

SISTEMAS DE FRACTURAS Y CAVIDADES EN ARENISCA EN EL ACANTILADO DE BARRAKA.

Fracture systems and sandstone caves in the Barraka cliff.



Carlos GALÁN & Juliane FORSTNER.

Laboratorio de Bioespeleología. Sociedad de Ciencias Aranzadi. Febrero 2019.

SISTEMAS DE FRACTURAS Y CAVIDADES EN ARENISCA EN EL ACANTILADO DE BARRAKA.

Fracture systems and sandstone caves in the Barraka cliff.

Carlos GALÁN & Juliane FORSTNER.

Laboratorio de Bioespeleología. Sociedad de Ciencias Aranzadi.

Alto de Zorroaga. E-20014 San Sebastián - Spain.

E-mail: cegalham@yahoo.es

Febrero 2019.

RESUMEN

El litoral de Ulía posee zonas con acantilados frontales donde los estratos de arenisca de edad Eoceno (Formación Jaizkibel) resultan fracturados por procesos clásticos de descompresión mecánica y erosión marina basal. En la zona alta de borde la disolución intergranular actúa a lo largo de las vías de penetración del agua y amplía las fisuras y conductos. Los lienzos de roca fragmentados deslizan siguiendo el buzamiento de la serie flysch, generando recortes en la placa costera y colapso de bloques.

De este modo se forman cuevas de recubrimiento entre los bloques desprendidos y simas y cuevas interestratos, que llegan a alcanzar cierta extensión y desnivel. Las cavidades poseen curiosas espeleotemas y geoformas. La nota describe varias cavidades halladas en la base del acantilado de Barraka, de -50 m de desnivel, situado al W de Cala Murguita (monte Ulía, San Sebastián).

Palabras clave: Karst en arenisca, Geomorfología, Procesos clásticos, Espeleología Física, Espeleotemas, Fauna cavernícola.

ABSTRACT

The coast of Ulía has areas with frontal cliffs where the sandstone strata of the Eocene age (Jaizkibel Formation) are fractured by clastic processes of mechanical decompression and basal marine erosion. In the upper edge area the intergranular solution acts along the water penetration routes and widens the fissures and ducts. The fragmented rock canvases slide following the dip of the flysch series, generating trimmings in the coastal plate and collapse of blocks.

In this way, caves are formed between the detached blocks and interstrata chasms and caves, which reach a certain extension and unevenness. The note describes several cavities found at the base of the Barraka Cliff, of -50 m of unevenness, located to the W of Cala Murguita (mount Ulía, Saint Sebastian).

Keywords: Karst in sandstone, Geomorphology, Clastic processes, Physical Speleology, Speleothems, Cave fauna.

INTRODUCCION

Los acantilados de Ulía poseen numerosas cavidades y geoformas en estratos de arenisca carbonática de edad Eoceno. En trabajos previos exploramos gran número de sectores y localizamos otros que resultaban de difícil acceso, especialmente en la base de acantilados batidos por el oleaje. Exploraciones sucesivas dieron lugar a numerosos trabajos (Galán, 2011, 2012, 2013, 2017; Galán & Arrieta, 2016; Galán & Forstner, 2017; Galán & Nieto, 2011, 2016; Galán & Rivas, 2009; Galán et al, 2009, 2011, 2013 a, c, d, 2017 a, b, c). Se puede decir que cada nueva exploración aportaba nuevos datos, bien sea sobre la topografía y morfología de simas y cuevas individuales, sobre aspectos geomorfológicos e hidrogeológicos, sobre fauna cavernícola, o sobre espeleotemas, concreciones y geoformas. Algunos de estos aspectos son compartidos con otros ejemplos hallados en los litorales de Igueldo y Jaizkibel, pero a menudo cada nueva localidad arroja algún aspecto singular o algún dato de interés, lo que incrementa el conocimiento de conjunto sobre el karst en arenisca.

En la parte central del litoral de Ulía, entre Punta Atalaya y Cala Murguita, previamente habíamos explorado varias puntas en el sector de Bajo aundi. Pero entre las puntas central y oriental quedaba un sector que llamaba nuestra atención por tener marcados sistemas de fracturas en la base del acantilado y grandes bloques de colapso, con la posibilidad potencial de albergar simas y cuevas de interés. El sector, situado inmediatamente al E de la punta central, quedaba aislado, aún en marea baja, por el fuerte oleaje frecuente en estos tramos del litoral Cantábrico, además de poseer una cornisa a media altura y posibles bocas colgadas de cavidades. No sólo era necesario descender directamente el acantilado, de 50 m, sino hacerlo en condiciones de cierta sequedad, poco frecuentes en este flanco N que permanece a la sombra casi todo el año. En efecto, el terreno es abrupto y deslizante, y resulta difícil de recorrer dada su alta humedad y ocurrencia de tapices de algas. Tras dos intentos parciales en 2018, conseguimos explorar el conjunto del enclave en 2019, con los datos que ofrecemos a continuación.

MATERIAL Y METODOS

En la exploración de cavidades se utilizaron frontales con iluminación de Leds, cuerdas estáticas, equipos de jumars, taladro portátil con parabolts recuperables, cintas, y material topográfico Suunto (brújula, clinómetro y cinta métrica). Muestras de fauna y espeleotemas fueron analizadas en laboratorio bajo microscopio binocular Nikon. Se tomaron fotografías a color, con una cámara Panasonic, a fin de ilustrar los principales rasgos de las cavidades y sistemas de fracturas en el sector explorado.

RESULTADOS

La Formación Jaizkibel está constituida por una secuencia de turbiditas abisales, de edad Eoceno, que alterna estratos gruesos de arenisca con otros delgados de lutitas y margas. El espesor preservado de la serie alcanza 1.500 m de potencia. En las zonas donde los estratos de arenisca son más gruesos se producen procesos de karstificación, por disolución intergranular de las areniscas y piping, lo que genera cavidades a distintas escalas. En su mayoría se trata de abrigos y cuevas de moderadas dimensiones, alcanzando las cavidades mayores 250 m de desarrollo y -70 m de desnivel (Galán, 2013; Galán et al, 2009, 2013 a, 2013 b).

El proceso fundamental que rige la génesis de cavidades en esta litología es la disolución intergranular de la roca-caja, que afecta mayoritariamente al cemento carbonático y en menor proporción a los granos de cuarzo. También actúan otros procesos, como la erosión normal, erosión marina, y especialmente los procesos clásticos mecánicos, ya que las intercalaciones delgadas de lutitas son fácilmente meteorizadas y removidas, dejando espacios entre los estratos gruesos de arenisca, lo que propicia su fragmentación en bloques así como su deslizamiento y/o subsidencia. Cuando el buzamiento es subvertical o pronunciado se produce el colapso de tramos enteros de estratos, como es frecuente en el litoral de Ulía y partes de Igueldo. Mientras que con buzamientos bajos o medios tienden a formarse placas inclinadas y lajas costeras.

En la parte central del litoral de Ulía, al W de Cala Murguita, hay sectores con estratos gruesos de arenisca, superpuestos, y separados sólo por intercalaciones muy delgadas de lutitas, por lo que prácticamente se apoyan unos sobre otros, en continuidad, sobre espesores de más de 50 m. Aquí el frente costero muestra placas que buzán 70° a 80° al WNW, con acantilados subverticales. En la parte superior de los acantilados y zonas de borde, los procesos clásticos son muy activos y fragmentan los estratos, produciendo el colapso de bloques. Estos dan lugar en la zona basal a cuevas de recubrimiento e interestratos, con diversas geoformas y otros rasgos de interés.

El sector explorado en los acantilados de Barraka se localiza inmediatamente al E de la punta central de Bajo aundi, en coordenadas ETRS89 UTM 30N: E 584.917; N 4.798.587; altitud 3 m snm (Fuente cartográfica: b5m.gipuzkoa.net). La parte alta del acantilado alcanza una altitud de 50 m snm, posee una cornisa con vegetación a -22 m y bloques basales entre -40 y -50 m (-50 m = nivel del mar = 0 m snm). El área basal de bloques alcanza 40 m de anchura y queda aislada por el mar de puntos terrestres contiguos. Un saliente subvertical lo separa de la rasa mareal E de la punta central de Bajo aundi y otros acantilados que caen directamente al mar lo aíslan de la punta oriental en la entrada de Cala Murguita. Una vista general del sector y su localización se presenta en las Figuras 01 y 02.

Visto de lejos, el sector parece corresponder o haberse formado por el deslizamiento de un gran lienzo de estratos gruesos de arenisca, limitado entre dos largas fracturas verticales. La zona inferior de la placa deslizada presenta muchas otras fracturas profundas y, en su base, se acumulan grandes bloques en parte erosionados y removidos por erosión marina.

Nuestra impresión antes de la exploración es que podrían presentarse cavidades de interés a nivel de la cornisa superior y sobre las dos largas fracturas, en posible comunicación con otras fracturas, planos de estratificación y cuevas de recubrimiento entre los bloques inferiores. Lo encontrado, no obstante, difiere de lo esperado. Imágenes del descenso del acantilado se presentan en las Figuras 03 a 07 y del ascenso en jumars en las Figuras 20 a 24; en ellas se aprecian numerosos rasgos de la placa costera y su red de fracturas. A nivel de la cornisa de la cota -22 m no encontramos cavidades, quedando la cornisa limitada a E y W por diedros lisos, que corresponden al tramo superior deslizado. En la mitad inferior se aprecian numerosas grietas que fragmentan la placa en bloques menores, con algunas fracturas amplias y bloques en proceso de colapso.

Colgada sobre la fractura E y otra diaclasa paralela se abren dos bocas de simas, interconectadas, y por las cuales se puede descender hasta el nivel del mar. Estas se extienden formando galerías estrechas sobre un plano de estratificación inferior. Su desnivel es de -8 a -10 m y su desarrollo supera los 20 m (Figuras 08 y 09). El tramo de grandes bloques basales, hasta donde llegan las olas en marea alta, alcanza 40 m de ancho y es también en parte subvertical, con numerosos recubrimientos de films de algas verdes y negras, que tornan su recorrido muy deslizante. Nosotros seguimos una especie de cornisa sobre el tope de bloques sueltos, algo más secos, con diversos pasos de escalada (Figuras 09 a 11), hasta alcanzar la fractura W. Las Figuras 12 (imagen superior) y 18 (imagen superior) permiten apreciar con más detalle la gran fractura W, que se amplía hasta 2 m en su parte baja, otras fracturas paralelas y bloques desplazados en proceso de colapso. Las zonas adosadas a la placa presentan rellenos de bloques fracturados menores, triturados por los desplazamientos y desgarres, algunos de ellos de fractura reciente, y sin cavidades penetrables. La zona más baja, en cambio, sí presenta cuevas de recubrimiento bajo y entre grandes bloques de colapso.

Descendiendo hacia el saliente que separa este sector de la punta de Bajo aundi, se encuentra una cueva interestratos con diversos rasgos de interés (Figuras 12 á 17). La cueva se ha formado por erosión y remoción de un paquete intercalado de lutitas y margas claras, bajo estratos de arenisca más duros que le sirven de techo. Inicialmente forma un abrigo de 15 m de largo que prosigue en cueva interestratos 20 m más (Figuras 12 y 13). La galería alcanza poco más de 1 m de ancho y techo a 5 m de altura. Sus dimensiones se reducen sólo ligeramente en su parte final, donde se aprecia el cierre sobre el paquete de lutitas. La boca de la cueva corresponde a las coordenadas UTM dadas al inicio para el sector.

La cavidad posee diversas espeleotemas y geoformas. En el estrato que sirve de techo hay redes de diaclasas ortogonales, con protuberancias, pequeñas láminas de óxidos de hierro, espeleotemas de óxidos y silicatos de hierro, aluminio y ópalo-A en delgados films, de naturaleza similar a los hallados en otras localidades de Jaizkibel (Galán & Vera Martín, 2010, 2011), y, sobre la parte externa, bandeados y anillos de Liesegang (Figuras 13 á 17). Estos últimos han sido formados por precipitación de soluciones intergranulares procedentes de la red de diaclasas ortogonales. Estas fisuras y planos de estratificación contienen concreciones duras de óxidos y silicatos de hierro y aluminio que rellenaron previamente las grietas.

En el lado externo del abrigo e inicio de la cueva se aprecia muy bien el tramo de lutitas en proceso de remoción por agua dulce que se infiltra entre los planos de estratificación y por erosión marina basal (Figura 17). Los niveles de algas y cirrípedos indican que el agua de mar alcanza la cueva en marea alta.

La zona con cirrípedos ("dientes de perro"), lapas y otros moluscos marinos forma una pequeña rasa mareal, normalmente cubierta por el mar en las pleamares. En la base de los grandes bloques sobre ella, redondeados por acción del mar y las olas, existen en el sector varias cuevas de recubrimiento (Figuras 18 á 20), con galerías entre bloques que llegan a alcanzar 10-20 m de desarrollo y 5-8 m de desnivel. La fauna encontrada en estas cavidades es propia de la zona intermareal. En las zonas más oscuras, como el fondo de la cueva interestratos antes citada, encontramos algunos ejemplos de artrópodos terrestres de hábitos más marcadamente cavernícolas. Resultan conspicuos ejemplares de tisanuros *Petrobius maritimus* (Machiloidea: Machilidae), isópodos *Ligia oceanica* (Ligiidae), *Porcellio scaber* (Porcellionidae), y el anfípodo terrestre *Orchestia gammarellus* (Talitridae). Estos se encuentran sobre superficies rocosas y sustratos húmedos con detritos de algas marinas, bajo piedras y entre restos de algas y madera depositada por el oleaje.

A lo largo de la ruta de ascenso en jumars se pueden observar otros detalles de los sistemas de fracturas, algunas de ellas de amplia apertura, y desplazamientos y colapso de bloques (Figuras 20 á 24). En la parte alta, sobre el acantilado, se ha formado una pequeña cresta E-W, donde son frecuentes abrigos y oquedades formados por disolución intergranular de los estratos de arenisca de colores claros (anaranjados y blancos), con diversas geoformas: laminaciones, oquedades de cannonballs vaciados, redes alveolares, concreciones y láminas de óxidos de hierro, y precipitados rítmicos con bandeados de Liesegang, entre otros. Muchos de ellos presentan diseños de estética llamativa (Figuras 25 á 27), que contrasta con el monótono color gris de las superficies de roca meteorizada sin cobertura vegetal.

Esta ocurrencia de geoformas indica que la decementación de la roca (por procesos subterráneos de disolución intergranular) puede preceder y acompañar al desarrollo de los procesos clásticos (al ampliar las fisuras). De igual modo intervienen la erosión marina en el frente costero (cuya excavación genera déficits de carga mecánicos) y la erosión normal en el modelado de conjunto. Aunque las cavidades encontradas son de escasas dimensiones, el sector explorado incluye todo un conjunto de rasgos de interés.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Esta breve nota, de naturaleza descriptiva, presenta ejemplos de sistemas de fracturas y génesis de cavidades en arenisca bajo control estructural, donde los procesos clásticos mecánicos juegan un papel principal (junto a otros factores).

Las rocas, en el interior del volumen de cualquier macizo rocoso, están sometidas a importantes compresiones, debido al peso de los terrenos suprayacentes. La distribución de las compresiones se modifica hacia superficie y en la proximidad de cavidades o vacíos externos. La roca en profundidad muestra una distribución de las presiones similar en todas las direcciones del espacio, mientras que hacia su superficie, escarpes laterales y vacíos internos, la roca se descomprime y se generan déficits de carga. Las fuerzas que ejercen presión tienden a compensar la carga mecánica empujando hacia el vacío las partes externas, creando de este modo fracturas y desprendimientos (Renault, 1971; Maire, 1980).

En la arenisca de la Formación Jaizkibel, dispuesta en estratos gruesos con intercalaciones delgadas de lutitas y margas, los estratos individuales resultan fragmentados con mayor facilidad por descompresión mecánica en el borde de los escarpes y acantilados, donde los déficits de carga son mayores. Los bloques deslizan por gravedad a favor del buzamiento (favorecido incluso por lubricación de materiales lutíticos blandos, intercalados en la serie flysch) y terminan por colapsar, generando el retroceso de los escarpes y la formación de rellenos de grandes bloques en la base de los mismos. En el sector explorado de los acantilados de Barraka se puede apreciar que tales procesos clásticos, fundamentalmente mecánicos, pueden destruir cavidades preexistentes, y dificultan más la karstificación de lo que la facilitan. Aunque también generan cuevas de recubrimiento, que se extiende bajo y entre los rellenos de bloques, y cavidades interestratos.



Figura 01. Vista general de los acantilados de Barraka y del sector explorado desde el Norte (flechas rojas, arriba, fuente: Google Earth). Debajo: Vista lateral del sector desde la punta central de Bajo aundi. En ambos casos con marea media.

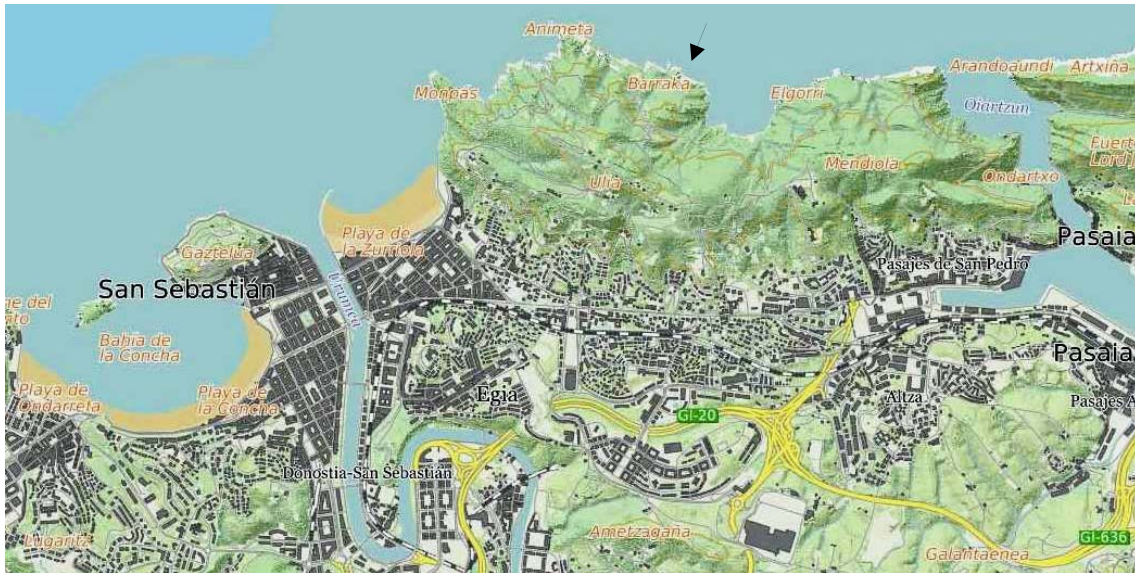


Figura 02. Localización de los acantilados de Barraka (arriba, flecha negra), del sector explorado (centro) y ampliación del mismo (debajo). Fuente: cartografía digital SIG de Gipuzkoa: b5m). La flecha roja indica la ruta de descenso. Se aprecia la cornisa de la cota -22 m y el tramo que ha deslizado entre las fracturas E y W.



Figura 03. Una de las salidas para explorar el acantilado. Se aprecia el tramo superior y el diedro sobre la fractura E.



Figura 04. Salida preliminar para equipar el acantilado. Aunque el mar estaba en calma, con marea viva muy baja, las zonas inferiores del acantilado estaban muy húmedas y resbaladizas, impidiendo la prospección. Se aprecia la boca de la cueva interestratos (flecha roja) y el diedro E, durante el ascenso en jumars del tramo superior (debajo).



Figura 05. Vista del acantilado de Barraka durante la exploración en condiciones secas (una semana sin lluvias) y con una marea viva extraordinariamente baja y poco oleaje (en condiciones normales el mar cubre la rasa mareal). La imagen inferior muestra el tramo superior del acantilado visto desde la cornisa de la cota -22 m.



Figura 06. Inicio del descenso del tramo inferior del acantilado de Barraka, visto desde la cornisa (arriba) y desde la cuerda de descenso hacia la cornisa de la cota -22 m (debajo). La ruta utilizada de descenso en rappel y ascenso en jumars tiene -50 m de desnivel, pero requiere el empleo de 80 m de cuerda estática.



Figura 07. Vista de la mitad inferior de la ruta de descenso, desde los bloques basales. Es necesario desplazarse lateralmente para revisar dos bocas de simas (que enlazan y alcanzan el nivel del mar) y hacer pié en el tope de bloques que forman una pequeña cornisa, la cual se recorre con pasos de escalada. Pueden apreciarse los sistemas de fracturas y bloques de colapso desplazados.



Figura 08. Una de las bocas de sima sobre una fractura vertical, vista desde la cuerda de descenso (arriba) y en su entrada (debajo). El estrato del fondo, con flujos de agua dulce, enlaza mediante una estrecha galería con otra boca de sima y desciende -8 m hasta otra ampliación inundada por agua de mar.



Figura 09. Tramo inferior del acantilado, con sistemas de fractura y bloques de colapso. Se aprecia también parte del diedro superior sobre la fractura E (arriba). Cornisa en el tope de bloques durante el recorrido en escalada hacia la fractura W (debajo). Al fondo se observa parte de la boca de la cueva interestratos en la zona de la rasa mareal.



Figura 10. Recorrido de la cornisa entre la base de la cuerda de descenso y la gran fractura del W. Un terreno resbaladizo donde hay que sortear grietas entre bloques. También se aprecian bloques menores, triturados por el desplazamiento y colapso de fragmentos del estrato superficial.



Figura 11. Larga fractura W, con bloques acuñaos en su recorrido y otros fragmentados en bloques menores por desplazamientos (solifluxión y subsidencia del estrato superior). Al fondo se aprecia la cueva interestratos.



Figura 12. Acceso hacia el abrigo que se prolonga en cueva interestratos, evitando una placa resbaladiza. Puede apreciarse la fractura W y el diedro superior, con bloques acuñaados en su trazado.



Figura 13. Cueva interestratos de 20 m de longitud, formada por remoción de un paquete interestratificado de lutitas y margas (flecha roja), apreciable en el fondo de la cavidad. Se aprecian diversas geoformas. Imágenes con flash.



Figura 14. Detalle de la pared que sirve de techo de la cueva, con protuberancias y delgadas láminas de óxidos y silicatos de hierro y aluminio. Imágenes con flash.

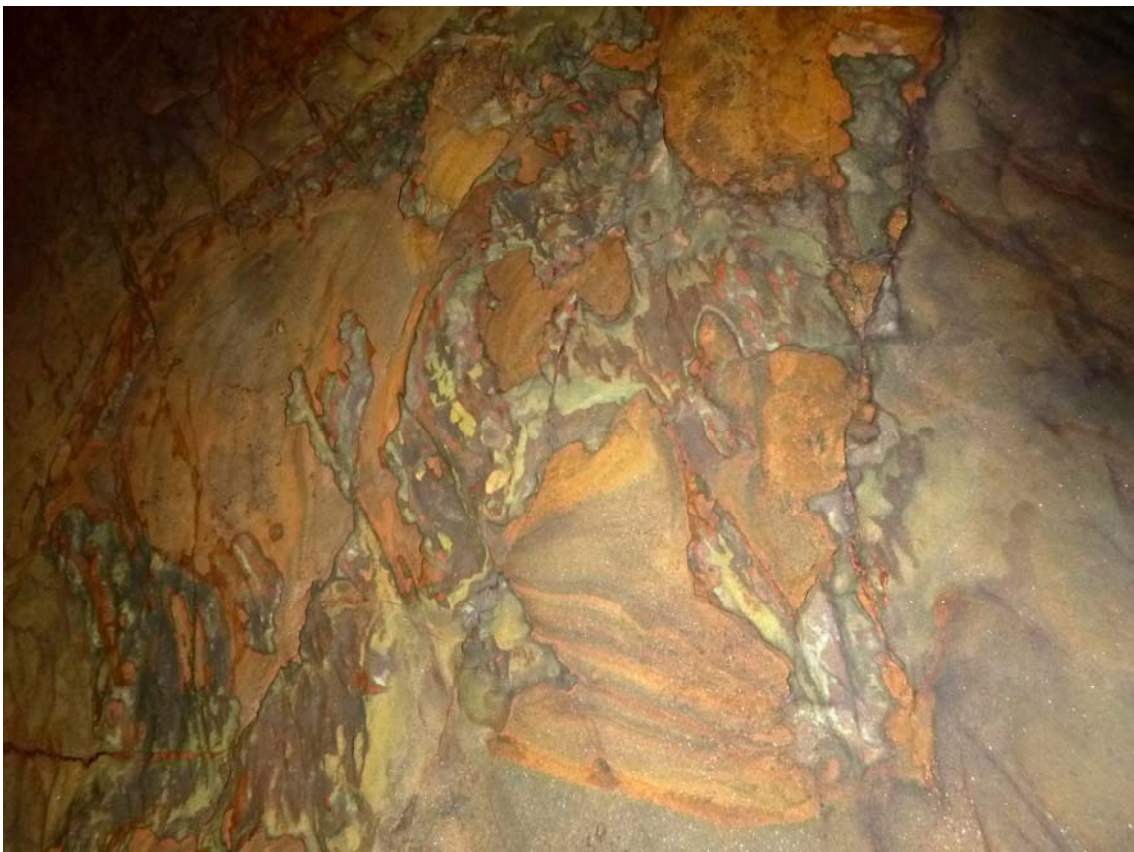


Figura 15. En el estrato que sirve de techo hay diaclasas ortogonales, protuberancias, pequeñas láminas de óxidos de hierro, espeleotemas de óxidos y silicatos de hierro, aluminio y de ópalo-A, en delgados films.

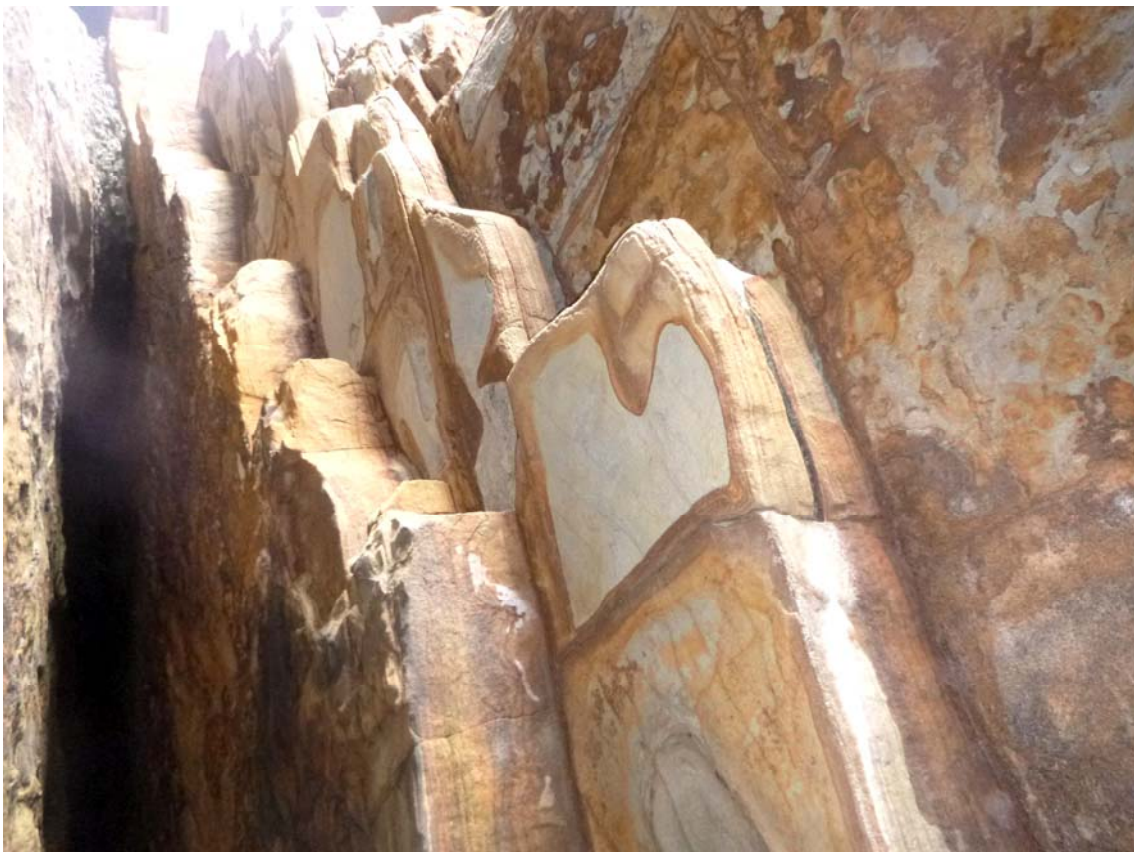


Figura 16. Anillos de Liesegang, formados por precipitación de soluciones intergranulares procedentes de la red de diaclasas. Estas fisuras y planos de estratificación contienen concreciones duras de óxidos y silicatos de hierro y aluminio que rellenaron previamente las grietas.



Figura 17. Paquete intercalado de lutitas y margas (flecha roja) que ha sido erosionado y removido para formar la cueva interestratos. El agua de mar y las olas, que alcanzan la cueva durante las pleamares, también han contribuido a excavar la cavidad.



Figura 18. Soliflucción y subsidencia a lo largo de la fractura W (arriba). El tramo de estrato desprendido sufre fracturas adicionales y tritura bloques menores. Los déficits de carga también producen fracturas adicionales en la placa contigua. Bajo los grandes bloques colapsados se forman cuevas de recubrimiento (debajo).



Figura 19. Cuevas de recubrimiento bajo y entre grandes bloques de colapso. Algunas alcanzan 20 m de desarrollo y desniveles de 8 á 10 m. La red de mesocavernas es aún más extensa. El agua de mar invade estas cuevas durante las pleamares.



Figura 20. La rasa mareal queda emergida durante las bajamareas vivas (arriba). La zona basal del tramo subsidente de la placa presenta numerosas fracturas, debidas a los desplazamientos y roturas mecánicas (debajo). En la imagen se aprecia las dos grandes fracturas, a E y W, que han propiciado el deslizamiento del tramo.

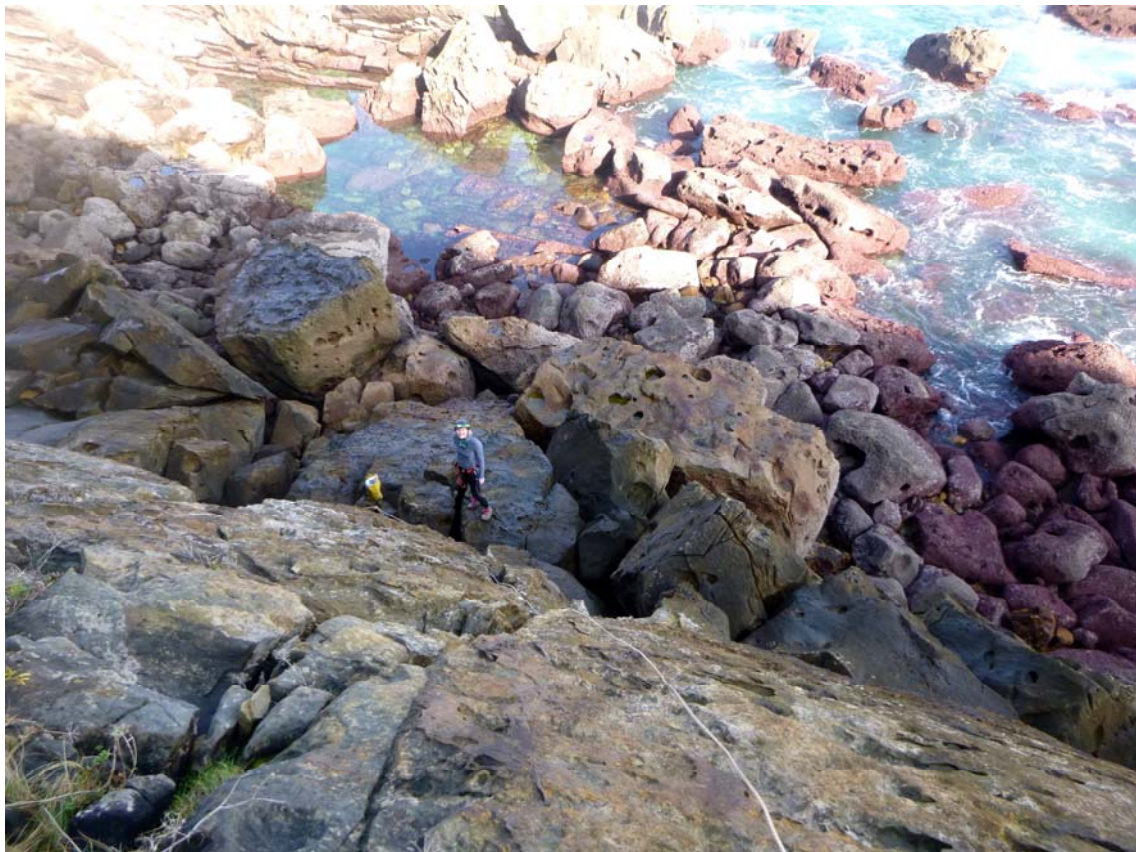


Figura 21. Vista de los sistemas de fracturas en la base de la placa durante el ascenso en jumars del tramo inferior.



Figura 22. Secuencia del ascenso en jumars del tramo inferior. Visto desde la cornisa de la cota -22 m.



Figura 23. Punta central de Bajo aundi desde la cuerda de descenso (arriba). Se aprecia la boca de la cueva interestratos (flecha roja). Y vista de la fractura E durante el ascenso del tramo inferior (debajo).



Figura 24. Vista desde la cornisa de los tramos inferior y superior, durante el ascenso con técnica de jumars.



Figura 25. Abrigos, oquedades y geoformas, formados por disolución intergranular de los estratos de arenisca, en el flanco Sur de la cresta superior que corona el acantilado de Barraka.



Figura 26. Detalle de abrigos con laminaciones y geofomas en los estratos de arenisca del acantilado de Barraka.



Figura 27. Remarcable estética de los abrigos y cavidades con geoformas en los estratos de arenisca de la punta central de Bajo aundi (acantilados de Barraka), en el monte Ulía (Donosti, País Vasco).

La disolución intergranular de la roca coadyuva a estos procesos y al modelado de conjunto, ampliando las fracturas y creando muy diversas geoformas. La precipitación posterior de minerales secundarios en las cavidades da origen a pequeñas espeleotemas y bandeados rítmicos (tales como los presentes en los anillos de Liesegang).

Los procesos de karstificación en las areniscas de Jaizkibel muestran así la ocurrencia de una gran diversidad de procesos y fenómenos, con creación de cavidades (de distintos tipos) y notables geoformas. Un modelado peculiar, donde la actividad hídrica subterránea acompaña e interactúa con todo un conjunto de procesos erosivos. El trabajo aporta nuevos ejemplos ilustrativos de las peculiares características de interés científico que presentan las areniscas de la Formación Jaizkibel.

AGRADECIMIENTOS

A los miembros del Dpto. Espeleología S.C. Aranzadi (SCA) Marian Nieto, José Rivas e Iñigo Herraiz, quienes nos acompañaron en las primeras exploraciones del sector. A dos árbitros de la SCA por la revisión del manuscrito y sus útiles sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

- Galán, C. 2011. Notas sobre cuevas, concreciones y geoformas en arenisca del monte Ulía (San Sebastián). Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 30 pp.
- Galán, C. 2012. Trazas fósiles inusuales de *Nereites* y nueva localidad con *Proparamoudras* en el flysch Eoceno de Ulía (Formación Jaizkibel). Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 21 pp.
- Galán, C. 2013. Cuevas, geoformas y karstificación en areniscas Eocenas de la Formación Jaizkibel: Actualización de datos para Mayo de 2013. Conferencia audiovisual Power point, Ayto. Hondarribia, Fundación Luberri. 10-5-2013. 80 láminas. Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 80 pp.
- Galán, C. 2017. Fauna cavernícola en zona litoral en la arenisca de Ulía (Formación Jaizkibel). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 30 pp.
- Galán, C. & D. Arrieta. 2016. Notas sobre cuevas en arenisca en los acantilados de Arlantz (Ulía, País Vasco). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 40 pp.
- Galán, C. & J. Forstner. 2017. Acantilado Norte de Punta Atalaya: sima y geoformas en arenisca (País Vasco). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 40 pp.03.
- Galán, C. & M. Nieto. 2011. El pseudokarst en arenisca del monte Ulía (Formación Jaizkibel, San Sebastián): notas biológicas y geológicas. Pag web aranzadi-sciences.org, PDF, 28 pp.
- Galán, C. & M. Nieto. 2016. Crustacea Mystacocarida y Copepoda en cavidades en arenisca en el Rincón del Búho (monte Ulía, Donosti, País Vasco). Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 30 pp.
- Galán, C. & J. Rivas. 2009. Hallazgo de *Proparamoudras* en un acantilado del litoral central del monte Ulía (Punta Atalaya, flysch Eoceno de San Sebastián, País Vasco). Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 25 pp.
- Galán, C. & C. Vera Martin. 2010. Espeleotemas de magnetita, hematita, yeso, ópalo-A, y otros minerales secundarios en una cueva del pseudokarst de Jaizkibel: Caracterización por espectroscopía Raman, difracción de rayos X (DRX) y espectrometría por dispersión de energía (EDS). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 16 pp.
- Galán, C. & C. Vera Martin. 2011. Microanálisis por dispersión de energía XPS de espeleotemas de yeso y ópalo-A en una cueva en arenisca de Jaizkibel (País Vasco). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 8 pp.
- Galán, C.; J. Rivas & M. Nieto. 2009. Formes pseudokarstiques dans le grès du flysch éocène côtier en Guipúzcoa (Pays basque espagnol). *Karstologia, Assoc. Franc. Karstol. & Fed. Franc. Spéléol.*, 53: 27-40.
- Galán, C.; J. Rivas & M. Nieto. 2011. Los acantilados de Ulía, sus cavidades y geoformas (San Sebastián, País Vasco). Pag web aranzadi-sciences.org, PDF, 26 pp.
- Galán, C.; M. Nieto & J. Rivas. 2013 a. Cuevas y geoformas en Bajo aundi, Ulía (Pseudokarst en arenisca de la Formación Jaizkibel). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 32 pp.
- Galán, C.; I. Herraiz; D. Arrieta Etxabe; M. Nieto & J. Rivas. 2013 b. Una nueva sima de -70 m de desnivel en arenisca de la Formación Jaizkibel: Tanbo 2. Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 30 pp.
- Galán, C.; M. Nieto; J. Rivas & I. Herraiz. 2013 c. Cuevas en arenisca, desfiladeros y geoformas en Ulía Este (Formación Jaizkibel). Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 22 pp.
- Galán, C.; M. Nieto & P. Di Bartolomeo. 2013 d. Notas sobre cuevas y geoformas en arenisca en la punta exterior de Elgorri, Ulía (Formación Jaizkibel). Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 42 pp.
- Galán, C.; J. Forstner & M. Nieto. 2017 a. Algunos ejemplos de geoformas y espeleotemas extrañas encontradas en cuevas en arenisca en los acantilados del monte Ulía (País Vasco). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 40 pp.
- Galán, C.; J. Rivas & J. Forstner. 2017 b. Notas sobre la exploración de una cueva marina interestratos en Monpás (Ulía). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 26 pp.
- Galán, C.; J. Forstner & J. Rivas. 2017 c. Cavidades entre estratos de arenisca de la Formación Jaizkibel en el acantilado de Elgorri aundi (San Sebastián, País Vasco). Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 30 pp.
- Maire, R. 1980. *Eléments de karstologie physique*. Spelunca. Spécial N° 3. 56 p.
- Renault, Ph. 1970. La formation des cavernes. Coll. *Que sais-je?* n° 1400, P.U.F., Paris, 127 p.