

La karstificación en los Montes de Valnera (Espinosa de los Monteros, Burgos)

Karstification in the Montes de Valnera (Espinosa de los Monteros, Burgos)

Francisco Ruiz García¹, Miguel Ángel Martín Merino¹, Ana Isabel Ortega Martínez^{1, 2, 3}

¹ Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst (SEDECK)

² Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana (CENIEH)

³ Real Academia Burgense de Historia y Bellas Artes. Institución Fernán González

RESUMEN

Una de las principales características de los Montes de Valnera es la intensa karstificación motivada por la presencia de rocas carbonatadas solubles, el gran desarrollo de su red de fracturas y las intensas precipitaciones que allí se registran, así como el gran aparato glacial que albergaron, al menos, durante la última glaciación pleistocena. Todas estas características han favorecido la presencia de un espectacular exokarst y la concentración de una gran densidad de cavidades que mayoritariamente drenan sus aguas hacia el río Gándara, ya ubicado en la comunidad de Cantabria.

ABSTRACT

One of the main characteristics of the Montes de Valnera is the intense karstification generated by the presence of soluble carbonate rocks, the great development of their fracture network and the intense rainfall that is recorded there, as well as the glacial phenomena in the area, at least, during the last Pleistocene glaciation. All these characteristics have favored the presence of a spectacular exokarst and concentration of a high density of caves that mostly drain towards the Gándara River, in the Community of Cantabria.

Palabras clave: Karstificación, Montes de Valnera, Provincia de Burgos, Cabecera del río Gándara

Key words: Karstification, Montes de Valnera, Province of Burgos, Headwaters of the Gándara River

RASGOS GENERALES DE LA KARSTIFICACIÓN

En el desarrollo de la karstificación suelen intervenir varios factores complementarios:

- Litología: las rocas carbonatadas son solubles y favorecen la acción del agua.
- Estructura: la red de fracturas y otras discontinuidades jerarquiza las direcciones de los conductos. Determinadas estructuras pueden favorecer la ubicación de grandes redes subterráneas.

- Climatología: la intensidad de las precipitaciones es clave en el desarrollo de mayores conductos. La acción del hielo favorece la fragmentación de la roca pero, sobre todo, la persistencia de la acción del agua. Los glaciares también favorecen los grandes drenajes subterráneos y crean cubetas y depresiones que suelen facilitar la infiltración de las aguas.

Dentro de la División de Zonas Kársticas de Burgos (Ortega & Martín, 2017 y 2018), la zona 1.1.3. Montes de Valnera es la más septentrional de todas



Figura 1. Una de las bocas surgentes del río Gándara, al pie de la Peña Becerral, por las que drenan la mayor parte de las aguas subterráneas que se infiltran en los Montes de Valnera.

Figure 1. One of the springs of the Gándara River, at the foot of the Peña Becerral, through which most of the groundwater that infiltrates the Montes de Valnera resurges.

ellas, formando parte de la divisoria con Cantabria. En ellos destaca la presencia de tres grandes paquetes de calizas arrecifales urgonianas muy favorables a la karstificación: las Calizas de Peña Lusa o Calizas de Las Machorras, que coronan la serie carbonatada, las Calizas del Picón del Fraile, que a menudo se incluyen incorrectamente junto a las anteriores pero de las que están separadas por un potente estrato de areniscas, y las Calizas del Castro o Calizas de Cantos Blancos. Entre estos dos últimos aflora la Formación Lunada, una serie alternante de numerosos y delgados estratos de calizas karstificables con finos niveles de areniscas, que localmente son impermeables.

Una de las características de la zona son los cambios laterales de facies, debido a que sus sedimentos marinos se depositaron en la transición de la plataforma continental hacia la zona distal. En unos casos, la alternancia de calizas y areniscas, sin fracturas de por medio, acabó en un potente apilamiento de lentes arrecifales como el de la Peña Becerral (Rat, 1959; Simonnot, 2009; Martínez *et al.*, 2014; Degouve, 2014), bajo la que se ubica la surgencia del Gándara (Fig. 1). En otros casos,

un potente estrato de calizas urgonianas da paso a una alternancia de pequeños bancos de calizas y areniscas. O un paquete de areniscas impermeables dio paso a unas calcarenitas que, bajo ciertas condiciones, también pueden karstificarse. Las opciones son múltiples e introducen incertidumbre en las previsiones.

Las discontinuidades habituales en las calizas -estilolitos, venas de calcita, diaclasas, fallas, o juntas de estratificación-, suelen jerarquizar las direcciones preferentes de drenaje y, por tanto, la karstificación. En la Cordillera Cantábrica, la dirección O-E suele ser la más habitual para los conductos subterráneos en la mayoría de los macizos (Puch, 1981, 1987a, 1998), muy especialmente en la provincia de Burgos (Ruiz & García-Gómez, 1992). No obstante, la familia de grandes fallas de dirección NO-SE que afectan a los Montes de Valnera, probablemente relacionadas con las emersiones diapíricas (Olmo & Ramírez del Pozo, 1978), ha facilitado la disolución de importantes conductos en esa dirección. Pero sobre todo, al levantar unos bloques de la cobertera respecto a otros, pone en contacto materiales muy diversos entre sí lo que, algunas

veces, facilita la continuidad de los drenajes, pero no siempre lateralmente, sino que puede favorecer la continuidad de los cursos de agua, y por tanto de la karstificación, hacia niveles litológicos inferiores. Aunque no siempre tiene por qué ser así, dado que también se ha comprobado la conexión hidrológica de niveles inferiores hacia el superior en el que se ubica la resurgencia del Gándara (Ruiz & Rioseras, 2010a; Ruiz, 2011; Degouve, 2014; Rioseras & Benito, 2017).

Las abundantes precipitaciones que se registran en la zona, debido al efecto de barrera que suponen los Montes de Valnera respecto a las corrientes húmedas procedentes del mar Cantábrico, y el importante glaciario que la ha caracterizado hasta finales del Pleistoceno, han motivado que las infiltraciones en esos paquetes carbonatados hayan sido notorias, generando unos caudales subterráneos que hoy son importantes, siendo en el pasado probablemente muy superiores. Las aguas muchas veces se infiltraban a través de lapiazes, fracturas abiertas o dolinas, mientras que otras veces se sumían directamente por el fondo de grandes depresiones glaciokársticas o incluso por el propio cauce activo del río Trueba, cerca de su cabecera.

Como suele ser habitual, las aguas subterráneas circulan, a favor de buzamiento, por los contactos litológicos entre las calizas karstificables y las areniscas o margas que hacen de sustrato impermeable. Pero la intensa fracturación, antes aludida, facilitó que todos los niveles karstificables fueran conectándose hasta formar grandes colectores, los característicos cursos subterráneos que habitualmente drenan un acuífero kárstico por una única surgencia. El manantial del río Gándara representó este papel, al menos para los niveles carbonatados comprendidos entre las Calizas del Picón del Fraile y las Calizas del Castro. Por otra parte, las aguas infiltradas en las Calizas de Peña Lusa, parece que estén relacionadas directamente con las cabeceras del río Argumal, primer afluente del Gándara, pero mientras no se realicen en la zona ensayos sistemáticos con trazadores subterráneos, no se puede descartar que, gracias a esa red de fracturas, también sean capaces de atravesar el nivel de areniscas infrayacente, que las separa de las Calizas del Picón del Fraile, y alimentar directamente a la surgencia del Gándara.

La cuenca cantábrica, en concreto la surgencia del Gándara y su cabecera, se desarrolla a cotas mucho más bajas que las del río Trueba, que realiza el drenaje superficial de los Montes de Valnera hacia la mediterránea. Este hecho favorece que la cuenca superficial no se corresponda con la subterránea, pues la mayor parte de las aguas infiltradas cambian de cuenca hidrográfica, pasando de la mediterránea-río Trueba, afluente del Nela y éste, a su vez, del Ebro- a la cantábrica-río Gándara, afluente del Asón- (Ruiz & Rioseras, 2010a; Rioseras & Benito, 2017) (Fig. 13). Incluso parte de las precipitaciones que caen sobre la vertiente occidental del Castro Valnera, en la cabecera del río Pas, acaban infiltrándose al alcanzar dos pequeños niveles de calizas urgonianas tabulares intercalados entre el potente paquete de areniscas que forma la cara occidental del Valnera.

EXOKARST

El exokarst de los Montes de Valnera es espectacular: grandes depresiones glaciokársticas, dolinas, lapiazes, enormes fallas abiertas y grandes pozos directos son habituales en el entorno (Fig. 2).

El Bernacho es la principal depresión glaciokárstica, un imponente valle cerrado, que se abre a los pies del Pico de la Miel, Castro Valnera y Cubada Grande, que lo bordean a 500 m por encima de su fondo. En origen fue excavado por los hielos en las calizas urgonianas a favor de dos grandes fallas, una de dirección NO-SE y otra SO-NE que lo drenaban hacia el E. Su fondo plano está recubierto de materiales de acarreo glaciar, entre los que las aguas se abren paso a través de multitud de dolinas que tapizan su fondo, generalmente a cotas comprendidas entre 1.075 y 1.080 m de altitud (Fig. 3A). La coloración de 2016 (Rioseras & Benito, 2017) se realizó en su vértice sur, aprovechando las escasas aguas de escorrentía que descendían, tras una formidable nevada, por la vaguada que separa la Cubada Chica y El Curro.

El Curro es otra gran depresión glaciokárstica que se ubica un poco más al sur y en posición algo más elevada, con su fondo a 1.130 m, bordeada por los macizos de la Cubada Grande, la Cubada Chica, El Curro y la Horadada. También es de origen glaciar

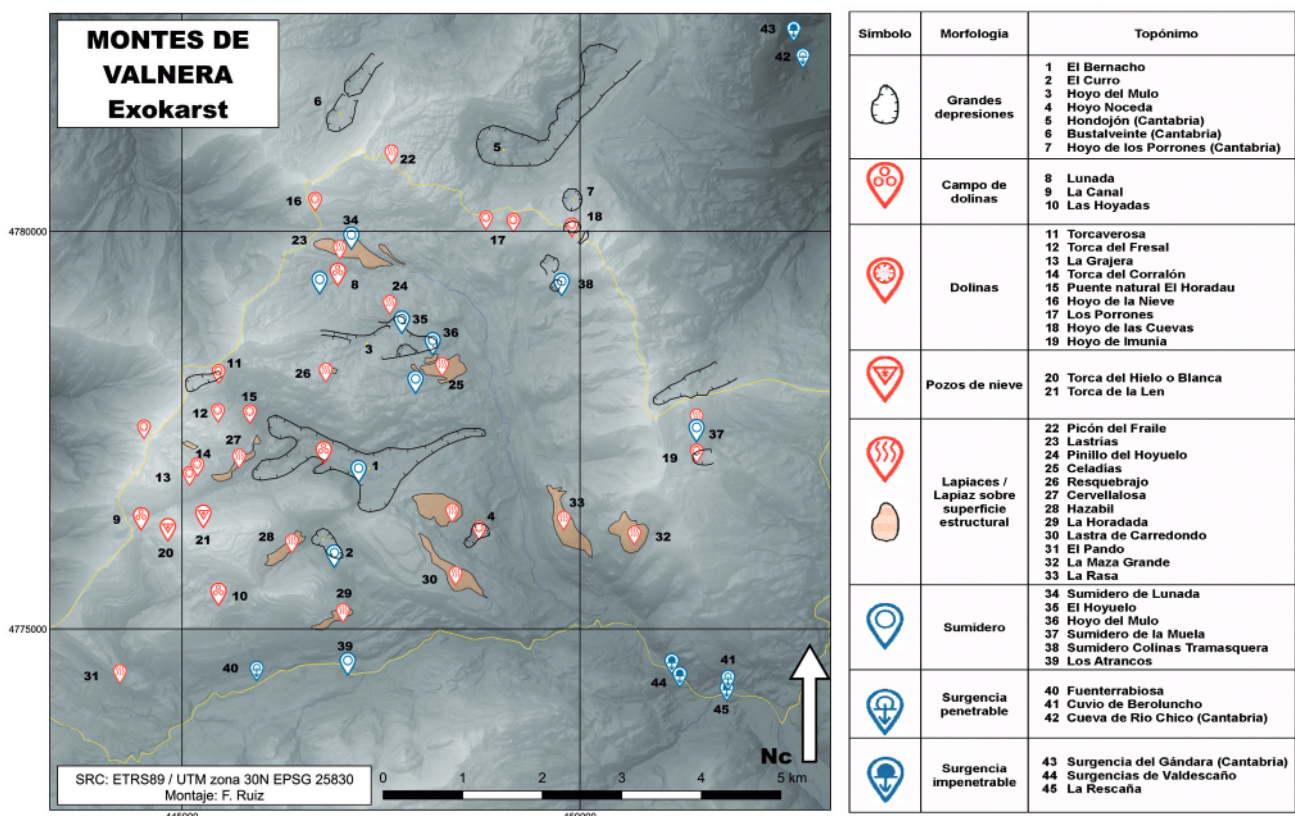


Figura 2. Exokarst de los Montes de Valnera. Fuentes MDT200 2015 y MEDT05 2010 CC-BY 4.0 www.cnig.es

Figure 2. Exokarst of the Montes de Valnera. Sources MDT200 2015 and MEDT05 2010 CC-BY 4.0 www.cnig.es

y fue excavado por los hielos en el mismo paquete de calizas urgonianas, a favor de dos grandes fallas paralelas a las de El Bernacho, una de dirección NO-SE y otra NE-SO, abriéndose hacia el SE, directamente hacia el Trueba. En su fondo plano también existe un sumidero que absorbe las escasas aguas de escorrentía que hoy día le alcanzan (Fig. 3B).

La depresión glaciokárstica del Hoyo del Mulo se ubica en la suave ladera oriental del Pico de la Miel, al S de la carretera de acceso a las pistas de esquí de Lunada. Es algo menor que las anteriores, debido a que quedó colgada al encajarse la cabecera de El Bernacho. Su fondo, que se abre a 1.177 m, también está recubierto de materiales de acarreo glacial entre los que, no obstante, las aguas de escorrentía siguen infiltrándose por varias dolinas que se abren en el contacto con el estrato calcáreo, que también bordea orientalmente a la depresión (Fig. 3C).

El Hondojo, su prolongación el Hojo, y Bustalveinte son otras dos enormes depresiones

glaciokársticas que se localizan en Cantabria, a escasos metros de la divisoria provincial, al N de Peña Lusa y del Picón del Fraile respectivamente (Fig. 3D), delimitando entre ellas la cabecera conocida del Sistema del Gándara. Ambas drenarían hacia el NE, a la cabecera del río Asón, por lo que la zona intermedia del Sistema del Gándara cruza por debajo de la zona terminal del Hojo, aunque a cotas sensiblemente más bajas (Degouve, 2008, 2014).

Las dolinas de disolución también son frecuentes en los Montes de Valnera y algunas tienen dimensiones notables. La del Hoyo Noceda es prácticamente una depresión estructural, aunque tal vez no tenga origen glaciokárstico, se ubica al O del kilómetro 2 de la carretera del Puerto de Lunada, en el barrio de Arredondo, o Carredondo, poco antes de la entrada al camino hacia El Bernacho (Fig. 4B). A pesar de que la erosión ha desmantelado su cierre oriental, dejándola parcialmente abierta al valle de Lunada, tiene unos 200 m de diámetro y una profundidad original de unos 20 m, aunque se prolonga hacia el S más de 100 m pero ya con

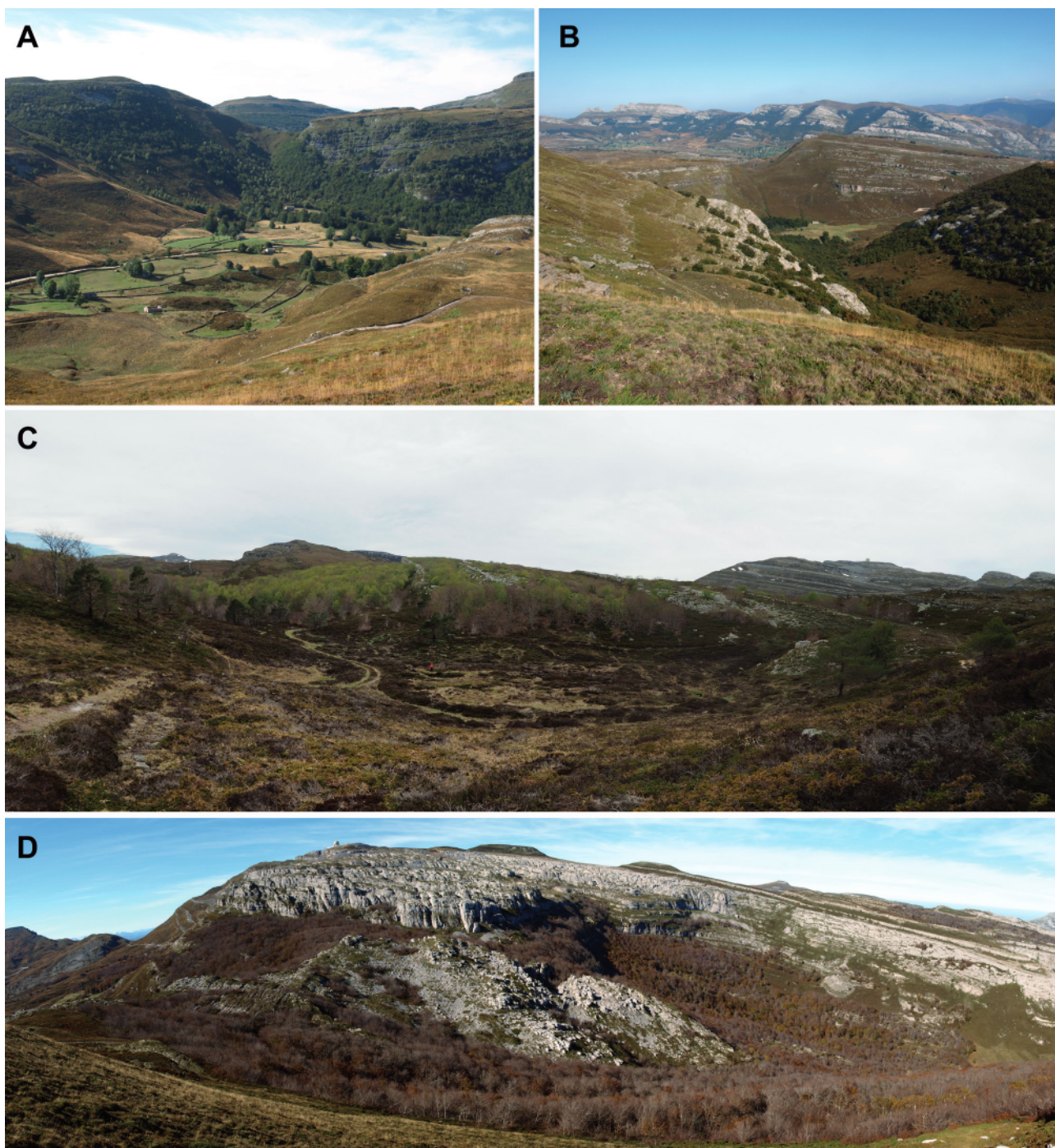


Figura 3. Grandes depresiones glaciokársticas. A: El Bernacho; B: El Curro; C: Hoyo del Mulo; D: El Hondojo.

Figure 3. Large glaciokarstic depressions. A: El Bernacho; B: El Curro; C: Hoyo del Mulo; D: El Hondojo.

bordes más suaves. También es notoria la conocida como El Hoyo de la Nieve, muy cerca del Puerto de Lunada, junto a la divisoria provincial que asciende hacia el Picón del Fraile (Fig. 4A).

Destacan especialmente los campos de dolinas de El Bernacho, en parte ya descrito al hablar de las grandes depresiones, La Canal y Las Hoyadas. El de La Canal se sitúa en la cabecera del arroyo de

Peña Negra, entre los macizos del Castro Valnera (vértice SO del Alto de los Dojos), la Cubada Grande y Peña Negra. Los abundantes sedimentos de origen glaciario, cubiertos por una importante turbera, recubren las calizas urgonianas. Como también ocurría en El Bernacho, entre los sedimentos se abren un sinfín de puntos de infiltración para las aguas subterráneas que drenarán por la falla de La Canal hacia El Bernacho (Fig. 5A y B).



Figura 4. A: El Hoyo de la Nieve; B: Hoyo Noceda.

Figure 4. A: El Hoyo de la Nieve; B: Hoyo Noceda.

El tercer gran campo de dolinas es el de Las Hoyadas, localizado entre los macizos de la Cubada Grande, La Maza y La Horadada. Como en los anteriores, la infiltración se produce entre los abundantes depósitos de origen glaciar que recubren el estrato de calizas urgonianas. También hay una importante densidad de dolinas de disolución en la cabecera del valle de Lunada, ya cerca del puerto de montaña,

así como en las laderas occidentales de Peña Lusa y La Tramasquera, y en el sector de Maza Grande, al SO del Alto de Imunía.

En el Castro Valnera, si bien las dolinas son abundantes, las de disolución son escasas, aunque merece citarse la existente junto a la torca V.3, en el eje de la falla, con su característica forma de embudo. Son mucho más frecuentes las dolinas de colapso, como la existente al pie de la cumbre del propio Valnera, en la cabecera de la Torca de los Mineros, que indudablemente debió provocar el hundimiento de algunas galerías. En el sector norte del Valnera, en la ladera meridional de la Calleja Honda (vulgarmente conocida como El Tubo por los esquidores), se localizan algunos grandes colapsos como el del Fresal. Ya en el collado que separa al Castro Valnera del Pico la Miel se localiza Torcaverosa, que da nombre al propio collado. Por último, también merece citarse el gran colapso que dio origen a la Torca de La Grajera, una de las cavidades emblemáticas del macizo, o el que originó el puente natural conocido como El Horadau (Fig. 6).

Otra de las peculiaridades del Castro Valnera son sus grandes fallas, muchas de ellas abiertas, en las que se alinean algunas de sus más importantes cavidades. Las más espectaculares se localizan en su sector central, en la meseta superior, donde se pueden contemplar algunas de hasta 200 m de

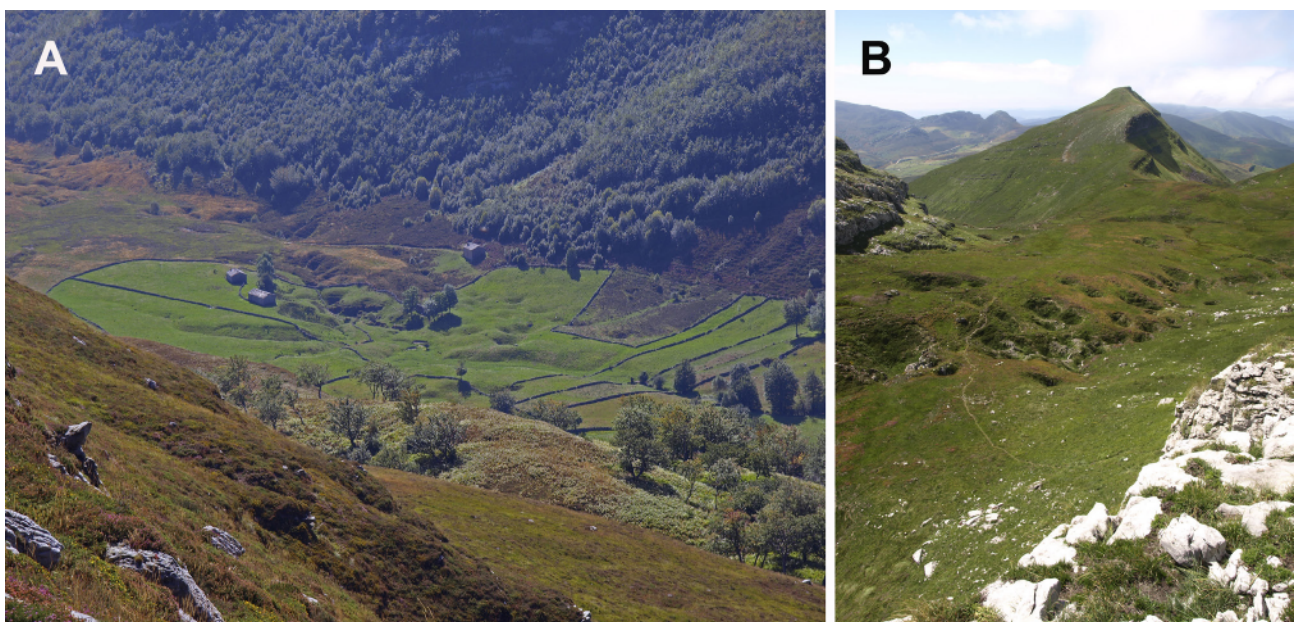


Figura 5. Campos de dolinas. A: El Bernacho; B: La Canal.

Figure 5. Doline fields. A: El Bernacho; B: La Canal.

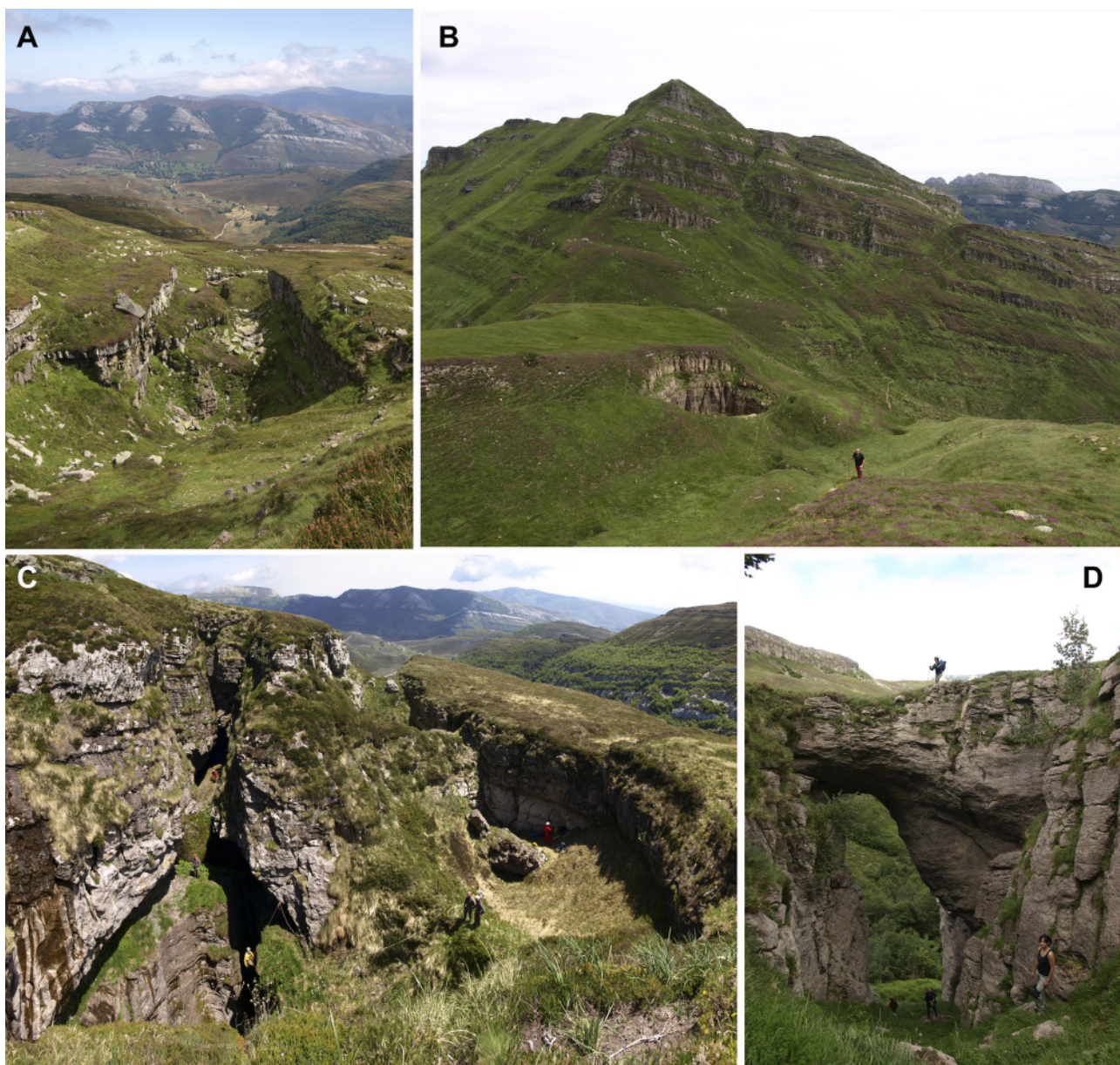


Figura 6. Grandes dolinas de colapso en el Castro Valnera. A: Torca de los Mineros; B: Torcaverosa; C: Torca de La Grajera; D: El Horadau, que dejó la forma residual de un puente.

Figure 6. Large collapse sinkholes in Castro Valnera. A: Torca de los Mineros; B: Torcaverosa; C: Torca de La Grajera; D: El Horadau, which left the residual shape of a bridge.

longitud y profundidades de varias decenas de metros que, en cierto modo, también son enormes colapsos longitudinales, a favor de la propia falla, que podrían haber provocado el hundimiento de antiguas galerías. La Torca de la Nieve, formada por el cruce de las dos mayores fracturas, es la más característica de todas ellas. Más al N se localiza la Calleja Honda. El sector de Rajas, en el extremo SO del Valnera, alberga otros ejemplos de interés (Fig. 7). En Hazabil, la ladera SE de la Cubada Grande, también existen algunas fracturas abiertas de notable tamaño.

También existen bellos ejemplos de lapiazes en la zona. Aunque mayoritariamente en territorio cántabro, entre el Picón del Fraile y Las Motas, se localiza el más extenso de todos ellos, con grietas de profundidades superiores a los 10 m. Algo parecido ocurre en torno a Peña Lusa, con lapiazes más desarrollados en la vertiente cántabra. Al OSO del Alto de Imunía, también se encuentran extensos campos de lapiaz en la Maza Grande y Retorca, así como, por debajo de ellos, en el nivel calcáreo inferior, en La Rasa, sobre una superficie estructural de la margen izquierda del valle de Lunada, previamente tallada por el glaciario.

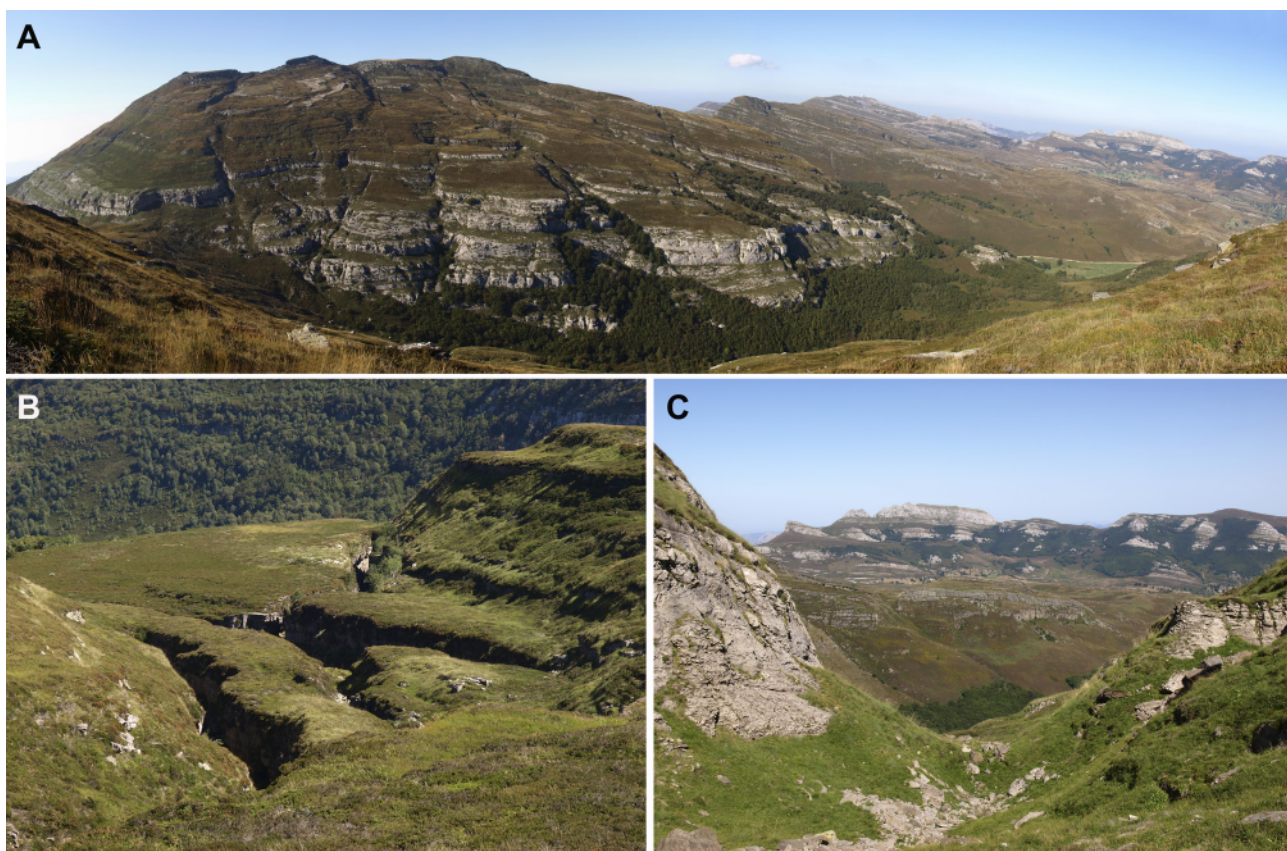


Figura 7. Grandes fallas abiertas del Castro Valnera. A: vista general desde la Cubada Grande, con La Canal y El Bernacho en la parte inferior; B: Torca de la Nieve; C: Calleja Honda.

Figure 7. Large open faults of Castro Valnera. A: general view from the Cubada Grande, with La Canal and El Bernacho at the bottom; B: Torca de la Nieve; C: Calleja Honda.



Figura 8. Diferentes vistas del lapiaz de Lastrías.

Figure 8. Different views of the limestone pavement of Lastrías.

El sector de Lastrías, ladera oriental del Pico la Brena, al sur del Puerto de Lunada, representa el lapiaz más extenso de la vertiente burgalesa de los Montes de Valnera. Es un lapiaz tabular sobre una superficie estructural con marcado buzamiento hacia el E. También afecta a dos pequeños niveles inferiores pero, sobre todo, a los niveles superiores de Las Bernías que afloran sucesivamente, uno sobre otro, más hacia el E (Fig. 8).

En la ladera oriental del Pico de la Miel, cerca del Hoyo del Mulo, también existen algunos lapiaces interesantes, aunque los del Resquebrajo y Celadías son los más representativos del sector localizado entre la estación de esquí y el valle de El Bernacho (Fig. 9).



Figura 9. El lapiaz de Celadías se localiza en el sector más bajo de Cuetos. Al fondo se observa el Valnera.

Figure 9. The limestone pavement of Celadías is in the lowest sector of Cuetos. Valnera is in the background.



Figura 10. Lapiaz en la ladera meridional del Castro Valnera.

Figure 10. Limestone pavement on the southern slope of Castro Valnera.



Figura 11. Lapiaz en Hazabil, ladera meridional de la Cubada Grande.

Figure 11. Limestone pavement in Hazabil, southern slope of the Cubada Grande.



Figura 12. Disolución diferencial entre los distintos estratos, a favor de planos de estratificación y fracturas en Las Hoyadas. En la imagen de la derecha, además, se está produciendo un importante deslizamiento de ladera.

Figure 12. Differential dissolution between the different strata, in favor of stratification planes and fractures in Las Hoyadas. In the image on the right, in addition, a significant slope slide is occurring.

La ladera SE del Castro Valnera, entre el collado de La Canal y Cervellalosa, donde afloran las calizas masivas urgonianas, también conserva amplias superficies con lapiaces bien desarrollados (Fig. 10), al igual que ocurre en el sector de Hazabil, al SE de la Cubada Grande (Fig. 11), o en La Horadada. Más hacia el E, el sector entre El Curro y Hoyo Noceda también presenta superficies estructurales con amplios lapiaces en la margen derecha del valle de Lunada, justo frente a la ya citada en la otra margen de La Rasa, lo que parece indicar que ambas fueron talladas por la lengua glaciar en un momento previo al encajamiento del valle. Al S de Peña Negra, en El Pando, se ubica otro buen ejemplo de lapiaz.

La mayoría de los lapiaces descritos, quizás salvo los desarrollados en torno a las cumbres del Picón del Fraile y Peña Lusa por estar a cotas más elevadas, parecen haber evolucionado mayoritariamente a partir de la desaparición de los últimos hielos. De hecho, es frecuente encontrarlos asociados con afloramientos calizos bastante pulimentados por la abrasión glaciar, incluso con claras estrías de fricción y con bloques de facies terrígenas suprayacentes depositados sobre la superficie del lapiaz, o incrustados en sus grietas.

También es frecuente observar que, dependiendo de las diferentes litologías, las huellas de disolución varían mucho de unos niveles a otros. Hay ejemplos

notables en Castro Valnera y en los escarpes meridionales de la Cubada Grande, frente al sector de Las Hoyadas (Fig. 12).

ENDOKARST

Ya hemos mencionado que una litología y estructura favorables, junto a unas elevadas precipitaciones, han posibilitado la intensa karstificación de los Montes de Valnera, así como de todo el entorno próximo, especialmente en los macizos de la vertiente cántabra, pero sin olvidar que a escasos kilómetros se localizan los importantes karst de Ojo Guareña y Sierra Salvada.

La extraordinaria densidad de cavidades de la zona no pasó desapercibida para los primeros pastores, ganaderos y cazadores que, durante la Edad Media, comenzaron a recorrer estas montañas. Hemos podido comprobar, gracias al *Libro de la Montería* de Alfonso XI, que buena parte de los topónimos utilizados en el siglo XIV en los Montes del Somo y Valnera siguen siendo de uso habitual y que muchos de ellos hacen referencia a formas relevantes de su exokarst, e incluso de sus cavidades (Ortega & Martín, 2019).

Actividad espeleológica en los Montes de Valnera

Desde el punto de vista espeleológico, los Montes de Valnera han sido trabajados sistemáticamente por diferentes grupos y asociaciones. El primero en hacerlo fue el Spéléo Club de Dijon (SCD), siglas genéricas bajo las que se agrupa un amplio conjunto de grupos (fundamentalmente CAF d'Albertville y G. S. Haute Pyrénéen de Tarbes) y espeleólogos, que se ha dedicado a la prospección e investigación sistemática de la vertiente cántabra, pero también desde 1974 a sectores burgaleses próximos a la divisoria (ARES, 1974; Marras, 1984; Degouve y Simonnot, 1989, 1990 y 1991; Degouve, 2003, 2008 y 2014; Equipe Gándara, 2003; CAF d'Albertville, 2005 y 2007; SCD, 2006; GSHP y SCD, 2012 y 2013).

El Grupo Espeleológico Edelweiss (GEE) de Burgos, inició sus prospecciones en la zona en 1975 (Antón,

1977; Rubio, 1982; Ruiz, 1986, 1992, 2006 y 2011; G. E. Edelweiss, 1992; Ruiz & García-Gómez, 1992; Martín, 1992, 2001 y 2017; Santiago *et al.*, 1999; García-Gómez & Hernando, 1999; García-Gómez, 2000a, 2000b, 2001, 2002, 2003 y 2013; Ortega & Martín, 2009; Ruiz *et al.*, 2009; Ruiz & Rioseras, 2010b; Ortega *et al.*, 2011; García-Espinosa & Ruiz, 2014; García-Espinosa, 2015; García-Espinosa & León, 2016; Puch, 2017a; Alegre, 2018; Tamayo & Alegre, 2019; Alegre *et al.*, 2020).

Desde 1977, el club STD de Madrid (anteriormente G. E. Standard) y más recientemente el Club *Bathynellidae* entre otros (integrados por antiguos miembros del anterior), también han dedicado muchos años a la exploración, topografía y publicación de algunas de las principales cavidades de la zona (Puch, 1981, 1987a, 1987b, 1998, 2012, 2017b y 2022; Camacho & Puch, 1995; Puch & Camacho, 2022).

A lo largo de los últimos 45 años, otros grupos espeleológicos como el GLEX de Jerez de la Frontera, el GER de Rivas Vaciamadrid, el G. E. Ribereño de Aranda de Duero, o el G. E. S.DOS.S de Burgos, también han participado en los trabajos en algunos sectores o cavidades concretas de los Montes de Valnera.

Grandes cavidades en los Montes de Valnera

Desde que se intensificaron los trabajos espeleológicos en la zona, se ha constatado que un importante número de las mayores cavidades burgalesas, especialmente las de mayor desnivel, se localizan en los Montes de Valnera (Ruiz, 1986, Ruiz, 1992 y 2006; Ruiz & García-Gómez, 1992, Martín, 1992, Ruiz *et al.*, 2009; Ortega *et al.*, 2011; Alegre *et al.*, 2020). Un total de 37 cavidades superan los 100 metros de desnivel y 16 también superan el kilómetro de desarrollo (15 de ellas entre las anteriores). Aparecen en la Tabla I, distribuidas entre las ocho subzonas, o macizos, en que subdividimos los Montes de Valnera, ordenados de SO a NE: Cubada Grande, Castro Valnera, Pico de la Miel-Cuetos, Pico La Brena-Lastrías-Las Bernías, Picón del Fraile, Peña Lusa, La Tramasquera y Alto de Imunía (Fig. 13). Dentro de cada una de ellas,

Tabla I: Grandes cavidades burgalesas en los Montes de Valnera.

Table I: Large caves of Burgos in the Montes de Valnera.

Subzona / Macizo	Cavidad	Desarrollo (m)	Desnivel (m)
Cubada Grande	Sistema de la Cubada Grande	7.569	-397
	CG.13		-142
Castro Valnera	Torca de los Mineros	6.800	-318
	Torca La Grajera (V.2)	1.925	-234
	Torca del Mirador	1.688	-222
	Torca de Rajas	1.568	-188
	Torca del Corralón (V.38)	1.286	-364
	V.72		-273
	Torca de Lastras Negras (V.4)		-219
	V.23		-207
	Torca de la Rana (V.3)		-201
	Torca del Raso de Rajas (V.50)		-181
	V.121		-153
	V.77		-145
	V.41-V.110		-145
	V.108		-138
	Torca Sonora (V.14)		-138
	V.88		-122
	V.103		-120
	V.135		-105
Pico de la Miel-Cuetos	Torca de Celadías-Cuetos 13	2.455	-193
	Torca del Hoyo		-260
	PM.6-PM.7-PM.8		-157
	Cuetos 1		-101/+18
Pico La Brena-Lastrías-Bernías	Sistema de Las Bernías	15.469	-263/+5
	Cueva de Las Bernías	5.300	-142/+3
	Sumidero de Lunada	3.530	-338
	Lastrías 1		-138
Picón del Fraile	Sistema del Gándara (1)	116.740	-814
	Cueva del Oso	1.425	-113
Peña Lusa	Sistema Cueva del Lobo (1)	14.780	-283
	Sumidero de las Colinas de La Tramasquera		-142
	Torca del Siroco		-109
La Tramasquera	Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera	19.300	-433/+3
Alto de Imunía	Torca de los Morteros	12.705	-406/+40
	Cueva de Valdescaño	1.002	+49
	El Covarato		-137
	Torca del Haya		-108

(1) En ambos casos se trata de cavidades con todas sus entradas, y la casi totalidad de su desarrollo, en Cantabria, pero que cuentan en su cabecera con alguna galería bajo suelo burgalés.

están clasificadas, primero por su desarrollo y, como segundo criterio, por su desnivel.

Otra de las peculiaridades de los Montes de Valnera es que en ellos se concentran la totalidad de los pozos de más de 100 m de desnivel que se conocen en Burgos, un total de 21 a finales de 2022. Dieciséis se localizan en el propio Castro Valnera: cinco en la Torca de los Mineros, dos en la Torca de La Grajera, dos en la V.72 y uno en la Torca del Mirador, Torca del Corralón, Torca de la Rana, Torca del Raso de Rajas, V.23, V.77 y V.41-V.110. En el macizo de la Cubada Grande se localiza otro de ellos: la entrada histórica al Sistema de la Cubada. En el Alto de Imunía se localizan los cuatro restantes, concretamente en la Torca de los Morteros. Nuevamente, resulta evidente que la litología, la estructura y las intensas precipitaciones han favorecido esa concentración, fuera de lo común, de grandes verticales en una superficie tan reducida, dado que 16 de ellos se concentran en los 2,26 km² del propio Castro Valnera (Ruiz, 1992; Ruiz & García-Gómez, 1992; Santiago *et al.*, 1999; García-Gómez, 2001; Ruiz, 2006; Ortega *et al.*, 2011; Ruiz, 2011; García-Gómez & Ruiz, 2014; García-Gómez & León, 2016; Puch, 2017b).

Las directrices estructurales

Como apuntábamos anteriormente, la influencia de las grandes directrices estructurales en la formación de los principales conductos es evidente en los Montes de Valnera. Ya lo dejamos entrever en el artículo introductorio a la zona (Ruiz, 2011), evidenciando que los diagramas direccionales de los conductos de las mayores cavidades se ajustaban claramente a las principales direcciones de fracturación, con valores máximos para la OSO-ENE y algo menores para la SO-NE y NO-SE (Ruiz, 2011). Pero en el Sistema del Gándara, principal colector de la zona, aún es más evidente el hecho de que casi todas las galerías adoptan la dirección O-E y, en menor medida, la SO-NE, apenas limitada a las que evolucionan encajadas entre la depresión glaciokárstica del Hondojo y la ladera NO de Sierra Helguera (Degouve, 2008, 2014), ambas ajustadas a esa misma dirección (Fig. 14).

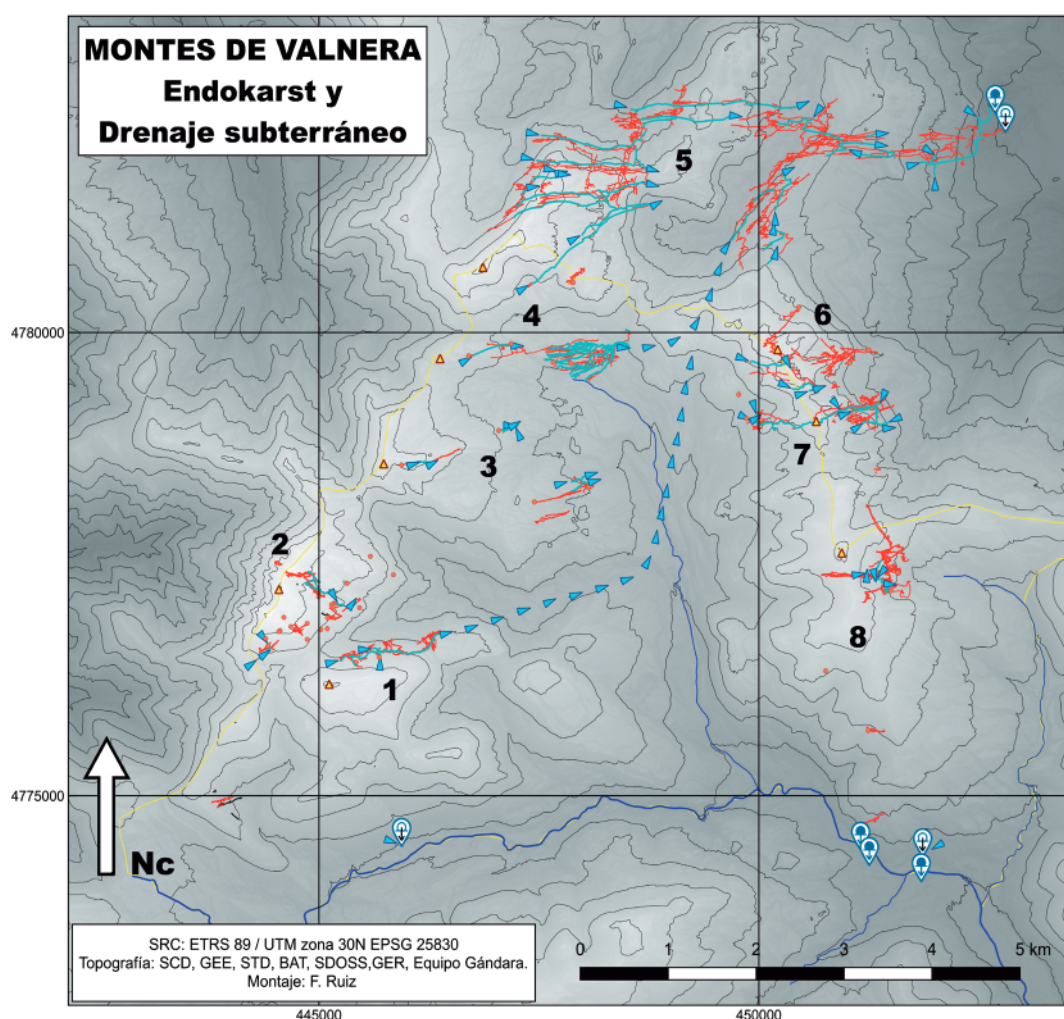


Figura 13.
Grandes
cavidades de
los Montes
de Valnera
(Topografías S.
C. Dijon, G. E.
Edelweiss, STD, G.
E. Bathynellidae,
G. E. S.DOS.S.,
G. E. Ribereño
y Eq. Gándara.
(Fuentes MDT200
2015 y MEDT05
2010 CC-BY 4.0
www.cnig.es.

Figure 13.
Large caves in
the Montes de
Valnera (Surveys
S. C. Dijon, G. E.
Edelweiss, STD, G.
E. Bathynellidae,
G. E. S.DOS.S.,
G. E. Ribereño
and Eq. Gándara.
(Sources MDT200
2015 and
MEDT05 2010
CC-BY 4.0
www.cnig.es.

LEYENDA:

1. Sistema de la Cubada Grande
2. Cavernas y Sistema del Castro Valnera
3. Cavernas del Pico de la Miel y Cuertos
4. Cavernas del Pico La Brena, Lunada, Lastrías y Bernías
5. Sistema del Gándara
6. Peña Lusa y Sistema Cueva del Lobo.
7. Sistema de la Peña del Trillo y La Tramasquera
8. Alto de Imunía y Torca de los Morteros.

-  Surgencia impenetrable
-  Surgencia penetrable
-  Trazado espeleológico
-  Circulación hídrica
-  Trazado hipotético de la circulación

La karstificación en los Montes de Valnera ha tenido un origen epigénico, es decir, las aguas han actuado a favor de la gravedad, se han infiltrado desde arriba hacia abajo, a favor de las discontinuidades presentes en la roca, circulando por aquellos trayectos sometidos a mayores gradientes hidráulicos (Eraso, 1994). Muchas cavidades tienen una clara génesis vadosa, generalmente a través de infiltraciones verticales (bien en dolinas de disolución, en simples grietas de lapiaz, o en enormes pozos), o por sumideros directos a favor de un plano de estratificación (Fig. 15). Pero lo que tienen casi todas en común es que cuando alcanzan

un nivel de menor permeabilidad, generalmente de areniscas, se ajustan al buzamiento de los estratos y se adaptan a la pendiente del plano de estratificación. Cuando el aumento del caudal de agua hace que su circulación por las galerías sea en conducción forzada, o régimen inundado, se produce una sobreexcavación preferente en las bóvedas, por disolución; mientras tanto, la variabilidad de la solubilidad entre los estratos provoca en ellos procesos de disolución diferencial, con formas de reexcavación muy variadas. Pero si la circulación es en régimen vadoso, el sustrato de areniscas, o de calizas margosas, se erosiona de

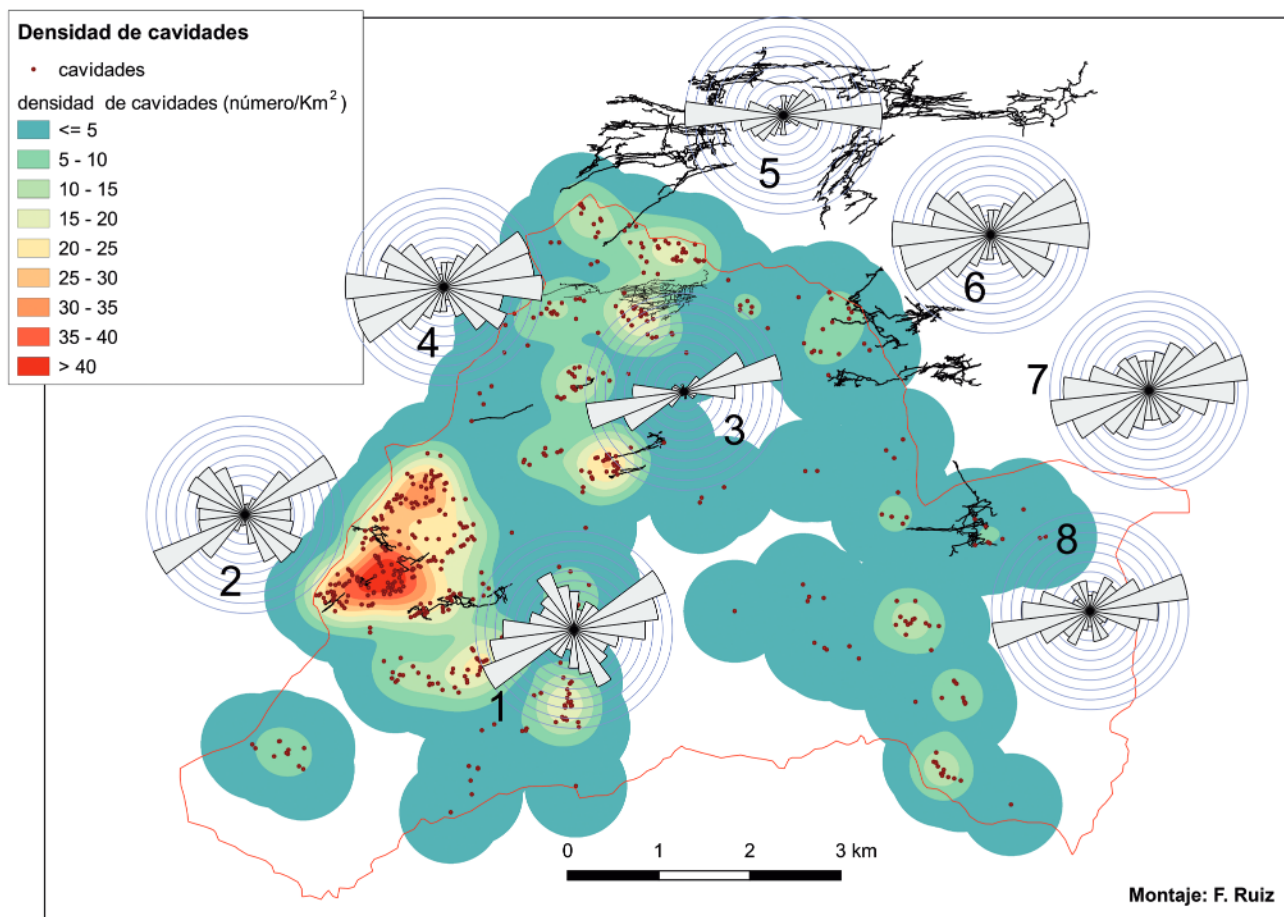


Figura 14. Densidad de cavidades y diagramas de distribución de las direcciones preferentes por macizos o subzonas. 1: Cubada Grande; 2: Castro Valnera; 3: Pico de la Miel; 4: Pico de la Brena; 5: Picón del Fraile; 6: Peña Lusa; 7: La Tramasquera; 8: Alto de Imunía (Topografías S. C. Dijon, G. E. Edelweiss, STD, G. E. Bathynellidae y G. E. S.DOS.S. Fuentes MDT200 2015 y MEDT05 2010 CC-BY 4.0 www.cnig.es).

Figure 14. Cave density and distribution diagrams of preferred directions by massifs or subzones. 1: Cubada Grande; 2: Castro Valnera; 3: Pico de la Miel; 4: Pico de la Brena; 5: Picón del Fraile; 6: Peña Lusa; 7: La Tramasquera; 8: Alto de Imunía (Surveys S. C. Dijon, G. E. Edelweiss, STD, G. E. Bathynellidae and G. E. S.DOS.S. Sources MDT200 2015 and MEDT05 2010 CC-BY 4.0 www.cnig.es).



Figura 15. Torrente originado por las aguas de escorrentía que se filtra directamente por la V.27, una de las torcas del Castro Valnera (Fotografía R. García-Espinosa, en García-Espinosa & León, 2016).

Figure 15. Torrent caused by the runoff water which flows directly into V.27, one of the Castro Valnera sinkholes (Photograph R. García-Espinosa, in García-Espinosa & León, 2016).

forma mecánica. En mayor o menor medida, esto se aprecia claramente en las topografías publicadas de las grandes cavidades anteriormente citadas (Puch, 1981, 1987a, 1987b, 1998, 2012, 2017a y 2022; Degouve & Simonnot, 1989, 1990, 1991 y 2020; Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez & Hernando, 1999; García-Gómez, 2000a, 2000b, 2002, 2003 y 2013; Ruiz, 2006 y 2011; CAF d'Albertville, 2007; Degouve, 2008 y 2014; Ruiz *et al.*, 2009; Ortega *et al.*, 2011; García-Espinosa & Ruiz, 2014; García-Espinosa, 2015; García-Espinosa & León, 2016; Tamayo & Alegre, 2019; Puch & Camacho, 2022).

Descripción de las diferentes subzonas o macizos

Cubada Grande

La subzona de la Cubada Grande es la cumbre principal de una serie de pequeños macizos con una alineación general OSO-ENE, compartimentados entre sí por grandes fallas, que delimitan el valle de Lunada del valle del Trueba. Es también el más karstificado de todos ellos, especialmente en su abrupta cara norte que se yergue frente al Castro Valnera separado por la falla que dio origen al valle de La Canal.

El Sistema de la Cubada (CG.6-CG.20-CG.25-CG.35), con 7,5 km de desarrollo y -397 m de desnivel, efectúa el drenaje de todas las cavidades de su ladera septentrional, incluida la CG.13 de -142 m de desnivel, aunque tan solo cuatro de ellas permiten el acceso a su interior (Puch, 1987 y 1998; Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001 y 2002; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz *et al.*, 2009).

La dirección de su colector también se ajusta a una gran falla de dirección OSO-ENE, paralela a la de La Canal y tramo final de El Bernacho. Otras fracturas transversales también afectan al macizo, especialmente la de dirección NO-SE que desgajó la Cubada Chica de la Cubada Grande y provocó unos grandes colapsos que afectan sensiblemente al tramo inferior de la cavidad (Figs. 16, 17 y 18).

Ocasionalmente, algunas de estas fracturas, al menos en tres lugares de la Cubada Grande, presentan sus paredes recubiertas parcialmente por

cristales de calcita de gran tamaño con forma de escalenoedros, también conocidos como "dientes de perro". El Meandro de los Cristales, un aporte lateral del colector del Sistema de la Cubada, es el más conocido y espectacular de todos ellos (Fig. 19).

Se ha apuntado que este tipo de cristales crecen en ambientes acuáticos, con un régimen de aguas estancadas, aunque por el tamaño de sus cristales, las condiciones debieron haber permanecido invariables durante miles de años (Moya & García-Gómez, 2013), pero eso no explicaría el porqué se han formado, a cotas muy diferentes entre sí, en otros dos lugares del mismo macizo (CG.8 y CG.35), aunque aparentemente relacionados por una misma fractura. También se ha explicado la formación de este tipo de espeleotemas por el ascenso de aguas de origen hidrotermal asociadas a cuevas hipogénicas (Audra *et al.*, 2010; Ros *et al.*, 2014; Gázquez & Calaforra, 2015), aunque para este hipotético caso no contamos con ninguna otra evidencia sobre esa posible génesis.

En el perfil del Sistema de la Cubada (Fig. 17) se aprecia claramente la relación directa de la Torca de la Len (CG.24), cuyo fondo está permanentemente colmatado por hielo, con la gran chimenea ubicada en la cabecera del Sistema por la que existe una infiltración permanente de agua. Pero más al Oeste, y a una cota más elevada, la Torca Blanca, o Torca del Hielo (CG.1), parece representar un papel similar en una hipotética relación hidrológica, más allá de la cabecera del Sistema y del collado de La Canal, aunque tal vez el gran colapso y deslizamiento de ladera existente entre ella y la Torca de la Len imposibiliten la conexión física.

Al superponer el perfil de la cavidad, cuya base se ajusta al contacto con el lecho de areniscas y al buzamiento de los estratos, con el fondo del valle de La Canal (Fig. 17: línea verde fina), se aprecia una sensible correlación altimétrica entre los fondos del colector y del valle. Creemos que puede ser indicativa de que el gran colector de la Cubada se formó en paralelo a la sobreexcavación que los hielos realizaron en el fondo del valle, realizando una función equivalente al drenaje subglaciar. Aunque los caudales actuales son mucho menores, el río subterráneo de la Cubada continúa

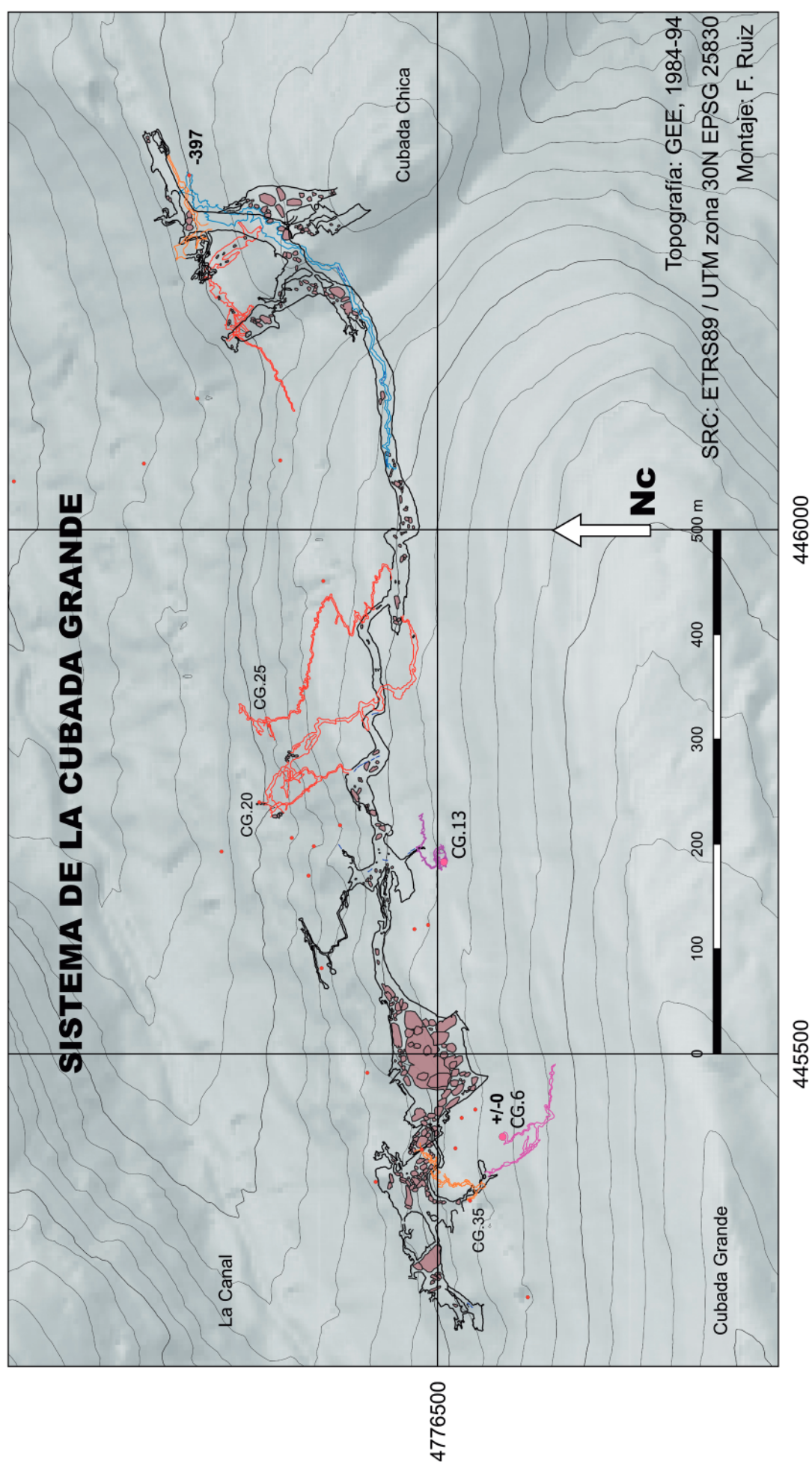


Figura 16. Topografía en planta del Sistema de la Cubada (Topografía G. E. Edelweiss, en Ruiz & García-Gómez, 1992).

Figure 16. Plan survey of the Sistema de la Cubada (Survey G. E. Edelweiss, in Ruiz & García-Gómez, 1992).

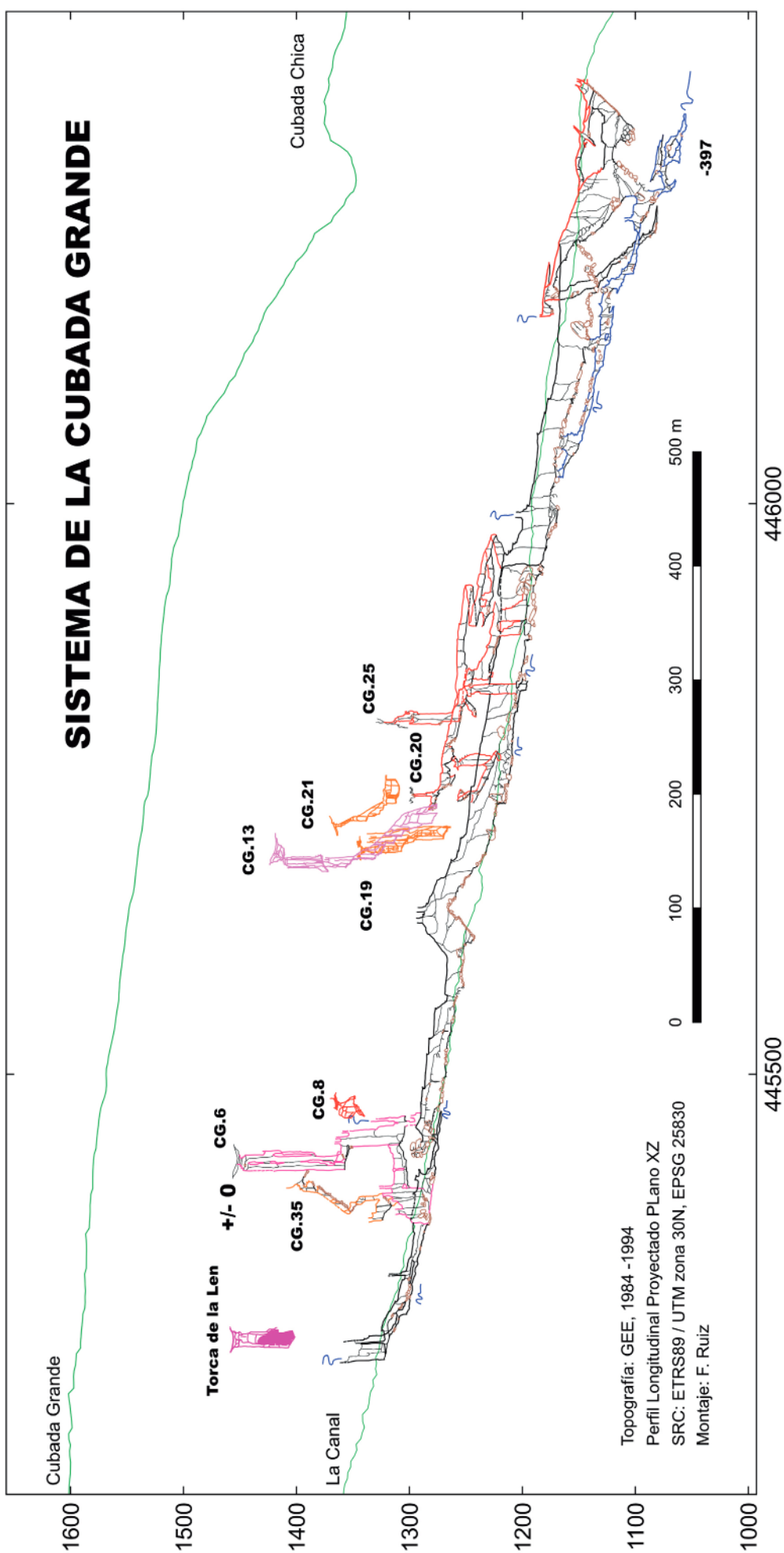


Figura 17. Perfil del Sistema de la Cubada (Topografía G. E. Edelweiss, en Ruiz & García-Gómez, 1992).

Figure 17. Elevation of the Sistema de la Cubada (Survey G. E. Edelweiss, in Ruiz & García-Gómez, 1992).



Figura 18. Sistema de la Cubada. A: pozo de 30 m de la CG.20; B: el curso activo encajado en el lecho de areniscas; C: Sala del Bloque; D: colector del Sistema de la Cubada excavado a favor de una falla; E: Sala de los Cuatro Ríos; F: pozo activo; G: pozo. (Fotografías: P. Carazo -A y C-; F. Ruiz -B y E-; R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -D, F y G-).

Figure 18. Sistema de la Cubada. A: 30 m pitch in CG.20; B: the active course embedded in the sandstone bedrock; C: Sala del Bloque; D: collector of the Sistema de la Cubada excavated in favor of a fault; E: Sala de los Cuatro Ríos; F: active pitch; G: pitch. (Photographs: P. Carazo -A and C-; F. Ruiz -B and E-; R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -D, F and G-).



Figura 19. A: Meandro de los Cristales; B: detalle de los cristales de calcita con forma de escalenoedros (Fotografías: R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -A-; P. Carazo -B-).

Figure 19. A: Meandro de los Cristales; B: detail of calcite crystals with scalenohedron shape (Photographs: R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -A-; P. Carazo -B-).

encajándose en el paquete subyacente de areniscas. Tan solo en el tramo inferior de La Canal, ya en las proximidades de la depresión glaciokárstica de El Bernacho, el fondo del colector aparenta encajarse más que el fondo del valle, pero es debido a que los acarreos morrénicos han alterado su perfil original, cuyo umbral rocoso quedará muy por debajo de la actual superficie formada por sedimentos detríticos en los que, por otra parte, son frecuentes las dolinas y puntos de infiltración.

En el tramo intermedio del Sistema de la Cubada hay evidencias de un paleonivel colgado a unos 50 m por encima del fondo del colector actual. Por la CG.20 se accede a este nivel de galerías cuyas secciones son muy inferiores a las del eje principal. La CG.25 también permite el acceso a un nivel de meandros que se desarrolla en cotas similares. Por su parte, la CG.22 y la Cueva del Puente de la Cubada Chica parecen corresponder a paleoniveles aún más antiguos que el citado, aunque en este último caso la falla de Trambascubadas, o Entrambas Cubadas, rompe bruscamente la continuidad estratigráfica de las rocas karstificables.

Castro Valnera

El Castro Valnera es la principal de las ocho subzonas de los Montes de Valnera. Anteriormente hemos visto que se trata de su cumbre principal y

que está intensamente karstificada, con más de 170 cavidades inventariadas en apenas 2,26 km². Un total de 18 cavidades superan los 100 m de desnivel y cinco de ellas cuentan con más de un kilómetro de desarrollo (Fig. 20), incluyendo 16 pozos que superan los 100 m.

El Sector Llana de las Torcas-Lastras Negras es el principal y en él se agrupan buena parte de sus grandes cavidades que, a pesar de estar relacionadas hidrológica e incluso topográficamente, no se han llegado a conectar. Al conjunto lo denominamos Sistema del Valnera y evoluciona preferentemente en sentido NO-SE, a favor de una de las principales familias de fallas descritas, ya que buena parte de sus galerías se ajustan a una de ellas, en la que se abren las bocas de la Torca de los Mineros, la Torca del Corralón y la Torca de la Rana. En su cabecera también cuenta con conductos que se alinean en sentido O-E y, en el sector más meridional, la dirección SO-NE también es notoria en los conductos de la Torca de La Grajera y el sector terminal de la Torca del Corralón. La cabecera de todo este sistema se encontraría en la vertiente NO del Valnera, ya en el término municipal de Vega de Pas (Cantabria), donde en mitad del talud se abre la V.150, en el fondo de una dolina de colapso con fuerte corriente de aire, cuyas galerías apuntan claramente, tanto en dirección como en cota, al extremo NO de la Torca de los Mineros, aunque la inestabilidad de los grandes bloques de este

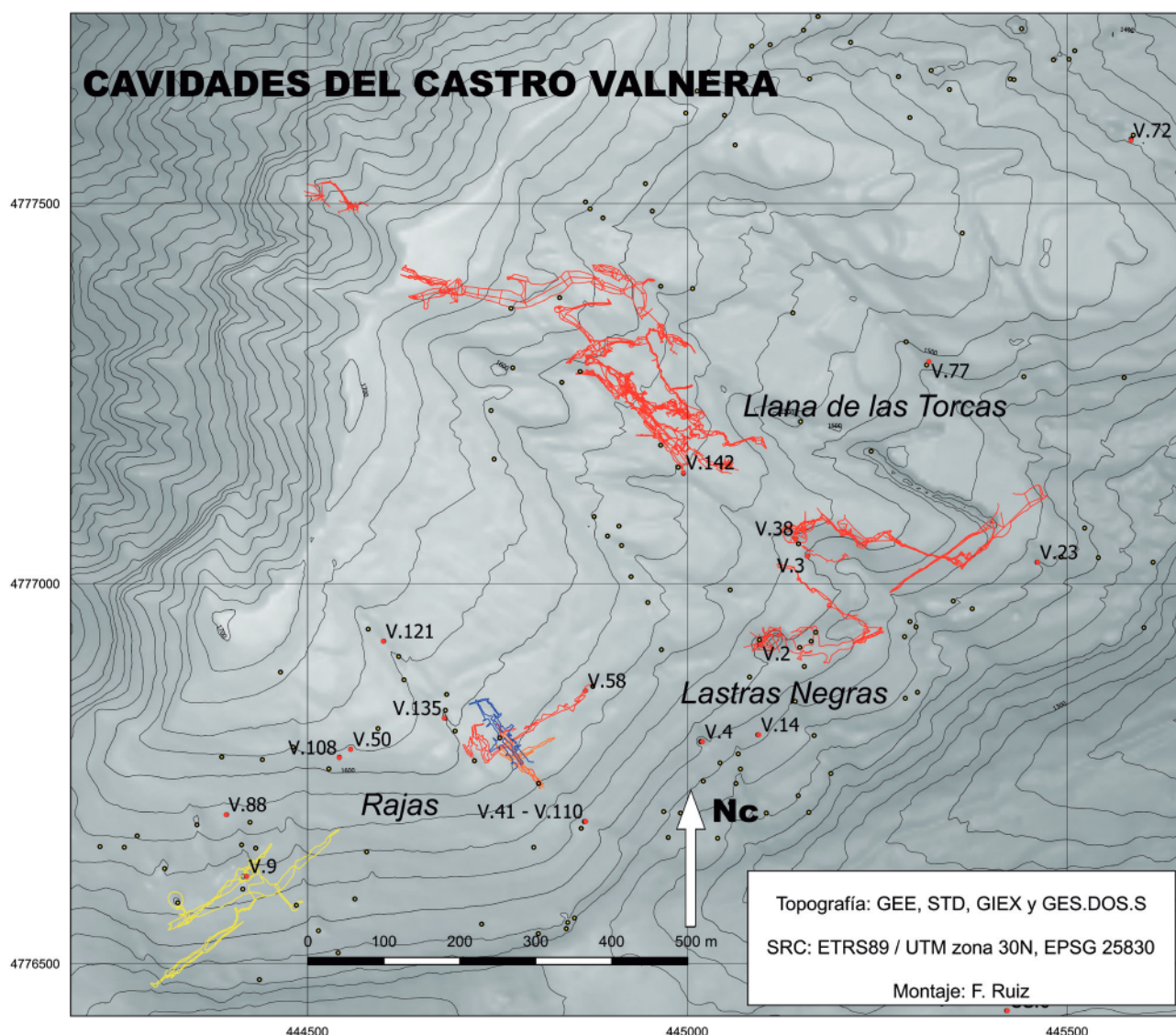


Figura 20. Principales cavidades del Castro Valnera. En el Sector Llana de las Torcas-Lastras Negras: Torca de los Mineros, Torca del Corralón, Torca de la Rana y Torca de La Grajera. En el Sector de Rajas: Torca del Mirador y Torca de Rajas (Topografías G. E. Edelweiss, STD, G. I. E. Xerez y G. E. S.DOS.S.).

Figure 20. Main caves in Castro Valnera. In the Sector Llana de las Torcas-Lastras Negras: Torca de los Mineros, Torca del Corralón, Torca de la Rana and Torca de La Grajera. In the Sector de Rajas: Torca del Mirador and Torca de Rajas (Surveys G. E. Edelweiss, STD, G. I. E. Xerez and G. E. S.DOS.S.).

sector hace el intento de conexión muy complicado y excesivamente expuesto. El Sistema fácilmente podría alcanzar los 12 km de desarrollo y 500 m de desnivel, contando con al menos nueve pozos superiores a los 100 m (Fig. 21).

En el sector de entrada de la Torca de los Mineros (V.142-V.143-V.144-V.149) se aprecia claramente que se trata de una falla con fuerte desplazamiento vertical y elevada inclinación, que pone en contacto la serie terrígena y superior de su borde occidental, con el paquete urgoniano e inferior de su borde oriental, por lo que localmente parece una falla

inversa (Fig. 22A). No obstante, cuando se observan estas grandes fracturas desde el macizo de la Cubada Grande, se percibe claramente que, al menos en su sector meridional más próximo a La Canal, es el bloque occidental el que se encuentra más elevado que el oriental, por lo que realmente debe tratarse de una falla rotacional en tijera en la que, al NO, su lado occidental ha basculado hacia abajo, mientras que al SE lo ha hecho hacia arriba. Este hecho se confirma al observar cómo, en la otra falla que delimita ese mismo bloque hacia el Sector de Rajas, también resulta evidente que se encuentra

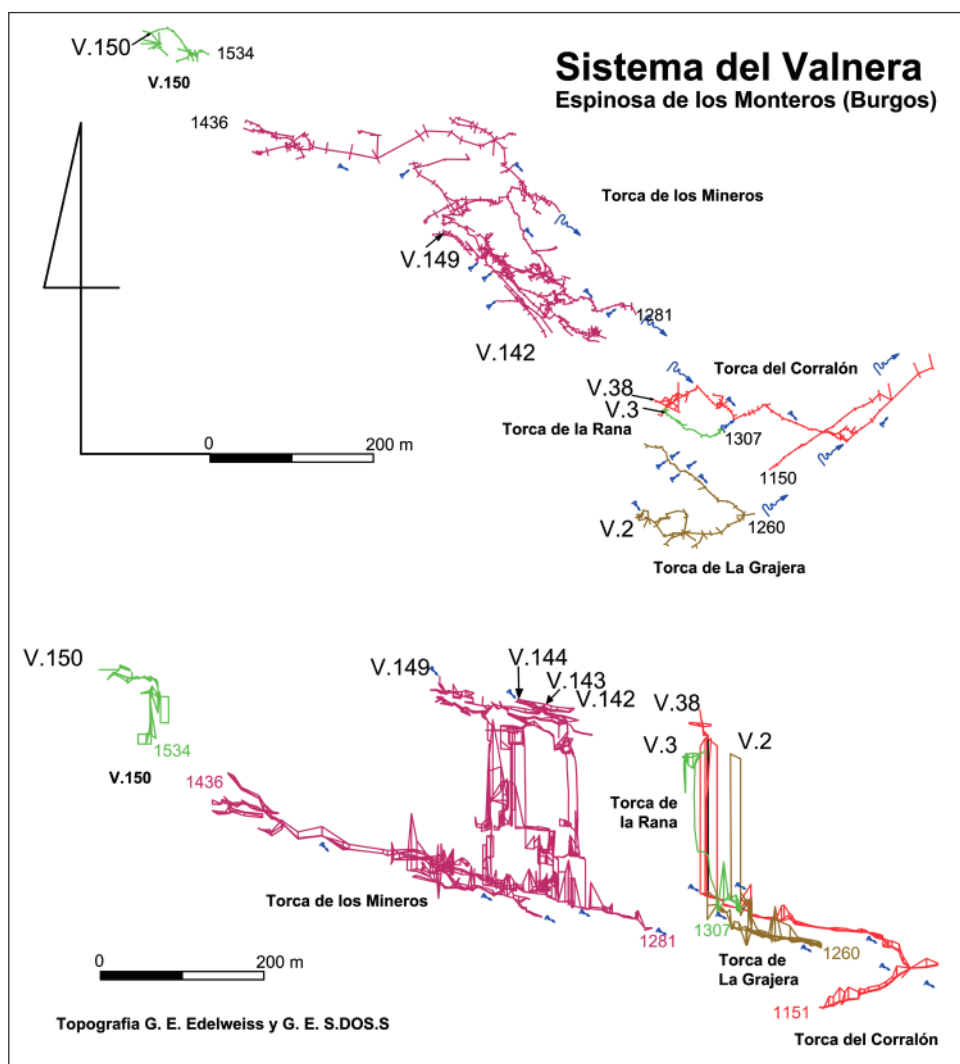


Figura 21. Planta y perfil esquemáticos de las cavidades que forman parte del Sistema del Valnera (Topografía G. E. Edelweiss y G. E. S.DOS.S en Tamayo & Alegre, 2019).

Figure 21. Schematic plan and elevation of the caves that are part of the Sistema del Valnera (Survey G. E. Edelweiss and G. E. S.DOS.S in Tamayo & Alegre, 2019).

levantado respecto al que lo delimita, en este último caso, por el Oeste.

Los tres niveles superiores de la Torca de los Mineros, que tienen un escaso desarrollo, hacen evidente el rápido encajamiento de la cavidad en condiciones vadosas. Evolucionan en paralelo, cada vez más hacia el Este, debido a la inclinación de la falla de entrada. Su boca superior, la V.149, se abre en el borde de una gran dolina de colapso, aparentemente originada por el hundimiento de la cabecera de estos conductos. Desde el tercer nivel, una red de pozos paralelos, cinco de ellos superiores a los 100 m de desnivel -incluido uno de 202 m-, permite acceder al cuarto y principal nivel de la cavidad, en el contacto con el paquete de areniscas impermeables, que se ajusta al buzamiento de los estratos y drena las aguas hacia el SE (Fig. 22B).

Pero aguas arriba, hacia el NO, se alcanza un colector ya inactivo, con una amplia galería freática de dirección O-E que evoluciona con bastante horizontalidad en torno a 1.400 m s.n.m. y recuerda en su morfología a algunas de las galerías freáticas de la Torca de los Morteros (Carlos Puch, com. pers.). Parece obvio que la génesis de dicho conducto no tiene nada que ver con el resto de la cavidad y haya que buscarla en un momento anterior, en relación con un nivel de base muy superior al actual. El pequeño curso activo circula actualmente encajado varios metros por debajo de este antiguo colector.

Desde el nivel inferior, algunas desviaciones en forma de estrechos meandros se dirigen hacia otras dos de las cavidades más reconocibles del Castro: la Torca de la Nieve (V.1) y la V.25, enormes fracturas abiertas sobre la meseta central del Valnera, perfectamente visibles desde su cumbre,

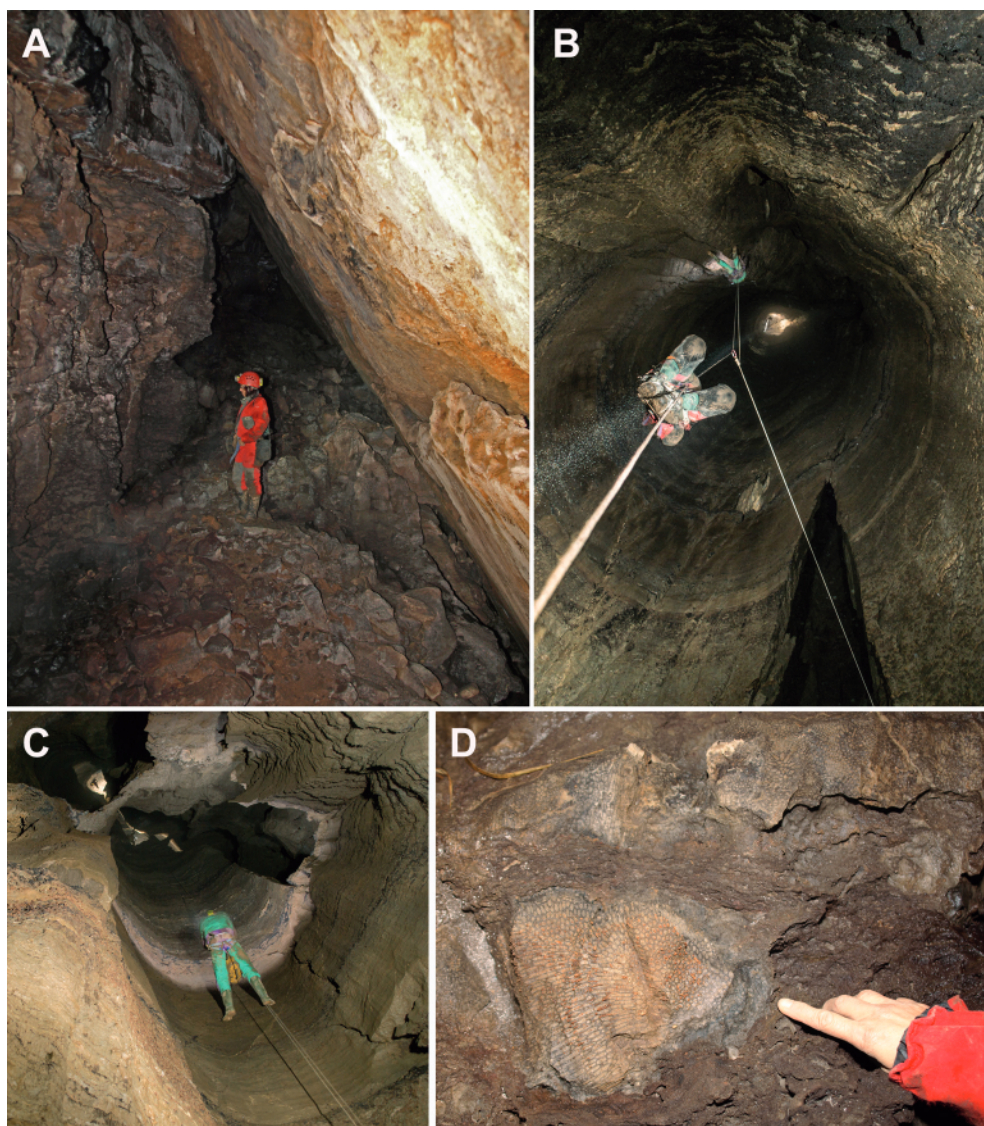


Figura 22. Torca de los Mineros. A: falla rotacional en tijera visible en el nivel superior; B: Pozo Cuatro Generaciones; C: Pozo Corazón; D: fósiles de corales marinos en el nivel superior (Fotografías M. Á. Martín -A y D-; R. García-Espinosa, en García-Espinosa & León, 2016 -B y C-).

Figure 22. Torca de los Mineros. A: rotational scissor fault visible at the upper level; B: Pozo Cuatro Generaciones; C: Pozo Corazón; D: marine coral fossils in the upper level (Photographs M. Á. Martín -A and D-; R. García-Espinosa, in García-Espinosa & León, 2016 -B and C-).

que acumulan hielo en su fondo durante todo el año, pero que no permiten alcanzar grandes profundidades debido al aparente colapso de sus conductos inferiores. Tal vez alguna futura desobstrucción permita acceder a la parte profunda de dichas cavidades.

La Torca de los Mineros recoge las infiltraciones de buena parte de las cavidades que se abren en el sector central del Valnera y también son varios los agujeros sopladores que evidencian conexiones que aún son desconocidas. Se han topografiado cerca de 7 km de conductos y su desnivel es de -318 m (García-Espinosa & Ruiz, 2014; García-Espinosa, 2015; García-Espinosa & León, 2016; Tamayo & Alegre, 2019).

La Torca del Corralón (V.38) se abre, un poco más al SE, en la misma fractura que la ya descrita Torca

de los Mineros (Fig. 23A). Tras descender el Pozo de la Risa, de 195 m (Fig. 23B y C), aparece el curso de agua proveniente de la Torca de los Mineros. En 2017 se forzó la gatera existente en la base del pozo y se alcanzó una nueva red de galerías que la aproxima sensiblemente tanto al fondo de la V.23, con -207 m de desnivel incluyendo un gran pozo de 155 m, como de la Torca de la Grajera, en cuyas proximidades las exploraciones han alcanzado un punto bajo a 364 m, con un desarrollo de 1,3 km (Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz *et al.*, 2009; Tamayo & Alegre, 2019).

La Torca de la Rana (V.3) se abre junto a la Torca del Corralón, aunque a cota ligeramente inferior y en el borde de una gran dolina. A pesar de su proximidad, se desarrolla en otra importante

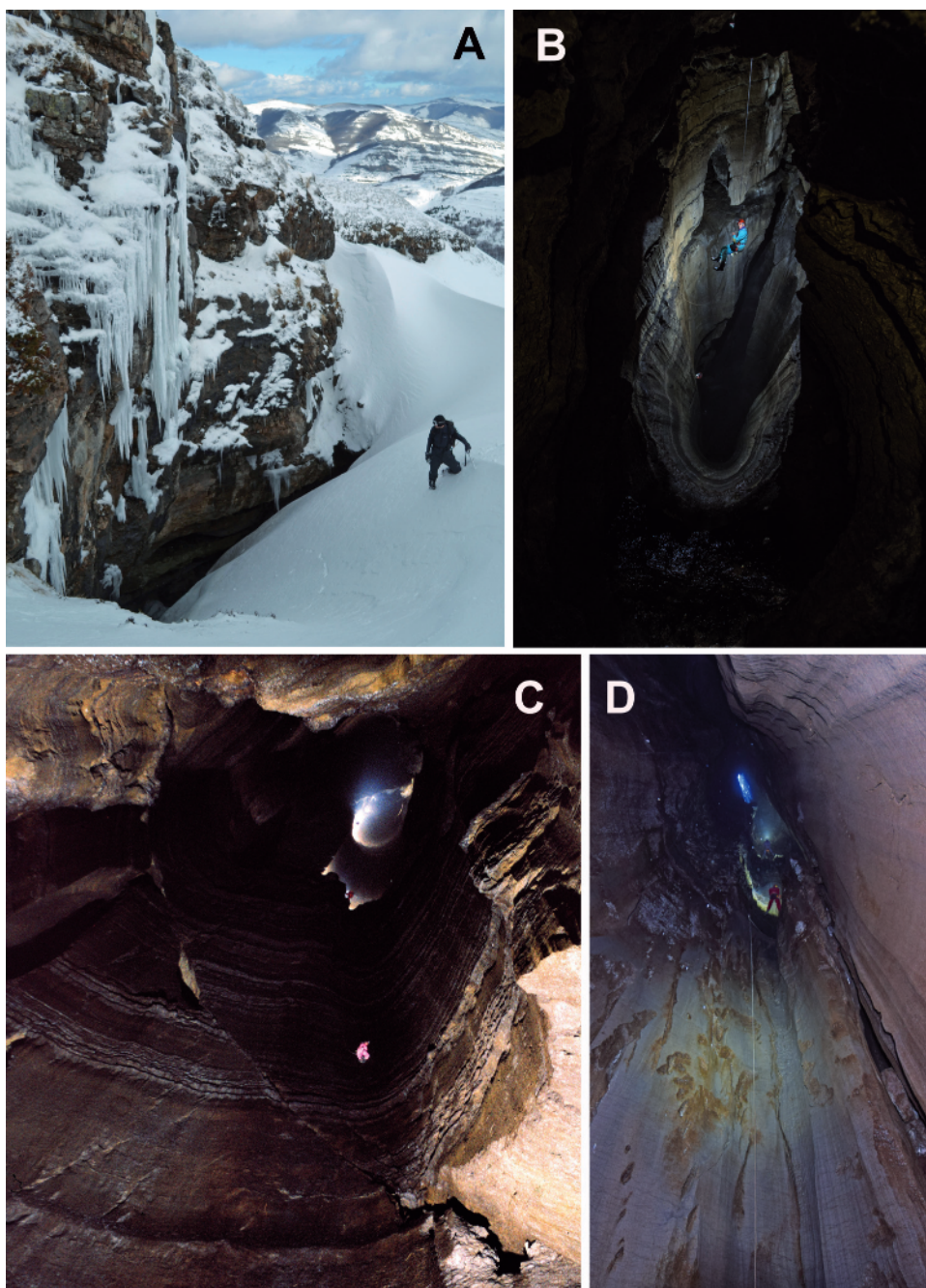


Figura 23. Torca del Corralón (V.38): A: entrada colmatada por una nevada; B: Pozo de la Risa, de -195 m; C: Pozo de la Risa desde el fondo; D: Torca de la Rana (V.3), pozo de entrada de 123 m (Fotografías: R. García-Espinosa, en García-Espinosa & León, 2016 -A-; P. Carazo -B y D-; R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -C-).

Figure 23. Torca del Corralón (V.38): A: entrance blocked by a snowfall; B: Pozo de la Risa, -195 m deep; C: Pozo de la Risa from the bottom; D: Torca de la Rana (V.3), entrance shaft, 123 m deep (Photographs: R. García-Espinosa, in García-Espinosa & León, 2016 -A-; P. Carazo -B and D-; R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -C-).

fractura paralela, pero más vertical y sin la acusada inclinación hacia el E que presenta la falla principal en la que se abren las bocas de Mineros y Corralón. Tras el pozo de entrada de 123 m (Fig. 23D) y otro paralelo de 72 m, en la base se pierde el agua por un laminador impenetrable, alcanzando el punto bajo a -201 m de profundidad. Diversas escaladas permitieron aproximarse a la Torca del Corralón pero, al alcanzar la falla principal en la que se abre el Sistema, un caos de bloques la convierte en sumamente inestable. En la cabecera del pozo de entrada, un pasamanos permite acceder a unos

meandros y pocetes que también se internan bajo la dolina de entrada del Corralón (Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001; Ruiz, 2006 y 2011; Tamayo & Alegre, 2019).

La Torca de La Grajera (V.2) probablemente sea la más emblemática del Castro Valnera, debido al gran diámetro y profundidad de su pozo de entrada de 185 m, que albergaba una gran acumulación de hielo en su fondo: 23 m de altura en 1981, 14,50 en 2015, 6,5 m en 2017, prácticamente desaparecido en 2020, a consecuencia del cambio climático (Fig. 24). Se abre en una falla de dirección SO-NE en la

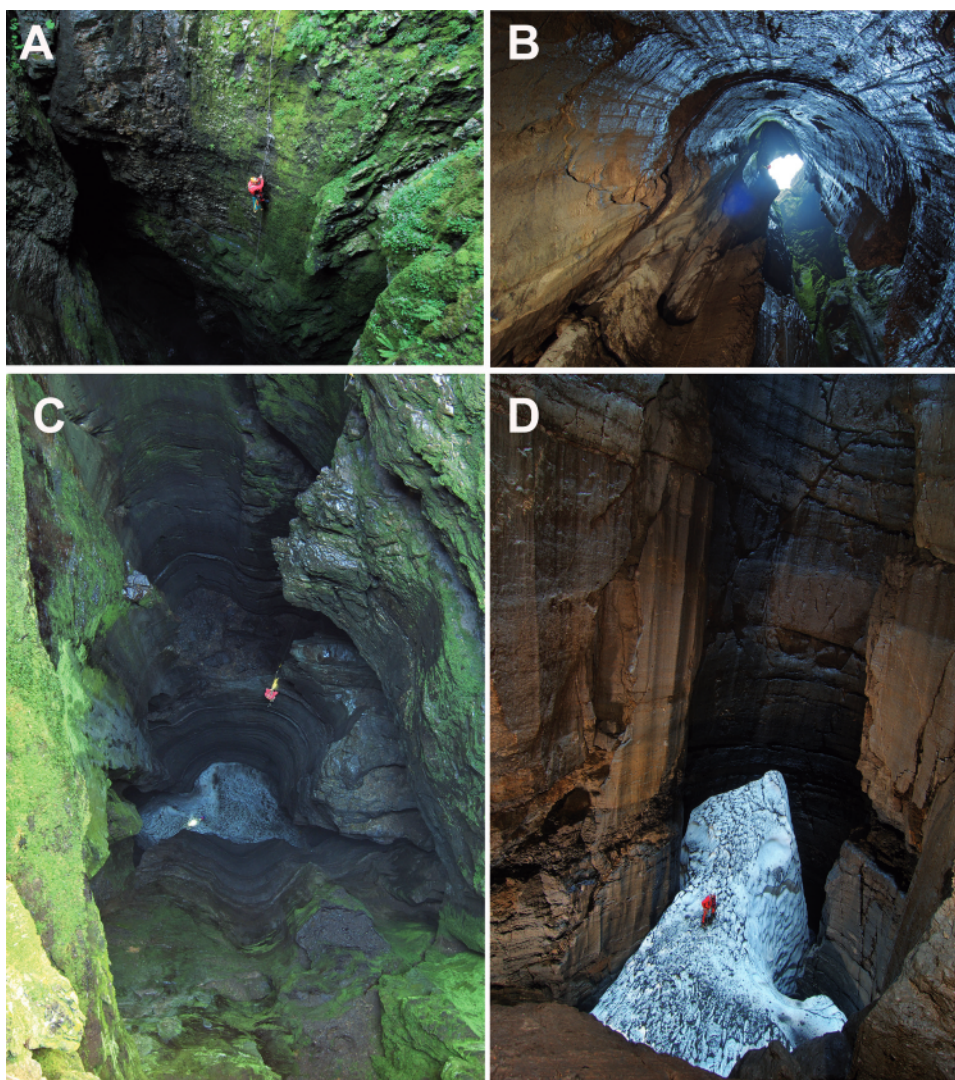


Figura 24. Torca de La Grajera. A: entrada desde la dolina; B: pozo de entrada visto desde el fondo; C: pozo de entrada de -185 m, con el hielo en su base; D: detalle del depósito de hielo en el fondo de la cavidad en 2016 (Fotografías: R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -A-; Josu Granja -B, C y D-).

Figure 24. Torca de La Grajera. A: entrance from sinkhole; B: entrance shaft seen from the bottom; C: -185 m entrance shaft, with ice at the bottom; D: detail of the ice deposit at the bottom of the shaft in 2016 (Photographs: R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -A-; Josu Granja -B, C and D-).

que se alinean otros pozos paralelos, uno de ellos de 131 m. Una nueva red de galerías, descubierta en 2016, se prolonga hasta casi conectar con el sector nuevo del Corralón, alcanzando un punto bajo a 234 m de desnivel, en tanto que otras se ajustan a la dirección predominante NO-SE, remontando hasta casi conectar con la Torca del Corralón y la Torca de la Rana. El desarrollo total se aproxima a los 2 km. Alguno de estos nuevos conductos vuelve a presentar secciones freáticas de gran talla, en cotas en torno a 1.300 m, anómalas en el Castro Valnera, y potentes espeleotemas pavimentarios que nuevamente nos hacen pensar en unas cronologías arcaicas, anterior a la de los pozos de entrada (Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz *et al.* 2009; Martín, 2017; Puch, 2017b; Tamayo & Alegre, 2019).

En este mismo sector, aunque algo más alejadas del Sistema del Valnera, se localizan otras tres de las torcas más profundas del macizo. Al NE se abre la V.77, que alcanza los -145 m de desnivel, incluyendo el Pozo Jerez, de 106 m. En el extremo SE del sector se abre la Torca de Lastras Negras (V.4) que tiene un desnivel de -219 m y la Torca Sonora (V.14) que alcanza los -138 m de desnivel (Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001).

El Sector de Rajas se localiza al SO del macizo del Castro Valnera, entre sus cumbres más elevadas y el collado de La Canal, lindando por el E con el ya descrito Sector Llano de las Torcas y Lastras Negras. También se caracteriza por las enormes fracturas abiertas que le proporcionan el topónimo de Rajas.

La Torca del Mirador (V.58-V.59-V.111-V.114) es la principal cavidad de este sector, tanto por su desarrollo, 1,7 km, como por su desnivel de -222 m.



Figura 25. A: Pozo Panavisión de -153 m de la Torca del Mirador; B: Sala Megaloclasia de la Torca de Rajas (Fotografías P. Carazo).

Figure 25. A: Pozo Panavisión of -153 m in Torca del Mirador; B: Sala Megaloclasia in Torca de Rajas (Photographs P. Carazo).

Se desarrolla a favor de dos grandes fracturas, de direcciones NO-SE y SO-NE, que se cruzan ortogonalmente, siendo la segunda de ellas la misma en la que se ubica la Torca de La Grajera, por lo que sería factible una hipotética conexión entre ambas y, por tanto, con el Sistema del Valnera ya descrito. En el cruce de fallas se abre el acceso, entre bloques, al Pozo Panavisión, de -153 m de desnivel (Fig. 25A), que enlaza con el nivel activo de la cavidad, en contacto con el lecho impermeable de areniscas, en donde se localizan abundantes excéntricas de gran belleza (García-Gómez, 2001; Ruiz, 2011).

En una de las dos fallas citadas, la NO-SE, se ubican varias cavidades de importancia. La más próxima es la V.135 que alcanza los 105 m de desnivel en su fondo. Más al NO se abre la V.121, con -153 m de desnivel. En el extremo SE de la citada fractura se localiza la V.41-V.110, con un pozo directo de -141 m, que permite alcanzar un desnivel máximo de 145 m (Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001).

La Torca de Rajas (V.9-V.113-V.124) se localiza en el extremo SO del sector de Rajas, cuenta con un desarrollo total de 1,6 km y su desnivel máximo es de 188 m. La dirección de sus galerías es predominantemente SO-NE, a favor de una de las grandes fallas del Castro Valnera. El Gran Cañón

y la Sala Megaloclastia tienen unos volúmenes considerables (Fig. 25B), con algunos bloques de hasta 20 m de altura (Ruiz & García-Gómez, 1992).

Un poco más al N de la V.9 se localiza la V.88 que alcanza en su fondo los -122 m desnivel. En la misma fractura en que se abre la Torca de Rajas, algo más al NE, se abren la Torca del Raso de Rajas (V.50), con un desnivel total de 181 m, y la V.108 que alcanza los 138 m (Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001).

El Sector Cervellalosa se localiza en el extremo SE del Castro Valnera. Entre sus torcas merece citarse la V.103, que alcanza en su fondo los 120 m de desnivel (Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001).

Finalmente, el Sector Calleja Honda-Horadau-Torcaverosa ocupa la mitad septentrional del Castro Valnera. Las cavidades son numerosas, destacando entre ellas la V.72 que alcanza los 273 m de desnivel, tras encadenar dos pozos consecutivos de 114 y 101 m (Ruiz & García-Gómez, 1992; García-Gómez, 2001).

Por último, si observamos el perfil proyectado de las principales torcas del Castro Valnera, respecto al fondo de La Canal, constatamos que, a diferencia de lo que ocurría con el colector del Sistema de la Cubada (Fig. 17), parecen discurrir a una cota

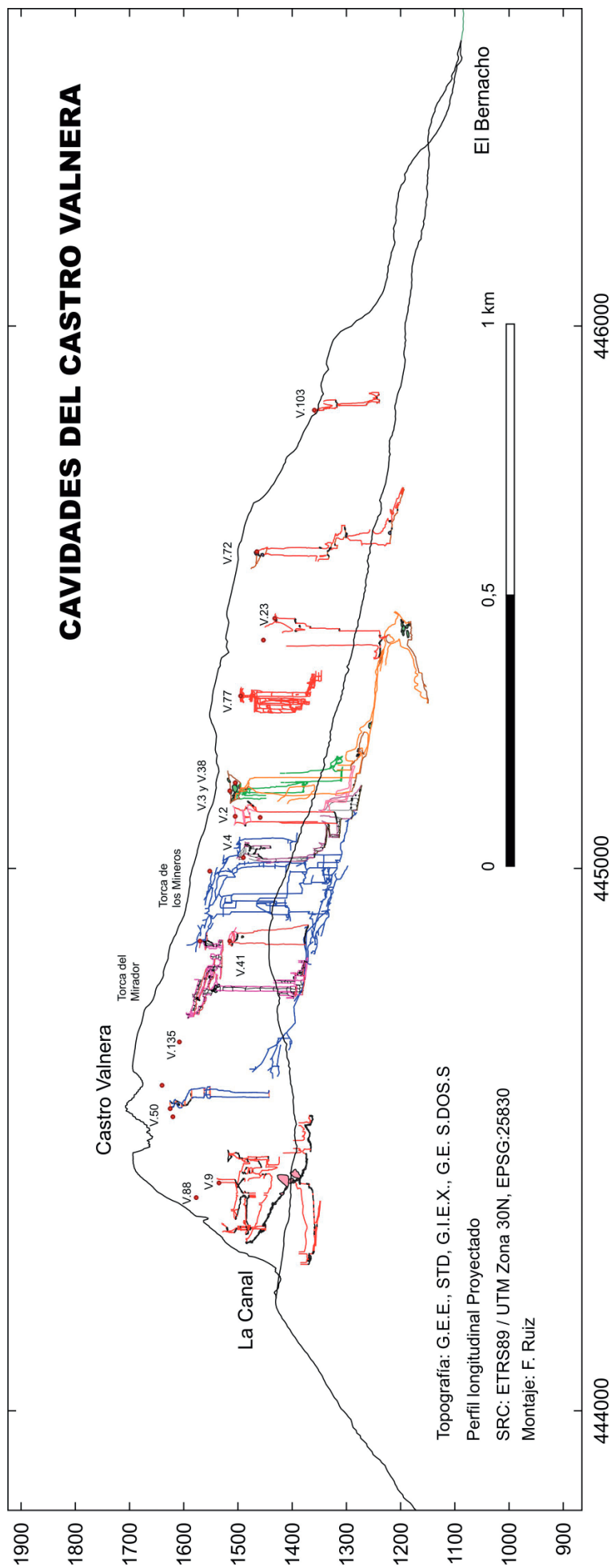


Figura 26. Perfil proyectado de las principales torcas del Castro Valnera, en relación con el fondo de La Canal (Topografías G. E. Edelweiss, STD, G. I. E. Xerez y G. E. S.DOS.S.).

Figure 26. Projected elevation of the main sinkholes of Castro Valnera, in relation to the bottom of La Canal (Surveys G. E. Edelweiss, STD, G. I. E. Xerez and G. E. S.DOS.S.).

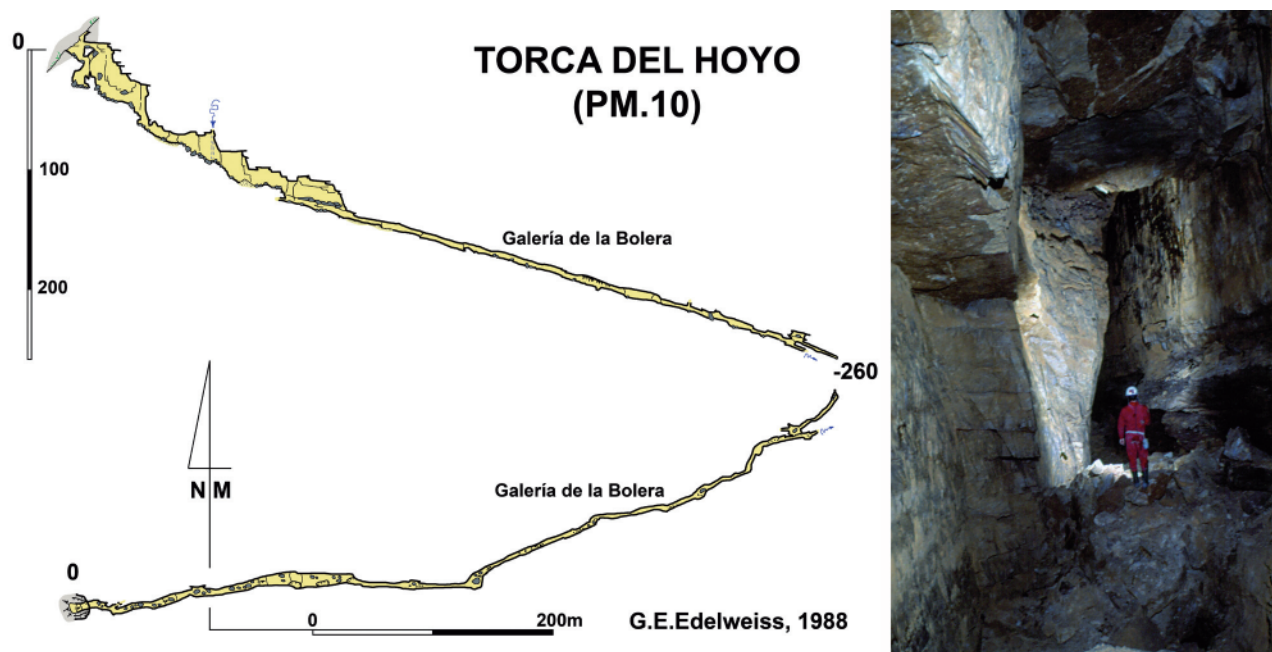


Figura 27. Torca del Hoyo (Topografía G. E. Edelweiss, en Ruiz & García-Gómez, 1992. Fotografía R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto).

Figure 27. Torca del Hoyo (Survey G. E. Edelweiss, in Ruiz & García-Gómez, 1992. Photograph R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto).

bastante inferior, aproximadamente de unos 50 m, lo que podría ser indicativo de que la falla de La Canal ha hecho bascular ambos bloques, dejando al de la Cubada más elevado que al del Valnera (Fig. 26).

Pico de la Miel

La subzona del Pico de la Miel y su prolongación oriental hasta el macizo de Cuetos está delimitada al S por el collado de Torcaverosa y la depresión de El Bernacho, mientras que por el N lo hacen el collado de la Brena y la carretera de las pistas de esquí de Lunada.

En torno al Pico de la Miel se localizan dos importantes cavidades que se adaptan a la red de fracturas OSO-ENE. Una de ellas es la Torca del Hoyo, en su ladera meridional, que se desarrolla en el contacto con un nivel impermeable de areniscas y alcanza los -260 m de desnivel (Fig. 27). A cota algo más baja y próxima a la estación de esquí se localiza el sistema PM.6-PM.7-PM.8, que inicialmente también se desarrolla en el contacto con un lecho de areniscas, pero que rápidamente se encaja en una sucesión de pequeños pozos que

alcanzan un desnivel de 157 m (Ruiz & García-Gómez, 1992; Ruiz, 2006 y 2011; Puch, 2022).

En el macizo de Cuetos se localiza el sistema Torca de Celadías-Cuetos 13, con sus galerías también ajustadas a la fracturación OSO-ENE y, en menor medida, a la NO-SE (Fig. 28). Cuenta con 2,5 km de desarrollo y un desnivel de 200 m. En el lapiaz de Celadías se abre la entrada principal, que secciona una alternancia de estratos calcáreos y terrígenos. Los calcáreos son karstificables, mientras que los terrígenos actúan como sustratos impermeables. No obstante, las grandes fracturas y colapsos, como el de la Torca de Celadías han generado un gran volumen y logrado que los diferentes niveles hidrológicos hayan conectado entre sí y acaben drenando por el inferior (Fig. 29). En el perfil de la cavidad se aprecian claramente varios de estos pequeños niveles karstificables, correspondiendo el principal de ellos al eje de Cuetos 13, que acaba enlazando cerca de la gran sala. Cuetos 1 se desarrolla en sus inmediaciones, de forma paralela a la anterior, alcanzando un desnivel total de 119 m (Fig. 28) (Ruiz & García-Gómez, 1992; Ruiz, 2006 y 2011).

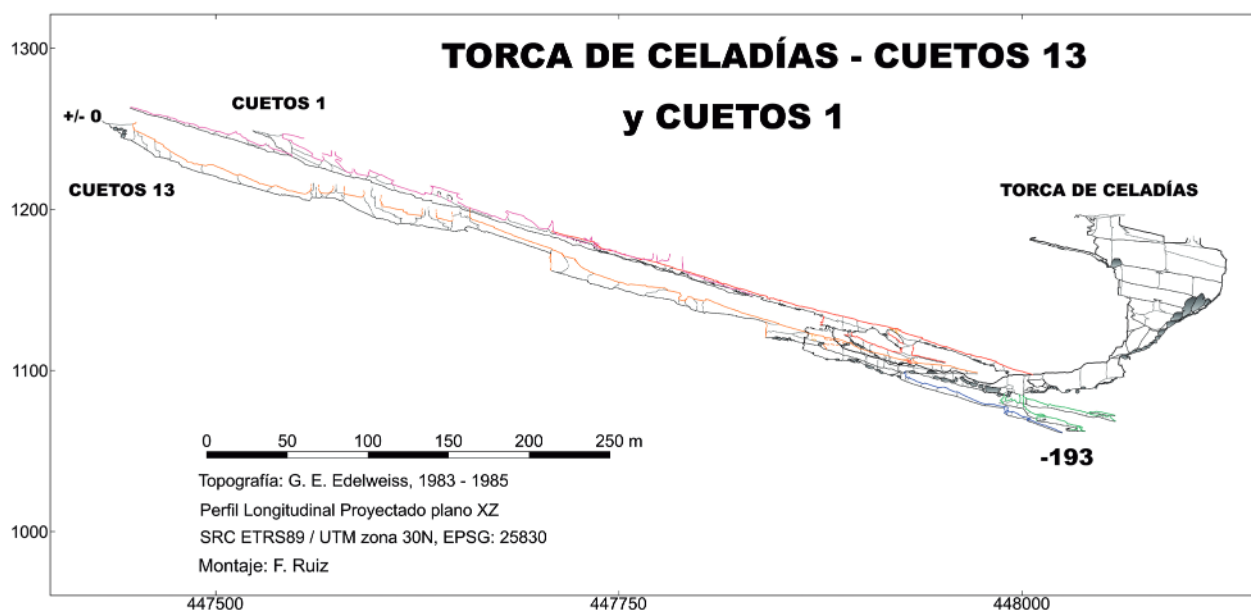
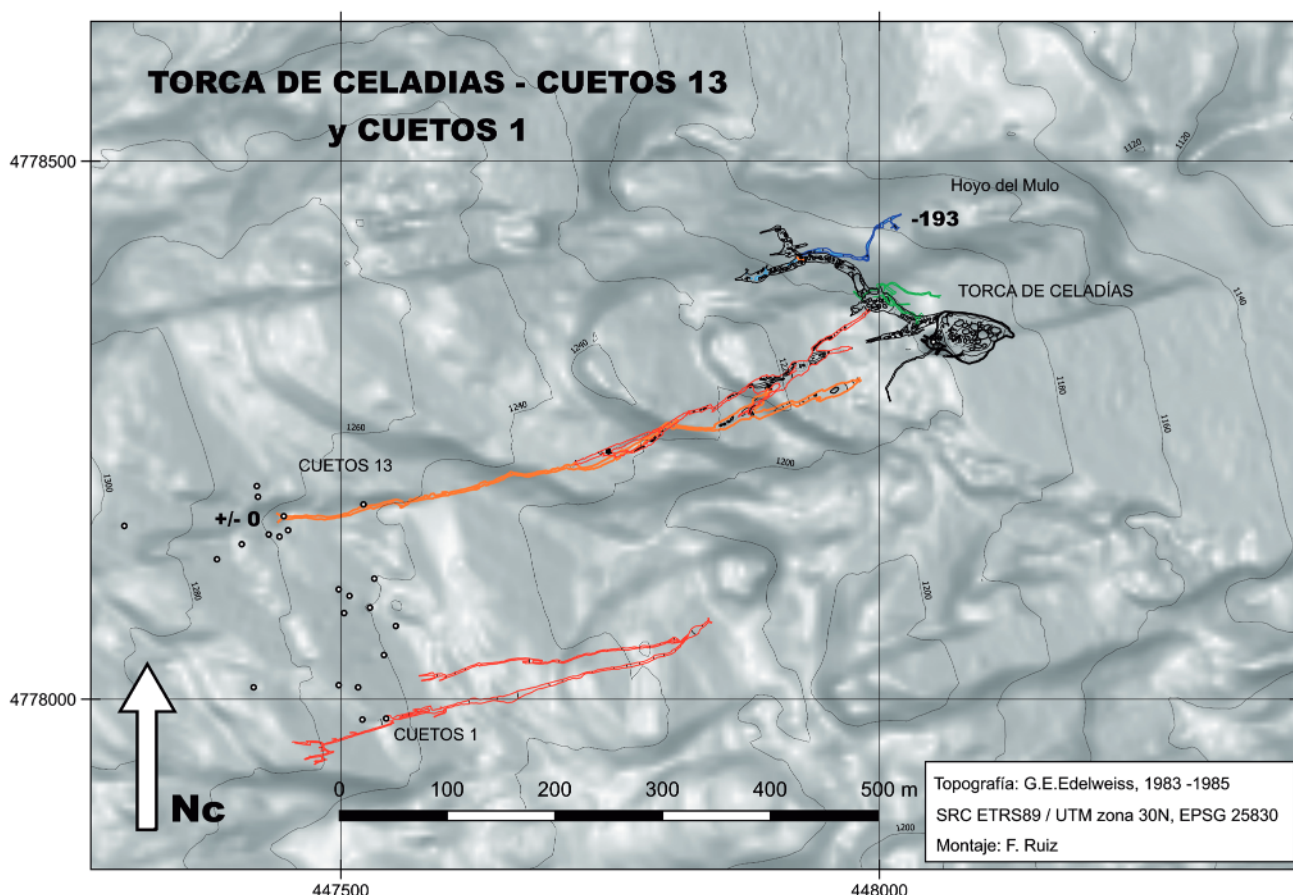


Figura 28. Torca de Celadías-Cuetos 13 y Cuetos 1 (Topografías G. E. Edelweiss, en Ruiz & García-Gómez, 1992).

Figure 28. Torca de Celadías-Cuetos 13 and Cuetos 1 (Surveys G. E. Edelweiss, in Ruiz & García-Gómez, 1992).

Pico de la Brena

La subzona del Pico de la Brena se extiende entre la carretera de las pistas de esquí de Lunada y la del propio puerto de Lunada. Se caracteriza por una rápida alternancia de estratos karstificables de caliza, que siempre tienen como sustrato impermeable otros

de arenisca, siendo el buzamiento generalizado de la serie hacia el Este. La fracturación es OSO-ENE, siendo claramente apreciable en los lapiaces de Lastrías y de Las Bernías en los que se localizan las principales cavidades de esta subzona: la Cueva de Las Bernías, el Sistema de Las Bernías, el

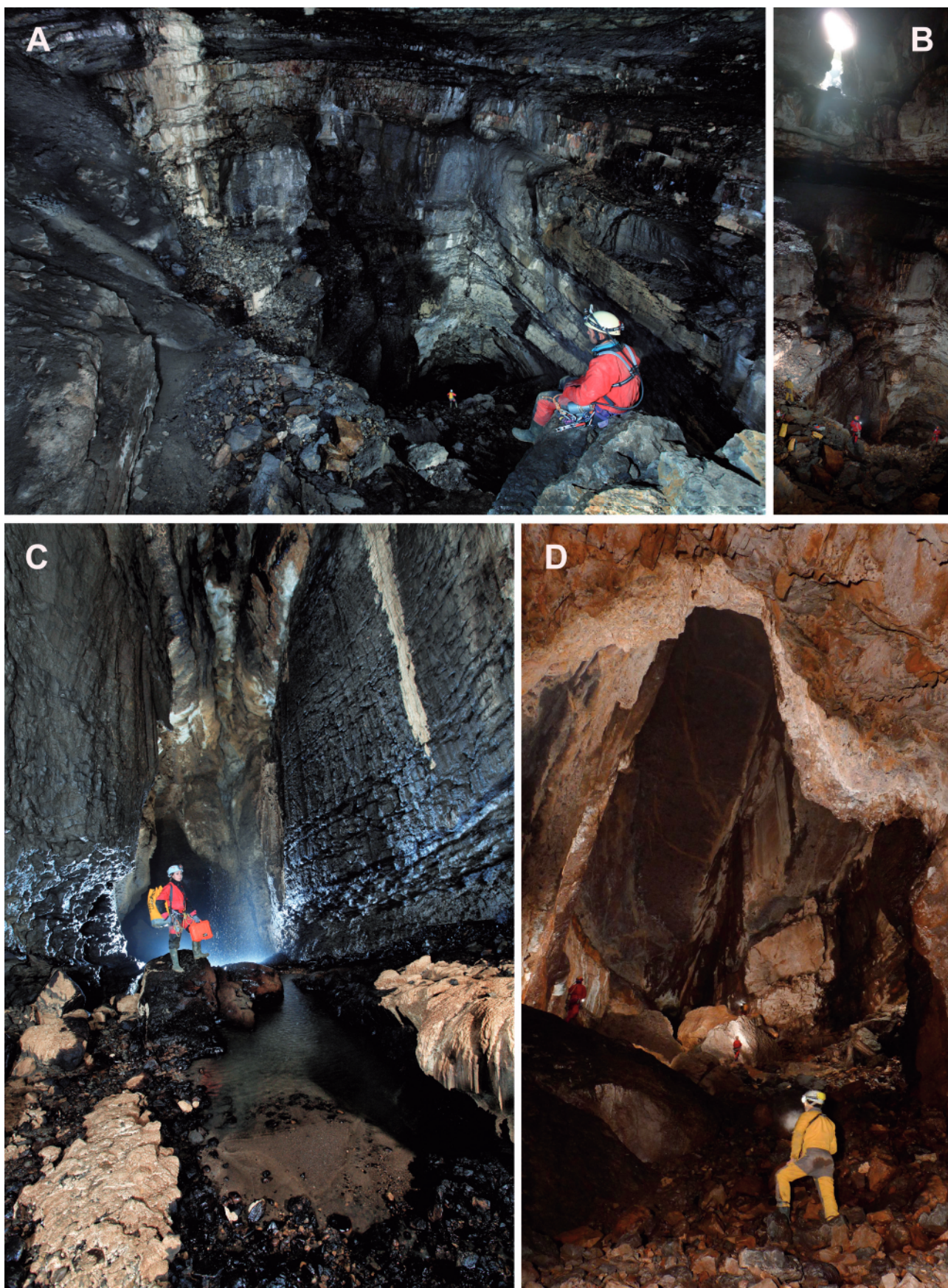


Figura 29. Torca de Celadías. A: acceso a la Gran Sala; B: la entrada, vista desde el fondo; C: nivel activo; D: fondo de la Gran Sala de Celadías (Fotografías: R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto-A y C-; F. Ruiz -B y D-).

Figure 29. Torca de Celadías. A: access to the Gran Sala; B: the entrance, seen from the bottom; C: active level; D: bottom of the Gran Sala de Celadías (Photographs: R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto-A and C-; F. Ruiz -B and D-).

Sumidero de Lunada y Lastrías 1, que se desarrollan en diferentes niveles karstificables y se superponen entre sí (Figs. 30 y 31).

La Cueva de Las Bernías, con 5,3 km topografiados y un desnivel máximo de 145 m, se localiza en el nivel superior de todas ellas (Fig. 32), el mismo en el que se desarrollan las galerías del Sistema del Gándara que discurren bajo el Picón del Fraile. En un pequeño lapiaz, varias entradas dan acceso a un enrejado de galerías de talla modesta, con varios ejes paralelos, todos ellos activos, entrelazados por conductos menores. La potencia del estrato es mayor hacia el N, junto a la carretera y las ruinas de las últimas cabañas pasiegas, aunque ya lejos del sector bajo el que se desarrolla la cavidad (Degouve & Simonnot, 1990 y 2020; Ruiz & García-Gómez, 1992; Puch, 1998 y 2012; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz *et al.* 2009; Ruiz & Rioseras, 2010b; Ortega *et al.* 2011; Degouve, 2014).

Inmediatamente por debajo, se localiza el Sistema de Las Bernías, con 15,3 km topografiados y un desnivel máximo de 268 m, que se desarrolla en los tres estratos calcáreos inferiores, de escasa potencia (Figs. 33, 34 y 37). Las primeras entradas topografiadas (T.34-T.35-T.36 y T.37) se localizan en uno de los subniveles del lapiaz citado, dando acceso a media docena de ejes paralelos que finalmente acaban conectando en un estrecho meandro, poco antes de alcanzar la Sala del Kiosco, un amplio conducto de dirección O-E, en el que sendos colapsos permiten la conexión con un nivel inferior y otro superior.

El nivel inferior, que también cuenta con dos entradas independientes (T.38 y T.39) (Fig. 37A y B), permite acceder a otra media docena de galerías, de las que tres enlazan directamente con la Sala del Kiosco (Fig. 37C). Si bien inicialmente se ajustan a la dirección de fracturación OSO-ENE, van virando progresivamente hasta que finalmente adoptan un sentido S-N, ortogonal al buzamiento, que en su momento llamó la atención de Adolfo Eraso y siempre hemos interpretado como una consecuencia de que el mayor gradiente hidráulico, tanto pretérito como actual, en dirección N, ha acabado imponiéndose a las directrices habituales del resto de los niveles y cavidades de este sector (Fig. 33). Desde el Kiosco también se accede a dos

conductos que se desarrollan en un estrato calcáreo superior a los hasta ahora descritos; por tanto, más próximo a la Cueva de las Bernías, aunque apenas aflora en superficie junto a la carretera, inmediatamente por debajo del lapiaz principal.

En este tramo oriental de la cavidad disminuyen sensiblemente las diferencias de cota entre sus tres niveles topografiados, como puede apreciarse claramente en el perfil proyectado (Fig. 34), hecho que interpretamos como uno de los cambios laterales de facies, mucho más habituales a medida que los conductos se aproximan a la zona surgente del Gándara. De este sector parte, hacia el N, en clara relación con la cabecera de la depresión de El Hondoión, un conducto serpenteante que, sin que aparentemente se ajuste a la fracturación, gana rápidamente profundidad, aproximándose en dirección y cota al extremo oriental del Sumidero de Lunada (Degouve & Simonnot, 1990; Ruiz & García-Gómez, 1992; Puch, 1998; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz *et al.*, 2009; Ruiz & Rioseras, 2010b; Ortega *et al.*, 2011).

El Sumidero de Lunada, con 3,5 km topografiados y un desnivel de 338 m, es otra de las grandes cavidades de la subzona (Figs. 30 y 31). La entrada del sumidero (T.40) se localiza entre el lapiaz de Lastrías y la carretera, cerca de la cumbre del puerto de Lunada. Es un estrecho conducto que, a los pocos metros, conecta con la Torca de Lunada (T.10), la entrada principal, mientras que la T.41 se localiza en la parte alta del lapiaz (Fig. 35). Los conductos del tramo superior son sumamente angostos, pero ganan rápidamente profundidad a favor del buzamiento. Los diferentes aportes que se originan bajo el lapiaz de Lastrías convergen en un colector de dirección OSO-ENE y reciben un último afluente que se origina en una dolina colmatada, al pie del estrato inferior del Sistema de Las Bernías. Su dirección de drenaje en sentido S-N también recuerda a las descritas en los niveles inferiores de Las Bernías. El tramo final cuenta con unas dimensiones considerables y finaliza en un derrumbe que, tanto en cota como en dirección, se aproxima sensiblemente al punto terminal del Sistema de Las Bernías (CAF d'Albertville, 2005; Ruiz, 2006 y 2011; Degouve, 2008 y 2014; Ruiz *et al.*, 2009; Ruiz y Rioseras, 2010b; Ortega *et al.*, 2011; Degouve & Simonnot, 2020).

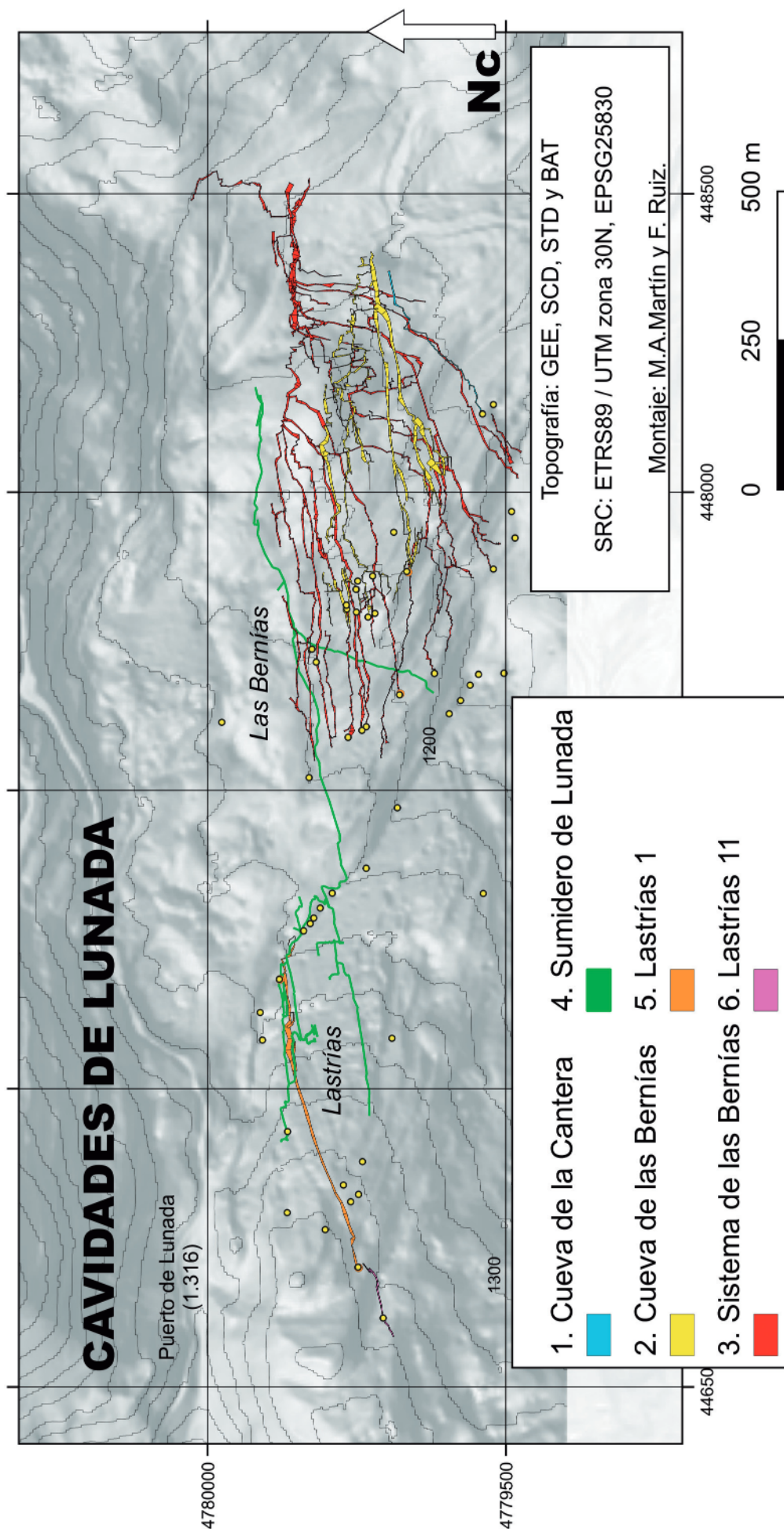


Figura 30. Superposición de las cavidades de los diferentes niveles karstificables del Pico de la Brena, sectores de Lastrías, Lunada y Las Bernías (Topografías G. E. Edelweiss, S. C. Dijon, y Club Bathynellidae).

Figure 30. Superposition of the caves in the different karstifiable levels of the Pico de la Brena, sectors of Lastrías, Lunada and Las Bernías (Surveys G. E. Edelweiss, S. C. Dijon, and Club Bathynellidae).

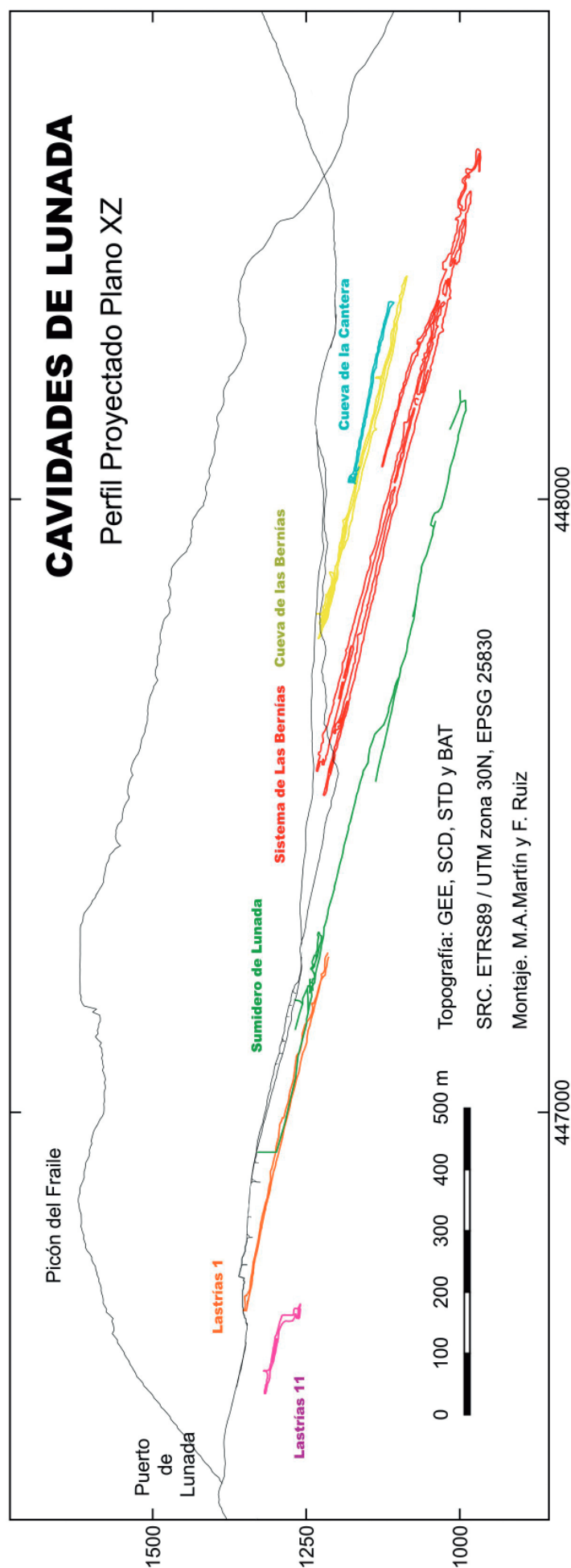


Figura 31. Perfil proyectado de las cavidades de los diferentes niveles karstificables del Pico de la Brena, sectores de Lastrías, Lunada y Las Bernías (Topografías G. E. Edelweiss, S. C. Dijon, y Club Bathynellidae).

Figure 31. Projected elevation of the caves in the different karstifiable levels of the Pico de la Brena, sectors of Lastrías, Lunada and Las Bernías (Surveys G. E. Edelweiss, S. C. Dijon, and Club Bathynellidae).

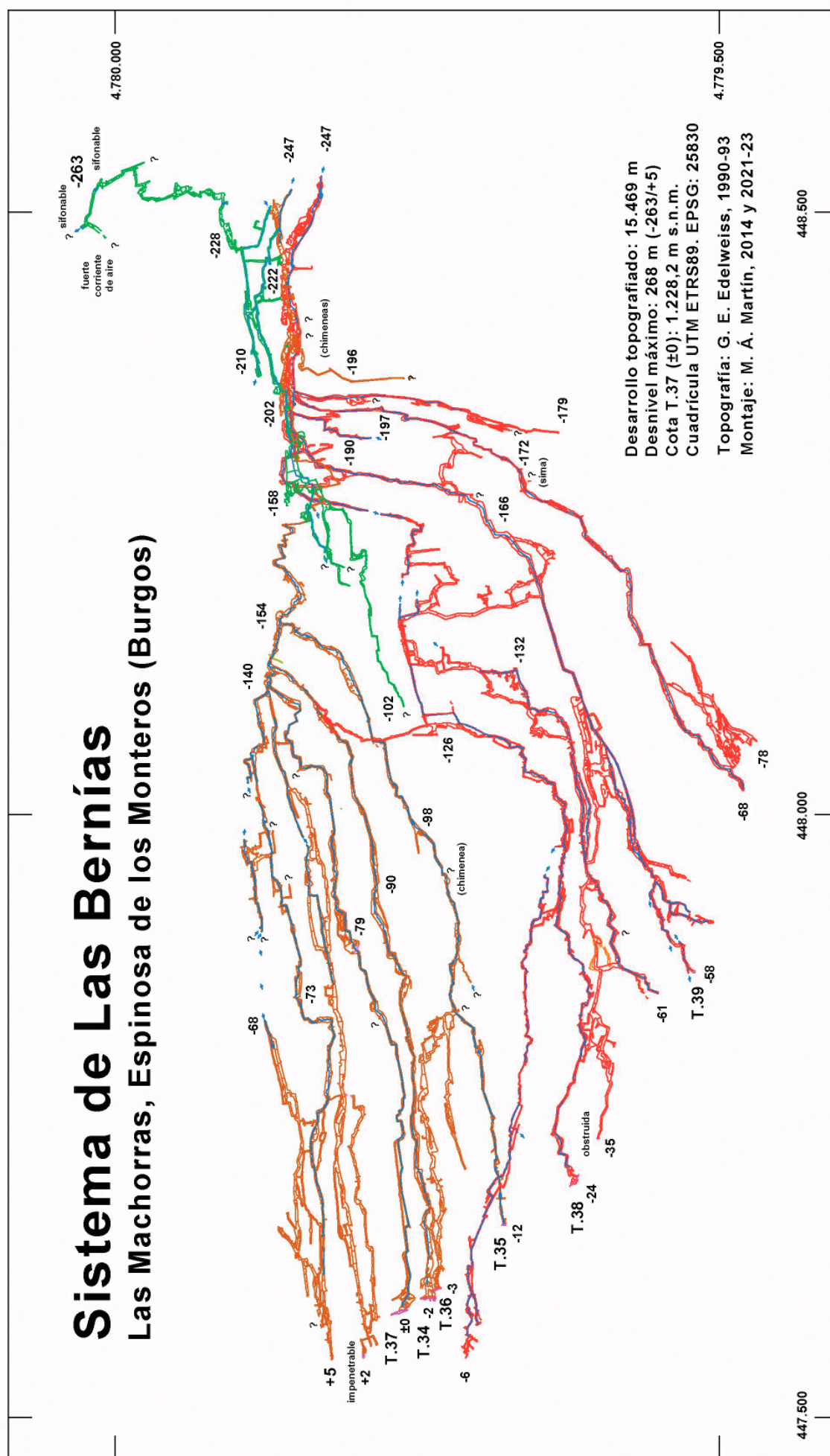


Figura 33. Sistema de Las Bernías (Topografía G. E. Edelweiss).

Figure 33. Sistema de Las Bernías (Survey G. E. Edelweiss).

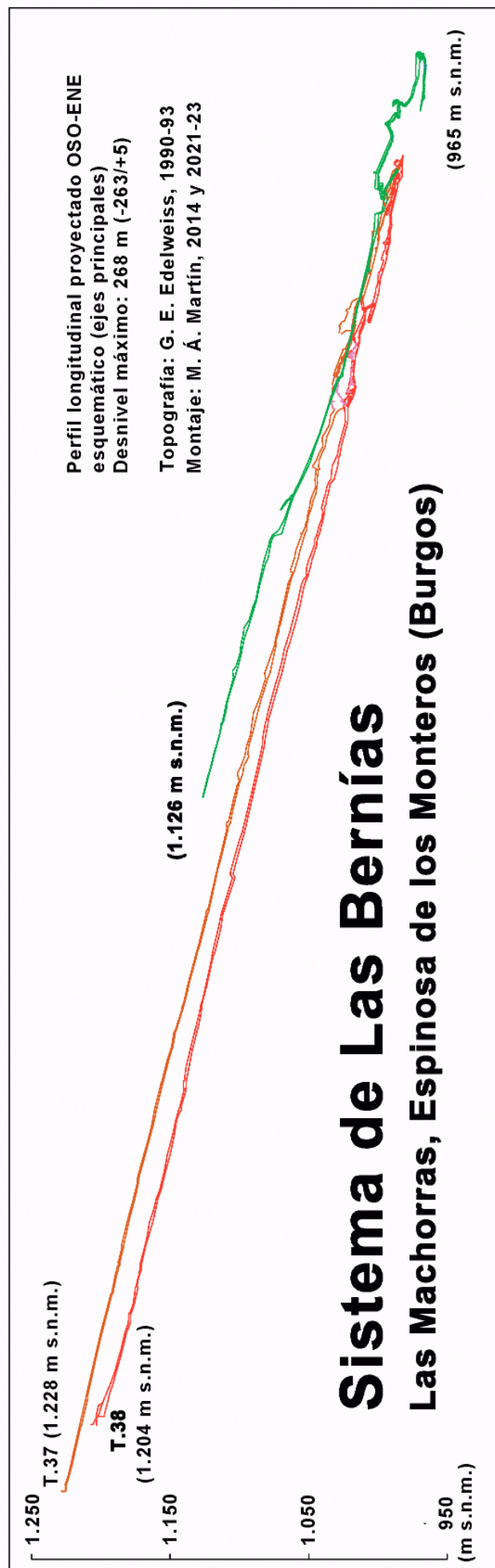


Figura 34. Perfil proyectado OSO-ENE del Sistema de Las Bernías (Topografía G. E. Edelweiss).

Figure 34. Projected WSW-ENE elevation of the Sistema de Las Bernías (Survey G. E. Edelweiss).

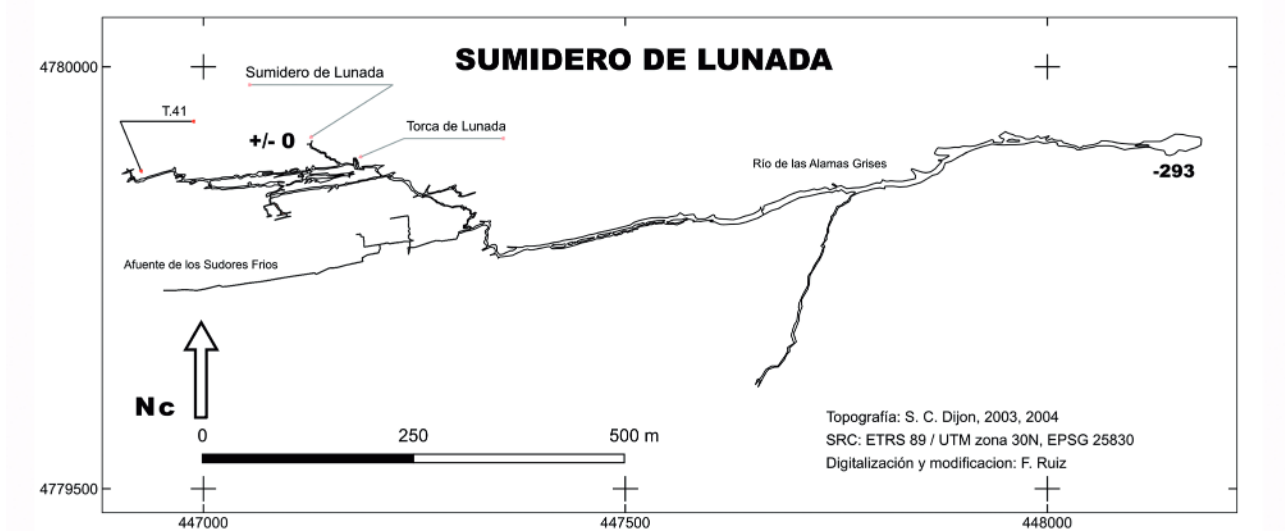


Figura 35. Sumidero de Lunada. A: entrada a la Torca de Lunada (T.10) cubierta por la nieve; B: entrada superior (T.41) (Topografía S. C. Dijon).

Figure 35. Sumidero de Lunada. A: entrance to the Torca de Lunada (T.10) covered by snow; B: upper entrance (T.41) (Survey S. C. Dijon).

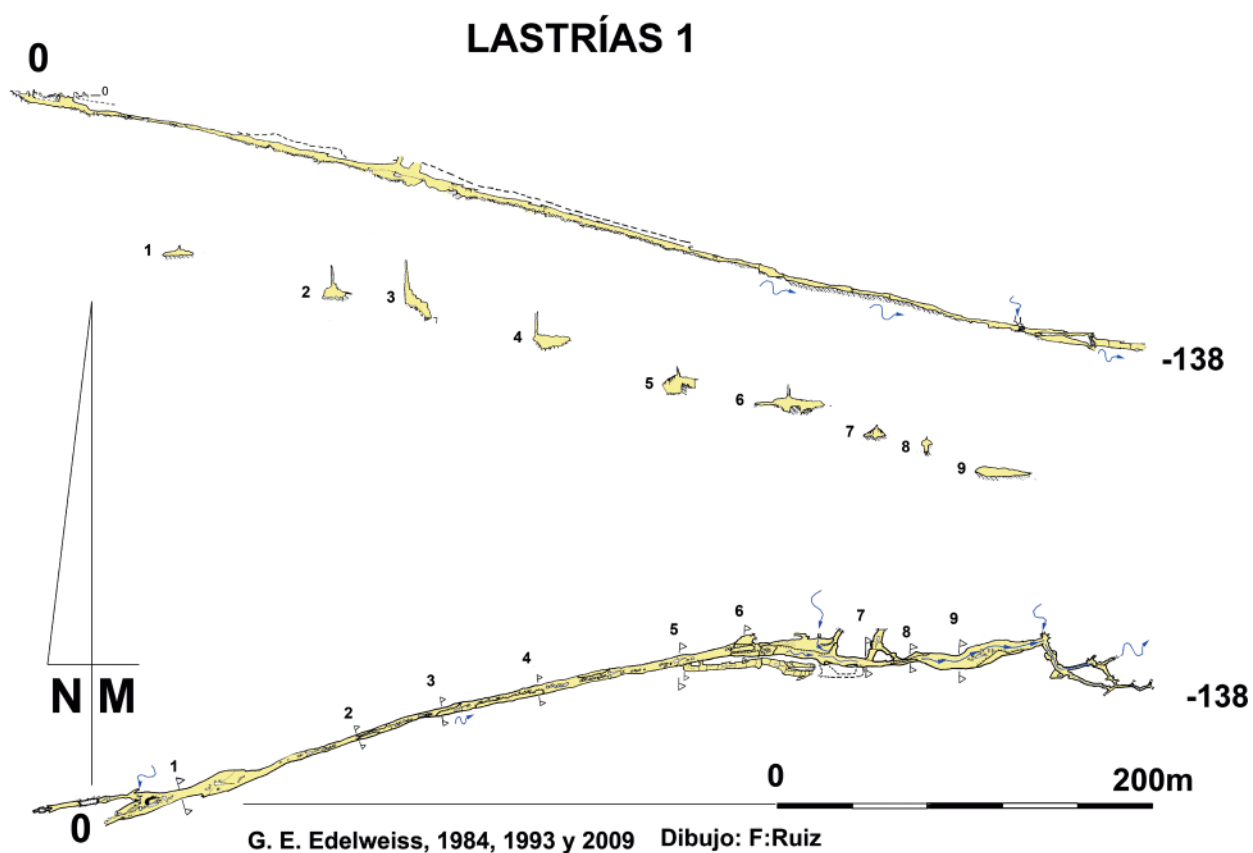


Figura 36. Cueva de Lastrías 1. A: fractura OSO-ENE claramente visible en el techo de la cavidad y en el lapiaz de Lastrías. B: grandes huellas de corriente en la bóveda de la cavidad, cerca de su sector final, que parecen indicar un flujo laminar (Topografía G. E. Edelweiss, en Ruiz & García-Gómez, 1992).

Figure 36. Cueva de Lastrías 1. A: WSW-ENE fracture clearly visible in the roof of the cave and in the Lastrías limestone pavement. B: large scallops in the cave roof, near the end of the cave, which seem to indicate a laminar flow (Survey G. E. Edelweiss, in Ruiz & García-Gómez, 1992).



Figura 37. Sistema de Las Bernías. A: entrada T.38; B: entrada T.39; C: Sala del Kiosco en el sector final (Fotografías M. Á. Martín -A y B-; R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -C-).

Figure 37. Sistema de Las Bernías. A: entrance T.38; B: entrance T.39; C: Sala del Kiosco in the final sector (Photographs M. Á. Martín -A and B-; R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -C-).

Picón del Fraile

La subzona del Picón del Fraile, hacia el S, tan solo está delimitada artificialmente de la subzona del Pico de la Brena por la carretera del puerto de Lunada. La mayor parte del macizo se extiende hacia el NE en territorio de Cantabria, entre las grandes depresiones glaciokársticas de Bustalveinte y Hondoión. Gran parte del Sistema del Gándara se desarrolla en el subsuelo de este sector cántabro, donde un dédalo de galerías paralelas efectúa el drenaje en dirección a la surgencia de dicho río. Hasta el momento, tan solo la Galería de la Salamandra remonta bajo suelo burgalés, finalizando entre las curvas de la carretera de acceso a la base militar, en la ladera meridional del Picón del Fraile.

En el conjunto del Sistema del Gándara, el SCD ha topografiado, desde 2001, 117 km de desarrollo, que lo posiciona como la tercera mayor cavidad del Estado español, alcanzado un desnivel de -814 m (Fig. 38). Son numerosas las publicaciones en las que describen sus características principales (Degouve, 2003, 2008 y 2014; CAF d'Albertville, 2005 y 2007; SCD, 2006; GSHP & SCD, 2012) y la cronología de las exploraciones aparece detallada en las memorias anuales, por lo que no vemos preciso reiterar lo ya dicho por ellos.

No obstante, sí resulta interesante resaltar que Patrick Degouve también ha puesto de manifiesto que en el Sistema del Gándara se observan claros niveles freáticos, bastante horizontales, especialmente en el sector más próximo a la surgencia. Describe el nivel actual del colector, en torno a 580 m de altitud, y tres antiguos niveles a cotas aproximadas de 610-630 m, 700-730 m y 890-900 m s.n.m. (Degouve, 2014) (Fig. 39).

En el resto de la subzona del Picón del Fraile, tan solo en el macizo de Las Motas se localiza otra de las grandes cavidades de los Montes de Valnera, la Cueva del Oso, con 1,4 km de desarrollo y 113 m de desnivel, que da acceso a uno de los paleoniveles más elevados. Sus tres entradas originales fueron obstruidas por la nueva carretera a la base militar, aunque felizmente se abrió otra nueva que, tras una red de pequeños pozos, sigue permitiendo acceder a una amplia galería que finaliza en un derrumbe final (Figs. 40 y 41) (Degouve & Simonnot, 1989 y 2020; Ruiz & García-Gómez, 1992; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz *et al.*, 2009; Ortega *et al.*, 2011).

Peña Lusa

La subzona de Peña Lusa, comprendida entre la carretera de Lunada y la divisoria provincial, está mucho menos karstificada en la vertiente meridional burgalesa, que actúa de cabecera, que en la

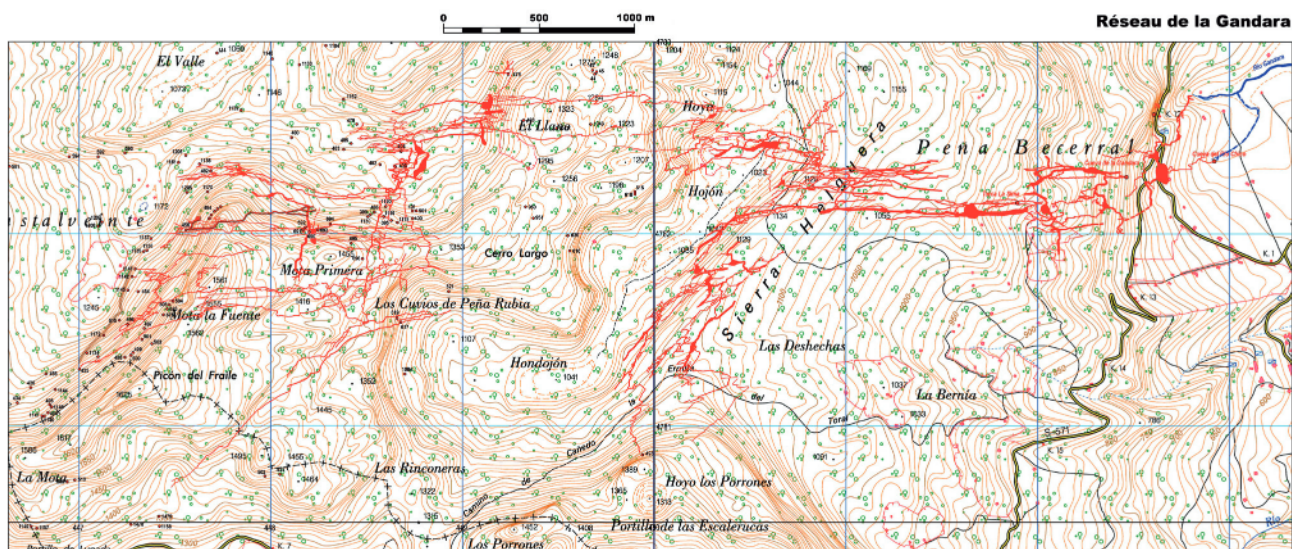


Figura 38. Sistema del Gándara, con la Galería de la Salamandra remontando bajo el subsuelo burgalés, aunque las actuales bocas de entrada y casi todo su desarrollo está bajo subsuelo cántabro (Topografía S. C. de Dijon, en GSHP & SCD, 2012).

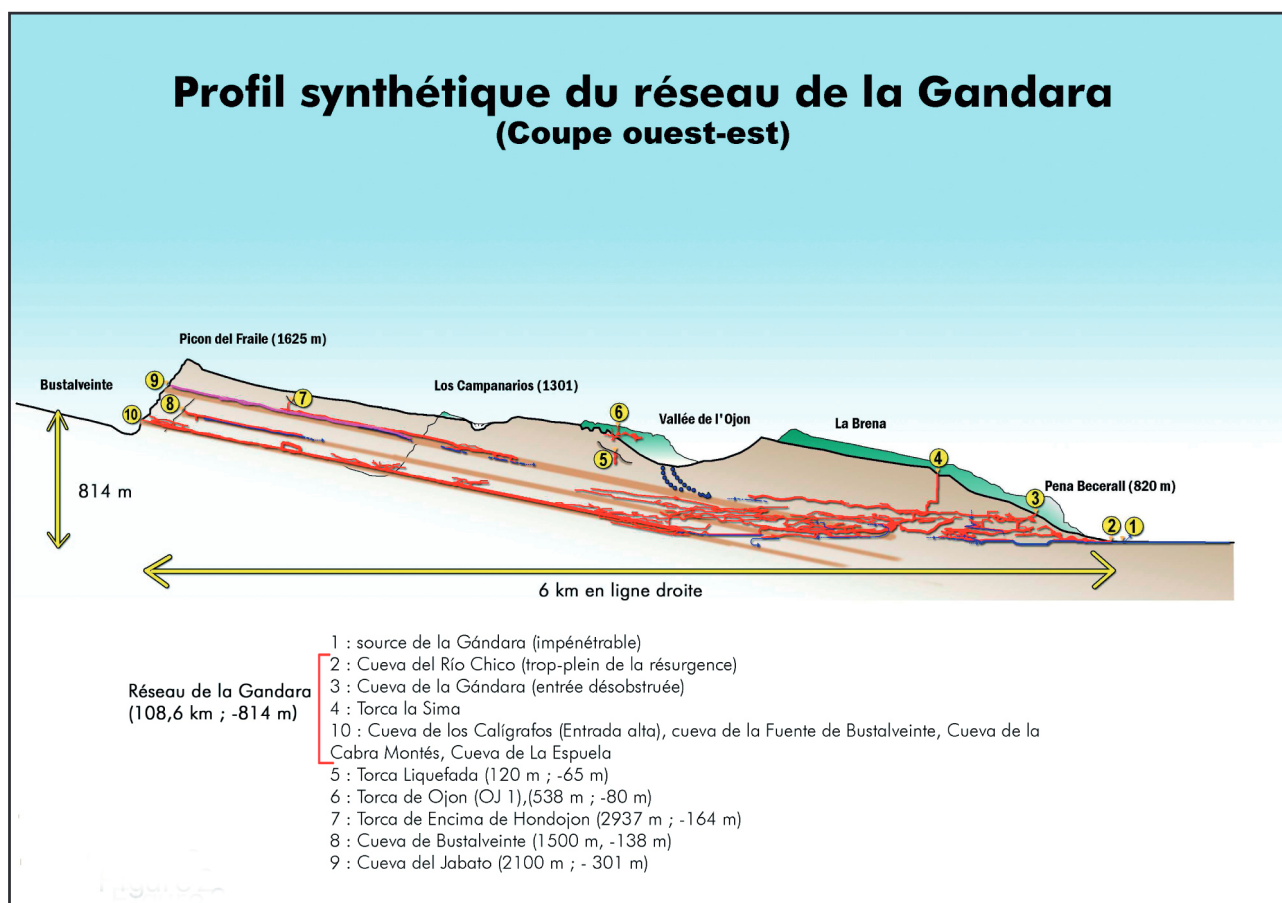


Figura 39. Perfil esquemático del Sistema del Gándara (Topografía S. C. de Dijon, en Degouve, 2014).

cántabra, que incluso también se prolonga por Sierra Helguera hacia el nacimiento del Gándara. En conjunto, el macizo ha sido muy bien explorado y estudiado por los espeleólogos franceses del SCD.

Precisamente bajo Sierra Helguera, en sus niveles más profundos, se desarrolla un amplio sector del Sistema del Gándara, mientras que el colector Río del Sur, por el que apenas han progresado las exploraciones debido a su rápido sifonamiento, es el que mayor caudal aporta y parece drenar gran parte del Valle de Lunada, por debajo de Peña Lusa, hacia la surgencia del Gándara (Simonnot, 2009; Degouve, 2014, Rioseras & Benito, 2017; Degouve & Simonnot, 2020).

Pero en los niveles superiores afloran las Calizas de Peña Lusa, cuyo exokarst está muy desarrollado y en las que se abren varias cavidades de interés. La principal de todas ellas es la Cueva del Lobo, en la que el SCD ha topografiado casi 15 km de conductos, alcanzando un desnivel de -283 m (Fig. 42). Sus tramos inferiores se desarrollan en las Calizas margosas de Valcaba, en el contacto con las Areniscas de La Brenia. Está formada por el enlace de varias bocas de entrada que se abren todas ellas en Cantabria, aunque nuevamente debemos comentar que algunos de sus conductos se desarrollan bajo el subsuelo burgalés de la ladera meridional de Peña Lusa y, por tanto, en la subzona a la que ahora nos referimos. Por otra parte, se ha descrito una galería sensiblemente horizontal en su nivel más elevado, a unos 1.300 m de altitud, en el sector de la Cueva de Valturón, que podría corresponder a un paleonivel freático sumamente antiguo. También se ha apuntado su relación hidrológica con la Fuente del Cuadro y río Argumal, primer afluente del Gándara, cerca de Valcaba, aunque su caudal sea escaso (Degouve & Simonnot, 1991 y 2020; Puch, 1998; Simonnot, 2009; Ruiz & Rioseras, 2010b).

En los niveles terrígenos, Areniscas de La Brenia, subyacentes a las Calizas de Peña Lusa, se abren otras dos cavidades topografiadas por el SCD, cuyos tramos inferiores acaban desarrollándose en las Calizas del Picón del Fraile. El Sumidero de las Colinas de la Tramasquera (topónimo confuso, pues no se localiza en La Tramasquera sino frente a ella, en la ladera meridional de Peña Lusa) alcanza



Figura 40. Cueva del Oso (Fotografía R. F. García / Asociación Espeleofoto).

Figure 40. Cueva del Oso (Photograph R. F. García / Asociación Espeleofoto).

142 m de desnivel, y la Torca del Siroco 109 m. El primero presenta algunas galerías de origen freático, mientras que la segunda tan solo se ajusta a las fracturas locales sin presentar desarrollo adicional (GSHP & SCD, 2013; Degouve & Simonnot, 2020).

La Tramasquera

La subzona de La Tramasquera es la de menor extensión y altitud de todas las de la divisoria. En Cantabria el macizo se prolonga, hacia el E, por la Peña del Trillo, con una karstificación mucho más relevante que en la parte burgalesa. En ella se localiza el Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera, con un desarrollo de 19,3 km y un desnivel total de -436 m (Fig. 43). La entrada histórica (Torca de los Corrales del Trillo o L.31) es la más elevada y

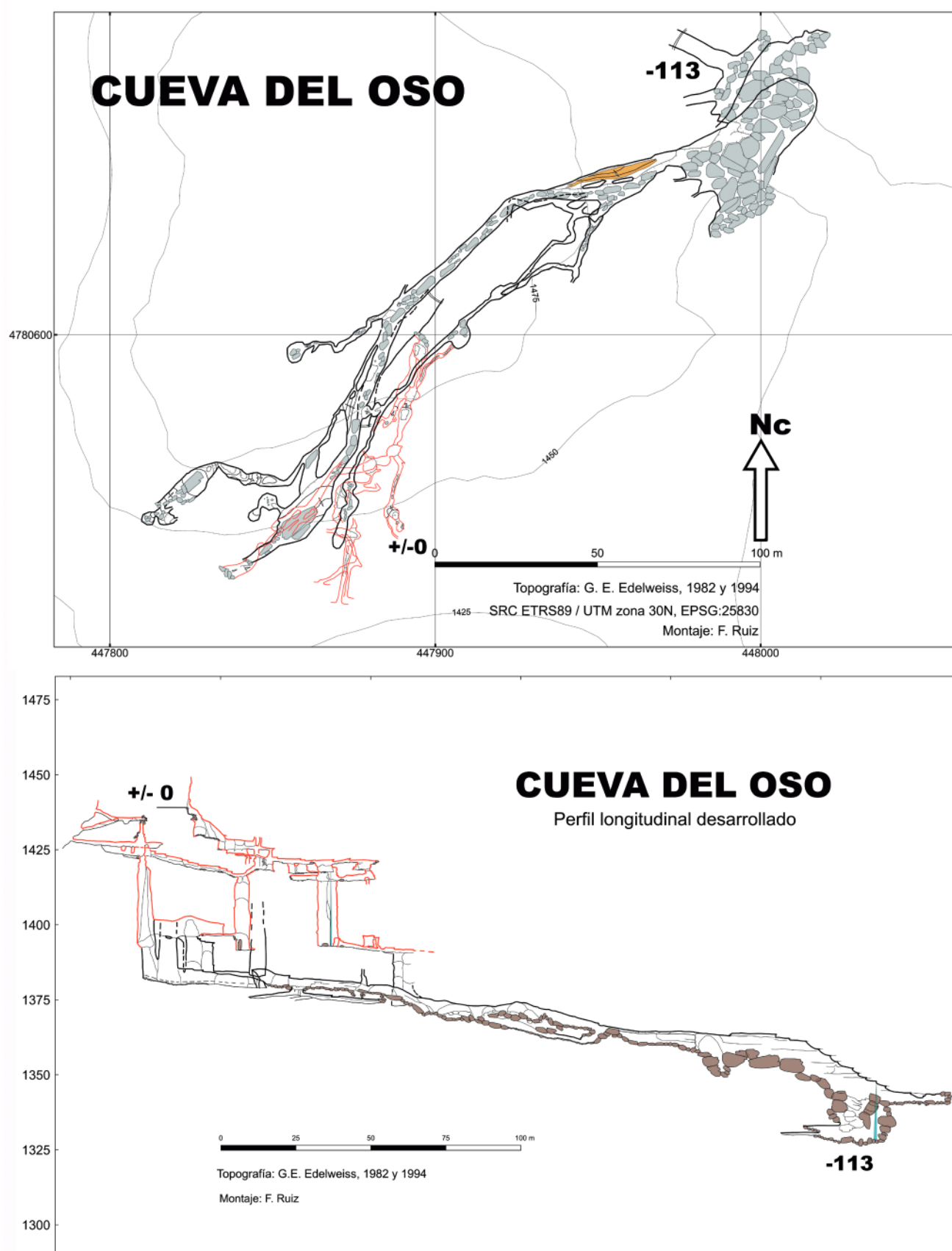


Figura 41. Cueva del Oso. Planta y Perfil (Topografía G. E. Edelweiss, en Ruiz & García-Gómez, 1992).

Figure 41. Cueva del Oso. Plan and elevation (Survey G. E. Edelweiss, in Ruiz & García-Gómez, 1992).

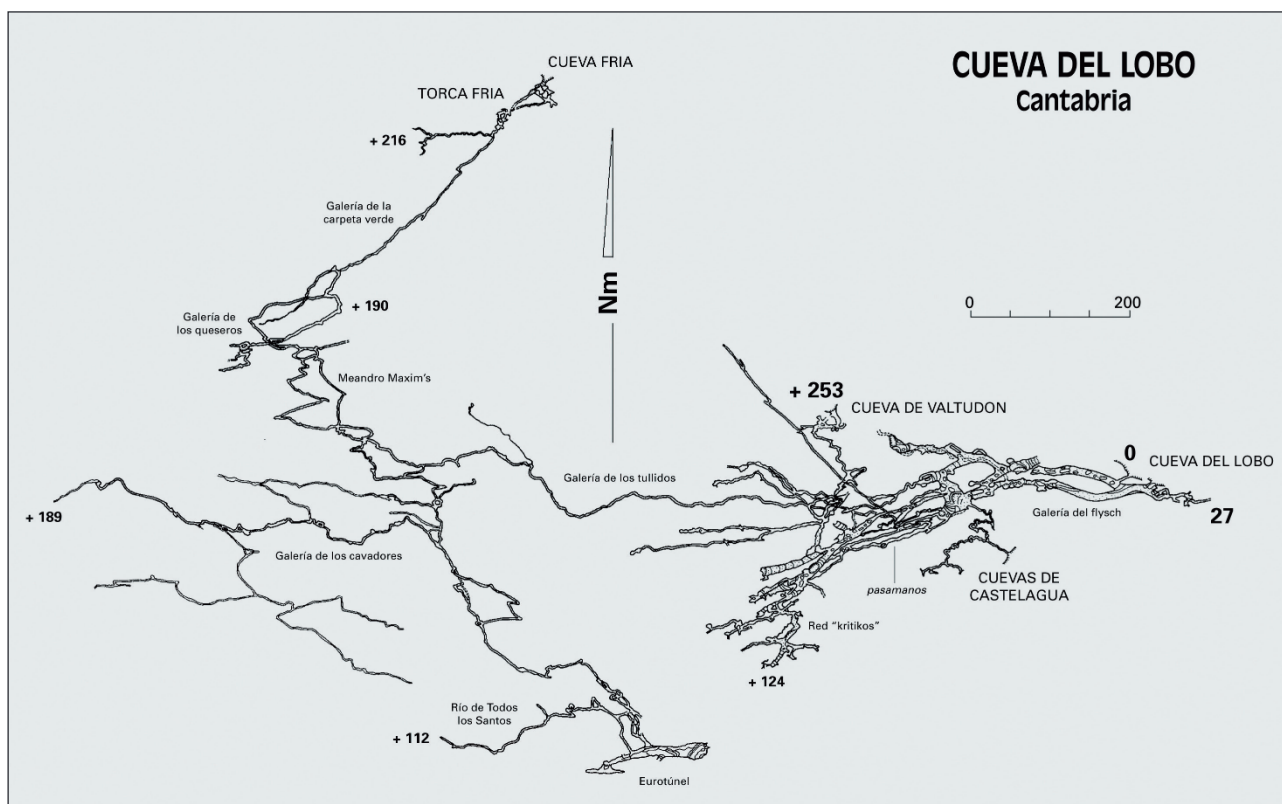


Figura 42. Cueva del Lobo (Topografía S. C. de Dijon, en Puch, 1998)

Figure 42. Cueva del Lobo (Survey S. C. de Dijon, in Puch, 1998)

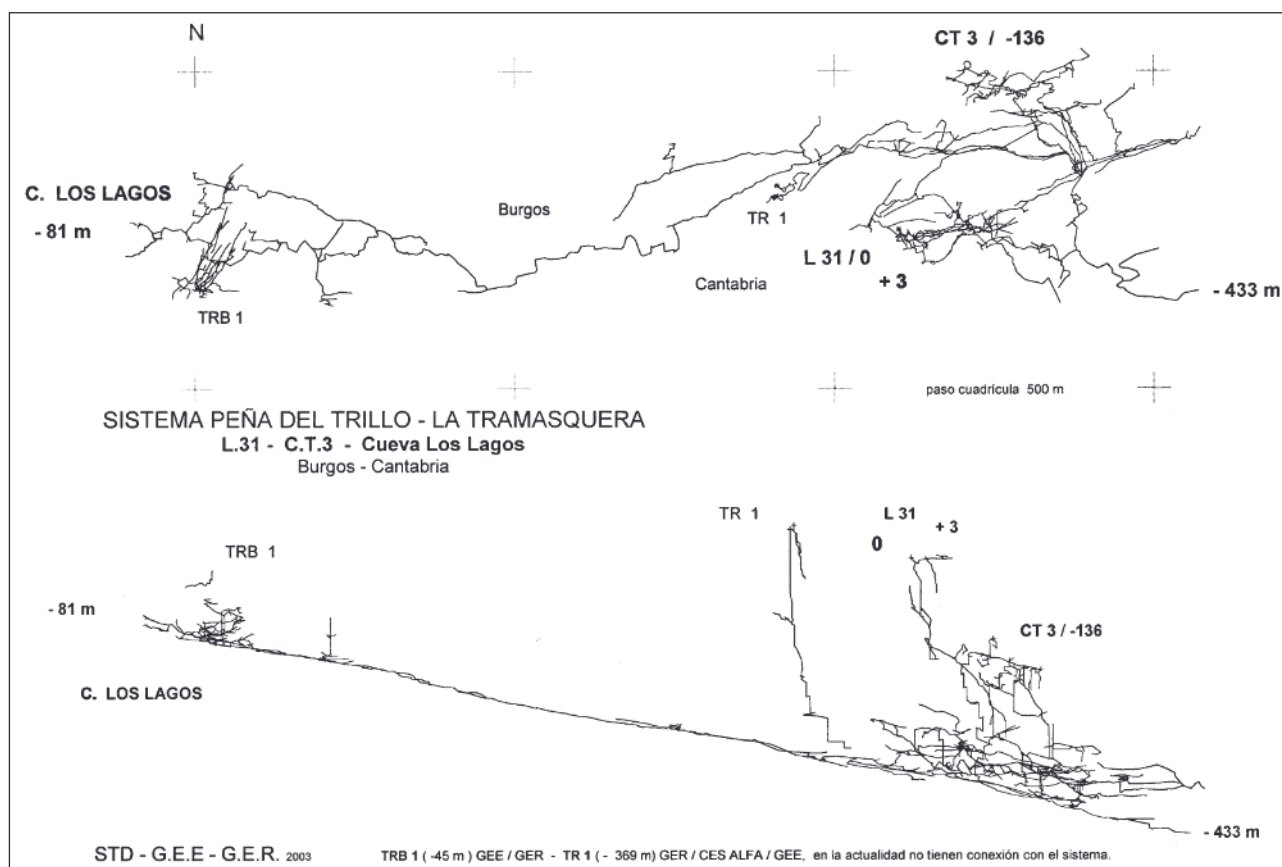


Figura 43. Sistema Peña del Trillo - La Tramasquera (Topografía STD-GEE-GER, en García-Gómez, 2003).

Figure 43. Sistema Peña del Trillo - La Tramasquera (Survey STD-GEE-GER, in García-Gómez, 2003).



Figura 44. Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera. A: entrada a la Cueva de Los Lagos; B: entrada a la CT.3; C: galería freática en los niveles fósiles; D y E: Galería Lunada en el nivel activo, con múltiples evidencias de cantos rodados correlacionables con una antigua terraza (Fotografías R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto).

Figure 44. Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera. A: entrance to Cueva de Los Lagos; B: entrance to CT.3; C: phreatic gallery in the fossil levels; D and E: Galería Lunada in the active level, with multiple evidence of boulders correlatable with an ancient terrace (Photographs R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto).

se abre en la Peña del Trillo, mientras que la CT.3 se ubica algo más al N y a cota más baja (Fig. 44B). Por ambas se accede a una red de pozos que conectan con un dedalo de galerías inactivas desarrolladas en múltiples niveles, excavadas en las Calizas de Peña Lusa. En torno a los 950-1.000 m de altitud se evidencian algunos niveles horizontales de galerías freáticas, que han quedado colgados por encima del actual nivel de base (Fig. 44C). Este se ha labrado en las Calizas margosas de Valcaba y se adapta claramente al contacto litológico con las Areniscas de La Brenia subyacentes. La cota más baja de la cavidad se alcanza en su extremo SE.

Este nivel activo se remonta hacia el O, siempre a favor de buzamiento; es el Río Burgos, que alterna tramos bastante penosos con otros de tránsito más cómodo. Cerca de su tercio final confluye con él la Galería Lunada (Figs. 44D y E), algo más cómoda, y ambas finalizaban obstruidas en la ladera occidental de La Tramasquera. Tras la identificación precisa del punto terminal de esta última, junto a la morrena de Los Lagos, en 1999 se procedió a una desobstrucción que facilitó el acceso a la Cueva de Los Lagos (Fig. 44A), la entrada burgalesa del Sistema (hoy nuevamente inaccesible debido a un desprendimiento). También se ha apuntado su posible relación hidrológica con el río Argumal, a

pesar del escaso caudal del mismo (Puch, 1981, 1987a y 1998; García-Gómez & Hernando, 1999; García-Gómez, 2000a, 2000b, 2003 y 2013; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz *et al.*, 2009; Simonnot, 2009; Ruiz & Rioseras, 2010b; Ortega *et al.*, 2011; Degouve & Simonnot, 2020). En el sector cántabro se ubica, a cota más elevada, la TR.1, que alcanza los 369 m de desnivel, aunque no se ha logrado enlazar con el sistema.

En la cabecera del Río Burgos y de la Galería Lunada destaca la presencia de cantos rodados, a menudo negruzcos por estar coloreados por manganeso. La diferencia de cotas de la entrada respecto al cauce, generalmente seco, del río Lunada, es de 120 m, por lo que deben pertenecer a los restos de una antigua terraza, desmantelada e introducida en la cavidad por el glaciario posterior.

Alto de Imunía

La subzona del Alto de Imunía es la octava y última en que hemos subdividido los Montes de Valnera en su vertiente burgalesa. En ella se localiza una de las más importantes cavidades de la zona, la Torca de los Morteros, con una topografía de 12,7 km y un desnivel máximo de 446 m (aunque la estimación realizada en 1979 en un sector inferior no topografiado podría incrementarlo ligeramente) (Figs. 45, 46 y 47), que se desarrolla en las Calizas de Peña Lusa. Aparte de su entrada histórica (IM.3), también cuenta con el acceso de la Cueva de Imunía (IM.4), que se abre en El Hoyo de Imunía, gran depresión conocida en el siglo XIV como *Hoy de Cove* u *Oydecoue*, según las diferentes transcripciones del *Libro de la Montería* de Alfonso XI (Ortega & Martín, 2019).

La Torca de los Morteros se caracteriza por sus amplios niveles de galerías horizontales que son cortados por las actuales redes vadosas de infiltración, destacando cuatro grandes pozos superiores a 100 m de desnivel, incluido el Pozo Amable de 253 m, el mayor de los conocidos en los Montes de Valnera. Las bóvedas del nivel superior se desarrollan en torno a los 1.270 m, las del segundo nivel a 1.235 m y las del tercer nivel a 1.205 m. El Cuarto Piso se desarrolla a cotas sensiblemente más bajas, pero no tiene una horizontalidad tan

marcada como los superiores, puesto que el tramo más septentrional tiene una acusada pendiente hacia el sur que lo hace descender sensiblemente de cota, para luego recuperarla rápidamente. En suma, tan sólo un corto tramo de dicho nivel parece horizontalizar sus bóvedas en torno a 1.150 m (Fig. 46) (Puch, 1981, 1987a, 1987b, 1998, 2017a; Ruiz & García-Gómez, 1992; Camacho & Puch, 1995; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz *et al.*, 2009; Ortega *et al.*, 2011; Puch & Camacho, 2022).

En cualquier caso, por altitud podrían correlacionarse con los paleoniveles horizontales ya citados al hablar de la Torca de los Mineros y Torca La Grajera, ambas en el Castro Valnera, o de la más próxima Cueva del Lobo de Peña Lusa. Todas estas evidencias nos hablarían de unas fases freáticas muy antiguas, al encontrarse los fondos de valles a cotas notablemente inferiores. En la vertiente mediterránea el río Trueba discurre a 800 m de altitud cuando recibe por su margen izquierda las aguas del río La Sía, pero en la vertiente cántabra el río Gándara discurre tan sólo a 400 m cuando recibe al río Argumal.

Tras el descubrimiento y topografía de la nueva red profunda aparecida en la Cueva de Imunía, Carlos Puch parece decantarse por la asignación de un Quinto Piso debido a las grandes dimensiones de la Gran Sala del Ágora (Puch, 2017a), a cotas aproximadas de unos 875-900 m e incluso inferiores. No obstante, este quinto nivel morfológico evoluciona con una marcada pendiente hacia el E, por lo que no se asemejaría en su configuración horizontal a los niveles superiores, sino que más bien recordaría a los grandes conductos de otras redes subterráneas de los Montes de Valnera en los que su acusada pendiente suele venir marcada por el buzamiento.

A falta de coloraciones, también se ha supuesto la relación hidrológica de las aguas subterráneas de la Torca de los Morteros con la cuenca cantábrica (Puch 1987a, 1987b, 1998 y 2017a). Nuevamente habría que recordar lo ya dicho anteriormente respecto a la posible relación de las aguas subterráneas infiltradas en la Cueva del Lobo y en el Sistema de la Tramasquera, también desarrolladas en las Calizas de Peña Lusa, con el río Argumal, a pesar del escaso caudal que fluye por él. Tampoco

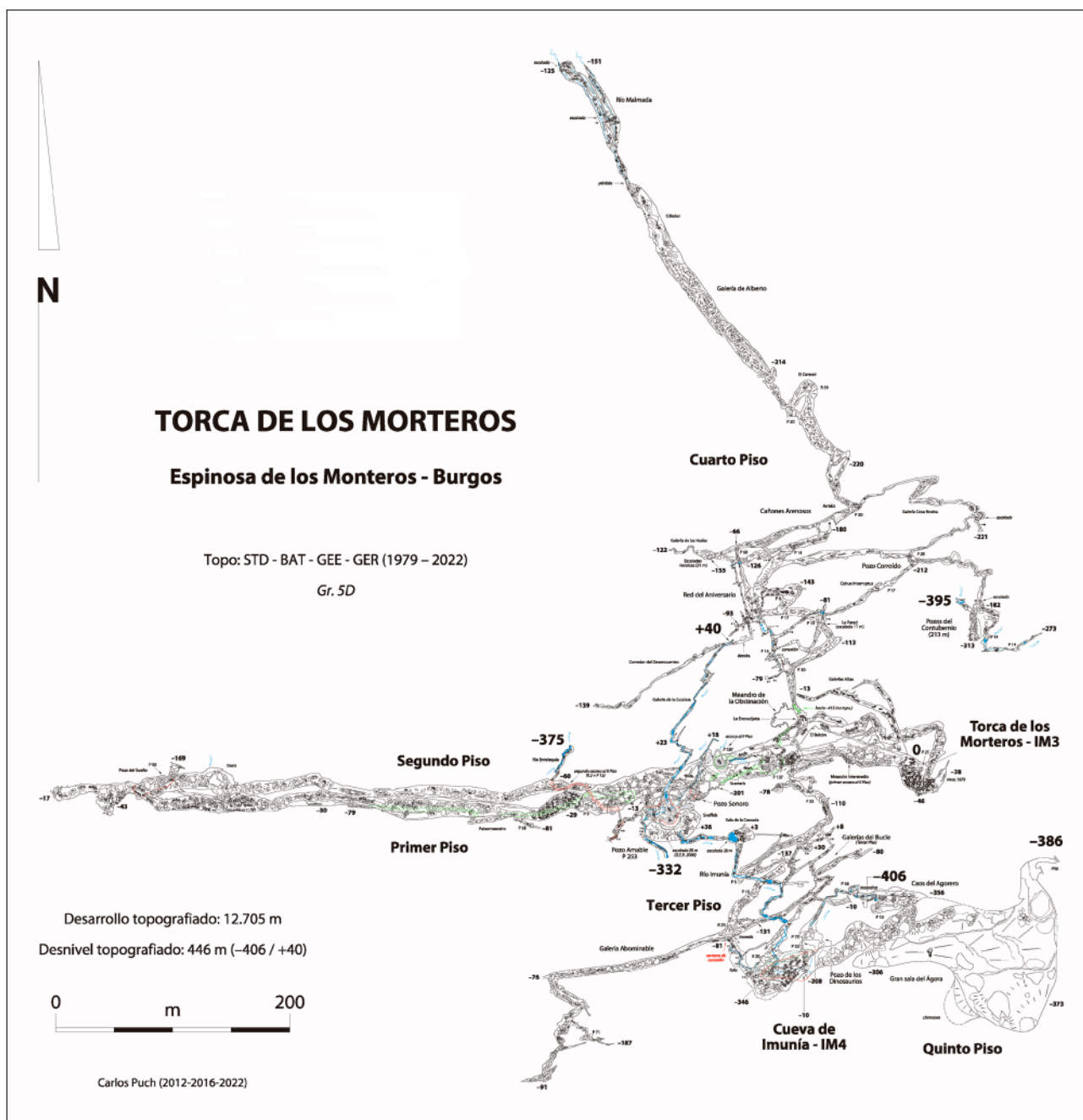


Figura 45. Torca de los Morteros. Planta (Topografía Asociación STD, G. E. Bathynellidae, G. E. Edelweiss y G. E. Ribereño, en Puch & Camacho, 2022).

Figure 45. Torca de los Morteros. Plan (Survey Asociación STD, G. E. Bathynellidae, G. E. Edelweiss and G. E. Ribereño, in Puch & Camacho, 2022).

sería descartable pensar que la fracturación haya posibilitado, en profundidad, que buena parte de esos caudales acaben por atravesar las Areniscas de La Brenia, alcanzando las Calizas del Picón del Fraile, en cuyo caso la relación con el colector Río del Sur del Sistema del Gándara sería factible y explicaría mejor el origen de su gran caudal que en gran parte aún permanece desconocido (Simonnot,

2009; Degouve, 2014, Rioseras & Benito, 2017; Degouve & Simonnot, 2020). Es necesaria la realización de alguna coloración adicional para contrastar o refutar dichas hipótesis.

En esta misma subzona, algo más al S de la Torca de los Morteros, se localizan El Covarato y la Torca del Haya, o del Marmajo, con desniveles de -137 y -108 m respectivamente (Fig. 48) (Ruiz & García-



Figura 46. Torca de los Morteros. Perfil (Topografía Asociación STD, G. E. Bathynellidae, G. E. Edelweiss y G. E. Ribereño, en Puch & Camacho, 2022).

Figure 46. Torca de los Morteros. Elevation (Survey Asociación STD, G. E. Bathynellidae, G. E. Edelweiss and G. E. Ribereño, in Puch & Camacho, 2022).

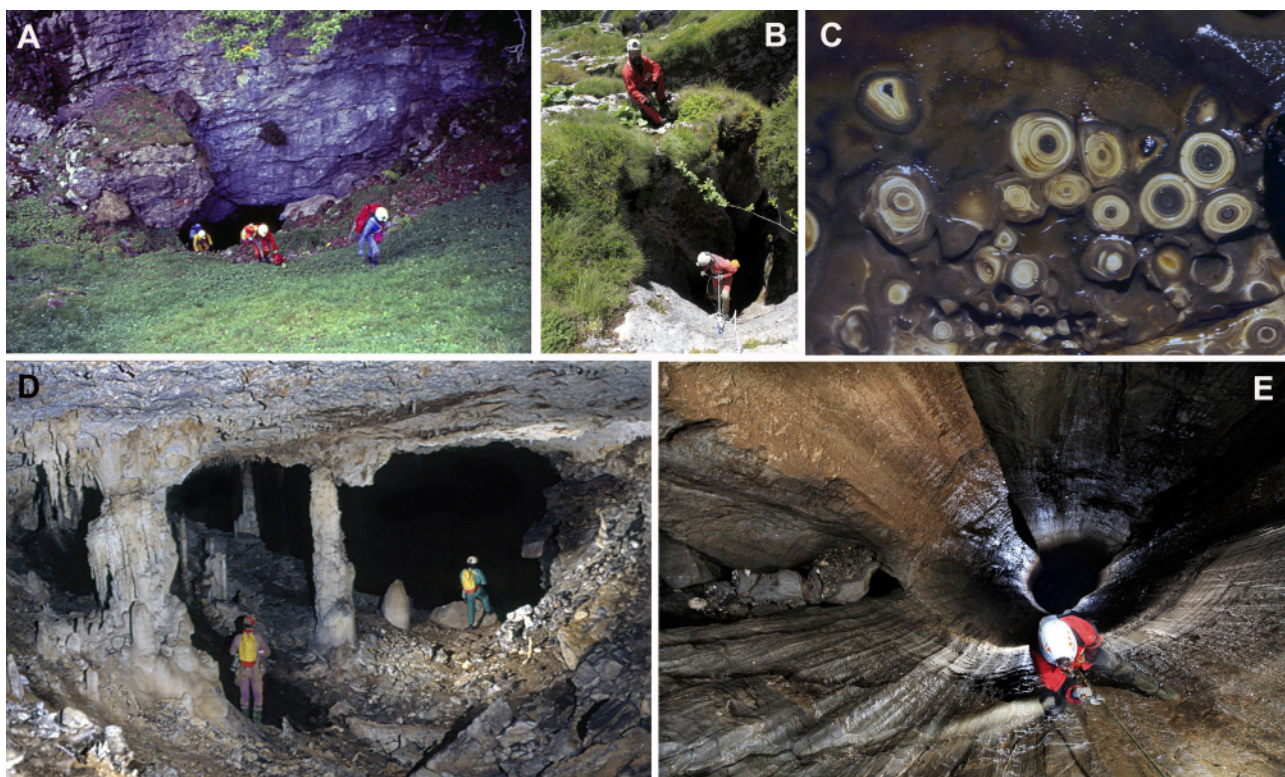


Figura 47. Sistema Torca de los Morteros-Cueva de Imunía. A: entrada a la Cueva de Imunía; B: entrada a la Torca de los Morteros; C: pisolitas seccionadas por erosión en la Cueva de Imunía; D: Primer Piso; E: Pozo de 120 m (Fotografías R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -A, B, D y E-; M. Á. Martín -C-).

Figure 47. Sistema Torca de los Morteros-Cueva de Imunía. A: entrance to Cueva de Imunía; B: entrance to Torca de los Morteros; C: cave pearls sectioned by erosion in Cueva de Imunía; D: First Level; E: 120 m pitch (Photographs R. F. García-Gómez / Asociación Espeleofoto -A, B, D, and E-; M. Á. Martín -C-).

Gómez, 1992; Ruiz, 2006 y 2011; Ruiz et al., 2009; Ortega et al., 2011).

No muy lejos se localiza el sector de Valdescaño, en la margen izquierda del Trueba, a escasa distancia de la población de Las Machorras (Figs. 48 y 49A). Presenta un buen número de antiguas bocas surgentes que se abren en ambos lados de la Calleja de las Cuevas, entre los 880 y los 1.000 m s.n.m., discurriendo el río Trueba a 840 m, es decir, entre +40 m y +160 m sobre el cauce actual. Jean-Yves Bigot y Philippe Audra ya indicaron que varias de ellas se encuentran colmatadas por sedimentos con cantos rodados (Equipe Gándara, 2003). Algo similar a lo comentado más arriba respecto al Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera. La falta de investigación respecto a estos depósitos no nos permite confirmar si se correlacionan directamente con diferentes terrazas del río Trueba, aunque la más antigua publicada apenas alcanza cotas de +70 m (Serrano, 1996; Serrano & Gutiérrez,

2002), o bien, si la colmatación se produjo como consecuencia del acarreo de materiales por una morrena glacial en algún momento posterior a su deposición original.

Los dos geomorfólogos franceses también observaron que, al NO de la Calleja de las Cuevas, la boca más elevada (G4.7) conecta con la bóveda de una clara chimenea ascendente (Equipe Gándara, 2003). Aunque ellos no la descendieron, dicho conducto remonta un desnivel de más de 40 m, incluso por encima de la bóveda horizontal de la G4.7, lo que sitúa su base en las cotas de las dos grandes cavidades colmatadas de cantos rodados que se abren en el escarpe inferior (G4.5 y G4.6). En conjunto, parecen representar un funcionamiento similar al que ellos mismos describen en algunos de sus trabajos: el modelo de espeleogénesis *per ascensum* (PAMS en sus siglas inglesas). Se refieren a la formación de chimeneas ascendentes por diferentes causas, siendo bien

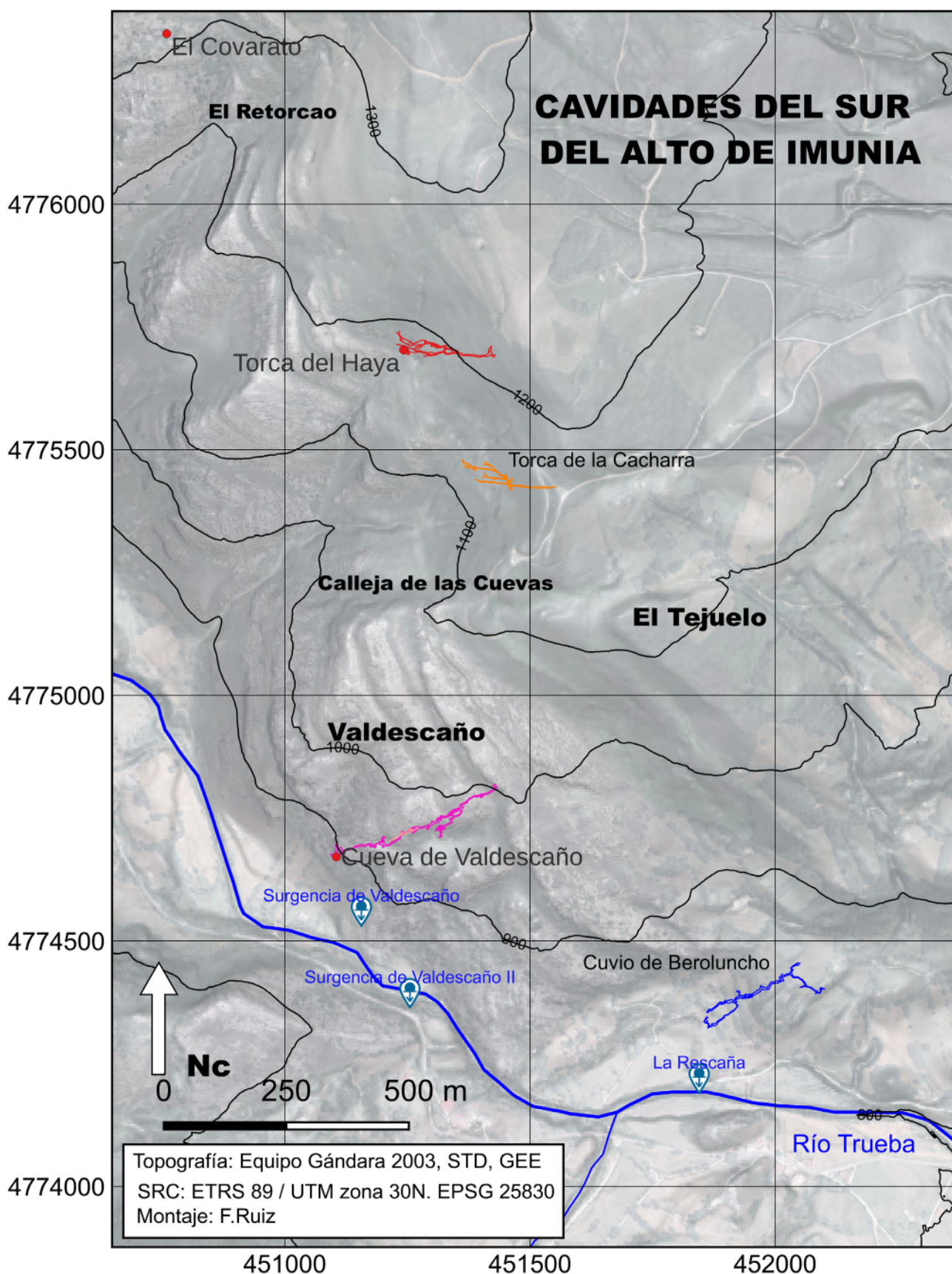


Figura 48. Composición topográfica de otras grandes cavidades del macizo Alto de Imunía y sus surgencias conocidas. Torca del Haya, Torca de la Cacharra, Cueva de Valdescaño y Cuvio de Beroluncho (Topografía Asociación STD, G. E. Edelweiss y Equipe Gándara).

Figure 48. Topographic composition of other large caves of the Alto de Imunía massif and their known springs. Torca del Haya, Torca de la Cacharra, Cueva de Valdescaño and Cuvio de Beroluncho (Survey Asociación STD, G. E. Edelweiss and Equipe Gándara).

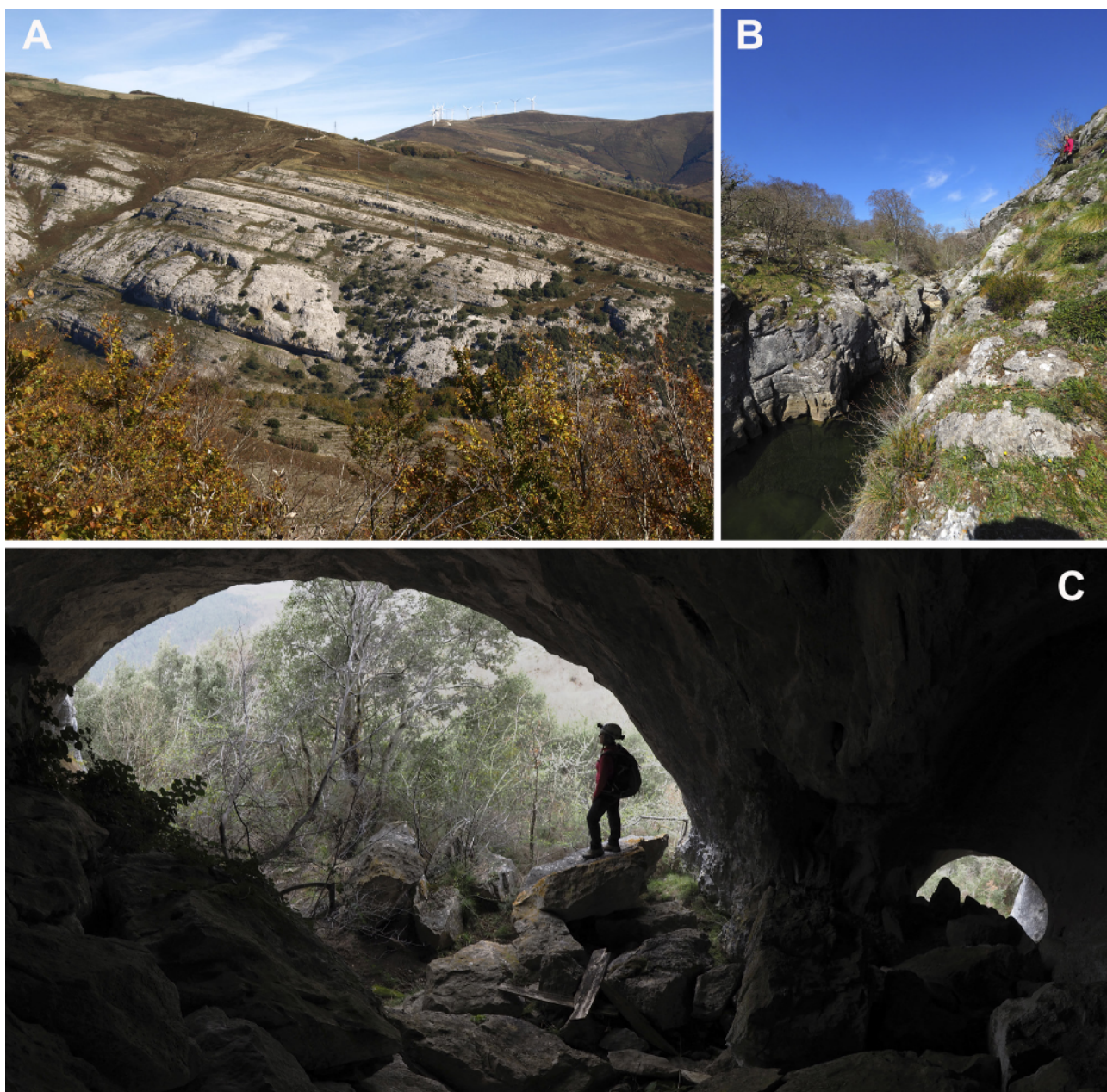


Figura 49. A: vista panorámica del sector de Valdescaño; B: Cañón del Trueba, entre Valdescaño y Las Machorras; C: entrada a la Cueva de Valdescaño.

Figure 49. A: panoramic view of the Valdescaño sector; B: Trueba Canyon, between Valdescaño and Las Machorras; C: entrance to the Cueva de Valdescaño.

conocidas las de los karst mediterráneos franceses a consecuencia de la transgresión marina posterior a la crisis messiniense, que colmató los cañones de los ríos Ródano y Ardèche, entre otros, obligando a las antiguas surgencias a ajustarse a los nuevos niveles freáticos mediante grandes chimeneas ascendentes, también conocidas como vauclusianas (Bigot, 2002; Audra *et al.*, 2009; Mocochain *et al.*, 2011). En Valdescaño, la posible colmatación de la artesa del Trueba, debido a los acarreos glaciales, podría

haber dado lugar a que las aguas en la antigua surgencia se vieran obligadas a remontar buscando el nuevo nivel de equilibrio.

Pero los resultados más interesantes los obtuvieron al SE de la Calleja de las Cuevas, al conseguir desobstruir el tapón de arenas y gravas que colmataba la G4.1, accediendo a la Cueva de Valdescaño, de 1 km de desarrollo y +49 m de desnivel, la última de las grandes cavidades de esta

CUEVA DE VALDESCAÑO

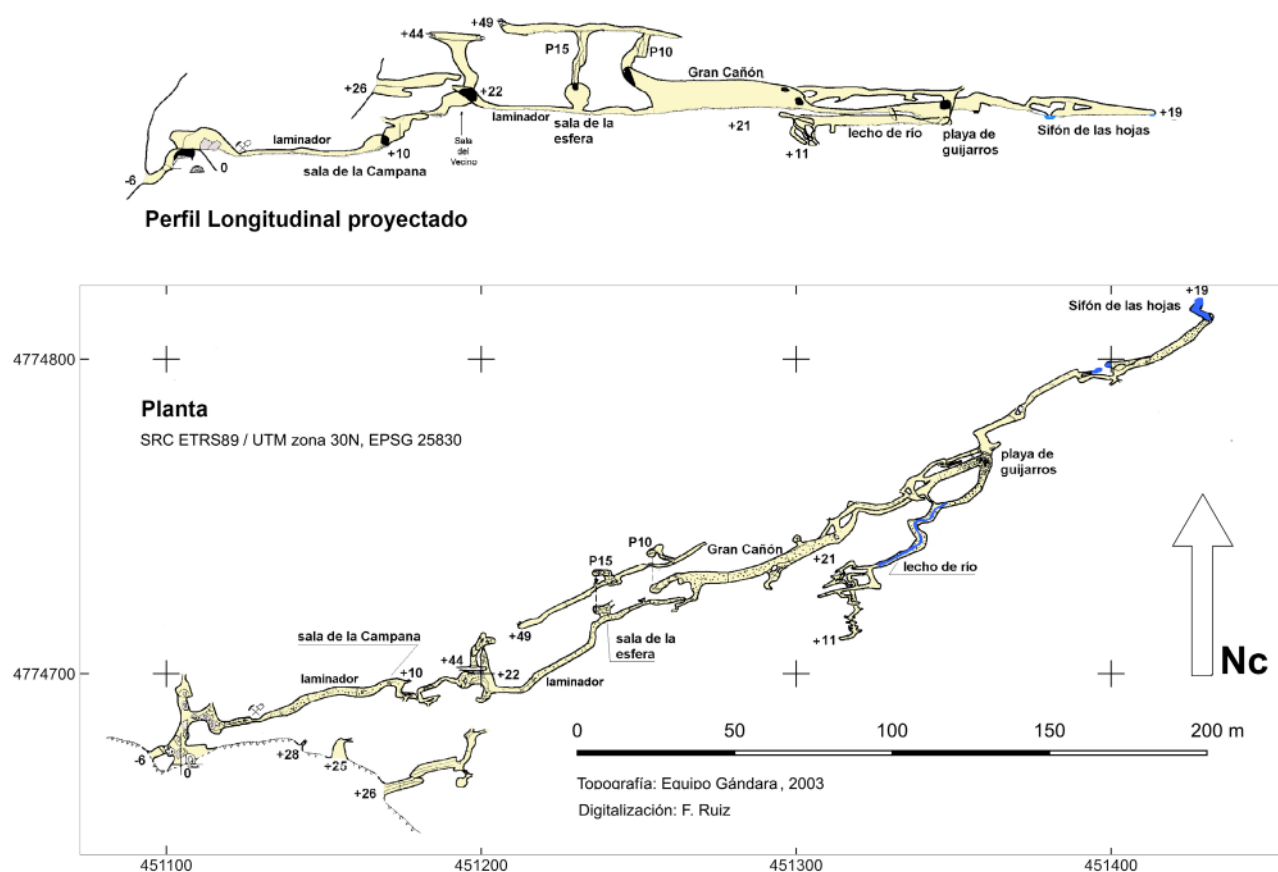


Figura 50. Cueva de Valdescaño (Topografía Equipo Gándara, 2003).

Figure 50. Cueva de Valdescaño (Survey Equipo Gándara, 2003).

subzona del Alto de Imunía (Figs. 49C y 50). Se trata de una antigua surgencia cuya boca inferior se abre a 881 m de altitud, 40 m por encima del cauce del río Trueba, que discurre apenas a un centenar de metros. Se desarrolla en sentido ENE-OSO, a favor de una fractura claramente visible y transversal al buzamiento de los estratos. Presenta actividad hidrológica en época de precipitaciones.

Su recorrido presenta tres pequeños subniveles más elevados que las bocas de las surgencias. El inferior estaba prácticamente colmatado por gravas y tuvo que ser desobstruido. El intermedio, y principal, finaliza en un sifón colgado a 906 m de altitud. Se correlaciona altimétricamente con la cavidad G4.2, apenas separada por unos pocos metros, en cuyo sector de entrada se acumulan grandes cantos rodados, puestos en evidencia por las excavaciones arqueológicas. Por diferentes

chimeneas ascendentes se puede acceder al nivel superior, con techos en torno a 935 m, en el que predominan las arenas y gravas, aunque con un diámetro mucho menor que en el nivel principal, lo que avalaría su transporte y deposición gracias a flujos ascendentes. No obstante, bolos de tamaño mucho mayor colmatan la salida al exterior de este nivel (Equipo Gándara, 2003), lo que parece apuntar a que su origen inmediato haya que buscarlo en las terrazas y acarreos del Trueba, al igual que en la cavidad G4.2, anteriormente citada.

El curso de agua aparece por el sifón terminal y circula hacia el OSO, encajándose en una galería que discurre paralela al eje principal. Las crecidas son habituales, a juzgar por las hojas y otros restos vegetales que se observan en el nivel intermedio y por la estratigrafía que reveló la excavación de la Cueva de Ojeronos de Montescusu (G4.2)

(Apellániz & Nolte, 1979), correlacionada con él. Aunque no tan recientes, las marcas de riadas también se observan en las chimeneas ascendentes que conducen al nivel superior (Equipe Gándara, 2003). La actual surgencia temporal se localiza más hacia el SE, a 837 m s.n.m., aunque cuenta con otra segunda boca impenetrable más elevada, poco antes del cañón del Trueba (Fig. 49B), un corto pero espléndido tramo en el que río se ha encajado, durante el Holoceno, tras la desaparición de la morrena glacial que ocupaba el fondo del valle hasta los momentos finales del Pleistoceno (Serrano, 1996; Serrano & Gutiérrez, 2002; Serrano *et al.*, 2011 y 2013).

El origen de las aguas que dieron lugar a las antiguas surgencias de Valdescaño creemos que hay que buscarlo en el río La Sía, del que apenas distan 2 km; probablemente, aguas arriba de las morrenas inferiores que llegaron a obstruir el fondo del valle, generando sucesivos rellanos intermorrenicos que se fueron colmatando por depósitos lacustres (Serrano & Gutiérrez, 2002). No obstante, el origen del actual río de la Cueva de Valdescaño probablemente se encuentre aún más próximo, en el arroyo que desciende desde El Tejuelo, separando los cabañales de La Terrera y Helguero (o El Guero). Después de atravesar un sector encajado, en el que discurre por un lecho de areniscas fracturadas, alineado con el eje de la cueva y a 750 m de su sifón terminal, el arroyo parece disminuir su caudal, a través de pérdidas difusas, antes de cruzar el cabañal de San Bartolomé y alimentar al río Trueba.

En la misma ladera, aunque algo más al E, el Cuvío de Beroluncho evoluciona en paralelo a la Cueva de Valdescaño y al sentido de su drenaje, activo en la actualidad. Está relacionado con la surgencia estacional de La Rescaña, que parece representar la última etapa de encajamiento hacia el valle, a favor del buzamiento, de la red hidrológica subterránea que, en sentido ENE-OSO, alimentó el caudal del río Trueba por su margen izquierda.

Visión de conjunto

La karstificación de los Montes de Valnera tiene unas peculiaridades que ya hemos ido avanzando

en los epígrafes anteriores. Las grandes cavidades descritas en cada uno de los ocho macizos o subzonas se adaptan a unas directrices estructurales comunes, como las direcciones de fracturación, principalmente la OSO-ENE, o la alternancia de estratos carbonatados con otros no karstificables que actúan localmente de sustrato impermeable y generan pendientes ajustadas al buzamiento, canalizando el drenaje subterráneo hacia la surgencia cántabra del río Gándara (Fig. 51).

En los macizos localizados más al SO, los de la Cubada Grande y Castro Valnera, la karstificación se desarrolla en las llamadas Calizas de Cantos Blancos o Calizas del Castro del Albiense Inferior (Ciry, 1939). Son frecuentes los grandes pozos verticales que alcanzan el nivel impermeable subyacente por el que se desarrolló el gran colector vadoso del Sistema de la Cubada y en el que apenas se esbozan otros colectores menores en el Castro Valnera, a pesar de alcanzar cotas aún más bajas (Fig. 51). Aunque de escaso desarrollo, ya hemos visto que se han descrito conductos freáticos en la Torca de los Mineros -en torno a 1.400 m- y en la Torca de La Grajera, a 1.300 m de altitud.

En los macizos centrales, los del Pico de la Miel, Pico de la Brena y Picón del Fraile, la mayor parte de la karstificación se desarrolla en la Formación Lunada, también del Albiense Inferior, caracterizada por una alternancia de delgados estratos calcáreos y terrígenos, que van enlazando entre sí hacia el E, a medida que se producen cambios de facies mientras se aproximan a la zona surgente del río Gándara. Por encima de toda la serie afloran las Calizas del Picón del Fraile del Albiense Superior (Simonnot, 2009), unidad carbonatada inferior de la Formación Las Machorras, también llamada Calizas de Las Machorras.

En los macizos orientales de Peña Lusa, La Tramasquera y Alto de Imunía, la karstificación es más compleja. Por una parte, estaría el nivel ya descrito de las Calizas del Picón del Fraile o Calizas de Las Machorras. Por encima, estos macizos están coronados por las Calizas de Peña Lusa, también del Albiense Superior (Simonnot, 2009), en las que se desarrollan los grandes sistemas de Cueva del Lobo, Peña del Trillo-La Tramasquera y Torca de los Morteros.

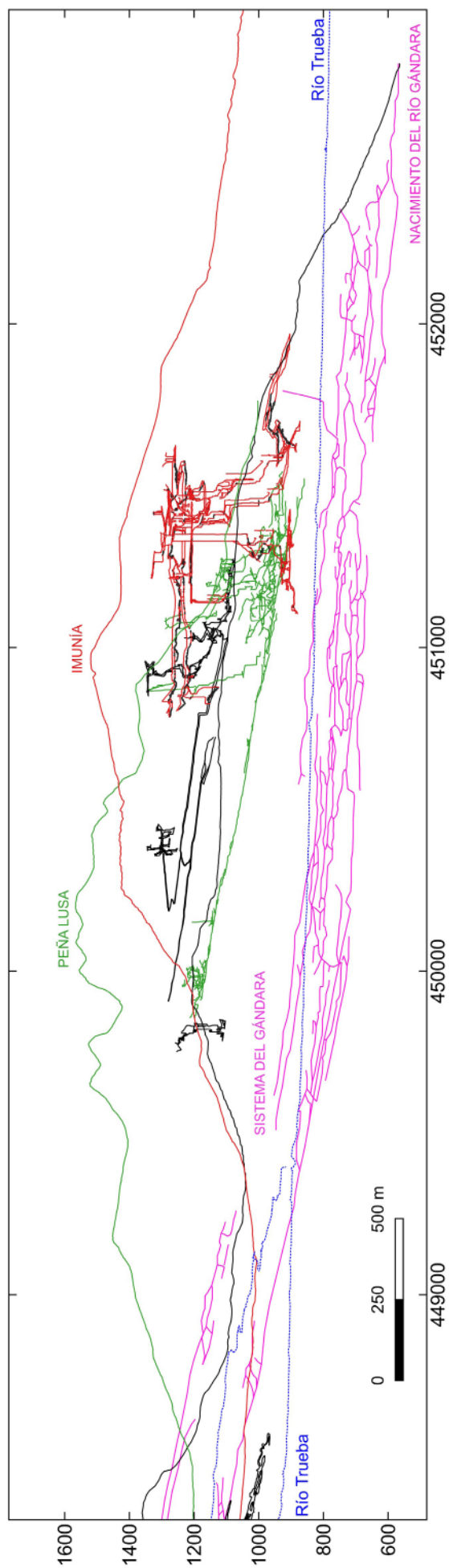
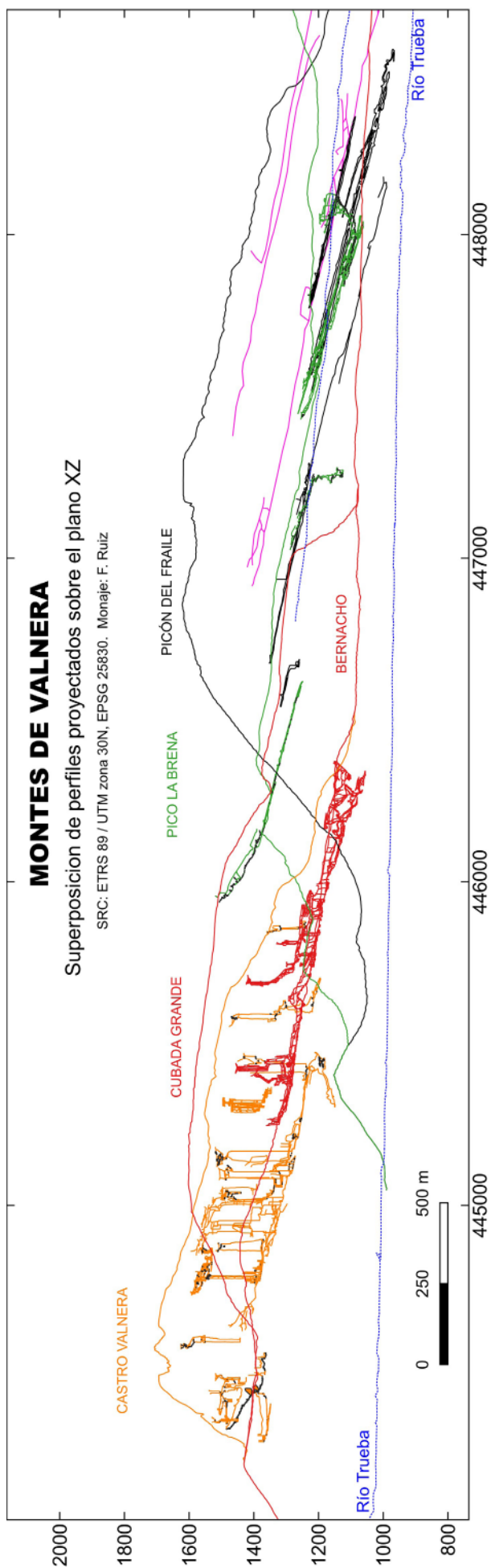


Figura 51. Superposición de los perfiles proyectados de las principales cavidades de los Montes de Valnera.

Figure 51. Superposition of the projected elevation of the main caves in the Montes de Valnera.

Claramente, aquí se observan unas características diferentes de las anteriormente descritas. Por una parte, son más frecuentes los niveles horizontales de génesis freática como los descritos en el Sistema del Gándara entre los 900 y 580 m de altitud (Degouve, 2014). También se ha constatado su presencia en el Sistema Trillo-Tramasquera en torno a los 950-1.000 m altitud y en la Torca de los Morteros y Cueva del Lobo, entre los 1.150 y los 1.300 m, que también podrían correlacionarse con las galerías freáticas descritas en la Torca de los Mineros y en la Torca de La Grajera. Teniendo en cuenta que en la vertiente mediterránea el río Trueba discurre a 800 m de altitud y que en la cantábrica el Gándara lo hace a 400 m, parece evidente que estarían relacionados con niveles freáticos muy antiguos. Las dataciones de los rellenos sedimentarios y los espeleotemas de esos pisos superiores serían una interesante línea de investigación a abordar en el futuro, que seguramente nos conducirá a unas cronologías de inicios del Pleistoceno o incluso del Plioceno. Por otra parte, en la Torca de los Morteros es evidente que esos grandes niveles horizontales están cortados por redes verticales de grandes pozos, que deben ser muy posteriores en el tiempo, probablemente relacionadas con la última fase glacial.

CONCLUSIONES

La intensa karstificación de los Montes de Valnera está propiciada por unas rocas carbonatadas solubles, con frecuentes intercalaciones de areniscas y, en conjunto, muy fracturadas. El glaciarismo cuaternario y las abundantes precipitaciones que caracterizan a la zona han provocado una gran densidad de conductos que canalizan las aguas, mayoritariamente, hacia el nacimiento del río Gándara.

Sus grandes redes subterráneas drenan las aguas de infiltración por numerosos conductos verticales y colectores subhorizontales que se desarrollan en los contactos con los niveles terrígenos impermeables, ajustándose al buzamiento de los estratos. La fracturación y los frecuentes cambios laterales de facies son responsables de que finalmente las aguas de los diferentes niveles karstificables vayan confluyendo progresivamente hasta alcanzar el nivel freático marcado por el Gándara.

No obstante, aún está pendiente de certificar el destino exacto de las aguas que circulan por las grandes cavidades que se desarrollan en las Calizas de Peña Lusa (Cueva del Lobo, Sistema Trillo-Tramasquera y Torca de los Morteros), estratigráficamente el nivel karstificable más elevado de los Montes de Valnera.

Estas tres redes subterráneas también se caracterizan por la presencia de paleoniveles freáticos, sensiblemente horizontales, que evolucionan a cotas muy superiores a las del río Trueba, por lo que tienen que corresponder a niveles freáticos muy antiguos, probablemente de inicios del Pleistoceno o incluso del Plioceno.

AGRADECIMIENTOS

Debemos agradecer la labor realizada por diferentes generaciones de espeleólogos del G. E. Edelweiss, con el patrocinio de la Diputación Provincial de Burgos, de la Asociación STD y el Club Bathynellidae de Madrid, del Spéléo Club de Dijon y del resto de grupos citados en las labores de exploración, topografía y publicación de las principales cavidades de los Montes de Valnera, fase previa e imprescindible para la posterior elaboración de cualquier tipo de síntesis, como la actual, o de futuras investigaciones basadas en la importancia del endokarst. Queremos agradecer las fotografías aportadas por Josu Granja, Pedro Carazo y Roberto F. García-Gómez de la Asociación Espeleofoto. En algunos casos hemos utilizado imágenes ya publicadas, citando siempre su procedencia, aunque algunas han sido adaptadas por nosotros. El presente artículo fue concebido, en su versión inicial de 2017, como una introducción previa y contextualización de lo que iba a ser una publicación monográfica con el detalle de todas las cavidades de la zona, hecho que desgraciadamente no ocurrió, motivo por el que nos hemos visto obligados a publicarlo ahora junto con otros artículos genéricos de la zona.

Contribución de los autores

FRG, MAMM y AIOM han contribuido a la redacción de este artículo, tras su investigación

sobre la karstificación en la zona, tanto a través de las referencias escritas como de las observaciones propias realizadas a lo largo de varias décadas. De las fotografías en que no consta su autoría específica, la 4B es de FRG y las restantes de

MAMM. Los montajes planimétricos nuevos y los modificados, basados en las fuentes indicadas, son de FRG, excepto los de las figuras 30 y 31, que son de MAMM y FRG, y los de las 21, 34 y 35 que son de MAMM.

REFERENCIAS

- Alegre, R. (2018). Investigación paleoclimática en la Torca la Len (Cubada Grande). Nueva campaña de muestreos de hielo fósil en los Montes de Valnera (Espinosa de los Monteros). *Cubía*, 22, 16-19.
- Alegre, R., Hernando, M. L., Rioseras, M. Á., & Tamayo, F. J. (2020). Catálogo de Cavidades de la Provincia de Burgos. *Cubía*, 24, 36-47.
- Antón, T. (1977). Resultados de la Operación "Somo-75" (Puerto de las Estacas, Burgos). *SIS*, 5, 73-84.
- Apellániz, J. M., & Nolte, E. (1979). Memoria de la excavación de las cuevas de Tarrerón (Santander), Cuestalaviga (Vizcaya) y Ojerones de Montescuso (Burgos). *Kobie*, 9, 73-101.
- ARES (1974). *Compte rendu des activités de l'Association de Recherche et d'Explorations Souterraines. Expedition au Castro de Valnera - Province de Burgos - Espagne 1974, (juillet)*. Informe inédito, 16 pp.
- Audra, P., Mocochain, L., & Bigot, J. Y. (2009). Base level rise and Per Ascensum Model of Speleogenesis (PAMS) interpretation of deep phreatic karst, vauclasian springs and chimney-shafts. *Proceedings 15th International Congress of Speleology*, vol. 2, Symposia Part 2, 788-794.
- Audra, P., d'Antoni-Nobecourt, J. C., & Bigot, J. Y. (2010). Hypogenic caves in France. Speleogenesis and morphology of the cave systems. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 181 (4), 327-335.
- Bigot, J. Y. (2002). Conduits ascendants dans les gorges de l'Ardèche: les avens Cordier, Rochas et de Noël. *Actes de la 12 Rencontre d'Octobre – La Bachellerie 2002*, 15-19.
- CAF d'Albertville (2005). Explorations sur le massif de Porracolina. Cantabria (Espagne). *Activités CAF d'Albertville*, 2005, 27-48.
- CAF d'Albertville (2007). Description simplifiée du réseau de la Gándara. *Activités CAF d'Albertville*, 2007, 39-49.
- Camacho, A. I., & Puch, C. (1995). Approche d'un écosystème karstique. La Torca de los Morteros, Burgos, Espagne. *Spelunca*, 59, 38-47.
- Ciry, R. (1939). *Étude Géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Léon et Santander*. Univ. Paris, 519 pp.
- Degouve, P. (2003). Recientes exploraciones en la red del río Gándara. *Boletín Cantabro de Espeleología*, 15, 155-156.
- Degouve, P. (2008). Estado de las exploraciones del Spéléo Club de Dijon en el Sistema del Gándara. *Cubía*, 11, 36-39.
- Degouve, P. (2014). El Sistema del Gándara. *Boletín de la SEDECK*, 10, 22-33.
- Degouve, P., & Simonnot, G. (1989). A l'ouest du nouveau... Recherches du S. C. Dijon au Picón del Fraile (Soba-Cantabria). *Sous le Plancher*, 4, 51-70.
- Degouve, P., & Simonnot, G. (1990). Las Cuevas de las Cabañas de Lunada (Espinosa, Province de Burgos). *Sous le Plancher*, 5, 45-50.
- Degouve, P., & Simonnot, G. (1991). La Cueva del Lobo et le Karst de La Lusa. *Sous le Plancher*, 6, 51-90.
- Degouve, P., & Simonnot, G. (2020). Inventaire des cavités. In: Degouve, P. & Simonnot, G. (Eds.), *cuevas del Alto Asón. Spéléologie entre les vallées d'Asón et du rio Miera*. karstexplo.fr/CuevasAson/InventaireCavites.htm.
- Equipe Gándara (2003). *Gándara 2003, du 02 au 17 août 2003. La Gándara de Soba, Cantabria, Espagne*. Informe inédito, 46 pp.
- Eraso, A. (1994). *El Karst*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, 16 pp.
- García-Espinosa, R. (2015). La campaña de 2014 en la Torca de los Mineros (Montes de Valnera, Espinosa de los Monteros, Burgos). *Cubía*, 19, 36-39.
- García-Espinosa, R., & León, C. (2016). Campaña 2015 en la Torca de los Mineros. Montes de Valnera. Espinosa de los Monteros. Burgos. *Cubía*, 20, 34-37.
- García-Espinosa, R., & Ruiz, F. (2014). La "Torca de los Mineros" (V.142, 143, 144 y 149). Montes de Valnera, Espinosa de los Monteros, Burgos. *Cubía*, 18, 56-59.

- García-Gómez, R. F. (2000a). Cueva Los Lagos. Una nueva entrada al Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera. *Cubía*, 2, 15-18.
- García-Gómez, R. F. (2000b). Dos valles unidos por una red subterránea. Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera. Burgos-Cantabria. *Subterránea*, 13, 43-50.
- García-Gómez, R. F. (2001). Los grandes abismos de la provincia burgalesa. *Subterránea*, 15, 1 y 12-25.
- García-Gómez, R. F. (2002). Sistema de la Cubada Grande (7.569m/-400m). Sector Valnera. Montes del Somo. Burgos. *Cubía*, 5, 24-33.
- García-Gómez, R. F. (2003). Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera. L.31-CT.3-Cueva Los Lagos. *Boletín Cántabro de Espeleología*, 15, 49-57.
- García-Gómez, R. F. (2013). Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera. L.31-CT.3-Cueva Los Lagos (Burgos, Cantabria). *Gota a gota*, 1, 81-88.
- García-Gómez, R. F., & Hernando, M. L. (1999). Sistema Peña del Trillo-La Tramasquera (L.31-CT.3). *Cubía*, 1, 27-33.
- Gázquez, F., & Calaforra, J. M. (2015). Espeleotemas y formas de cavernamiento de origen hidrotermal en la Sima de la Higuera. En: Trives, M., & Ros, A. (Eds.), *conoce Pliego, conoce su Patrimonio. Sima de la Higuera, Monumento Natural*. Ayuntamiento de Pliego, 4, 49-59.
- Groupe Spéléologique des Hautes Pyrénées, & Spéleo-Club de Dijon (2012). La galerie des Troglos (réseau de la Gándara). *Porracolina*, 2012, 49-52.
- Groupe Spéléologique des Hautes Pyrénées, & Spéleo-Club de Dijon (2013). El Sumidero de las Colinas de la Tramasquera (n° 1749). *Porracolina*, 2013, 67-70.
- Grupo Espeleológico Edelweiss (1992). Monografía sobre Grandes Cavernas Burgalesas. *Kaite*, 6, 216 pp.
- Marras, F. (1984). Explorations dans le massif du Castro de Valnera. *Les Dossiers Spéléologiques de l'ARES*, 1, 11-24.
- Martín, M. Á. (1992). El Karst en la provincia de Burgos. *Actas del VI Congreso Español de Espeleología*. La Coruña. Federación Española de Espeleología, 69-72.
- Martín, M. Á. (2001). 50 Años de Exploraciones 1951-2001. Resumen de la Historia del Grupo Espeleológico Edelweiss. *Cubía*, 3, 6-13.
- Martín, M. Á. (2017). Prosiguen los trabajos en la Torca de La Grajera (Castro Valnera, Espinosa de los Monteros, Burgos). *Cubía*, 21, 18-21.
- Martínez, P., Flor, G., Flor-Blanco, G., & Fernández, G. (2014). Características geológicas y morfologías singulares de la región del Alto Asón (Cantabria). *Boletín de la SEDECK*, 10, 4-21.
- Mocochain, L., Audra, P., & Bigot, J. Y. (2011). Base level rise and per ascensum modelo of speleogenesis (PAMS). Interpretation of Deep phreatic karst, vauclusian springs and chimney-shafts. *Bull. Soc. Géol. France*, 182, 2, 87-93.
- Moya, L., & García-Gómez, R. F. (2013). Los cristales de los Montes Valnera. El secreto mejor guardado. *Gota a gota*, 2, 82-84.
- Olmo, P. del, & Ramírez del Pozo, J. (1978). *Memoria de la Hoja n° 84. Espinosa de los Monteros. Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000*.
- Ortega, A. I., & Martín, M. Á. (2009). El estudio del karst de Burgos. *Cubía*, 12, 8-33.
- Ortega, A. I., & Martín, M. Á. (2017). División en Zonas de la Provincia de Burgos para la catalogación de sus cavidades y paisajes kársticos. *Cubía*, 21, 30-33.
- Ortega, A. I., & Martín, M. Á. (2018). División en Zonas de la Provincia de Burgos: detalle de sus límites geográficos. *Cubía*, 22, 24-35.
- Ortega, A. I., & Martín, M. Á. (2019). Cavidades burgalesas en el Libro de la Montería de Alfonso XI. *Cubía*, 23, 40-45.
- Ortega, A. I., Ruiz, F., & Martín, M. Á. (2011). El Karst de Burgos. Características principales y distribución en zonas. *Cubía*, 15, 2-19.
- Puch, C. (1981). Las Grandes Cavernas Españolas. *El Topo Loco*, 3/5, 225 pp.
- Puch, C. (1987a). Atlas de las Grandes Cavernas Españolas. *Exploracions*, 11, 494 pp.
- Puch, C. (1987b). La Torca de los Morteros (Burgos, Espagne). *Spelunca*, 25, 31-37.
- Puch, C. (1998). *Grandes Cuevas y Simas de España*. Espeleo Club de Gracia, 816 pp.
- Puch, C. (2012). La Cueva de Las Bernías. Espinosa de los Monteros, Burgos. *Cubía*, 16, 18-21.
- Puch, C. (2017a). Nueva red profunda en la Torca de los Morteros (Imunía, Espinosa de los Monteros, Burgos). *Cubía*, 21, 12-17.
- Puch, C. (2017b). Torca de La Grajera, 1981. Comienza la aventura. En: Granja, J. (Ed.), *Castro Valnera en profundidad. Un abismo hacia la Edad del Hielo, Pyrenaica*, 269, 73-77.

- Puch, C. (2022). La Torca del Hoyo. *Cubía*, 27, 56-60.
- Puch, C., & Camacho, A. I. (2022). La Torca de los Morteros. *Cubía*, 26, 88 pp.
- Rat, P. (1959). *Les Pays Crétacés Basco-Cantabriques* (Espagne). Univ. Dijon, t. XVIII, 525 pp.
- Riostras, M. Á., & Benito, F. J. (2017). Conexión hidrológica Valnera-Gándara. *Cubía*, 21, 40-45.
- Ros, A., Llamusi, J. L., & Sánchez, J. (2014). Cuevas hipogénicas en la Región de Murcia-España. Centro de Estudios de la Naturaleza y el Mar, vol. I, 46 pp.
- Rubio, E. (1982). 30 Años de Exploraciones (1951-1980). *Memoria del Grupo Edelweiss*. Diputación de Burgos, 194 pp.
- Ruiz, F. (1986). *Introducción a los Karst de la Provincia de Burgos*. Diputación de Burgos, 48 pp.
- Ruiz, F. (1992). Contexto geológico de las principales zonas kársticas de la provincia de Burgos. En: G. E. Edelweiss (ed.). *Monografía sobre Grandes Cavidades Burgalesas*. Kaite, 6, 15-53.
- Ruiz, F. (2006). El karst de los Montes del Somo y Valnera (Sierra de los Morteros, Castro Valnera, Lunada, Picón del Fraile, Lusa e Imunía). *Cubía*, 9, 22-31.
- Ruiz, F. (2011). El karst de los Montes del Somo y Valnera. *Cubía*, 15, 40-53.
- Ruiz, F., & García-Gómez, R. F. (1992). Las Grandes Cavidades Burgalesas. En: G. E. Edelweiss (ed.). *Monografía sobre Grandes Cavidades Burgalesas*. Kaite, 6, 55-215.
- Ruiz, F., & Riostras, M. Á. (2010a). La coloración del Sistema Sumidero de Lunada-Gándara. *Cubía*, 13, 20-23.
- Ruiz, F., & Riostras, M. Á. (2010b). El karst de los Montes de Valnera (Provincia de Burgos). En: León, J. (Ed.), *Cantabria Subterránea. Catálogo Grandes Cavidades*, vol. 2, 847-849.
- Ruiz, F., Ortega, A. I., & Martín, M. Á. (2009). El Karst de Burgos. *Cubía*, 12, 34-64.
- Santiago, A. de, Ugidos, A., & San Martín, Á. (1999). El Castro Valnera. Introducción al macizo y estado actual de las exploraciones. *Cubía*, 1, 34-38.
- SCD (2006). Sistema del Gándara, segunda cavidad con mayor recorrido de España. En Anónimo. Últimas exploraciones. *Subterránea*, 25, 5.
- Serrano, E. (1996). El Complejo morrénico frontal del Valle del Trueba (Espinosa de los Monteros, Burgos). En: Grandal, A. & Pagés, J. (Eds.), *IV Reunión de Geomorfología*, S.E.G., O Castro (A Coruña). 505-517.
- Serrano, E., & Gutiérrez, A. (2002). El glaciario pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). *Geomorfología y paisaje. Guía de excursiones*. SEG. Dpto. Geografía UVA, 91-161.
- Serrano, E., González, J. J., Turu, V., & Ros, X. (2011). Cronología glaciario pleistoceno en el Valle de Trueba (Cordillera Cantábrica): primeras dataciones. *Resúmenes XIII Reunión Nacional de Cuaternario*, Andorra, 3-6.
- Serrano, E., Gómez, M., González, J. J., Turu, V., & Ros, X. (2013). Fluctuaciones glaciares pleistocenas y cronología en las Montañas Pasiegas (Cordillera Cantábrica). *Cuaternario y Geomorfología*, 27 (1-2), 91-110.
- Simonnot, G. (2009). Carte géologique du massif. En: Degouve, P. & Simonnot, G. *Cuevas del Alto Asón. Spéléologie entre les vallées d'Asón et du río Miera. Contexto geológico e hidrológico*. karstexplo.fr/CuevasAson/GeolAsonES.htm.
- Tamayo, F. J., & Alegre, R. (2019). Resumen de las campañas espeleológicas de 2017 y 2018 en el Castro Valnera (Espinosa de los Monteros, Burgos). *Cubía*, 23, 14-21.