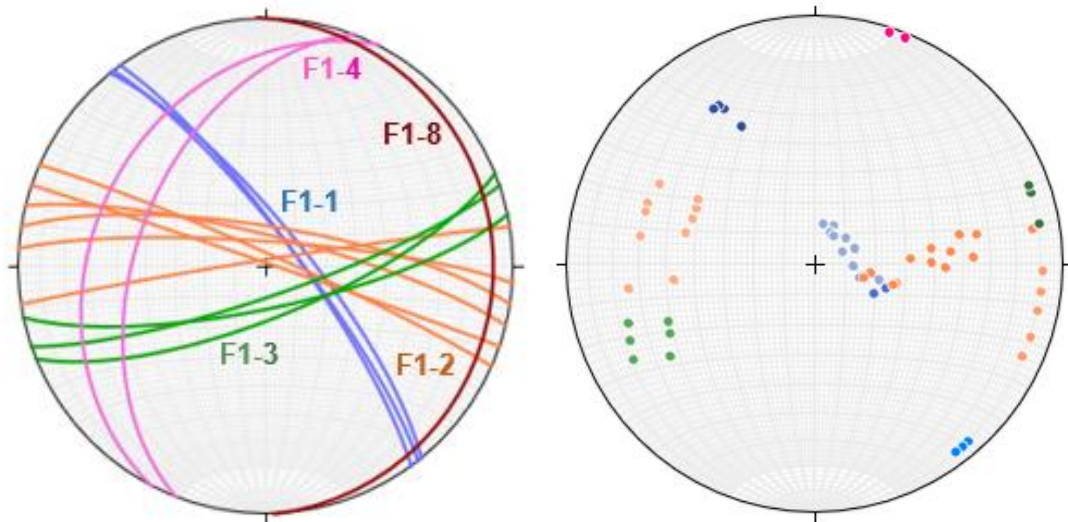


Figura 25. A) Representación estereográfica de las cinco familias de discontinuidades de la Cavidad HD-03. En color azul F1-1, en color naranja F1-2, en color verde F1-3, en color rosa F1-4 y en color granate F1-8.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En diferentes tonalidades de azul, intersección entre F1-1 y F1-2, F1-3, F1-4, F1-8; en diferentes tonalidades de naranja, intersección entre F1-2 y F1-3, F1-4 y F1-8; en diferentes tonalidades de verde, intersección entre F1-3 y F1-4 y F1-8; en diferentes tonalidades de rosa, intersección entre F1-4 y F1-8.

La **cavidad HD-05** consiste en una pequeña cavidad que se desarrolla en la intersección entre las familias F1-1 y F1-3 (Tabla 1.3) la cual se corresponde con una línea cercana a la vertical con elevada inmersión hacia el E (Fig. 26). La familia F1-5 tiene menor influencia en la formación de la torca, por lo que el karst se desarrolla siguiendo una dirección E-O.

Tabla 1.3. Datos estructurales pertenecientes a la cavidad HD-05.

| F1-1 | F1-3 | F1-5 |
|-------|--------|-------|
| 47/72 | 152/80 | 51/49 |
| 40/76 | 160/80 | 50/52 |

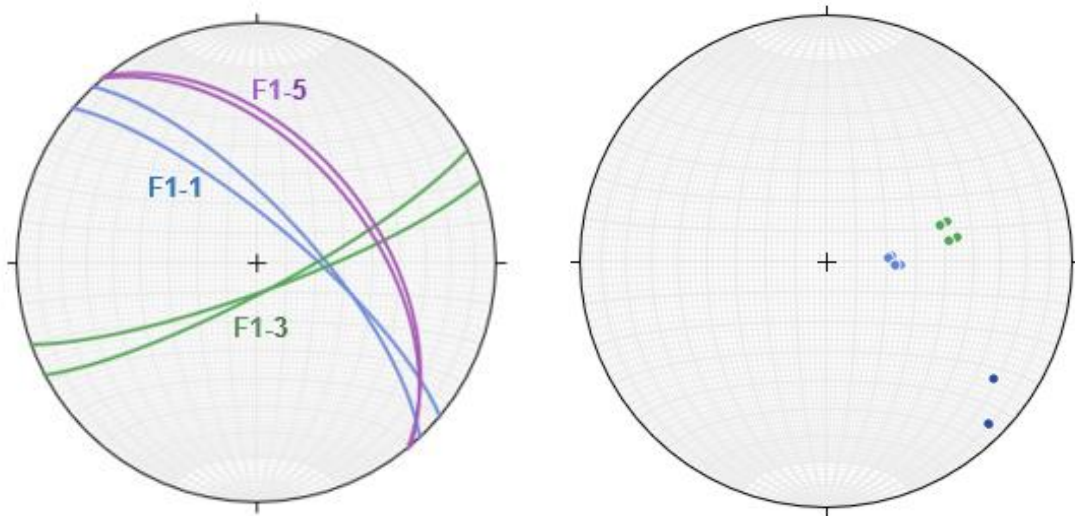


Figura 26. A) Representación estereográfica de las tres familias de discontinuidades de la Cavidad HD-05. En color azul F1-1, en color verde F1-3 y en color morado F1-5.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En azul oscuro, intersección entre F1-1 y F1-2; en azul claro, intersección entre F1-1 y F1-6; y en verde, intersección entre F1-2 y F1-6.

La **cavidad HD-08** se corresponde con un pozo vertical y profundo situado en la parte más oriental del mapa de la figura 23. Se reconocen tres familias de discontinuidades y, el pozo se encaja principalmente en la intersección entre las fracturas de la familia F1-1 y F1-2 (Tabla 1.4). Esta intersección coincide con una línea cercana a la vertical, la cual presenta un elevado ángulo de inmersión hacia el N (Fig. 27).

Tabla 1.4. Datos estructurales recopilados en la cavidad HD-08.

| F1-1 | F1-2 | F1-6 |
|-------|----------------------------|----------------------------|
| 53/83 | 334/79 330/78 329/79 | 244/87 231/80 226/83 |

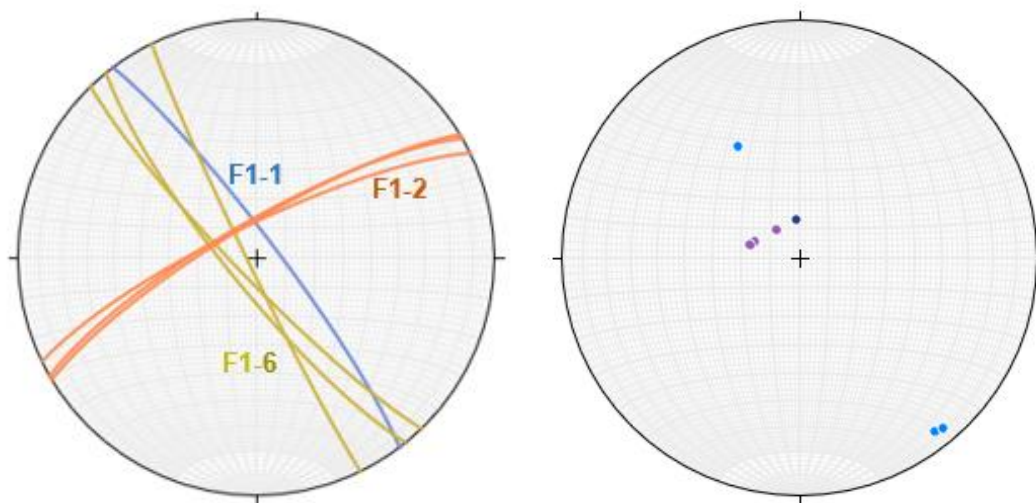


Figura 27. A) Representación estereográfica de las tres familias de discontinuidades de la Cavidad HD-08. En color azul F1-1, en color naranja F1-2 y en color oro F1-6.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En azul oscuro, intersección entre F1-1 y F1-2; en azul celeste, intersección entre F1-1 y F1-7; y en lila, intersección entre F1-6 y F1-7.

Por tanto, a partir de la observación general de los datos y del estudio de cada cavidad, en el Sector I el karst se desarrolla a favor de la intersección entre las fracturas F1-1 (SO y cabalgamientos variscos) y F1-2 y F1-3 (Fallas tardivariscas), líneas con dirección NE–SO y elevado ángulo inmersión.

Sector II (Pico Amenu—Pico Huertos del Diablo Norte)

Este sector se sitúa inmediatamente al Sur del Sector I y, al igual que en él, el karst se desarrolla preferentemente en la Formación Barcaliente, aunque se han reconocido algunas cavidades en la Formación Valdeteja. El contacto entre estas formaciones es normal, siguiendo una dirección NO–SE, y se encuentra afectado por fallas normales con dirección entre ENE–OSO y NE–SO (Fig. 28).

Desde el punto de vista geomorfológico, en esta zona se identifican esencialmente formas kársticas, tales como depósitos kársticos, depresiones kársticas y simas; formas glaciares tales como circos glaciares de diferentes tamaños, siendo el más destacado el localizado entre el Pico Peñón Amenu y Pico Huerto del Diablo Norte de dimensiones hectométricas; formas periglaciares tales como pequeños fenómenos de soliflucción; derrubios de ladera tanto en la Formación Barcaliente como en la Formación Valdeteja; una superficie de abrasión en la Formación Valdeteja; y divisorias de agua que separan pequeñas cuencas hidrográficas contiguas.

De manera general, la mayoría de las cavidades corresponde a pozos subverticales. En este sector, se localizan las cavidades descubiertas por los espeleólogos con numeración comprendida entre HD-11 y HD-18, de las cuales solamente fueron observadas en el campo las HD-12, HD-13, HD-14 y HD-18 (Fig.29). De estos pozos, dos se encuentran en la Formación Barcaliente (HD-12 y HD-14) y los otros dos en la Formación Valdeteja (HD-13 y HD-18).

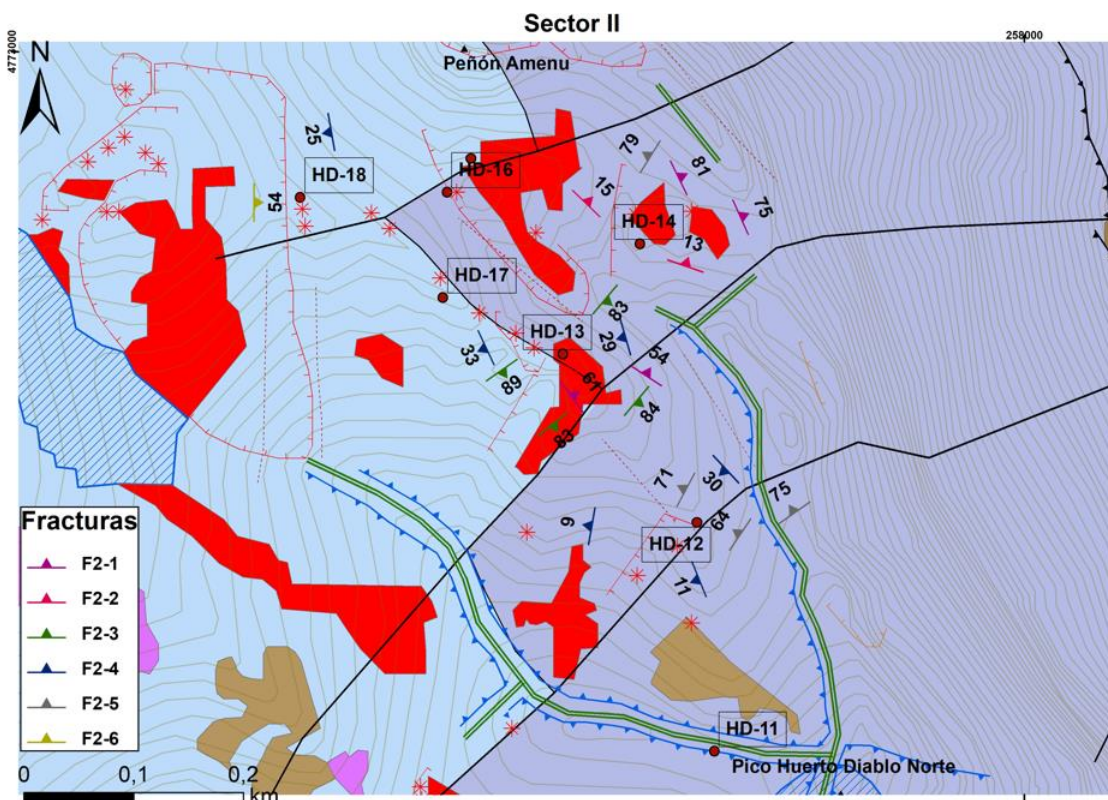


Figura 28. Mapa del Sector II en el que se representan las principales estructuras y cavidades kársticas de la zona afectando al contacto entre las formaciones Barcaliente y Valdeteja. Se incluye la ubicación de las cavidades y los datos de las distintas familias de discontinuidades.

Se observaron seis familias de discontinuidades (F2-1, F2-2, F2-3, F2-4, F2-5 y F2-6) cuya dirección y buzamiento se muestra en la Tabla 2.1 y su representación en el estereograma de la figura 28.

Tabla 2.1. Datos estructurales de las seis familias de discontinuidades más importantes del Sector II.

| F2-1 | F2-2 | F2-3 | F2-4 | F2-5 | F2-6 |
|-------|-------|--------|--------|--------|-------|
| 53/61 | 19/13 | 142/83 | 248/11 | 298/71 | 90/54 |
| 33/54 | 44/15 | 130/83 | 280/09 | 304/64 | |
| 64/81 | | 145/89 | 284/11 | 325/75 | |
| 66/75 | | 130/84 | 260/25 | 302/79 | |
| | | | 227/30 | | |
| | | | 245/33 | | |
| | | | 254/29 | | |
| | | | 260/25 | | |

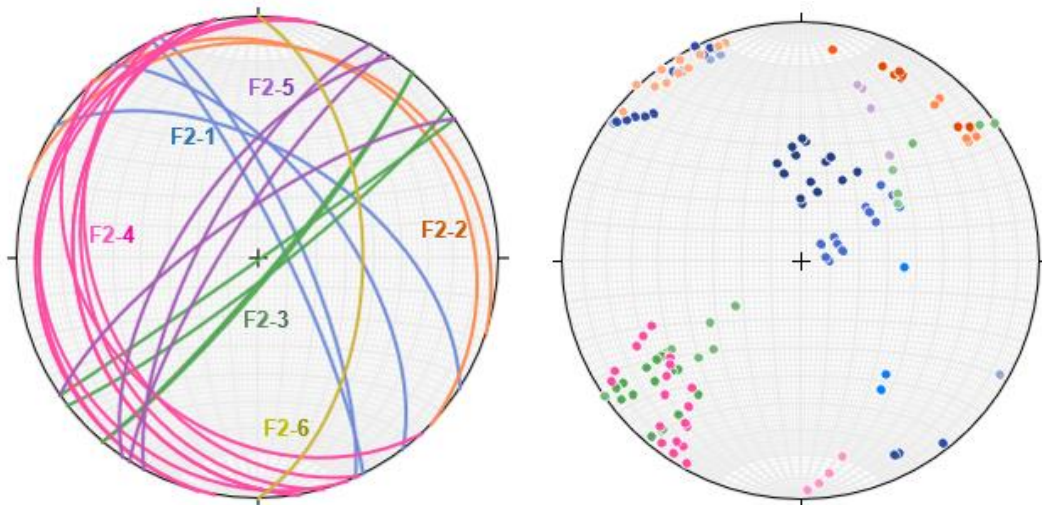


Figura 29. A) Representación estereográfica de las seis familias de discontinuidades del Sector II. En color azul F2-1, en color naranja F2-2, en color verde F2-3, en color rosa F2-4, en color lila F2-5, en color oro F1-6.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En diferentes tonalidades de azul, intersección entre F2-1 y F2-2, F2-3, F2-4, F2-5 y F2-6; en diferentes tonalidades de naranja, intersección entre F2-2 y F2-3, F2-4, F2-5 y F2-6; en diferentes tonalidades de verde, intersección entre F2-3 y F2-4, F2-5 y F2-6; en diferentes tonalidades de rosa, intersección entre F2-4 y F2-5, F2-6; y en color lila, intersección entre F2-5 y F2-6.

Como se observa en el mapa de la figura 28 y en los estereogramas de la figura 29, por su posición, las familias F2-3 y F2-5 tienen una dirección NE-SO, coincidente con algunas de las fallas tardi-variscas. Las familias F2-1, F2-2 y F2-6 pueden corresponder a la estratificación y/o a pequeños cabalgamientos variscos. La familia F2-4 corresponde a fracturas de escasa inclinación que han tenido escasa relevancia en el desarrollo del karst.

La intersección entre las discontinuidades de las familias F2-1, F2-2 y F2-6 con las F2-3 y F2-5, en general, da lugar a líneas con alto ángulo de inmersión hacia el NE, consistente con la posición de los pozos hallados por los espeleólogos.

Esta relación entre estas fracturas y el desarrollo del karst se ha podido observar en las estaciones de medida de las cavidades HD-12, HD-13, HD-14 y HD-18.

La **cavidad HD-12** se desarrolla en la Formación Barcaliente y corresponde a un pozo subvertical que desciende 8-10 metros aprovechando la intersección entre la estratificación (de la que no se poseen medidas en este punto, aunque en áreas próximas tiene elevados buzamientos hacia el NE) y la familia F2-5, la cual se asocia a fracturas tardi-variscas. De la intersección entre las fracturas de familias F2-4 y F2-5 (Tabla 2.2) resultan líneas suavemente inclinadas al SO (Fig. 30), que controlan el desarrollo de una galería subhorizontal anexa al pozo.

Tabla 2.2. Datos estructurales recopilados en la cavidad HD-12.

| F2-4 | F2-5 |
|-------------|-------------|
| 248/11 | 298/71 |
| 280/09 | 304/64 |
| 227/30 | 325/75 |

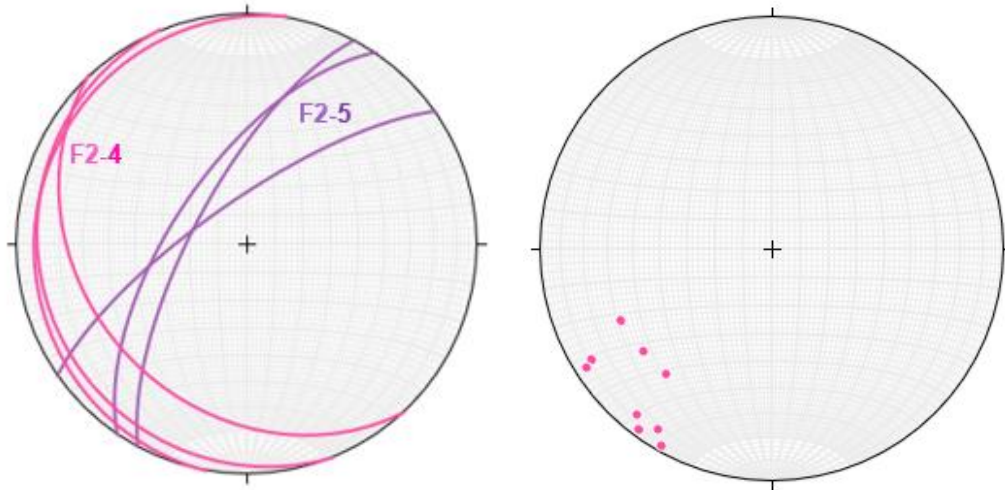


Figura 30. A) Representación estereográfica de las dos familias de discontinuidades de la Cavidad HD-12. En color rosa F2-4 y en color lila F2-5. B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En color rosa intersección entre F2-4 y F2-5.

La **cavidad HD-13** se desarrolla en la Formación Barcaliente, cerca del contacto con Formación Valdeteja, y corresponde a un pozo vertical (Fig. 31) que se forma a partir de las familias de discontinuidades F2-1, coincidente con la estratificación, y la familia F2-3, correspondiente a fallas tardi-variscas (Tabla 2.3), de cuya intersección resultan líneas cercanas a la vertical o con elevada inmersión hacia el ENE (Fig. 32). La familia F2-4 no tiene influencia en la formación del pozo, por lo que el desarrollo del karst se produce, esencialmente, siguiendo una dirección NE–SO.

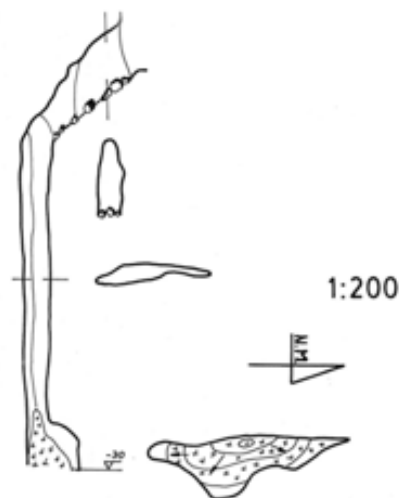


Figura 31. Topografía espeleológica de la Cavidad HD-13, la cual tiene una entrada inclinada y unos 8-10m completamente verticales (G.E. Gorfolí, 1988).

Tabla 2.3. Datos estructurales recopilados en la cavidad HD-13.

| F2-1 | F2-3 | F2-4 |
|----------------|----------------------------|------------------|
| 53/61 33/54 | 142/83 130/83 145/89 | 245/33 254/29 |

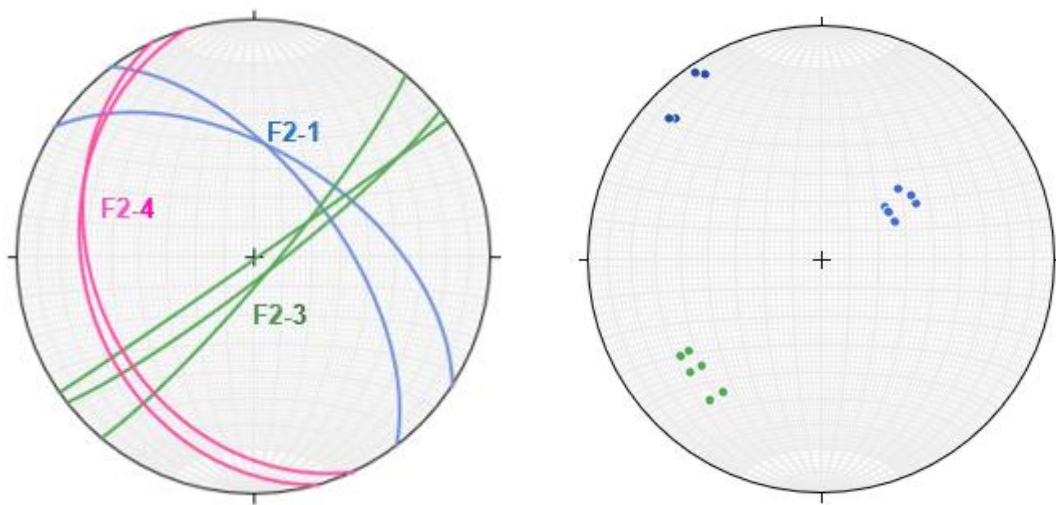


Figura 32. A) Representación estereográfica de las tres familias de discontinuidades de la Cavidad HD-13. En color azul F2-1, en color verde F2-3 y en color rosa F2-4. B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En color azul oscuro intersección entre F2-1 y F2-3, en azul marino intersección entre F2-1 y F2-4, y en verde intersección entre F2-3 y F2-4.

La **cavidad HD-14** se desarrolla en la Formación Barcaliente y corresponde a una torca fuertemente inclinado hacia el N (Fig. 33) que se forma a partir de la intersección entre las familias de discontinuidades F2-1 (estratificación) y F2-5 (fallas tardi-variscas) (Tabla 2.4), la cual se corresponde con líneas cercanas a la vertical con elevada inmersión hacia el N (Fig. 34). La familia F2-2 tiene menor influencia en la formación de la torca, por lo que el desarrollo del karst se produce, esencialmente, siguiendo una dirección NE-SO.

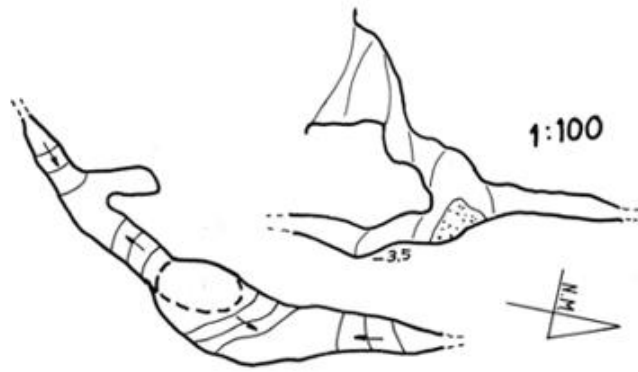


Figura 33. Topografía espeleológica de la Cavidad HD-14, la cual tiene una entrada inclinada y tras unos metros de caída se vuelve más o menos subhorizontal (G.E. Gorfó, 1988).

Tabla 2.4. Datos estructurales recopilados en la cavidad HD-14.

| F2-1 | F2-2 | F2-5 |
|----------------|----------------|--------|
| 64/81 66/75 | 19/13 44/15 | 302/79 |

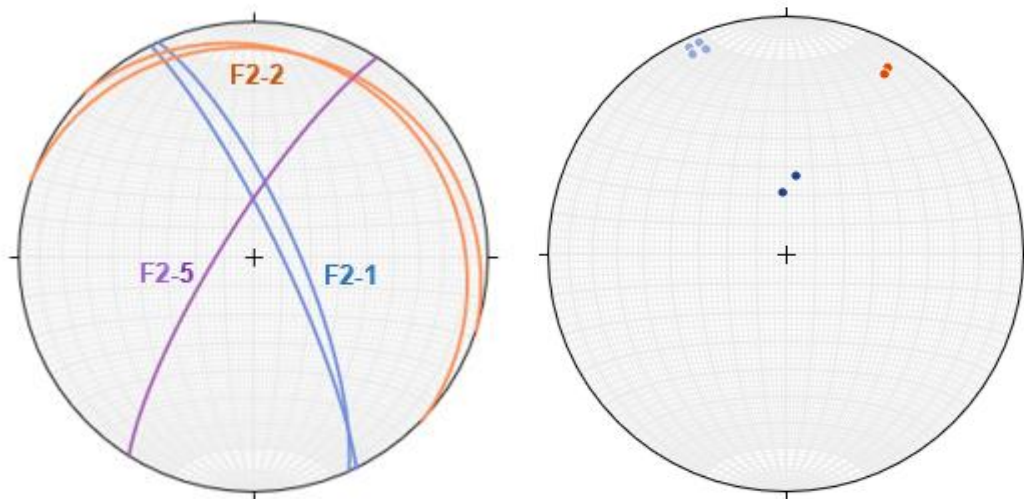


Figura 34. A) Representación estereográfica de las tres familias de discontinuidades de la Cavidad HD-14. En color azul F2-1, en color naranja F2-2 y en color morado F2-5. B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En color azul claro intersección entre F2-1 y F2-2, en azul marino intersección entre F2-1 y F2-5, y en naranja intersección entre F2-2 y F2-5.

La **cavidad HD-18** corresponde a una cavidad o pozo vertical de 10 metros (Fig. 34) desarrollado en la Formación Valdeteja. A la vista de lo observado en sectores anexos a este punto, el pozo vertical debe de estar relacionado con la intersección entre la estratificación y fallas tardi-variscas de dirección ENE–OSO. Sin embargo, en la zona donde se sitúa el pozo solamente se han encontrado discontinuidades de las familias F2-4 y F2-6 (Tabla 2.5), cuya intersección da lugar a líneas subhorizontales de dirección N–S, con escasa influencia en el desarrollo del karst (Fig. 36).

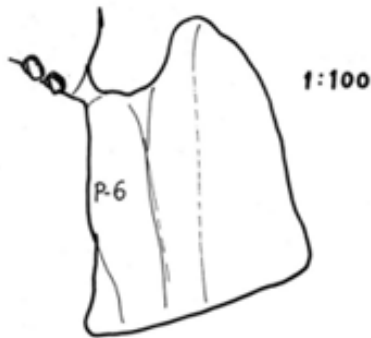


Figura 35. Topografía espeleológica de la Cavidad HD-18, la cual es completamente vertical (G.E. Gorfolí, 1988).

Tabla 2.5. Datos estructurales recopilados en la cavidad HD-18.

| F2-4 | F2-6 |
|-------------|-------------|
| 260/25 | 90/54 |

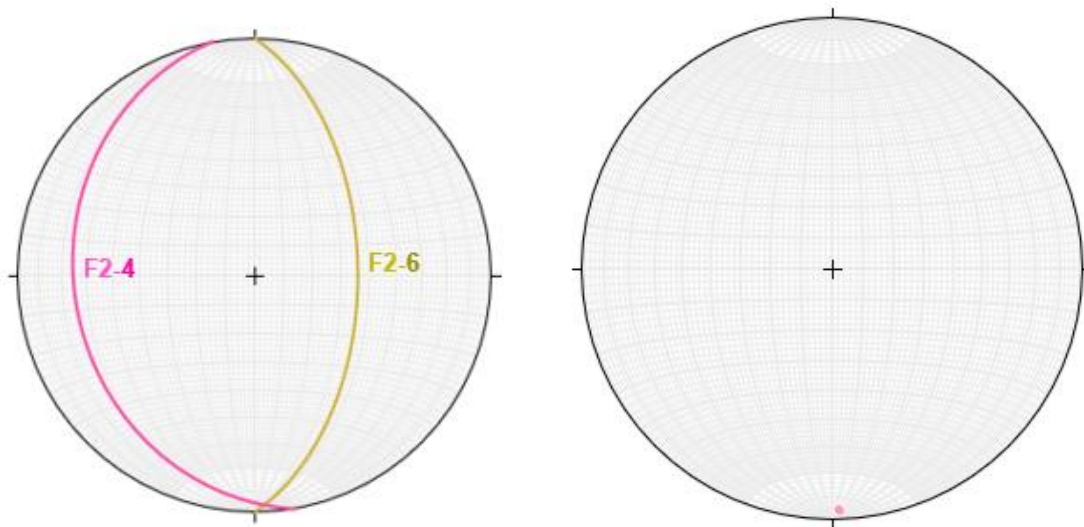


Figura 36. A) Representación estereográfica de las dos familias de discontinuidades de la Caverna HD-18. En color rosa F2-4 y en color oro F2-6. B) Proyección de la línea de intersección de las familias. En color rosa claro intersección entre F2-4 y F2-6.

Por tanto, a partir de la observación general de los datos y del estudio de cada caverna estudiada, en el Sector II el desarrollo del karst se produce a lo largo de las fracturas F2-3 y F2-5, correspondientes a fallas tardi-variscas, que siguen en general una dirección NE-SO. Los pozos y torcas se generan cuando las discontinuidades de estas familias intersectan con las familias F2-1, F2-2 y F2-6, correspondientes a la estratificación y/o pequeños cabalgamientos variscos.

Sector III (Cueva del Melluque y alrededores)

Este sector incluye La Cueva del Melluque y sus alrededores donde el karst se desarrolla en la Formación Valdeteja, cerca del contacto con la Formación San Emiliano. En el mapa geológico este contacto se interpretó como una falla normal de dirección aproximada NO-SE, que corta el flanco occidental de un pliegue desarrollado en las capas de la Formación Valdeteja. Además, próximo a la cueva hay una gran falla tardi-varisca con dirección ENE-OSO (Fig. 37).

Desde el punto de vista geomorfológico, en esta zona se identifican formas kársticas, tales como depósitos kársticos, depresiones kársticas y la propia Cueva del Melluque; formas periglaciares tales como pequeños fenómenos de soliflucción; deslizamiento y derrubios de ladera en la Formación San Emiliano y rocas estefanienses procedentes de la Formación Valdeteja; y numerosas superficies de abrasión en la Formación Valdeteja y en las rocas estefanienses.

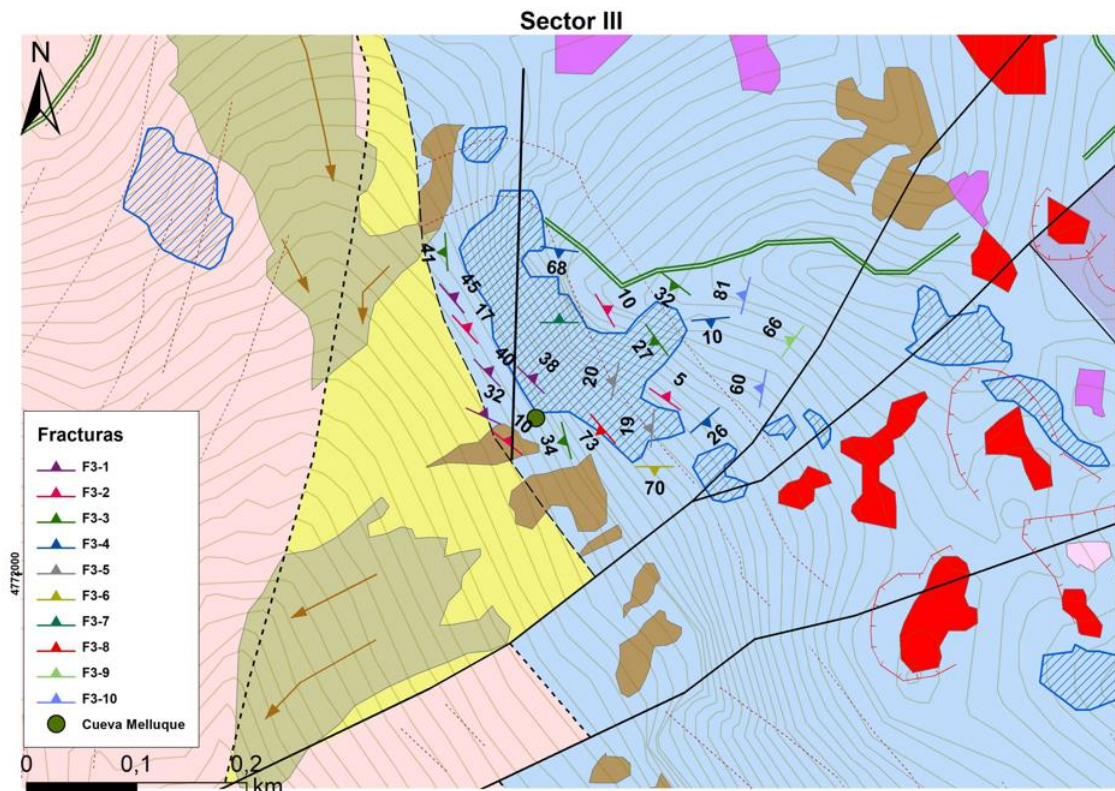


Figura 37. Mapa del Sector III en el que se representan las principales estructuras y cavidades kársticas de la zona afectando a las Formaciones Valdeteja, San Emiliano y Rocas estefanienses. Se incluye la ubicación de la Cueva del Melluque y los datos de las distintas familias de discontinuidades.

La Cueva del Melluque se sitúa en la ladera SO del pico del mismo nombre y es, junto con el Pozo'l Trabe Rolamuella, la cavidad kárstica más importante de este estudio. Su topografía espeleológica indica que tiene un desarrollo preferentemente subhorizontal, una característica poco común en la zona de estudio (Fig. 38).

En detalle, la topografía espeleológica de la cueva muestra un trazado con galerías de dirección E-O, coincidentes con la dirección de las fallas tardi-variscas, mientras que en el interior las galerías adoptan una dirección similar a la de la estratificación y/o cabalgamientos variscos, NO-SE y NE-SO.

Asimismo, en el interior de la cueva tiene lugar el desarrollo de algunos conductos con fuerte inclinación, generalmente hacia el Norte, resultado de la intersección entre la estratificación y/o los cabalgamientos variscos con las fallas tardi-variscas. Además, se observa como estas galerías están conectadas a otras menores siguiendo la dirección de las fallas tardi-variscas.

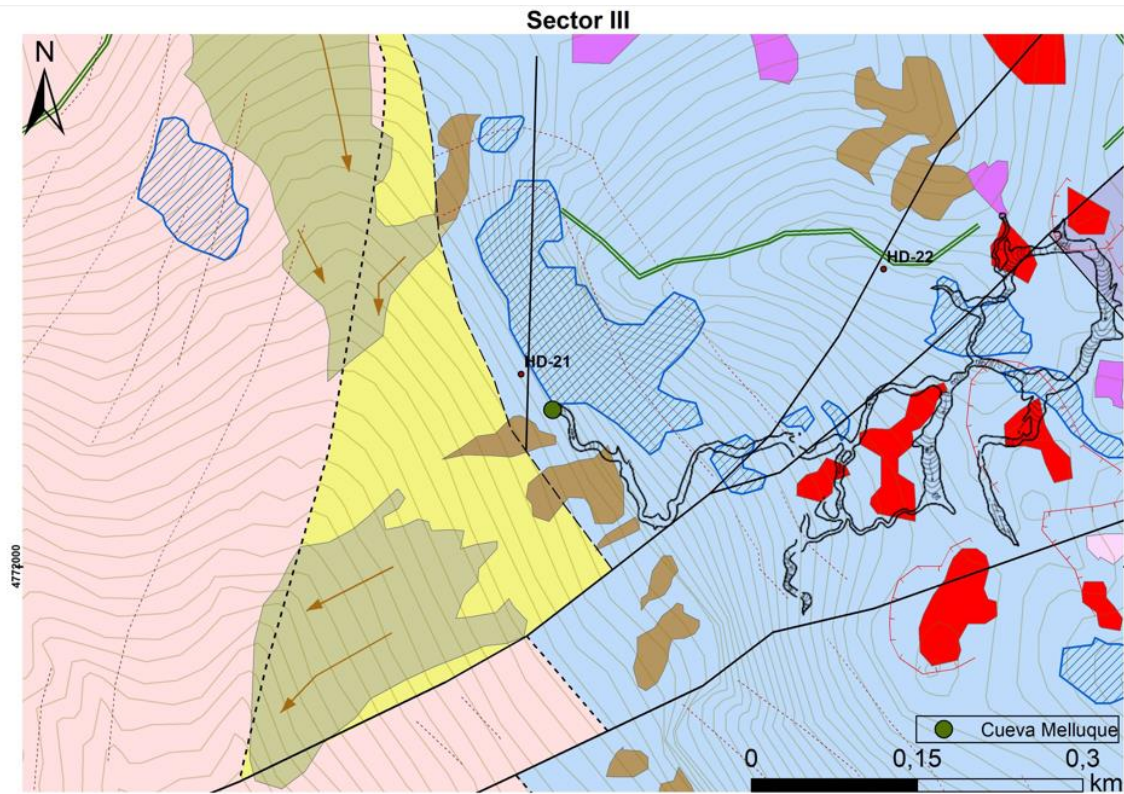


Figura 38. Mapa del Sector III en el que se representa la topografía espeleológica (González Suarez, 1981) superpuesta a las principales estructuras.

De manera general, se observaron diez familias de diaclasas (F3-1, F3-2, F3-3, F3-4, F3-5, F3-6, F3-7, F3-8, F3-9 y F3-10) cuya dirección y buzamiento se muestra en la Tabla 3.1 y su representación en el estereograma de la figura 38.

Tabla 3.1. Datos estructurales de las diez familias de discontinuidades más importantes del Sector III.

| F3-1 | F3-2 | F3-3 | F3-4 | F3-5 | F3-6 | F3-7 | F3-8 | F3-9 | F3-10 |
|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 50/45 | 48/17 | 266/41 | 175/10 | 282/20 | 188/68 | 136/78 | 230/73 | 305/66 | 284/81 |
| 25/32 | 38/10 | 255/34 | 136/26 | 275/19 | 180/70 | | | | 280/60 |
| 45/38 | 60/10 | 234/27 | | | | | | | |
| 46/40 | 35/05 | 218/32 | | | | | | | |

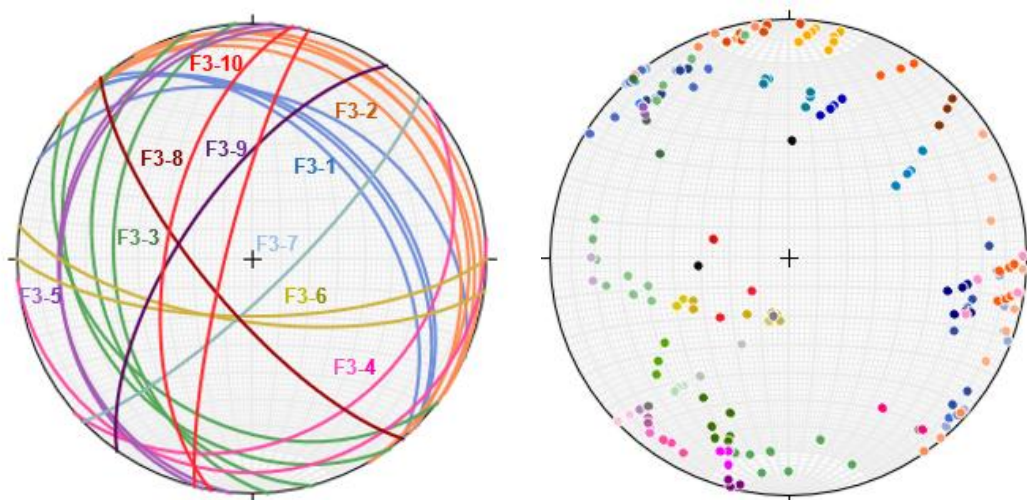


Figura 39. A) Representación estereográfica de las diez familias de discontinuidades del Sector III. En color azul F3-1, en color naranja F3-2, en color verde F3-3, en color rosa F3-4, en color lila F3-5, en color oro F3-6, en color azul claro F3-7, en color granate F3-8, en color morado F3-9, y en color rojo F3-10.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En diferentes tonalidades de azul, intersección entre F3-1 y F2-2, F2-3, F2-4, F2-5, F3-6, F3-7, F3-8, F3-9 y F3-10; en diferentes tonalidades de naranja, intersección entre F2-2 y F2-3, F2-4, F2-5, F3-6, F3-7, F3-8, F3-9 y F3-10; en diferentes tonalidades de verde, intersección entre F2-3 y F2-4, F2-5, F3-6, F3-7, F3-8, F3-9 y F3-10; en diferentes tonalidades de rosa, intersección entre F2-4 y F2-5, F3-6, F3-7, F3-8, F3-9 y F3-10; en color lila, intersección entre F3-5 y F3-6, F3-7, F3-8, F3-9 y F3-10; en diferentes colores de amarillo, intersección entre F3-6 y F3-7, F3-8, F3-9 y F3-10; en diferentes colores de gris, intersección entre F3-7 y F3-8, F3-9 y F3-10; en diferentes colores de rojo, intersección entre F3-8 y F3-9 y F3-10; y en color negro intersección entre F3-9 y F3-10.

Puesto que de los estereogramas de la figura 39 no se extrae ninguna conclusión clara sobre la relación entre las familias de las discontinuidades y el desarrollo del karst, se ha dividido el sector en tres partes: (i) alrededores de la cueva, (ii) entrada de la cueva e (iii) interior de la cueva.

Por otra parte, es relevante el hecho de que la intersección entre las diferentes discontinuidades, en general, da lugar a líneas con bajo ángulo de inmersión.

(i) En los **alrededores de la cueva** (Fig. 40, Fig.41) se observan cuatro familias de fracturas. El desarrollo del karst se produce, esencialmente, siguiendo una dirección E–O que coincide con la intersección entre las familias F3-1, coincidente con la estratificación en el flanco NE del pliegue que afecta a la Formación Valdeteja, y F3-6, correspondiente a las fallas tardi-variscas de dirección E–O. La línea correspondiente a esta intersección presenta una dirección ESE–ONO con bajo ángulo de inmersión (entre 20° y 30° hacia el SE) (Fig. 42). También se han medido discontinuidades de las familias F3-2 y F3-3,

de escaso desarrollo. La familia F3-3 coincide con el plano axial del pliegue observado en las capas de la Formación Valdeteja, mientras que la familia F3-2 presenta una dirección coincidente con la estratificación del flanco NE, aunque con buzamientos bajos (Tabla 3.2).



Figura 40. Imagen de campo del Sector III con la entrada a la Cueva del Melluque señalada en el recuadro rojo.



Figura 41. Aspecto en detalle de las calizas de la Formación Valdeteja en los alrededores de la Cueva del Melluque.

Tabla 3.2. Datos estructurales recopilados de los alrededores de la cueva.

| F3-1 | F3-2 | F3-3 | F3-6 |
|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 50/45 | 48/17 | 266/41 | 188/68 |

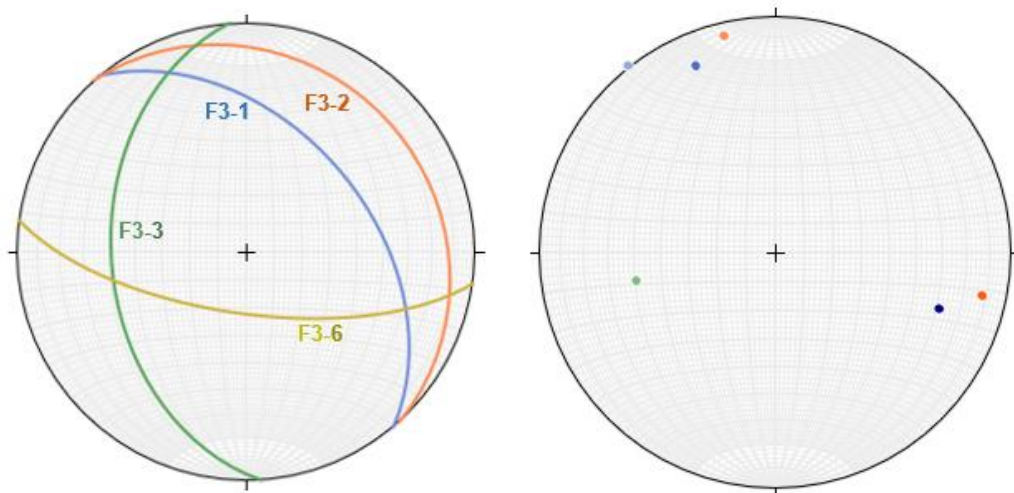


Figura 42. A) Representación estereográfica de las cuatro familias de discontinuidades en los alrededores de la cueva. En color azul F3-1, en color naranja F3-2, en color verde F3-3 y en color oro F3-6.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En color azul claro intersección entre F3-1 y F3-2, en azul oscuro intersección entre F3-1 y F3-3, en azul marino intersección entre F3-1 y F3-6, en naranja claro intersección entre F3-2 y F3-3, en naranja intersección entre F3-2 y F3-6, y en verde intersección entre F3-3 y F3-6.

(ii) En la **entrada de la cueva** (Fig. 43) se observan seis familias de fracturas. El desarrollo del karst se produce, esencialmente, siguiendo una dirección NE–SO que coincide con la intersección entre las familias F3-1 (estratificación del flanco NE del pliegue) y F3-7 (fallas tardi-variscas). La línea correspondiente a esta intersección presenta una dirección NE–SO con bajo ángulo de inmersión ($\cong 30^\circ$ al NE) (Fig. 44). El resto de las familias pueden estar relacionadas con las siguientes discontinuidades: F3-2 (bajos ángulos de la estratificación del flanco NE), F3-3 y F3-5 (plano axial del pliegue) y F3-8 (posiblemente al flanco SO del pliegue) (Tabla 3.3).



Figura 43. Imágenes de la entrada de la cueva. A y C) Imágenes generales; B y D) Imágenes en detalle.

Tabla 3.3. Datos estructurales recopilados de las inmediaciones de la cueva.

| F3-1 | F3-2 | F3-3 | F3-5 | F3-7 | F3-8 |
|-------------------------|-------------|-------------|------------------|-------------|-------------|
| 25/32 45/38 46/40 | 38/10 | 255/34 | 282/20 275/19 | 136/78 | 230/73 |

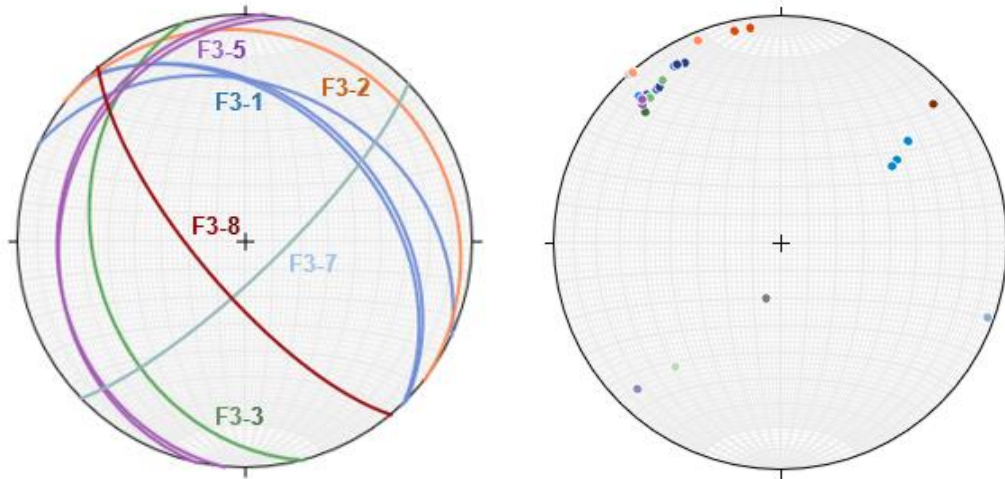


Figura 44. A) Representación estereográfica de las seis familias de discontinuidades en las inmediaciones de la cueva. En color azul F3-1, en color naranja F3-2, en color verde F3-3, en color lila F3-5, en color azul claro F3-7 y en color granate F3-8.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En color azul claro intersección entre F3-1 y F3-2, en azul oscuro intersección entre F3-1 y F3-3, en azul marino intersección entre F3-1 y F3-5, en azul celeste intersección entre F3-1 y F3-7, en azul turquesa intersección entre F3-1 y F3-8; en naranja claro intersección entre F3-2 y F3-3, en naranja intersección entre F3-2 y F3-5, en naranja oscuro F3-2 y F3-7, en naranja pastel intersección entre F3-2 y F3-8; en verde medio intersección entre F3-3 y F3-5, en verde pastel intersección entre F3-3 y F3-7, en verde oscuro intersección entre F3-3 y F3-8; en lila pastel intersección entre F3-5 y F3-7, en lila oscuro intersección F3-5 y F3-8; y en gris intersección entre F3-7 y F3-8.

(iii) En el interior de la cueva (Figs. 45 y 46) se observan seis familias de fracturas. El desarrollo del karst se produce, esencialmente, siguiendo una dirección E–O que coincide con la intersección entre la familia F3-6 (fallas tardi-variscas de dirección E–O) y las familias F3-2, F3-3 y F3-4 (Tabla 3.4). Las líneas correspondientes a estas intersecciones, en general, presentan una dirección E–O con bajo ángulo de inmersión (Fig. 47)

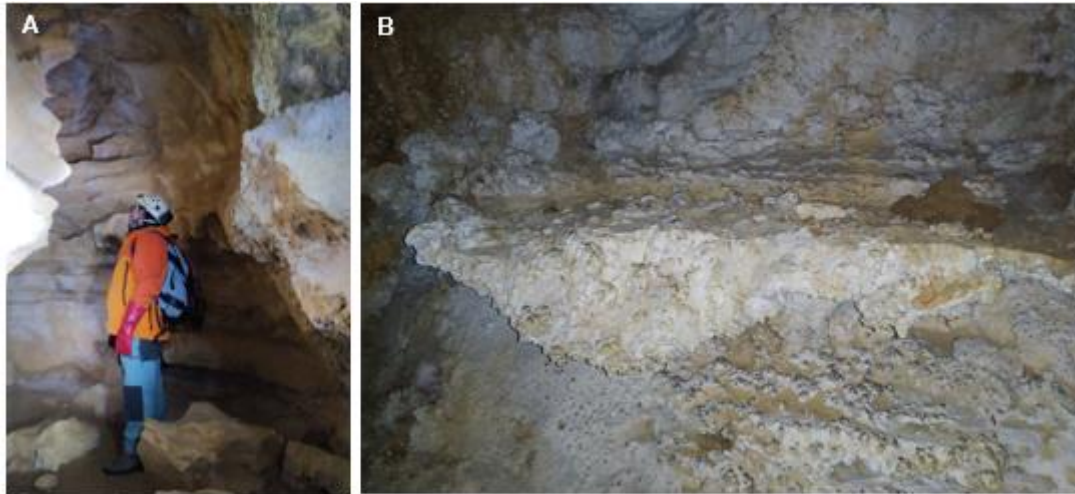


Figura 45. A) Disposición de las capas en el interior de la cueva, cerca de la entrada. B) Carbonato cálcico depositado en una de las capas a consecuencia de la disolución de las calizas en presencia de agua.



Figura 46. Disposición de las capas en el interior de la Cueva del Melluque.

Tabla 3.4. Datos estructurales recopilados dentro de la cueva.

| F3-2 | F3-3 | F3-4 | F3-6 | F3-9 | F3-10 |
|----------------|------------------|------------------|--------|--------|------------------|
| 60/10 35/05 | 234/27 218/32 | 175/10 139/26 | 180/70 | 305/66 | 284/81 280/60 |

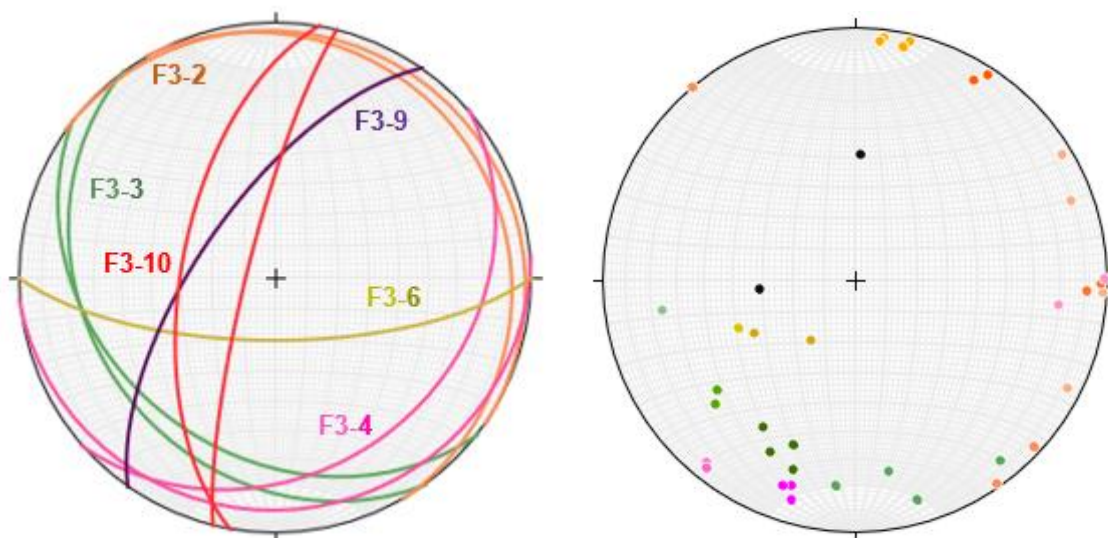


Figura 47. A) Representación estereográfica de las seis familias de discontinuidades del interior de la cueva. En color naranja F3-2, en color verde F3-3, en color rosa F3-4, en color oro F3-6, en color morado F3-9, y en color rojo F3-10.; B) Proyección de las líneas de intersección de las familias. En naranja claro intersección entre F3-2 y F3-3, en naranja pastel intersección entre F3-2 y F3-4, en naranja medio F3-2 y F3-6, en naranja intenso intersección entre F3-2 y F3-9, en naranja ámbar intersección entre F3-2 y F3-10; en verde claro intersección entre F3-3 y F3-4, en verde pastel intersección entre F3-3 y F3-6, en verde medio intersección entre F3-3 y F3-9; en verde oscuro intersección entre F3-3 y F3-10; en rosa pastel intersección entre F3-4 y F3-6, en fucsia intersección entre F3-4 y F3-9, en rosa magenta intersección entre F3-4 y F3-10; en amarillo intersección entre F3-6 y F3-9, en amarillo oro intersección entre F3-6 y F3-10; en negro intersección entre F3-9 y F3-10.

Por tanto, a partir de la observación general de los datos y del estudio de cada zona de la Cueva del Melluque, en el Sector III el karst se produce a favor de la intersección entre las fracturas F3-6 (fallas tardi-variscas) con el resto de discontinuidades. En general, estas intersecciones corresponden a líneas con dirección ENE–OSO y bajo ángulo de inmersión, lo que justifica el preferente desarrollo horizontal de la cueva.

Sector IV (Pozu'l Trabe Rolamuela)

Este sector se sitúa al SE del Sector II, y al igual que en él, el karst se desarrolla en la Formación Barcaliente, en el contacto con la Formación San Emiliano. Este contacto corresponde a un cabalgamiento varisco de dirección NO–SE, cortado por una falla tardi-varisca de dirección NE–SO (Fig. 48).

Desde el punto de vista geomorfológico, en esta zona se identifican formas kársticas, tales como depósitos kársticos y el Pozu'l Trabe Rolamuela; abanicos mixtos nivo-torrenciales de pequeñas dimensiones; derrubios de ladera y conos de derrubios en la Formación San Emiliano, a pie de montaña, procedentes de la Formación Barcaliente; canales de avalancha y numerosas superficies de abrasión en la Formación Barcaliente (Fig. 48).

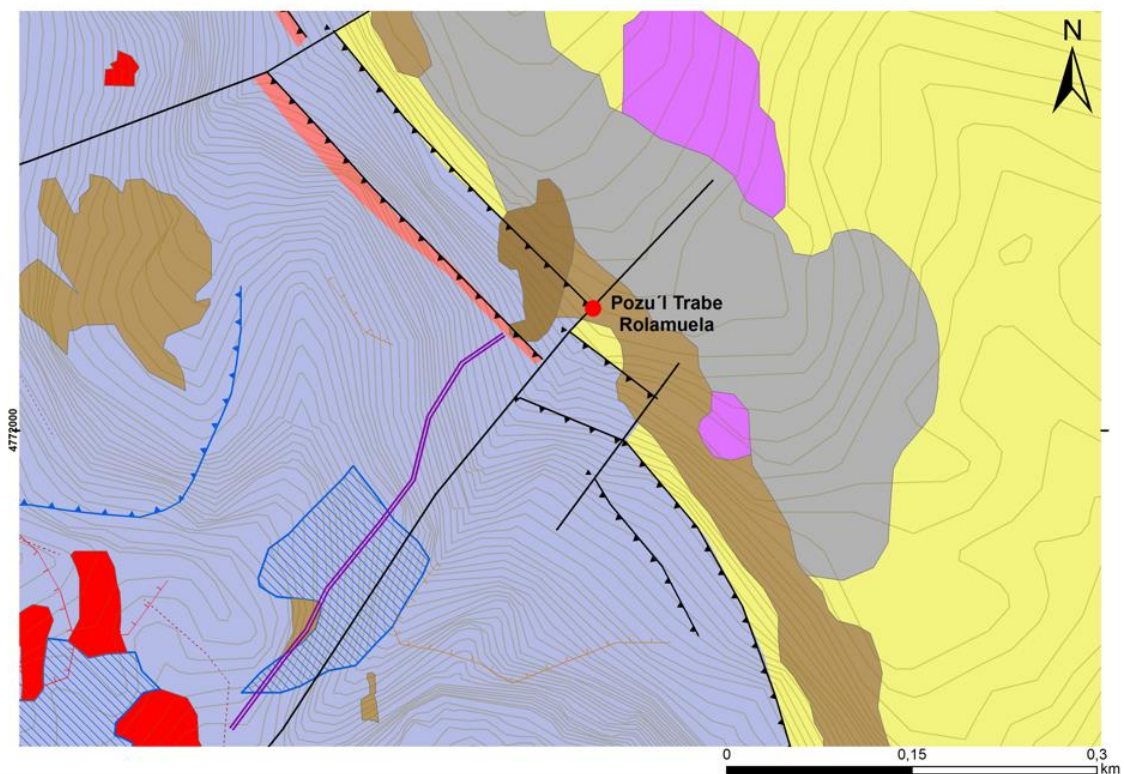


Figura 48. Mapa del Sector IV en el que se representan las principales estructuras y la principal cavidad kárstica Pozu'l Trabe Rolamuela.

De este sector se poseen datos de campo pero si la cartografía geológica y la topografía espeleológica realizada por G.E.Gorfolí (G. E. Gorfolí, 1987).

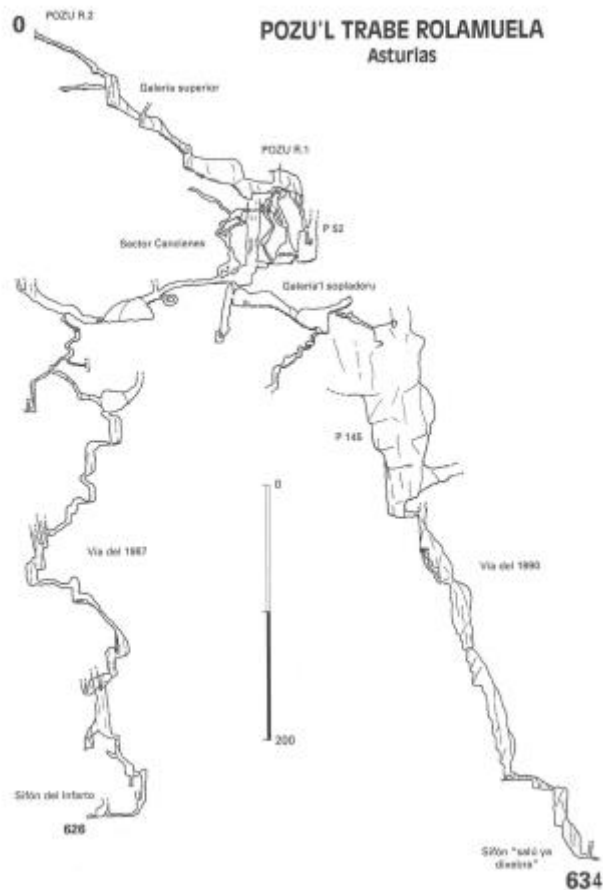


Figura 49. Topografía correspondiente al Pozu'l Trabe Rolamuela (G.E. Gorfolí, 1987).

La topografía del pozo indica que este tiene un desarrollo preferentemente subvertical. Se divide en varios sectores, aunque de manera general, presenta dos direcciones, una coincidente con los cabalgamientos variscos, que a su vez es paralela a la estratificación (NO–SE), y otra análoga a la de las fallas tardi-variscas (NE–SO). La intersección entre ambas discontinuidades justifica el desarrollo verticalizado del karst en el Pozu'l Trabe Rolamuela.

4.4. Interpretación y discusión

En la parte oriental de la zona estudiada se reconoce el Cabalgamiento del Chaiseiru, que superponen la Formación Alba sobre la Formación San Emiliano. En su bloque superior, se desarrollan varios cabalgamientos menores, que constituyen un sistema imbricado, despegado de la Formación Alba. Estos cabalgamientos tienen dirección NNO–SSE y se encuentran invertidos, pues presentan un alto ángulo de buzamiento hacia el ENE (ver cortes, Anexo 2 y 3). Este cabalgamiento es varisco ya que corta las capas de la Formación San

Emiliano y, su bloque superior invertido se encuentra bajo las capas subhorizontales discordantes del Estefaniense.

A parte del Cabalgamiento del Chaseiru, al Norte de la Cueva del Melluque, afectando a las capas de la Formación Valdeteja, existe un sinclinal de dirección N-S, que se encuentra cortado en su flanco occidental por una falla que se desarrolla a lo largo del contacto entre las formaciones Valdeteja y San Emiliano. Este pliegue se interpreta como la rampa del bloque inferior de un cabalgamiento varisco, posteriormente reactivado como una falla normal, posiblemente durante la sedimentación del Estefaniense. Los materiales estefanienses, se apoyan discordantemente sobre los materiales carboníferos afectados por las estructuras variscas. Si se restituye el Estefaniense a la posición horizontal, se puede constatar que la inversión de todos los cabalgamientos variscos es previa al Estefaniense y debe de estar relacionado con el apilamiento de las estructuras variscas.

Todas las estructuras antes citadas, así como las capas basales de los materiales estefanienses, están afectados por un conjunto de fallas de dirección entre NE-SO, E-O y NO-SE que, en conjunto, adoptan una disposición radial en la zona estudiada. Estas fallas se encuentran fosilizadas por la parte alta de los materiales estefanienses, de lo que se puede deducir que son contemporáneas con la sedimentación de la parte alta de esta unidad estratigráfica, pudiendo considerarse, por lo tanto, tardi-variscas.

Las cuevas kársticas estudiadas en los Huertos del Diablo consisten, de manera general, en pozos subverticales con pobre desarrollo, siendo escasos los conductos subhorizontales. Su origen está relacionado con el control estructural ejercido por los cabalgamientos variscos y/o la estratificación y, por las fallas tardi-variscas, de manera que la intersección entre ambos sistemas de estructuras favorece la formación de cavidades subverticales. En los Huertos del Diablo el desarrollo de conductos subhorizontales es escaso, siendo la Cueva del Melluque la excepción.

Los conductos kársticos en la Cueva del Melluque se desarrollan preferentemente a partir de la intersección entre fracturas subhorizontales, algunas de ellas relacionadas con el sinclinal desarrollado en la Formación Valdeteja, y otras discontinuidades tardi-variscas. Los conductos verticalizados del interior de la cueva se relacionan con la intersección entre la estratificación del flanco NE del sinclinal antes mencionado y fallas tardi-variscas. Por último, es destacable que en la zona estudiada no se han observado fallas alpinas.

El sector de la Sierra de La Sobia, situado al Norte de la zona de estudio, se encuentra Cueva Huerta, que es la cavidad kárstica con mayor número de kilómetros explorados de Asturias y que posee un importante desarrollo horizontal (Rodríguez-Pérez, 2012). En Cueva Huerta, tanto las principales estructuras del entorno como las formaciones geológicas del sustrato rocoso se disponen con direcciones N–S o NO–SE (Menéndez-Duarte y Fernández, 2014). Las estructuras con dirección, N–S, se corresponden con la dirección de la galería principal, y la segunda dirección, NO–SE, con la dirección de las galerías secundarias. Ambas direcciones guardan relación con cabalgamientos o estructuras alpinas, correspondientes a la Falla de León (Alonso *et al.*, 2007) y que dan lugar a una intensa fracturación, especialmente a lo largo de las estructuras con dirección N–S (Llana-Fúnez y Ballesteros, 2020). Puede interpretarse que la diferencia en el desarrollo del karst entre Cueva Huerta y los Huertos del Diablo se debe a que, mientras en la primera cueva el karst se desarrolla favorecido esencialmente por fallas alpinas, que suelen producir una intensa fracturación en la roca, en los Huertos del Diablo el karst se desarrolla aprovechando las fracturas variscas y tardi-variscas que, en general, producen menos brechificación y favorecen el desarrollo subvertical de las cavidades kársticas.

CONCLUSIONES

Del estudio estructural del karst realizado en la zona de los Huertos del Diablo se pueden derivar las siguientes conclusiones:

- El desarrollo del karst en Los Huertos del Diablo está controlado por la intersección entre los cabalgamientos variscos y/o la estratificación y las fallas tardi-variscas, lo que da lugar al preferente desarrollo de pozos subverticales y a la escasez de conductos kársticos subhorizontales.
- La cueva más importante de la zona de estudio es la Cueva del Melluque, que se caracteriza por presentar un gran desarrollo horizontal. La entrada de la cueva presenta unas galerías con la misma dirección que las fallas tardi-variscas, E–O, mientras que en el interior las galerías presentan una dirección similar a la de la estratificación y fracturas asociadas a los cabalgamientos variscos, NO–SE y NE–SO.
- La presencia de un sinclinal varisco afectando a las capas de la Formación Valdeteja lleva asociada la presencia de fracturas que favorecen el desarrollo horizontal de la Cueva del Melluque. En el interior de la cueva tiene lugar el desarrollo de conductos con fuerte inclinación, resultado de la intersección entre la estratificación y/o cabalgamientos variscos con fallas tardi-variscas.
- La escasa fracturación que presentan las calizas de las formaciones Barcaliente y Valdeteja, posiblemente sea debida a la edad varisca y tardi-varisca de las estructuras que controlan el karst en Los Huertos del Diablo. Por el contrario, Cueva Huerta, situada al Norte de la Zona estudiada, se encuentra controlada por fallas alpinas que, en general, confieren a las rocas paleozoicas una intensa fracturación, pudiendo ser esta la causa de la amplia red de conductos de esta cueva.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J. L. (1987): Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe Region (Cantabrian Zone, NW Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 9: 969-983.
- Alonso, J. L., Álvarez-Marrón, J. y Pulgar, J. A. (1989): Síntesis cartográfica de la parte sudoccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, Univ. De Oviedo, 18, 145-153.
- Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (1995). La estructura de la Zona Cantábrica. En *Geología de Asturias* (F. Bastida y C. Aramburu, eds.). *Editorial Trea*, 103-112, Gijón
- Alonso, J. L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). En: *Tertiary basins of Spain* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds), Cambridge Univ. Press, 19-22.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A. y Pedreira, D. (2007). El relieve de la Cordillera Cantábrica. *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, 15, 151-163.
- Alonso, J.L., Marcos, A., y Suárez, A. (2009): Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc. *Geologica Acta*, 4, 451-473.
- Alonso, V. (2014). Mapa geomorfológico del sector sur del Macizo de las Ubiñas (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología*, 34, 125-132.
- Alonso, V. (2019). Geomorphology of the Ubiñas Massif, Cantabrian Mountains, NW Spain (1: 22,000). *Journal of Maps*, 15, 238-246.
- Andreu, J. M., Calaforra, J. M., Cañaveras, J. C., Cuezva, S., Durán, J. J., Garay, P., García del Cura, M^a.A., García-Cortés, A., Gázquez, F., Ordóñez, S. y Sánchez Moral, S. (2016). Karst: un concepto muy diverso. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 6-20.
- Ayala Carcedo, F. J., Rodríguez Ortiz, J. M., Del Valle Melus, J., Duran Valsero, J. J., Prieto Alcolea, C. y Rubio Amo, J. (1986). Memoria del Mapa del Karst de España a escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), 67 pp.

- Bahamonde, J. R., Colmenero, J. R., & Vera, C. (1997). Growth and demise of Late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, northwestern Spain. *Sedimentary Geology*, 110(1-2), 99-122.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Borreguero, M. y García-Sanseguno, J. (2011b). El valor científico de las topografías espeleológicas en los estudios de cavidades kársticas: un ejemplo en los Picos de Europa (Norte de España). In: Turu, V. & Constante, A. (eds.) XIII Reunión Nacional de Cuaternario. Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Fundación P. Marcel Chevalier, Col·legi de Tècnics en Ciències de la Terra. Andorra La Vella, pp. 145–149.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., García-Sanseguno, J., & Giralt, S. (2011). Geological methods applied to speleogenetical research in vertical caves: the example of Torca Teyera shaft (Picos de Europa, northern España). *Carbonates and Evaporites*, 26, 29-40.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., García-Sanseguno, J., & Borreguero, M. (2014). SpeleoDisc: un enfoque cuantitativo tridimensional para definir el control estructural del endokarst: una aplicación a los sistemas de cuevas profundas de los Picos de Europa, España. *Geomorfología*, 216, 141-156.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giralt, S., García-Sanseguno, J., y Meléndez-Asensio, M. (2015a). A multi-method approach for speleogenetic research on alpine karst caves. Torca La Texa shaft, Picos de Europa (Spain). *Geomorphology*, 247, 35-54.
- Ballesteros, D., Malard, A., Jeannin, P. Y., Jiménez-Sánchez, M., García-Sanseguno, J., Meléndez-Asensio, M., y Sendra, G. (2015b). KARSYS hydrogeological 3D modeling of alpine karst aquifers developed in geologically complex areas: Picos de Europa National Park (Spain). *Environmental Earth Sciences*, 74, 12, 7699-7714.
- Ballesteros Posada, D. (2016). Geomorfología y evolución de cuevas alpinas en los Picos de Europa, Cordillera Cantábrica (España) Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.
- Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M., Giralt, S., DeFelipe, I., y García-Sanseguno, J. (2017). Glacial origin for cave rhythmite during MIS 5d-c in a glaciokarst landscape, Picos de Europa (Spain). *Geomorphology*, 286, 68-77.

- Ballesteros, D., Giralt, S., García-Sansegundo, J., y Jiménez-Sánchez, M. (2019). Quaternary regional evolution based on karst cave geomorphology in Picos de Europa (Atlantic Margin of the Iberian Peninsula). *Geomorfología*, 336, 133-151.
- Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estáun, A. & Pulgar, J. (1984). Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO España). *Boletín Geológico y Minero*, 95, (6), 517-539.
- Bergua, S. B., Piedrabuena, M. Á. P., & Alfonso, J. L. M. (2019). Relieve estructural y karst en la Sierra del Aramo (Macizo Central Asturiano). *Investigaciones Geográficas (Esp)*, 72, 75-99.
- Bowman, M. B. J. (1980). *The sedimentology and stratigraphy of the San Emiliano and associated sequences, Carboniferous, NW Spain*. Tesis Doctoral. Univ. Sheffield (inédita). 316 pp.
- Bowman, M. B. J. (1982). The stratigraphy of the San Emiliano formation and its relationship to other Namurian/Westphalian A sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trabajos de Geología*, 12, 23-37.
- Carbajal, J.A. (2021). Catálogo de Cavidades Parque Natural de las Ubiñas—La Mesa. Federación de Espeleología del Principado de Asturias (FESPA). 175 pp.
- Castañón Álvarez, J. C. (1983). El glaciario cuaternario del Macizo de Ubiña (Asturias—León) y su importancia morfológica. *Ería: Revista cuatrimestral de geografía*. 4, 3-49.
- Choquette P.W. y James N.P. (1988). Introduction. En: *Paleokarst* (Eds.: N.V. James N.V. y P.W. Choquette). Springer, New York, 1–21.
- Colmenero Navarro, J. R., y Bahamonde Rionda, J. R. (1986). Análisis estratigráfico y sedimentológico de la cuenca estefaniense de Sebarga (Región de Mantos, Zona Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 16.
- Colmenero, J. R., Bahamonde, J. R., & Heredia, N. (1988). Morfología de un margen de plataforma carbonatada en el Carbonífero Superior de la Zona Cantábrica.
- Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Moreno, C., Bahamonde, J.R., Barba, P., Heredia, N. y González, F. (2002): Carboniferous. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y M.T. Moreno, eds.). Geological Society, London, 93-116.

- Comte, P. (1959). Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 60, 1-440.
- Corrales, I. (1971). La sedimentación durante el Estefaniense BC en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino (MW de España). *Trabajos de Geología*, 3, 69-75.
- Cortez-Taillant, V.S. y Arroqui-Langer, A. (2021). Reconocimiento y evaluación de posibles geosítios asociados a dolinas en el departamento de Malargüe Provincia de Mendoza. *Tecnura*, 25(68), 84-104.
- Cvijić, J., 1893. Das karstphänomen Versuch einer morphologischen Monographie. *Geographische Abhandlungen*, 5, 218-329.
- De Sitter, L.U. de (1962): The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections scale 1:100.000. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 255-264.
- Domínguez-Cuesta, M.J., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M. y González-Pumariega, P. (2012). Posicionamiento 3D de cavidades subterráneas mediante topografía espeleológica. El ejemplo de la Cueva de El Pindal (Norte de España). En: Berrezueta Alvarado, E. y Domínguez-Cuesta, M.J. (eds.) *Técnicas aplicadas a la caracterización y aprovechamiento de recursos geológico-mineros: volumen iii: interacción con la sociedad. Red Minería XXI, CYTED, Instituto Geológico y Minero de España*. Oviedo, Spain, pp. 74–87.
- Eichmüller, K. (1985): Die Valdeteja Formation: Aufbau und Geschichte einer oberkarbonischen Karbonatplattform (Kantabrischen Gebirge, Nordspanien). *Facies*, 13, 45-154.
- Eichmüller, K. (1986): Some upper Carboniferous (Namurian; Westphalian) lithostratigraphic units in northern Spain. Results and implications for an environmental interpretation. *Bol. Geol. Min.*, XCVII-V, pp. 590-607.
- Espina, R. G., Alonso, J. L., y Pulgar, J. A. (1996): Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 18: 431-441.

- Esteban, M. y Klappa, C.I. (1983). Subaerial exposure environments. En: *Carbonate depositional environments* (Eds.: P.A. Scholle, D.G. Bebout y C.H. Moore. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 1–54.
- Ezquerro del Bayo, J. (1844). Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia. *Boletín Oficial de Minas*, 14, 160-163.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de y Rodríguez-Fernández, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol.*, Fac. Ciencias, Univ. Porto, 1: 411-431.
- Fernández, L. P. (1993): La Formación San Emiliano (Carbonífero de la Zona Cantábrica, NO de España): Estratigrafía y extensión lateral. Algunas implicaciones paleogeográficas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 19, 97-122.
- Ford, D.C. (1995). Paleokarst as a target for modern karstification. *Carbonates and Evaporites*, 10, 138-147.
- Ford, D. y Williams, P. D. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons. 562 pp.
- Galán, C. (1991). Disolución y génesis del karst en rocas carbonáticas y rocas silíceas: un estudio comparado. *Munibe (Cienc.Nat.)*, S.C. Aranzadi, 43: 43-72.
- Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la Cordillera y margen continental cantábricos: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 1-221.
- Gallinar, D., Ruiz-Fernández, J., Poblete, M. Á., Fernández, A., García, C., Beato, S. Marino, J. L. (2014): "Morfología y evolución glacial en el sector asturiano del Macizo de las Ubiñas". En *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*. *Sociedad Española de Geomorfología* – Universidad de Cáceres. Cáceres, 543-546.
- Gallinar Cañedo, D., Ruiz-Fernández, J. y García-Hernández, C. (2021). Las formas kársticas del Macizo de las Ubiñas (Montañas Cantábricas). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Revista de Xeoloxía Galega e do Hercínico Peninsular*, 43, 135-175.

García-Fuente, S. (1959). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja 77 (La Plaza-Teverga), *IGME*, Madrid, 68 pp.

García-Sansegundo. J. (2021): La geología del sector de los Huertos del Diablu (Parque Natural de Las Ubiñas—La Mesa, Asturias): control estructural del karst. *En: Catálogo de Cavidades (Parque Natural de las Ubiñas—La Mesa). Federación de Espeleología del Principado de Asturias*, 161 pág.

Gèze, B. (1965). *La Spéléologie Scientifique*. Editions de Seuil. Paris, 190 pp.

G.E.Gorfolí (1986). Pozu'l Trave Rolamuela, Sistema R-1/R-2. *Informe interno de la Conserjería de Educación, Cultura y Deportes del Principado de Asturias*, 34 pp.

G.E.Gorfolí (1987). Puzu'l Trave Rolamuela. Campaña 87, Enero. *Informe interno de la Conserjería de Educación, Cultura y Deportes del Principado de Asturias*, 17 pp.

G.E.Gorfolí (1987). ``Puzu'l Trave Rolamuela``. Campaña 87, Diciembre. *Informe interno de la Conserjería de Educación, Cultura y Deportes del Principado de Asturias*, 20 pp.

G.E.Gorfolí (1988). Exploración Espeleológica en el Güertu'l Diablu (Quirós). *Informe interno de la Conserjería de Educación, Cultura y Deportes del Principado de Asturias*, 34 pp.

G.E.Gorfolí (1989). Exploración Espeleológica en el Güertu'l Diablu (Quirós). *Informe interno de la Conserjería de Educación, Cultura y Deportes del Principado de Asturias*, 18 pp.

G.E.Gorfolí (1990). Prospección de cavidades en el Güertu'l Diablu (Quirós). Campaña 1990. *Informe interno de la Agencia de Medio Ambiente del Principado de Asturias*, 16 pp.

G.E.Gorfolí (1991). Prospección de cavidades en el Güertu'l Diablu (Quirós). Campaña 91. *Informe interno de la Agencia de Medio Ambiente del Principado de Asturias*, 11 pp.

G.E.Gorfolí (1992). Prospección de cavidades en el Güertu'l Diablu (Quirós). *Informe interno de la Conserjería de Educación, Deportes y Juventud del Principado de Asturias*, 33 pp.

- G.E.Gorfolí (1994). Prospección de cavidades en la Veiga de Socellares, Güertu'l Diablu y Canalón de Rolamuela. *Informe interno de la Conserjería de Educación, Cultura y Deportes del Principado de Asturias*, 26 pp.
- Ginkel, A. C. van (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 34, 1-225.
- González Lastra, J. (1978): Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 10, 249-265.
- González Suárez, J.J. (1981). "Cueva del Melluque". *Grupo Espeleológico Matallana*, C.A.D.E.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). Geomorfología. *Editorial Pearson Educación*. 176-227 pp.
- Jaillet, S., Sadier, B., Arnaud, J., Azèma, M., Boche, E., Cailhol, D., Filipponi, M., Roux, P.L.E. y Varrel, E. (2011). Topographie, représentation et analyse morphologique 3D de drains, de conduits et de parois du karst. *Collection EDYTEM*, 12, 119–130.
- Jeannin, P.-Y., Groves, C. y Häuselmann, P. (2007). Speleological investigations. En: Goldscheider, N. & Drew, D. (eds) *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis. London.25–44.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Canto Toimil, N., Farias Arquer, P., García Sansegundo, J. y González Pérez, N. (2000). *Estudio geomorfológico y ambiental de la cueva de Tito Bustillo*. Informe inédito. Universidad de Oviedo.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Farias Arquer, P., García-Sansegundo, J., y Canto Toimil, N. (2004). Geomorfología de la Cueva de Tito Bustillo y del macizo kárstico de Ardines (Ribadesella, Costa Cantábrica, Norte de España). *Boletín Geológico y Minero*, 115, 257-264.
- Jiménez-Sánchez M., Anadón Ruiz, S., Farias Arquer, P., García-Sansegundo, J., & Canto Toimil, N.(2002). Estudio preliminar de la Geomorfología de la Cueva del Pindal (Ribadedeva, Oriente de Asturias). *Geogaceta*, 3, 1.
- Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., García-Sansegundo, J., Stoll, H., González-Pumariega, P., Fuente-Puente, G., Meléndez, M., Martos, E., Vadillo, I., Rodríguez-Rodríguez, L. y Aranburu, A. (2008). Estudio preliminar de la geomorfología

de la cueva de Herrerías y su entorno (Llanes, Asturias, Noroeste de España). In *Trabajos de geomorfología en España, 2006-2008: actas de la X Reunión Nacional de Geomorfología. Cádiz, 14-19 de septiembre de 2008* (pp. 45-48).

Julivert, M. (1971): Dècollement tectonics in the hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270: 1-29.

Julivert, M. Marcos, A. y Truyols, J (1972): L'évolution paleogeographique du NW. Del'Espagne pendant l'Ordovicien – Silurien. *Bull. Soc. Geol. Min. Bret.*, 4, 1, pp. 1-7.

Julivert, M. (1978): Hercynian Orogeny and Carboniferous paleogeography in Northwest Spain: A model of deformation-sedimentation relationships. *Z. Dt. Geol. Ges.*, 129, pp. 565-592.

Julivert, M. y Navarro, D. (1984). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº55 (Beleño). *Inst. Geol. Min. España*.

Kassa, Salomón; Bernardo Pierson; Weng S. Chow; y Jasmi B. Ab. Talib. (2012). Identificación del vínculo entre lineamientos y tendencias de paso de cuevas para comprender la continuidad de las fracturas y su influencia en el sistema kárstico del valle de Kinta. *Revista Internacional de Espeleología*, 41: 59-73.

Llana Fúnez, S., & Ballesteros, D. (2020). Control estructural del Monumento Natural de Cueva Huerta (Cordillera Cantábrica, España). *Geogaceta*, 68, 7 – 10.

Lotze, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt Forsch.*, 6, pp. 1-12. (Trad. Por J. M. Ríos, 1950. Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, pp. 149-166).

Lucchi, FR y Valmori, E. (1980). Turbiditas en toda la cuenca en una llanura de aguas profundas con sobreabastecimiento del Mioceno: un análisis geométrico. *Sedimentología*, 27, 241-270.

Martínez Chacón, M.L. (1989) Braquiópodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida y Rhynchonellida). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 96, 1- 291.

Menéndez-Duarte, R. M. y Fernández, F.J. (2014). Tectónica reciente y grandes avalanchas calcáreas en el arco externo de la sierra de la Sobia (Zona Cantábrica, rama

norte del Varisco Ibérico). En *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014* (pp. 397-400). Universidad de Extremadura.

Merino-Tomé, O.A. (2004): *Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectono-Sedimentaria de las Sucesiones Estefanienses en la Región de Picos de Europa*. Tesis Doctoral, Salamanca, Universidad de Salamanca, v. I, 295 p.; v. II, 109 p.

Merino-Tomé, O., Suárez Rodríguez, A., Alonso Alonso J. L. (2019). Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). in GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España.[on line]. Sistema de Información Geológica Continua: SIGECO. IGME. Editor: J. Navas.

Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez-Marrón, J. y Pulgar, J. A. (1988). A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc). *Tectonics*, 7, 517-537.

Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. y Marín, J. A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21: 283-294.

Pulido, A. (2014). *Principios de Hidrogeología kárstica*. Universidad de Almería. 409 pp.

Riding, R. E. (1979). *Donezella* biotherms in the Carboniferous of the southern Cantabrian Mountains, Spain. *Bull. Centre Rech. Explor. -Prod. Elf -Aquitaine*, 3, 787 – 794.

Rodríguez-Pérez, C. (2012). La evolución antigua del relieve en el área central de la Cordillera Cantábrica. *Ería*, 89, 203- 230.

Sanz-López, J. (2004). Silúrico, Devónico y Carbonífero pre- sin-varisco de los Pirineos. In: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 250-254.

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S., Sánchez de Posada, L.C. & García-López, S. (2007). Serpukhovian conodonts from Northern Spain and biostratigraphic application. *Palaeontology*, 50 (4), 883-994.

Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S. (2012). Lower Bashkirian conodonts from the Iraty Formation in the Alduides—Quinto Real Massif (Pyrenees, Spain). *Geobios*, 45(4), 397-411.

- Sanz-López, J., Cózar, P., Somerville, I. D., & Blanco-Ferrera, S. (2016). Foraminiferal biostratigraphy across the Viséan/Serpukhovian boundary in the Vegas de Sotres section (Cantabrian Mountains, Spain). *Journal of Foraminiferal Research*, 46(2), 171-192.
- Schulz, G. (1858). *Descripción geológica de la Provincia de Oviedo*. Imprenta de D. José González, Madrid. 1 vol., 138 pp.
- Sitter, L.U. de (1962). The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. Explanation of a geological map with sections, escale 1 :100.000. *Leidse Geol. Meded.*, 26:255-264.
- Skoglund, R.Ø., Lauritzen, S.E. (2010). Morphology and speleogenesis of Okshola (Fauske, northern Norway): example of a multi-stage network cave in a glacial landscape. *Nor. J. Geol.* 90, 123-139.
- Sweeting, M.M. (1972). *Karst Landforms*. Macmillan, London, 362 pp.
- Truyols, J., Gonzalez Lastra, J., Marquínez García, J., Martínez Díaz, C., Méndez-Fernández, C. A., Menéndez-Álvarez, J. R. y Sánchez de Posada. L. C. (1984). Preliminary note on two marine sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa area (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Comptes Rendus of the IX International Congress Stratigraphy and Geology Carboniferous*. Washington-Urbana, 1979, 2 ("Biostratigraphy"): 148-156.
- Van den Bosch, W.J., (1969). Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 44, 137-225.
- Van Ginkel, A. C. (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains. *Leidse Geologische Mededelingen*, 34: 1–225.
- Van Ginkel, A. C., & Villa, E. (1996). Palaeontological data of the San Emiliano Formation (Cantabrian Mountains, Spain) and their significance in the Carboniferous chronostratigraphy. *Geobios*, 29(2), 149-170.
- Vera, J.A. Ed. (2004). Geología de España. *Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España*, edición, 884 págs.

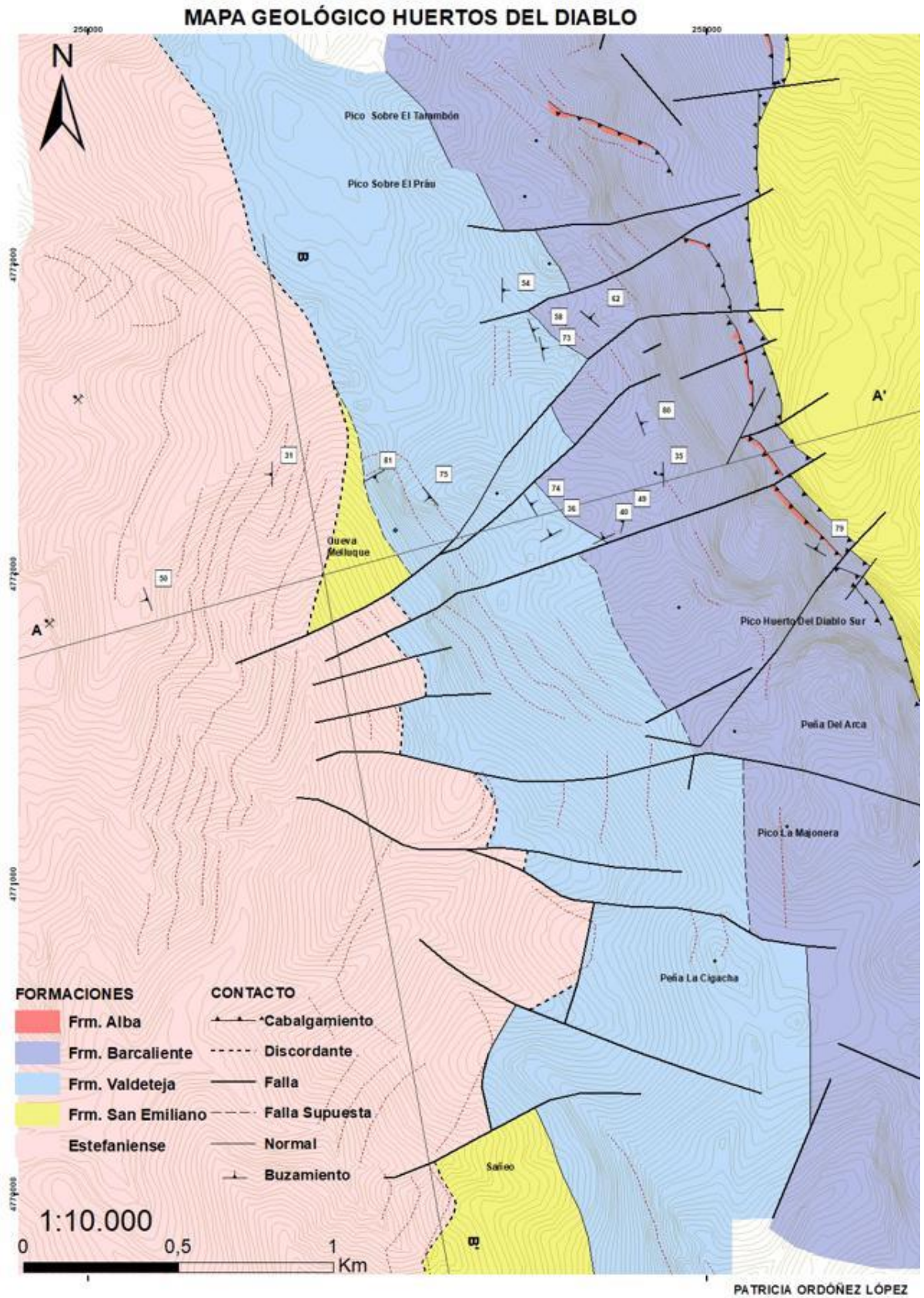
- Villa, E. (1982) Observaciones sobre la edad de la Formación Valdeteja (Carbonífero de la Cordillera Cantábrica) en su área tipo. *Revista Española de Micropaleontología*, 14, 63-72.
- Villa, E., Sánchez de Posada, L. C., Fernández, L. P., Martínez Chacón, M. L. and Stavros, C. (2001): Foraminifera and Biostratigraphy of the Valdeteja formation Stratotype (Carboniferous, Cantabrian Zone, NW Spain). *Facies*, 45, 59-86.
- Wagner, R. H., Winkler Prins, C. J., y Riding, R. E. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in northern León, Spain. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 4, pp. 603-663.
- Wagner, R. H. (1966). On the presence of probable Upper Stephanian beds in Ayrshire, Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 2(1), 122-123.
- Westcott, W. A., & Ethridge, F. G. (1980). Fan-delta sedimentology and tectonic setting—Yallahs fan delta, southeast Jamaica: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 64.

ANEXOS

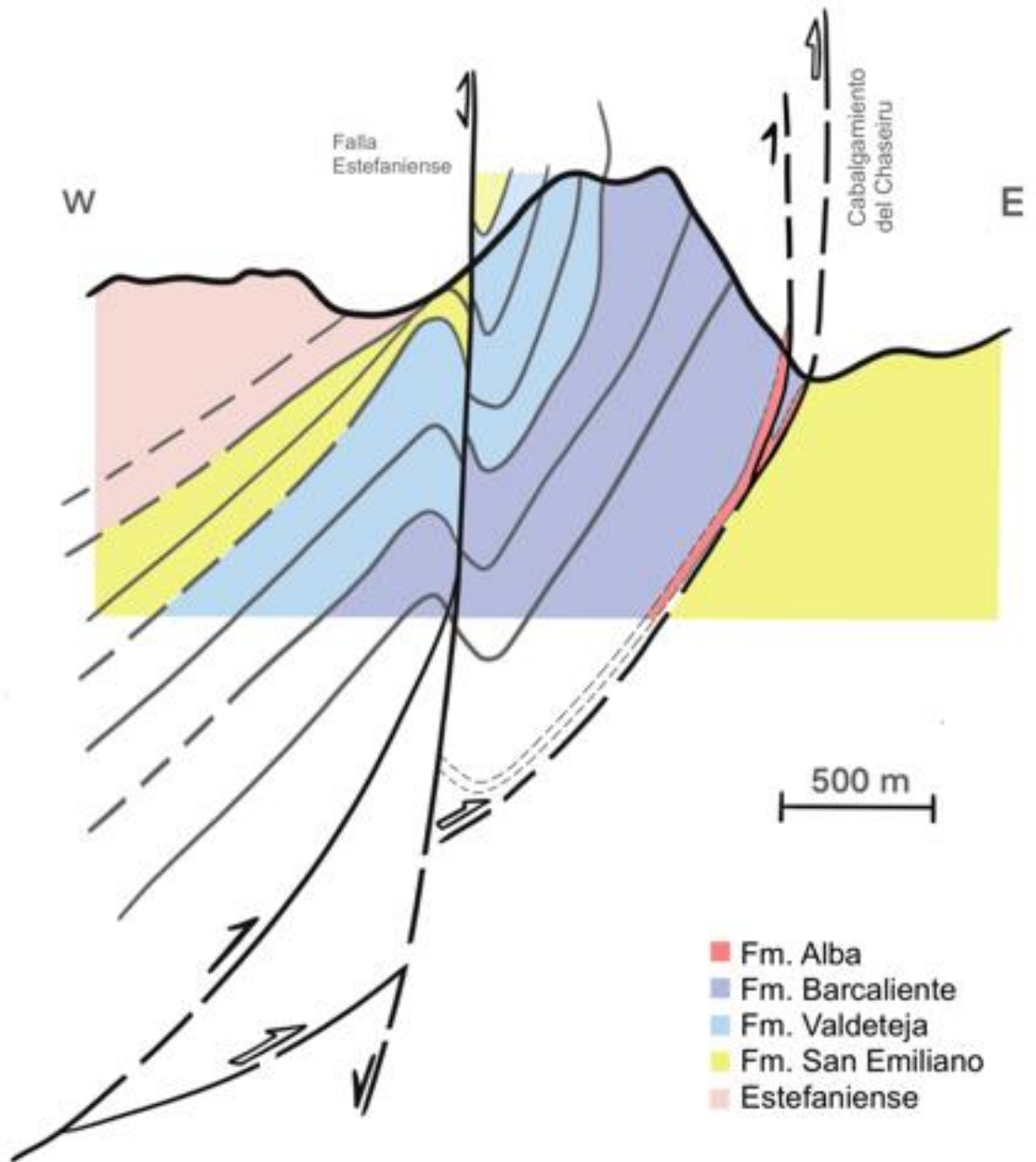
Mapa Geológico Huertos del Diablo

Corte A – A'

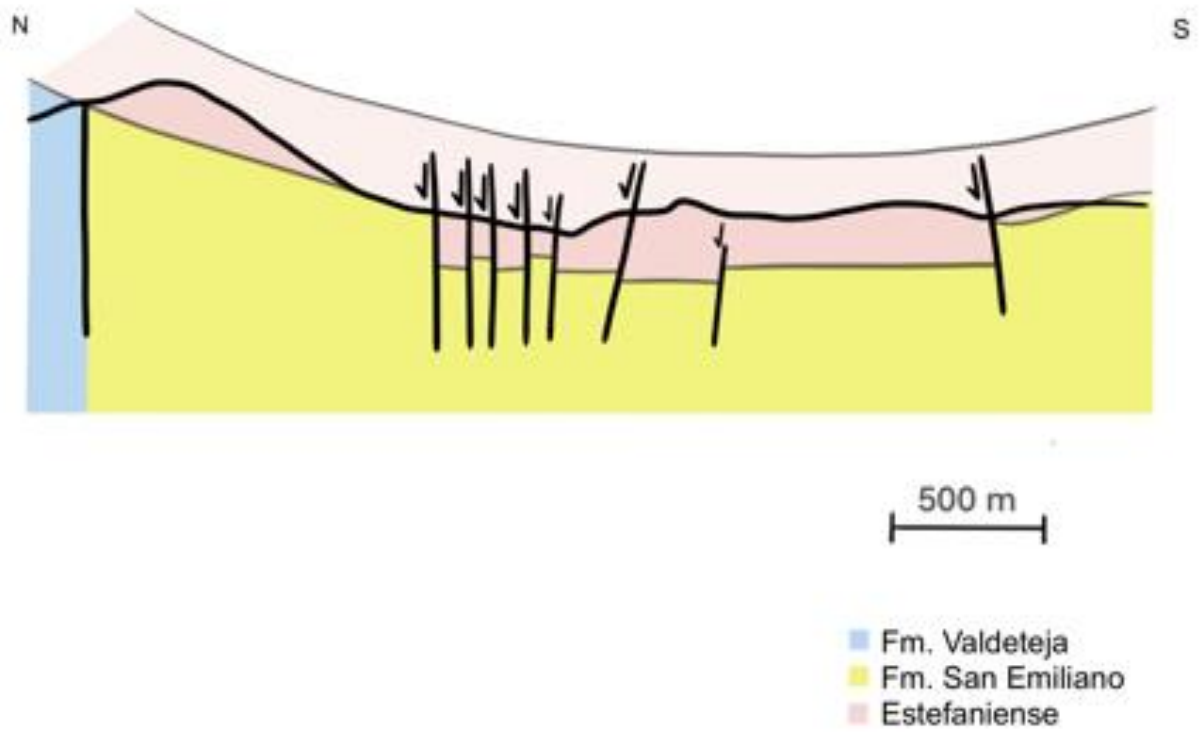
Corte B – B'



Anexo 1. Mapa geológico de la zona de trabajo.



Anexo 2. Corte geológico A-A' de los Huertos del Diablo.



Anexo 3. Corte geológico B-B' de los Huertos del Diablo.