SISTEMAS DE FRACTURAS DE DESCOMPRESIÓN, SIMAS Y DEPRESIONES EN ESTRATOS DE ARENISCA DEL LITORAL DE JAIZKIBEL

Systems of decompression fractures, chasms and depressions in sandstone strata of the Jaizkibel coas



SISTEMAS DE FRACTURAS DE DESCOMPRESIÓN, SIMAS Y DEPRESIONES EN ESTRATOS DE ARENISCA DEL LITORAL DE JAIZKIBEL.

Systems of decompression fractures, chasms and depressions in sandstone strata of the Jaizkibel coast.

Carlos GALÁN & José M. RIVAS. Laboratorio de Bioespeleología. Sociedad de Ciencias Aranzadi.

Alto de Zorroaga. E-20014 San Sebastián - Spain. E-mail: cegalham@yahoo.es Marzo 2018.

RESUMEN

El litoral de Jaizkibel posee zonas con acantilados frontales y escarpes laterales donde los estratos de arenisca de edad Eoceno (Formación Jaizkibel) resultan fracturados por procesos clásticos de descompresión mecánica. Los lienzos de roca fragmentados deslizan con mayor o menor facilidad a tenor del buzamiento, produciendo colapso de bloques y el retroceso de los escarpes. En la zona alta de borde la disolución intergranular progresa y excava las bases y las paredes de los estratos fracturados, formando depresiones, simas y cuevas, que llegan a alcanzar cierta extensión y desnivel, con diversas geoformas y espeleotemas.

En esta nota describimos cavidades y ejemplos didácticos de estos procesos, explorados en el borde de un acantilado frontal de 40 m, situado en la parte central del litoral de Jaizkibel.

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

ABSTRACT

The coast of Jaizkibel has areas with frontal cliffs and lateral escarpments where sandstone strata of the Eocene age (Jaizkibel Formation) are fractured by clastic processes of mechanical decompression. The fragmented rock panels slide with greater or lesser ease according to the dip, producing collapse of blocks and the retreat of the escarpments. In the upper edge area the intergranular solution progresses and excavates the bases and walls of the fractured strata, forming depressions, chasms and caves, which reach a certain extension and unevenness, with various geoforms and speleothems.

In this note we describe cavities and didactic examples of these processes, explored on the edge of a 40 m frontal cliff, located in the central part of the Jaizkibel coast.

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

INTRODUCCION

La Formación Jaizkibel está constituida por una secuencia de turbiditas abisales, de edad Eoceno, la cual alterna estratos gruesos de arenisca carbonática 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 tubificación o piping, lo cual genera gran número de cavidades y geoformas, a distintas escalas (Galán et al, 2009, 2013; Galán, 2013). 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.

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 y otros componentes minoritarios de la arenisca. Pero también pueden actuar otros procesos, como la meteorización de superficie, 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, que propician su fragmentación en bloques así como su deslizamiento (= solifluxión) 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 Jaizkibel, entre Gaztarroz y la punta Bioznar, hay sectores con estratos gruesos de arenisca superpuestos, separados sólo por intercalaciones muy delgadas de lutitas, por lo que prácticamente se apoyan unos sobre otros, en continuidad, sobre espesores de más de 70 m. Aquí el frente costero muestra placas que buzan 25 a 30° al WNW, con acantilados verticales en los tramos superiores y formando escarpes laterales.

En la parte superior de los acantilados y en zonas de borde, los procesos clásticos son muy activos y fragmentan estos estratos. Pero, además de producir el deslizamiento y el colapso de bloques, dan lugar a sistemas de corredores, fracturas abiertas, bloques desplazados, depresiones, simas y diversas cavidades, aspectos que describiremos en este trabajo.

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, y material topográfico Suunto (brújula, clinómetro) y cinta métrica. Se realizaron observaciones y se tomaron muestras de espeleotemas, que fueron estudiadas en laboratorio bajo microscopio binocular Nikon. Se obtuvieron fotografías con una cámara digital Canon, a fin de ilustrar los principales rasgos de las cavidades y sectores explorados.

RESULTADOS

El sector explorado se localiza entre el entrante de Gaztarroz y la ensenada de Erentzin, en el extremo Norte de los acantilados rojos de Gaztarroz, donde la placa costera forma un entrante o recorte de planta cuadrangular bajo un acantilado extraplomado de paredes amarillas de 40 m de desnivel, en el término municipal de Hondarribia. La parte de mayor interés comprende una franja N-S de 150 m de largo x 80 m de ancho, paralela al borde de los acantilados, entre el nivel del mar y la cota 80 m snm. La mayor sima explorada, localizada en el centro de este sector, tiene coordenadas ETRS89 UTM 30N: E 591.576; N 4.802.316; altitud 52 m snm.

La placa costera de los acantilados rojos de Gaztarroz y su tramo superior habían sido explorados previamente, encontrando diversos bloques con abrigos y pequeñas cavidades con notables geoformas (especialmente boxworks y formas cordadas), pero la placa y los acantilados se mostraron muy compactos, con surgencias de láminas de agua en distintos puntos de los contactos entre planos de estratificación, pero sin cavidades penetrables (Figura 1). En el extremo N alcanzamos un entrante que destaca por sus paredes amarillas, en extraplomo, que interrumpen el paso por la línea de costa. Su base, en el mar, presenta grandes bloques de colapso, desprendidos del tramo superior y un amplio abrigo basal. El frente del acantilado, de 40 m, es de arenisca muy compacta, formado por estratos muy gruesos, de 8-10 m de potencia cada uno. Este hecho y la presencia del abrigo basal nos hicieron pensar en la posibilidad de hallar simas en la parte superior, cercana al borde, que descendieran hasta el nivel del abrigo y que podrían interceptar cavidades con sistemas subhorizontales de galerías con drenaje hacia las surgencias observadas en la placa. El sector fue explorado sumariamente en época de verano en 2005 y 2007, y encontramos grietas y posibles simas, pero con vegetación alta y enmarañada que en esa época dificultaba los accesos y la prospección, por lo que quedó como un lugar de potencial interés para explorar en época invernal, con la vegetación más baja y el terreno más despejado y fácil de recorrer.

En febrero y marzo de 2018 efectuamos nuevas prospecciones, con los resultados que presentamos, que incluyen el hallazgo de varios abrigos y pequeñas simas, con ejemplos interesantes y didácticos de cómo operan los procesos clásticos en estas zonas de borde. En estas salidas accedimos con un todoterreno Land Rover a la zona de Motelu, sobre el gran flanco W de Erentzin, desde donde la aproximación es más corta (Figuras 2 y 3). Sobre la cota 70 m snm enseguida aparecen grandes bloques aislados que presentan abrigos y pequeñas cavidades con múltiples geoformas (Figura 4).

Al acercarse a la zona de borde del acantilado se encuentran depresiones y corredores con sistemas de fracturas y bloques desplazados (Figuras 5 y 6). El acantilado amarillo posee en su borde bloques desplazados (del estrato superior fracturado) a punto de caer (Figura 7) y bloques caídos recientemente (no estaban en 2015) sobre la placa costera de Gastarroz (también llamada de Mortxotx), así como depresiones con pequeñas simas (Figuras 8 a 10). Una de ellas, cercana y paralela al borde, es una larga grieta subvertical que en su base se prolonga en un abrigo-cueva parcialmente en penumbra (Figura 11), el cual se cierra en su parte baja, tras un relleno de bloques, dejando un espacio relativamente amplio y plano, con suelo de sedimentos arenosos, que bien podría ser un punto interesante para hacer una cata con fines arqueológicos. La cavidad totaliza 24 m de desarrollo y -8 m de desnivel. En estos casos se puede apreciar ejemplos de procesos de solifluxión y subsidencia, donde los estratos superiores, rebajados a expensas de fracturas y planos de estratificación, se desplazan y forman cavidades pero también terminan por producir subsidencia, aplastamiento y cierre de las pequeñas cavidades. En ellas hay ejemplos de grandes fracturas ortogonales que fragmentan los estratos gruesos individuales, pero también de fracturas y diaclasas curvas o irregulares que descomprimen la roca generando bloques y clastos menores. Muchas paredes internas muestran procesos de arenización, por disolución intergranular, que dejan rellenos de depósitos arenosos.

La cavidad mayor explorada es una sima-depresión de trazado complejo. Sus coordenadas han sido dadas al inicio de este apartado. En superficie se aprecia una depresión rectangular que profundiza verticalmente en forma de H, atravesando dos estratos gruesos de arenisca y penetrando en un tercero, donde forma una cueva en oscuridad, que sigue el buzamiento WNW hacia el mar. Los topes E y W de la depresión son más bajos que el perímetro externo y las fracturas en H profundizan en el lado E -7 m (con suelo sobre el segundo estrato), y en el lado W -14 m (con suelo sobre el tercer estrato). Este fondo aparente prosigue profundizando en el tercer estrato (inferior) formando una cueva amplia (8 m de ancho) de techo bajo, que alcanza la cota -18 m.



Figura 01. Los acantilados rojos de Gaztarroz y la placa costera, con espectaculares geoformas.



Figura 02. Una de las salidas de exploración, con el todoterreno utilizado para acortar la aproximación (arriba). Vista desde Azabaratza, en primer plano, hacia el extremo N de los acantilados de Gaztarroz, con el entrante del acantilado amarillo, al fondo, derecha (imagen inferior). El sector estudiado comprende la parte alta.



Figura 03. Espolón de acceso al sector estudiado sobre el acantilado amarillo del extremo N de Gaztarroz. Bloques sueltos desplazados, estratos fracturados y depresiones de hundimiento, con algunas cavidades.



Figura 04. Abrigos y pequeñas cuevas en bloques aislados, con numerosas geoformas, principalmente grandes boxworks, y depósitos de arena producto de la desagregación de la arenisca por disolución intergranular.



Figura 05. Las fracturas de descompresión que fragmentan los estratos de arenisca pueden formar corredores abiertos y/o cavidades estrechas y altas, en ocasiones comunicando distintas depresiones.



Figura 06. Sistemas de fracturas y bloques desplazados sobre el borde del acantilado frontal.



Figura 07. Grandes bloques fracturados y desplazados del estrato superior a punto de caer hacia el mar.



Figura 01. Bloques caídos recientemente sobre la laja costera de Gaztarroz (no estaban en 2015), depresiones y cavidades en el lado N del borde del acantilado amarillo.



Figura 09. Depresiones y simas sobre el aéreo borde del acantilado. Nótese que el tramo hundido de la imagen superior está limitado por roca compacta, por lo que ha sido erosionado y rebajado en su parte basal.



Figura 10. Pequeña sima en la imagen superior y grieta-sima en la imagen inferior. Esta última se prolonga en su base, siguiendo el buzamiento, y formando una cueva techada.



Figura 11. Grieta-sima paralela al borde que forma una cueva de 24 m de desarrollo y -8 m de desnivel, la cual posee en su parte inferior una sala relativamente amplia con suelo de sedimentos arenosos.



Figura 12. Vertical de acceso a la mayor de las simas exploradas, de -18 m de desnivel y 44 m de desarrollo. Nótese la profusión en las paredes de la sima de concavidades semiesféricas producto de la disolución de concreciones tipo cannonballs, hecho que probablemente se ha iniciado antes de la apertura de las fracturas.



Figura 13. Galería subterránea en oscuridad de la sima de -18 m, excavada en el estrato inferior (tercer estrato). Se aprecian suelos con rellenos de arena y materia orgánica y espeleotemas blancas de silicatos de aluminio.



Figura 14. Cauces temporales con depósitos de arena blanca y huellas de corriente en la sima de -18 m. Se aprecia coloraciones rojizas y negras debidas a oxi-hidróxidos de hierro, recubrimientos blancos de silicatos de aluminio, eflorescencias aciculares de yeso, y algunas telas y cocoons de arañas que habitan en la cavidad.

La cueva se prolonga 12 m de longitud, primero siguiendo una fractura concoidal oblicua y luego el buzamiento, y posee una amplia zona plana final con rellenos de arena en los que se aprecia huellas de dos cauces hídricos temporales, los cuales finalizan en los extremos N y S de la galería en laminadores impracticables (Figuras 12 a 17). El desarrollo total de la cavidad es de 44 m y el desnivel de -18 m, aunque la mayor parte del fondo está en penumbra o a la luz del día, siendo oscura sólo la cueva inferior.

La cavidad posee algunas espeleotemas botroidales de ópalo-A, recubrimientos blancos milimétricos de silicatos de aluminio amorfo, films rojizos y negros de oxi-hidróxidos de hierro, de naturaleza y forma similares a los encontrados previamente en otras cuevas hidrológicamente activas de Jaizkibel (Galán & Vera Martín, 2010, 2011; Galán et al, 2018), así como tapices de algas y microorganismos, y una fauna de artrópodos terrestres comparable a la que presenta una cueva recientemente prospectada (Galán et al, 2018). La biocenosis cavernícola incluye varias especies troglófilas de araneidos, isópodos, diplópodos, tysanuros Zygentoma, colémbolos y coleópteros. Al ascender la sima nos encontramos en una repisa del tramo superior con un ejemplar de víbora *Vipera seoanei* (Viperidae) (Figura 16). Esta especie la hemos encontrado repetidas veces en Jaizkibel y Ulía, donde frecuenta y se reproduce en oquedades y pequeñas cavidades de la arenisca. En el fondo del primer nivel también son frecuentes ampliaciones basales con geoformas, que incluyen concavidades vaciadas de cannonballs y tramas de boxworks (Figura 17).

En superficie existen así mismo muchos abrigos y concavidades de cannonballs vaciados, en corredores entre los estratos fracturados y en bloques separados (Figura 18). Lo que prueba la ocurrencia de disolución intergranular. En varios casos en que tuvimos que colocar clavos de expansión, las perforaciones con taladro mostraban que el interior de roca, aparentemente compacta, estaba decementada (= arenizada) en profundidad. Ello sugiere que la pérdida parcial del cemento carbonático (más abundante en las concreciones de tipo cannonball), resulta removida, fragilizando la roca y contribuyendo también al desarrollo de los procesos clásticos mecánicos.

La primera impresión que se tiene al observar la fracturación de los estratos superiores y el deslizamiento de bloques, es que éstos siguen un patrón ortogonal de grandes fracturas. Pero observaciones más detalladas muestran también la ocurrencia de fracturas oblicuas y concoideas, a menor escala, tanto en planta como en vertical.

Observaciones complementarias en enclaves cercanos, localizados al E de este punto, en Motelu y Erentzin (Figuras 19 a 25), muestran otros ejemplos comparables. En uno de los casos hay extensas fracturas-simas, de hasta 100 m de longitud y -8 m de profundidad, que se extienden sobre las placas costeras, como producto de la descompresión del estrato superior hacia un escarpe lateral. Estas largas grietas resultan penetrables en algunos puntos (Figuras 19 a 21) y pueden poseer tramos techados por bloques menores. Como siguen el buzamiento, su base puede descender hasta alcanzar el mar, a lo largo de desniveles de 30 m.

Otro enclave reproduce en miniatura (o a menor escala) muchos de los rasgos antes descritos, con escarpes frontales y laterales, sistemas de fracturas de descompresión, bloques desplazados, y pequeñas cavidades con geoformas (Figuras 22 a 24).

Por último existen ejemplos (Figura 25) donde grandes bloques desprendidos de los escarpes poseen infinidad de abrigos y oquedades con geoformas. Que prueban la ocurrencia de disolución intergranular de la roca antes de su colapso. Y zonas con superficies arenizadas que presentan evidencias de procesos de disolución que siguen activos en la actualidad, tanto sobre los estratos compactos como sobre los bloques y fragmentos de estratos desprendidos.

La decementación de la roca (por disolución intergranular) puede así preceder y acompañar el desarrollo de procesos clásticos, al igual que la erosión marina en el frente costero y la erosión normal en el modelado de conjunto.

Muchos de los enclaves con cavidades de estos tipos resultan singulares, por su peculiar topografía, y a la vez muestran muchos rasgos originales, propios de esta litología, y de gran belleza estética, como muestran las fotografías.

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, mientras que hacia su superficie, escarpes laterales y vacíos internos, la orientación y el valor de las presiones forma elipsoides orientados en paralelo al vacío, con su menor valor en sentido perpendicular, generando déficits de carga, que producen descompresiones. Las fuerzas que ejercen presión tienden a compensar la carga mecánica empujando hacia el vacío las partes externas, creando fracturas y desprendimientos. En la vecindad de escarpes en los flancos de las montañas, y en la proximidad de vacíos internos (galerías de cavidades, naturales y artificiales), los déficits de carga producen fracturas mecánicamente (Renault, 1971). En el karst en caliza, las fuerzas que ejercen presión sobre las paredes de las galerías, tienden a empujarlas hacia el vacío existente, pero debido a la cohesión de la roca se logra un equilibrio por efecto de bóveda. No obstante, la bóveda mecánica no coincide siempre con el techo y paredes del conducto. La galería queda rodeada por una zona descomprimida, y la roca permanece inmóvil mientras no se sobrepase el límite de rotura. Esta descompresión se manifiesta con agrietamientos en la vecindad del conducto.



Figura 15. Fracturas concoidales y oblicuas en el tercer nivel de la sima de -18 m. En el centro de la bóveda de la imagen inferior puede observarse pequeñas espeleotemas botroidales de ópalo-A (flecha roja).



Figura 16. Vista desde la boca de la cueva inferior hacia la vertical de acceso de la sima de -18 m y ejemplar de víbora (*Vipera seoanei*) encontrada en una repisa en el tramo superior de la sima.



Figura 17. Geoformas en la base del primer nivel de la sima de -18 m: cannonballs vaciados por disolución intergranular (arriba) y abrigo techado con redes de boxworks (debajo).



Figura 18. Corredores y bloques desplazados con abrigos y oquedades que contienen diversas geoformas. Muchos de estos rasgos han sido adquiridos antes de la fracturación del estrato.



Figura 19. Sistemas de fracturas mecánicas de 100 m de largo y hasta 30 m de desnivel total, formadas por déficits de carga hacia un escarpe lateral que presenta esta laja costera.



Figura 20. Fractura de la imagen anterior que exploramos por la posibilidad de encontrar en su fondo otras galerías o extensiones laterales sobre los planos de estratificación. Aunque estrechas, son accesibles en algunos puntos, donde descienden desniveles de unos 8 m, tornándose impracticables por su estrechez.



Figura 21. Exploración de fracturas-simas formadas por descompresión hacia escarpes laterales. Algunas son estrechas y difíciles de recorrer. La de la imagen inferior es más amplia y tiene tramos techados por bloques. Estas fracturas se limitan al estrato superior, de 6-8 m de potencia, pero su extensión es considerable y puede superar los 100 m, llegando hasta el nivel del mar.



Figura 22. Otro paraje con escarpes laterales en cuyos bordes se producen fracturas por descompresión mecánica de la roca arenisca. Se aprecian los distintos planos de estratificación, con flujos laminares de agua, y fracturas con curvaturas y trazados irregulares en planta.



Figura 23. Escarpes y bloques generados por fracturación mecánica de los estratos, con flujos laminares de agua entre planos de estratificación. Algunos de ellos forman abrigos y cavidades de recubrimiento con numerosas geoformas y laminaciones de distintos colores.





Figura 24. Ejemplos de abrigos con laminaciones bajo estratos remanentes recortados por fracturas, con diversidad de geoformas.



Figura 25. Acantilado lateral en una de las puntas de Motelu donde se aprecian bloques y tramos de estratos desprendidos, con cavidades y geoformas formadas previamente a su colapso, y microrelieves en la arenisca generados por disolución intergranular en una laja de Erentzin.

Este hecho explica la tendencia en las galerías de cuevas a alcanzar un perfil de equilibrio, con bóvedas de sección ojival o en arco, y es a la vez el mecanismo general que explica la formación de derrumbes, grandes salas y simas formadas por colapso de bóveda (Renault, 1971; Maire, 1980). En las galerías de mina, las galerías excavadas no poseen un perfil compensado de equilibrio mecánico, y por ello son más propensas al colapso o requieren entibamiento para soportar los déficit de carga creados por la excavación.

En la arenisca de la Formación Jaizkibel, dispuesta en estratos gruesos con intercalaciones delgadas de lutitas, 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 lubrificación 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. Estos procesos clásticos pueden destruir cavidades preexistentes, y dificultan más la karstificación de lo que la facilitan. Aunque también generan numerosas cuevas de recubrimiento, que se extiende bajo y entre los rellenos de bloques. En el tema que presentamos, que ilustra bien la creación de sistemas de fracturas por descompresión, se da también el caso de formación de depresiones y simas, donde interviene la solifluxión y subsidencia pero combinada con la erosión de la base de los bloques y estratos individuales por acción de la disolución (intergranular y entre planos de estratificación). Esto se aprecia en las simas exploradas por la presencia en las galerías de cauces temporales de régimen laminar y rellenos de arena en las partes bajas.

La disolución, y posterior precipitación de minerales secundarios, da origen a pequeñas espeleotemas, entre las que destacan extensos recubrimientos blancos de silicatos de aluminio, formas botroidales y excéntricas de ópalo-A, soluciones coloidales y costras de goethita y oxi-hidróxidos de hierro, y pequeñas ocurrencias de cristalizaciones de yeso y de calcita.

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 datos ilustrativos de las peculiares características de interés científico que presentan las areniscas de Jaizkibel.

AGRADECIMIENTOS

A los miembros de la S.C. Aranzadi (SCA) Laura Núñez, Marian Nieto, Daniel Arrieta y Ainhoa Miner, quienes nos acompañaron y ayudaron en las exploraciones y trabajos de campo. A dos revisores anónimos de la SVE (Sociedad Venezolana de Espeleología) y SCA por la revisión del manuscrito y sus útiles sugerencias.

BIBLIOGRAFIA

- 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. & 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.; I. Herraiz; D. Arrieta Etxabe; M. Nieto & J. Rivas. 2013. Una nueva sima de 70 m de desnivel en arenisca de la Fomación Jaizkibel: Tanbo 2. Publ. Dpto. Espeleol. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 30 pp.
- Galán, C.; J. Rivas & M. Nieto. 2018. Hallazgo de una cavidad hidrológicamente activa en el cauce de un barranco en arenisca de Jaizkibel. Publ. Dpto. Espeleo. S.C. Aranzadi. Web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 22 pp.
- Maire, R. 1980. Eléments de karstologie physique. Spelunca. Spécial № 3. 56 p.

Renault, Ph. 1970. La formation des cavernes. Coll. Que sais-je? nº 1400, P.U.F., Paris, 127 p.