

Origen, evolución y nuevos hallazgos de la Gruta de las Maravillas (Aracena)

Francisco José Martínez Moreno

un
i Universidad
Internacional
de Andalucía

A Pr
de Estudios
Onubenses
La Rábida

mio 4

Francisco José Martínez Moreno (Granada, 1985) es licenciado en Geología, con master en Geología aplicada a la Obra Civil y los Recursos Hídricos por la Universidad de Granada. Durante el desarrollo de su tesis doctoral en la misma universidad se especializó en el uso de métodos geofísicos combinados para el estudio de cavidades. Sus investigaciones durante este periodo de formación se centraron principalmente en la Gruta de las Maravillas (Aracena), lo cual dio lugar a la publicación de tres artículos científicos de ámbito internacional así como presentaciones en congresos, todos ellos focalizados en esta cavidad. De esta forma se realizó una gran difusión tanto de la Gruta de las Maravillas como de los avances científicos conseguidos. Con el descubrimiento de estas nuevas cavidades en el entorno del Cerro del Castillo se corrobora la calidad y precisión de las investigaciones geológicas y geofísicas realizadas a lo largo de más de dos años en la localidad de Aracena.

Tras la finalización de su tesis doctoral, el investigador de la Universidad de Granada se especializó en otros métodos geofísicos aplicados a otros contextos y ambientes geológicos, la mayoría de ellos relacionados con el estudio del agua en profundidad. Actualmente disfruta de una beca posdoctoral en el Instituto Dom Luiz, laboratorio asociado a la Universidad de Lisboa, donde continúa progresando en la especialización y mejora de estos métodos para ayudar a resolver problemas de geología superficial a la sociedad de una forma cada vez más eficaz.



Origen, evolución y nuevos hallazgos de la Gruta de las Maravillas (Aracena)

Francisco José Martínez Moreno

un
i Universidad
Internacional
de Andalucía

A Pr

E de Estudios
Onubenses
La Rábida

mio 4

Edita



Universidad Internacional de Andalucía

Monasterio de Santa María de las Cuevas

C/ Américo Vespucio, 2

Isla de la Cartuja. 41092 Sevilla

www.unia.es/publicaciones

Copyright de la presente edición

UNIA - Universidad Internacional de Andalucía, 2017

Copyright

Francisco José Martínez Moreno

Edición

1ª edición

ISBN

978-84-7993-321-0

Déposito Legal

SE 287-2017

Maquetación y diseño

Ricardo Barquín Molero

Nota del autor: Las investigaciones que se exponen en este trabajo han sido financiadas por el Excmo. Ayuntamiento de Aracena, Junta de Andalucía y el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte.



*Si he visto más lejos
es porque estoy sentado sobre los hombros de gigantes*

—
Isaac Newton
1642-1727

En este trabajo han colaborado investigadores de diferentes Organismos Públicos I+D+i: Universidad de Granada (*UGR*), Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra - Consejo Superior de Investigaciones Científicas (*IACT-CSIC*), Instituto Geológico y Minero de España (*IGME*), Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos de la Universidad de Granada (*UGR-IAG*), Universidad de Almería (*UAL*), Universidad de Huelva (*UHU*).

Jesús Galindo Zaldívar

(Universidad de Granada, IACT-CSIC)

Antonio Pedrera Parias

(Instituto Geológico y Minero de España)

Teresa Teixidó Ulloa

(Universidad de Granada, IAG)

José Antonio Peña Ruano

(Universidad de Granada, IAG)

Lourdes González Castillo

(Universidad de Granada)

Patricia Ruano Roca

(Universidad de Granada, IACT-CSIC)

Ana Ruiz Constán

(Instituto Geológico y Minero de España)

Manuel López Chicano

(Universidad de Granada)

Wenceslao Martín Rosales

(Universidad de Granada)

Antonio Azor Pérez

(Universidad de Granada)

José María Calaforra Chordi

(Universidad de Almería)

Rafael Rodríguez Durán

(Universidad de Huelva)

Adela Hódar Pérez

(Universidad de Granada)

Además, cabe resaltar la inestimable ayuda ofrecida por el personal de la Gruta de las Maravillas durante todas las campañas de adquisición de datos geofísicos y geológicos.

Índice

Prólogo / 9

1. Introducción / 11

- 1.1. Usos de las cavidades / 12
- 1.2. Tipos de cuevas / 13
- 1.3. Historia de la Gruta de las Maravillas / 19

2. Contexto geológico, origen y evolución de la Gruta de las Maravillas / 23

- 2.1 Introducción / 24
- 2.2 Marco geológico regional / 25
- 2.3 Estructura y deformación del Cerro del Castillo / 26
- 2.4 Análisis petrográfico / 29
- 2.5 Estructuras de deformación dúctil / 31
- 2.6 Estructuras de deformaciones frágiles y cálculo de paleoesfuerzos / 32
- 2.7 Morfología de la Gruta de las Maravillas / 33
- 2.8 Espeleotemas y otros depósitos / 36
- 2.9 Hidrogeología / 38
- 2.10 Origen y evolución de la Gruta de las Maravillas / 39
 - 2.10.1 Relación de la gruta y las estructuras geológicas / 39
 - 2.10.2 Origen de la cueva asociado a la presencia de piritas / 40
 - 2.10.3 Evolución de los niveles de la cavidad / 41

3. Prospecciones geofísicas del Cerro del Castillo / 45

- 3.1 Introducción / 46
- 3.2 Metodología / 47
 - 3.2.1 Topografía de la cavidad / 47
 - 3.2.2 GPS diferencial / 48
 - 3.2.3 Microgravimetría / 50
 - 3.2.4 Magnetometría / 51
 - 3.2.5 Tomografía eléctrica / 53
 - 3.2.6 Tomografía sísmica / 55
 - 3.2.7 Georadar / 57
- 3.3 Topografía de la Gruta de las Maravillas / 58

- 3.4 Anomalías gravimétricas / 60
 - 3.4.1 Distribución de medidas / 60
 - 3.4.2 Mapa de anomalía de Bouguer / 61
 - 3.4.3 Separación Regional-Residual / 62
 - 3.4.4 Selección del método óptimo para la separación regional-residual / 66
- 3.5 Perfiles de prospección geofísica / 67
 - 3.5.1 Perfiles magnéticos / 68
 - 3.5.2 Perfil 1: cavidad conocida / 69
 - 3.5.3 Perfil 2: nuevo nivel kárstico / 72
 - 3.5.4 Perfil 3: Niveles 1, 2 y 3 de nuevas cavidades / 74
 - 3.5.5 Perfil 4: Niveles 2, 3 y 4 / 76
- 3.6 Interpretación conjunta de resultados / 77
 - 3.6.1 Evidencias de cavidades en cada uno de los métodos / 77
 - 3.6.2 Análisis geológico y geofísico del Cerro del Castillo / 80
 - 3.6.3 Nuevas cavidades de sistema kárstico de la Gruta / 81

4. Sondeos de exploración de nuevas cavidades / 85

- 4.1 Introducción / 86
- 4.2 Equipo de perforación / 86
- 4.3 Localización del sondeo / 88
- 4.4 Resultados / 90
- 4.5 Descripción de la nueva cavidad / 92
- 4.6 Discusión de resultados / 93

5. Conclusiones / 97

I. Referencias / 101

II. Referencias propias / 109

Prólogo

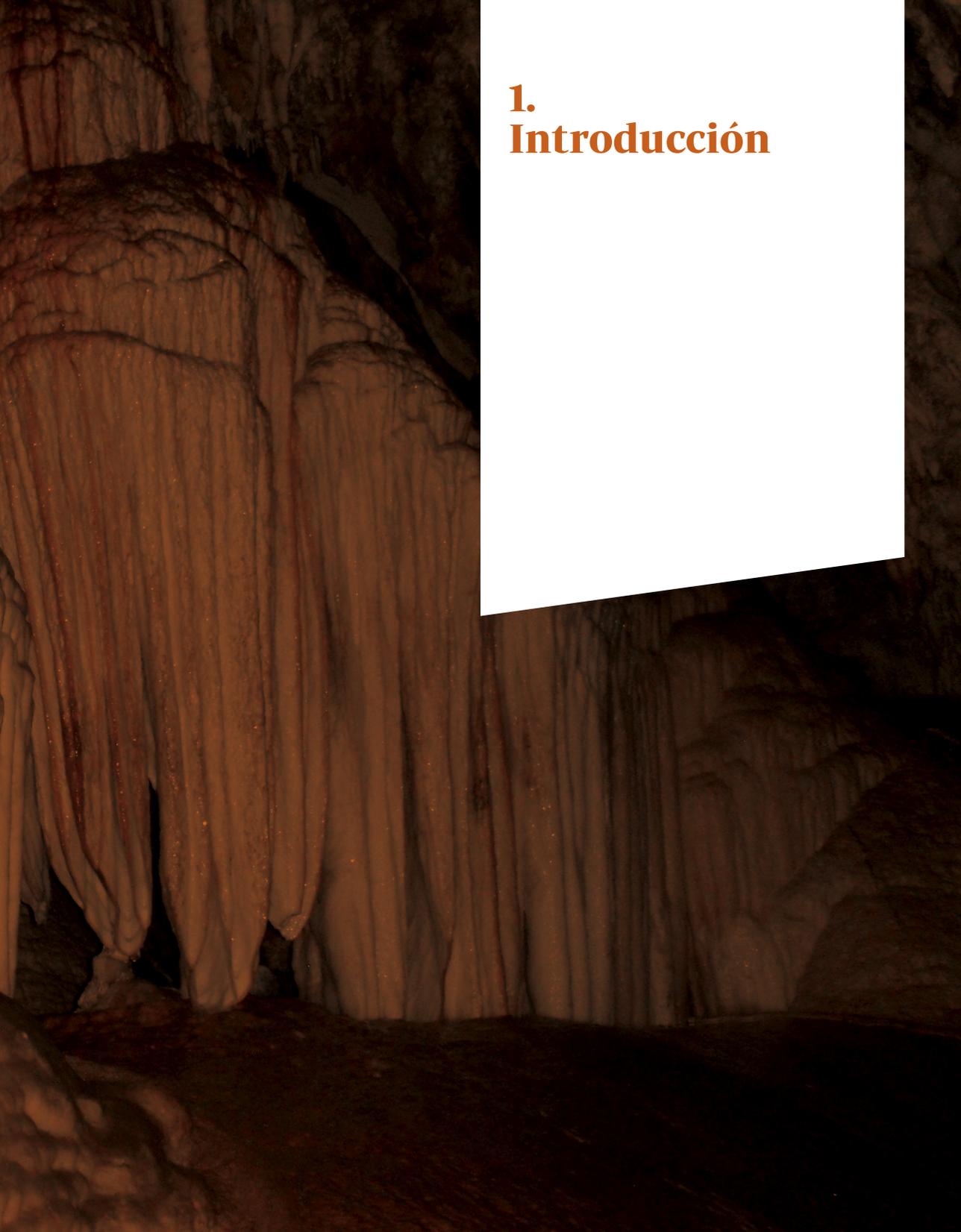
El interés por descubrir el mundo desconocido ha sido el principal motor del desarrollo de la Ciencia. El estudio de la Naturaleza que nos rodea, de sus recursos y sus peligros, ha sido esencial para el avance de la civilización. Las prospecciones geológicas han sido básicas desde la Prehistoria. Se iniciaron mediante la búsqueda de utensilios eficaces de caza y recursos minerales a partir de observaciones en la superficie del terreno, así como con la localización de cavidades donde guarecerse de las inclemencias meteorológicas. La Geología es una de las ramas científicas que mantiene un desarrollo reciente y tiene avances fundamentales desde el siglo XIX que continúan aun sorprendiéndonos en la actualidad. El conocimiento detallado de la estructura profunda del terreno sobre el que nos movemos era hasta hace poco objeto de adivinación y teorías infundadas. Sin embargo, el rigor científico y técnico de las observaciones geológicas en superficie y medidas geofísicas de campo gravitatorio, magnético, eléctrico, propagación de ondas sísmicas y radiactividad nos permiten determinar con precisión y de modo indirecto su composición y geometría.

La presencia de cavidades fascina la naturaleza humana por su carácter monumental y ritual. Sin embargo, tanto las de origen natural como las artificiales, tales como las antiguas galerías mineras, suponen un peligro latente debido al colapso de las construcciones que se realizan en superficie. Este libro presenta los últimos avances en la detección y cuantificación de cavidades mediante métodos geológicos y geofísicos. El Dr. Francisco José Martínez Moreno focalizó las investigaciones de sus Tesis doctoral en la mejora de los métodos de estudio de cavidades. Su inquietud, tenacidad, actividad y rigor científico le han permitido obtener resultados sobresalientes mediante el análisis y comparación de las metodologías de estudio en diferentes ambientes geológicos. Sus investigaciones, con elevado impacto internacional constituyen actualmente una referencia puntera en el ámbito de la detección de cavidades, con impacto tanto científico como económico. Los estudios desarrollados en la Gruta de las Maravillas (Huelva) tienen especial relevancia ya que se han descubierto zonas de gruta desconocidas hasta el momento, comprobadas posteriormente mediante sondeos. Con este libro el lector se adentrará en este mundo fascinante del estudio de las profundidades desconocidas de la Tierra, que aún cuenta con enigmas y secretos que desvelar y a los que sin duda contribuirán las investigaciones del Dr. Francisco José Martínez Moreno.

Jesús Galindo Zaldívar

Catedrático en Geodinámica Interna
Universidad de Granada





1. Introducción

Una cueva, cavidad, gruta o caverna se define como un hueco o vacío subterráneo localizado en el interior de un cerro o una región montañosa. Las cuevas se forman habitualmente por procesos naturales o por procesos artificiales mediante la acción antrópica, en diferentes contextos y orígenes, y pueden estar conectadas con el exterior o permanecer sin acceso directo.

1.1 Usos de las cavidades

Las cuevas han sido utilizadas desde la antigüedad como refugios o primera residencia (Angelucci *et al.*, 2009), donde los humanos desarrollaban sus vidas. Actualmente las cavidades presentan multitud de usos, y han alcanzado gran interés tanto desde el punto de vista socioeconómico como científico, en especial en el mundo de la geología y la biología.

Como factor socioeconómico, las cavidades de uso turístico representan una significativa fuente de ingresos, de forma que generan tanto empleo directo para las personas que trabajan en la cavidad, como indirecto en los negocios cercanos o asociados a ellas. El geoturismo ha experimentado un desarrollo muy rápido en los últimos años (Garofano y Govoni, 2012), especialmente ligado al mundo del geoturismo subterráneo. La belleza en las formaciones asociadas a las cavidades y sus espeleotemas genera un atractivo importante para atraer visitantes. Por otro lado, las cavidades que se encuentran saturadas en agua suponen un reservorio que puede ser utilizado para abastecer a las poblaciones cercanas. Habitualmente el agua que contienen las cavidades tiene alta calidad para el consumo doméstico y no necesitan de tratamientos muy agresivos.

El estudio de cavidades representa también un factor importante para los campos de la ingeniería civil. Las construcciones realizadas sobre sistemas kársticos con presencia de cavidades pueden suponer riesgo de subsidencia por colapso. Existen algunos ejemplos de hundimientos producidos en este tipo de áreas, tanto en rocas carbonatadas (Canakci, 2007; Murphy *et al.*, 2008; Martínez-Pagán *et al.*, 2013) como en evaporitas (Poupelloy y Toulemont, 1981; Cooper, 1986, 1995; Paukštys *et al.*, 1999; Cooper y Saunders, 2002; Alberto *et al.*, 2008). Especialmente relevante es el caso registrado en la construcción de la línea de alta velocidad de tren (AVE) Madrid-Barcelona a su paso por la ciudad de Zaragoza, donde se produjeron numerosos colapsos en el sistema kárstico en yesos del Valle del Ebro (Galve *et al.*, 2009). Estos hechos remarcan la importancia que tienen los estudios de detalle sobre las áreas de interés previos al comienzo de las construcciones.

Por otra parte, las cuevas como tal han llegado a convertirse en un notable laboratorio científico gracias a sus singularidades geológicas y biológicas, así como a su necesidad de ser explicadas (Culver y White, 2005). Desde el punto de vista geológico existen numerosos elementos objeto de estudio. Los sedimentos o espeleotemas que contienen las cavidades registran cambios paleoclimáticos e hidrogeológicos en su entorno. Las condiciones climáticas controlan la velocidad de crecimiento de los espeleotemas, ya que su formación y tasas de crecimiento dependen de la disponibilidad de agua (Vaks *et al.*, 2003). Además, en función de su composición, ya sea predominantemente calcita o aragonito, indica qué tipo de condiciones paleoclimáticas

se daban durante su formación. Las galerías y morfologías se definen habitualmente tanto por la estructura geológica como por la hidrogeología. Las cuevas activas ofrecen evidencias directas de la hidroquímica e hidrodinámica del acuífero al que pertenece la cavidad, lo que permite medidas directas de parámetros hidrogeológicos. Las técnicas de datación ofrecen información relativa a la historia evolutiva de la geología (Bar-Matthews *et al.*, 1998), además de la evolución de la superficie topográfica. Por otro lado, el estudio de minerales secundarios depositados a lo largo de la cavidad, producto de la disolución de la roca, también aporta información sobre la formación de la cueva y su evolución.

Desde el punto de vista biológico las cuevas se utilizan como laboratorios para investigaciones de la ecología y evolución de especies. Existen numerosas especies que se desarrollan y conservan exclusivamente en interior de las cuevas (Yager, 1994), donde se producen ambientes únicos en las condiciones de agua y aire, humedad, temperatura y luminosidad. La cuestión principal que atrae la atención de las investigaciones biológicas reside en cómo se han transformado las especies para perder sus ojos y pigmentos para adaptarse a dichas condiciones.

Las grutas son también repositorios de investigaciones arqueológicas y paleontológicas. En el interior de las cavidades se han encontrado numerosos restos arqueológicos y pinturas sobre sus paredes, lo que ha permitido el estudio del estilo de vidas pasadas. Además, las cuevas aparecen frecuentemente en leyendas, mitologías, cuentos y religiones de muchas personas. Siempre encierran un aura de misterio que se ha utilizado para el mundo de la literatura y cine, dando lugar a numerosos relatos y películas.

1.2. Tipos de cuevas

Los procesos y contextos geológicos que explican la formación de cuevas son variados, y pueden ser explicados por muchos de ellos. En relación con los procesos de formación, las cuevas se dividen en dos tipos principales: cuevas primarias y secundarias (Fig. 1). Las cuevas primarias son aquellas que se forman al mismo tiempo que la roca donde se emplaza. A este tipo pertenecen las conocidas como cuevas volcánicas, formadas en los alrededores de los volcanes, en el interior de los ríos de lava por procesos de inflación o formación de costra sobre los canales. Este proceso origina cuevas en forma de tubos de lava, donde la lava fluye en su interior y la parte más externa solidifica por enfriamiento, dando lugar a una corteza sólida. En el interior, la lava sigue fluyendo hasta que el canal se queda vacío y origina las nombradas cuevas en forma de tubo (Calvari y Pinkerton, 1998), de unos pocos metros de ancho y longitudes kilométricas. Además de estas, existen multitud de morfologías: cuevas en forma de burbuja, respiraderos, grietas sin salida al exterior, moldes de lava y conductos verticales son algunas de ellas. Estas cuevas se forman en áreas volcánicas como Hawaii, Galapagos, Islas Canarias (Cueva de los Verdes, Lanzarote; Fig. 2a) y Azores entre otras (Waters *et al.*, 1990).

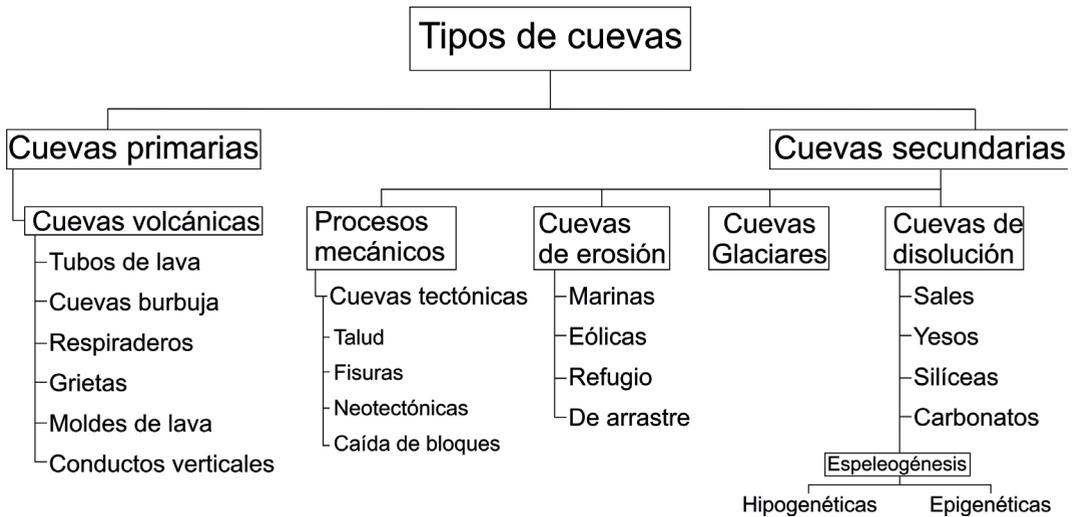


Figura 1: Clasificación de los tipos de cuevas (Modificado de la Enciclopedia de cuevas, Culver y White, 2005).

Las cuevas secundarias son aquellas que se originan después de que la roca de caja se haya formado. La litificación, que es el proceso de compactación y cementación de los sedimentos para formar la roca sedimentaria, es la primera etapa donde la roca de caja se forma sin la presencia de cuevas. Las cavidades comienzan a formarse en una segunda etapa por distintos procesos (Fig. 1): mecánicos, erosivos, glaciares o de disolución.

Las cuevas formadas por procesos mecánicos son aquellas en las que grandes cantidades de roca son afectadas por fallas o fracturas, lo que origina desplazamientos y, en consecuencia, colapsos. Estos colapsos dan lugar a rocas desordenadas con conexiones a través de huecos formados entre las masas de rocas, lo que da lugar a cuevas tectónicas. Estas cuevas de pequeño tamaño se forman en rocas masivas y duras. Las cavidades más comunes dentro de este tipo son las cuevas tipo talud, las cuales se han formado por deslizamiento y colapso de rocas (Smith, 2007). Ejemplos de estas cavidades son las cuevas de Tiny Falls (Washington, Fig. 2b), Ice Caves Mountain, Polar Caves Park y Pinnacles National Monument, todas ellas en Estados Unidos. Dentro del tipo de cavidades tectónicas, son menos comunes las cuevas formadas en fisuras, las cuales se originan por el deslizamiento de rocas, pero de una forma diferente a las cuevas tipo talud (Goetz Höhle, Alemania; Fig. 2c). Las cuevas se forman por ampliación de delgadas fisuras que no presentan desplazamiento en las rocas, y origina grietas estrechas, altas, largas y principalmente de forma triangular (Gale, 1984). A menudo se producen grietas paralelas desconectadas. En ocasiones se encuentran abiertas en la parte baja y en otras en la parte alta. Pero si se produce en la parte alta da lugar a grietas no cubiertas, y por tanto no se consideran realmente cavidades.

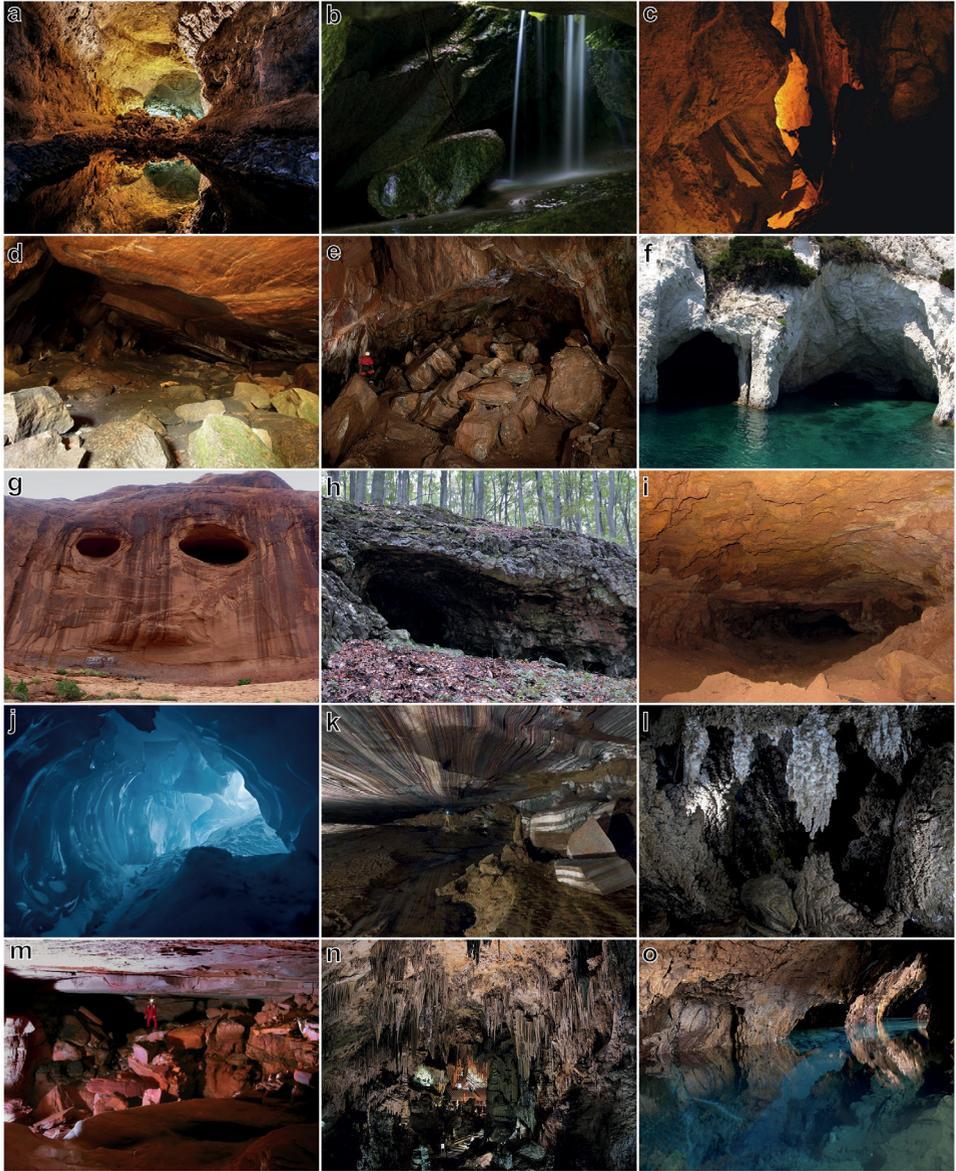


Figura 2: Ejemplos de tipos de cuevas. (a) Volcánicas (Cueva de los Verdes, Lanzarote, España). (b) Talud (cuevas de Tiny Falls, Washington, EE.UU.). (c) Fisuras (Goetz Höhle, Alemania). (d) Neotectónicas (Torkulla Kyrka, Suecia). (e) Caída de bloques (Gruta de las Maravillas, Arcena, España). (f) Marinas (Islas Griegas). (g) Eólicas (Potash Road, Utah, EE.UU.). (h) Refugio (Little Carpathians, Eslovaquia). (i) De arrastre (Badlands National Monument, South Dakota, EE.UU.). (j) Glaciares (Antártida). (k) Sales (Qeshm Island, Persian Gulf, Irán). (l) Yesos (Sorbas, Almería, España). (m) Silíceas (Ojos de Cristal, Venezuela). Carbonatos: (n) Cuevas de Nerja (Málaga, España); (o) Gruta de las Maravillas (Huelva, España).

Las cuevas neotectónicas están relacionadas con ajustes isostáticos, al igual que ocurre en procesos glaciares en Escandinavia (Sjöberg, 1986). La isostasia es la teoría del balance entre gravedad –la cual tiende a aplastar– y flotabilidad –que tiende a levantar la corteza. Estas cuevas son típicas de los países escandinavos. Algunos ejemplos de estas cuevas son Torkulla Kyrka (Fig. 2d), Gillberga Gryt y Bodagrottorna, todas ellas en Suecia. Finalmente existe un proceso que se produce en el interior de las cuevas, los cuales son interpretados generalmente como procesos de envejecimiento. Se producen por caídas de grande bloques de piedra, colapsos de roca en el interior de las cavidades. No son realmente procesos de creación de nuevas cuevas pero cambian de forma sustancial las existentes (p. ej. Caos de bloques en la Sala del Gran Lago, en la Gruta de las Maravillas, Fig. 2e).

Los procesos erosivos definen la categoría de cuevas de erosión (Fig. 1), las cuales están formadas por la acción del agua o del viento, que arrastran partículas abrasivas capaces de excavar en la roca. Las cuevas marinas están formadas por la acción del mar (en algunos casos por lagos), que atacan zonas de debilidad de acantilados costeros (Moore, 1954). La zona de debilidad es usualmente un plano de falla o zona de fractura formada por deslizamientos de masas de roca. Otro tipo de zona de debilidad se forma en rocas menos compactas que están envueltas por rocas más compactas. Habitualmente son diques o venas intrusivas con mayor facilidad de erosión que las rocas duras que las contienen. Un tercer tipo lo constituyen rocas sedimentarias donde existen capas blandas intercaladas en capas duras. Estas cuevas se extienden desde unos pocos de metros hasta una decena en el interior de los acantilados. Algunos ejemplos de estas cuevas se localizan en la Costa Pacífica de EE.UU., islas griegas (Fig. 2f), islas británicas y Nueva Zelanda.

Las cuevas eólicas se forman por la acción del viento (p. ej. Potash Road, Utah, EE.UU; Fig. 2g). Estas cuevas son muy comunes en áreas desérticas localizadas en areniscas masivas de acantilados. A diferencia de los procesos erosivos –en los que el viento formaba cuevas por procesos de abrasión, es decir, desgaste de una roca por acción mecánica– en este tipo de cuevas el viento barre el sedimento alrededor de ellos y forma una cueva por barrido de paredes, suelo y techos. Este proceso origina salas con forma de botella, con dimensiones mayores en el interior respecto a la entrada. Estas cuevas no suelen tener más de unas pocas decenas de metros de longitud.

Una cueva refugio es una apertura cubierta en la base de un acantilado o escarpe. Un origen común que explica estas cuevas es aquel en que una roca resistente como pizarra alberga rocas más débiles como areniscas. La acción de los procesos erosivos elimina la roca más débil, y deja una apertura en la pared de roca. Las cuevas refugio presentan características menores de las cavidades, y no se extienden hacia una oscuridad total; aunque muchas son utilizadas como albergue natural. Algunos ejemplos se encuentran en los pequeños Cárpatos (Eslovaquia, Fig. 2h) o Connecticut (Nueva York, EE.UU.).

Las cuevas de arrastre se forman por el barrido de grano fino o sedimento poco consolidado por la acción del agua de tormenta. Los sedimentos fluyen con el agua de lluvia y producen

cavidades pequeñas por la pérdida de limos o arcillas poco consolidadas. Algunos ejemplos de este tipo de cuevas se localizan en Badlands National Monument en el oeste de Dakota del Sur (EE.UU.; Fig. 2i), o la cueva de Svyataya, en Rusia.

Otro tipo de cuevas secundarias se forman en glaciares, dando lugar a lo que se conoce como cuevas glaciares o de hielo. La formación de estas cuevas es el resultado de la circulación de aguas a través de las fisuras del hielo de glaciares. La circulación de aguas más “calientes” derrite el hielo y excava muy lentamente túneles a través de las aperturas frontales de los glaciares. Su morfología son tubos con suelo, paredes y techo de hielo. Muchos ejemplos de este tipo de cuevas se encuentran en la Antártida (Fig. 2j) y Alaska, en EE.UU. (Peterson y McKenzie, 1968; Gulley, 2009).

El proceso más importante de formación de cuevas es el que se produce mediante disolución, a las cuales se denominan cuevas kársticas. Un karst se define como una forma del relieve originada por la meteorización química de determinadas rocas, como carbonatos o evaporitas, compuestas por minerales solubles. Un karst en carbonatos se produce por la erosión directa del carbonato cálcico en las rocas calizas debido a la acción de aguas ligeramente ácidas. En cambio, el karst en evaporitas se forma mediante disolución y transporte de sales y yesos. El agua se acidifica cuando se enriquece en dióxido de carbono al atravesar un suelo, reacciona con el carbonato y forma bicarbonato que es soluble. En las rocas evaporíticas, la roca se disuelve sin necesidad de aguas ácidas.

En el proceso de formación de un karst las aguas superficiales disuelven directamente la roca y dan lugar a diferentes morfologías exokársticas (superficiales) y endokársticas (profundas) que son características del sistema kárstico (Fig. 3): cuevas, galerías, dolinas, simas, lapiaces, poljes, gargantas, ponors, etc.

Existen cuatro litologías principales donde se forman las cavidades kársticas: sales, yesos, cuarcitas y carbonatos. Las cuevas en sales se forman rápidamente debido a que la sal es un material muy soluble. Por tanto, este tipo de cuevas es muy poco duradero y solo permanece en regiones extremadamente áridas. Los mejores ejemplos se encuentran en la isla de Qeshm, en el Golfo Pérsico (Irán; Fig. 2k).

Las cuevas en yesos también se preservan en regiones áridas, pero son más duraderas que las cuevas en sales. Se originan por la disolución directa de evaporitas debidas a la acción del agua de lluvia que precipita sobre depósitos de yesos y penetra a través de fracturas de la estratificación. El paisaje al que da lugar se conoce como sistema de karst en yesos. Los ejemplos más espectaculares son la Cueva de Cristal (Naica, México) o las cuevas de Sorbas (España; Fig. 2l).

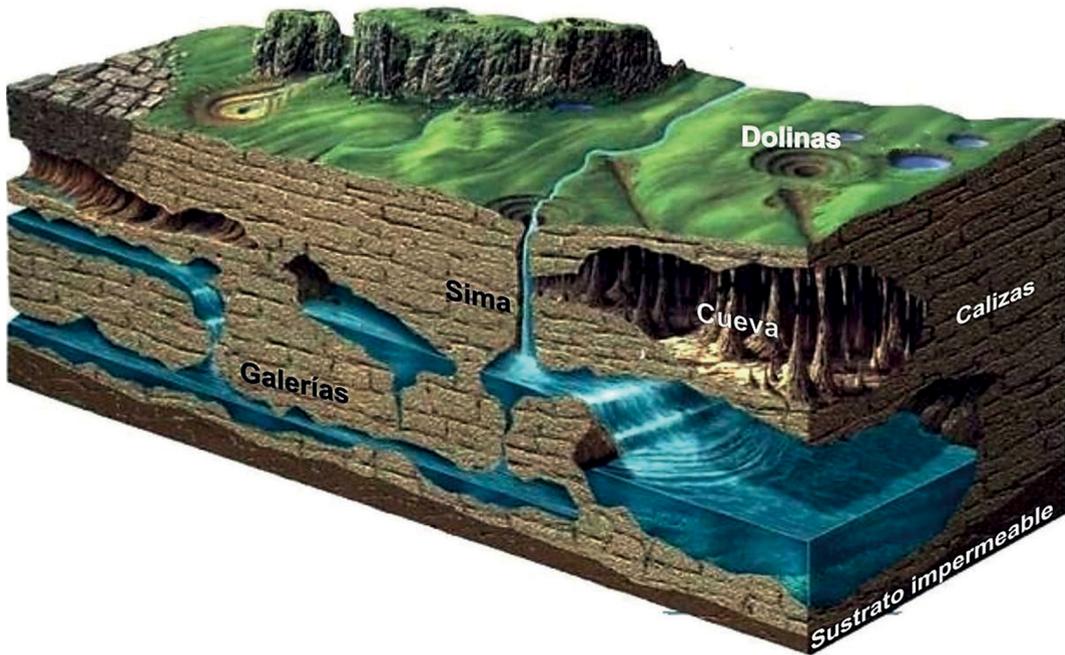


Figura 3: Esquema general de un karst donde se pueden diferenciar distintas morfologías exokársticas y endokársticas.

Las cuevas también se pueden desarrollar en litologías con una tasa de disolución muy baja, como cuarcitas y arenas silíceas. Este tipo de cuevas se desarrollan por dos procesos: en primer lugar se produce una disolución del cemento silíceo que envuelve los cristales de cuarzo, y en segundo lugar arrastra por procesos mecánicos los granos menos solubles. Existen pocos ejemplos de estas cavidades en el mundo, pero algunas han sido documentadas en Sur América (Ojos de Cristal, Venezuela; Fig. 2m).

Las cuevas secundarias más extendidas se desarrollan en carbonatos, y están formadas por disolución directa de la roca mediante aguas ligeramente ácidas. Estas cuevas se desarrollan en varias litologías, como calizas, dolomías o mármoles. La roca se disuelve por procesos kársticos y da lugar a paisajes característicos. El ácido carbónico disuelve los carbonatos y, posteriormente, precipita en forma de minerales secundarios como calcita o aragonito, originando lo que se conoce como espeleotemas. Estas formaciones tienen multitud de morfologías y orígenes: estalactitas, estalagmitas, columnas, excéntricas, gours o lagos colgados, coladas, banderolas, pisolitas, etc. Existen numerosas cuevas desarrolladas en calizas (Grutas de Cacahuamilpa, México) o dolomías (cueva del Castañar, España), y mármoles (cuevas de Nerja (Fig. 2n) o Gruta de las Maravillas (Fig. 2o), España).

La espeleología es la ciencia de exploración de cuevas y estudia todos los aspectos relacionados con ellas y su ambiente (Moore y Nicholas, 1967). Sin embargo a la acción de visitar o explorar una cueva también es llamada *caving* o *espeleo*. La espeleogénesis estudia el origen

y desarrollo de cuevas. Existen dos hipótesis principales para explicar el origen de cavidades kársticas: procesos hipogenéticos y epigenéticos. Los karst epigenéticos se forman por recarga de aguas agresivas desde la superficie (Tennyson *et al.*, 2008). Las cuevas hipogenéticas se forman por disolución de aguas agresivas procedentes de fuentes profundas. La espeleología es una ciencia multidisciplinar que combina investigaciones geológicas, físicas, químicas, biológicas, meteorológicas y cartográficas.

1.3 Historia de la Gruta de las Maravillas

Como relata Mario Rodríguez García, historiador de la gruta, en el Libro Gruta de las Maravillas, la primera referencia que se hace a la cueva data de 1853 en un documento emitido por la Sociedad Minera ‘La Independiente’. En dicho manuscrito se hablaba de una mina de plata bajo el Cerro del Castillo, donde se emplaza la Gruta, que nunca llegó a explotarse. Aunque la leyenda cuenta que el descubrimiento se produjo por un pastor que buscaba un carnero perdido a través de las rocas del cerro, la historia cuenta que el descubrimiento tuvo lugar gracias a las exploraciones mineras a finales del s. XIX al tratar de explotar el filón de hierro que se localiza al NO del cerro.

En 1886 se realiza la primera descripción por parte de Joaquín Gonzalo y Tarín del Museo Geológico y Minero de España, donde describe una “caverna de difícil acceso” con “estrechos pasos para recorrer sus compartimentos”. Probablemente el agua de la gruta se encontraba a una cota más alta que en la actualidad e impediría el recorrido de algunas zonas de la cueva. Esta apertura invitó a jóvenes de la localidad a realizar las primeras exploraciones de la cavidad.

Entre 1890 y 1895, la sociedad minera Metalúrgica de Barcelona recibe la concesión de las minas del Castillo, lo que se trata de la propia cueva. La apertura de una galería de acceso en el borde NO del cerro puede corresponderse con la entrada actual de la gruta. Años más tarde, como consecuencia de la apertura de esta galería, se produjeron expolios de espeleotemas de la cueva, lo que llevó a su protección por parte de algunos vecinos. Estos vecinos iniciaron las obras de acondicionamiento para su visita controlada en 1911 y su posterior apertura en septiembre de 1914. En los primeros años el recorrido pasaba por la sala de las Conchas y los Brillantes, un pasillo paralelo a los lagos centrales y la sala de los Banquetes (Fig. 4). En 1926 varios trabajadores que realizaban labores de mantenimiento en el lago decidieron explorar nuevas zonas mediante inmersiones en el lago lo que resultó en el hallazgo de nuevas galerías. De esta forma se conectó el recorrido con la sala del Gran Lago, la subida a la Catedral, la Esmeralda, la Cristalería de Dios y el Salón de los Desnudos. Todos estos nuevos descubrimientos dieron lugar al recorrido que se conoce en la actualidad, el cual está compuesto por un trayecto circular y casi 1000 m de recorrido turístico (Fig. 4).

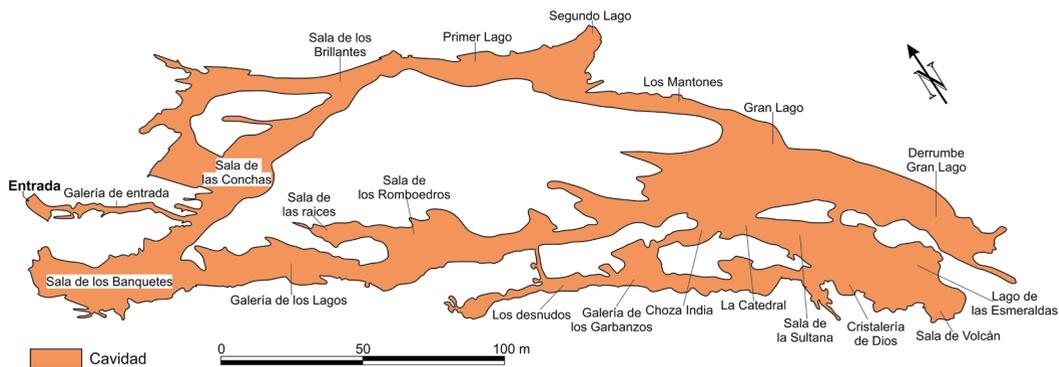
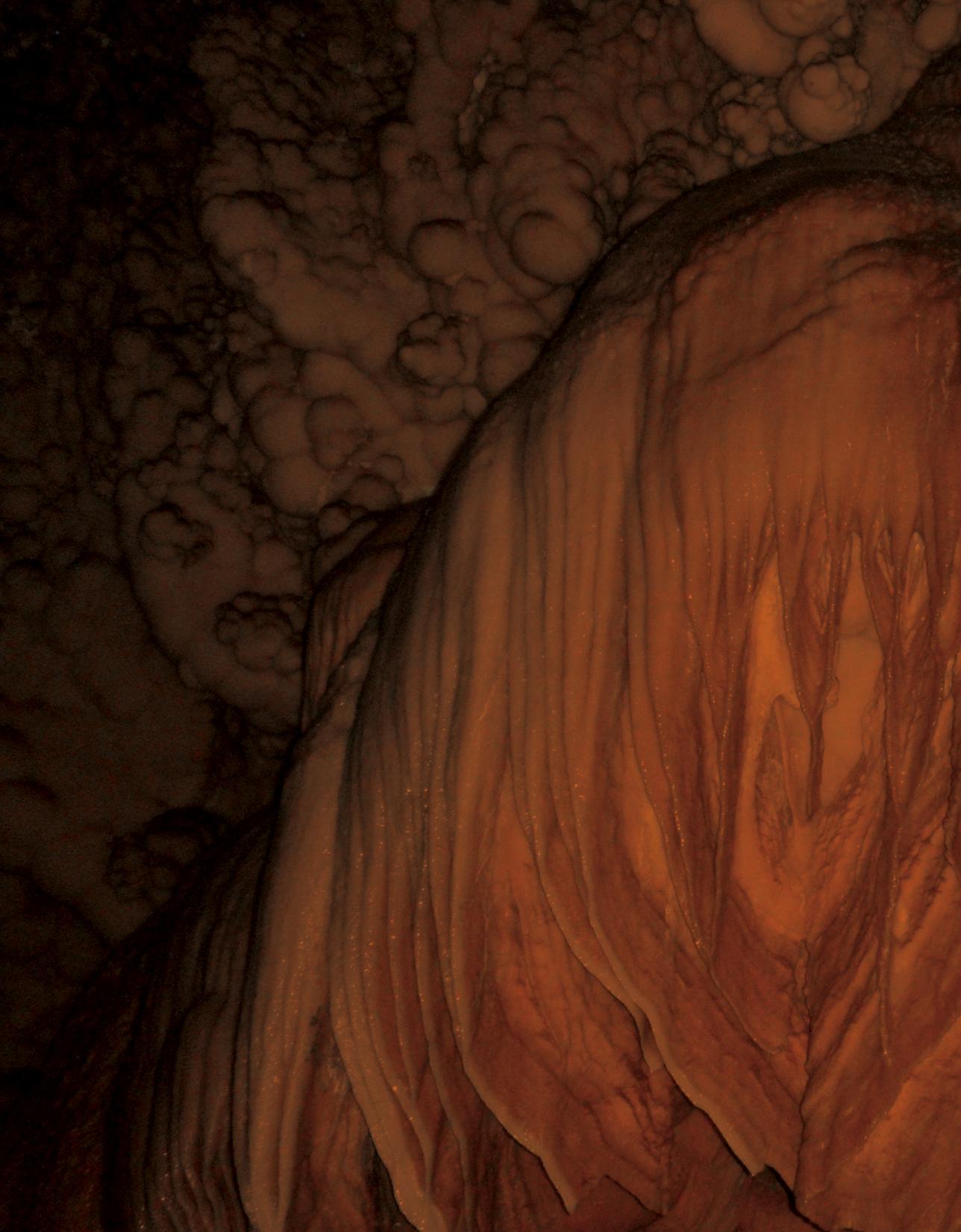


Figura 4: Disposición de la salas que componen la Gruta de las Maravillas.

Durante el año 2014 la Gruta de las Maravillas celebró el centenario de su apertura al público como una de las primeras cavidades con fines turísticos en España. La Gruta tiene una gran importancia tanto desde el punto de vista científico como económico. Ha dado lugar a numerosas investigaciones desde hace más de 25 años ofreciendo resultados de impacto internacional. Por otro lado, la cueva supone un revulsivo económico y turístico no solo de Aracena, sino de toda la sierra, que cada año atrae a miles de turistas. Actualmente la gruta engloba numerosas investigaciones para progresar en su constante mejora y llegar al equilibrio entre número de visitas y condiciones idóneas de conservación.





2. Contexto geológico, origen y evolución de la Gruta de las Maravillas

El proceso de formación de la Gruta de las Maravillas tiene características particulares respecto a la formación de otras cavidades kársticas. Este proceso ha originado morfologías que hacen que se trate de una cueva única.

2.1 Introducción

La disolución de carbonatos por aguas meteóricas enriquecidas en CO₂ es el proceso más común en espeleogénesis (Palmer, 1991). Muchos son los ejemplos que se han descrito en todo el mundo (p. ej. Mylroie, 1977; Kangning y Wenxiao, 1994; Klimchouk, 2007, 2009; Palmer, 2011; Tisato *et al.*, 2012). Un tipo particular de sistemas kársticos están asociados a la disolución de carbonatos por aguas enriquecidas en ácido sulfúrico (p. ej. la cueva de Lechuguilla y Carlsbad en Estados Unidos; Davis, 2000), formado en condiciones naturales a través del contacto del agua de lluvia con minerales que contienen azufre. Por tanto, el ácido sulfúrico que se produce en el proceso de oxidación de H₂S y minerales de sulfuro (como la pirita) ha sido propuesto como mecanismo evidente del desarrollo de cuevas en carbonatos (espeleogénesis por ácido sulfúrico –*Sulphuric Acid Speleogenesis*, SAS–; Audra *et al.*, 2015; Jones *et al.*, 2015).

Este mecanismo puede ser el resultado del aporte de H₂S procedente de reservorios profundos de hidrocarburos, actividad magmática, reducción de minerales de sulfato, minerales de sulfuro o actividad microbiana. Por otro lado, el ácido sulfúrico puede originarse directamente en partes más superficiales a través de minerales de sulfuro como la pirita (p. ej. Auler y Smart, 2003; Audra, 2004; Onac *et al.*, 2011; Tisato *et al.*, 2012). En todos los casos, la corrosión a través de ácido sulfúrico origina características morfológicas únicas (Palmer, 1991) y da lugar a la formación de minerales secundarios de sulfato, principalmente yeso (Polyak *et al.*, 1998). Los depósitos de sulfuro, fundamentalmente pirita (FeS₂), se oxidan cuando se exponen al agua y al oxígeno (Descotes *et al.*, 2002) y reaccionan para formar ácido sulfúrico (H₂SO₄), de acuerdo a la siguiente reacción (Nicholson *et al.*, 1988):



La disolución de calcita provoca un incremento en el pH y hace que el hierro férrico (Fe(OH)₃) hidrolice y precipite como oxyhidróxido sobre carbonatos (Ziemkiewicz *et al.*, 1997; Cravotta y Trahan, 1999; Al *et al.*, 2000; Hammarstrom *et al.*, 2003):



Además, uno de los minerales secundarios que se producen en este proceso, el yeso, puede precipitar sobre la superficie de los carbonatos si la solución está sobresaturada en sulfatos (Booth *et al.*, 1997; Wilkins *et al.*, 2001; Hammarstrom *et al.*, 2003):



2.2 Marco geológico regional

La Gruta de las Maravillas se localiza en el Cerro del Castillo, un colina que se encuentra en el centro de la localidad de Aracena (Huelva, SO de España). Desde un punto de vista geológico, se encuadra dentro de la Banda Metamórfica de Aracena (Fig. 5), un conjunto de rocas de edad precámbrica a cámbrica de carácter continental, afectadas por un metamorfismo variable. Dentro de la banda, se pueden reconocer dos zonas según el grado metamórfico (Crespo-Blanc, 2004). Hacia el norte, las rocas presentan un grado metamórfico bajo, mientras que hacia el sur, donde se localiza la zona de estudio, alcanzan un grado metamórfico alto, con condiciones de alta temperatura y baja presión en facies granulitas (Simancas *et al.*, 2006). Hacia el Sur, estas rocas de alto grado metamórfico están en contacto con las llamadas Anfibolitas de Beja-Acebuches de afinidad oceánica. Ambos dominios geológicos, continental y oceánico, constituyen el Macizo de Aracena (Bard, 1969), con una decena de km de anchura cartográfica y una longitud de unos 100 km.

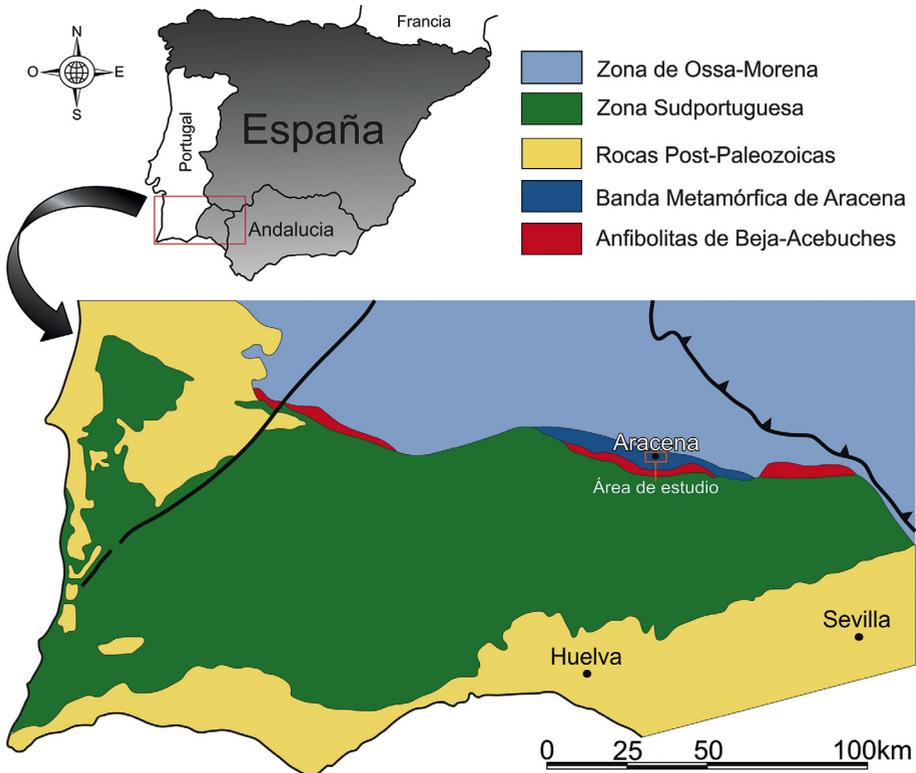


Figura 5: Localización del área de estudio en la Banda Metamórfica de Aracena, entre las zonas de Ossa-Morena y Sudportuguesa. Modificado de Azor (2004).

El Macizo de Aracena se localiza entre dos grandes zonas del Macizo Ibérico: la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y la Zona Sudportuguesa (ZSP). Las estructuras de deformación incluyen pliegues y zonas de cizalla que se originaron en un contexto transpresivo sinistro como consecuencia de la aproximación y colisión oblicua entre las zonas de Ossa-Morena y Sudportuguesa. Como resultado de esta colisión en el carbonífero inferior, las rocas metapelíticas y carbonatadas del Macizo de Aracena registraron el máximo metamórfico regional. La presencia de cordierita y silimanita pone de manifiesto un grado metamórfico de alta T (estimada en 700 – 800 °C) y baja presión (estimada en 3,5 – 4,0 kbar).

La estructura general de la secuencia está condicionada por una zona de cizalla iniciada poco después del grado máximo de metamorfismo y que generó una foliación milonítica asociada a una lineación de estiramiento (Crespo-Blanc y Orozco, 1988). La foliación tiene una orientación NO-SE aproximadamente constante con un buzamiento fuerte hacia el NE. Durante o inmediatamente después del metamorfismo regional se produjeron intrusiones plutónicas (Simancas, 1983). Así, antes de la última fase de deformación, se emplazaron granodioritas al sur de Aracena.

La geomorfología general de la zona está marcada por terreno irregular con montañas de cotas moderadas y grandes planicies. Su altitud media va desde los 160 a los 1000 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.). El Cerro del Castillo tiene una diferencia de cota de 100 m (desde 650 a 750 m s.n.m.) respecto a las zonas bajas de la localidad, compuestas por áreas más o menos llanas. En superficie presenta un epikarst moderadamente desarrollado, donde se observan numerosas marcas de disolución en la roca de superficie, que contrasta con el impresionante desarrollo de morfologías endokársticas.

2.3 Estructura y deformación del Cerro del Castillo

Se ha realizado la cartografía geológica de detalle del Cerro del Castillo, donde se han diferenciado las principales litologías que afloran en el sector y algunos niveles mineralizados con sulfuros de hierro, así como las zonas de oxidación asociadas. Además, se han reconocido y caracterizado las principales estructuras de deformación dúctil y frágil, y se han realizado medidas de foliaciones, ejes de pliegues, fallas y diaclasas. El estudio geológico de campo se completó con el estudio petrográfico a microscópico de algunas de las muestras recogidas en el cerro y que son representativas de las litologías que lo componen.

Los trabajos de campo han permitido definir las diferentes litologías que componen el cerro (Fig. 6). La secuencia litológica incluye, de muro a techo estructural, los siguientes materiales: granodioritas, mármoles / cuarcitas, y gneises. Las granodioritas afloran en la parte meridional del cerro y se extienden hacia el S. Se trata de una roca ígnea isótropa y compacta, es decir, no presenta estructura interna ordenada. Además presenta meteorización creciente hacia el N –es decir, un desgaste de la roca como consecuencia de la circulación del agua– lo que provoca la descomposición de la roca en ciertos sectores, especialmente en el contacto con mármoles. El contacto entre las granodioritas y los mármoles, situados inmediatamente al N, se encuentra en la mitad de la ladera S del cerro y es esencialmente paralelo a la foliación del mármol (N110°E). Puntualmente se observan diques

graníticos de dimensiones métricas y decamétricas en los mármoles (p.ej. coordenadas 714600E y 4196420N, Fig. 7). Además, se han observado lentejones de mármoles dentro de las granodioritas (p.ej. coordenadas 4196380N y 714080E, Fig. 7). La foliación del mármol está definida por un bandeo claro-oscuro compuesto por cristales deformados de calcita, con proporciones inferiores de cristales de feldespato potásico y cuarzo; tiene una dirección N110°E aproximadamente constante a lo largo de toda su extensión y un buzamiento que va desde 65° hasta 85° hacia el NE.

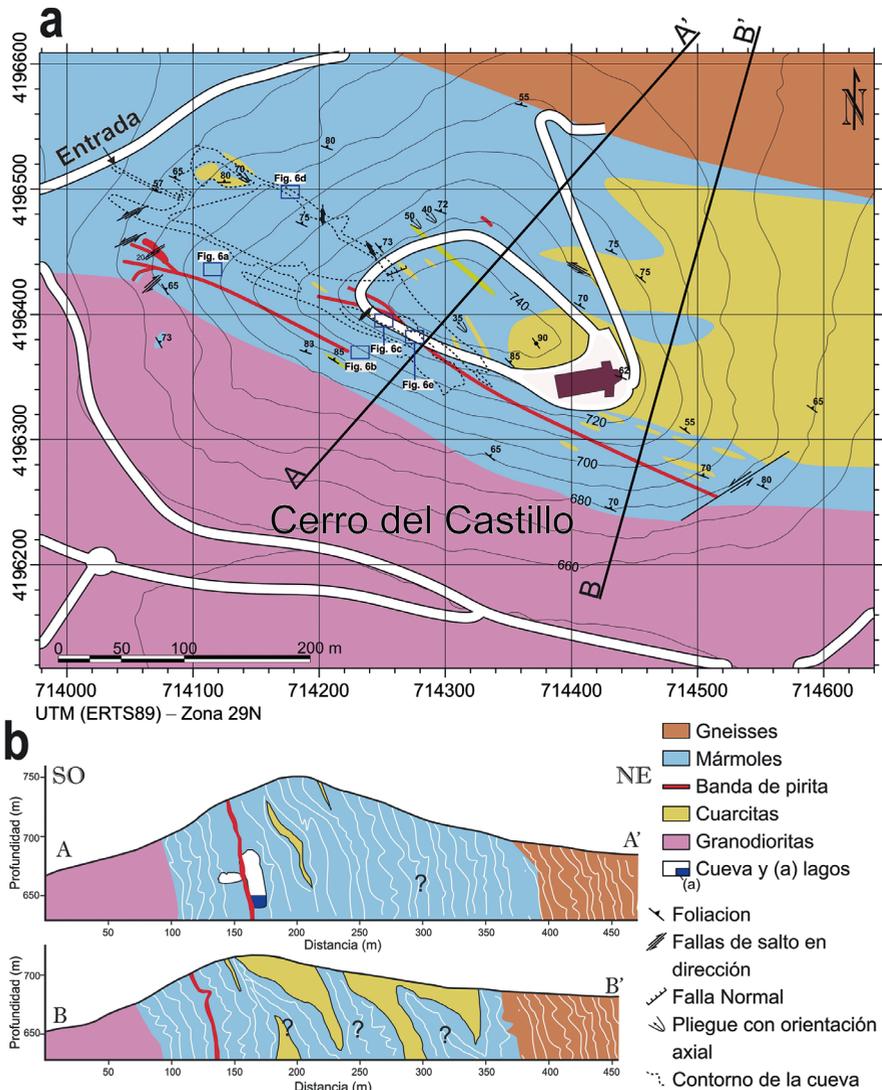


Figura 6: Mapa geológico del Cerro del Castillo. (a) Distribución de litologías en el cerro junto con las foliaciones, fallas y pliegues marcados. (b) Cortes geológicos localizados en la parte a de esta figura.

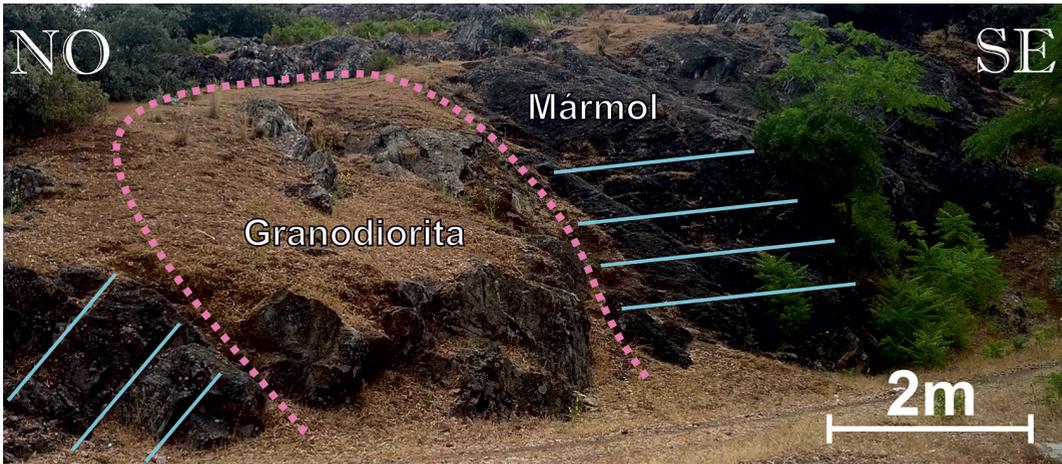


Figura 7: intrusión granítica en los mármoles. Se indica la orientación de la foliación en el mármol.

Las cuarcitas afloran en la parte oriental del cerro e intercaladas entre los mármoles (Fig. 6). Porcentualmente ocupan una extensión algo menor que los mármoles en el cerro. El contacto mayor entre mármoles y cuarcitas hacia el E del cerro tiene una geometría interdigitada. Se reconoce una foliación en las cuarcitas definida por bandas de cuarzo y plagioclasa que produce cambios de color. La dirección de la foliación es equivalente a la de los mármoles (N110°E) con un buzamiento más variado comprendido entre 55° al NE y 90°. Las intercalaciones de cuarcita en mármoles, localizadas principalmente al S de la gran masa de cuarcitas y en la zona central del cerro, tienen morfologías tabulares alargadas (100 m de máxima longitud) y espesores de 2 a 5 m, paralelas a la dirección de la foliación principal (N110°E) y con un buzamiento fuerte hacia el NE. El techo de la secuencia lo forman gneises, en contacto con los mármoles en la parte septentrional del cerro. Esta litología se extiende hacia el N bajo las construcciones del pueblo.

Intercaladas entre los mármoles presentes en el cerro, se encuentran unas bandas muy estrechas que contienen cristales de pirita (Fig. 8). Estos sectores mineralizados están alargados en la dirección de la foliación principal. Se sitúan cerca del contacto entre los mármoles y las granodioritas, y presentan ramificaciones hacia el NO. La zona mineralizada se extiende longitudinalmente unos 500 metros y tienen espesores desde unos pocos centímetros hasta poco menos de 1 metro. Son mineralizaciones de pirita masiva (Fig. 8a), en unos casos son cristales diseminados (Fig. 8b), y en otros es pirita transformada en óxidos de hierro con un alto grado de disolución (Fig. 8c). La pirita diseminada parece ser el mineral primario, antes de su transformación en óxidos de hierro.

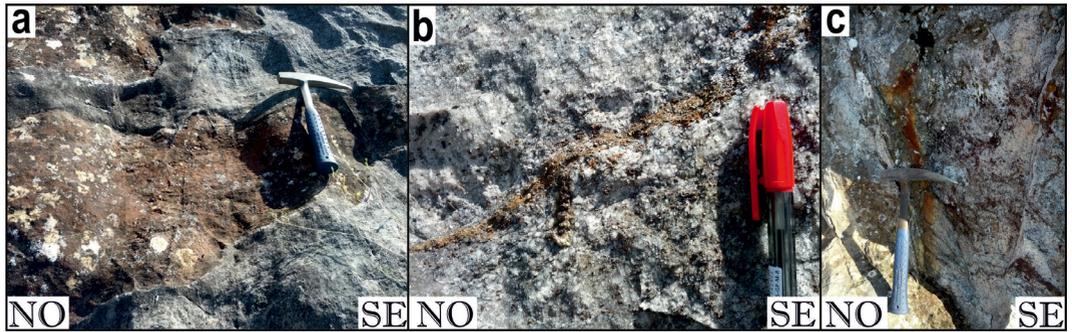


Figura 8: Banda mineralizada de pirita intercalada en mármoles. Se presenta en forma de sulfuros masivos (a), pequeños cristales sin transformar donde se aprecia su estructura (b) y transformada en óxidos de hierro (c).

Se han realizado dos cortes geológicos en el Cerro del Castillo (Fig. 6). El corte A-A' se ha realizado en la sección que incluye la cavidad. Engloba las 4 litologías presentes en el cerro: granodiorita, mármol, gneis y cuarcita (de S a N y de muro a techo). Se observan altos buzamientos (70-80° hacia el norte) y una sucesión continua en las litologías. En la parte topográficamente más alta, se observa un pequeño cuerpo de cuarcitas intercaladas en los mármoles, de pequeño grosor y poca continuidad lateral. La banda mineralizada con pirita se encuentra en relación directa con la posición de la cavidad. Las salas de la Gruta por las que pasa el corte son el Gran Lago y la Cristalería de Dios (ver Fig. 4). La sección de la cavidad en el Gran Lago tiene una inclinación paralela a la foliación principal. La sección B-B' se localiza en la parte oriental del cerro. La disposición de los materiales es similar al corte A-A'. En este caso, las cuarcitas tienen espesores mayores y más continuidad lateral. Son cuerpos que afloran en superficie con una gran extensión y que probablemente desaparecen en profundidad. Presentan un buzamiento similar a los carbonatos. Además, pueden existir otros pequeños niveles de cuarcita intercalados en profundidad, pero no se puede precisar esta afirmación con los datos geológicos disponibles. La capa mineralizada con pirita se localiza en mármoles cerca de su contacto con las granodioritas.

2.4 Análisis petrográfico

Se han tomado varias muestras de roca (indicadas en la Fig. 6) para su análisis microscópico a través de láminas delgadas (Fig. 9). Se han utilizado las muestras más representativas de cada una de las litologías presentes en el cerro.

Los mármoles (Fig. 9a y 9b) contienen los siguientes minerales: carbonato (C; ~80%) principalmente calcita, junto con cuarzo (Q; ~10%), feldespato potásico (Fdk; ~4%), biotita (Bt; ~3%), pirita y rutilo (Pt; ~3%). En algunas muestras se ha encontrado cristales de pirita rodeadas por un halo de óxido de hierro a su alrededor, lo que indica el grado de transformación de la pirita. En otros casos, el cuarzo es sustituido por calcita. En ninguna de las muestras se ha encontrado moscovita, lo que indica que la roca ha alcanzado el grado alto de metamorfismo.

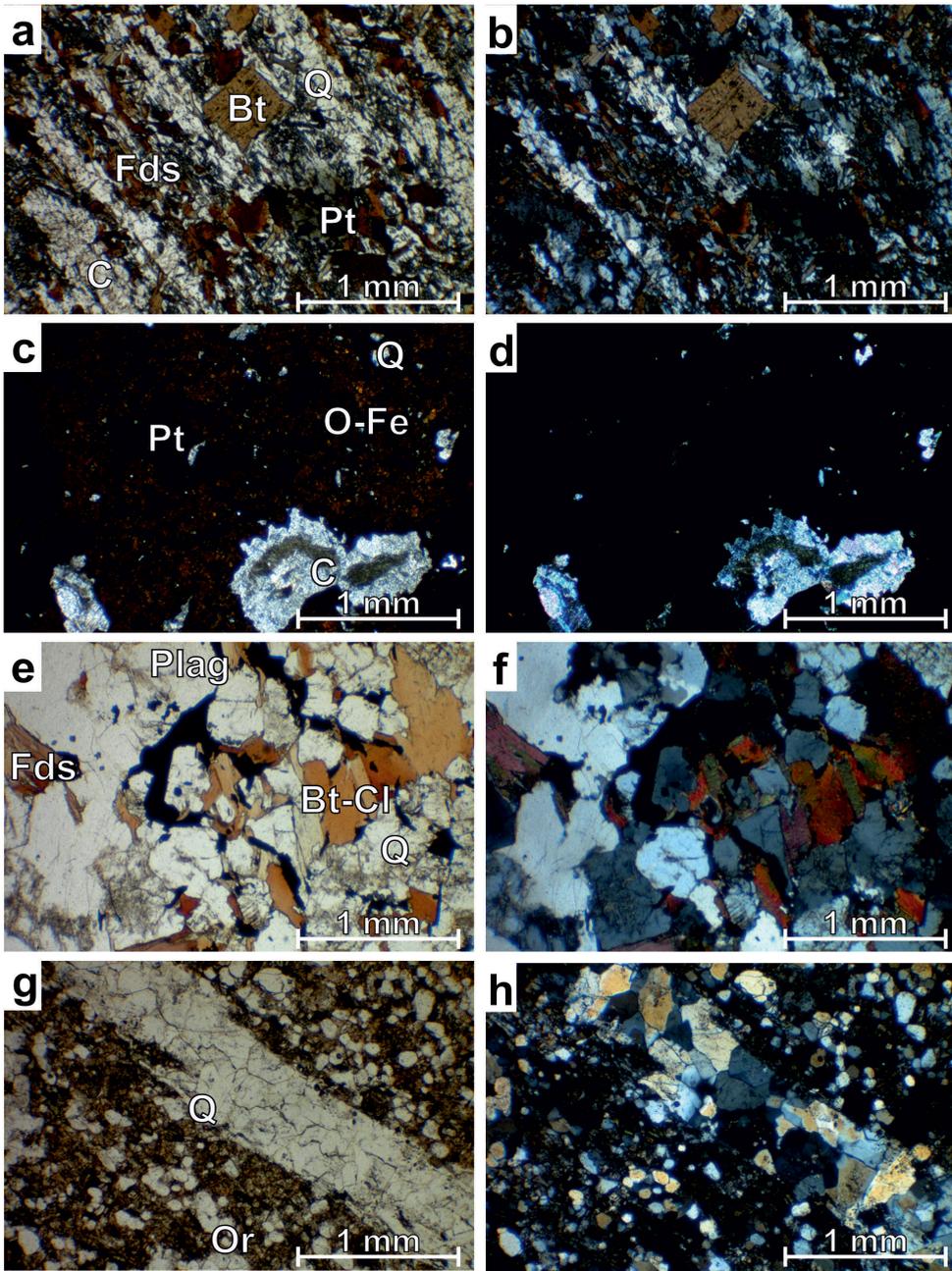


Figura 9: Análisis petrográfico en lámina delgada con luz transmitida (derecha) y nícoles cruzados (izquierda). Las láminas mostradas corresponden a mármol (a,b), capa mineralizada de pirita (c,d), granodiorita (e,f) y cuarcita (g,h). C: calcita, Q: cuarzo, Bt: biotita, Cl: clorita, Plag: plagioclasa, Fds: feldespato potásico, Pt: pirita, O-Fe: óxidos de hierro, Or: menas opacas.

Se ha realizado un análisis de la capa mineralizada intercalada en los mármoles (Fig. 9c y 9d). Estas muestras contienen una gran cantidad de óxidos de hierro que rodean pequeños granos de pirita aún sin disolver (Pt; O-Fe; ~80%). Además, se observan carbonatos intercalados entre los óxidos de hierro, y algo de cuarzo (C; Q; ~20%). Las granodioritas (Fig. 9e y 9f) están compuestas de plagioclasa (Plag; ~70%), biotita-clorita (Bt-Cl; ~20%) con menor proporción de feldespato potásico (Fds; ~5%) y cuarzo (Q; ~5%); como minerales accesorios se encuentran apatito, turmalina y minerales opacos. La morfología que presentan los minerales indica que estas rocas no están deformadas. Las láminas de cuarcita analizadas (Fig. 9g y 9h) muestran una gran cantidad de cuarzo (> 90%). Los cuarzos tienen generalmente texturas granoblásticas de recristalización y no se observan ribbons. Además, se han encontrado circones detríticos y una gran cantidad de menas opacas (Or; <10%).

2.5 Estructuras de deformación dúctil

A lo largo de la superficie del cerro y en el interior de la gruta se observan estructuras de deformación dúctil que afectan principalmente a mármoles. En detalle, la foliación del mármol está muy alabeada y ondulada por pliegues isoclinales de dimensiones centimétricas a decamétricas, que presentan generalmente ejes de dirección ONO-ESE inclinados hacia el ONO (p.ej. coordenadas 4196339N y 714344E en Fig. 6; Fig. 10a; Fig. 10b). Muchos de estos pliegues muestran engrosamiento de charnela, muy común en pliegues desarrollados en zonas de cizalla dúctiles (Fig. 10e).

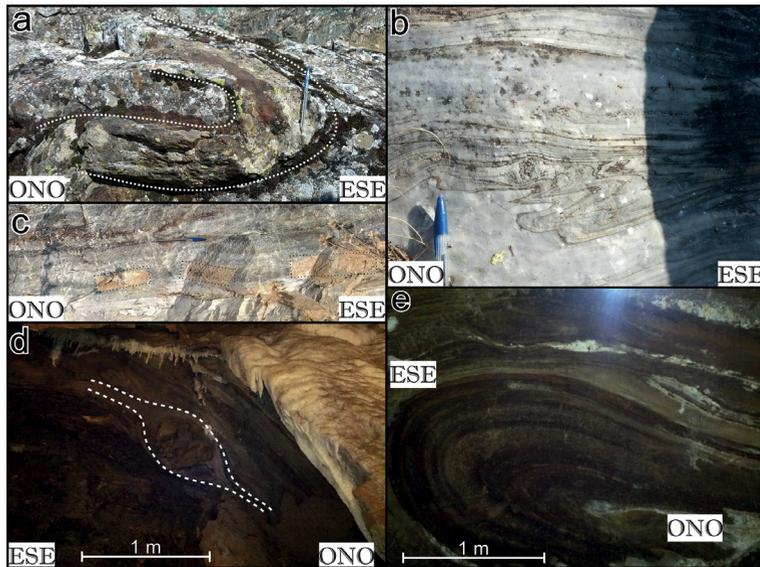


Figura 10: Estructuras de deformación dúctil. (a) pliegues, (b) micropliegues, (c) boudins, (d) estructuras S-C observadas dentro de la cavidad y (e) pliegue con engrosamiento de charnela situado en el techo de la cueva.

Además, se observan boudins –elementos rocosos más resistentes con morfología de salchicha rodeados por una matriz deformada dúctilmente– que marcan estiramiento paralelo a las capas y/o acortamiento perpendicular a ellas (Fig. 10c). También se observan porfiroclastos –elementos más resistentes rodeados por una matriz deformada de grano más fino– con morfología sigmoidal y estructuras S-C que sugieren una cierta deformación por cizalla sinistral. Sin embargo, es muy difícil encontrar una lineación sobre los planos de foliación (Fig. 10d).

2.6 Estructuras de deformaciones frágiles y cálculo de paleoesfuerzos

Se han realizado medidas de campo de estructuras de deformación frágil (diaclasas y fallas) en estaciones que permiten calcular los elipsoides de paleoesfuerzos. Estas medidas se han localizado tanto en el cerro como en el interior de la cavidad para comparar resultados. Además, se ha procedido al análisis de las fallas medidas en campo y mostradas en la Fig. 6.

El análisis de diaclasas se ha representado mediante diagramas de rosa de los vientos (Fig. 11) obtenidos con el programa Stereonet. Los diagramas medidos sobre el cerro (diagramas 1 a 9 en Fig. 11) muestran que en la mayor parte de las estaciones hay un único juego de dirección NE-SO que corresponderían a diaclasas de extensión. Sugieren un esfuerzo mínimo en dirección NO-SE, aunque su orientación preferente puede estar condicionada por las anisotropías previas del macizo, con dirección ONO-ESE. Este juego de diaclasas indicaría una dirección de máxima compresión horizontal NE-SO, aunque no se puede determinar si corresponde al esfuerzo máximo o intermedio. En algunas estaciones (7, 9 y 12 en Fig. 11) se observan dos juegos de diaclasas. Mientras que en la estación 7 forman un ángulo aproximado de 60°, lo que sugiere que se trata de diaclasas de cizalla, en las estaciones 9 y 12 el ángulo es menor por lo que se podría tratar de diaclasas híbridas (en el sentido de Hancock, 1985). En estos casos queda bien definido que la dirección de máxima compresión es horizontal, por lo que parece razonable que todo el sector haya sido afectado por una compresión en la dirección NE-SO con direcciones locales algo variables y extensiones perpendiculares de dirección NO-SE. La estación 9 corresponde al bloque S de la falla sinistral de orientación NE-SO; en este caso, la dirección de máxima compresión ha sufrido una rotación sinistrorsa hasta orientarse NNO-SSE, que es compatible con una perturbación local de los esfuerzos debida a la actividad de la falla. Las estaciones medidas dentro de la Gruta de las Maravillas (diagramas 10 a 15 en Fig. 11) muestran una orientación de la compresión similar NE-SO de orientación variable y una extensión NO-SE.

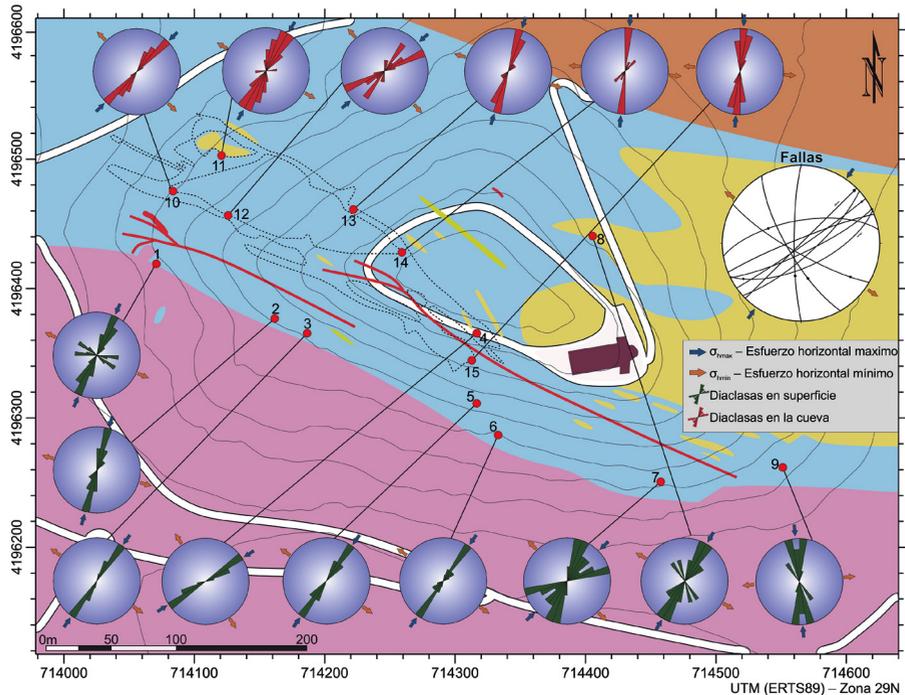


Figura 11: representación de los paleoesfuerzos mediante diagramas de rosa de los vientos para diaclasas, y proyección estereográfica de las fallas (hemisferio inferior). Las familias de diaclasas fueron medidas tanto en superficie (diagramas verdes, estaciones 1-9) como en el interior de la cueva (diagramas rojos, estaciones 10-15).

Las fallas se han proyectado utilizando la proyección estereográfica (hemisferio inferior). Este método permite representar tanto la orientación y buzamiento de las fallas como la dirección de la estría, es decir, hacia dónde se mueven. Esta proyección (Fig. 11, Fallas) representa tanto las fallas medidas en la superficie del cerro como las fallas medidas dentro de la cueva. Estas fallas indican compresión de orientación NE-SO, al igual que lo hacen las familias de diaclasas medidas.

2.7 Morfología de la Gruta de las Maravillas

La cueva presenta un desarrollo predominantemente horizontal, con salas irregulares y finales abruptos. Está formada por una sucesión de galerías alargadas, suelos de roca de erosión y techos en forma de bóveda. Tiene una longitud máxima de 350 m y 80 m de ancho, con un desarrollo en galerías de 2130 m, un perímetro aproximado de 1065 m y un área de 16775 m². El volumen estimado de la cavidad es de 70000 m³ obtenido con las observaciones topográficas. Se divide en tres niveles principales (Fig. 12). El nivel 1 es el nivel inferior, donde se encuentra la entrada a la Gruta, y se localiza a ~645 m s.n.m., con una altura de 7-10 m. En la actualidad, el nivel freático se localiza a ~650 m s.n.m. (Fig.

13a) y se mantiene constante a lo largo de toda la cueva. En las zonas cercanas al contorno del cerro, donde la cavidad se encuentra a 3-4 m de profundidad, las raíces de la vegetación en superficie atraviesan la cavidad. El nivel 2 se encuentra por encima del nivel 1 a ~670 m s.n.m. (Fig. 12b) y presenta menor desarrollo horizontal. Tiene una altura media de 10 m con gran desarrollo de espeleotemas. Las muestras de los espeleotemas de este nivel tienen una media de edad de 50 ± 10 miles de años (ka) BP (Martín-Rosales *et al.*, 2008). Además, hay lagos colgados o gours distribuidos a lo largo de este nivel (Figs. 12 y 13b). El nivel 3 se localiza a ~685 m s.n.m. y tiene mayor longitud que el nivel 2, con una altura de 5-10 m. Las galerías pertenecientes al nivel 3 solo son accesibles con el uso de material de escalada. Tiene espeleotemas bien conservados y algunos de ellos corroídos debido a su localización cercana a la superficie y la acción de las raíces de la vegetación que cruza las galerías.

La sala más grande de toda la gruta, conocida como el Gran Lago (Figs. 12 y 13c), se encuentra en el final de la cueva y en la parte central del cerro, donde alcanza las mayores elevaciones. Esta sala es cruzada por la banda de pirita (Fig. 6). Sus dimensiones son: 25 m de ancho, 100 m de largo y 50 m de altura, con elevaciones desde ~645 a ~700 m s.n.m. Esta sala se ha formado como consecuencia del colapso de los niveles 1 y 2, lo que ha dado lugar a un caos de bloques que parece sellar su continuación. Las dataciones realizadas a los espeleotemas desarrollados sobre los cantos del caos de bloques indican que el colapso ocurrió hace aproximadamente 10000 años (Martín-Rosales *et al.*, 2008).

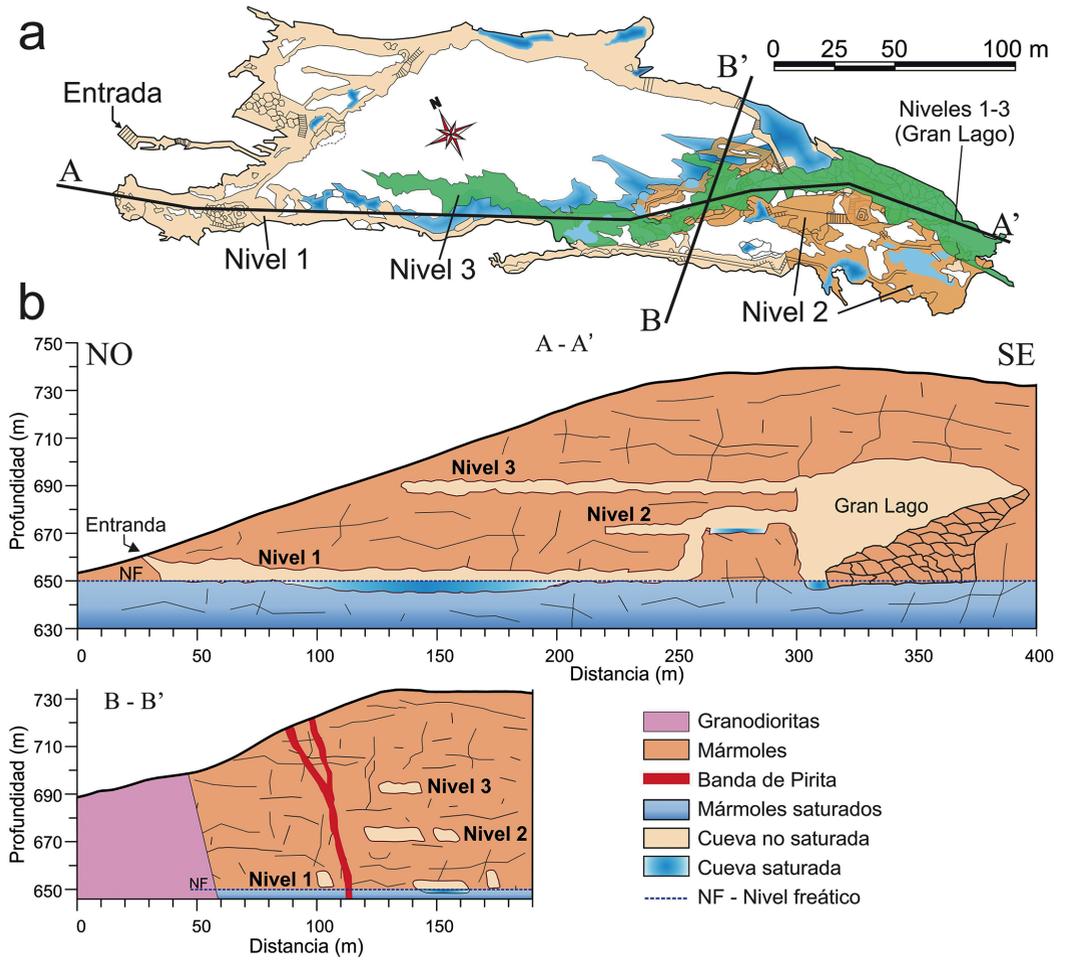


Figura 12: Morfología de la Gruta de las Maravillas. (a) Vista en planta de la cueva (modificado del mapa original realizado por el Grupo Espeleológico de Málaga). (b) Secciones longitudinal y transversal de los tres niveles principales de la cueva (localizados en la parte a de la figura).

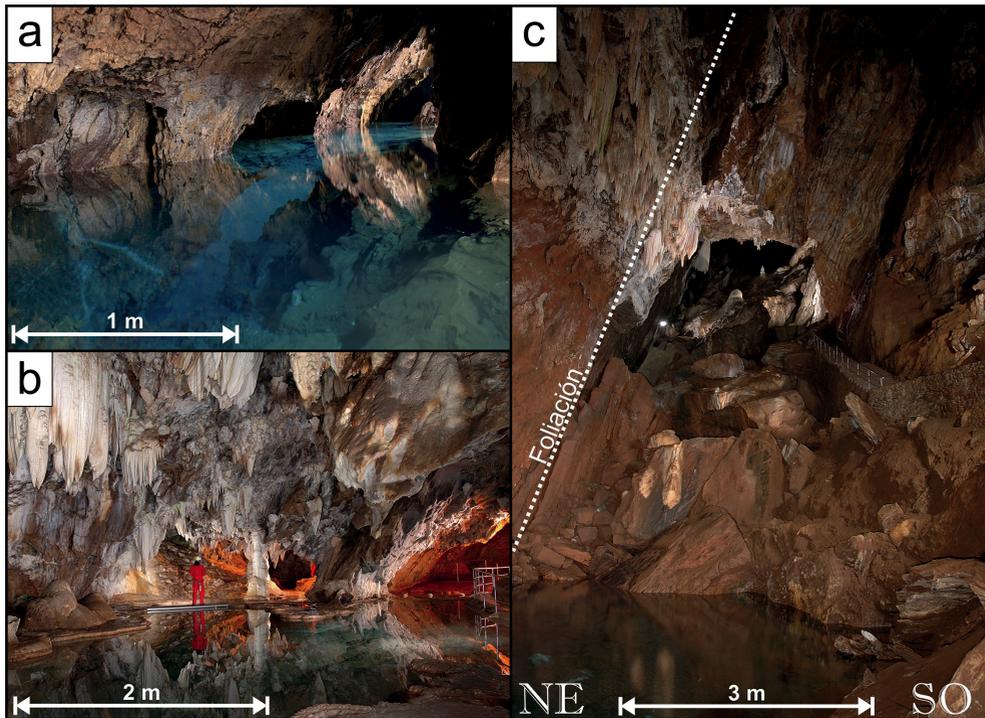


Figura 13: Imágenes de algunas salas de la Gruta de las Maravillas. (a) Nivel freático actual localizado en el nivel 1. (b) Lagos colgados del nivel 2. (c) Sala del Gran Lago con el caos de bloques, donde se marca la foliación principal.

La cueva se ha desarrollado paralela a la foliación principal (N110°E, Figs. 6 y 13c). La morfología de las galerías, en secciones transversal y longitudinal (Fig. 12b) presentan formas que coinciden con el buzamiento de 80-85°N. Generalmente, la cavidad sigue un patrón de galerías alargadas conectadas por pequeñas galerías y pasadizos estrechos. La conexión entre galerías paralelas está asociada con la dirección principal de las familias de diaclasas.

2.8 Espeleotemas y otros depósitos

La cueva presenta una gran variedad de espeleotemas: estalactitas, estalagmitas, columnas, banderolas, helectitas, coladas, perlas, coralloides precipitados y formas pavimentadas (Fig. 13b). Están compuestos principalmente por calcita, esencialmente en el nivel más bajo, mientras que su estado de preservación es mejor en las partes más altas. La variación en la precipitación de los diferentes carbonatos está ligado a cambios microclimáticos, como se ha demostrado en otras cavidades (p.ej. Cueva del Castañar en Cáceres, Cueva Canelobre en Alicante; Fernández-Cortés *et al.*, 2010). El análisis de láminas delgadas realizado sobre algunos espeleotemas revela la existencia de texturas fibrosas de aragonito desarrolladas sobre cristales

de calcita, lo que indica cambios en las propiedades físico-químicas del agua, probablemente asociado con cambios hidrológicos y/o paleoclimáticos en la región (Martín-Rosales *et al.*, 1995; Frisia *et al.*, 2002).

La superposición de espeleotemas, desarrollados en condiciones freáticas y vadosas, coexiste en el nivel 1, en un área desconectada hidrológicamente de la variación de nivel freático. Los primeros espeleotemas en formarse pertenecen a condiciones subacuosas y se localizan directamente sobre la roca de caja. Sobre estos, existen formaciones secundarias de origen vadoso, con presencia de aragonito. A continuación se depositaron espeleotemas de origen acuoso (gours). La sucesión está culminada por espeleotemas de origen vadoso datados en 15000 años (Martín-Rosales *et al.*, 1995). Por otro lado, las galerías que se localizan en el SO muestran un mayor grado de desarrollo de espeleotemas que las galerías localizadas en el NE. Aquellas áreas afectadas por fluctuaciones del nivel de agua contienen menor cantidad de espeleotemas, debido a que la corrosión predominó sobre la precipitación de calcita. La corrosión afecta a los espeleotemas más antiguos desarrollados en el nivel 1, como se observa en los sectores más hacia el N, donde se han identificado estalagmitas afectadas por corrosión (a 8-10 m sobre el actual nivel freático). Además, se observan numerosas muescas de corrosión y morfologías de aguas estables. Las morfologías de corrosión implican que la posición del nivel freático estuvo por encima del nivel actual durante un largo periodo de tiempo.

Los niveles 2 y 3 contienen gran variedad de espeleotemas que ocultan completamente la morfología de la roca encajante de las paredes y techos. Existen abundantes espeleotemas de origen freático originado en los lagos colgados o gours, algunos de ellos muy inusuales tales como los conos datados en 101 ± 5 ka (Martín-Rosales *et al.*, 2008).

Además la cavidad contiene depósitos alóctonos (arcillas) arrastradas por el agua que percola desde la superficie, así como depósitos autóctonos (caos de bloques). Los minerales producto de la oxidación de la pirita cubren las paredes de la cavidad bajo los espeleotemas (Fig. 14). Los productos más visibles son óxidos de hierro (Fig. 14a y 14b): goetita, lepidocrita, y Mn oxi-hidróxidos (Martín-Rosales *et al.*, 1995). A través del análisis con espectroscopio Raman se detectaron microcristales de yeso en pequeñas proporciones en una de las salas de la cueva (Fig. 14c). Esta pequeña capa de yeso está localizada entre la roca de caja y los primeros depósitos de espeleotemas.

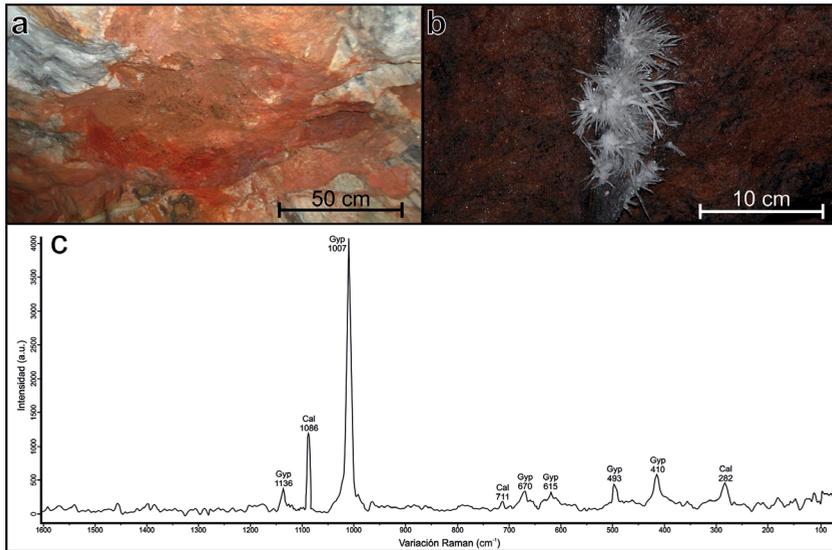


Figura 14: Depósitos de minerales resultado de la oxidación de la pirita localizados en las paredes de la cueva. (a, b) Óxidos de hierro que forman una fina capa. (c) Espectro Raman que identifica yeso (proyecto ExoMars).

2.9 Hidrogeología

El Cerro del Castillo pertenece al acuífero de la Sierra de Aracena (Martín Machuca *et al.*, 2006), el cual está constituido por mármoles intercalados con cuarcitas de baja permeabilidad y gneises, y lateralmente cubiertos por depósitos sedimentarios recientes. Los mármoles tienen un bajo espesor y menor extensión lateral, y su permeabilidad está debida principalmente a las fracturas, conductos kársticos y cuevas. La recarga parece superar a la infiltración de agua de lluvia, estimada en 990 mm/a (Pulido Bosch *et al.*, 1997). El agua que recarga el acuífero, especialmente en otoño e invierno, produce máximas fluctuaciones del agua subterránea de ≈ 3 m en la cueva. Existen conexiones de agua subterránea entre la zona saturada del cerro y pozos localizados a más de 300 m de distancia de la cavidad, excavados en depósitos aluviales detríticos bajo las construcciones del pueblo (Pulido Bosch *et al.*, 1997).

Para obtener mayor información sobre la hidrogeología del sistema acuífero y su extensión, se han realizado observaciones piezométricas tanto en el cerro como en las áreas circundantes en dos campañas de medidas (Marzo-Abril 2013). Las medidas están limitadas a las áreas cercanas a la parte alta del cerro y en el interior de la cueva. El sistema general de flujo va desde el NNE hacia el SSO (Fig. 15). Al llegar al cerro, este flujo se bifurca para rodearlo debido a la presencia de la masa de rocas granodioríticas impermeables. Ambos flujos vuelven a confluir hacia el SSO del cerro donde se observan, al menos, 3 fuentes naturales que explicaría el drenaje natural del pequeño acuífero carbonatado. El mapa de isopiezas de la Fig. 15 indica que la entrada de agua al acuífero Cámbrico carbonatado – detrítico Cuaternario se produce al N.

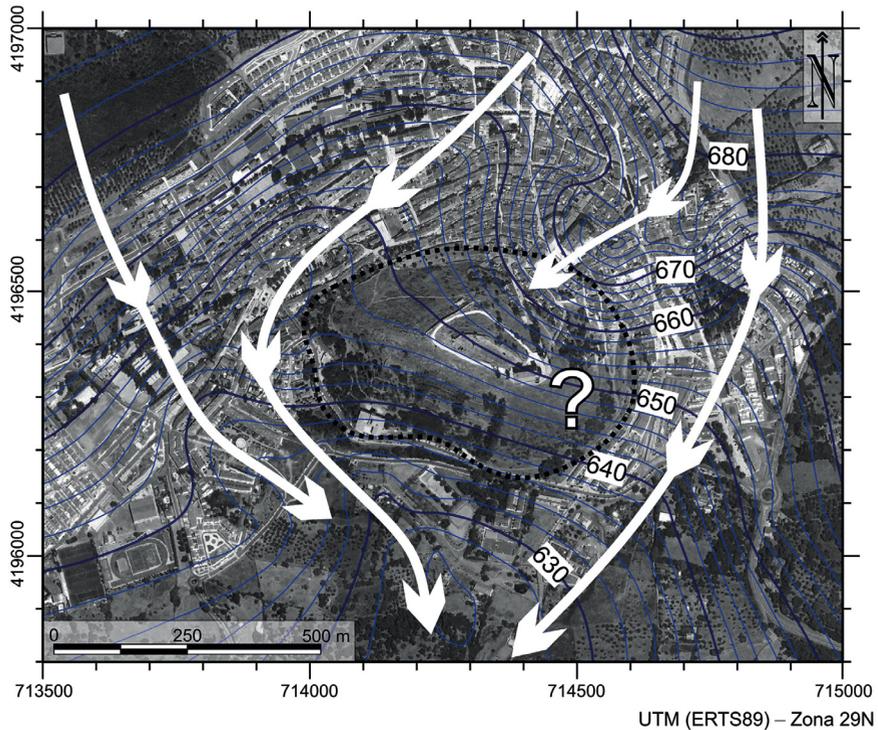


Figura 15: Mapa de isopiezas. El nivel freático está indicado en metros sobre el nivel del mar. El contorno del cerro ha sido marcado con línea discontinua. La marca de interrogación indica la incertidumbre en el flujo de agua debido a la ausencia de pozos en el cerro, marcado con línea discontinua negra.

2.10 Origen y evolución de la Gruta de las Maravillas

La Gruta de las Maravillas se ha formado como resultado de la interacción de la estructura tectónica, las litologías presentes (particularmente relevante la presencia de la banda de pirita), y la evolución del nivel freático. El análisis de cada uno de estos factores permite proponer un modelo que explique el origen y la evolución de esta cueva desarrollada en mármoles con sulfuros.

2.10.1 Relación de la gruta y las estructuras geológicas

Los mármoles, con foliación principal en la dirección N110°E y buzando 60-80° NE, constituyen el sistema kárstico que alberga la cueva. El análisis del paleoestrés indica que la compresión frágil principal se produjo en la dirección NE-SO y desarrolló un sistema principal de fracturas con esta orientación. La morfología y orientación de las galerías principales de la cueva están restringidas a la orientación de la foliación principal y el sistema de diaclasas. Existen galerías oblicuas (p.ej. cerca de la entrada de la cueva; Fig. 12a) asociadas a este sistema. (Fig. 11, estaciones 10, 11, 12) y al colapso mayor que se produjo en esta zona. Los contactos laterales interdigitados entre las poco solubles cuarcitas y mármoles (Fig. 6a) proporciona estabilidad lateral a las paredes de la cueva.

2.10.2 Origen de la cueva asociado a la presencia de piritas

La transformación de la pirita se produce bajo ciertas condiciones ambientales. La pirita disseminada es el mineral primario, y en contacto con el agua de lluvia y oxígeno puede provocar su transformación en óxidos de hierro, sulfatos e hidróxidos (Descotes *et al.*, 2002), de acuerdo con la reacción (1). Se trata de un proceso químico muy lento (Berner, 1964) el cual puede resultar en aguas ácidas (proceso SAS) con alta capacidad de disolución en rocas carbonatadas (reacción 2). Esta transformación tuvo lugar en varias etapas en el Cerro del Castillo a lo largo de la formación de la Gruta de las Maravillas (Fig. 16). En la primera etapa, cuando el nivel freático se localizaba en la parte alta del cerro (Fig. 16a), la pirita se encontraba en condiciones freáticas sin oxígeno libre de agua. Por tanto, aún no había comenzado la transformación de la pirita. A continuación, la erosión del contorno del cerro provocó una diferencia de altitud de la parte central respecto al contorno, lo que dio lugar a un descenso del nivel freático. Este hecho dejó cristales de pirita en condiciones vadasas y, junto con la infiltración del agua de lluvia, dio lugar al inicio de su transformación en óxidos de hierro y aguas ácidas (Fig. 16b).

La baja permeabilidad de los mármoles determinó el desarrollo de la cueva a lo largo de fracturas. Los productos secundarios procedentes de la transformación de la pirita quedaron en la superficie del agua, lo que originó el inicio de la disolución de la cavidad (Fig. 16c). Además, los óxidos de hierro y el yeso precipitaron y quedaron adheridos a las paredes de la cueva. Después de estas primeras etapas, la permeabilidad del mármol creció a lo largo de las fracturas, lo que originó las primeras galerías y la extensión de la cueva a través de ellas por procesos de condensación-corrosión que producen convección activa (Fig. 16d; Audra *et al.*, 2015). La formación de espeleotemas comienza en la última etapa, después del final de la disolución de la cavidad por los productos derivados de la oxidación de la pirita y otros procesos de disolución kárstica (Fig. 16e). Este proceso evolutivo se repite a lo largo de la formación de los tres niveles de la Gruta de las Maravillas, el cual comenzó por el nivel superior.

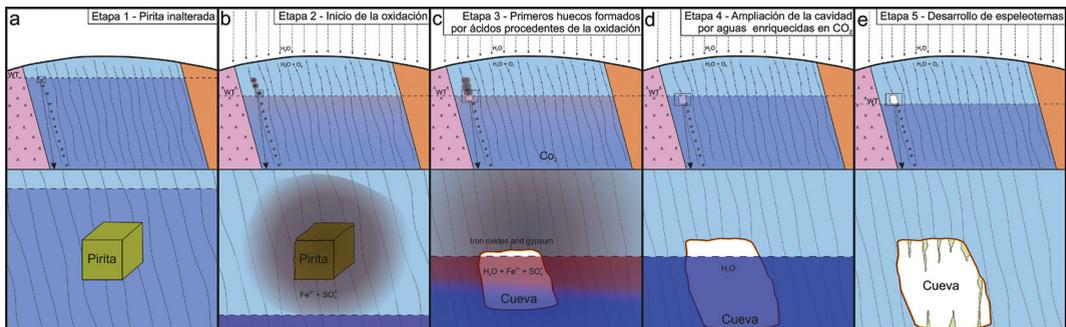


Figura 16: Esquema de las etapas de formación de la Gruta de las Maravillas. Los esquemas de la parte baja a-b presentan una escala microscópica, mientras que los esquemas c-e están a escala macroscópica.

El análisis espectroscópico Raman revela que las condiciones cambiaron durante la evolución de la cueva. Las cuevas formadas por ácido sulfúrico, habitualmente tienen grandes cantidades de yeso en sus paredes. En la Gruta de las Maravillas el yeso fue localizado en pequeñas proporciones en una de sus salas, lo cual indica que en gran proporción fue disuelto por el agua almacenada o por goteo. Además, los análisis hidroquímicos detectan aguas subsaturadas en sulfatos y carbonatos. De forma que, en las primeras etapas de formación de la cueva, la disolución se debió principalmente al proceso de aguas ácidas (proceso SAS, Audra *et al.*, 2015) y actualmente la disolución se debe a procesos de aguas enriquecidas en CO_2 .

La localización de la cueva está ligada principalmente a la posición de la banda de pirita que atraviesa el cerro (Fig. 6). En el modelo geológico 3D (Fig. 17) se observa la posición que ocupa la cavidad respecto a dicha banda. Esta banda se encuentra muy cerca de las galerías que se localizan al SO y cruza la sala más grande y profunda de la cavidad, el Gran Lago, donde se produjo la mayor disolución.

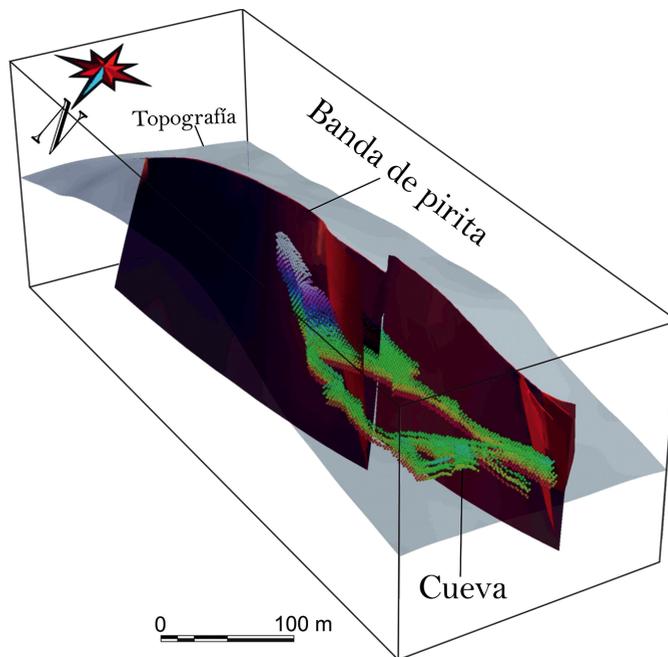


Figura 17: Modelo 3D de la posición de la banda de pirita respecto a la posición de la Gruta de las Maravillas.

2.10.3 Evolución de los niveles de la cavidad

La división de la Gruta de las Maravillas en tres niveles predominantemente horizontales está directamente ligada a cambios hidrogeológicos. La disolución (Fig. 18) comenzó por el nivel superior 3, cuando el nivel freático se localizaba en la parte alta de este nivel (~700 m s.n.m., Fig. 18a). Posteriormente, el nivel de agua descendió como consecuencia de la erosión del contorno

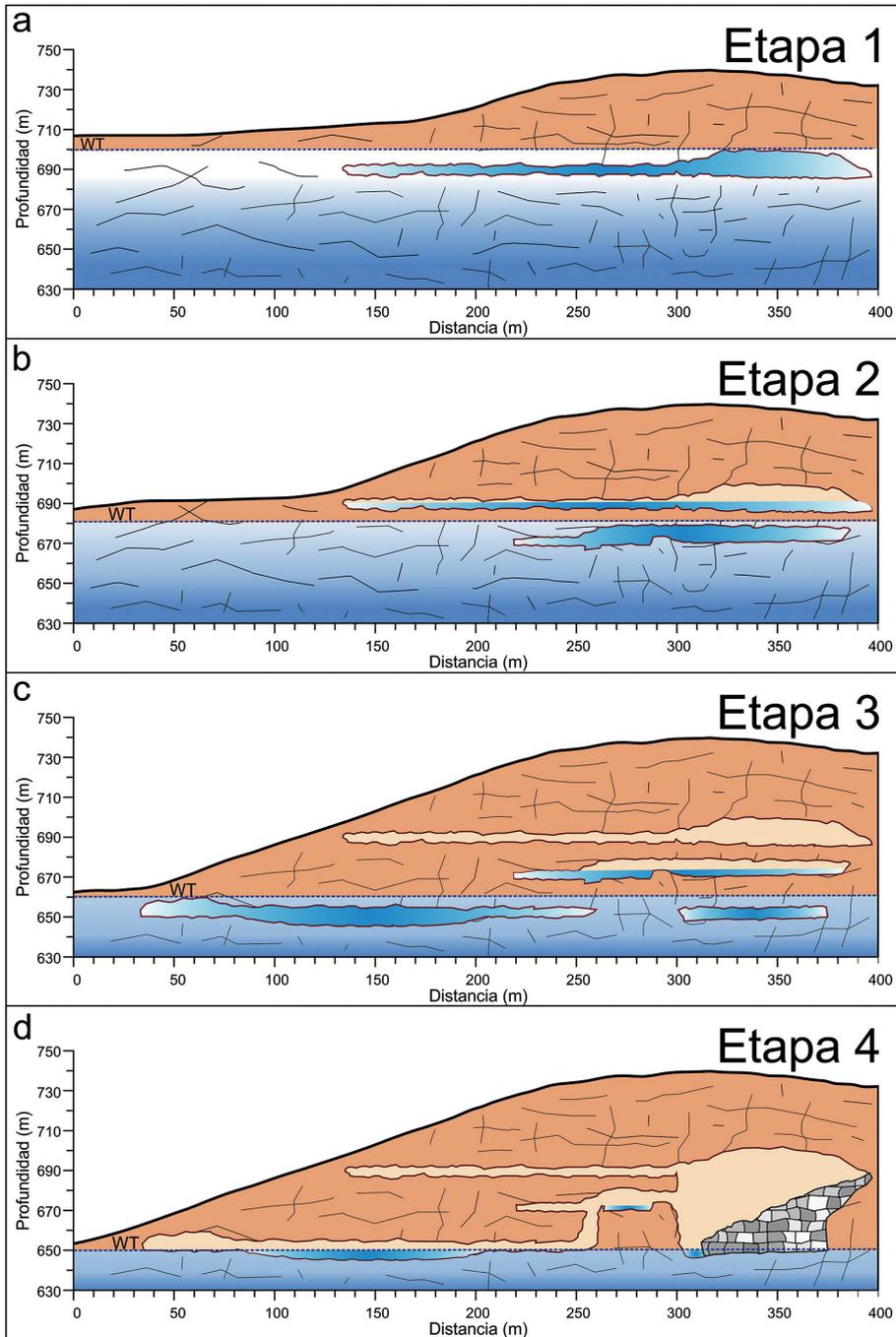


Figura 18: Evolución interpretativa de la Gruta de las Maravillas, donde se muestra la progresiva evolución de los niveles 1, 2 y 3.

del cerro hasta la posición del nivel 2 (~675 m s.n.m., Fig. 18b) y comenzó a disolver este nivel. El nivel 2 presenta menor desarrollo horizontal, parcialmente debido al lento pero continuo descenso del nivel freático, lo cual provoca una mayor disolución vertical respecto a otros niveles, y no tanto horizontal. Finalmente, el nivel freático se localizó en la parte alta del nivel 1 (~660 m s.n.m., Fig. 18c) y dio lugar al desarrollo de un nivel con una gran extensión horizontal; en este nivel se localiza la entrada, en la base del Cerro del Castillo. En la actualidad, el nivel freático se localiza a ~650 m s.n.m. (Fig. 18d), donde probablemente se encuentre formando un nuevo nivel por debajo del más profundo. A lo largo de la evolución de la cueva, las fluctuaciones del nivel freático han originado tanto marcas de evolución en las paredes de la cavidad como espeleotemas de naturaleza tanto freática como vadosa.

El final de la cavidad, localizado en la parte central del cerro, se encuentra interrumpido por una acumulación de bloques de orden caótico como consecuencia del colapso del suelo de los niveles 2 y 3 (Fig. 13c). La alta disolución que se produjo en la parte central del cerro, como consecuencia de la mayor cantidad de roca que existe por disolver, provocó que en la zona se produjeran zonas de inestabilidad y, en consecuencia, colapso del suelo de los niveles 2 y 3. Sin embargo, en otras zonas de la cavidad donde existe superposición de los tres niveles principales de la gruta, permanecen actualmente estables, aunque hay que destacar que tienen menor desarrollo vertical.

Este caos de bloques del Gran Lago parece impedir el paso hacia otras cavidades sin explorar en el lado opuesto de dicho derrumbe. Numerosos intentos de exploraciones hacia nuevas cavidades al otro lado de esta sala han resultado infructuosas al encontrarse todos los posibles huecos totalmente cubiertos de rocas y sedimentos con grandes dificultades para ser despejados. Descartada la idea de exploración de nuevas cavidades desde el interior de la Gruta de las Maravillas, las nuevas pesquisas se deben realizar desde la superficie del cerro.



The background of the page is a photograph of a cave interior. On the left side, there are several long, thin, brownish stalactites hanging from the ceiling. The cave walls and floor are dark and textured. A white rectangular box is overlaid on the right side of the image, containing the title text.

3. Prospecciones geofísicas del Cerro del Castillo

La prospección geofísica es el conjunto de técnicas físicas y matemáticas que se aplican desde la superficie para estudiar la variación en las propiedades físicas del subsuelo. Mediante la combinación de estas técnicas se va a determinar la estructura interna del cerro. De esta forma se podrá obtener información de la posible continuidad de la cueva hacia el otro lado del caos de bloques en el final de la Gruta de las Maravillas.

3.1 Introducción

El estudio de cavidades se puede abordar de dos formas en función de su morfología y posición respecto a la superficie. Las cavidades que presentan conexión con el exterior permiten una descripción directa desde su interior. El estudio de cavidades que permanecen desconectadas con el exterior o sus conexiones no permiten el acceso a las mismas, se debe abordar de forma indirecta a través de métodos de prospección geofísica. Aplicados desde la superficie, estos métodos permiten determinar la variación de las propiedades físicas del terreno y la estructura del mismo hasta varios metros de profundidad. Se trata de métodos no destructivos y no generan ninguna alteración del terreno donde se aplican. Los numerosos métodos de prospección geofísica se pueden clasificar en:

- *Métodos eléctricos*: tomografía eléctrica de resistividad, tomografía eléctrica de polarización inducida, sondeos eléctricos verticales, calicatas eléctricas.
- *Métodos electromagnéticos*: georádar, potencial natural, sondeos electromagnéticos en el dominio del tiempo (TDEM).
- *Métodos magnéticos*: magnetometría, resonancia magnética.
- *Métodos gravimétricos*: gravimetría y microgravimetría.
- *Métodos sísmicos*: sísmica de reflexión y refracción.

Estos métodos son los más populares, aunque existen algunos más de los indicados. El constante desarrollo científico permite obtener nuevos métodos más efectivos o conseguir que los ya existentes sean más fáciles de aplicar y procesar.

El estudio de cavidades con métodos geofísicos se ha aplicado desde la década de los años 50. Los primeros estudios se realizaron con métodos eléctricos de resistividad (Cook y Nostrand, 1954). Posteriormente, en la década de los 60 comenzaron a utilizarse métodos gravimétricos (Colley, 1963; Chico, 1964), y sísmicos (Cook 1965) para cuevas superficiales. Finalmente, los métodos electromagnéticos fueron empleados a partir de los años 70 (Kašpar y Pecen, 1975). Desde los años 90, el uso de métodos geofísicos para el estudio de cavidades ha experimentado una notable mejora. Desarrollos tecnológicos, simplificación en procedimientos de campo, menores costes y avanzados programas de inversión e interpretación han contribuido a fomentar el uso de estos métodos en nuevas investigaciones para todo tipo de fines en ciencias de la tierra.

Los métodos geofísicos aportan posibles soluciones para el conocimiento de la geometría del subsuelo. Sin embargo, estas soluciones no son únicas debido a la diversidad de fuentes que pueden causar anomalías geofísicas y a los distintos métodos matemáticos em-

pleados en la modelización. Para evitar errores de interpretación, a partir de los años 80 se comenzó con la combinación de métodos geofísicos (McCann *et al.*, 1987; Chamon y Dobreiner, 1988). De esta forma se analizan distintas propiedades físicas del subsuelo lo que permite una comparación entre ellos. La selección del método apropiado y su tasa de éxito en la detección de cavidades depende de varios factores, que incluyen: i) tamaño, profundidad y morfología de la cueva; ii) la litología donde se emplaza (tipo de rocas, homogeneidad, isotropía, fracturas, etc.); iii) contenido en agua de la roca matriz; iv) salinidad del agua que contiene la cueva y naturaleza de los precipitados. Este tipo de combinaciones permiten confirmar la presencia de cavidades en un área determinada de forma más precisa. Además de su localización, se obtienen resultados que dan lugar a la definición de geometrías y volúmenes de las cavidades detectadas.

La Gruta de las Maravillas, desarrollada desde el extremo occidental hasta la parte central del Cerro del Castillo, presenta un final abrupto que parece interrumpir su continuación hacia el lado oriental de dicho cerro debido a la presencia de un caos de bloques. Han sido numerosos los intentos de atravesar el nombrado caos de bloques desde su interior. Sin embargo, todos los posibles huecos que existen en él han sido rellenados por sedimentos que impiden su paso. Esta dificultad de exploración desde el interior de la cueva hacia nuevas cavidades obliga a estudiar la posible continuidad de la gruta mediante el uso de métodos geofísicos combinados aplicados desde la superficie a lo largo de todo el cerro.

3.2 Metodología

El estudio de nuevas cavidades presentes en el Cerro del Castillo se ha realizado a través de la aplicación sucesiva de varias técnicas geofísicas. En primer lugar se ha realizado una topografía detallada de la cavidad (poligonal) para ubicar su posición con respecto al cerro en superficie. A continuación se ha realizado un mapa de anomalía residual mediante microgravimetría, el cual permite identificar cuerpos con contraste de densidad. Finalmente se han aplicado varias técnicas de prospección geofísica de detalle a lo largo de perfiles sobre zonas con alto potencial de contener cavidades: métodos magnéticos, eléctricos, sísmicos y electromagnéticos que, junto con los métodos gravimétricos, son analizados en conjunto.

3.2.1 Topografía de la cavidad

Para definir morfologías de cuerpos superficiales a cielo abierto se pueden utilizar numerosos equipos que se apoyan en el posicionamiento GPS (Sistema de Posicionamiento Global –Global Position System–) para su localización. La definición de topografías en cavidades se debe abordar de una forma diferente y no puede estar soportada exclusivamente por los sistemas de GPS. El método consiste en obtener las posiciones espaciales x, y, z de puntos o estaciones dentro de la cavidad a partir de un punto de coordenadas conocidas medido con GPS diferencial y localizado en el exterior de la misma. Desde esta estación de referencia se obtienen datos de distancia, rumbo e inclinación de la siguiente estación. Se trata de un método de repetición con puntos

de inicio y fin coincidentes para corregir errores instrumentales. De esta forma se calculan las coordenadas x, y, z para cada una de las estaciones medidas de forma sucesiva. Además, en cada estación se obtienen varias medidas adicionales (laterales y techo) para obtener una sección completa y así definir una morfología más detallada.

Para este fin se ha utilizado un distanciómetro láser Leica Disto A3 sobre trípode y diana, que incluye inclinómetro (Fig. 19). Mediante este dispositivo laser se obtiene la distancia entre su posición y el primer obstáculo que encuentra en su camino, es decir, la diana posicionada en la estación sucesiva.

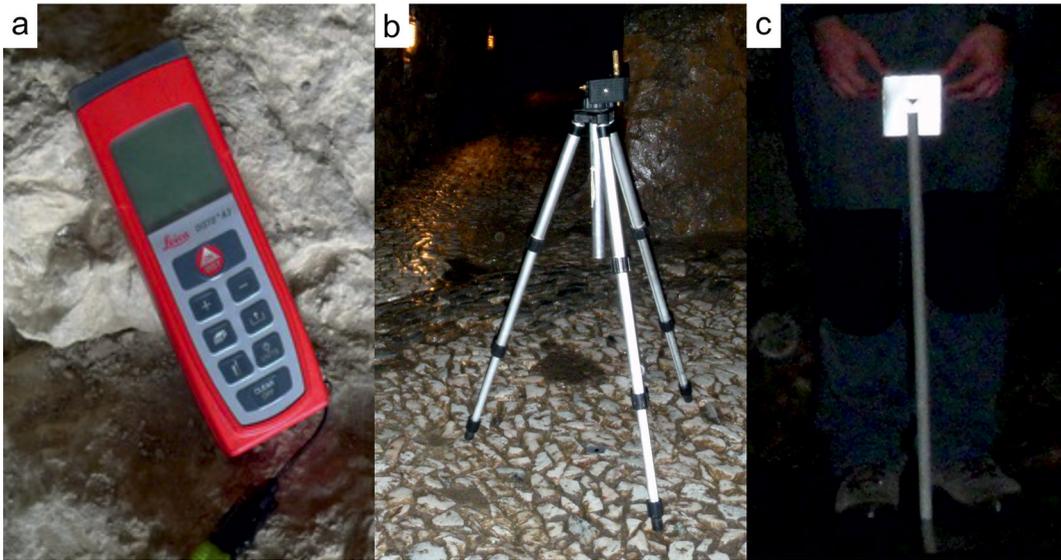


Figura: 19: equipo utilizado para obtener la topografía de la Gruta de las Maravillas. (a) Distanciómetro láser Disto A3 sobre (b) trípode y (c) diana.

3.2.2 GPS diferencial

El ajuste en las medidas de microtopografía y posicionamiento de alta precisión es muy importante para el procesamiento de datos que se realiza en este trabajo. Se trata de un estudio muy detallado, en el que un error de ± 1 m en los datos de topografía, suponen resultados ligeramente diferentes en los modelos de microgravimetría y pueden llevar a la confusión en el análisis de los resultados.

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS), es un sistema que permite la localización geográfica exacta en los distintos puntos del planeta. Está integrado por tres componentes diferentes: 24 satélites orbitales, segmentos de control en el ecuador y la recepción por parte de los usuarios. Este sistema contiene una serie de errores que se deben tener en cuenta, como son los retrasos ionosféricos y atmosféricos, efecto multitrayectoria, dilución de la precisión, disponibilidad selectiva o anti spoofing.

La determinación de la posición GPS está referenciada al sistema de coordenadas geodésico basado en el geoide. La razón de referenciarlo al geoide es para obtener una mayor precisión de la posición, ya que debido a la irregularidad topográfica, se producen distorsiones en la medida.

Las medidas se realizaron con dos equipos GPS Diferencial Leica System 1200 y 1200+ (Fig. 20), perteneciente a la Universidad de Granada, con una precisión de 0.5 – 20 mm. Este GPS obtiene la posición del punto mediante la señal emitida por los satélites, y los errores previamente mencionados se corrigen mediante la conexión a la Red Andaluza de Posicionamiento (RAP), la cual envía señales de correcciones en las medidas. Es un método en el cual se eliminan o se reducen drásticamente los errores que afectan a la medición de distancia a los satélites. Para la adquisición de datos se ha utilizado el programa Replanteo, incorporado en el sistema operativo del equipo que permite crear una malla de datos con un espaciado uniforme mediante la creación de sistemas de referencia locales: origen y orientación.



Figura 20: GPS diferencial Leica 1200 (izq.) y 1200+ (drcha.) durante la realización de una medida en el cerro.

3.2.3 Microgravimetría

La gravimetría detecta las variaciones laterales de densidad de los materiales del subsuelo. La densidad de un cuerpo es la cantidad de masa referenciada a un determinado volumen y habitualmente se expresa en g/cm^3 o kg/m^3 . Se determinan a partir de las diferencias entre el valor real y teórico de la aceleración de la gravedad en cada punto de medida en la superficie terrestre. A estas diferencias de aceleración se les denomina “anomalías gravimétricas”. El cálculo de estas anomalías en un área determinada permite obtener una configuración teórica de cuerpos de distinta densidad en profundidad. Es necesario realizar varias correcciones a los valores medidos para eliminar los efectos de variaciones temporales y espaciales: corrección de Aire Libre, corrección de Bouguer y corrección topográfica.

Si se aplican todas las correcciones gravimétricas a los valores medidos y se resta el valor teórico de la gravedad, se obtiene la anomalía de Bouguer. La anomalía de Bouguer es la suma de las atracciones locales de los cuerpos someros (ruido superficial), cuerpos geológicos en el rango de profundidad de interés (responsables de la anomalía residual), y de las atracciones regionales como consecuencia de la presencia de cuerpos profundos y relieves lejanos (que producen la anomalía regional). Estas anomalías permiten establecer modelos de distribución de cuerpos en función de los cambios de densidad. Para la modelización de cuevas a lo largo de perfiles, se utiliza la anomalía residual gravimétrica referida a variaciones de densidad superficiales.

Para la separación de la anomalía regional-residual de la anomalía de Bouguer se han utilizado diferentes métodos aplicados a distintas distribuciones de datos: i) método polinomial y transformación de Fourier para datos tanto del cerro como de sus alrededores; ii) métodos polinomial, transformación de Fourier y *moving average* para datos del interior del cerro; iii) método polinomial, mínima curvatura y kriging para datos correspondientes a los alrededores del cerro.

Las medidas gravimétricas se han realizado con el gravímetro Scintrex Autograv modelo CG-5 sobre trípode (Fig. 21), que pertenece a la Universidad de Granada. El equipo tiene una precisión de hasta 1 microgal (μGal) y una desviación estándar inferior a 5 μGal . Cuenta con una memoria interna para el almacenamiento de las medidas, y un GPS incorporado para un posicionamiento aproximado y precisión en la hora y fecha de la medida. Además, incorpora un nivel electrónico para un correcto posicionamiento del equipo previo a las mediciones.

La microgravimetría se utiliza para estudios de detalle y requiere precauciones que deben ser tenidas en cuenta durante la adquisición de medidas: conectar el equipo a la corriente 48 horas previas a cada campaña de medida y 12 horas previas al comienzo para alcanzar la temperatura idónea, la carga se debe realizar sobre trípode con el equipo nivelado, y en la estación base de medida se nivela el equipo sobre trípode 15 minutos antes del comienzo de cada ciclo.

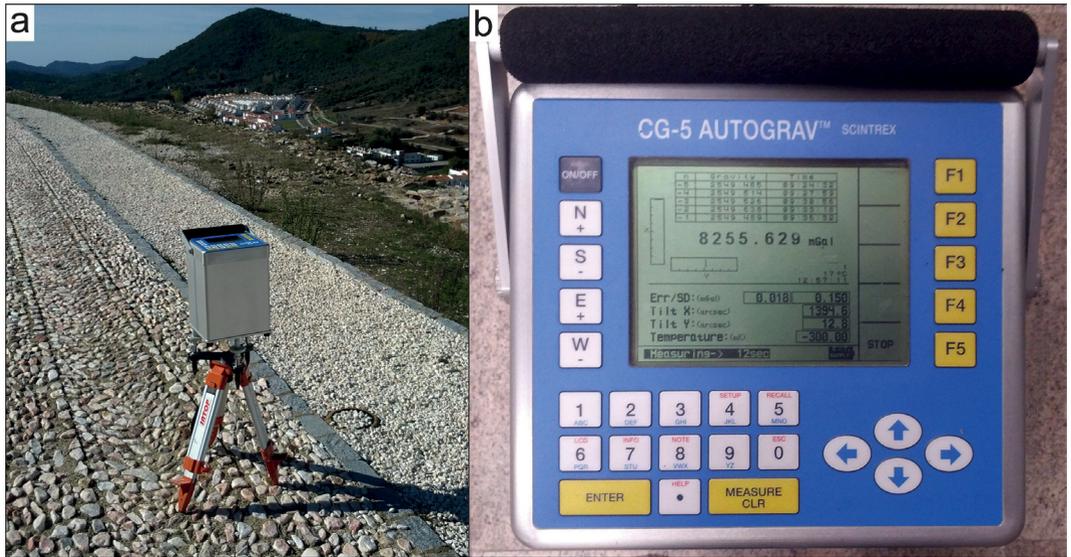


Figura 21: Equipo de adquisición de medidas de gravedad Scintrex CG-5 Autograv. (a) Gravímetro sobre trípode en una estación de medida. (b) Equipo durante la adquisición de una medida.

Las medidas se adquieren en ciclos inferiores a 3 horas, que forma que se comienza y acaba en la misma estación denominada estación base. Esta estación base local se localiza cerca o dentro del área de estudio, y está referenciada a una estación gravimétrica del Instituto Geográfico Nacional (IGN). En este caso, se ha utilizado la estación base de Huelva, que se sitúa en la puerta del Palacio de la Justicia. Los cálculos de las anomalías se han realizado con programas escritos en lenguaje Fortran por J. Galindo Zaldívar (Universidad de Granada), y el cálculo de la corrección topográfica con el programa Gravmaster v1.30.

Finalmente, las anomalías residuales obtenidas se han modelado mediante perfiles 2.5D con los programas Gravmag v.1.7, del British Geological Survey (Pedley *et al.*, 1993) que permiten asignar una longitud específica para cada cuerpo perpendicular al perfil. Durante la realización de los modelos se han tenido en cuenta los datos geológicos de campo, los datos de la cavidad conocida y las morfologías definidas en los perfiles de otras metodologías geofísicas aplicadas. Para los valores de densidad se han utilizado los resultados obtenidos en las pruebas de densidad de rocas aplicadas a los materiales presentes en el área de estudio: granodiorita (2.73 g/cm^3), mármol (2.70 g/cm^3), cuarcitas (2.63 g/cm^3), gneiss (2.69 g/cm^3).

3.2.4 Magnetometría

El Campo Magnético Terrestre tiene forma similar al producido por un imán geocéntrico ligeramente inclinado respecto al eje de rotación. Se debe principalmente a causas internas

asociadas a la fricción producida como consecuencia del movimiento del núcleo externo respecto al interno y a las células de convección generadas en el núcleo externo líquido cuyos principales componentes, Fe y Ni, son excelentes conductores. La intensidad del campo total magnético terrestre es aproximadamente 30.000 nT en el ecuador y 60.000 nT en los polos. En las áreas estudiadas el valor oscila entre 43.200 y 43.500 nT. Las variaciones internas son predecibles y se caracterizan mediante el International Geomagnetic Reference Field (IGRF) calculado a partir de observaciones experimentales distribuidas sobre toda la superficie terrestre.

El 3% del Campo Magnético Terrestre es debido a causas externas, fundamentalmente a la influencia del Sol y la Luna. Las variaciones diurnas del mismo asociadas a este factor como consecuencia de la rotación de la Tierra sobre su eje son importantes desde el punto de vista de la exploración magnética. Se caracterizan mediante observatorios de registro continuo. Además, existen otras causas externas que perturban el campo magnético con una mayor frecuencia temporal, como las auroras boreales, las tormentas y las agitaciones magnéticas. La prospección magnética se basa en el análisis de las anomalías magnéticas debidas a la distorsión local del campo terrestre por la presencia de rocas con una magnetización que difiere de la presente en la roca encajante. Las dos propiedades magnéticas que determinan estas anomalías son el magnetismo remanente y la magnetización inducida. La relación entre dichos magnetismos se establece mediante la razón de Koenigsberger. Estas anomalías son producidas fundamentalmente por la presencia en el subsuelo de cuerpos con contenido de magnetita o metales. La forma de las anomalías depende por una parte de la inclinación del campo y por otra, de la posición, dimensiones, forma y naturaleza de los cuerpos anómalos y su magnetismo remanente e inducido. Inicialmente las técnicas de magnetometría consideraban las anomalías de intensidad vertical del campo magnético. Sin embargo, actualmente la mayor parte de los estudios analizan las variaciones de la intensidad total del campo magnético debido a la mayor facilidad de medida de este valor.

Para la medida de la intensidad del campo magnético total se ha utilizado un magnetómetro GSM-9 de precesión de protones con una precisión máxima de 1 nT (Fig. 22a, 22c). La medida directa de la susceptibilidad magnética de las rocas que afloran se realizó con un susceptómetro Exploranium Kappameter KT-9 (Fig. 22b). Para el procesado de los datos, en primer lugar se han eliminado las variaciones diurnas a partir de los datos de intensidad del campo magnético total medidos en la estación de San Fernando (Cádiz) situada en el Real Observatorio de la Armada. La anomalía magnética ha sido calculada considerando el valor del IGRF 2015 (IAGA 2011). Para el cálculo de la anomalía se han utilizado programas escritos en lenguaje Fortran por J. Galindo Zaldívar.



Figura 22: Equipo de adquisición de datos magnéticos. (a) Magnetómetro de precesión de protones GSM-9. (b) Susceptómetro Exploranium Kappameter KT-9. (c) Adquisición de medida del campo magnético en el Cerro del Castillo.

3.2.5 Tomografía eléctrica

Cuando introducimos corriente eléctrica en el terreno, esta se puede propagar de tres maneras diferentes a través del subsuelo: conducción dieléctrica (asociada a materiales muy poco conductores o aislantes), conducción electrónica (asociada a materiales con electrones libres, i.e. los metales) y conducción electrolítica (asociada al movimiento de los iones presentes en el fluido intersticial del terreno).

La conducción electrolítica es el modo de propagación más importante, y en el que se basan los métodos de resistividad. Esta magnitud determina la dificultad al paso de la corriente eléctrica por un material de modo independiente de su forma. En un semiespacio homogéneo e isótropo de resistividad (ρ) sometido a una intensidad (I), el valor de potencial (V) de un punto situado a una distancia (r) con respecto a un electrodo puntual es:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r}$$

Para introducir la corriente eléctrica en el terreno, convencionalmente se utilizan 4 electrodos: un campo eléctrico de corriente continua mediante dos electrodos de corriente (A, B) conectados a un miliamperímetro, y dos electrodos más (M, N) conectados a un milivoltímetro. Con este dispositivo, se mide la diferencia de potencial eléctrico (ΔV) entre los puntos M y N, y la intensidad de corriente, parámetros a partir de los cuales se puede calcular el valor de resistividad aparente o teórica. Esto se debe a que el subsuelo está compuesto generalmente por distintos materiales, por lo que el campo eléctrico introducido en el terreno afectará simultáneamente a las diversas capas, de forma que la resistividad medida corresponderá a un valor intermedio de todas ellas. El valor de resistividad medido coincidirá con el de resistividad real sólo en suelos homogéneos o para profundidades de investigación muy superficial-

les. Los métodos eléctricos permiten calcular la resistividad real de los distintos materiales a partir de las determinaciones de resistividades aparentes a través del proceso matemático de inversión. Para ello se utiliza una matriz de datos, denominada matriz Jacobiana, que a través de procesos iterativos busca el modelo de resistividades reales que mejor ajuste al modelo de resistividades aparentes medidas en campo.

El fenómeno de Polarización Inducida (IP) se produce por la conducción electro-lítica en la que se registra una demora de tiempo en establecer un equilibrio de cargas. Este tiempo de polarización o relajación (al eliminar la diferencia de potencial) es medible instrumentalmente. La constante de tiempo asociada a este proceso permite inferir la presencia de cuerpos con conductividad metálica (algunos minerales metálicos y grafito) o arcillas. Una vez establecido el flujo de iones, la sinuosidad del medio acuoso induce la generación de barreras polarizadas con cargas de signo opuesto. La medida se realiza simultáneamente a las determinaciones de resistividad.

La tomografía eléctrica consiste en realizar múltiples medidas de resistividad y polarización inducida de forma computarizada a lo largo de electrodos de corriente instalados en el terreno a lo largo de perfiles o mallas. Para realizar las medidas se ha utilizado el resistímetro Terrameter SAS 4000, perteneciente a la Universidad de Granada (Fig. 23). El equipo tiene una resolución de $1 \mu\text{V}$ (teóricos, a 1 segundo de tiempo de integración), tres rangos de medición automática ($\pm 250 \text{ mV}$, $\pm 10 \text{ V}$ y $\pm 400 \text{ V}$) y una precisión y seguridad mayor del 1% en todo el rango de temperaturas. Además, tiene cuatro canales de medida, es decir, de una emisión de corriente, realiza cuatro medidas a la vez. Este método reduce en tiempo de medida respecto a otros equipos con un solo canal, y obtiene una mayor cantidad de datos. Las medidas se hacen a través de protocolos, los cuales definen el orden de inyección de corriente a través de los electrodos instalados. Los protocolos de medida utilizados para los perfiles realizados son GRAD4LX8 y GRAD4S8, diseñados por la compañía ABEM, que utilizan los dispositivos de medida “gradiente”, los cuales han sido diseñados para los equipos de cuatro canales. Estos dispositivos realizan medidas simultáneas de diferencia de potencial en pares de electrodos localizados entre los electrodos de corriente. Para el procesado de estos datos se ha utilizado el programa RES2DINV versión 3.59 en inversión de resistividad y polarización inducida 2D, de Geotomo Software. Para asegurar que el perfil de resistividades obtenido es real hasta la profundidad que se indica, se ha calculado el índice conocido como DOI (Depth of Investigation o Profundidad de investigación).

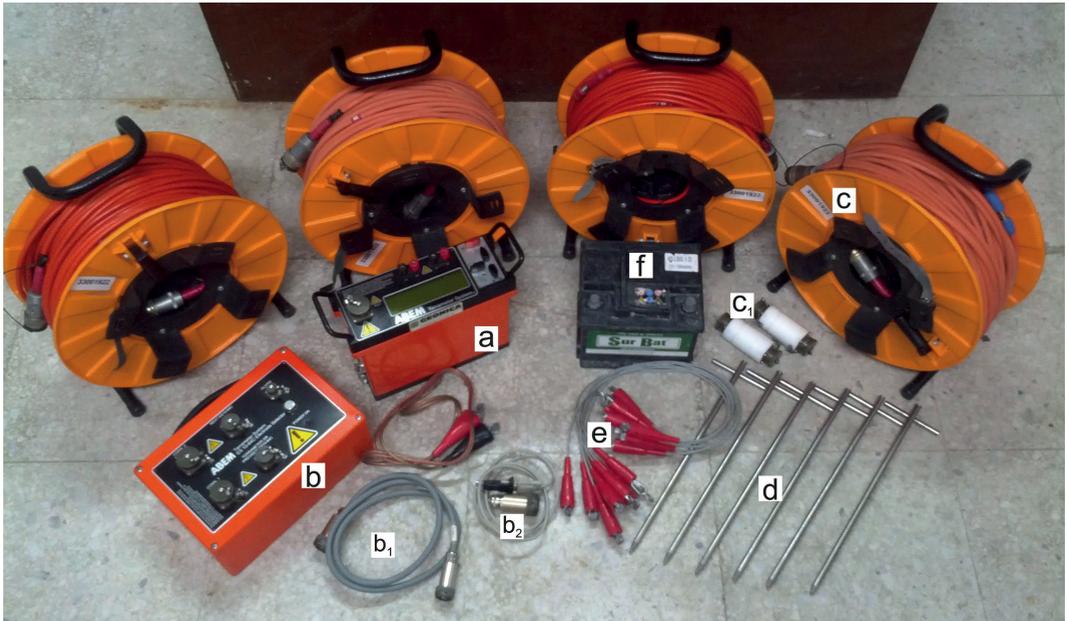


Figura 23: Equipo de tomografía eléctrica: (a) Terrameter SAS 4000; (b) selector de electrodos ES10-64C y (b₁, b₂) cables conectores; (c) cables de corriente y (c₁) conectores entre cables; (d) electrodos de acero; (e) conectores entre electrodos y cables de corriente; (f) batería de alimentación.

3.2.6 Tomografía sísmica

Las ondas sísmicas son un tipo de onda elástica producida por perturbaciones temporales del campo de tensiones. Las ondas sísmicas pueden ser producidas por fallas, de gran magnitud y que dan lugar a los grandes terremotos, o por perturbaciones menores, como pueden ser golpes producidos por una excavadora y que dan lugar a movimientos imperceptibles por el ser humano.

Las ondas sísmicas se propagan a través de los medios, y se dividen en dos grandes grupos de ondas: las ondas internas y las superficiales. Las ondas internas viajan por el interior de la Tierra, y las ondas superficiales lo hacen por la superficie terrestre de forma similar a las ondas del mar. Existen cuatro tipos de ondas sísmicas: ondas P (o de compresión), la cual se propaga en la dirección de la onda; las ondas S (o de cizalla), la cual se propaga en la dirección perpendicular al frente de onda; las ondas *Love*, que son ondas superficiales y que mueven las partículas de la superficie transversalmente a la dirección de propagación de la onda; y las ondas *Rayleigh*, también superficiales, y mueven las partículas con un movimiento retrógrado en la dirección de propagación.

Cuando las ondas que se propagan en el interior de la tierra encuentran un cambio en las propiedades elásticas del material, parte de la energía continúa por el mismo medio (onda incidente), parte se refleja (ondas reflejadas), y el resto se transmite a otro medio (ondas refractadas) con cambios en su dirección de propagación, velocidad y modo de vibración.

La sismica de refracción se basa en los rayos refractados críticamente. La lectura de las primeras llegadas y el espaciado entre geófonos proporcionan los datos necesarios para aplicar las ecuaciones de las trayectorias de los rayos críticos, y permiten calcular las velocidades de propagación de las ondas bajo la superficie y la profundidad a la que lo hacen (Flecha *et al.*, 2004, Grandjean *et al.*, 2004, Fiore *et al.* 2013). Este método proporciona perfiles sísmicos de refracción que muestran la distribución de velocidades de un corte del subsuelo y su profundidad a través del campo de velocidades $V(x, z)$, y el trazado de rayos sísmicos.

La sismica de reflexión se basa en las trayectorias de rayos que se reflejan en las distintas capas del subsuelo. De esta forma se obtiene un conjunto de trazas sísmicas procedentes de todos los disparos realizados, se procesan y después se reordenan en puntos reflectores comunes. El conjunto de trazas constituye la denominada sección sísmica de reflexión.

Para la obtención de los perfiles de sísmicos, se ha utilizado el sismógrafo Stratavisor NZ de la casa Geometrics (Fig. 24), que pertenece al Instituto Andaluz de Geofísica y Desastres Sísmicos de la Universidad de Granada. Este equipo cuenta con un ordenador central, 24 canales de medida simultáneos y 20 kHz de ancho de banda (de 0.02 ms a 16 ms de muestreo) para investigaciones de alta resolución. Además se han utilizado 48 geófonos verticales de 40 Hz, un geófono *starter* y dos cables de conexión de 120 m de largo con un espaciado máximo entre salidas de 5 m.

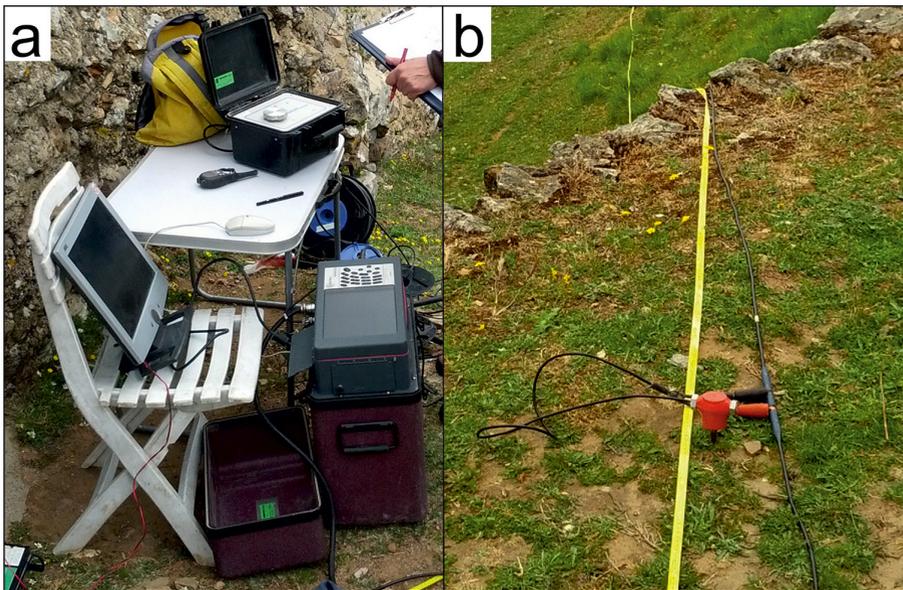


Figura 24: Equipo de tomografía sísmica. (a) Sismómetro Stratavisor NZ. (b) Geófono de medida a lo largo de un perfil.

La adquisición de datos de tomografía sísmica, al igual que en tomografía eléctrica, se realiza a lo largo de perfiles. Cada perfil tiene una cantidad máxima de 48 geófonos, de los cuales solo se mide por 24 de ellos a la vez, con una equidistancia que varía entre los diferentes perfiles. Para

generar la onda sísmica se ha utilizado una maza de 8 kg sobre placa metálica localizado junto al geófono *starter*. Este geófono *starter* indica al equipo en qué momento se ha realizado el disparo y marca el comienzo de la medida.

El procesado de los datos de sísmica de refracción se ha realizado con el software Ray-Fract v.2.52. Mediante el procesado de datos se obtiene el modelo inicial de velocidades, el modelo real de velocidades y trazado de rayos (*Ray Tracing*). Los perfiles de sísmica de reflexión han sido procesados con el programa VSUNT-Pro21 (Geosoft) y Seismic Unix (SU) de código libre para generar secciones de offset común sobre frecuencias instantáneas. Estas frecuencias indican cambios de amplitud en la traza y absorción de altas frecuencias.

3.2.7 Georrádar

El georrádar consiste en la emisión de ondas electromagnéticas hacia el interior del terreno. Se trata de pulsos electromagnéticos de corta duración que son emitidos para posteriormente recoger las reflexiones que se producen en las distintas capas del subsuelo. La propagación de las ondas electromagnéticas está regulada por las ecuaciones de Maxwell, que describen los campos eléctrico y magnético de una onda en función de las propiedades eléctricas y magnéticas del subsuelo.

El georrádar se utiliza de forma habitual en la detección de cuevas superficiales debido a que las amplitudes de ondas electromagnéticas reflejadas generadas en el techo de las cavidades pueden ser detectadas en el perfil obtenido y denominado como radargrama. La obtención de datos se realiza a través de perfiles. Para la obtención de dichos perfiles se ha utilizado el equipo GSSI, también perteneciente al Instituto Andaluz de Geofísica y Desastres Sísmicos de la Universidad de Granada, con dos tipos de antenas (Fig. 25): 80 MHz con una separación de 2 m entre emisor y receptor para perfiles superficiales (hasta ~40 m; Fig. 25a); 40 MHz con separación de 3 m para perfiles más profundos (hasta ~80 m; Fig. 25b).



Figura 25: Equipo de georrádar la adquisición de perfiles en el Cerro del Castillo. Las antenas utilizadas fueron de (a) 80 MHz y (b) 40 MHz.

3.3 Topografía de la Gruta de las Maravillas

Los resultados de las dimensiones de la cavidad obtenidos mediante distanciómetro láser, tanto de techo, suelo como laterales, han permitido definir su morfología. Además, la de los datos con GPS diferencial en el exterior de la cueva permite posicionarla sobre la foto aérea respecto del cerro.

La morfología de la Gruta en planta (Fig. 26) muestra un primer conducto estrecho que parte desde la entrada hasta llegar a una zona de salas más abiertas. Se observa que las salas que están más cercanas a la entrada, La Sala de los Banquetes, Sala de las Conchas y Sala de los Brillantes (ver Fig. 4), tienen una extensión longitudinal de orientación N110°E. Parte de estas salas están localizadas bajo los patios de las casas adyacentes a la entrada de la cavidad. Desde estas salas parten dos conductos estrechos y paralelos en la misma orientación, y desembocan en las mayores salas de la cueva. La zona comprendida entre estos conductos paralelos es un sector donde no se han observado desarrollo de galerías. La cavidad presenta morfología en bucle, de forma que su recorrido se puede hacer de inicio a fin sin tener que pasar por las mismas salas ya recorridas.

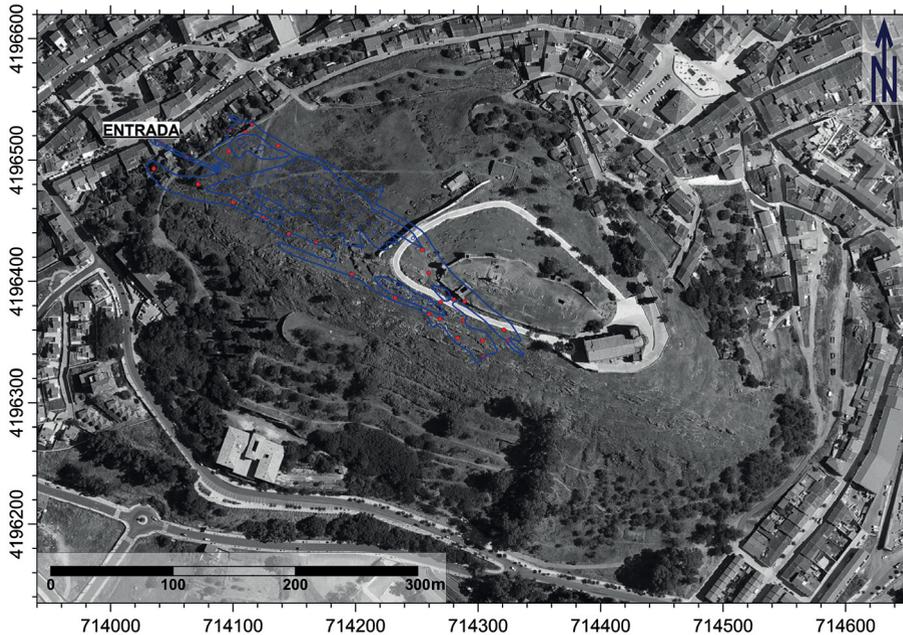


Figura 26: Morfología en planta de la Gruta de las Maravillas definida con línea azul. Los puntos rojos muestran las estaciones de medida de la poligonal.

Las salas más representativas que componen la Gruta de las Maravillas están localizadas bajo partes reconocibles del Cerro del Castillo. Así, la sala del Gran Lago –la sala de mayores dimensiones de la cavidad– queda perfectamente localizada bajo las excavaciones arqueológicas

existentes entre los muros internos de la antigua fortaleza presente en el cerro, y se extiende hacia el camino, como se puede apreciar en la Fig. 26. La sala del Volcán, Lago de las Esmeraldas y Cristalería de Dios se sitúan en la ladera sur, bajo el camino empedrado que rodea la parte alta del cerro.

Estas medidas han permitido, además, obtener otros datos de detalle sobre las dimensiones de la cavidad. Por ejemplo, el perímetro que ocupa es de 1132 m y el área total que encierra es 10834 m². La longitud máxima medida en línea recta desde la entrada hasta el final del Gran Derrumbe es 352 m. El recorrido turístico histórico, que no incluye el paso por la Choza India y la Palmatoria, es de 816 m y de casi 1000 m si se recorren dichas galerías abiertas en 2014 para visitas exclusivas.

La cota topográfica del nivel 1, donde se encuentran las Salas de los Brillantes, Conchas, Banquetes, Desnudos y Garbanzos, entre otras, es de 650 metros sobre el nivel mar (m s.n.m.), aproximadamente constante a lo largo de todo el nivel. El nivel 2, presenta más variación en las cotas topográficas. Las salas de Cristalería de Dios, Volcán y Lago de las Esmeraldas, se encuentra a 664 m s.n.m., mientras que La Catedral está localizada a 670 m s.n.m. El tercer nivel se encuentra a 690 m s.n.m. y permanece casi constante a lo largo de todas sus salas.

La combinación entre los datos topográficos de la superficie del cerro, y los datos topográficos obtenidos en la cueva, han permitido calcular la distancia entre el techo de la cavidad y la superficie (Fig. 27), es decir, la masa de roca que hay encima de nuestras cabezas cuando nos encontramos en el interior de la cavidad. Las salas situadas en el borde del cerro presentan un espesor de roca entre el techo de la cueva y la superficie menor que las salas localizadas hacia el centro del Cerro. El menor espesor se encuentra en la sala de los Banquetes, con una distancia de 2,67 m. La variación entre las distancias a lo largo del recorrido se debe a que los niveles son aproximadamente horizontales, mientras que el cerro gana topografía en sus partes centrales. Por ejemplo, la sala del Volcán, que se encuentra en el nivel 2, está a 50 m de la superficie, mientras que el final del Gran Lago se encuentra a 40 m.

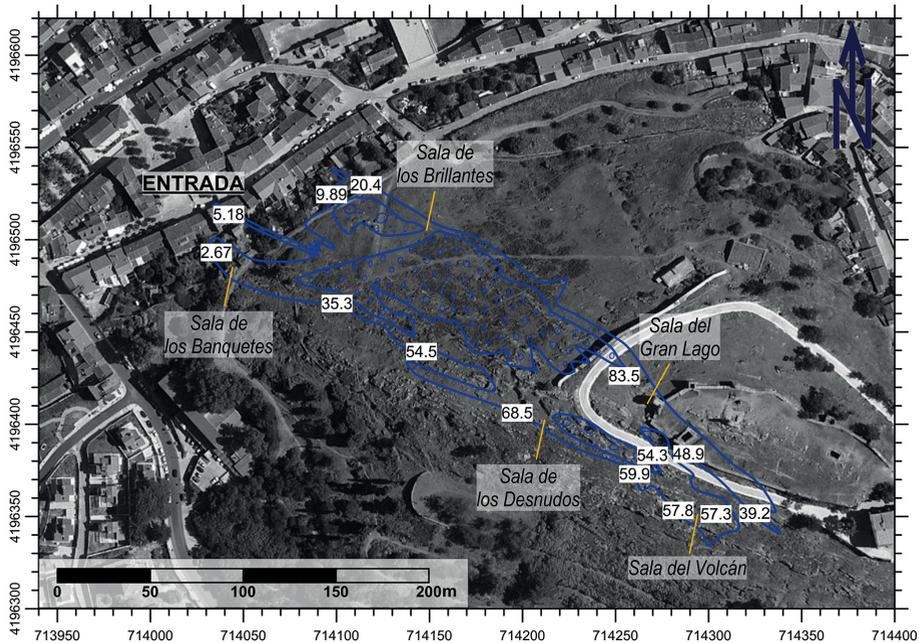


Figura 27: Morfología en planta de la Gruta de las Maravillas donde se indica la distancia y, por tanto, cantidad de masa de roca entre la cavidad y la superficie topográfica.

3.4 Anomalías gravimétricas

3.4.1 Distribución de medidas

El conjunto de medidas gravimétricas obtenidas en el cerro mediante el gravímetro Scintrex Autograv CG-5 se disponen en distribución de malla con un espaciado de 10 x 10 m (Fig. 21). Este posicionamiento en malla regular ha sido posible gracias al GPS diferencial utilizado para este trabajo. En zonas con barreras arquitectónicas o con una alta densidad de vegetación no se ha realizado la medida debido a la falta de conectividad entre los satélites y el GPS. Como se ha explicado anteriormente, para este tipo de estudios la precisión en la cota de la estación de medida es muy importante ya que errores en la altimetría puede llevar a resultados errados e interpretaciones confusas. En aquellos casos en los que ha sido posible, la medida ha sido desplazada algunos centímetros para evitar grandes zonas sin gravimétricas. Hay que resaltar las que se realizaron dentro de la Iglesia que corona el cerro. Estas medidas son consideradas de especial importancia debido a que se encuentran en la zona sensible a la presencia de cavidades en el cerro. Para su posicionamiento se utilizó el distanciómetro láser del mismo modo que se obtuvieron las medidas en el interior de la gruta.

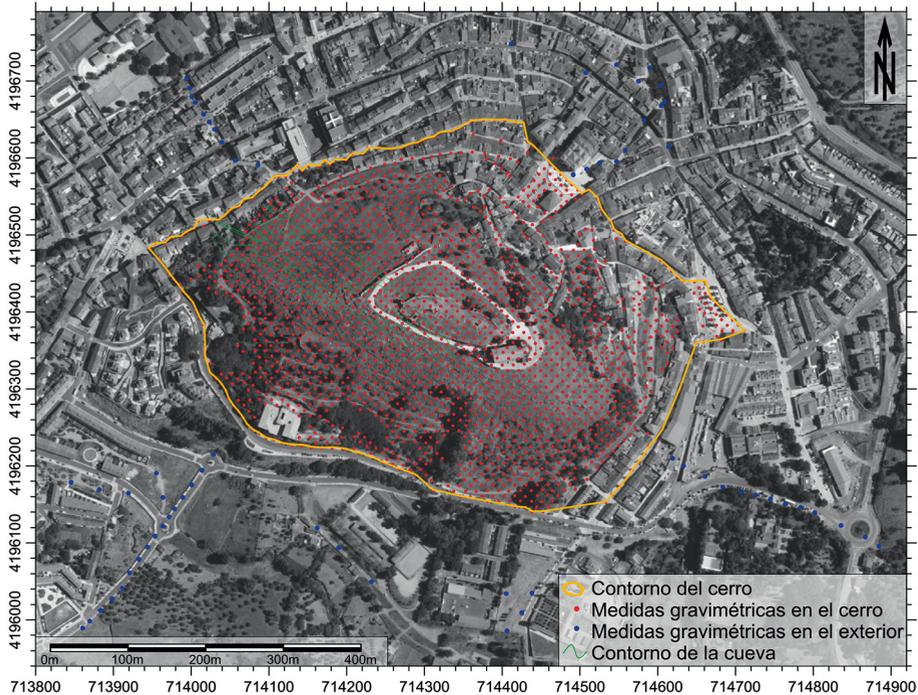


Figura 28: Localización de las estaciones de microgravimetría marcadas con puntos rojos en malla 10 x 10 m.

Se han tomado medidas que han sido consideradas de dos formas diferentes en función de su distribución. El conjunto mayoritario de datos corresponden a las medidas adquiridas en el interior del contorno del Cerro del Castillo (puntos rojos encerrados en línea amarilla, Fig. 28). Además, se han tomado medidas adicionales distribuidas en el exterior del contorno del cerro, a través de las calles de la localidad. El objetivo de esta distribución de datos es obtener un cálculo de la anomalías de Bouguer, regional y residual ajustado. Con esta distribución de datos en malla en el interior del cerro, y los medidos fuera del entorno, los mapas que se van a obtener no presentan zonas de ausencia de datos y los contornos ajustan a medidas reales y no interpoladas.

3.4.2 Mapa de anomalía de Bouguer

El mapa de anomalía de Bouguer muestra una tendencia de contornos alargados en la dirección ONO-ESE y cuyos valores descienden hacia el NE (Fig. 29). El rango de valores oscila entre máximos de 38,6 miligales (mGal), localizados en el borde S-SO del cerro, hasta mínimos de 36.1 mGal que se encuentran en el borde N. La tendencia lineal está interrumpida en la parte central del área de estudio por mínimos gravimétricos locales, donde se registran áreas pequeñas con valores mínimos de 36.5 mGal, y zonas más extensas con mínimos de 36.9 mGal.

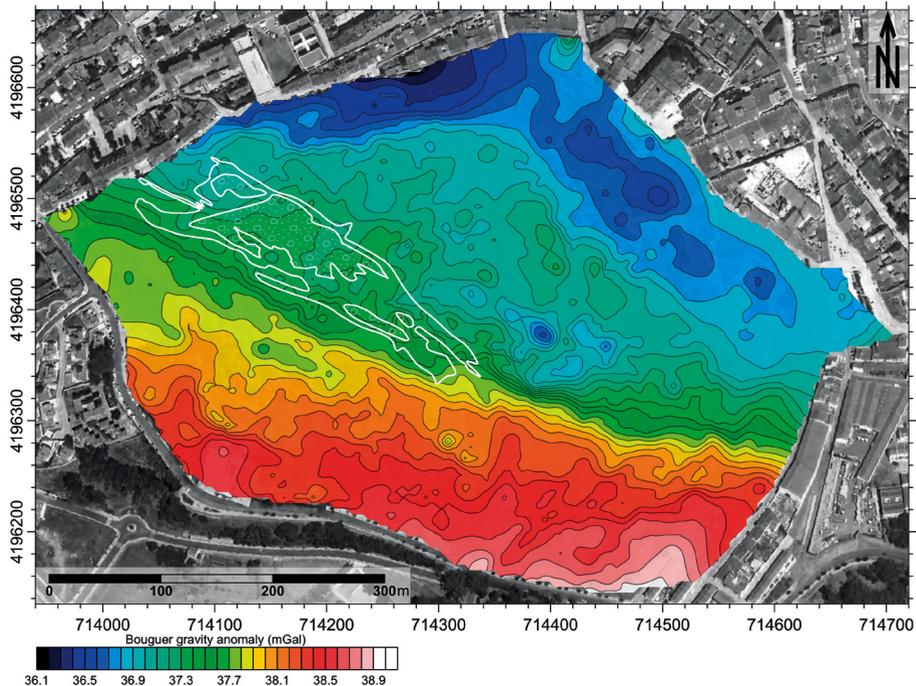


Figura 29: Mapa de anomalía de Bouguer. La línea blanca marca la morfología en planta de la cavidad

3.4.3 Separación de anomalías Regional-Residual

Existen en la literatura científica numerosos métodos de separación de la anomalía de Bouguer –la cual tiene en cuenta las variaciones de densidad del subsuelo en su conjunto– en anomalía regional –asociada a cuerpos profundos– y residual –la cual tiene en cuenta solo los cuerpos superficiales–. Para identificar qué método es el más apropiado para este caso de estudio, se han probado los más utilizados por distintos autores y se han comparado entre ellos tanto a través de estructuras conocidas (posición, localización y dimensiones de la propia gruta) como de la propia geología del cerro (cambios litológicos, densidades, estructuras de deformación). Se han clasificado los métodos en función de la distribución de las medidas. Hay que tener en cuenta que los mínimos gravimétricos identifican zonas de baja densidad o huecos, y dichos mínimos en los mapas de anomalía residual obtienen valores negativos.

- *Métodos que incluyen todas las medidas*

El mapa de anomalía regional obtenido con ajuste polinomial de primer orden (Fig. 30a) presenta una tendencia lineal alargada en la dirección N105°E, con valores comprendidos en el rango de 36.0 a 38.2 mGal, de NE a SO. Tras restar estos valores a la anomalía de Bouguer, se obtiene el mapa de anomalía residual (Fig. 30b) que muestra la zona central con valores

residuales negativos alargados en la dirección ONO-ESE. La proyección en superficie de la Gruta de las Maravillas se ajusta a los valores que van desde -0.3 mGal hasta -0.2 mGal y corresponden a las salas más grandes (marcado con (i) en la Fig. 30b). Las galerías bajas (ii) coinciden con mínimos de -0.1 mGal, mientras que las zonas al E de la gruta presentan mínimos puntuales (iii) y más extensos (iv).

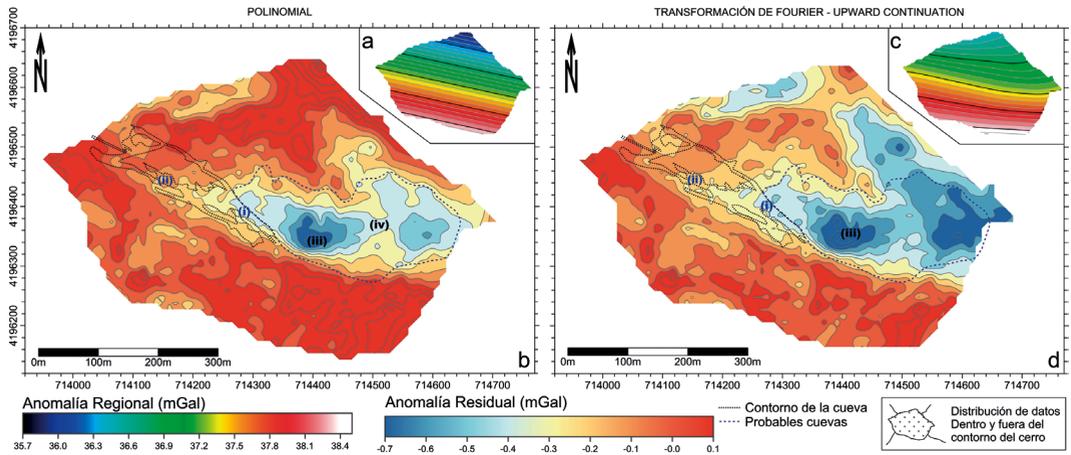


Figura 30: Separación de anomalías regional (mapas pequeños [a, c]) y residual (mapas grandes [b, d]) de la anomalía de Bouguer para todo el conjunto de datos. Método polinomial de primer orden (a,b) y transformación de Fourier (c,d). La proyección en superficie de la cueva está marcada con línea negra discontinua.

El método de transformación de Fourier da lugar a un mapa de anomalía regional con morfología ligeramente curvilínea (Fig. 30c). La variación de valores está comprendida entre 36.4 mGal y 36.8 mGal, de nuevo creciente de NE a SO. El mapa de anomalía residual (Fig. 30d) muestra que la gruta está menos marcada que en el caso anterior, con valores entre -0.5 mGal y -0.3 mGal para las salas más grandes (i), y -0.2 mGal para las más pequeñas (ii). Además, en la zona E del cerro (iii) se registran valores de -0.9 mGal con gran extensión.

- Métodos que incluyen datos centrales del cerro

Para esta distribución de datos, la anomalía regional obtenida mediante el método polinomial de primer orden (Fig. 31a) muestra una tendencia lineal orientada N105°E, con valores decrecientes hacia el NE. Los valores de anomalía regional varían entre 35.8 mGal hacia el N, y 38.3 mGal hacia el S. La anomalía residual (Fig. 31b) destaca mínimos gravimétricos de -0.2 mGal a -0.4 mGal que coinciden con las mayores galerías de la gruta (i), y -0.1 mGal correspondiente a las más pequeñas (ii). En la zona E del cerro se producen mínimos puntuales de -0.8 mGal (iii) y otros más extendidos de -0.3 mGal (iii).

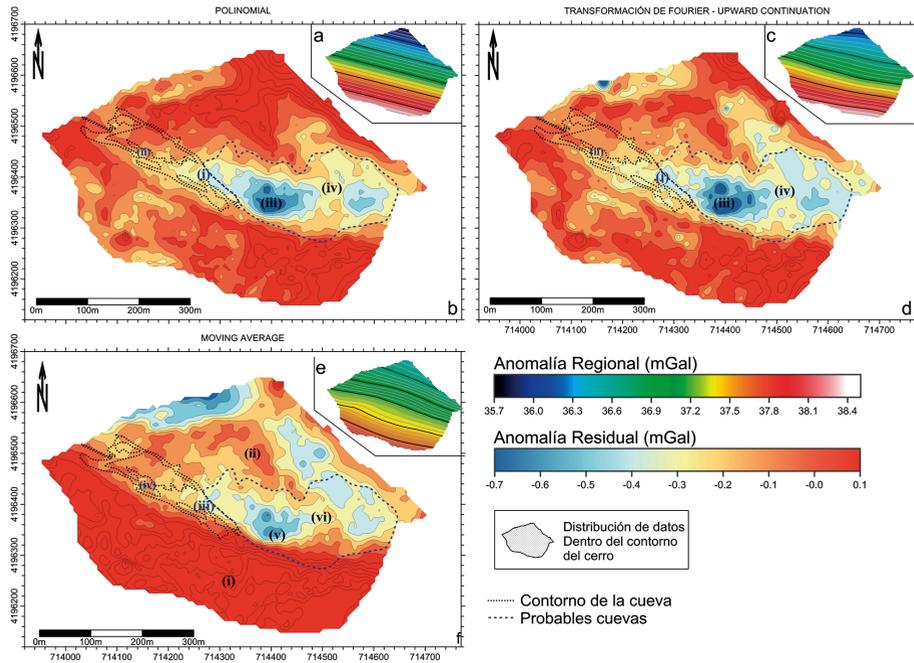


Figura 31: Separación de anomalías regional (mapas pequeños [a, c]) y residual (mapas grandes [b, d]) de la anomalía de Bouguer con datos correspondientes a la parte central del cerro. Método polinomial de primer orden (a, b), transformación de Fourier (c, d) y moving average (e, f). La proyección de la cueva está marcada con línea negra discontinua.

El mapa de anomalía regional derivado del método de transformación de Fourier da lugar a una anomalía ligeramente curvilínea en la parte central del área de estudio (Fig. 31c), con una tendencia media orientada en la dirección N100°E. Los valores, al igual que en casos anteriores, decrecen desde el S (38.5 mGal) hacia el N (36.1 mGal). El mapa de anomalía residual obtenido con este método (Fig. 31d) refleja las grandes galerías de la cavidad (i) con valores de -0.3 mGal a -0.4 mGal, y las más pequeñas (ii) con valores de -0.1 mGal. En la parte E del cerro se detectan mínimos concentrados de -0.8 mGal (iii) sobre otros más extendidos (iv) de -0.4 mGal.

Finalmente, para el método de *moving average* se ha obtenido un mapa de anomalía regional (Fig. 31e) con tendencia curvilínea orientada en la dirección N100°E de valores mínimos al S de 37.8 mGal, decrecientes hacia el N (36.7 mGal). La anomalía residual (Fig. 31f) muestra dos grandes zonas diferenciadas: máximos gravimétricos hacia el S (i) y hacia el N (ii). Las galerías mayores de la gruta (iii) son detectadas con valores mínimos de -0.3 mGal a -0.4 mGal, y las pequeñas salas (iv) con valores mínimos de -0.2 mGal. La parte E del cerro está definida con un mínimo local (v) de -0.6 mGal y otro mínimo más extendido de -0.3 mGal.

- Métodos que incluyen datos alrededor del cerro

Para la extracción de la anomalía regional en estos casos, solo se han tenido en cuenta los datos que rodean al cerro y ofrecen la tendencia general de la zona de estudio. En el método de ajuste polinomial de primer orden, la anomalía regional (Fig. 32a) muestra una tendencia lineal orientada N80°E, con valores decrecientes de S a N (de 38.7 mGal a 36.5 mGal). El mapa de anomalía residual derivado (Fig. 32b) no define la morfología específica de la cavidad como en casos anteriores. Las mayores salas de la gruta (i) son identificadas con valores mínimos desde -0.6 mGal a -0.7 mGal, mientras que las más pequeñas registran valores de -0.2 mGal. La parte E del cerro está definida por un extenso mínimo gravimétrico de -1 mGal.

La anomalía regional (Fig. 32c) extraída con el método de mínima curvatura muestra una tendencia curvilínea con valores decrecientes S-N de 38.6 mGal a 36.3 mGal respectivamente. La anomalía residual que se deriva de este método (Fig. 32d) detecta las mayores salas de la gruta (i) con valores mínimos residuales de -0.4 mGal a -0.5 mGal, y las galería más pequeñas (ii) con valores de -0.1 mGal. La zona E del cerro presenta un mínimo extendido de -1 mGal.

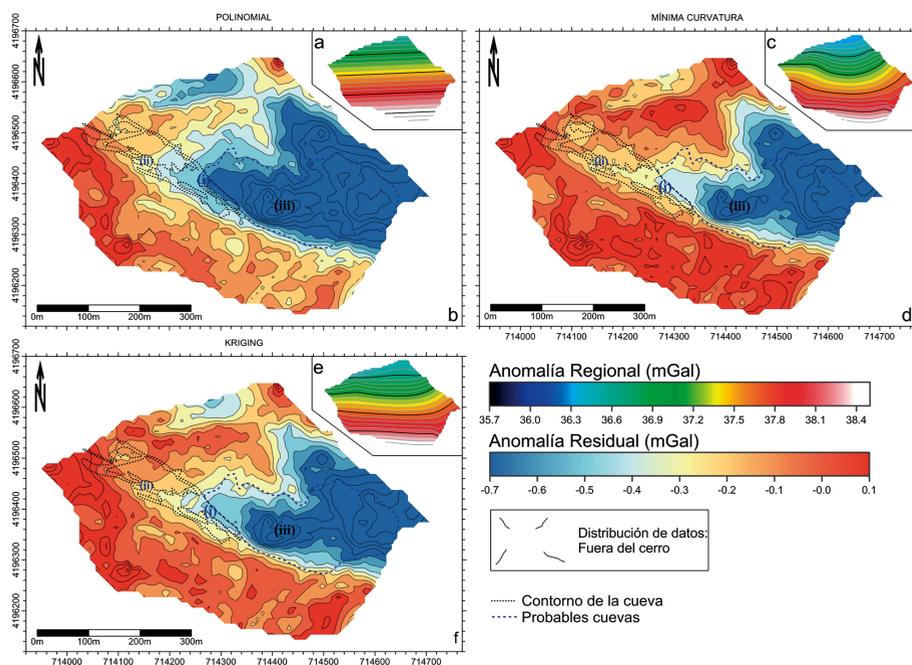


Figura 32: Separación de anomalías regional (mapas pequeños [a, c]) y residual (mapas grandes [b, d]) de la anomalía de Bouguer sólo con datos que rodean al cerro. Método polinomial de primer orden (a, b), mínima curvatura (c, d) y kriging (e, f). La proyección de la cueva está marcada con línea negra discontinua.

Para el método *kriging* la anomalía regional (Fig. 32e) presenta contornos ligeramente curvilíneos aunque principalmente alargados en la dirección E-O. Los valores decrecen desde el S (38.6 mGal) hacia el N (36.4 mGal). La anomalía residual extraída con este método (Fig. 32f) origina valores de -0.4 mGal a -0.2 mGal para las grandes salas de la cueva (i), y valores de -0.1 mGal para las menores (ii). La parte E del área de estudio presenta de nuevo un mínimo extendido con valores de -1 mGal.

3.4.4 Selección del método óptimo para la separación regional-residual

Para hacer una comparación de los métodos utilizados en la separación regional-residual se han realizado perfiles de modelización gravimétrica con los valores de cada uno de los mapas obtenidos (Fig. 33). Estos perfiles se localizan sobre las mayores salas de la Gruta de las Maravillas: salas del Gran Lago, Chocha India y los Desnudos (Fig. 33a). Los mínimos gravimétricos obtenidos en estos perfiles se han comparado con un modelo teórico realizado en la misma posición, en el que se han utilizado los datos topográficos de las salas atravesadas. Todos los métodos aplicados detectan las mayores salas de la Gruta de las Maravillas con mínimos gravimétricos. Sin embargo, algunos métodos alcanzan unos mínimos asociados más pronunciados que otros.

La selección de un método u otro está basada en el valor de mínimo de anomalía residual obtenido en el modelo teórico que se ha realizado. Este mínimo tiene un valor en la parte central de -0.25 mGal. Las curvas que mejor ajustan a dicho modelo son la 4, 6, 7 y 8. Estas corresponden a la distribución de datos que incluyen aquellos tomados exclusivamente dentro del contorno del cerro (4,6 y 8), y al método polinomial de primer orden con datos totales (7). Se observa que las curvas 7 y 8 obtenidas ambas con el método polinomial presentan el mismo valor de mínimos gravimétricos.

Por tanto, en función de estos modelos obtenidos se puede descartar en primer lugar las distribuciones de datos que incluyen a datos totales y datos externos al cerro. De los métodos empleados para las medidas del interior del cerro, el método de *moving average* no destaca la posición de la cavidad respecto a las zonas cercanas, y obtiene un gran máximo correspondiente a granodioritas y mármoles cercanos. Estas dos litologías tienen contraste de densidad, con lo cual deberían ser diferenciadas en este mapa. Los métodos polinomial y transformación de Fourier presentan resultados muy similares, aunque la posición de la cavidad está mejor representada en el método polinomial debido a la presencia de dos grandes máximos localizados al N y al S de la misma.

Estos argumentos unidos a la facilidad de aplicación del método polinomial respecto a la transformación de Fourier en el cálculo de la separación entre anomalía regional y residual, determinan que el mejor cálculo para la extracción de la anomalía residual corresponde a la polinomial de primer orden para datos obtenidos en el interior del área de estudio.

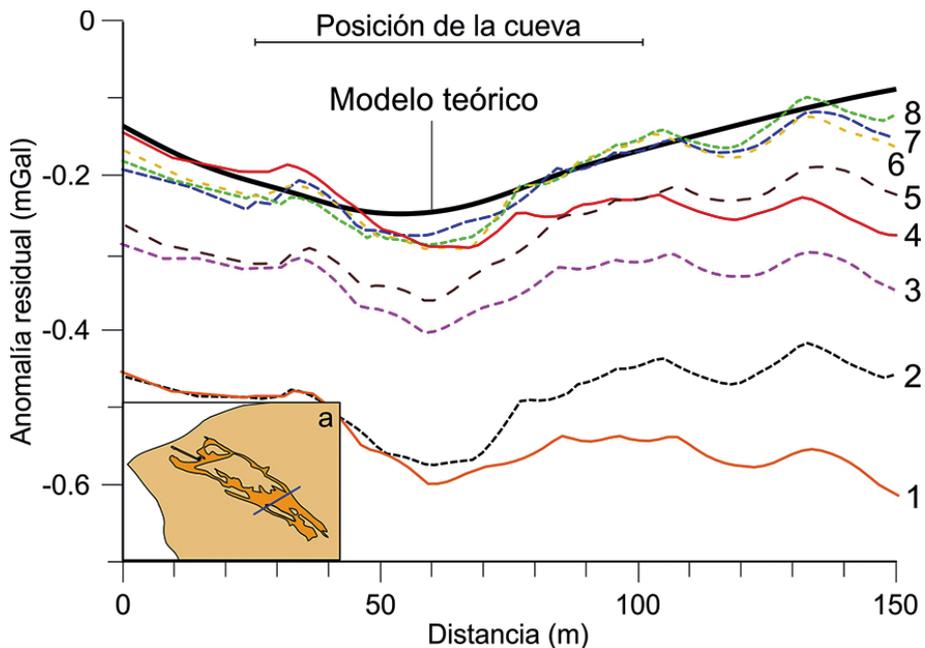


Figura 33: Perfiles microgravimétricos sobre los mapas obtenidos. Datos totales: (2) T. Fourier; (7) Polinomial. Datos dentro del cerro: (4) Moving average; (6) T. Fourier; (8) Polinomial. Datos fuera del cerro: (1) Polinomial; (3) kriging; (5) Mínima curvatura.

3.5 Perfiles de prospección geofísica

Los resultados de prospección microgravimétrica obtenidos a través del mapa de anomalía residual muestran un mínimo asociado a la Gruta de las Maravillas que determinan su posición y extensión lateral, así como un mínimo gravimétrico en la dirección de posible extensión de la cavidad. Estos mínimos parecen indicar que la cueva se extiende hacia el otro lado del caos de bloques del Gran Lago, es decir, hacia el lado E del Cerro del Castillo.

Para determinar si estos mínimos están asociados a la presencia de nuevas galerías de la gruta o se trata de cambios litológicos o características geológicas, se ha realizado una investigación más detallada de dicha zona a través de perfiles de prospección geofísica (Fig. 34). Estos perfiles incluyen otras metodologías que se suman a la gravimetría: magnetometría, tomografía eléctrica de resistividad y polarización inducida, sísmica de refracción y reflexión, y georrádar.

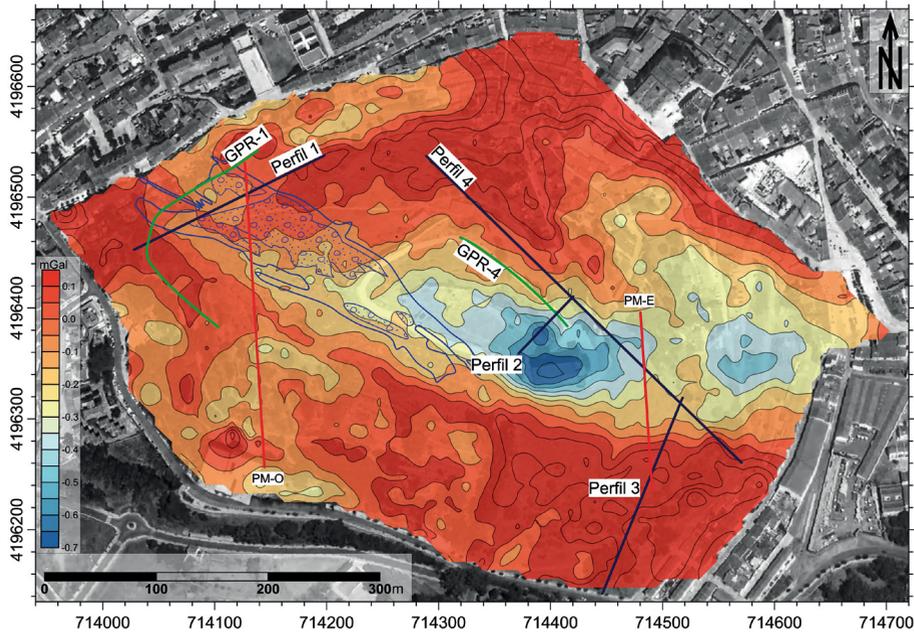


Figura 34: Posición de los perfiles realizados sobre mapa de anomalía residual: perfiles magnéticos (líneas rojas), perfiles gravimétricos, eléctricos y sísmicos (líneas azules) y perfiles de georrádar (líneas verdes).

3.5.1 Perfiles magnéticos

El análisis de los datos magnéticos se ha realizado a través del mapa aeromagnético (IGME, 1997) y las medidas de campo adquiridas directamente sobre la superficie (Fig. 35). El mapa aeromagnético (Fig. 35a) muestra dos grandes dipolos paralelos a las estructuras geológicas con un valor de intensidad de campo magnético de 43200 a 43500 nanoteslas (nT). El cerro se caracteriza por un mínimo al SO y un máximo al NE, ambos relacionados con un dipolo que se extiende fuera del área de estudio.

Para determinar estructuras superficiales y anomalías locales se han realizado dos perfiles de campo (Fig. 35b y 35c). Estos perfiles muestran un mínimo marcado de anomalía magnética residual relacionado con la banda de pirita superficial del cerro, la cual tiene magnetismo remanente. El perfil O realizado sobre la cueva detecta un mínimo magnético de -1.3×10^{-3} nT, mientras que el perfil E presenta un mínimo de -1×10^{-3} nT. La unión mediante una línea recta de ambos mínimos sobre foto aérea (Fig. 28c) coincide con la posición de la banda de piritas del cerro.

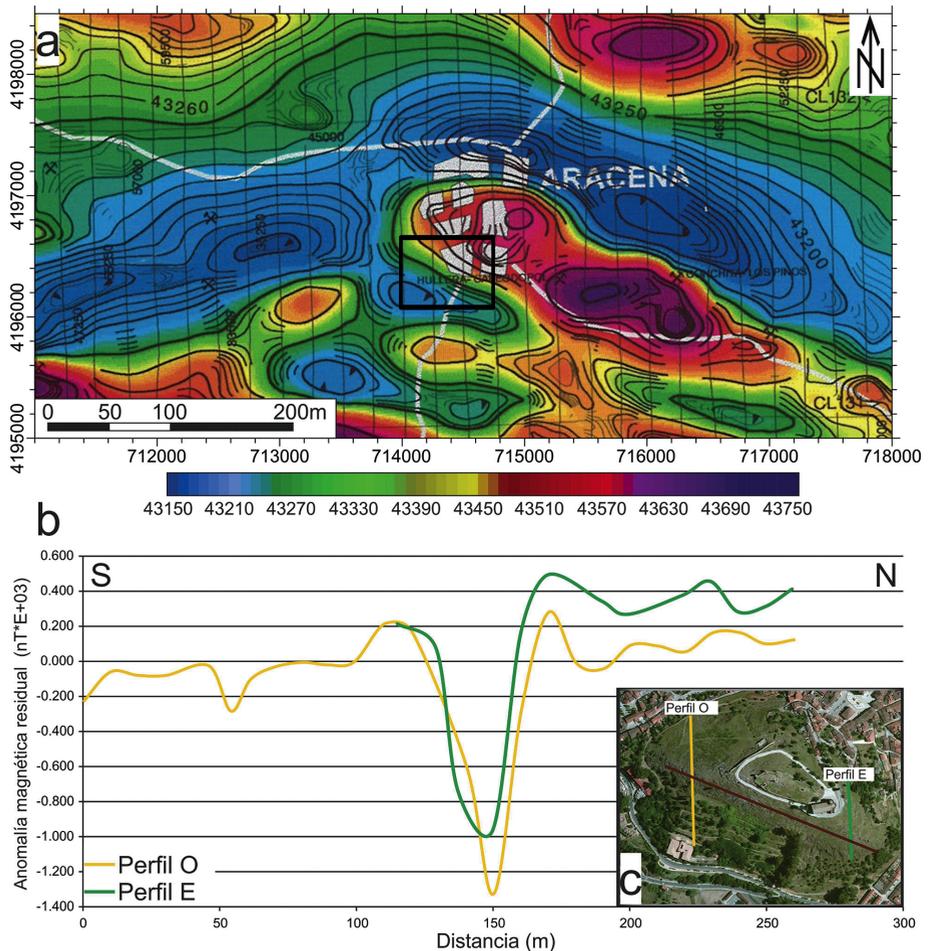


Figura 35: Perfiles de prospección magnética. (a) Mapa aeromagnético regional de Aracena (IGME, 1997). El área de estudio se destaca con un cuadro negro. (b) Perfiles magnéticos realizados en los lados E y O del Cerro del Castillo. La posición de los perfiles está representada sobre foto aérea (c), donde además se marca la posición de los mínimos magnéticos detectados.

3.5.2 Perfil 1: cavidad conocida

Estos perfiles, medidos sobre la cavidad, se utilizan como perfiles de control (Fig. 36). La presencia de la cavidad y su topografía conocida permiten determinar cómo es registrada la cueva en cada uno de los métodos aplicados. De esta forma, sus resultados pueden ser extrapolados al resto de perfiles realizados sobre zonas donde existen indicios de presencia de nuevas cavidades. Este perfil se localiza cerca de la entrada de la cueva, sobre la Sala de los Banquetes, Sala de las Conchas y Sala de los Brillantes (ver Fig. 4).

El perfil de microgravimetría (Fig. 36a) atraviesa un mínimo residual gravimétrico entre los metros 30 y 160, cuyos valores más pronunciados se encuentran en el metro 50 (-0.28 mGal) y en el metro 95 (-0.25 mGal). Estos mínimos han sido ajustados con un modelo gravimétrico (Fig. 36b) que incluye mármoles, con densidad 2.67 g/cm^3 , con la presencia de hasta 7 cavidades de distinto tamaño. Para la realización de este modelo se han tenido en cuenta tanto los datos topográficos de la cavidad como los resultados obtenidos en el resto de perfiles de prospección geofísica realizados sobre la misma posición. En este perfil se reconocen los niveles 1 (~650 m s.n.m.) y 2 (~670 m s.n.m.) de la gruta. Las cavidades 1 y 2 corresponden a las salas de la gruta. Además se han detectado 4 nuevas pequeñas cavidades desconectadas bajo el metro 30 (cavidad 4 en el nivel 1, de 10 m de longitud), metro 50 (cavidad 6 en el nivel 2, de 5 m de longitud), metro 105 (cavidad 3 en el nivel 2, de 10 m de longitud) y metro 145 (cavidad 5 en el nivel 3, de 10 metros de longitud).

El perfil de resistividad de tomografía eléctrica (Fig. 36c) detecta una capa superficial poco resistiva ($50 \Omega.m$) de 5 metros de espesor correspondiente a los primeros metros de suelo. Bajo esta capa se encuentra una capa con una resistividad alta ($50000 \Omega.m$) que corresponde a los mármoles. La gruta se localiza bajo esta capa resistiva con valores que oscilan entre 2000 y $6000 \Omega.m$, donde la morfología de los contornos de resistividad ajusta con la morfología de las paredes de la cueva. Además, la alta resistividad de la roca donde se encaja la cueva enmascara la señal que da lugar a la misma. Las cavidades más superficiales (3, 5 y 6) se detectan con altos valores resistivos. El modelo de polarización inducida (Fig. 36d) identifica con valores altos de cargabilidad (15-20 mseg) la capa de pirita y óxidos de hierro presente en el cerro. Además, la cavidad 1 que pertenece a la gruta se detecta con valores de cargabilidad altos debido a que sus paredes están recubiertas por óxidos de hierro y, por tanto, retienen momentáneamente la electricidad inyectada.

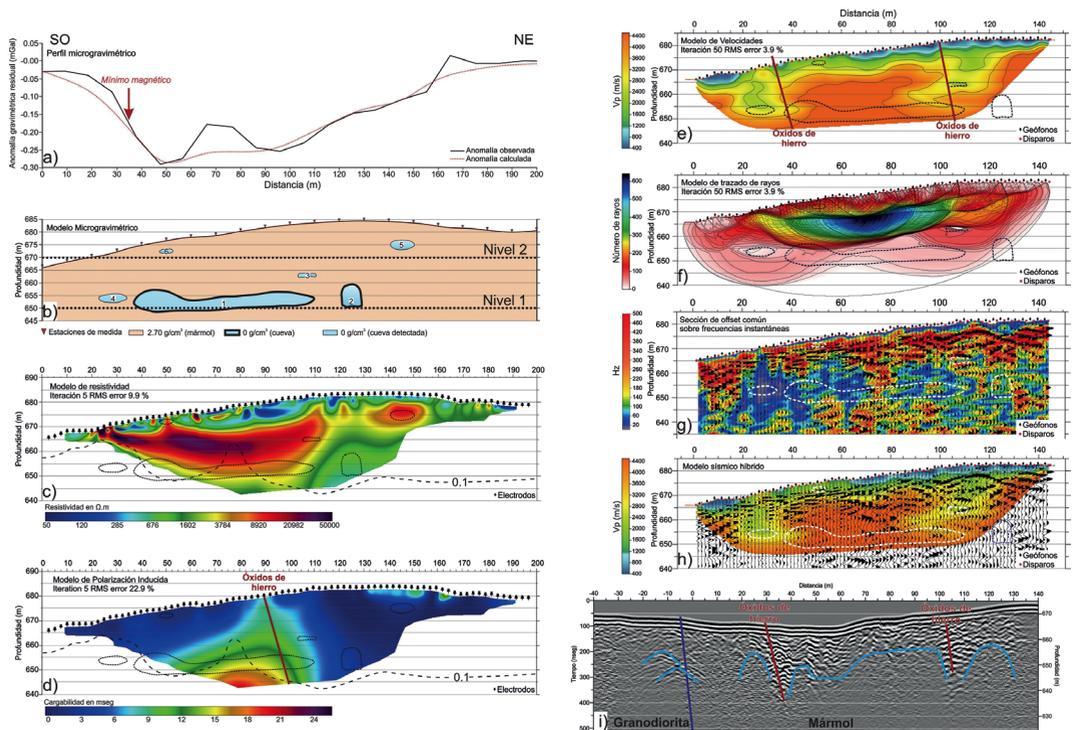


Figura 36: Perfiles geofísicos realizados sobre la Gruta de las Maravillas (Salas de los Banquetes – Sala de los Brillantes). (a) Perfil de microgravimetría con separación entre estaciones de 10 m. (b) Modelo directo creado a partir de la anomalía residual, donde la morfología de la gruta está marcada con línea más gruesa. (c) Modelo de inversión de resistividad y (d) polarización inducida con la profundidad de investigación 0.1 marcada con línea discontinua. Espaciado entre electrodos de 2.5 m. (e) Perfil de velocidad de ondas P y (f) cobertura de rayos con espaciado entre geófonos de 3m. (g) Sección de offset común de sísmica de reflexión sobre frecuencias instantáneas. (h) Modelo híbrido de sísmica de refracción y reflexión. (i) Radargrama con reflectores hiperbólicos marcados.

El modelo de velocidades (Fig. 36e) detecta con bajas velocidades (~400 m/s) la parte más superficial del perfil que corresponde al suelo. Estos valores aumentan progresivamente en profundidad. Este patrón general es bruscamente interrumpido por bajas velocidades en las zonas donde se localizan las cavidades. Mientras que la cavidad 1 registra estas bajas velocidades solo en sus laterales, el perfil de cobertura de trazado de rayos (Fig. 36f) muestra unos resultados más evidentes. En este perfil las cavidades se detectan con zonas de ausencia de trazado de rayos debido al vacío. En este caso, la cavidad 1 da lugar a una amplia zona donde no se registra el paso de rayos. Las cavidades más pequeñas también producen este efecto (cavidades 3 y 4).

La sección de offset común (Fig. 36g) de sísmica de reflexión muestra zonas con bajas frecuencias en las áreas que están ocupadas por cavidades. Esta tendencia se encuentra más marcada bajo el metro 30 donde se registra una amplia zona con alta absorción de frecuencias.

Los perfiles de velocidades y offset común (sísmica de refracción y reflexión) han sido combinados para obtener un modelo híbrido (Fig. 36h) donde se relacionan las bajas velocidades (refracción) y la absorción de frecuencias (reflexión). Se observa la coincidencia de ambos efectos en las zonas donde se localizan las cavidades detectadas.

El perfil de georrádar (Fig. 36i) se ha realizado sobre granodioritas y mármoles. En primer lugar se observa que las granodioritas, al ser una roca isótropa, presentan pocos reflectores y la señal está ligeramente absorbida. Además se puede observar que bajo los metros 30 y 100, al igual que en los perfiles eléctricos y sísmicos, se detectan zonas con fuertes reflectores debido a la presencia de la banda de piritita y su transformación a óxidos de hierro. Las cavidades presentes en este perfil se detectan con reflectores hiperbólicos bajo los cuales se produce una fuerte absorción de señal debido al vacío.

3.5.3 Perfil 2: nuevo nivel kárstico

El perfil 2 (Fig. 37) atraviesa el mínimo residual gravimétrico más pronunciado de todo el cerro, localizado en la parte central (ver Fig. 34). El perfil microgravimétrico (Fig. 37a) presenta dos mínimos destacados en los metros 0 (-0.5 mGal) y 30 (-0.7 mGal) con máximos hacia el metro 80. El modelo que mejor ajusta la anomalía observada y calculada se presenta en la figura 37b. Al igual que en el caso anterior, para realizar este modelo se ha tenido en cuenta la información aportada por el resto de métodos geofísicos de este perfil. La litología predominante de este perfil es cuarcita con una densidad de 2.63 g/cm^3 , ligeramente inferior a la de los mármoles. El modelo presenta dos cuevas principales (cavidades 1 y 2, metros 0 y 30) con una anchura de 10-15 m, una altura de 15-25 m y longitudes perpendiculares al perfil de 20 y 40 m respectivamente. Además se han detectado 3 cavidades más pequeñas (3, 4 y 5) localizadas entre los metros 40 y 60, con longitudes perpendiculares al perfil de 5 m. Hay que destacar que todas las cavidades modeladas se encuentran muy cerca de la superficie, a una profundidad de 2 a 5 m.

El perfil de resistividad de tomografía eléctrica (Fig. 37c) tiene un valor base de 50 – 100 $\Omega \cdot \text{m}$ que está asociado a las cuarcitas. Entre los metros 25 y 35, a una profundidad de 735 m s.n.m. el perfil registra resistividades intermedias de 1000-3000 $\Omega \cdot \text{m}$ producidas por la presencia de la cavidad 2. Las cavidades 3 a 5, de menor entidad, también están asociadas a resistividades intermedias. La cavidad 1 en los perfiles de tomografía eléctrica no ha podido ser registrada al encontrarse en el borde de dicho perfil. El modelo de polarización inducida (Fig. 37d) destaca con altas cargabilidades (4-6 mseg) la presencia de la cavidad 2, y con cargabilidades intermedias (2-4) las cavidades más pequeñas. En ambos perfiles, el valor 0.1 de profundidad de investigación se encuentra por debajo de las cavidades detectadas, con lo cual, el modelo está justificado.

El modelo de velocidades (Fig. 37e) detecta las cavidades 2 a 5. Sin embargo, al igual que en los perfiles eléctricos, la cavidad 1 queda fuera de registro debido a la ausencia de datos que de forma habitual se producen en los laterales de los perfiles en profundidad. Las cuevas en este perfil se detectan con valores de velocidad bajos ($\sim 800 \text{ m/s}$) sobre un fondo de velocidades

intermedias (~1500 m/s). Estas zonas coinciden con las zonas de huecos detectadas en el perfil de cobertura de rayos (Fig. 37f). La zona baja de la cavidad 2 presenta cierto contenido en rayos, lo cual se debe probablemente a que dicha cavidad presenta algo de relleno de arcillas o bloques sueltos. Se ha elegido una velocidad de V_p constante a 2000 m/s para obtener el perfil de offset común (Fig. 37g). Esto representa la velocidad media para los primeros 15 m. Esta sección revela una banda con bajas frecuencias bajo el metro 5-10 (<100 Hz) y efectos de absorción de amplitudes en concordancia con los niveles kársticos detectados. El modelo híbrido (Fig. 37h) muestra la correlación de las bajas velocidades y la absorción de amplitudes que están relacionadas con la presencia de las cavidades.

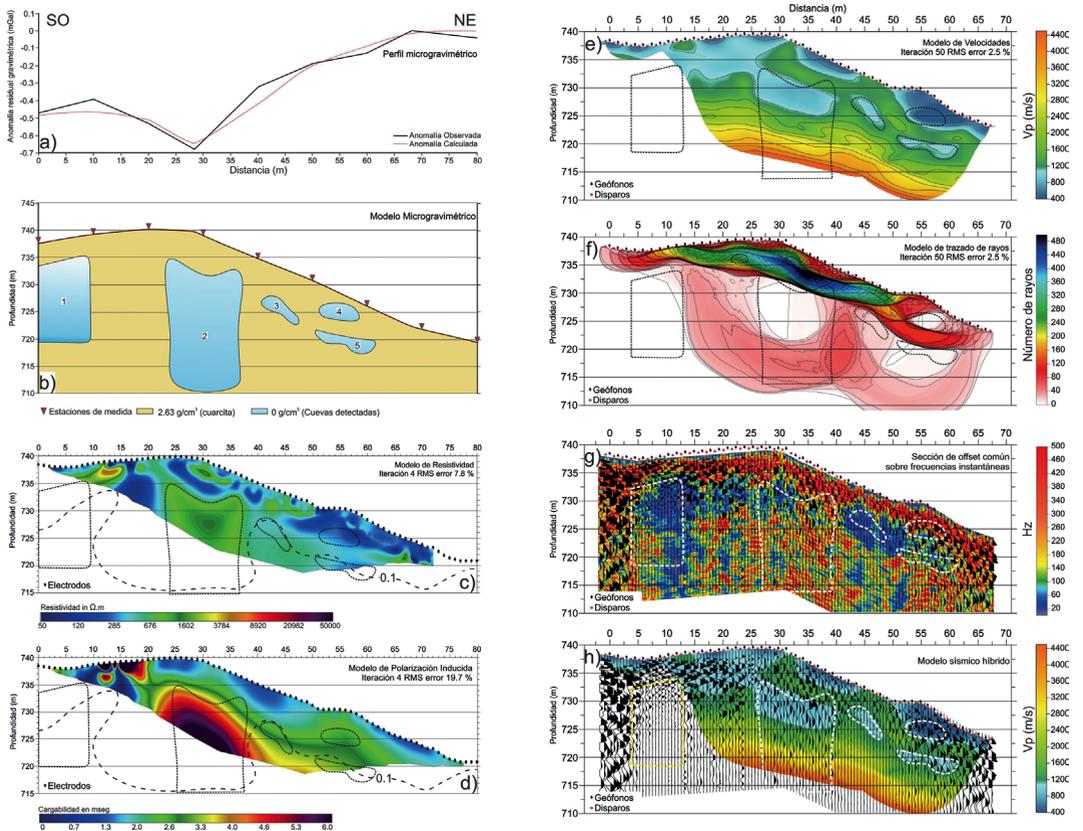


Figura 37: Perfiles geofísicos realizados sobre el mínimo gravimétrico más pronunciado de la zona central del cerro (Fig. 27): nuevo nivel kárstico del Cerro del Castillo. (a) Perfil de microgravimetría con separación entre estaciones de 10 m. (b) Modelo directo creado a partir de la anomalía residual y los resultados obtenidos en los demás perfiles geofísicos. (c) Modelo de inversión de resistividad y (d) polarización inducida con la profundidad de investigación 0.1 marcada con línea discontinua. Espaciado entre electrodos de 1 m. (e) Perfil de velocidad de ondas P y (f) cobertura de rayos con espaciado entre geófonos de 1.5m. (g) Sección de offset común sobre frecuencias instantáneas. (h) Modelo híbrido de sismica de refracción y reflexión.

3.5.4 Perfil 3: Niveles 1, 2 y 3 de nuevas cavidades

El perfil 3 (Fig. 38) se ha realizado en el lado E del cerro (Fig. 34), donde se localizan mínimos gravimétricos acentuados y que se alinean con la dirección de posible continuidad de la gruta tras el caos de bloques. Además atraviesa la foliación de los mármoles de forma perpendicular y la banda de piritita que dio lugar al origen de la cavidad. Por otro lado, este perfil corta las tres litologías presentes en las zonas cercanas a la gruta: granodioritas, mármoles y cuarcitas.

El perfil de microgravimetría (Fig. 38a) registra tres mínimos que se encuentran al inicio (metro ~20), en la zona media (metro ~100) y al final del perfil (metro ~180). Los dos primeros tienen un valor de -0.2 mGal, mientras que el mínimo del final de perfil tiene un valor de -0.4 mGal. El modelo microgravimétrico (Fig. 38b) ha sido ajustado con los datos observados en superficie y la información aportada por los demás perfiles geofísicos realizados. De esta forma las granodioritas están presentes hasta el metro 100, seguidas por los mármoles hasta el metro 190, y de ahí hasta el final el perfil está compuesto por cuarcitas. Las cuevas detectadas tienen una extensión perpendicular de 40 m (cavidad 1) y 20 m (cavidades 2 a 4). Estas cuevas se encuentran localizadas a la misma cota que los tres niveles kársticos que se describen en la Gruta de las Maravillas: nivel 1 (cavidad 1 y 2), nivel 2 (cavidad 3) y nivel 3 (cavidad 4). La intersección con el mínimo magnético indicado en el perfil microgravimétrico marca la posición de la banda de piritita y óxidos de hierro, localizada en el metro 120.

El modelo eléctrico (Fig. 38c) registra resistividades bajas (~50 $\Omega\cdot m$) en la parte superficial desde el metro 0 al 100 correspondiente a las granodioritas que afloran, y altas resistividades en la parte superficial hasta el final del perfil que corresponde a los mármoles presentes. Esta alta resistividad se encuentra interrumpida en el metro 120 con una banda de bajas resistividades correspondiente a la banda de piritita y óxidos de hierro. En este perfil se registra exclusivamente la cavidad 2 con resistividades intermedias (~1500 $\Omega\cdot m$) con incremento de resistividades hacia el interior. Las cavidades 1, 3 y 4 se localizan por debajo de los datos medidos por este perfil. El modelo de polarización inducida (Fig. 31d) registra una amplia zona con valores de alta cargabilidad correspondiente a la cavidad 2 y los depósitos de arcillas y agua salobre, ya que se encuentra bajo el nivel freático medido en la gruta. Además se observa una banda de cargabilidad intermedia producida por la presencia de la capa de óxidos de hierro.

El modelo de velocidades (Fig. 38e) detecta los tres niveles de cavidad con zonas de baja velocidad (800 – 1000 m/s), al igual que el modelo de cobertura de rayos (Fig. 38f) registra absorción de estos en dichas zonas. En este modelo, la zona baja de la cavidad 2 presenta cierto número de rayos debido a la presencia de agua y/o arcillas, como se ha explicado anteriormente. La sección de offset común (Fig. 38g) no ofrece resultados tan significativos como los perfiles anteriores, sin embargo registra una banda uniforme de absorción de frecuencias (>100 Hz) localizada a unos 10 m de profundidad. Esta banda coincide con la posición de las cuevas detectadas. El modelo híbrido (Fig. 38h), al igual que en casos anteriores, muestra la relación entre bajas velocidades y absorción de amplitudes en las zonas ocupadas por cavidades.

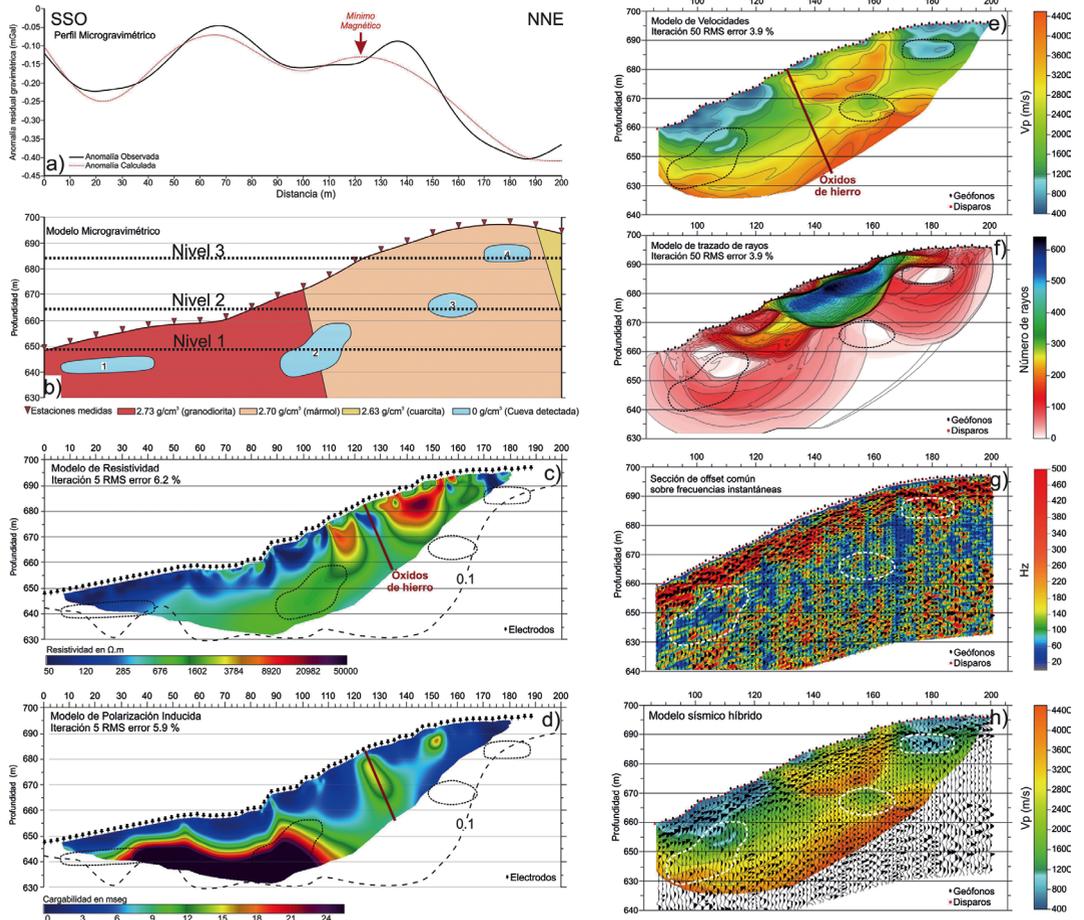


Figura 38: Perfiles geofísicos realizados al este del cerro, en la dirección de posible continuidad de la gruta tras el caos de bloques (Fig. 27): niveles kársticos 1, 2 y 3 del Cerro del Castillo. (a) Perfil de microgravimetría con separación entre estaciones de 10 m. (b) Modelo directo creado a partir de la anomalía residual y los resultados obtenidos en los demás perfiles geofísicos. (c) Modelo de inversión de resistividad y (d) polarización inducida con la profundidad de investigación 0.1 marcada con línea discontinua. Espaciado entre electrodos de 2.5 m. (e) Perfil de velocidad de ondas P y (f) cobertura de rayos con espaciado entre geófonos de 2.5m. (g) Sección de offset común de sísmica de reflexión sobre frecuencias instantáneas. (h) Modelo híbrido de sísmica de refracción y reflexión.

3.5.5 Perfil 4: Niveles 2, 3 y 4

El perfil 4 (Fig. 39) es el perfil que tiene mayor longitud y, por tanto, alcanza mayores profundidades que los anteriores. El fundamento de este perfil consiste en detectar las anomalías profundas producidas por el mínimo gravimétrico extendido localizado en el lado oriental del cerro (Fig. 34). El perfil de microgravimetría (Fig. 39a) muestra un amplio mínimo gravimétrico en la parte central del perfil desde el metro 140 hasta 360. Este amplio mínimo a su vez incluye otros mínimos de menor longitud de onda relacionados con cuerpos superficiales. El modelo microgravimétrico (Fig. 39b) incluye mármoles y cuarcitas, y un total de 7 cavidades repartidas entre los niveles kársticos 2 y 4. La cavidad 1 es la de mayor entidad y se localiza en el nivel 2. Tiene una longitud de 120 m, una altura máxima de 30 m y una extensión perpendicular al perfil de 60 m. La cavidad 7 se localiza en la zona superficial, nivel kárstico 3, con una longitud de 60 m, una potencia de 30 m y una extensión perpendicular de 20 m. Las cavidades 3 a 7 son más pequeñas y superficiales, emplazadas en el nivel 4. Tres zonas se diferencian en el perfil de resistividad de tomografía eléctrica (Fig. 39c): un sector con una resistividad alta de $\sim 40000 \Omega.m$ que se extiende desde el inicio del perfil hasta el metro 14 y corresponde a mármoles. Entre los metros 140 y 260 se localiza una zona de resistividad intermedia ($\sim 2000 \Omega.m$) y corresponde a la zona de mármoles que contienen cavidades con óxidos de hierro en sus paredes. Finalmente, desde el metro 260 hasta el final del perfil se encuentra una zona de resistividad baja ($\sim 50 \Omega.m$) que se corresponde con cuarcitas. Las cavidades presentan una resistividad intermedia creciente hacia el interior, a excepción de la cavidad superficial 7. En el metro 45 el perfil intersecta una pequeña zona de óxidos de hierro –consecuencia de la disolución de la pirita superficial– que da lugar a valores de resistividad muy bajos. El modelo de polarización inducida (Fig. 39d) muestra dos zonas con alta cargabilidad: en el metro 45 como consecuencia de la citada zona de presencia de óxidos de hierro; y en el metro 220, en la base de la cavidad 1.

Los perfiles sísmicos coinciden con los perfiles eléctricos y gravimétricos a partir del metro 65. El modelo de velocidades (Fig. 39e) detecta una zona superficial con bajas velocidades (~ 800 m/s), que incrementa su valor hacia el interior. Este incremento se encuentra interrumpido por zonas con velocidades intermedias (~ 1200 m/s) que coinciden con la presencia de las cavidades detectadas. El modelo de cobertura de rayos (Fig. 39f) destaca numerosas zonas superficiales con ausencia de rayos, aunque no alcanza la cavidad 1. La sección de offset común (Fig. 39g) registra una banda con absorción de frecuencias localizada a 20 m de profundidad, donde se encuentran las cavidades 2 a 7. Finalmente, el modelo híbrido (Fig. 39h), como en casos anteriores, muestra la relación entre bajas velocidades y absorción de frecuencias producidas por la presencia de cuevas.

El perfil de georrádar (Fig. 39i) está desplazado respecto a los demás perfiles debido a las irregularidades del terreno (Fig. 34). El radargrama muestra una zona superficial con una alta señal electromagnética por debajo de 35 m, y anomalías hiperbólicas sobre zonas de absorción de frecuencias. Estos reflectores hiperbólicos están asociados al techo de las cavidades detectadas. Hacia el final del radargrama, en el metro 210, se observa un reflector longitudinal rectilíneo que parte desde el metro 690 y buza hacia el NO. Este reflector se produce como consecuencia del rebote de la señal electromagnética en las paredes de la cavidad detectada.

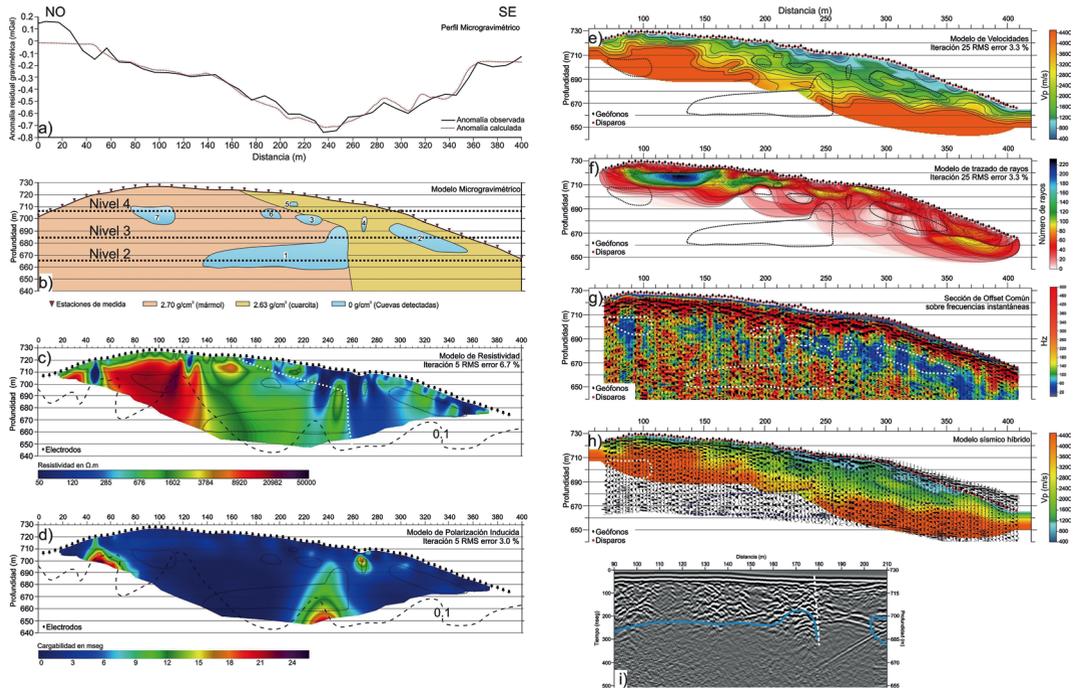


Figura 39: Perfiles geofísicos realizados sobre los mínimos gravimétricos más extendidos del lado E del cerro. (a) Perfil de microgravimetría con separación entre estaciones de 10 m. (b) Modelo directo creado a partir de la anomalía residual. (c) Modelo de inversión de resistividad y (d) polarización inducida con la profundidad de investigación 0.1 marcada con línea discontinua. Espaciado entre electrodos de 5 m. (e) Perfil de velocidad de ondas P y (f) cobertura de rayos con espaciado entre geófonos de 5 m. (g) Sección de offset común de sísmica de reflexión sobre frecuencias instantáneas. (h) Modelo híbrido de sísmica de refracción y reflexión. (i) Radargrama con reflectores hiperbólicos marcados.

3.6 Interpretación conjunta de resultados

La Gruta de las Maravillas, desarrollada desde el lado occidental del Cerro del Castillo hasta su parte central del Cerro del Castillo, presenta un caos de bloques en su parte final que hace pensar en la posible continuidad de la cueva hacia el otro lado. La dificultad de realizar exploraciones de forma directa desde el interior de la gruta ha motivado la realización de exploraciones mediante métodos geofísicos desde la superficie. Estos métodos han identificado áreas donde se han podido desarrollar otras cavidades hasta ahora inexploradas.

3.6.1 Evidencias de cavidades en cada uno de los métodos

La microgravimetría ha sido medida en distribución de mapa (con un espaciado de 10 x 10 m de forma homogénea). Los resultados de esta técnica ofrecen un mapa de anomalía residual donde se indican los defectos de densidad con mínimos gravimétricos. Pero los motivos que originan

estos mínimos pueden ser debidos a diferentes características geológicas y, por tanto, deben ser analizados con la combinación de otros métodos geofísicos.

En primer lugar, es necesaria una comparación de resultados sobre la cavidad conocida. Para ello es necesario realizar una detallada topografía de la cavidad mediante el método de la poligonal. Este método ha permitido obtener su posición, tanto en la horizontal como en la vertical, así como sus dimensiones.

La identificación de los mínimos residuales gravimétricos producidos por la cavidad conocida (-0.2 a -0.4 mGal para las galerías grandes y -0.1 mGal para las pequeñas, Fig. 34) permite extrapolar estas interpretaciones a otros mínimos gravimétricos a otras zonas del cerro. Así se han identificado áreas en la zona oriental del cerro donde se registran grandes mínimos gravimétricos que, a priori, hacen pensar en la posibilidad de la presencia de nuevas cavidades en esas zonas.

En la aplicación de los métodos geofísicos en perfiles sobre estas zonas (magnética, tomografía eléctrica, sísmica y georrádar) ocurre algo similar. Para una cavidad de características especiales como la Gruta (contenido en agua, profundidad, dimensiones y paredes cubiertas por óxidos de hierro) es necesario conocer la respuesta que produce esta cueva en cada uno de los métodos para poder compararlos con otros perfiles de exploración realizados.

Los métodos eléctricos de resistividad, habitualmente detectan las cavidades con valores de resistividad muy altos debidos al vacío. En este caso las cavidades no se han registrado de tal forma, sino que estas originan resistividades intermedias con valores de resistividad crecientes hacia su interior. Para corroborar este hecho, se han realizado modelos teóricos sobre cómo sería la respuesta de una cavidad con estas condiciones (Fig. 40). El modelo 1 representa una cueva con las paredes, techo y suelo cubiertos de óxidos de hierro, y la respuesta de perfil de resistividad es similar a la ofrecida por la Gruta de las Maravillas, de forma que la cueva se detecta con valores de resistividad intermedios. El modelo 2, sólo presenta óxidos en las paredes y el techo, y la respuesta del perfil eléctrico es similar al modelo 1. El modelo 3 presenta óxidos exclusivamente en el techo de la cavidad, y la respuesta del modelo de resistividad es ligeramente diferente, aunque la cueva registra valores bajos de resistividad. El modelo 4 presenta óxidos de una forma diseminada lo que da lugar a una cavidad con resistividades más altas que en los casos anteriores. Finalmente, si la cueva no presenta óxidos en sus paredes como en el modelo 5, la cueva se detecta con resistivos muy altos.

Los métodos eléctricos aplicados en el Cerro del Castillo ofrecen, por tanto, una respuesta acertada con valores intermedios de resistividad para la presencia de cavidades con óxidos de hierro. Además, estos métodos ofrecen morfologías para los cuerpos detectados que pueden ser tenidas en cuenta para los modelos de gravimetría. Estas morfologías son muy aproximadas a las formas reales que presentan las posibles cavidades.

Los métodos de polarización inducida detectan las cavidades cuando presentan elementos metálicos o arcillas, aunque no aportan información sobre su morfología o dimensio-

nes. Las cavidades suelen presentar depósitos de arcilla en su base como consecuencia de la disolución de carbonatos. Estas arcillas de disolución son materiales que acumulan la energía eléctrica que se introduce en el terreno para la adquisición de los perfiles de tomografía eléctrica durante unos pocos milisegundos. Esta propiedad de las arcillas es compartida también con los minerales metálicos, tales como óxidos de hierro que también están presentes en la gruta.

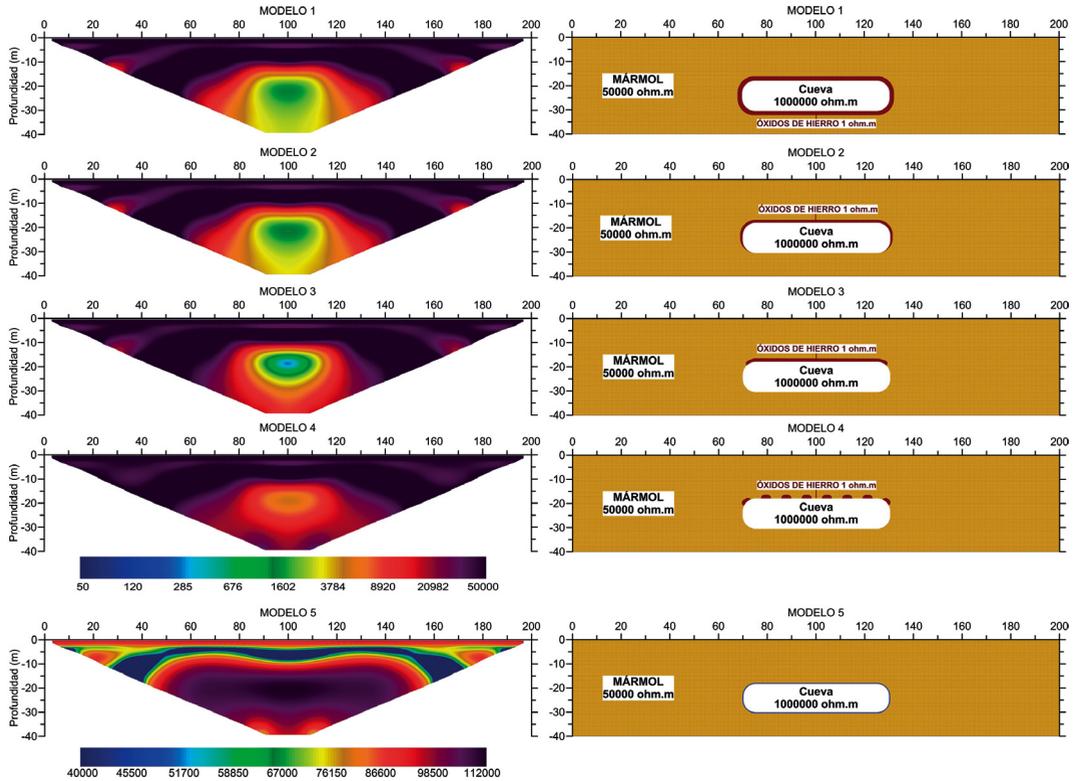


Figura 40: Modelos teóricos de resistividad eléctrica donde se han representado diferentes situaciones: modelo 1 con todas sus paredes, techo y suelo cubiertos de óxidos de hierro; modelo 2 donde solamente está recubierta en sus paredes y techo; modelo 3 solo con techo; modelo 4 con techo de forma diseminada; modelo 5 si óxidos de hierro.

Los métodos sísmicos de refracción ofrecen también una respuesta muy contundente en la detección de cavidades, de forma que cuerpos con velocidades bajas rodeados de velocidades superiores suelen encerrar cavidades. Además, el método de trazado de rayos ofrece una visión muy clara sobre la presencia o no de cavidades, debido a que los rayos sísmicos no se transmiten por el aire de un hueco. Estos métodos, además, ofrecen morfologías que permiten obtener el modelo de la cavidad detectada. Los métodos de sísmica de reflexión no ajustan bien la morfología de la cueva, aunque sí son capaces de detectarla con la absorción de frecuencias.

Finalmente, el georrádar ha sido capaz de detectar el techo de las cavidades con reflectores que ofrecen información sobre su morfología. Aunque no ofrecen información adicional sobre dimensiones, sí que da una estimación de la profundidad a la que se encuentra. Los reflectores se posicionan sobre zonas de absorción de onda debido a la ausencia de masa de la cavidad.

3.6.2 Análisis geológico y geofísico del Cerro del Castillo

Para obtener una visión global de la morfología y estructura que presenta el Cerro del Castillo es necesario realizar un análisis en conjunto de los datos geológicos adquiridos tanto en campo como en la cueva, y relacionarlos con los datos geofísicos obtenidos a lo largo de la superficie del cerro (Fig. 41). En primer lugar se observa que en la zona donde se localizan las granodioritas y los gneises se registran valores máximos de anomalía residual. Excepcionalmente se detectan valores mínimos en la zona O de las granodioritas, al sur de la posición de la Gruta, lo cual está ligado a la presencia de grandes resaltos en el terreno y la presencia de pequeñas oquedades. El desarrollo de estas pequeñas oquedades en granodioritas es un hecho poco común. Aunque hay que destacar que no se trata de cavidades desarrolladas en granodioritas –es decir, por disolución de la propia roca– sino por disolución de pequeños bloques de mármol que fueron absorbidos por la masa de granodioritas durante su emplazamiento.

La zona central del cerro, compuesta por mármoles y cuarcitas, registran los mínimos gravimétricos más pronunciados. En primer lugar, la zona O de los mármoles es donde se emplaza la Gruta de las Maravillas. En esta zona se detectan mínimos gravimétricos alargados en la dirección de la foliación principal (N110°E) y coinciden con la posición, morfología y orientación de la cavidad.

El mayor interés se centra en la zona E del cerro, donde se sospecha de la continuidad de la Gruta de las Maravillas tras la sala del Gran Lago. Se observan mínimos gravimétricos marcados bajo la Iglesia del cerro y su prolongación hacia el E. Estos mínimos están localizados sobre cuarcitas, un material donde la formación de cavidades es más lento. Para que se desarrollen cavidades en estas litologías, en primer lugar se debe disolver el cemento silíceo que compone las cuarcitas y, en segundo lugar, los granos sueltos residuales deben ser removidos mediante el transporte directo por agua. Lo cual requiere una vía de salida de dicho material. Por tanto, el desarrollo de cavidades en esta litología que justifique los mínimos gravimétricos se considera muy improbable.

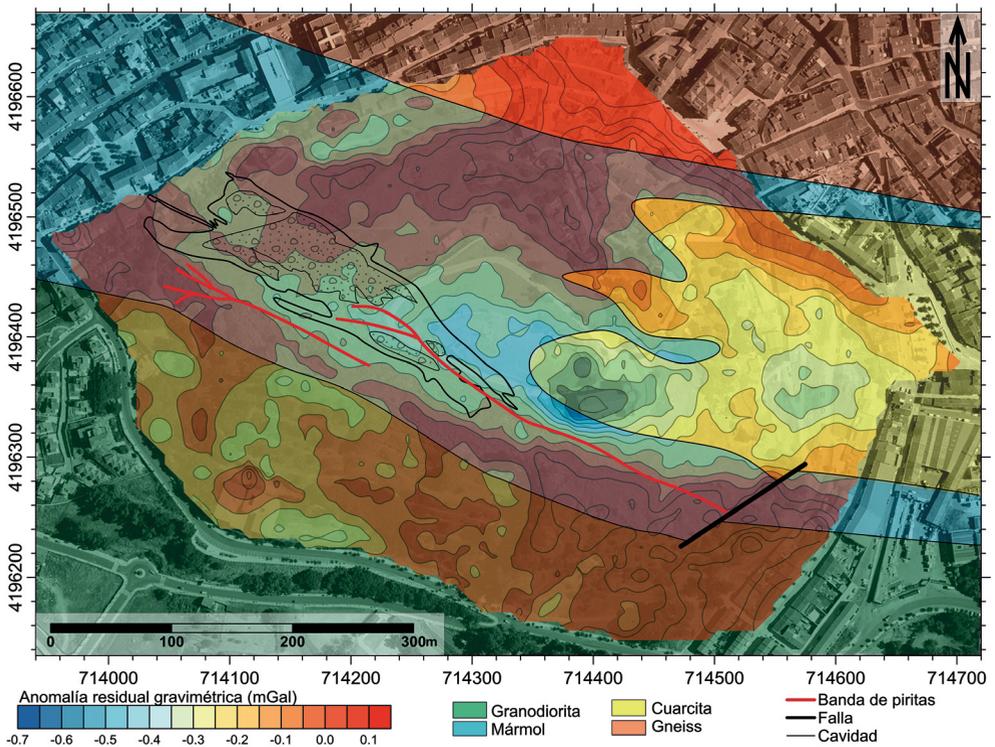


Figura 41: Mapa geológico sobre mapa de anomalía residual gravimétrica. Se destaca la posición de la cavidad junto con la banda de pirita.

Otra posibilidad para justificar estos mínimos es un contraste de densidad entre cuarcitas y mármoles. Las pruebas de densidad realizadas muestran un contraste de densidad de 0.07 g/cm^3 , donde las cuarcitas presentan una densidad menor. Se trata de un contraste bajo si se considera que los mínimos gravimétricos presentan valores muy pronunciados y que solo pueden ser explicados mediante contrastes de densidad mayores. Por otro lado, los mínimos presentan morfologías circulares locales que se extienden en la dirección de la foliación principal y de la propia Gruta. Si estos mínimos fueran provocados por contrastes de densidad entre litologías, los mínimos presentarían una morfología más ajustada al contacto entre cuarcitas y mármol observado en superficie. Este análisis de datos geológicos y geofísicos en conjunto, indica la posibilidad de la presencia de cavidades bajo las cuarcitas. Estas cavidades no serían consecuencia de la disolución directa de las cuarcitas, sino de bloques de mármol que se encuentran intercalados en su interior.

3.6.3 Nuevas cavidades del sistema kárstico de la Gruta de las Maravillas

La combinación de métodos geofísicos junto con la información geológica de detalle permite describir el área que rodea a la Gruta de las Maravillas, donde el sistema kárstico está más desarrollado (Fig. 42). Los métodos geofísicos han detectado nuevas cavidades hacia el E del

cerro, en la dirección en la que se desarrolla la cueva. Estas nuevas cavidades detectadas pueden ser divididas en 4 niveles principales de disolución, tres de los cuales ya han sido confirmados por cartografía directa dentro de la gruta: nivel 1 (~650 m s.n.m.); nivel 2 (~670 m s.n.m.); nivel 3 (~685 m s.n.m.). El nuevo nivel se localiza por encima del conocido nivel superior 3 a una cota de ~710 m s.n.m.

El mapa de anomalía residual sugiere que el sistema kárstico se ha desarrollado principalmente en la dirección N110°E, y concuerda con la información geológica y cartográfica de la cueva conocida. Las nuevas cavidades detectadas al E del cerro presentan la misma orientación y niveles kársticos de la Gruta de las Maravillas, según se desprende de la información obtenida con los métodos geofísicos.

En la figura 42 está representada la morfología de la cavidad en planta, sobre mapa de anomalía residual, junto con la zona de posible expansión de la gruta. La delimitación de las zonas con probabilidad de contener cuevas ha estado basada en el mapa de contornos de anomalía residual gravimétrica y la localización de las cuevas en los distintos perfiles. El área marcada solo indica la zona donde existe probabilidad de nuevas cavidades, lo cual no quiere decir que esa zona sea una única cavidad de grandes dimensiones.

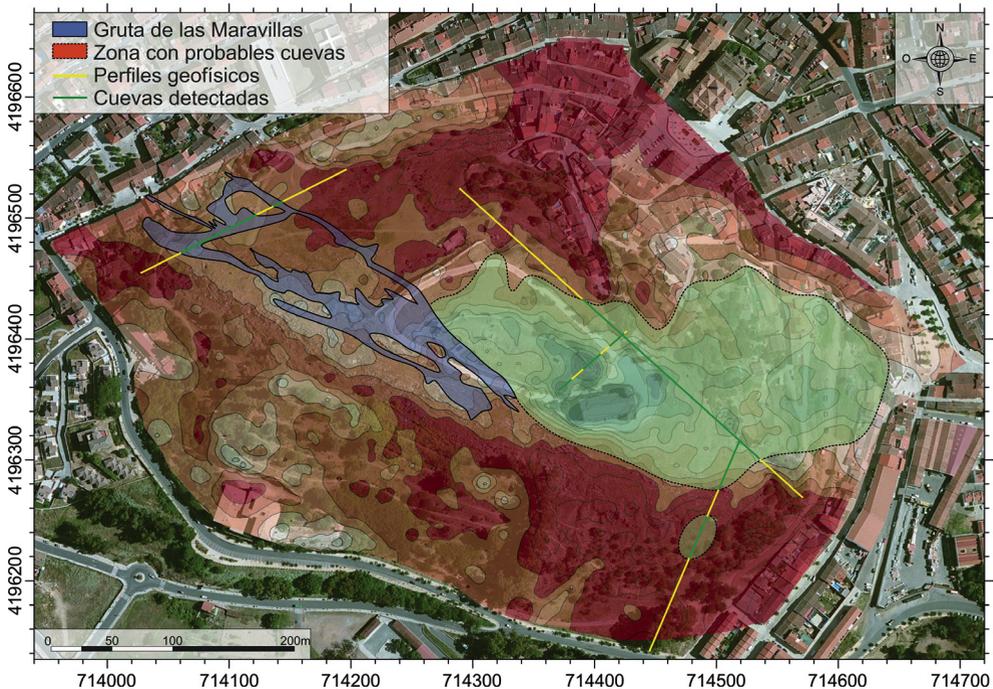


Figura 42: Interpretación del sistema kárstico de la Gruta de las Maravillas y sus alrededores. Esta figura se ha construido mediante la interpretación conjunta de los métodos geofísicos y geológicos aplicados.

Estos métodos han detectado una gran cantidad de cavidades conectadas entre sí a diferentes niveles, que se extienden en un área mayor a la ocupada por la gruta. La conexión entre la cueva conocida y las nuevas cavidades se produce en la zona central del cerro, probablemente a través del caos de bloques que han colapsado en la sala del Gran Lago. Este hecho se justifica con los valores mínimos marcados de anomalía residual gravimétrica obtenidos en la zona central del cerro.

Los métodos geofísicos sugieren la presencia de nuevas cavidades a continuación de la Gruta de las Maravillas. Estos métodos ofrecen resultados fiables sobre dicho fenómeno, aunque la mejor forma de comprobar si lo propuesto es cierto es a través de la exploración de dicha zona con métodos más directos. El paso de personas para explorar estas zonas a través del caos de bloques ha sido comprobado y resulta imposible. Por tanto, la única forma de investigar la presencia de nuevas cavidades en el Cerro del Castillo y su posible conexión con la Gruta de las Maravillas es mediante la realización de sondeos mecánicos de perforación en las zonas de interés.



The background of the slide is an aerial photograph of a dry, orange-brown landscape. The terrain is characterized by numerous winding, narrow paths or ridges that create a complex, maze-like pattern. A prominent, straight ridge runs diagonally from the upper left towards the lower center. The overall appearance is that of a desert or a dry, eroded landscape.

4. Sondeos de exploración de nuevas cavidades

Un sondeo mecánico se define como una perforación de poco diámetro realizada en la tierra, de orientación vertical, horizontal o inclinada. La ejecución de un sondeo puede tener varios objetivos, desde la extracción de aguas, otros fluidos e incluso gases, hasta perforaciones de reconocimiento del terreno: exploraciones geológicas, investigaciones geotécnicas, ambientales, mineras, de temperatura para geotermia o para almacenar sustancias.

4.1 Introducción

Los resultados geofísicos obtenidos en el Cerro del Castillo sugieren la presencia de cavidades no exploradas hasta el momento, relacionadas con la Gruta de las Maravillas. Por otro lado, los trabajos geológicos indican que la continuidad de la cavidad se encuentra hacia el ESE de dicho cerro.

Debido a que las nuevas cavidades no pueden ser exploradas desde el interior de la Gruta por la presencia de un caos de bloques, la única forma de comprobar la presencia de estas nuevas cavidades detectadas con los métodos geofísicos superficiales es mediante la realización de sondeos. Las técnicas de exploración mediante sondeos mecánicos requieren de unos pocos metros de perforación sin demasiado gasto de tiempo y dinero. Este hecho asegura los resultados geofísicos y su interpretación, y pueden ser extrapolados a otras partes del cerro con resultados similares (Keys and MacCary, 1971; Finger, 1984; Keys, 1989).

En los estudios gravimétricos, un descenso en los valores de anomalía residual puede ser atribuido a la presencia de cavidades, aunque también a cambios litológicos. Este planteamiento genera incertidumbres que pueden ser eliminadas mediante la comprobación con sondeos mecánicos. En el caso del Cerro del Castillo, el mínimo residual gravimétrico coincide con la presencia de cuarcitas en superficie, una litología donde el desarrollo de cavidades kársticas es menos probable en este contexto. Sin embargo, la alta complejidad geológica que presenta el cerro, el cual incluye bandas de cizalla y pliegues compuestos por mármoles y cuarcitas, así como intercalaciones litológicas diversas, deja abierta la posibilidad de localizar mármoles con karstificación por debajo de la cuarcita observada en superficie. Por otro lado, los métodos geofísicos aplicados (eléctricos, sísmicos, magnéticos y electromagnéticos, junto con gravimetría) sobre estas zonas también indican anomalías debidas exclusivamente a la presencia de cavidades.

El objetivo principal de esta exploración consiste en verificar la presencia de cavidades bajo áreas marcadas con mínimos residuales gravimétricos. Con este fin, se ha realizado un sondeo mecánico en zonas con alta probabilidad de contener cavidades según criterios geológicos, geofísicos y de accesibilidad.

4.2 Equipo de perforación

El sondeo mecánico fue realizado con el equipo de perforación Rolatec RL 48-M, de la compañía Rolatec (Fig. 43). La máquina de perforación tiene un peso de 4500 kg y una longitud para la masa de 4.5 m, con un alcance máximo de perforación de 200 m, diámetro hasta 200 mm con sistema de perforación convencional y HQ. La cabeza de rotación tiene un diámetro de

100 mm con eje hueco estriado y con un acoplamiento directo para la rotación. La velocidad de rotación oscila entre 0 y 900 revoluciones por minuto (r.p.m.), la cual puede ser regulada a través del panel de control en función de las características que presenten los distintos tramos perforados.



Figura 43: Equipo de perforación Rolatec RL 48-M localizado sobre la vertical del sondeo.

El máximo esfuerzo de torsión alcanza los 450 kg, con una abrazadera hidráulica instalada en la cabeza de rotación de unos 90 mm (HQ) de diámetro de capacidad de barra, y un sistema de retención hidráulico con guía y capacidad de retención de doble sistema hasta 200 mm. El cabestrante tiene un diámetro de 2400 mm con una máxima tracción de 7000 kg. La máquina es capaz de realizar sondeos desde la vertical hasta una inclinación de 20°, con cuatro platos de cilindros ajustables y sistema de control de válvulas. La bomba de agua tiene un flujo regulado de 0 a 140 litros por minuto (l.p.m.) y una presión regulada desde 0 a 45 bares. Además, tiene un cable de alambre de cabestrante de 1000 kg de capacidad de tracción directa, con una extensión total de 200 m y 6 mm de diámetro.

El sondeo realizado ha alcanzado la profundidad de 52 m perforados con una corona de diamante duro para rocas de alta dureza (cuarcitas). El emboquillado se localiza desde el metro 0 (superficie) hasta 1.5 m de profundidad con un diámetro de 101 mm, el cual deja una apertura en su interior de 98 mm. Desde el metro 1.5 hasta el 27 el sondeo tiene un diámetro de 86 mm, con un diámetro en su interior de 74 mm. Debido a que la zona perforada presenta un alto porcentaje de fracturación, se produjeron numerosas caídas de pequeñas porciones de

roca de las paredes que dificultaban la perforación y provocaba pérdida de tiempo. Por este motivo, el sistema de sondeo fue cambiado a partir del metro 27 para evitar dichos derrumbes. El nuevo sistema consiste en dejar cubiertas las paredes del sondeo en todo momento y obtener el testigo de roca por su interior, con un diámetro de 76 mm (NQ). Estos testigos o muestras de roca tienen un diámetro de 48 mm. El sondeo se realizó mediante rotación mecánica, el método menos agresivo de los existentes. Este sistema de perforación fue elegido para evitar roturas o desplomes en las posibles cavidades que se detecten a lo largo del sondeo. La velocidad de rotación osciló entre 100 y 200 r.p.m. en función de la dureza de la roca, con un flujo de agua aproximadamente constante de 12.5 l.p.m.

4.3 Localización del sondeo

Para decidir la mejor localización del sondeo se han tenido en cuenta parámetros geológicos, geofísicos y posibilidad de acceso para la máquina de perforación. En primer lugar, se han tenido en cuenta los mínimos gravimétricos residuales detectados hacia el E del cerro. Después se han considerado parámetros geológicos como la posición que ocupa la banda de pirita que atraviesa el cerro y que está relacionado con la formación de la cueva, así como el contacto entre mármoles y cuarcitas. Finalmente, de las zonas seleccionadas más probables se ha elegido aquella que presenta mejor accesibilidad para la máquina de perforación en función de barreras arquitectónicas y topografía, así como la presencia de superficies aproximadamente planas para su emplazamiento.

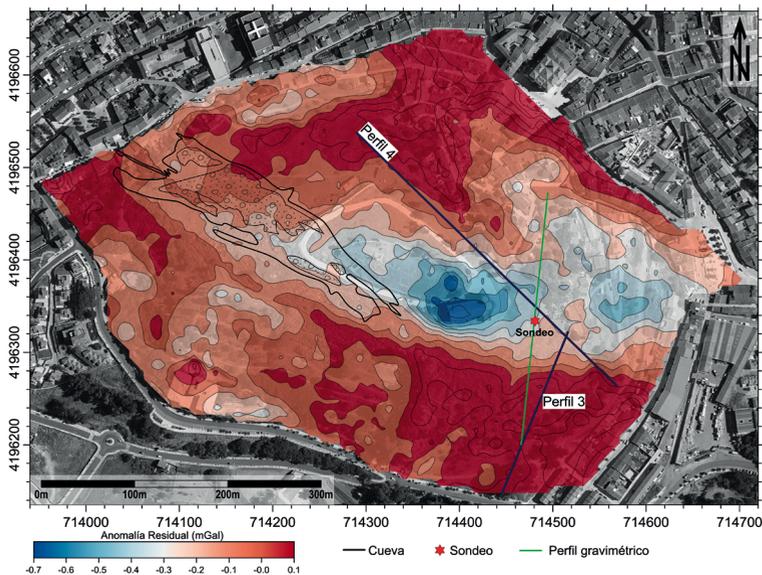


Figura 44: Localización del sondeo de exploración sobre el mapa de anomalía residual gravimétrica. La morfología de la cavidad se marca con línea negra, así como la posición de los perfiles geofísicos en azul. La línea verde indica el nuevo modelo gravimétrico que se propone.

El sondeo se localiza en el lado E del cerro (Fig. 44), a la cota de 713 m s.n.m. La anomalía residual gravimétrica destaca este área con valores mínimos que oscilan entre -0.3 y -0.5 mGal. Además, el sondeo se localiza en la dirección de continuidad de la Gruta de las Maravillas, es decir, en la dirección N110°E. Por otro lado, el sondeo se emplaza entre los perfiles geofísicos 3 y 4, los cuales han detectado cavidades tanto superficiales como profundas.

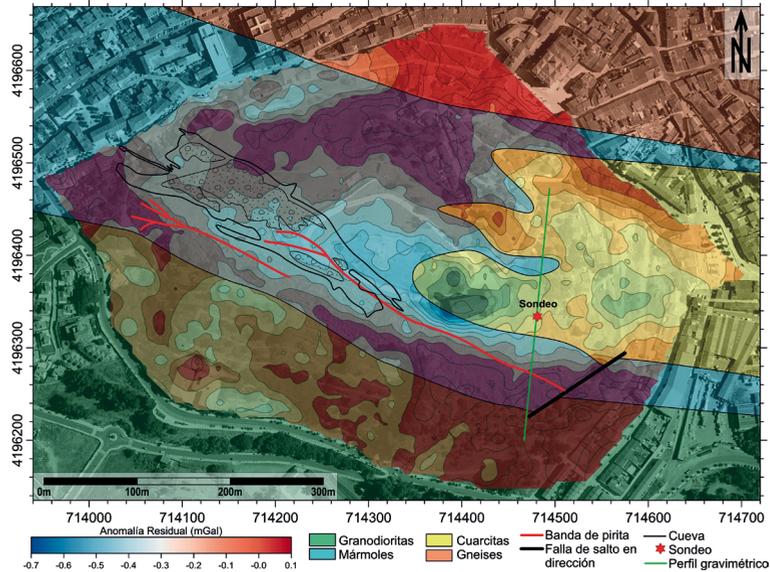


Figura 45: Localización del sondeo de exploración sobre el mapa geológico y mapa de anomalía residual. La morfología de la cavidad se marca con línea negra, así como la posición de los perfiles geofísicos en azul. La línea verde indica el nuevo modelo gravimétrico que se propone.

Desde el punto de vista geológico, cabe destacar que el sondeo se ha realizado sobre cuarcitas (Fig. 45). El contacto entre cuarcitas y mármoles se encuentra a unos 20 m al sur del sondeo. El contacto entre estas dos litologías tiene una morfología alargada en la dirección de la foliación principal N110°E, con un buzamiento de 70° hacia el NE. La banda de pirita, la cual es considerada fundamental en la formación de la Gruta, se localiza a 55 m al S-SO del sondeo, distancia similar a la que se encuentra en las galerías situadas al O de la Gruta de las Maravillas.

El último parámetro tenido en cuenta para la localización del sondeo está condicionado a la accesibilidad de la maquinaria y barreras arquitectónicas. Aunque la parte central del cerro no presenta construcciones destacables, la fuerte topografía impide en ocasiones la libertad de movimiento del equipo de perforación.

Existen otras posibilidades de localización del perfil en función de los datos analizados. Por ejemplo, sobre el perfil 2 de los métodos geofísicos aplicados (Fig. 37). Este perfil detecta una gran cavidad a pocos metros de profundidad la cual podría ser detectada con facilidad

mediante sondeos. Sin embargo se presentan varios problemas en la realización de este sondeo: la topografía impide la accesibilidad de la máquina y no existe una zona plana donde poder emplazarse. Otra posibilidad que se plantea para la realización de este sondeo es perforar desde el camino próximo con un ángulo de inclinación de 45°, sin embargo la máquina no permite realizar sondeos inclinados más de 20° desde la vertical.

4.4 Resultados

La parte superficial del sondeo, desde el metro 0 hasta el 0.90, está cubierta con suelo vegetal (Fig. 46). Bajo este suelo vegetal aparece una capa de cuarcitas situadas desde el metro 0.90 hasta el metro 27. Esta capa de cuarcitas presenta variación en sus tonalidades de color, desde colores claros en los metros más superficiales hasta más oscuros en profundidad. Además existen pequeñas intercalaciones de venas de calcita y cuarzo de una potencia de 1 a 3 cm. El grado de fracturación de la capa de cuarcitas aumenta en profundidad. A 14.75 m de profundidad aparece una fina capa con alto contenido en cristales de pirita, bajo la cual se incrementa notablemente la cantidad de grietas. En algunas zonas aparece cuarcita con pequeñas venas de calcita disuelta y con arcillas de descalcificación, producto de dicha disolución (Fig. 47).

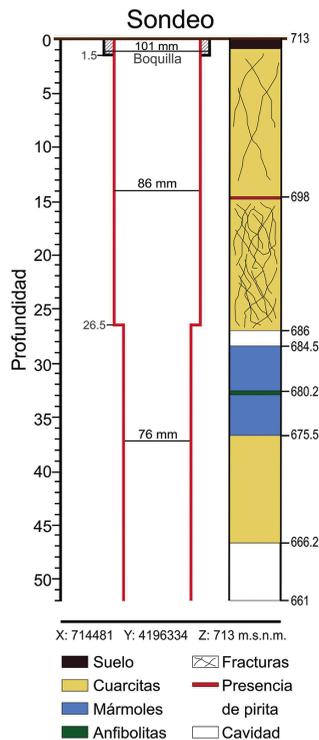


Figura 46: Columna litológica descriptiva obtenida en el sondeo. La profundidad y la elevación están marcadas, así como los diámetros de perforación.



Figura 47: muestra de mano de cuarcita con venas disueltas y arcillas de descalcificación relleno los huecos.

Bajo esta capa de cuarcitas, a 27 m de profundidad, se detectó la primera cavidad. Este hueco tiene una potencia de 1.5 m de altura localizado entre 684.5 y 686 m s.n.m. Bajo este hueco se continuó la perforación sobre mármoles con bajo grado de fracturación. Dentro del mármol se encontraron pequeñas intercalaciones de anfibolita a la profundidad de 32.75 m con espesores de 60 cm. En el metro 37 de profundidad se volvió a perforar cuarcitas con bajo grado de disolución. Finalmente se detectó una nueva cavidad de 5.20 m de potencia desde el metro 46.80 hasta el 52. La cavidad se localiza entre los 666.2 y 661 m s.n.m. La detección de esta nueva cavidad con una potencia superior a los 5 m impidió la continuidad del sondeo hacia profundidades mayores, debido a que la alta vibración de la máquina hacía peligrar la estabilidad del equipo y, por tanto, supone riesgo de desplome del sondeo.

4.5 Descripción de la nueva cavidad

Una vez concluido el sondeo, se introdujo una cámara para obtener las primeras imágenes de las nuevas galerías detectadas en el sistema kárstico del Cerro del Castillo (Fig. 48). Las imágenes corresponden a la cavidad detectada a 47 m de profundidad con una altura de 5 m.

La nueva cavidad presenta morfologías y características análogas a las observadas en la Gruta de las Maravillas. Presenta un gran desarrollo de espeleotemas en las paredes que, en ocasiones, las recubre al completo (Figs. 48a (a,b,c) y 48b (d)) e impide ver la roca de caja. Los espeleotemas presentan tonalidades blancas a marrón consecuencia de las arcillas que se infiltran a través del agua de lluvia desde la superficie y se depositan sobre la calcita que forma el espeleotema. Se observan varios tipos de espeleotemas desarrollados en esta galería: estalagmitas, coladas y banderolas son las que más destacan. En algunas imágenes se puede observar que los espeleotemas están cubiertos por una fina capa de agua. Durante la grabación del vídeo que dio lugar a estas imágenes se podía apreciar un constante goteo de agua. Este hecho constata que se trata de una cueva viva y que continúa su proceso de formación.

Por otro lado, se observa la continuidad de la nueva galería hacia otras partes del cerro (Fig. 48b (e,f)). En la figura 48b (e) se puede observar la morfología de la pared que indica la dirección de la foliación. Según su sentido de inclinación, se puede afirmar que la continuidad que se aprecia en dicha imagen se produce hacia el ESE del cerro.

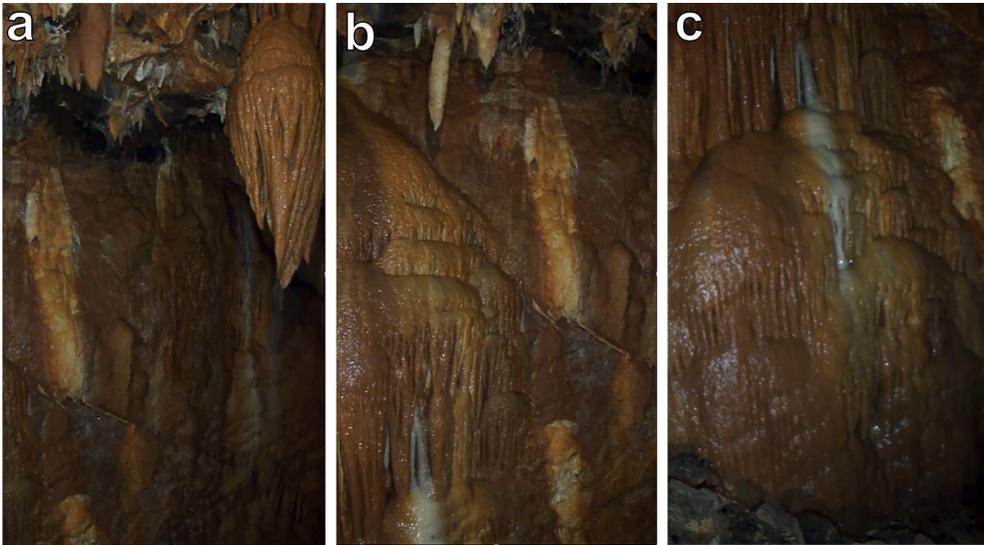


Figura 48a: Primeras fotos obtenidas de las nuevas galerías del sistema kárstico del Cerro del Castillo.

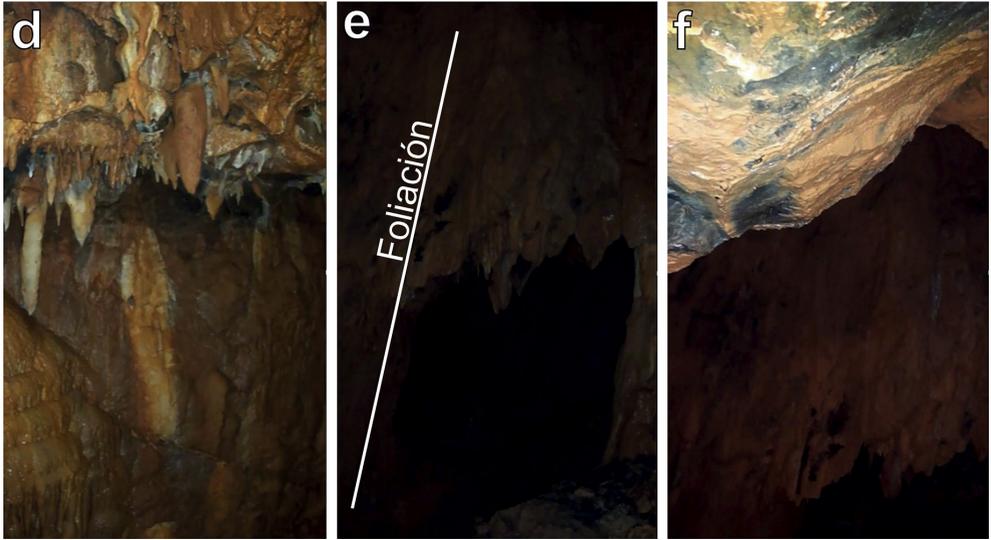


Figura 48b: Primeras fotos obtenidas de las nuevas galerías del sistema kárstico del Cerro del Castillo.

4.6 Discusión de resultados

Los resultados derivados de los sondeos de exploración confirman los datos geológicos y geofísicos obtenidos que indican la presencia de nuevas cavidades en el sistema kárstico del Cerro del Castillo. La presencia de mármoles intercalados con cuarcitas se observa tanto en superficie como en profundidad. Estas intercalaciones dejan abierta la posibilidad de localizar cavidades nuevas en cualquier lugar del cerro donde afloran mármoles o cuarcitas.

El sondeo ha detectado dos niveles de disolución. El nivel más superficial está localizado a ~685 m s.n.m., lo que coincide en posición con el nivel 3 de la Gruta de las Maravillas. El nivel más profundo se localiza a ~660 m s.n.m. y coincide en cota con el nivel 2 de la gruta. La dificultad para poder proseguir con el sondeo hacia zonas más profundas deja la sospecha de la presencia del nivel 1 a pocos metros de profundidad.

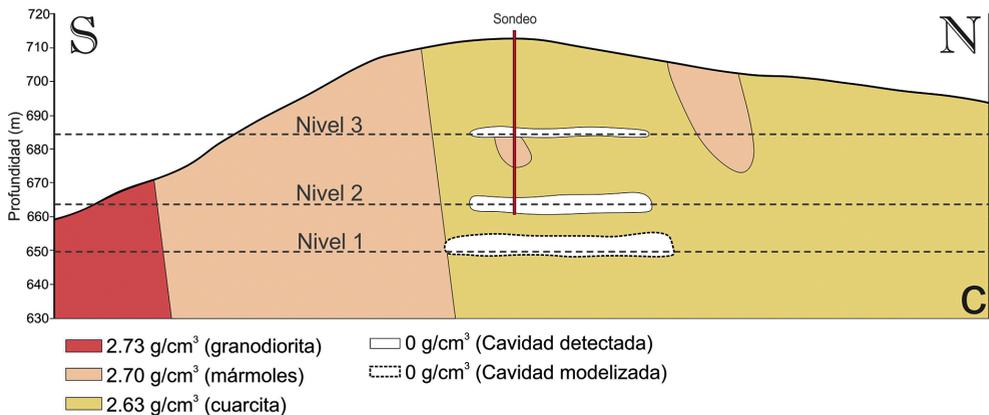
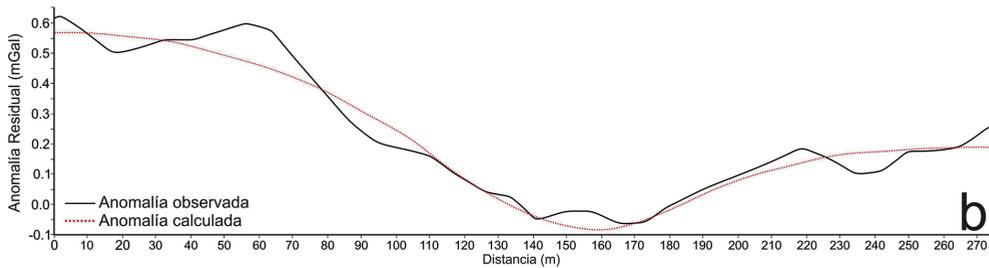
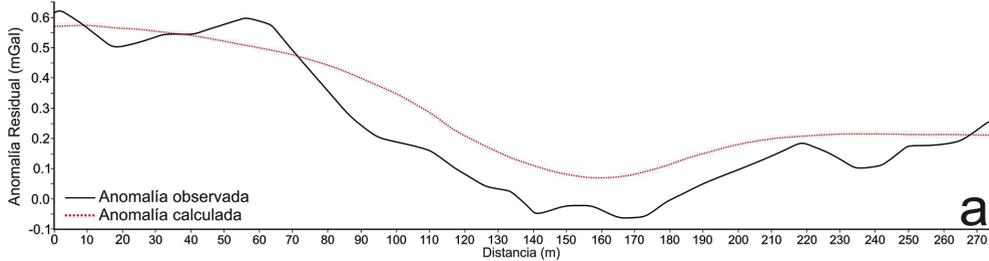


Figura 49: Perfiles de anomalía residual y modelo gravimétrico localizado en las figuras 37 y 38. (a) Ajuste gravimétrico considerando solo los datos del sondeo. (b) Ajuste gravimétrico que incluye un nuevo nivel de disolución bajo los detectados. (c) Modelo gravimétrico para los perfiles (a) y (b).

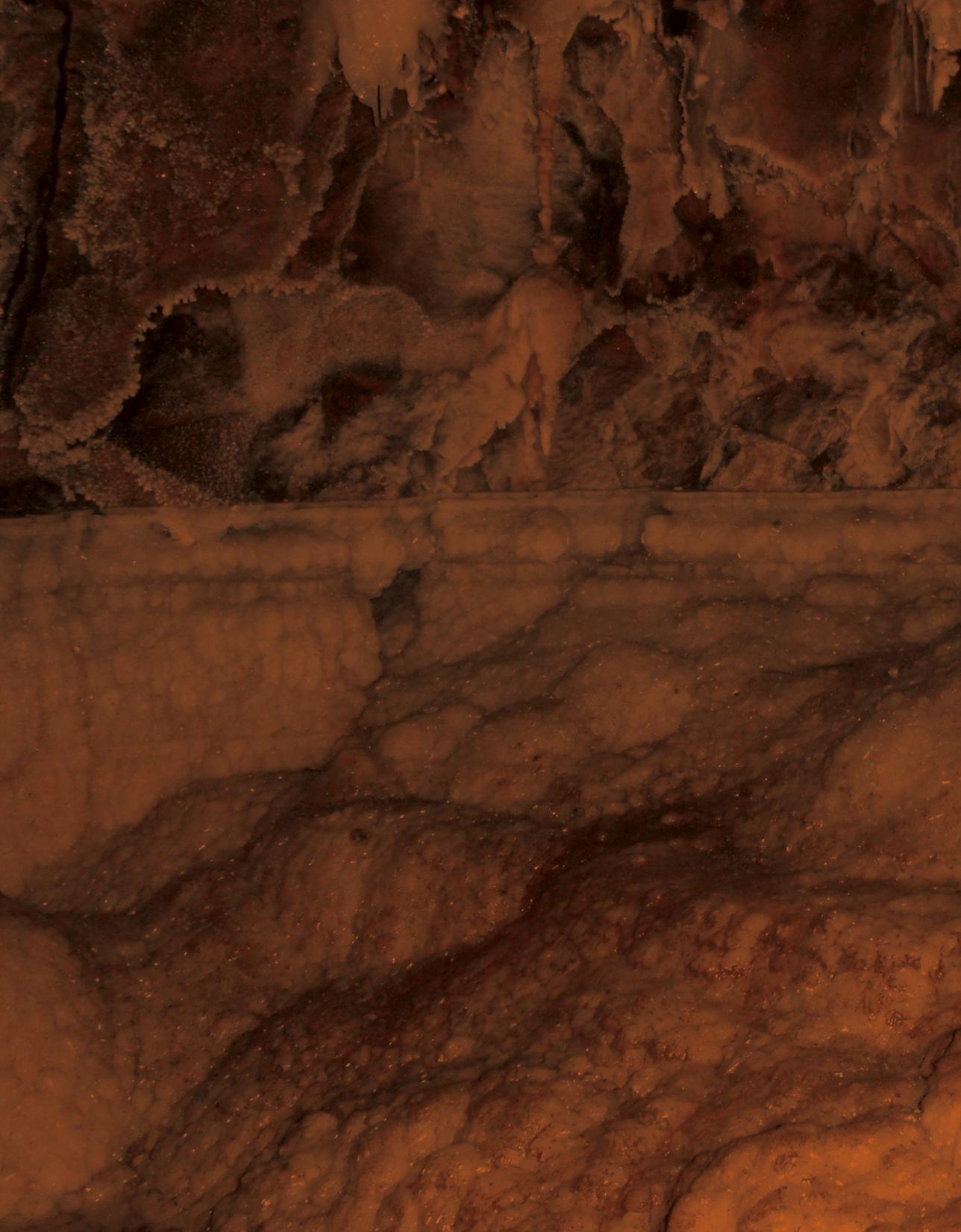
En vista de los datos obtenidos, se ha realizado un modelo gravimétrico de anomalía residual sobre la posición del sondeo y perpendicular a la dirección de foliación (Fig. 49; localización en Figs. 44 y 45). El modelo incluye las tres litologías presentes en la zona E del cerro: granodioritas, mármoles y cuarcitas, junto con cavidades. Para el primer modelo realizado (Fig. 49a y 49c) solo se han tenido en cuenta los datos derivados del sondeo que detecta cuevas correspondientes a los niveles 2 y 3 del sistema kárstico. Se observa que la anomalía calculada no ajusta con la anomalía observada, de forma que el mínimo gravimétrico producido por la anomalía

calculada requiere de la presencia de más cavidades en la zona del sondeo para conseguir alcanzar el mínimo gravimétrico producido por la presencia de cavidades.

El segundo modelo (Fig. 49b y 49c) incluye una nueva cavidad con características similares a las observadas en el nivel 1 de la Gruta: localizada a ~650 m s.n.m. con una altura aproximada de 10 m. La introducción de este nuevo nivel de disolución da lugar al ajuste entre las anomalías observada y calculada.

Por tanto, se confirma que los sondeos han detectado dos de los tres niveles superficiales de cavidades presentes en la zona de perforación. El desarrollo horizontal que presenta la cueva conocida permite realizar una interpretación de niveles horizontales para las nuevas cavidades detectadas. Estos niveles se extienden más de 60 m en la dirección de la foliación principal en el modelo.

En vista de los resultados obtenidos se puede afirmar que los métodos geofísicos han detectado nuevas cavidades en el sistema kárstico del Cerro del Castillo. Estas nuevas cavidades han sido confirmadas mediante la perforación de sondeos, los cuales han detectado dos de los tres niveles de disolución análogos a la Gruta de las Maravillas.



The background of the slide is a photograph of a cave interior. The walls are covered in various types of stalactites and stalagmites, illuminated by warm, orange-toned lighting. A large, white, semi-transparent rectangular box is positioned in the upper right quadrant of the image, containing the text '5. Conclusiones'.

5. Conclusiones

La Gruta de las Maravillas, que se emplaza en el Cerro del Castillo dentro de la localidad de Aracena, se ha desarrollado en la banda de mármoles del cerro perteneciente a la Banda Metamórfica de Aracena. Su desarrollo y morfología están condicionados por la foliación principal orientada en la dirección N110°E, y diaclasas de orientación NE-SO. Se encuentra dividida en 3 niveles de disolución principal como consecuencia del descenso del nivel freático a lo largo de su historia evolutiva.

La cavidad se ha formado por procesos de disolución directa favorecido por el aporte de aguas ácidas provenientes de la transformación de la banda de piritita que atraviesa el cerro. A través del proceso de espeleogénesis por ácido sulfúrico (SAS) se producen aguas ácidas que favorecen una rápida disolución de la roca. Este proceso provoca el recubrimiento por óxidos de hierro en las paredes de la cavidad y corrosión en algunos espeleotemas. Los minerales secundarios como el yeso se han encontrado como elementos traza, ya que la mayoría desaparecen por disolución. Estos procesos han originado una rápida disolución del mármol que ha dado lugar a la formación de la cueva.

La cavidad se extiende hasta la parte central del cerro, donde se interrumpe su continuidad con un caos de bloques en la sala del Gran Lago. Este derrumbe se produjo como consecuencia del colapso de los niveles superiores 2 y 3 de la cueva. La dificultad de exploración de la continuidad de la gruta tras ese caos de bloques desde su interior ha dado lugar a su estudio mediante el uso combinado de métodos geofísicos. En primer lugar, se han obtenido la topografía de la cavidad y su posición respecto al cerro. A continuación, se ha aplicado microgravimetría en distribución de malla que ha detectado mínimos gravimétricos asociados a la cueva y otros fuera de ella. Estos mínimos se encuentran en la dirección de continuidad de la cavidad. Para determinar si estos mínimos se deben a huecos o cambios litológicos, se han usado otros métodos geofísicos combinados a través de perfiles y posicionados con GPS diferencial: métodos eléctricos, magnéticos, sísmicos y electromagnéticos.

Estos métodos combinados han detectado numerosas cavidades conectadas entre sí que se localizan a la misma cota que los niveles principales de la Gruta de las Maravillas. Además, se ha descubierto un nuevo nivel kárstico que se encuentra encima del nivel más superficial conocido hasta ahora. En función del mapa de anomalía gravimétrica residual, se ha determinado que la zona de expansión de la cueva es, al menos, de las mismas dimensiones o superior a la cueva conocida. Esta zona se extiende desde la parte central del cerro hasta el lateral E.

El último método de exploración utilizado para corroborar la presencia de nuevas cavidades en el cerro ha sido mediante la perforación de sondeos mecánicos. La localización del sondeo fue determinada según criterios geológicos y geofísicos. Este sondeo detectó dos cavidades superpuestas que en cota coinciden con los niveles superiores 2 y 3 de la Gruta de las Maravillas. Las primeras imágenes obtenidas muestran un gran desarrollo de espeleotemas y goteo de agua que certifican que, como en la gruta, se trata de un sistema vivo y en actual evolución.

Por tanto, el Cerro del Castillo es un sistema kárstico muy desarrollado que contienen la Gruta de las Maravillas en el lado O, y nuevas cavidades por explorar en el lado E. Las nuevas cavidades tienen características parecidas a las de la gruta y una extensión similar. Aunque su acceso no se pueda realizar desde el interior de la Gruta y a través del caos de bloques, con toda probabilidad se podrá realizar un nuevo acceso en el lateral E del Cerro del Castillo, donde se encuentran las cotas más bajas, con el objetivo de alcanzar el nivel inferior de las nuevas cavidades. De esta forma, y tras un duro y tedioso proceso de adaptación y exploraciones, se puede afirmar que en un futuro se podrá abrir la puerta de la nueva Gruta de las Maravillas de Aracena que pondrá al descubierto los tesoros subterráneos que esconde el lado E del Cerro del Castillo.

Referencias

- Al, T.A., Martin, C.J., Blowes, D.W., 2000. Carbonate-mineral/water interactions in sulfide-rich mine tailings. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 3933-3948.
- Alberto, W., Giardino, M., Martinotti, G., Tiranti, D., 2008. Geomorphological hazards related to deep dissolution phenomena in the Western Italian Alps: Distribution, assessment and interaction with human activities. *Engineering Geology* 99, 147-159.
- Angelucci, D.E., Boschian, G., Fontanals, M., Pedrotti, A., Vergès, J.M., 2009. Shepherds and karst: the use of caves and rock-shelters in the Mediterranean region during the Neolithic. *World Archaeology* 41, 191-214.
- Audra, P., Gázquez, F., Rull, F., Bigot, J.-Y., Camus, H., 2015. Hypogene Sulfuric Acid Speleogenesis and rare sulfate minerals in Baume Galinière Cave (Alpes-de-Haute-Provence, France). Record of uplift, correlative cover retreat and valley dissection. *Geomorphology*.
- Audra, P., Hofmann, B., 2004. Les cavités hypogènes associées aux dépôts de sulfures métalliques (MVT) [Hypogenic cave systems related to metallic sulphide deposits (MVT)]. *Le Grotte d'Italia* 5, 35-56.
- Auler, A.S., Smart, P.L., 2003. The influence of bedrock-derived acidity in the development of surface and underground karst: evidence from the Precambrian carbonates of semi-arid northeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 157-168.
- Azor, A., 2004. Zona de Ossa-Morena. En: *Geología de España* (J. A. Vera Ed.).
- Bard, J.P., 1969. Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique. *Thesis USTL, Montpellier*, p. 397.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., 1998. Middle to Late Holocene (6,500 Yr. Period) Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotopic Composition of Speleothems from Soreq Cave, Israel, in: Issar, A., Brown, N. (Eds.), *Water, Environment and Society in Times of Climatic Change*. Springer Netherlands, pp. 203-214.

- Berner, R.A., 1964. Distribution and diagenesis of sulfur in some sediments from the Gulf of California. *Marine Geology* 1, 117-140.
- Booth, J., Hong, Q., Compton, R.G., Prout, K., Payne, R.M., 1997. Gypsum overgrowths passive calcite to acid attack. *Journal of colloid and interface science* 192, 207-214.
- Calvari, S., Pinkerton, H., 1998. Formation of lava tubes and extensive flow field during the 1991-1993 eruption of Mount Etna. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 27291-27301.
- Canakci, H., 2007. Collapse of caves at shallow depth in Gaziantep city center, Turkey: a case study. *Environmental Geology* 53, 915-922.
- Chamon, N., Dobereiner, L., 1988. An example of the use of geophysical methods for the investigation of a cavern in sandstones. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 38, 37-43.
- Chico, R.J., 1964. Detection of caves by gravimetry. *International Journal of Speleology* 1, 101-108.
- Colley, G.C., 1963. The detection of caves by gravity measurements. *Geophysical Prospecting* 11, 1-9.
- Cook, J.C., 1965. Seismic mapping of underground cavities using reflection amplitudes. *Geophysics* 30, 527-538.
- Cook, K.L., Van Nostrand, R.G., 1954. Interpretation of resistivity data over filled sinks. *Geophysics* 19, 761-790.
- Cooper, A.H., 1986. Subsidence and foundering of strata caused by the dissolution of Permian gypsum in the Ripon and Bedale areas, North Yorkshire (England). *The English Zechstein and related topics*, 127-139.
- Cooper, A.H., Saunders, J.M., 2002. Road and bridge construction across gypsum karst in England. *Engineering Geology* 65, 217-223.
- Cravotta, C.A., Trahan, M.K., 1999. Limestone drains to increase pH and remove dissolved metals from acidic mine drainage. *Applied Geochemistry* 14, 581-606.

- Crespo-Blanc, A., 2004. La banda metamórfica de Aracena. En: Geología de España (J. A. Vera Ed.).
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M., 1988. The southern Iberian shear zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics* 148, 221-227.
- Culver, D.C., White, W.B., 2005. *Encyclopedia of caves*. Elsevier Amsterdam (The Netherlands).
- Davis, D.G., 2000. Extraordinary features of Lechuguilla Cave, Guadalupe Mountains, New Mexico. *Journal of Cave and Karst Studies* 62, 147-157.
- Descotes, M., Beaucaire, C., Mercier, F., Savoye, S., Sow, J., Zuddas, P.P., 2002. Effect of carbonate ions on pyrite (FeS₂) dissolution. *Bulletin - Societe Geologique de France* 3, 265-270.
- Di Fiore, V., Angelino, A., Passaro, S., Bonanno, A., 2013. High resolution seismic reflection methods to detect near surface tuff-cavities: a case study in the Neapolitan area, Italy. *Journal of Cave and Karst Studies* 75, 51-59.
- Fernandez-Cortes, A., Sanchez-Moral, S., Cañaveras, J.C., Cuevas-Gonzalez, J., Cuezva, S., Andreu, J.M., 2010. Variations in seepage water geochemistry induced by natural and anthropogenic microclimatic changes: Implications for speleothem growth conditions. *Geodinamica Acta* 23, 1-13.
- Finger, J.T., 1984. Investigation of percussion drills for geothermal applications. *Journal of petroleum technology* 36, 2,128-122,136.
- Flecha, I., Martí, D., Carbonell, R., Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., 2004. Imaging low-velocity anomalies with the aid of seismic tomography. *Tectonophysics* 388, 225-238.
- Frisia, S., Borsato, A., Fairchild, I.J., McDermott, F., Selmo, E.M., 2002. Aragonite-calcite relationships in speleothems (Grotte de Clamouse, France): environment, fabrics, and carbonate geochemistry. *Journal of Sedimentary Research* 72, 687-699.
- Gale, S.J., 1984. The hydraulics of conduit flow in carbonate aquifers. *Journal of Hydrology* 70, 309-327.
- Galve, J.P., Gutiérrez, F., Lucha, P., Bonachea, J., Remondo, J., Cendrero, A., Gutiérrez, M., Gimeno, M.J., Pardo, G., Sánchez, J.A., 2009. Sinkholes in the salt-bearing evaporite karst of the Ebro River valley upstream of Zaragoza city (NE Spain). *Geomorphology* 108, 145-158.

- Garofano, M., Govoni, D., 2012. Underground Geotourism: a Historic and Economic Overview of Show Caves and Show Mines in Italy. *Geoheritage* 4, 79-92.
- Grandjean, G., Leparoux, D., 2004. The potential of seismic methods for detecting cavities and buried objects: experimentation at a test site. *Journal of Applied Geophysics* 56, 93-106.
- Gulley, J., 2009. Structural control of englacial conduits in the temperate Matanuska Glacier, Alaska, USA. *Journal of Glaciology* 55, 681-690.
- Hammarstrom, J.M., Sibrell, P.L., Belkin, H.E., 2003. Characterization of limestone reacted with acid-mine drainage in a pulsed limestone bed treatment system at the Friendship Hill National Historical Site, Pennsylvania, USA. *Applied Geochemistry* 18, 1705-1721.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7, 437-457.
- IGA - International Association of Geomagnetism Aeronomy, 2010. International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation. *Geophysical Journal International* 183, 1216-1230.
- IGME - Instituto Geológico y Minero de España, 1997. Mapa aeromagnético de la Península Ibérica - www.igme.es.
- Jones, D.S., Polerecky, L., Galdenzi, S., Dempsey, B.A., Macalady, J.L., 2015. Fate of sulfide in the Frasassi cave system and implications for sulfuric acid speleogenesis. *Chemical Geology* 410, 21-27.
- Kangning, X., Wenxiao, Z., 1994. Karst geomorphology and speleogenesis of the Zhijin Cave area. *Carsologica Sinica* 3.
- Kašpar, M., Pecen, J., 1975. Detection of caves in a karst formation by means of electromagnetic waves. *Geophysical Prospecting* 23, 611-621.
- Keys, W.S., 1989. Borehole geophysics applied to ground-water investigations. National Water Well Association. Dublin, Ohio.
- Keys, W.S., MacCary, L.M., 1971. Application of borehole geophysics to water-resources investigations. U.S. Geological Survey.
- Klimchouk, A., 2007. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. National Cave and Karst Research Institute. Special Paper № 1. Carlsbad, NM.

Klimchouk, A., 2009. Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology* 106, 100-117.

Martín Machuca, M., Martos, S., Bros, T., Martín, D., Rodríguez, A., Martínez, A., (IGME), 2006. Aplicación de las aguas subterráneas al abastecimiento mancomunado de los pueblos de la Sierra de Aracena (Huelva). Instituto Tecnológico Geominero de España; Consejería de Obras Públicas y Transportes de la Junta de Andalucía; Consejería de Medioambiente.

Martínez-Pagán, P., Gómez-Ortiz, D., Martín-Crespo, T., Manteca, J.I., Rosique, M., 2013. The electrical resistivity tomography method in the detection of shallow mining cavities. A case study on the Victoria Cave, Cartagena (SE Spain). *Engineering Geology* 156, 1-10.

Martín-Rosales, W., López-Chicano, M., Calaforra, J.M., Lauritzen, S.E., Rodríguez-Navarro, C.M., 2008. La Gruta de las Maravillas, in: Calaforra, J.M., Berrocal, J.A. (Eds.), *El Karst de Andalucía, Geoespeleología, Bioespeleología y Presencia Humana*. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, Sevilla (Spain), pp. 209-215.

Martín-Rosales, W., Lopez-Chicano, M., Rodríguez Navarro, C.M., Pulido-Bosch, A., 1995. Morfología, Espeleotemas y Climatología de la “Gruta de las Maravillas” (Aracena, Huelva). *Espeleotemas* 5, 51-62.

McCann, D.M., Jackson, P.D., Culshaw, M.G., 1987. The use of geophysical surveying methods in the detection of natural cavities and mineshafts. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 20, 59-73.

Moore, D.G., 1954. Origin and development of sea caves. *National Speleological Society Bulletin* 16, 71-76.

Moore, G.W., Nicholas, B.G., 1967. *Speleology: the study of caves*.

Murphy, P., Westerman, A.R., Clark, R., Booth, A., Parr, A., 2008. Enhancing understanding of breakdown and collapse in the Yorkshire Dales using ground penetrating radar on cave sediments. *Engineering Geology* 99, 160-168.

Myroie, J.E., 1977. *Speleogenesis and karst geomorphology of the Helderberg plateau, Schoharie County, New York*.

Nicholson, R.V., Gillham, R.W., Reardon, E.J., 1988. Pyrite oxidation in carbonate-buffered solution: 1. Experimental kinetics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1077-1085.

- Onac, B.P., Wynn, J.G., Sumrall, J.B., 2011. Tracing the sources of cave sulfates: a unique case from Cerna Valley, Romania. *Chemical Geology* 288, 105-114.
- Palmer, A.N., 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin* 103, 1-21.
- Palmer, A.N., 2011. Distinction between epigenic and hypogenic maze caves. *Geomorphology* 134, 9-22.
- Paukštys, B., Cooper, A.H., Arustiene, J., 1999. Planning for gypsum geohazards in Lithuania and England. *Engineering Geology* 52, 93-103.
- Pedley, R.C., Busby, J. P., Dabeck, Z. K., 1993. GRAVMAG User Manual - Interactive 2.5D gravity and magnetic modelling. British Geological Survey Technical Report.
- Peterson, D., McKenzie, G., 1968. Observations of a Glacier Cave in Glacier Bay National Monument, Alaska. *Bulletin of the National Speleological Society* 30, 47-54.
- Polyak, V.J., McIntosh, W.C., Güven, N., Provencio, P., 1998. Age and origin of Carlsbad Cavern and related caves from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of alunite. *Science* 279, 1919-1922.
- Poupelloz, B., Toulemont, M., 1981. Stabilisation des terrains karstiques par injection le cas du lutetien gypseux de la region de Paris. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 24, 111-123.
- Pulido-Bosch, A., Martin-Rosales, W., López-Chicano, M., Rodriguez-Navarro, C., Vallejos, A., 1997. Human impact in a tourist karstic cave (Aracena, Spain). *Environmental Geology* 31, 142-149.
- Simancas, J., 1981. Plutonismo ácido y básico en el extremo oriental de la zona subportuguesa. *Cuadernos de geología ibérica, Journal of Iberian Geology: an international publication of earth sciences* 309-326.
- Simancas, J., Carbonell, R., Lodeiro, F.G., Estaun, A.P., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Poyatos, D.M., Sáez, R., 2006. Transpressional collision tectonics and mantle plume dynamics: the Variscides of southwestern Iberia. *Geological Society, London, Memoirs* 32, 345-354.
- Sjöberg, R., 1986. Caves indicating neotectonic activity in Sweden. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 393-398.

Smith, G., 2007. Tectonic and talus caves at Pilchers Mountain. New South Wales, 11-20.

Tennyson, R., Terry, J., Brahana, V., Hays, P.D., Pollock, E., 2008. Tectonic control of hypogene speleogenesis in the southern Ozarks -- Implications for NAWQA and beyond. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2008-5023, 142 p.

Tisato, N., Sauro, F., Bernasconi, S.M., Bruijn, R.H.C., De Waele, J., 2012. Hypogenic contribution to speleogenesis in a predominant epigenic karst system: A case study from the Venetian Alps, Italy. *Geomorphology* 151–152, 156-163.

Vaks, A., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Schilman, B., Gilmour, M., Hawkesworth, C.J., Frumkin, A., Kaufman, A., Matthews, A., 2003. Paleoclimate reconstruction based on the timing of speleothem growth and oxygen and carbon isotope composition in a cave located in the rain shadow in Israel. *Quaternary Research* 59, 182-193.

Waters, A.C., Donnelly-Nolan, J.M., Rogers, B.W., 1990. Selected caves and lava-tube systems in and near Lava Beds National Monument, California. U.S. Geological Survey Bulletin.

Wilkins, S.J., Compton, R.G., Taylor, M.A., Viles, H.A., 2001. Channel flow cell studies of the inhibiting action of gypsum on the dissolution kinetics of calcite: a laboratory approach with implications for field monitoring. *Journal of colloid and interface science* 236, 354-361.

Yager, J., 1994. *Speleonectes gironensis*, new species (Remipedia: Speleonectidae), from anchialine caves in Cuba, with remarks on biogeography and ecology. *Journal of Crustacean Biology* 14, 752-762.

Ziemkiewicz, P., Skousen, J.G., Brant, D., Sterner, P., Lovett, R., 1997. Acid mine drainage treatment with armored limestone in open limestone channels. *Journal of Environmental Quality* 26, 1017-1024.

Referencias propias

Los resultados derivados de este trabajo han sido publicados en artículos científicos de impacto internacional, así como en diferentes congresos nacionales e internacionales. Todo ello se recoge en la tesis doctoral a la que dio lugar esta investigación.

Tesis doctoral

Martínez Moreno, F.J. *Detection and characterization of karstic caves: integration of geological and geophysical techniques*. Ph.D. Thesis. Universidad de Granada, 2015. 320 pp. ISBN: 9788491250784 [<http://hdl.handle.net/10481/40049>].

Artículos científicos

Martínez-Moreno, F.J., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Teixido, T., Ruano, P., Peña, J.A., González-Castillo, L., Ruiz-Constan, A., López-Chicano, M., Martín-Rosales, W. 2014. *Integrated geophysical methods for studying the karst system of Gruta de las Maravillas (Aracena, Southwest Spain)*. Journal of Applied Geophysics, 107, 149-162, doi: 10.1016/j.jappgeo.2014.05.021.

Martínez-Moreno, F.J., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Teixidó, T., Peña, J.A., González-Castillo, L. 2015. *Regional and residual anomaly separation in microgravity maps for cave detection: The case study of Gruta de las Maravillas (SW Spain)*. Journal of Applied Geophysics, 114, 1-11, doi: 10.1016/j.jappgeo.2015.01.001.

Martínez-Moreno, F.J., Pedrera, A., Galindo-Zaldívar, J., López-Chicano, M., Azor, A., Martín-Rosales, W., Ruano, P., Calaforra, J.M., Hódar-Pérez, A. 2016. *The Gruta de las Maravillas (Aracena, South-West Iberia): Setting and origin of a cave in marbles from dissolution of pyrite*. Geomorphology, 253, 239-250, doi: 10.1016/j.geomorph.2015.10.014.

Congresos

Martínez-Moreno, F.J.; Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Teixidó, T., Ruano, P., Peña-Ruano, J.A., González-Castillo, L., Ruiz-Constan, A., López-Chicano, M., Martín-Rosales, W., 2014. *Comparing the suitability of geophysical methods in the study of a cave in marbles: A case study of Gruta de las Maravillas (Aracena, Southwest Spain)*. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 16, p. 10665). Viena (Austria).

Martínez-Moreno, F.J.; Galindo-Zaldívar, J.; Pedrera, A.; Teixido, T.; Peña-Ruano, J.A.; González-Castillo; Ruano, P.; Ruiz-Constán, A.; López-Chicano, M.; Martín-Rosales, W.; Azor, A., 2014. *Integración de métodos geofísicos para el estudio de cavidades en el sistema kárstico de la Gruta de las Maravillas*. Cuevatur, I Congreso Iberoamericano y V Congreso español sobre cuevas turísticas (Aracena, Huelva), pp. 359-370.

Martínez-Moreno, F.J.; Azor, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Pedrera, A.; Ruano, P.; López-Chicano, M.; Martín-Rosales, W., 2014. *Estructura geológica del Cerro del Castillo y formación de la Gruta de las Maravillas (Aracena)*. Cuevatur, I Congreso Iberoamericano y V Congreso español sobre cuevas turísticas (Aracena, Huelva), pp. 379-390.

Hódar-Pérez, A.; López-Chicano, M.; Martínez-Moreno, F.J.; Martín-Rosales, W.; Galindo-Zaldívar, J.; Azor, A.; Pedrera, A.; Ruano, P., 2014. *Aportaciones al conocimiento hidrogeológico de Gruta de las Maravillas (Aracena)*. Cuevatur, I Congreso Iberoamericano y V Congreso español sobre cuevas turísticas (Aracena, Huelva), pp. 391-401.

Premios y reconocimientos

VI Premio de Estudios Onubenses (2015) al mejor trabajo de investigación sobre Huelva y su provincia. Universidad Internacional de Andalucía - Fundación Atlantic Cooper.

Premio a la mejor Tesis doctoral en Geofísica Pura o Aplicada (2015) realizada en Universidades españolas o Iberoamericanas. Fundación J. García Siñeriz.

un
i Universidad
Internacional
de Andalucía

A Pr

E de Estudios
Onubenses
La Rábida

mio 4

La *Universidad Internacional de Andalucía* con la puesta en funcionamiento de la Cátedra Fundación Atlantic Copper trata de hacer realidad el acercamiento entre Universidad, Empresa y Sociedad, impulsando actividades docentes, académicas, culturales e investigadoras encaminadas a potenciar la ejecución de los fines coincidentes de ambas instituciones.

Con este *Premio de Estudios Onubenses “La Rábida”*, se pretende contribuir a incentivar la investigación y la transmisión del conocimiento en el ámbito universitario onubense. Se trata de una convocatoria anual, cuyos trabajos versarán sobre algún aspecto de la realidad onubense (Huelva y su provincia) en áreas coincidentes con los ejes temáticos prioritarios de la UNIA: medioambiente y sostenibilidad, turismo, ordenación del territorio y desarrollo local sostenible, cooperación y relaciones internacionales, biomedicina y biotecnología, nuevas tecnologías, innovación educativa y pensamiento crítico.

En esta obra se describen de forma detallada las investigaciones científicas de ámbito geológico y geofísico realizadas en el Cerro del Castillo, donde se emplaza la Gruta de las Maravillas. Estas investigaciones han derivado en el descubrimiento de nuevas cavidades perteneciente al sistema cárstico de la cueva. La Gruta de las Maravillas, desarrollada a través de mármoles que componen parcialmente el cerro, se extiende desde el lateral occidental hasta la parte central de dicha colina. Numerosos estudios realizados a lo largo de años sugerían la alta probabilidad de la continuidad de la Gruta de las Maravillas al otro lado del caos de bloques que colmata la sala del Gran Lago y constituye el final de la gruta localizada en la parte central del cerro. Debido a que la exploración de nuevas cavidades desde el interior se tornó imposible, esta se llevó a cabo desde la superficie del cerro mediante métodos geológicos y geofísicos no invasivos. Este estudio pone al descubierto la existencia de nuevas cavidades similares a la conocida Gruta de las Maravillas que se extienden desde la parte central hasta el lado oriental del Cerro del Castillo. Finalmente, se ha realizado una perforación mecánica que ha detectado una de las nuevas cavidades, cuyas imágenes se incluyen en este libro.

