



Carlos GALÁN; José M. RIVAS; Robert IONESCU & Marian NIETO.
Laboratorio de Bioespeleología, Sociedad de Ciencias Aranzadi, Marzo 2013.

DISOLUCIÓN INTERGRANULAR Y EVOLUCIÓN DE CUEVAS Y GEOFORMAS: LOS EJEMPLOS MÁS EXTRAVAGANTES DEL MUNDO EN ARENISCA DE EDAD EOCENO (FORMACIÓN JAIZKIBEL, PAÍS VASCO)

Intergranular dissolution and Evolution of caves and geoforms: the most outstanding examples in the world in sandstone of Eocene age (Jaizkibel Formation, Basque Country)

DISOLUCIÓN INTERGRANULAR Y EVOLUCIÓN DE CUEVAS Y GEOFORMAS: LOS EJEMPLOS MÁS EXTRAVAGANTES DEL MUNDO EN ARENISCA DE EDAD EOCENO (FORMACIÓN JAIZKIBEL, PAÍS VASCO).

Intergranular dissolution and Evolution of caves and geofoms: the most outstanding examples in the world in sandstone of Eocene age (Jaizkibel Formation, Basque Country).

Carlos GALÁN; José Manuel RIVAS; Robert IONESCU & Marian NIETO.

Laboratorio de Bioespeleología. Sociedad de Ciencias Aranzadi.

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

E-mail: cegalham@yahoo.es

Marzo 2013.

RESUMEN

En la arenisca de edad Eoceno de la secuencia de turbiditas abisales de la Formación Jaizkibel (Gipuzkoa, País Vasco) se presentan interesantes ejemplos de cavidades y geoformas, básicamente producidas por disolución intergranular. Muchos ejemplos de geoformas resultan extravagantes, insólitos, con morfologías originales y únicas en el mundo. En esta nota describimos algunos de los ejemplos más sobresalientes, ilustrándolos con fotografía digital. Se constata una evolución de las formas, en la cual el progreso de la karstificación y origen de cavidades es seguida por el desarrollo de geoformas en su interior. Esta evolución alcanza su paroxismo con la génesis de formas gigantes y la multiplicación de diseños fractales, que siguen patrones ordenados. Estos rasgos son propios de procesos de autoorganización, no-lineales, debidos a la ocurrencia de reactividad química, difusión y convección en el interior del acuífero intergranular. En fases más avanzadas, se produce un incremento de la complejidad, por destrucción y desmantelamiento de las cavidades previamente formadas. El trabajo ilustra y discute esta sorprendente evolución.

Palabras clave: Karst, Geoespeleología, arenisca carbonática, cuevas, geoformas, disolución intergranular, evolución.

ABSTRACT

In the Eocene sandstone abyssal turbidites sequence of the Jaizkibel Formation (Gipuzkoa, Basque Country) are presented interesting examples of cavities and geofoms, basically produced by intergranular dissolution. Many examples of geofoms are bizarre, strange, with original morphologies that are unique in the world. In this paper we describe some of the most outstanding examples, illustrating them with digital photography. It is noted an evolution of forms, in which the progress of the origin of karst cavities is followed by the development of geofoms within these. This evolution reaches its climax with the genesis of giant forms and multiplication of fractal designs, which follow orderly patterns. These features are own self-organizing processes, non-linear, due to the occurrence of chemical reactivity, diffusion and convection within the intergranular aquifer. In later stages, there is an increase of the complexity, by destruction and dismantling of previously formed cavities. The paper illustrates and discusses this amazing evolution.

Keywords: Karst, Geospeleology, carbonatic sandstone, caves, geofoms, intergranular dissolution, evolution.

INTRODUCCION

Sin duda los afloramientos de arenisca exhiben una amplia variedad de geoformas, en distintos lugares del mundo. Son tal vez los relieves rocosos cuyo modelado por los agentes atmosféricos hace que presenten las formas y coloridos más caprichosos que se conocen entre los distintos tipos de rocas. La acción del viento en áreas desérticas o la del agua de la lluvia y el drenaje de los ríos superficiales pueden modelar estas rocas entallándolas, esculpiéndolas y produciendo ejemplos remarcables, estéticamente llamativos.

Pero además la arenisca puede ser objeto de karstificación. Es decir, de la formación de cavidades y sistemas de drenaje subterráneo (que entrañan la desaparición parcial del drenaje superficial). No obstante, la arenisca de cemento carbonático es poco propicia para la formación de cuevas extensas, ya que la roca tiende a desagregarse en arena inconsolidada, que es removida produciendo el colapso del terreno.

En todos los continentes hay áreas donde la arenisca presenta karstificación y sistemas de pequeñas cuevas, pero las cuevas individuales raramente alcanzan los 100 m de longitud. En las regiones de Bohemia (República Checa) y las montañas de Elba en el estado de Sajonia (SE de Alemania) existen redes de cuevas en arenisca cuyas galerías sumadas totalizan varios kilómetros. Según la bibliografía revisada las cuevas más grandes del mundo en arenisca ocurren en Brasil y superan el kilómetro de galerías. La Toca das Confusões (en el estado de Piauí) alcanza 1,6 km. La caverna Aroe Jari (en el estado de Mato Grosso) tiene 1,4 km.

La Gruta Planaltina (en el estado de Pará) tiene 1,3 km. Y existen otras regiones de Brasil (en los estados de Paraná, São Paulo y Minas Gerais) con potencial para albergar grandes cuevas en arenisca (Auler, 2002; Auler et al, 2001).

Normalmente las cuevas en arenisca se presentan en la cara de escarpes verticales de estas rocas, donde pueden actuar distintos procesos de erosión y a la vez resulta más fácil la salida de agua subterránea intergranular que percola a través de la roca. En estos casos se originan cuevas muy someras. Lo mismo podríamos decir de las cuevas de recubrimiento, que dejan áreas techadas bajo y entre rellenos de grandes bloques de colapso. Pero en la arenisca también pueden existir largas galerías, similares a las del karst clásico en caliza, formadas por disolución y alteración diferencial a lo largo de fracturas, planos de estratificación, y zonas de contacto con intercalaciones de otras litologías más blandas o solubles. El agua que percola a través de la arenisca masiva puede moverse lateralmente a lo largo de estos contactos hasta surgir en la base de los escarpes dando origen a filtraciones y surgencias. El prolongado flujo del agua hacia estos manantiales (a lo largo de zonas litológica o estructuralmente débiles) hace que progrese la disolución del cemento carbonático. Esta disolución intergranular deja los granos de arena de la roca casi sueltos (= arenización) y, arrastrados por erosión mecánica, consigue la formación de conductos (= tubificación) y la creación de galerías mayores. De este tipo son las citadas cuevas kilométricas conocidas de Brasil.

Así, el progreso local de la disolución intergranular del cemento carbonático, la rápida alteración de feldspatos y micas, y la disolución parcial de los granos de cuarzo, transforman la roca compacta en disgregable, porosa y permeable, con las partículas de arena casi sueltas, formándose sistemas de vacíos que se amplían con el tiempo, dando origen a galerías y cavernas.

Los procesos son muy parecidos a los que ocurren en rocas silíceas, como las cuarcitas (arenitas de cemento silíceo) de los escudos de Guayana, Brasil o Sudáfrica. En esta litología, que es extraordinariamente más dura y menos soluble que las areniscas de cemento carbonático, también se pensaba que no era posible la karstificación ni la formación de cuevas extensas, pero hoy se conocen simas de -400 m hasta -700 m de desnivel (Gruta do Centenario, Brasil, -484 m; Sima Aonda, Venezuela, -383 m; Abismo Guy Collet, Brasil, -671 m) y cuevas de hasta 11,2 km de desarrollo (Sistema Roraima Sur, Venezuela), existiendo la posibilidad potencial de que futuras exploraciones pongan al descubierto cuevas mucho mayores (Auler et al, 2001; Galán, 1984, 1991, 2012; Galán & Herrera, 2005, 2006; Galán & Lagarde, 1988; Galán & Urbani, 1986; Urbani, 1986).

Ha sido precisamente la suposición esquemática de que no pueden formarse cuevas en arenisca o cuarcita, o que estas serían en todo caso muy pequeñas, en comparación con el karst clásico en caliza, lo que ha llevado a desdeñar la prospección espeleológica sobre estos tipos de roca, con la consiguiente falta de reportes. Pero la investigación progresiva de estos terrenos está mostrando no sólo que se produce karstificación y que pueden existir notables sistemas de cavernas extensas (así como simas de gran desnivel), sino que en ellas tienen lugar procesos, espeleotemas y geoformas, de características desconocidas para el karst clásico en caliza, donde operan distintos procesos complejos, no-lineales, de interés científico extraordinario.

Las areniscas de la Formación Jaizkibel, por su litología, también eran consideradas rocas no susceptibles a experimentar karstificación, y por ello se pensaba que no podían ofrecer cavidades ni fenómenos kársticos de interés, sobre todo en comparación con la gran cantidad de cavidades y macizos kársticos en caliza que existen en el territorio de Gipuzkoa (y en el conjunto del País Vasco). Por ello se trataba de zonas no prospectadas espeleológicamente y, además, de abruptos relieves y acantilados costeros. Actualmente, tras doce años de prospecciones sistemáticas, hemos descubierto más de 220 cavidades y puntos de interés geológico-kárstico. Las mayores cavidades hoy conocidas alcanzan el centenar de metros de desarrollo de galerías, y existe el potencial para el descubrimiento de cavernas mucho mayores. Simultáneamente, estas cavidades han develado que en la arenisca de Jaizkibel existen extraordinarios ejemplos de cuevas, espeleotemas, concreciones (entre ellas paramoudras) y geoformas que resultan excepcionales y novedosas a nivel global, así mismo como la ocurrencia de fenómenos y procesos de gran interés científico desconocidos para el karst clásico en caliza (Galán, 2012; Galán & Nieto, 2012; Galán et al, 2009). En esta nota nos centraremos precisamente en describir algunos ejemplos extravagantes, destacando la curiosa dinámica y evolución de los procesos kársticos que los generan.

MATERIAL Y METODOS

El trabajo presenta y describe un conjunto de geoformas y concreciones inusuales (algunas de ellas nuevas para la Ciencia y únicas en el mundo) halladas en cavidades en arenisca de la Formación Jaizkibel, en una simple localidad de la parte W del monte Jaizkibel (Gipuzkoa, País Vasco). Los ejemplos incluyen bandas de Moebius, boxworks gigantes de varios tipos, formas cordadas, sistemas de celdas en panal de abejas (honeycomb cells), concreciones y nódulos diversos, y todo un conjunto de geoformas residuales, producidas por el progreso de la disolución intergranular de la arenisca y la peculiar karstificación que esta experimenta.

Las descripciones son ilustradas con fotografía digital. Las caracterizaciones químicas y mineralógicas se apoyan en la analítica disponible y en la comparación con muestras analizadas de otras localidades de la misma formación.

Se presentan y discuten interpretaciones, destacando la ocurrencia de procesos kársticos no-lineales de reactividad química, difusión y convección en el interior del acuífero intergranular. La localidad seleccionada para el estudio reúne una multiplicidad de rasgos que resultan por demás favorables para un análisis de conjunto. Con base en la observación de distintas fases de desarrollo, en distintos locus y contextos geomorfológicos, se presenta una hipótesis comprensiva sobre la evolución experimentada por las cavidades y geoformas.



Figura 1. Cascada en la parte inferior del valle estudiado en Jaizkibel W. Se aprecia el fuerte buzamiento (45°N) de los estratos de arenisca.



Figura 2. Escarpe oriental, con abrigos en el estrato superior, y detalle de un bloque desprendido con concreciones esféricas y envolturas de naturaleza arcillosa de las cuales difunden soluciones ricas en hierro y aluminio. Nótese también la ocurrencia de extensas láminas de óxidos de hierro, que rellenaban diaclasas y ahora aparecen expuestas.



Figura 3. Abrigo en la parte basal del escarpe oriental con concreciones esféricas de tipo cannonballs en relieve.



Figura 4. Detalle de cannonballs y concavidades dejadas por los mismos al avanzar la disolución intergranular, junto a residuos y vestigios de otras geoformas sobre las paredes expuestas.



Figura 5. Geoformas residuales junto a concreciones y nódulos de hierro, manganeso y otros elementos. Nótese que algunos ocupan concavidades similares a las de cannonballs, así como la ocurrencia de tramas alveolares con distintos diseños.

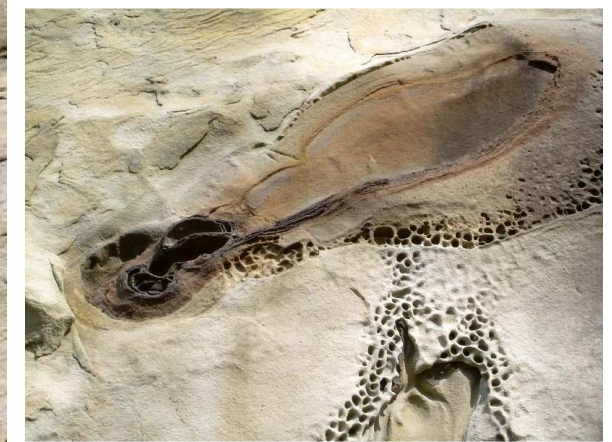


Figura 6. Detalle de concavidades, concreciones y nódulos sobre paredes expuestas.



Figura 7. Detalle de geofomas en paredes arenizadas expuestas y nódulos ocupando el centro de concreciones carbonatas de tipo cannonballs.

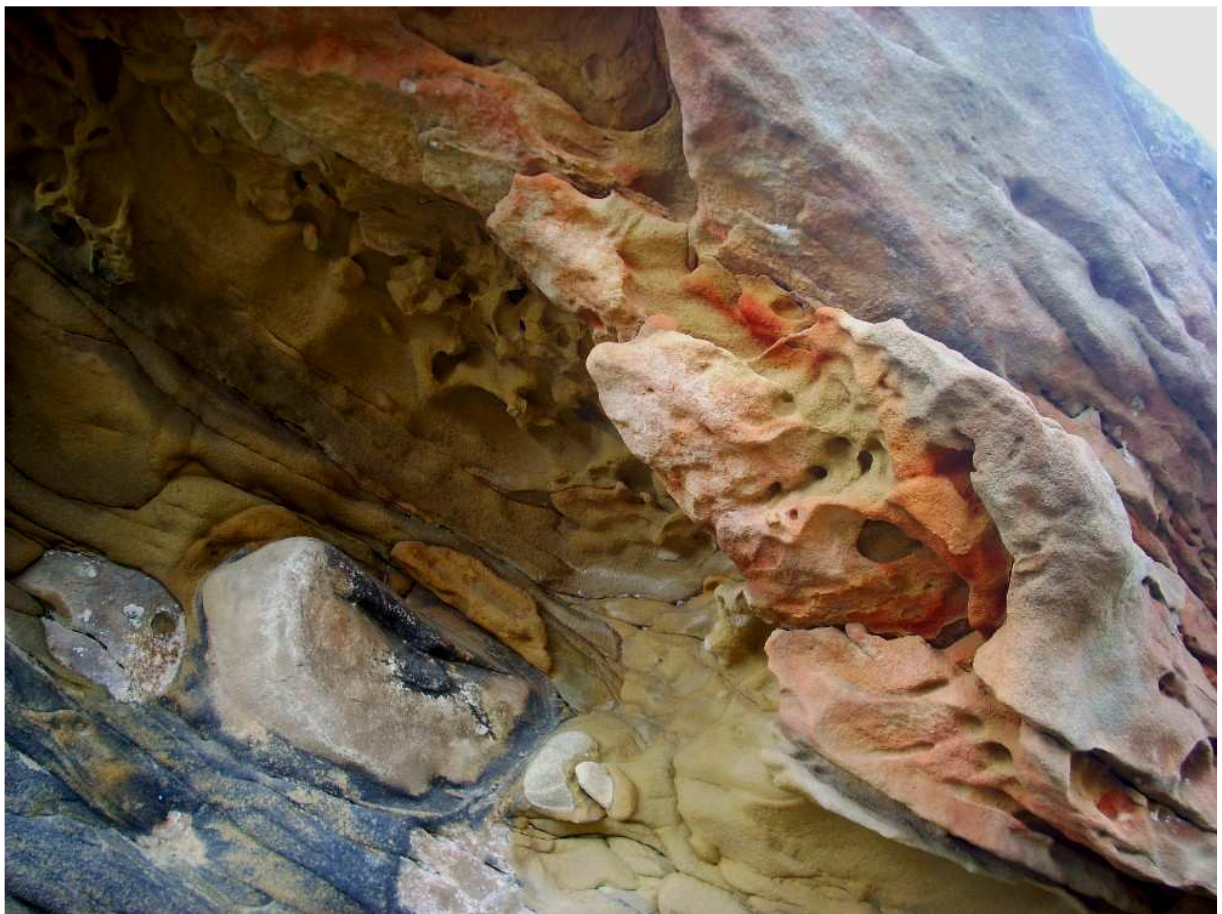


Figura 8. Detalle de grandes concreciones en la parte más baja del escarpe occidental, donde se desarrollan abrigos con diversidad de boxworks sobre la roca arenizada de bóvedas y paredes internas.



Figura 9. Series de cannonballs y concavidades de tamaño métrico en la base del escarpe occidental. Nótese la presencia de geofomas, perforaciones y ventanas en las bóvedas de los abrigos.

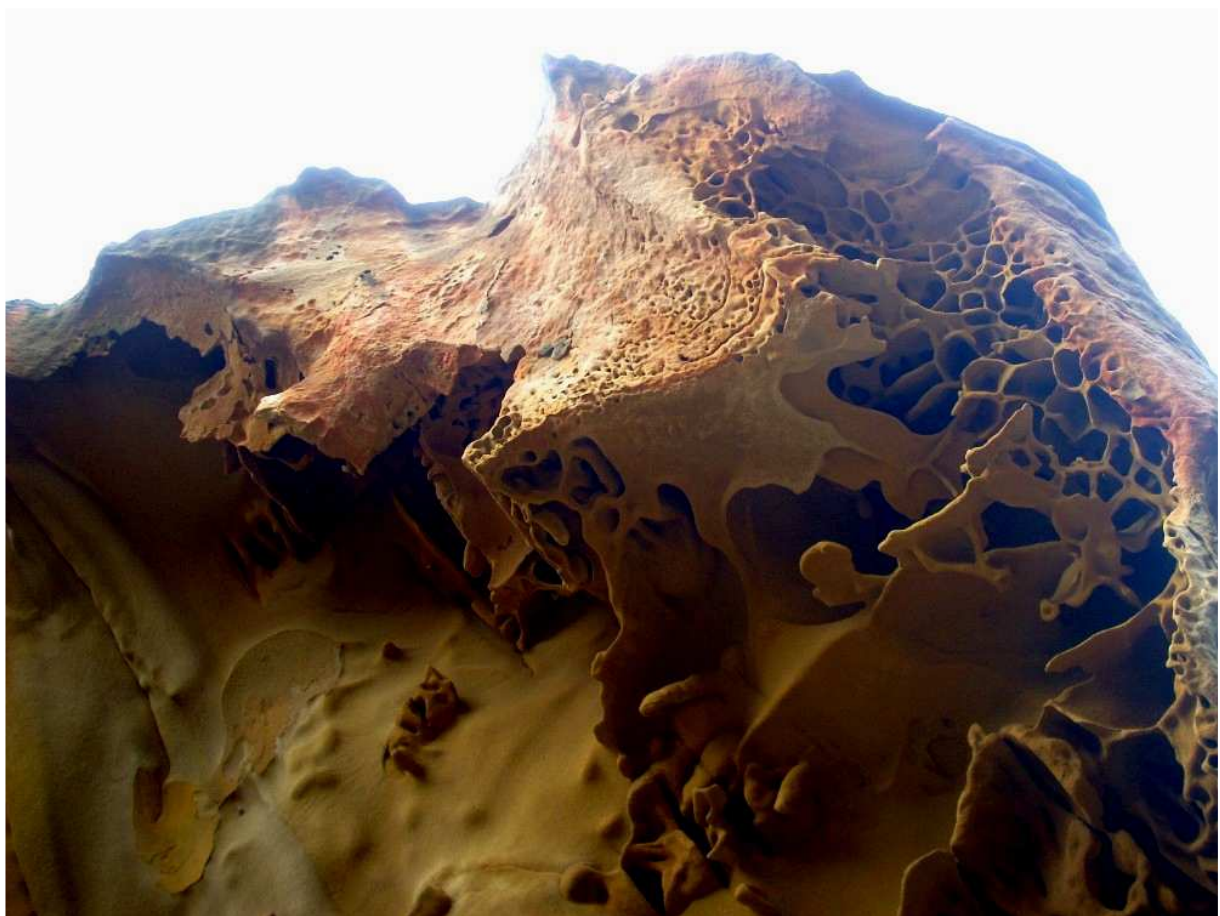


Figura 10. Detalle de abrigos y pequeñas cuevas en el escarpe occidental. La superficie superior y externa parece recementada con carbonatos, mientras el interior de las cavidades presenta roca arenizada con celdas en panal de abejas (= honeycomb cells), boxworks poligonales y superficies lisas con geofomas residuales. Nótese las gradaciones en el tamaño de celda, según su posición espacial, curvatura y exposición de las paredes internas.

RESULTADOS

La zona de estudio, situada en la parte W de Jaizkibel, comprende un conjunto de escarpes de arenisca que se extienden entre 180 y 40 m snm de altitud, a lo largo de los flancos de un valle ortoclinal.

Cabe destacar que la Formación Jaizkibel es una potente secuencia de turbiditas abisales de edad Eoceno inferior a medio. La serie alterna estratos de arenisca con otros menores de lutitas, margas y calizas arenosas. Las áreas donde se observan fenómenos kársticos comprenden parte de la secuencia, con estratos gruesos de arenisca que prácticamente se apoyan unos sobre otros, sólo separados por intercalaciones muy delgadas de lutitas, por lo que en estas áreas hay una secuencia casi ininterrumpida de arenisca que puede alcanzar espesores de 10 a 50 m, siendo de varios metros la potencia de cada estrato individual.

El dispositivo estructural es monoclinal, con buzamiento Norte. En el área de estudio la inclinación de los estratos oscila entre 40 y 55° N. El relieve es recortado por la vaguada de un pequeño arroyo de caudal perenne. Este arroyo presenta en la cota 100 m snm un tramo subterráneo a lo largo de una cueva de 25 m de longitud, desarrollada bajo grandes bloques de colapso. La parte más baja del arroyo forma en la cota 40 m snm una cascada de 20 m de desnivel que cae abruptamente hasta una zona de bloques en la orilla del mar (Figura 1).

En el lado E del valle el escarpe principal de arenisca se desarrolla entre las cotas 40 y 90 m snm, a lo largo de unos 100 m de longitud. El desnivel de este escarpe vertical llega a alcanzar 40 m, y tanto en su base, donde aflora una serie de lutitas de estratificación delgada, como en la parte más elevada (base del estrato superior de arenisca del escarpe) se presentan algunos abrigos y pequeñas cuevas, con diversas geoformas. Las paredes del escarpe presentan superficies arenizadas, junto a otras con recubrimientos de láminas de óxidos de hierro (Figura 2). Lo más notable, como luego veremos, es la ocurrencia en la parte basal del escarpe de un abrigo de colapso en cuyas paredes son abundantes concreciones carbonatadas y nódulos de óxidos de Fe, junto a otras geoformas alveolares, en distintos estados de desagregación.

El lado W del valle presenta un escarpe casi continuo de arenisca en su borde lateral-superior, que se extiende a lo largo de 250 m en planta entre las cotas 180 y 50 m snm. El escarpe en sí ocupa el cierre lateral W del valle y sigue el declive del mismo, concordando durante largos tramos con el buzamiento. Bajo el escarpe superior, en la ladera hacia el río (así como en la ladera opuesta), hay varios escarpes menores, escalonados, algunos de ellos con abrigos y pequeñas cavidades. Pero el escarpe con mayor profusión y espectacularidad de sus geoformas -considerablemente- es el superior, con paredes de 8 a 12 m de desnivel. A lo largo de más de 200 m, hay una sucesión de pequeñas cuevas, grutas, abrigos, y paredes extraplomadas. Sobre las bóvedas y paredes internas de esta sucesión de cavidades hay una extraordinaria diversidad y profusión de geoformas. Algunas paredes conservan rebordes y viseras superiores, que las techan parcialmente, lo que indica que estas son formas remanentes de antiguas cavidades, hoy en avanzado estado de desmantelamiento.

Pasaremos revista y describiremos los distintos fenómenos observados, agrupándolos según su localización y características, y destacando los detalles que permiten inferir los procesos que han intervenido en su génesis y evolución.

CAVIDADES Y GEOFORMAS EN EL ESCARPE ORIENTAL

Lo primero que destaca en este escarpe, que ocupa el cierre oriental inferior del valle, es que está constituido por estratos gruesos de arenisca, mientras que en su base la ladera presenta una alternancia de estratos delgados de arenisca con lutitas y margas intercaladas, las cuales son muy disgregables. Esto ha propiciado la ocurrencia de colapsos, por avance de la erosión normal en su base, lo que ha generado las altas paredes verticales, que llegan a alcanzar 40 m de altura (Figuras 2 y 5).

Los estratos individuales en esta pared llegan a tener 8 m de potencia. Puede apreciarse también, en la Figura 2, que cuando falta la estratificación gruesa de arenisca el relieve no forma escarpes. Este modelado sugiere que los tramos de la serie con predominio de arenisca, a pesar de su cementación carbonática, son más resistentes a la erosión y meteorización de superficie, destacando en el relieve como formas positivas. Mientras que los tramos con intercalaciones delgadas de lutitas y margas resultan fácilmente erosionables, y presentan un relieve normal.

La presencia de fracturas y la erosión normal en la base de los escarpes genera procesos de descompresión mecánica, con el consiguiente colapso de bloques y retroceso de la vertiente (Figuras 3 y 4). Por ello estas son zonas activas de colapso, que mantienen la verticalidad de los escarpes y, a la vez, los sucesivos desprendimientos destruyen las cuevas y abrigos basales (Figuras 2 a 4). Sobre estas paredes, verticales a extraplomadas, la roca se presenta arenizada por disolución kárstica intergranular mostrando a menudo residuos y vestigios de geoformas (Figuras 4, 5 y 7), que en parte se formaron en lo que antes fueron las paredes internas de abrigos y cuevas. En la Figura 2 inferior puede apreciarse que mientras se conservan restos de abrigos y cuevas en la base del estrato superior, tales formas faltan en el resto de los estratos. Con esto sólo queremos indicar que la ocurrencia de roca arenizada y geoformas sobre superficies expuestas, no son rasgos debidos a la erosión o meteorización superficial de la arenisca, sino por el contrario, son la manifestación en superficie de procesos kársticos de disolución, que actúan sobre la roca-caja desde el interior de la misma hacia el exterior de los escarpes.

Aparte de tramas de geoformas alveolares (Figuras 4, 5 y 7), con distintos diseños y geoformas, destaca en este escarpe la ocurrencia tanto de concreciones carbonatadas como de nódulos y láminas de óxidos de hierro (y otros elementos, tales como óxidos y silicatos de aluminio, y oxi-hidróxidos de manganeso) (Figuras 3 a 7).

En las Figuras 2-inferior y 3-superior, puede apreciarse la ocurrencia de extensas láminas de óxidos de hierro. Aunque ahora aparecen en superficie, diversas observaciones de campo sugieren que muchas de estas láminas rellenaban diaclasas en el interior de la roca y aparecen en superficie por colapso y retroceso de la pared del escarpe.

También hay concreciones esféricas tipo cannonballs rodeadas, en forma similar a muchos paramoudras de Jaizkibel (Galán, 2012), por gangas arcillo-arenosas de naturaleza más blanda (Figuras 2 á 4), así como otras concreciones que forman envolturas en torno a nódulos de óxidos de hierro y otros elementos. Algunos de estos nódulos muestran una estructura de acreción en capas concéntricas (Figuras 5 á 7). La Figura 7 muestra también otros ejemplos que habían pasado desapercibidos, como es la presencia de nódulos ocupando el núcleo central de concreciones carbonatadas de tipo cannonballs o similares. Por lo que la observación de la superficie externa puede ocultar rasgos internos. Las Figuras 3 á 5 muestran que ante el progreso de la arenización de la roca-caja, las concreciones pueden ser removidas dejando concavidades semiesféricas (muy frecuentes en la arenisca de esta formación), pero también pueden quedar a ras de la pared o sobresalir como prominencias y relieves positivos. Todo ello indica que existe diversidad en la composición de los cementos de las concreciones y nódulos, y en sus elementos constituyentes.

Estas geoformas ahora las encontramos expuestas en las paredes y en bloques desprendidos. Pero si tenemos en mente que tales concreciones y nódulos se encuentran y son abundantes en el interior de la roca-caja, hay que destacar que la disolución intergranular en el interior del volumen de roca, trabajará sobre un conjunto de minerales (no sólo sílice y carbonatos). Las aguas subterráneas resultan así soluciones multi-componentes (en su química y mineralogía). La reactividad de estas soluciones en el interior del acuífero intergranular puede por tanto entrañar procesos complejos de disolución y precipitación. Un aspecto que resulta esencial y que difiere de lo que ocurre en el karst clásico, y al cual nos referiremos más adelante con mayor extensión.

CAVIDADES Y GEOFORMAS EN EL ESCARPE OCCIDENTAL

Los rasgos anteriores también se presentan en el escarpe occidental, destacando en este una mayor profusión y diversidad de cuevas y geoformas. Este escarpe está prácticamente constituido por un estrato único de 8 á 12 m de potencia. En su parte baja (sobre la cota 50 m snm) forma un abrigo con paredes extraplomadas donde son abundantes las concreciones y concavidades de tamaño métrico, así como bóvedas con boxworks, ventanas y perforaciones (Figuras 8 y 9).

Algo más arriba (sobre la cota 70 m snm) estos abrigos se hacen más profundos (4 á 6 m con respecto a la línea de goteo) y presentan gran profusión de boxworks en las partes altas, los cuales gradan desde boxworks gigantes (de más de 1 m) hasta otros menores (de 10-20 cm de diámetro de celdas) y formas en panal de abejas en los rebordes externos (Figuras 10 y 11). Las partes bajas de la pared de los abrigos presentan superficies arenizadas, con numerosas geoformas residuales en relieve positivo.

Al continuar ascendiendo a lo largo de la base de los abrigos las paredes de los mismos alcanzan mayor altura y presentan un conjunto de geoformas notables y únicas en el mundo (Figuras 12 á 20). Las bóvedas y paredes de estos abrigos están arenizadas, mostrando suaves superficies lisas junto a algunas concavidades de cannonballs vaciados y numerosas geoformas en relieve positivo (Figura 12). El reborde superior tiene un aspecto ruñiforme (Figuras 14 y 20), con su cara externa superior recementada por carbonatos y la coloración gris típica de los afloramientos de arenisca de la formación (meteorizados en superficie y con films de cianobacterias). Las bóvedas y parte alta de las paredes bajo estos rebordes de techo presentan una gran profusión de boxworks (Figuras 14, 17 y 18). Pero lo más remarcable sobre las paredes de los abrigos es la ocurrencia de las geoformas que denominamos cintas o bandas de Moebius (Galán & Nieto, 2012) (Figuras 13 á 17). Estas tienen un perfil en T, con el trazo superior paralelo a la curvatura de la pared y separado de la misma, y un trazo corto perpendicular que sirve de unión a la pared, a veces reducido a sólo pequeños puentes de roca. El borde externo de las bandas está acribillado o recortado por perforaciones menores, con un relieve de detalle que forma filigranas de intrincado diseño (Figuras 14 á 17). Las bandas de Moebius tienen desarrollos sinuosos de varios metros siguiendo la curvatura de las paredes arenizadas de las cavidades; aunque predominan las bandas verticales o que siguen la línea de mayor pendiente, las hay oblicuas, subhorizontales y entrelazadas. Su paradójico diseño recuerda el desarrollo sin fin de la figura matemática del mismo nombre. En las Figuras 15 á 17 se muestran ejemplos de fases de progresiva meteorización, que dejan diseños muy alargados, tramas perforadas y pequeñas prominencias residuales que ya han perdido el trazo superior de la banda. La arenización y desagregación de estas geoformas se hace mayor en la parte inferior. Parece probable que su permanencia en el tiempo se deba, por un lado, a la recementación parcial de la superficie de la banda por escurrimientos temporales, sobre su superficie, y por otro a que, al disminuir los puntos de contacto con la roca se ralentiza la disolución intergranular.

En los mismos sectores con bandas de Moebius hay grandes boxworks con diseños poligonales muy complejos (Figuras 16 y 18-superior), de quillas muy delgadas, limitados a concavidades semiesféricas o protuyendo de la roca. Su morfología sugiere que se han formado por desagregación no-lineal de cannonballs, debida a la ocurrencia de fenómenos de convección que precedieron o acompañaron a la disolución intergranular. No es conocida tampoco la ocurrencia de tales tipos de boxworks a nivel mundial.

Por último es de destacar la ocurrencia en estos sectores de múltiples formas residuales, de morfologías muy diversas, que sobresalen en relieve positivo perpendiculares a las paredes, a pesar de su avanzado estado de arenización (Figuras 18 á 20). Hay geoformas esféricas, cónicas y cilíndricas, con reducidas bases de unión a la pared. Tales geoformas constituyen también reportes novedosos a nivel global y, desde luego, difieren completamente de los casos de alteración alveolar descritos en la literatura geológica internacional. Algunos de ellos parecen haberse formado también a partir de concreciones y/o bandas de Moebius.

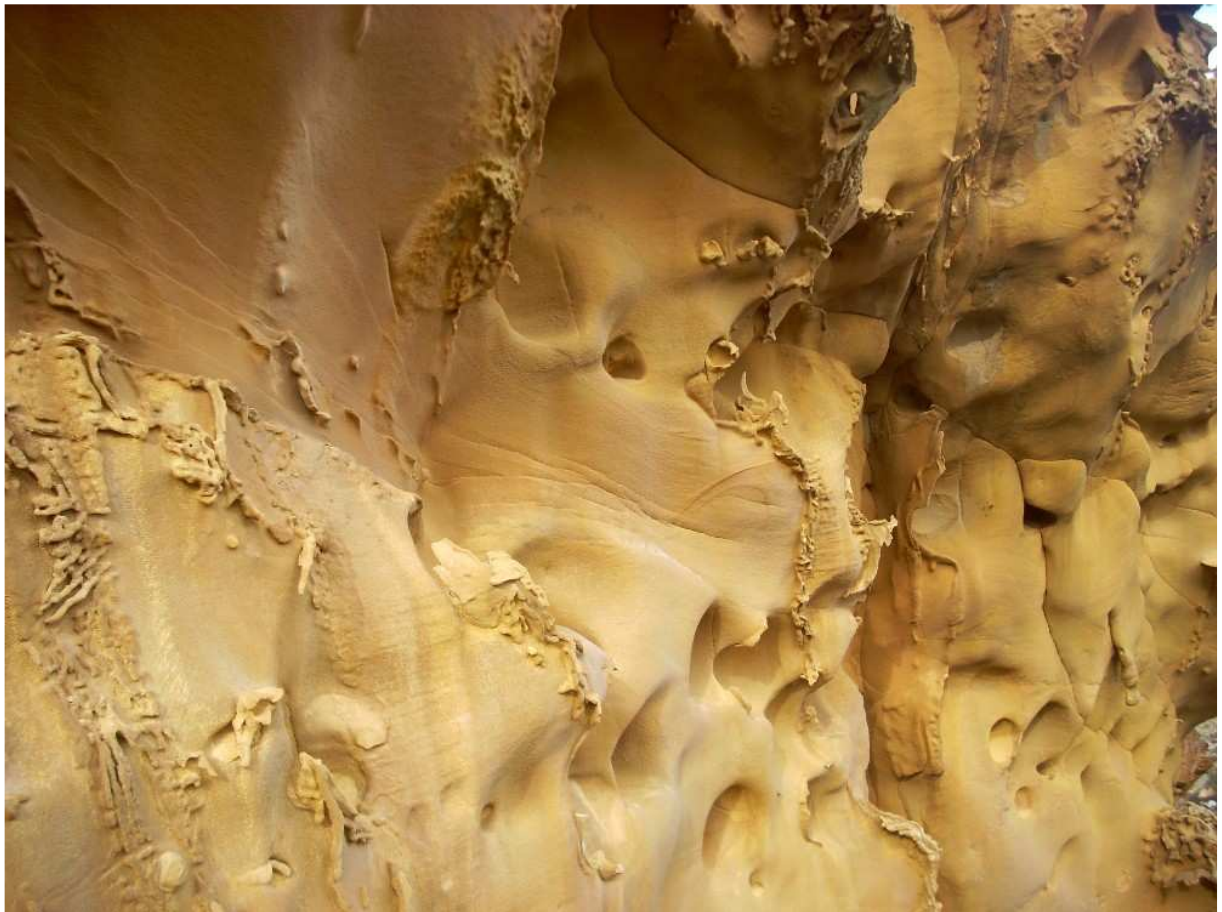


Figura 11. Detalle de geofomas residuales sobre las paredes arenizadas de abrigos en el escarpe occidental.

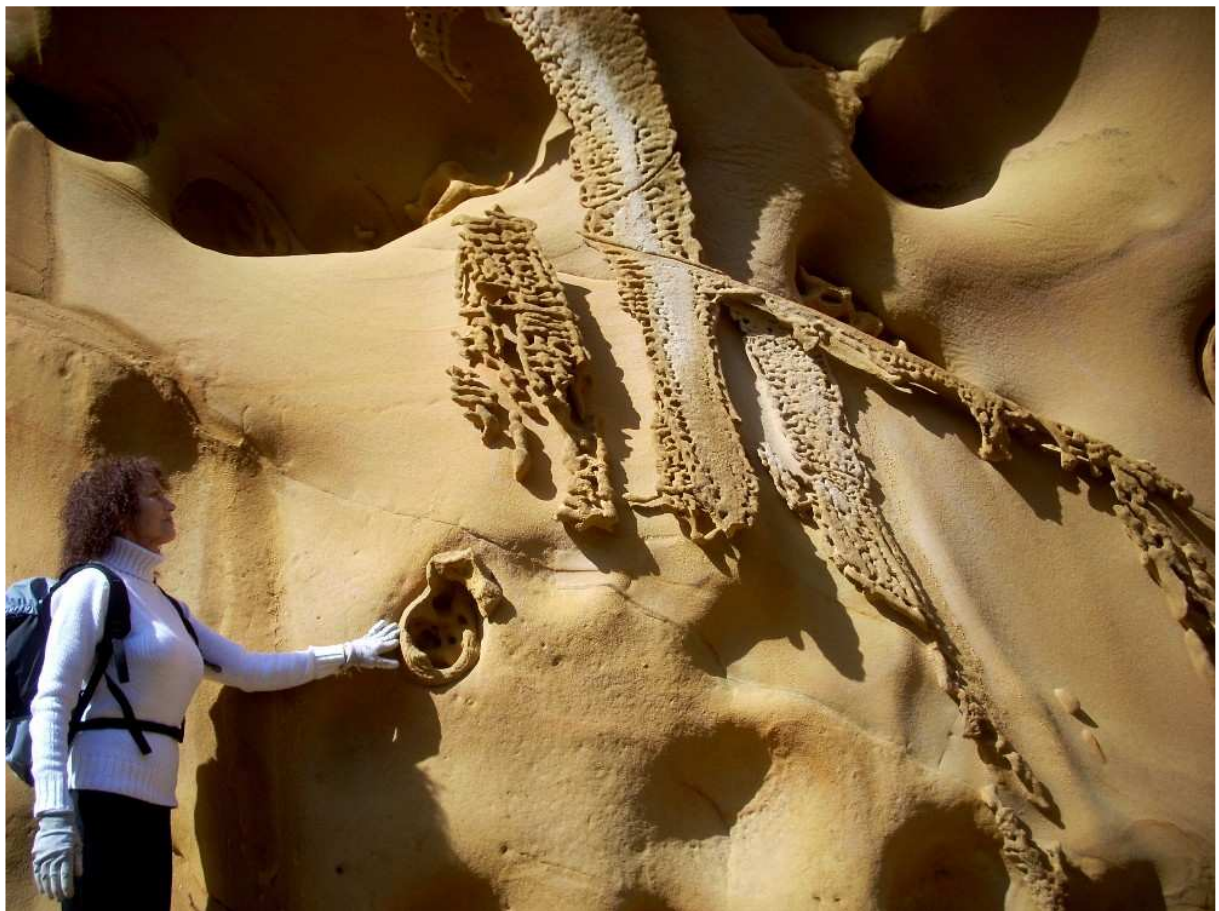


Figura 12. Detalle de bandas de Moebius, que extienden sus paradójicas estructuras siguiendo la curvatura de las paredes arenizadas. Nótese los delgados puentes de unión a la roca y la ocurrencia de otras geoformas residuales.

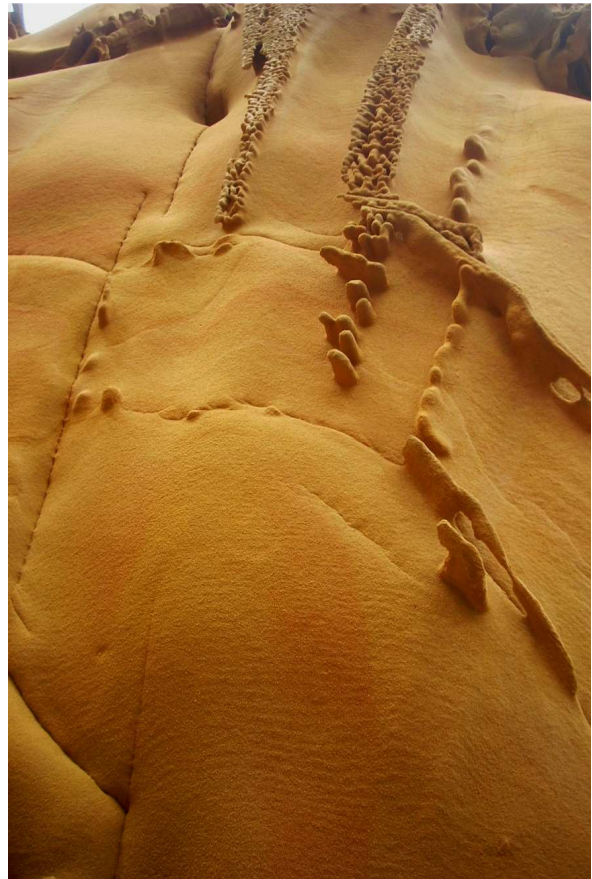
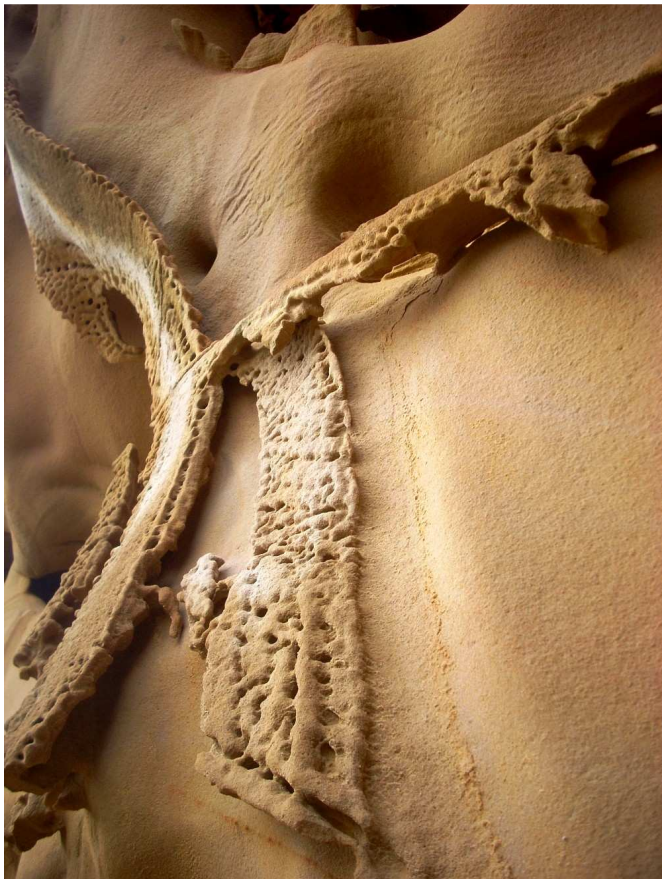


Figura 13. Detalle de bandas de Moebius y otras geoformas residuales, algunas de las cuales sólo dejan vestigios de los últimos puentes de unión a la roca-caja.



Figura 14. Rebordes superiores de los abrigos, con diversidad de boxworks, y bandas de Moebius de varios metros de extensión. Aunque algunas parecen soportadas por escurrimientos verticales que recementan su superficie, pueden extenderse en todas las direcciones del espacio, con formas ramificadas e intrincados diseños.

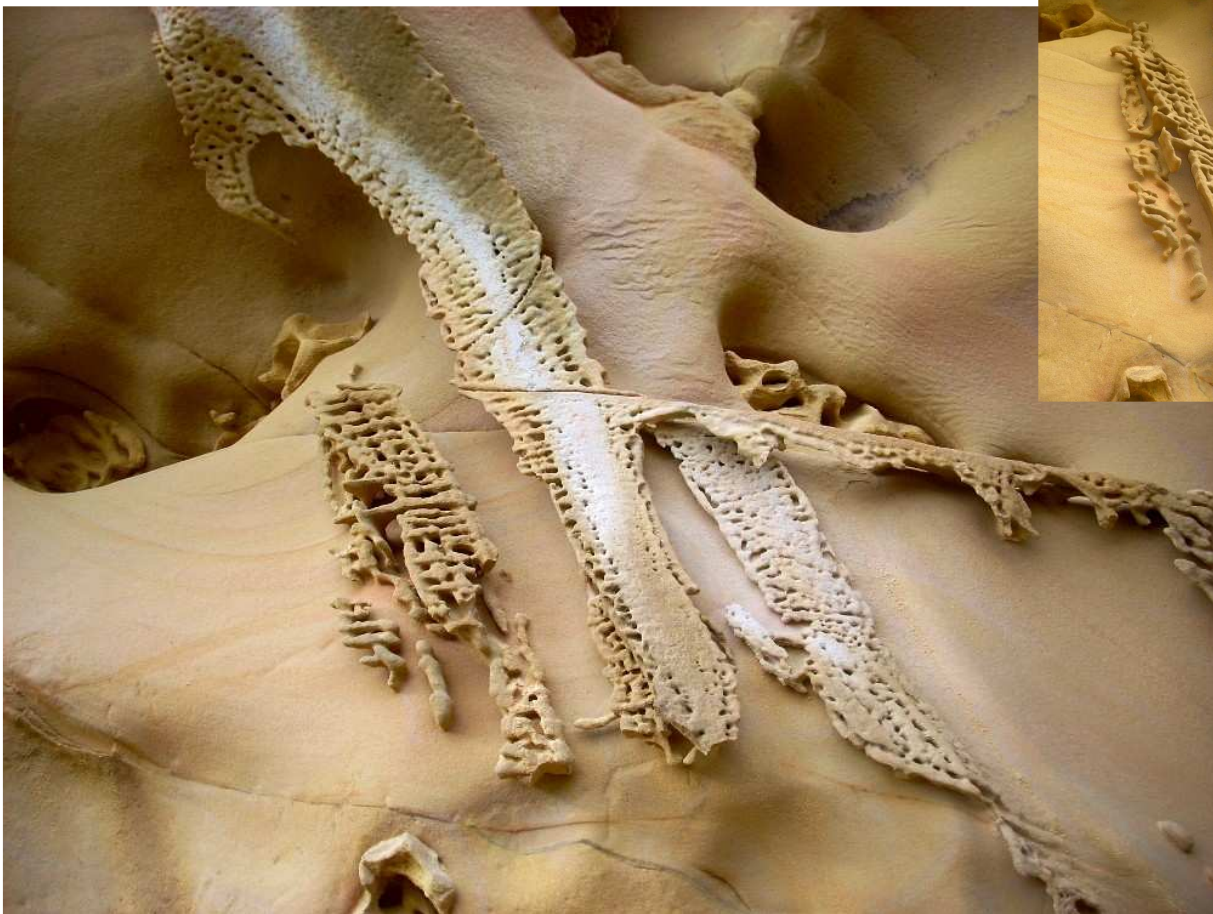
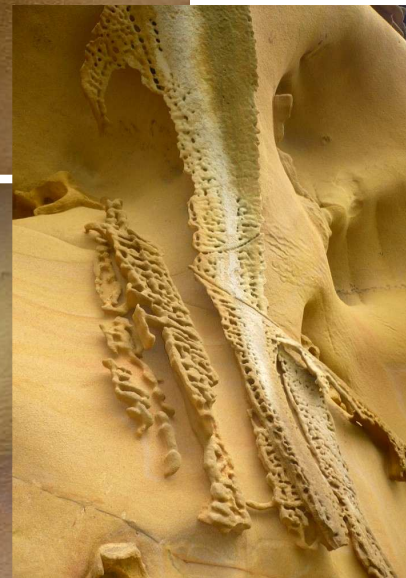


Figura 15. Detalle de bandas de Moebius, de paradójicas y etéreas estructuras. Nótese los bordes dentados y/o acibillados de perforaciones menores, así como su progresiva arenización, la cual deja delicadas tramas de filigranas residuales.



Figura 16. Junto a las bandas de Moebius resultan también notables los boxworks y geoformas cordadas formadas por convección y avance de la disolución intergranular sobre concreciones de tipo cannonballs.

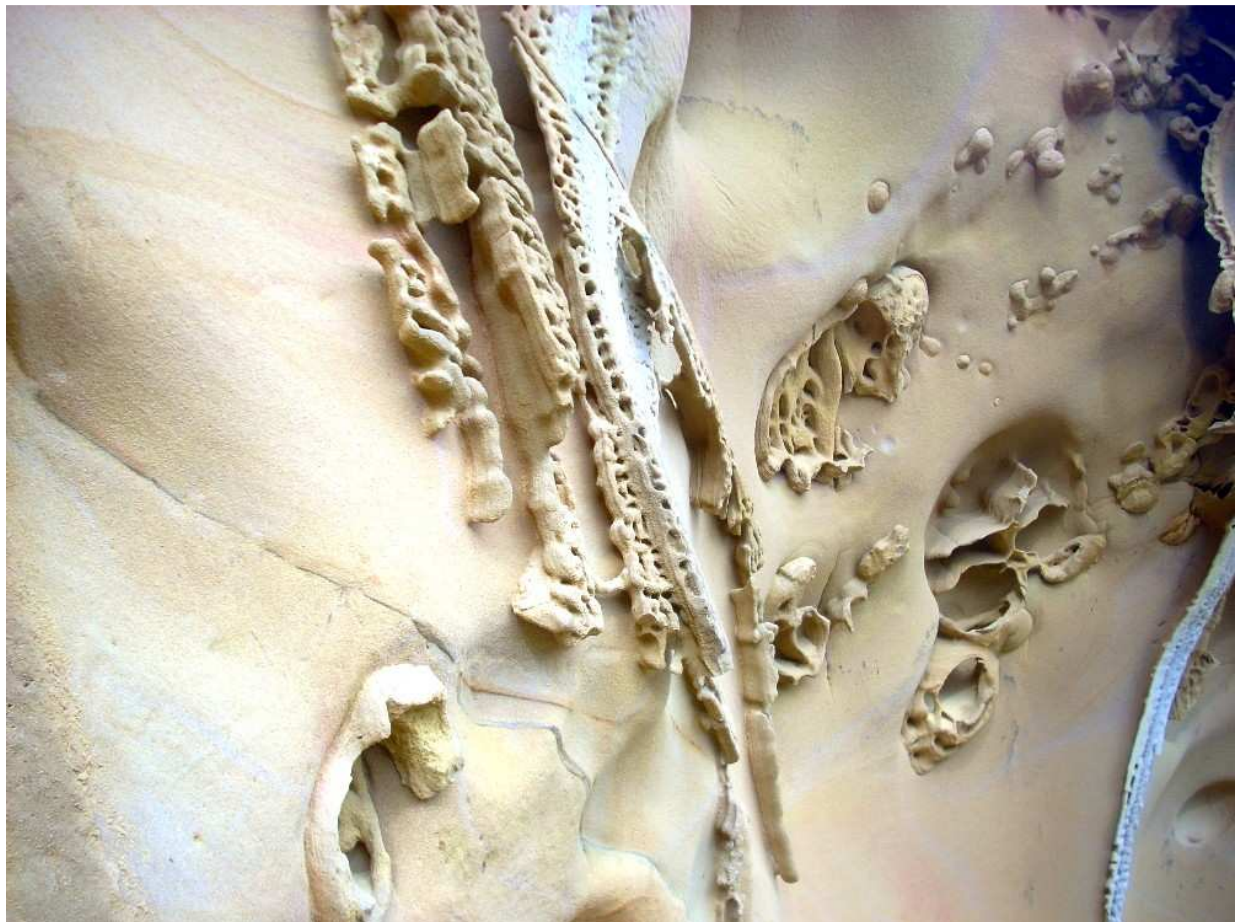


Figura 17. La progresiva arenización de las cintas de Moebius deja geoformas residuales de intrincado diseño.

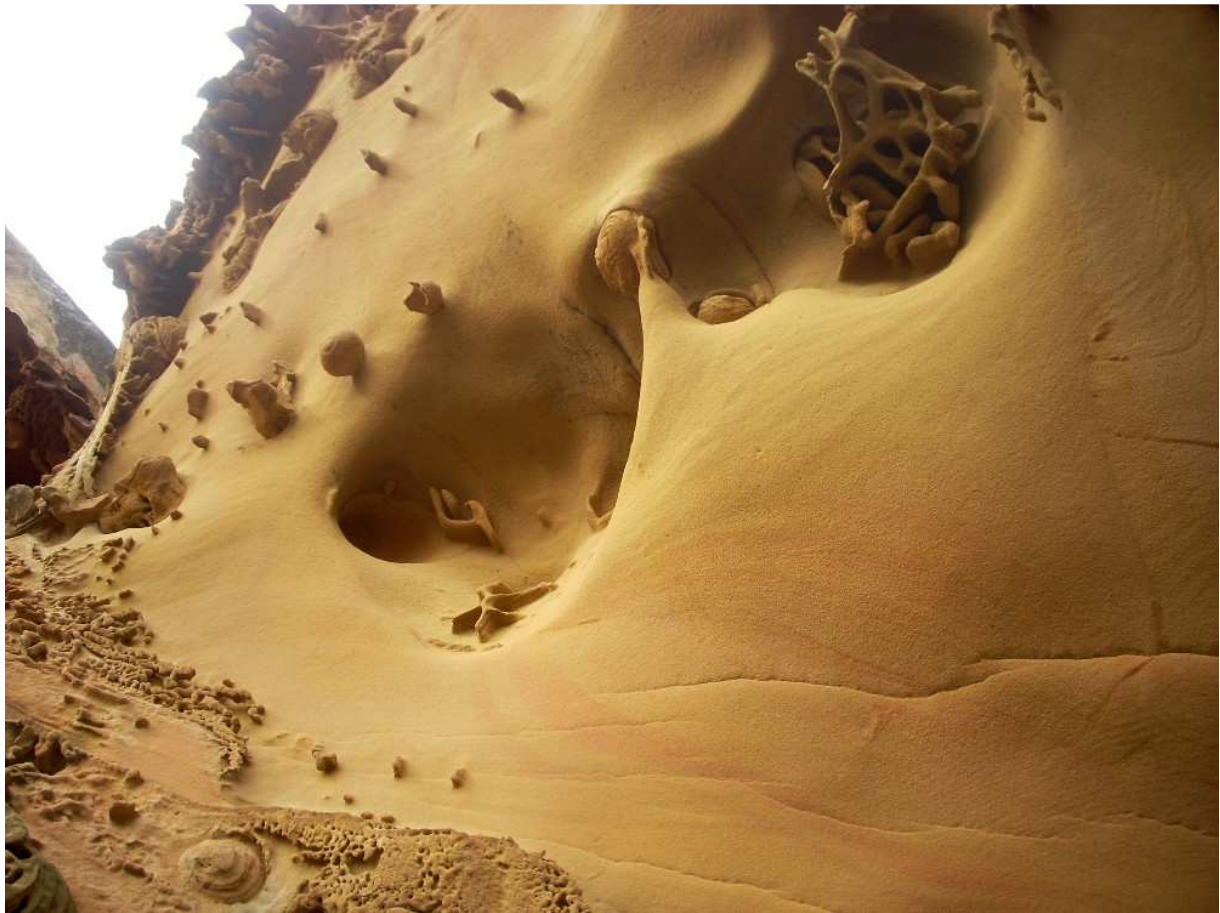


Figura 18. Diversidad de geoformas residuales en relieve positivo, por progresiva arenización y retroceso de las paredes.



Figura 19. Geoformas residuales cónicas, esféricas y cilíndricas, proyectándose de las paredes sobre extensas superficies.



Figura 20. Detalle de geoformas residuales. Nótese en este ejemplo la formación de incipientes bandas de Moebius por desagregación progresiva de una superficie paralela anterior. Así como la diversidad de boxworks y geoformas residuales sobre concreciones, de mayor complejidad en su diseño que los boxworks hexagonales y poligonales.

En todo caso su estructura y diseño resulta mucho más complejo y extravagante que la de los boxworks poligonales (Ver por ejemplo Figuras 17 á 20).

Por encima de la cota 100 m snm de altitud, los escarpes presentan un mayor número de cavidades, las cuales llegan a profundizar hasta 8 m con respecto a la pared externa, conteniendo salas internas y/o pequeñas galerías en ocasiones prolongadas en mesocavernas, algunas de ellas con zonas en oscuridad. Aunque alternan con abrigos profundos y paredes en extraplomo, entre las cotas 110 y 180 m snm, a lo largo de un centenar de metros de distancia en planta, hay más de media docena de cuevas, algunas de ellas con ventanas. Tres de las cavidades son del tipo que denominamos "cavidades en burbuja" o "cascarones huecos" (Galán et al, 2009), con bocas relativamente reducidas que dan paso a cavidades internas de hasta 15 m de ancho por 6 m de profundidad y bóveda a 3 m de altura. La Figura 21 ilustra una de ellas, con una ventana abierta que perfora el estrato. La parte superior de la arista de roca, en el lado opuesto al escarpe, presenta roca compacta, no meteorizada, con acanaladuras onduladas de tipo lapiaz. El interior de estas cuevas está cubierto de boxworks y otras geoformas.

Tras otros abrigos y pequeñas cuevas (Figura 22) se alcanza un amplio abrigo techado con otras notables geoformas (Figura 23). Además de boxworks y bandas de Moebius en este sector destacan grandes concreciones (de hasta 40 cm de diámetro) que sobresalen en relieve positivo, con distintos estados de desagregación (Figuras 24 á 26). Algunas han sido desagregadas en boxworks, otras han sido vaciadas de su parte central, con alveolos menores en su periferia, las hay con formas cónicas (compactas o fracturadas), y residuos de las mismas apenas adheridos a la pared, la cual presenta amplias superficies arenizadas lisas. Toda la roca está arenizada y ha resultado esculpida dejando residuos de arena fina en las irregularidades de las geoformas.

Otros abrigos, sobre la cota 120 m snm, presentan a su vez miles de geoformas sobre extensas superficies de sus paredes y bóvedas. Estos incluyen boxworks, geoformas cordadas, restos de cannonballs, intrincadas tramas digitiformes, coraloides y retículos de formas residuales (Figura 27). En general, hacia las partes inferiores y externas de las paredes, las geoformas van siendo rebajadas hasta desaparecer. La Figura 28 ilustra otro caso que muestra la diversidad de geoformas. Junto a estructuras en bandas y cordones, hay formas globulares, alineaciones de alveolos y geoformas con rizos que, otra vez, sugieren la ocurrencia de convección. No hay palabras para describir tal diversidad sin cartografiar las formas o ilustrarlas con fotografías (Figuras 29 y 30). Y además sorprende su escala y el hecho de recubrir superficies muy amplias, a menudo abarcando todo el interior de las cuevas y abrigos. Los espacios que dejan las celdas en ocasiones profundizan más de 1 m, con la complejidad de extravagantes corales ramificados. En algunos casos se aprecia muy bien que los diseños cambian según se desarrollen sobre la roca-caja o sobre concreciones de la misma (Figura 31), con el paso de morfologías de rizos a bandas y a redes poligonales según la posición espacial y la curvatura de las paredes y bóvedas.

Las Figuras 32 y 33 corresponden a otro abrigo, sobre la cota 140 m snm, con gran profusión de boxworks y geoformas cordadas que gradan hacia alveolos ovales a esféricos sobre el reborde externo en extraplomo. Estos abrigos muestran además laminaciones de la arenisca con arenas de distintos coloridos (blancas, amarillas, rosadas y ocre), las que a su vez muestran una gran diversidad de diseños. La Figura 34 muestra otra cavidad con una claraboya en su sala interna y con bóvedas cubiertas de boxworks gigantes. Según la coloración de la arenisca, la luminosidad que alcanza al interior de los abrigos, la disposición espacial y el tipo de geoformas, las morfologías resultan sorprendentes y a menudo presentan diseños fractales (Figuras 35 á 37).

Las Figuras 38 á 40 corresponden a otras cavidades y abrigos en torno a la cota 170 m snm. De nuevo pueden apreciarse geoformas en bandas, poligonales, cordadas, realizadas o reducidas hasta formas residuales poco prominentes. Muchas de ellas se desarrollan hasta el nivel del suelo, sobre concreciones y láminas, o con formas dendríticas de espectacular belleza y complejidad. En suma, estamos describiendo no pequeños detalles aislados, sino espectaculares conjuntos de cavidades y abrigos que se extienden sobre 250 m de longitud a lo largo del escarpe. Hay que enfatizar que estos rasgos resultan remarcables a nivel global.

En adición, nos estamos refiriendo tan sólo a una localidad entre más de 200 hasta ahora conocidas para la Formación Jaizkibel. En este caso se trata de un conjunto de grutas, abrigos y pequeñas cuevas, pero también son conocidas en la arenisca de la Formación Jaizkibel cuevas hidrológicamente activas, con galerías en oscuridad total, de hasta 100 m de desarrollo, así como simas de hasta -25 m de desnivel. Por lo que se trata de un auténtico proceso de karstificación (por disolución intergranular de la arenisca) a nivel regional, y no simples formas de meteorización superficial.

Puede afirmarse sin exageración alguna que tal conjunto, diversidad y profusión de rasgos kársticos en arenisca, constituyen los ejemplos más extravagantes y remarcables de geoformas hasta ahora conocidos para este tipo de roca a nivel mundial. Como veremos a continuación, también sorprenden y resultan de gran interés científico los procesos que las generan.

DISOLUCIÓN INTERGRANULAR EN ARENISCA

Las cavidades y geoformas descritas son debidas a procesos kársticos de disolución, los cuales pueden tener lugar en rocas tradicionalmente consideradas muy poco solubles. Ello ha llevado a revisar términos y conceptos, como los de karst, pseudokarst, parakarst, etc. Nuestra elección del término pseudokarst ha sido explicitada en otros trabajos previos (por ejemplo: Galán et al, 2009; Galán, 2012). Básicamente toma en cuenta el papel preponderante jugado por la disolución intergranular de la roca, ocurrencia de cavidades, acuíferos y sistemas de drenaje subterráneo poco desarrollados; el paisaje de conjunto conserva un relieve normal, con una red hidrográfica de superficie. Los procesos de karstificación se restringen, dentro de la Formación Jaizkibel, a partes de la misma con predominio de estratos gruesos de arenisca, en continuidad y de cierto espesor o potencia.

De igual forma hemos evitado el uso del ambiguo término "taffoni", porque confunde más de lo que aclara, ya que básicamente este alude a alveolos centimétricos y oquedades de tamaño métrico en muy distintas litologías, en zonas áridas, desérticas y litorales, cuya génesis estaría comandada fundamentalmente por procesos de haloclastia y erosión eólica (Foucault & Raoult, 1992; Jennings, 1987). El término taffoni incluye morfologías convergentes, sólo superficialmente parecidas. En la literatura geológica anglosajona tales rasgos se relacionan con procesos de alteración superficial y formación de alveolos (= alveolar weathering). En Jaizkibel, en la zona litoral, tenemos ejemplos de alveolos formados por haloclastia sobre la superficie expuesta de la arenisca y también modelados de tipo "microlapiaz litoral" formados por la erosión compleja de las aguas de lluvia y las salpicaduras del oleaje (Maire, 1980). Pero en esencia ambos casos refieren a procesos de alteración superficial de las rocas, y no de karstificación o procesos subterráneos que actúan en el interior del volumen de roca. En todo caso, preferimos describir las cavidades y geoformas en la arenisca de Jaizkibel, antes que etiquetarlas con denominaciones inadecuadas que no explican nada. Algunas similitudes de geoformas de Jaizkibel con algunos de los ejemplos descritos en la literatura como taffonis, más bien sugieren que en tales casos ocurren en estos últimos procesos de disolución intergranular similares a los que ocurren en Jaizkibel, y que no son debidos a haloclastia ni a erosión eólica.

Antes de analizar la peculiar disolución intergranular que experimenta la arenisca carbonática de Jaizkibel, conviene señalar que algunos de sus rasgos kársticos o morfologías semejantes, también se dan en otras rocas silíceas no carbonatadas, tales como cuarcitas, otros tipos de arenisca, micaesquistos, gneiss y granitos, en distintas regiones del mundo (Sudamérica, África, Australia). Nos referiremos en primer lugar a la solubilidad de los principales componentes, para pasar luego a analizar los mecanismos que ocurren en arenisca en general y en Jaizkibel en particular. También destacaremos -por su peculiar aplicación para Jaizkibel- la complicación que puede introducir en la disolución de la roca la presencia de microorganismos y ácidos orgánicos, ya que estos pueden influir en la reactividad química de las soluciones y pueden participar en procesos de difusión y convección poco conocidos.

PROCESOS DE DISOLUCIÓN E HIDRÓLISIS

La arenisca de Jaizkibel presenta, además de los granos de cuarzo (que constituye el 90% de la roca) y el cemento carbonático, pequeñas cantidades (en torno al 1-2%) de fragmentos detríticos de feldespatos y micas. Sobre estos silicatos actúa la hidrólisis más que la disolución. En presencia de agua cargada de CO_2 , cada catión metálico es reemplazado por un vacío cristalino, por lo que la hidrólisis puede ser asimilada a una disolución incongruente de los minerales silíceos aluminosos. Los cationes más móviles (Na^+ , K^+) son perdidos primero, seguidos por los cationes bivalentes (Ca^{2+} , Mg^{2+}) y luego por los iones polivalentes (Si^{4+} , Fe^{3+} y Al^{3+}).

Los silicatos están entre los minerales más abundantes de la corteza terrestre, netamente los feldespatos y los minerales ferromagnésicos. Las plagioclasas (aún llamadas feldespatos calcosódicos) son características de este grupo. La hidrólisis de la albita, por ejemplo, genera caolinita, sílice e iones Na^{2+} que son evacuados en solución. La hidrólisis de la anortita sigue un mecanismo similar produciendo caolinita e iones Ca^{2+} , sin dejar sílice residual. Para la biotita da de nuevo caolinita, ácido hidrosilícico, e iones K^+ y Mg^{2+} . Bajo condiciones débilmente ácidas gran parte de la sílice puede ser evacuada y permitir la formación de gibsita, sea a partir de la caolinita por disolución incongruente del Al y el Si, o directamente a partir de plagioclasas. La formación de gibsita es considerada como la fase final del proceso de hidrólisis y generalmente va acompañada por un aumento de la porosidad debido a la pérdida de volumen.

En contraste, cuando hay poco agua, la reacción de hidrólisis puede verse retardada y se forman arcillas intermediarias que retienen una parte de los cationes metálicos liberados, con formación de esmectita o de illita. La formación de esmectita se acompaña de una liberación de sílice bajo la forma de ácido silícico, mientras que la formación de illita da un residuo sólido de sílice en forma de SiO_2 .

Por otro lado, en presencia de ácido carbónico, el hierro ferroso Fe^{2+} es liberado en el sistema de alteración por hidrólisis y se transforma entonces en Fe_2O_3 o en hidróxido férrico. La disolución de la sílice bajo la forma de ácido silícico acompaña la liberación de hierro por hidrólisis. Este conjunto de reacciones que tienen lugar durante la hidrólisis de silicatos, aunque sea en pequeñas cantidades, aumentan la porosidad y contribuyen a la disolución y desagregación intergranular de la arenisca. Algunos componentes son evacuados, pero otros pueden permanecer en solución y/o precipitar, generando sistemas complejos.

Los procesos de disolución del cemento carbonático, en aguas cargadas de CO_2 y/o ácidos orgánicos, son bastante bien conocidos. El karst clásico en caliza se forma por la disolución de los carbonatos a través de sistemas de fisuras hasta formar conductos y galerías mayores. Pero conviene retener que en un acuífero intergranular pueden ocurrir procesos algo diferentes, porque la realización de todas las fases de la disolución de los carbonatos requiere de cierto tiempo de contacto entre el agua y la roca para que se realicen las reacciones de equilibrio y por tanto depende de varios factores hidrodinámicos y de las condiciones de flujo. De hecho, la disolución en la zona profunda del endokarst es posible porque las aguas subterráneas de infiltración rápida alcanzan esta zona manteniendo aún su agresividad. Si la infiltración es lenta, las aguas alcanzan la sobresaturación en los primeros centímetros a metros de roca, resultando entonces imposible la disolución en profundidad. El cemento carbonático de la arenisca puede ser disuelto con facilidad bajo condiciones adecuadas de flujo, sobre todo por aguas ácidas. Su pérdida progresiva acompaña a un incremento de la porosidad y desagregación de los granos de cuarzo mayoritarios.

En la arenisca de cemento carbonático existe a su vez una importante disolución parcial de los elementos considerados menos solubles, tales como el cuarzo, el aluminio y el hierro, de los que trataremos a continuación.



Figura 21. Cueva con sus paredes y bóvedas internas arenizadas y recubiertas de boxworks gigantes, mientras que la superficie externa está recementada por carbonatos y muestra acanaladuras de tipo lapiaz, probablemente formadas bajo cobertura edáfica.

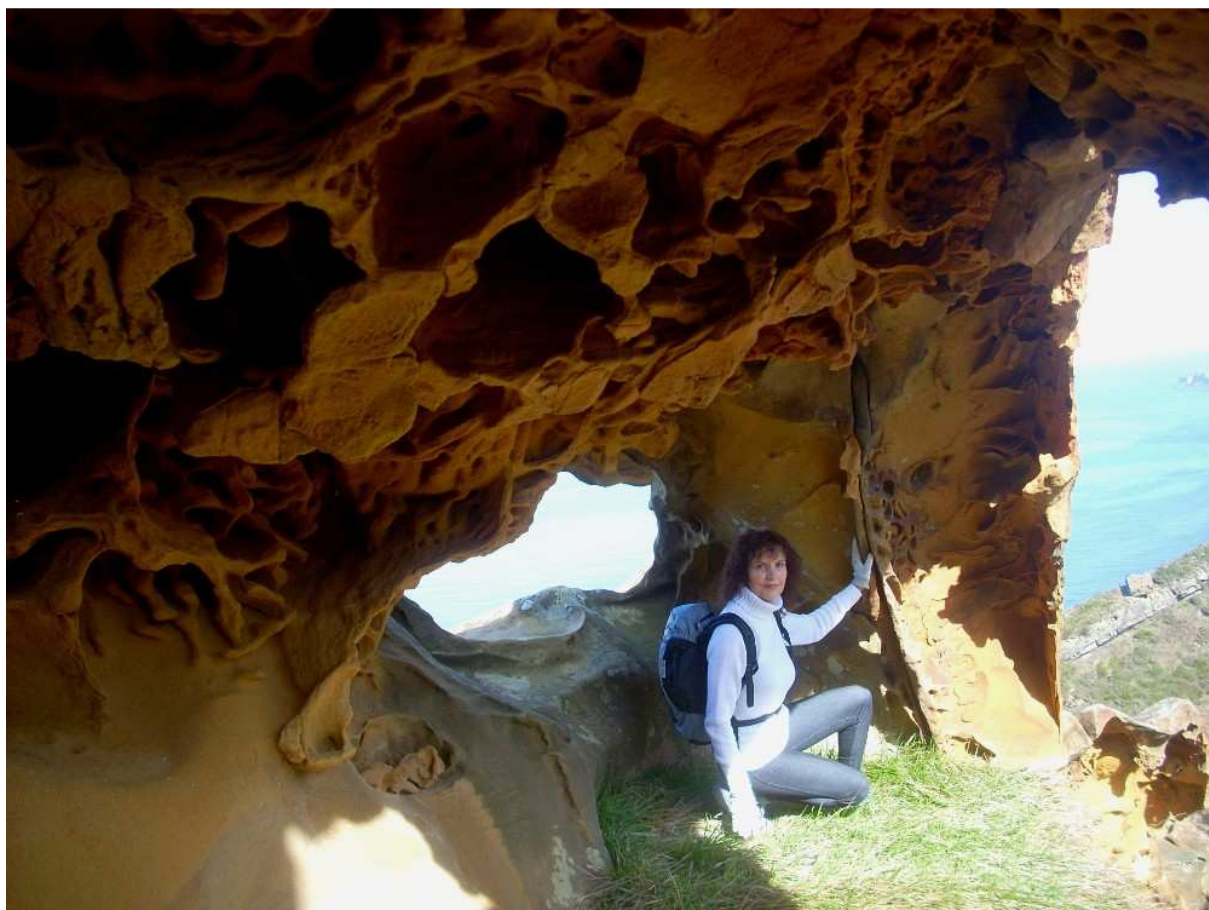


Figura 22. Detalle de cavidades con perforaciones y boxworks de distintos tipos y tamaños de celda.



Figura 23. Detalle de grandes concreciones en relieve positivo con forma de brocas y taladros, de extravagantes diseños, junto a bandas de Moebius y geoformas cordadas, producto de la desagregación de concreciones y de la roca-caja.

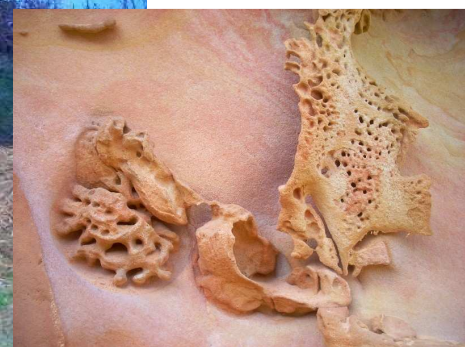


Figura 24. La desagregación de la roca-caja, concreciones y bandas de Moebius deja sorprendentes formas residuales en relieve positivo, que destacan de las superficies arenizadas lisas.



Figura 25. Detalle de geofomas residuales, vaciadas y en distintos estados de desagregación intergranular.

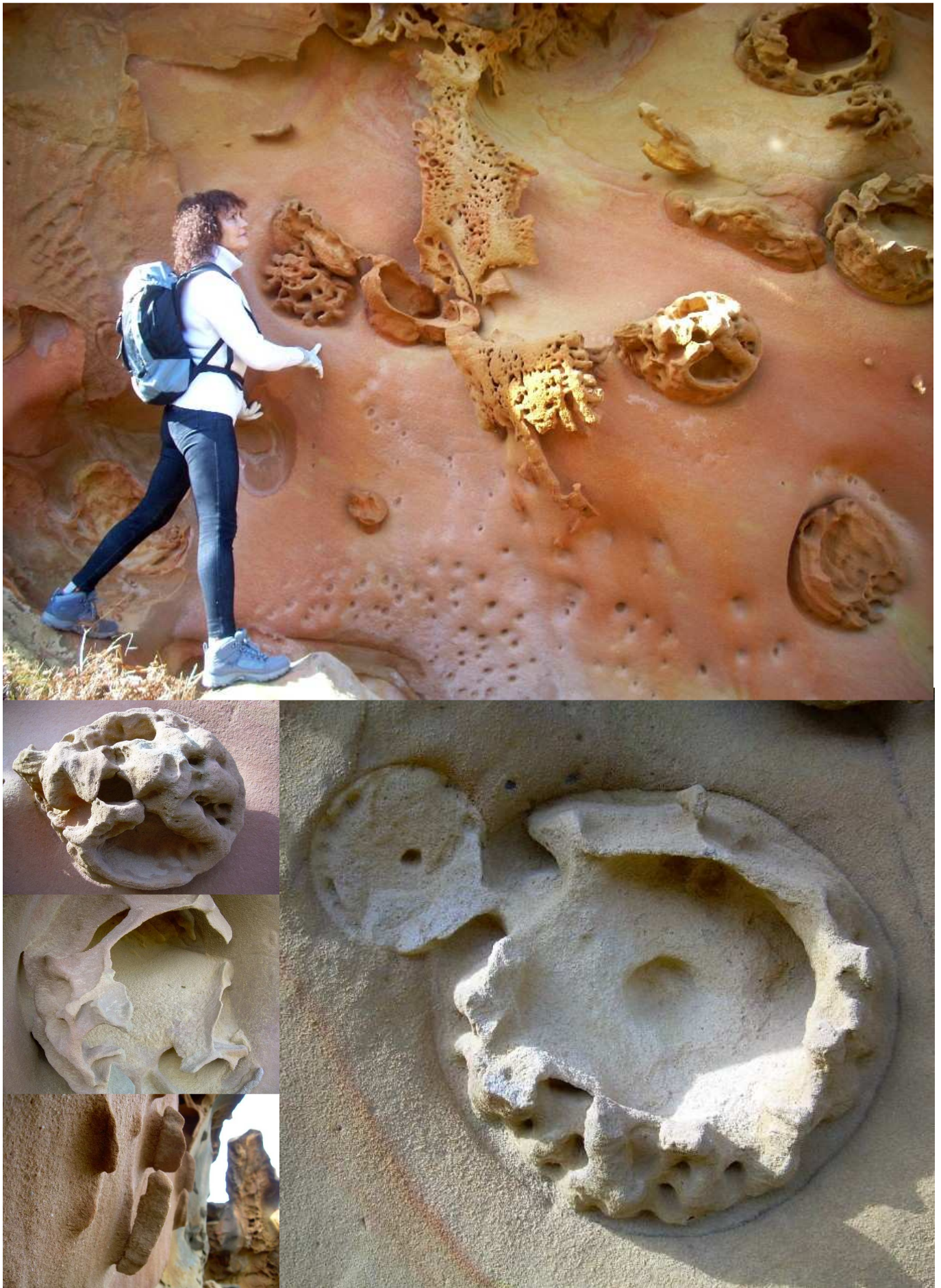


Figura 26. La diversidad de geoformas residuales resulta notable en las cavidades de Jaizkibel.



Figura 27. Tramas de geformas cordadas, digitormes, globulares y diversos tipos de boxworks en otra cavidad. Nótese sus intrincados diseños sobre extensas superficies (la imagen superior tiene 5 m de ancho).



Figura 28. Otros detalles de geoformas: en bandas, rizos, globulares y alineaciones de alveolos esféricos menores.



Figura 29. Cuevas y abrigos con diversidad de boxworks y geoformas residuales, sobre arenisca de distintos colores.

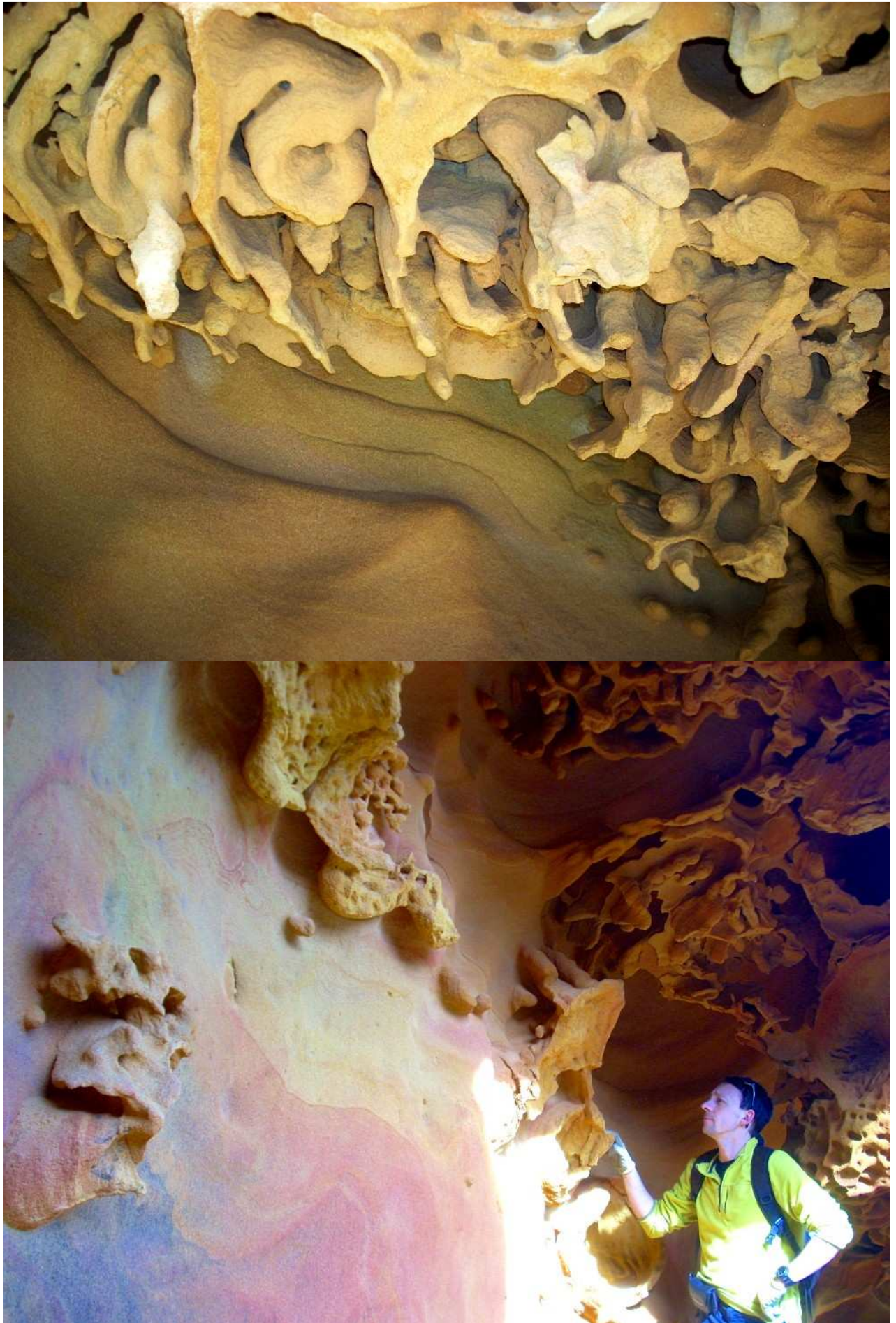


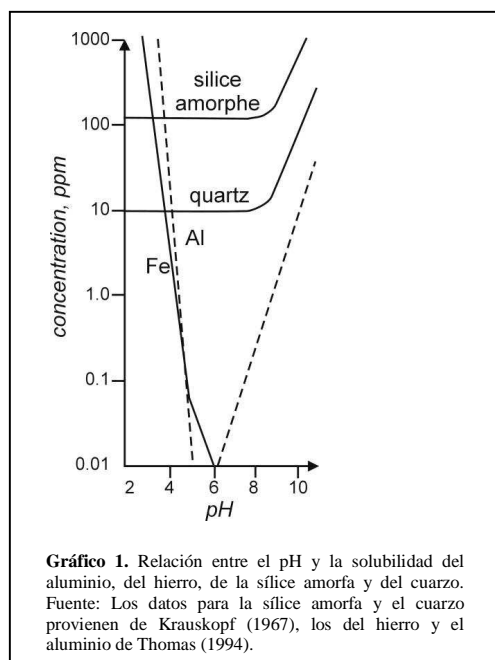
Figura 30. Detalle de boxworks y geofomas cordadas, con estructuras en bandas sinuosas, rizos y coraloides.

Desde fechas tempranas autores como Roy (1945) han mostrado que la solubilidad de la sílice está regida por las leyes de la polimerización. Cuando se produce una saturación en sílice monomolecular para un pH dado, la solución deviene inestable y se forman compuestos policondensados (ácidos oligosilícicos, geles, polímeros sólidos) hasta que la concentración en $\text{Si}(\text{OH})_4$ en solución cae a 140 ppm. Esta evolución es reversible: por dilución del líquido o por descenso de su pH se provoca la hidrólisis de los compuestos condensados con retorno al estado monosilícico. Los equilibrios de la sílice en solución se establecen muy lentamente. De manera general, cualquiera que sean las formas de la sílice se constata que esta solubilidad es muy débil (p.ej. 22 ppm de sílice en solución para polvo de ópalo mantenido en agua durante dos años). Para geles de sílice parcialmente deshidratados se obtiene una solubilidad comparable a la de la sílice amorfa. Para el cuarzo, los análisis muestran una solubilidad de 7-14 ppm a 25°C. La solubilidad de las formas cristalinas de la sílice es en torno a 10 veces más débil que la de la sílice amorfa (140 ppm para la sílice amorfa y valores en torno a 10 ppm o inferiores para el ópalo, la cristobalita y el cuarzo) (Bennett et al, 1988; Krauskopf, 1959). No obstante, como luego veremos, la presencia de ácidos y compuestos orgánicos puede modificar considerablemente la capacidad de la sílice para ser o no movilizada.

El aluminio hidratado $\text{Al}(\text{OH})_3$ es soluble en medio ácido, dando origen a cationes Al^{3+} , y también en medio muy alcalino, formando entonces aniones AlO_2^- . Para valores neutros de pH el aluminio hidratado es poco o nada soluble. El dominio de insolubilidad se debe a su grado de organización débil: aluminio amorfo o pseudoboehmita. Si se forman precipitados de Al, se experimenta entonces una reorganización cristalina y su solubilidad disminuye.

Para el hierro puede decirse de modo general que es soluble principalmente a pH ácido y en el estado de hierro ferroso Fe^{2+} , y precipita bajo la forma de hierro férrico Fe^{3+} . Pero el comportamiento del hierro en solución depende igualmente del potencial redox de su ambiente (Eh). Para pH's comprendidos entre 4 y 8, si el medio es reductor, el hierro podrá ser movilizado bajo la forma de Fe^{2+} . Inversamente, si el medio es oxidante, el hierro será precipitado rápidamente bajo la forma Fe^{3+} .

El Gráfico 1 superpone las curvas de solubilidad cuando están juntos de la sílice (amorfa y cristalina bajo la forma de cuarzo), del Fe, y del Al. En medio ácido, el Al es más soluble que la sílice. Y lo mismo ocurre para el hierro en comparación con la sílice.



Con pH neutro, el Al precipita mientras que la sílice permanece en solución. El hierro precipita a partir de un pH 6. En medio alcalino, las solubilidades del Al y de la sílice (bien sea amorfa o cristalina) son comparables.

No obstante, estos esquemas de solubilidad pueden ser influenciados por toda una serie de iones presentes en solución. La presencia de iones Al^{3+} (introducidos bajo la forma de sulfato) provoca una caída considerable de la solubilidad de la sílice (Okamoto et al, 1957). La presencia del ión Mg^{2+} (introducido bajo la forma de cloruro) actúa de manera análoga, pero a pH's más elevados (Wey & Siffert, 1961). De igual modo, estas solubilidades son fuertemente influenciadas en condiciones naturales por la presencia de materiales orgánicos derivados del suelo, por ácidos orgánicos y por la actividad metabólica de microorganismos (Thomas, 1994).

Los elementos bioquímicos que se encuentran en los suelos pueden pasar con facilidad a las aguas subterráneas. Estos incluyen ácidos alifáticos, azúcares, ácidos aminados, ácidos aromáticos y fenoles. La mayor parte de ellos son inestables y, por tanto efímeros. Sin embargo, los ácidos húmicos y fúlvicos resultan un componente mayor de la materia orgánica disuelta. Particularmente, los ácidos fúlvicos pueden tener una acción local en la disolución y alteración de los minerales de la roca-caja hasta 100 veces más potente que el ácido carbónico (Thomas, 1994). Existen además posibilidades para la fijación e interacción entre los ácidos orgánicos y los metales (Ong et al, 1970). Los iones metálicos pueden ser

aportados en solución en el estado de valencia más bajo y más soluble en presencia de ácidos orgánicos; pueden también formar un complejo químico soluble combinados con ellos; y pueden formar suspensiones coloidales con los ácidos orgánicos.

La importancia funcional de los ácidos está ligada a su capacidad de formar complejos quelados con metales polivalentes, tales como el hierro y el aluminio, y también con la sílice, por medio de los grupos carboxílicos y fenólicos de los ácidos orgánicos (Lehman, 1963). La quelación es también importante porque permite la disolución congruente de los metales polivalentes en los rangos de pH habitualmente encontrados en la naturaleza (Thomas, 1994). La solubilidad del cuarzo aumenta igualmente en soluciones acuosas diluidas de ácidos orgánicos (Bennett et al, 1988). Así p.ej., las velocidades de disolución del cuarzo en laboratorio son 8 a 10 veces más rápidas en soluciones de ácidos salicílicos, oxálicos y húmicos, en comparación con el agua pura. En condiciones naturales los valores de solubilidad para el cuarzo y la sílice amorfa en presencia de ácidos orgánicos pueden ser 50% superiores (más de 21 ppm para el cuarzo y 165-210 ppm para la sílice amorfa). Y de igual modo se incrementa su velocidad de disolución. Tales mecanismos complejos pueden explicar la disolución de los granos de cuarzo incluso en ambientes donde se desarrollan silicificaciones (Thiry, 1997; Thiry et al, 1988). Además, si bien los ácidos orgánicos producto de la descomposición de la biomasa en los suelos que cubren a la roca, pueden facilitar la disolución intergranular, otro aporte menos conocido procede de la presencia de microorganismos en el interior del volumen de roca, aspecto que consideramos a continuación.

PAPEL DE LOS MICROORGANISMOS EN LA DISOLUCIÓN DE LA ROCA EN PROFUNDIDAD

Diversos microorganismos capaces de producir ácidos orgánicos son encontrados en sedimentos y en diferentes tipos de rocas (basaltos, granitos, areniscas, lutitas), desde superficie hasta más de 400 m de profundidad, pudiendo también intervenir en la génesis de formas asimilables a las del karst (Thomas, 1994; Ehrlich, 1996, 1998).

La mayoría de las colonias de bacterias registradas a gran profundidad se localizan en los acuíferos. El número de bacterias en zonas profundas suele ser menor que en zonas superficiales, pero puede ser localmente alto y su diversidad elevada. No existe necesariamente un decrecimiento con la profundidad, sino que su número depende mucho de la textura de la roca en la cual se encuentran, siendo más abundantes en las rocas de grano grueso, arenosas, que en las arcillosas (Chapelle, 1987; Sinclair & Ghiorse, 1989; White et al, 1983). Aunque hay especies heterótrofas (que obtienen su energía de la degradación de la materia orgánica), en profundidad son preponderantes las especies quimioautótrofas (que obtienen su energía metabólica para sintetizar moléculas orgánicas de procesos químicos que fijan el carbono, bien a partir del CO₂ o bien de la materia mineral; estas últimas son también llamadas quimiolitótrofas). La mayoría de las bacterias de los depósitos sedimentarios que contienen atrapado C orgánico son heterótrofas, mientras que las bacterias que se encuentran en rocas ígneas (donde el C orgánico ha sido destruido durante la formación de la roca son quimiolitótrofas. Igualmente las quimiolitótrofas se encuentran en rocas sedimentarias con débil tenor en C orgánico. La observación de bacterias en acuíferos en terrenos basálticos profundos (Stevens & McKinley, 1995) indica que las bacterias quimiolitótrofas son capaces de vivir en acuíferos sin aportes de C orgánico.

Los microorganismos que actúan sobre las rocas reúnen todo un conjunto de propiedades (Ehrlich, 1998): capacidad de producir polímeros extracelulares de poder complejante, capacidad de oxidar y de reducir, capacidad de sintetizar ácidos orgánicos e inorgánicos, y capacidad de formar ciertos minerales. Los polímeros extracelulares que producen los microorganismos son de naturaleza polisacarídica o proteica. Generalmente tienen una naturaleza aniónica (grupos COO⁻, hidroxilos, fosfatos, etc.), son hidratados y capaces de acomplejar diferentes metales (Fe, Mn, Ca, etc.) (Beveridge, 1989). El poder oxidante o reductor de las bacterias, sobre numerosos elementos químicos, es ampliamente conocido, y se realiza por intermedio de enzimas (ver p.ej.: Silverman & Ehrlich, 1964; Ehrlich, 1996). También son capaces de producir ácidos capaces de corroer la roca, tanto inorgánicos (p.ej.: HNO₃ y H₂SO₄) como orgánicos (ácidos fórmico, acético, láctico, pirúvico, cítrico, oxálico, glucónico). Algunas bacterias sólo producen a veces H⁺, lo que hace variar el pH y por tanto la especiación de los demás compuestos del medio (Brock et al, 1994).

Los microorganismos se pueden encontrar tanto sobre la superficie de las rocas como en profundidad. En superficie están habitualmente asociados a los films orgánicos que ellos producen (= slime). Mientras que en profundidad están principalmente asociados al agua intergranular que ocupa los poros de la roca (Reeves, 1997). Aunque hay mucho por investigar sobre la tasa metabólica de las bacterias en zonas profundas, los datos conocidos sugieren que sus tasas son muy débiles comparadas con el metabolismo de los microorganismos de superficie (Phelps et al, 1989; Kieft & Phelps, 1997). Así p.ej. han sido halladas tasas 47 veces menores que las de superficie para bacterias en capas a 97 m de profundidad en la roca. En general se presume que las tasas metabólicas en profundidad experimentan variaciones en función de la disponibilidad fluctuante de nutrientes y tal disponibilidad está verosímelmente limitada a circunstancias favorables en el seno de la roca (Ehrlich, 1998).

Si la alteración y disolución de las rocas por microorganismos ha sido generalmente subevaluada, la arenisca (y la caliza) son especialmente susceptibles a su acción. En calizas, tales disoluciones pueden aumentar la porosidad de la roca y contribuir de manera significativa a la formación de vacíos y cavernas. Otros tipos de rocas, sedimentarias o ígneas, pueden también ser atacadas por los mismos agentes y sufrir efectos análogos. La combinación de diferentes modos de alteración y disolución de los minerales contenidos en las rocas, será responsable del desarrollo de una porosidad secundaria, como ha sido especialmente constatado para areniscas que albergan yacimientos de petróleo (Bennett et al, 1988).

La disolución de la roca en profundidad por bacterias y ácidos orgánicos es un factor poco investigado y no preponderante, pero que debe ser tenido en cuenta también como mecanismo creador de vacíos en el interior de la roca. En la arenisca de Jaizkibel, particularmente, puede jugar un importante papel en su karstificación, por el tipo de roca y la desagregación que experimenta a relativamente poca profundidad (Galán et al, 2009). Aunque, como ha sido dicho, esta creación de vacíos puede extenderse a varios cientos de metros bajo la superficie.

SOLUBILIDAD Y TASA DE DISOLUCIÓN DEL CUARZO Y EL CEMENTO CARBONÁTICO

La peculiar disolución que experimenta la arenisca de la Formación Jaizkibel está regida por dos importantes mecanismos: la disolución del cemento carbonático y la disolución parcial de los granos de cuarzo. Ambos comandan el proceso de disolución intergranular. La formación de cavidades en la arenisca comprende dos aspectos: (1) La disolución, que se realiza de manera incompleta. (2) La remoción mecánica, por las aguas subterráneas, de los granos de cuarzo sueltos. La disolución actúa no sólo a través de diaclasas y planos de estratificación sino, principalmente, a través de las superficies intercristalinas o del cemento de unión entre los granos individuales de cuarzo. Este proceso, denominado "arenización" (Martini, 1982; Urbani, 1986), se da también en cuarcitas y entraña la transformación de la roca compacta en un material friable, muy poroso y permeable. La disolución, aún actuando en pequeñas cantidades, disminuye la cohesión de la roca de manera exponencial. La remoción mecánica exporta los granos de arena desagregados, y desemboca en la formación de cavidades y geoformas que evolucionan en el interior del sistema.



Figura 31. Diversidad de diseños de boxworks sobre la roca-caja y concreciones. Las geoformas gradan de bandas a rizos, pequeños alveolos y formas poligonales. Se aprecia también las laminaciones de la arenisca, de distinta coloración, interceptadas por la concavidad de las paredes de la cueva.



Figura 32. Boxworks y geoformas cordadas que gradan en el borde externo de la cavidad hacia formas alveolares ovaladas y esféricas. Algunos detalles sugieren la evolución por coalescencia hacia formas con mayor tamaño de celdas.

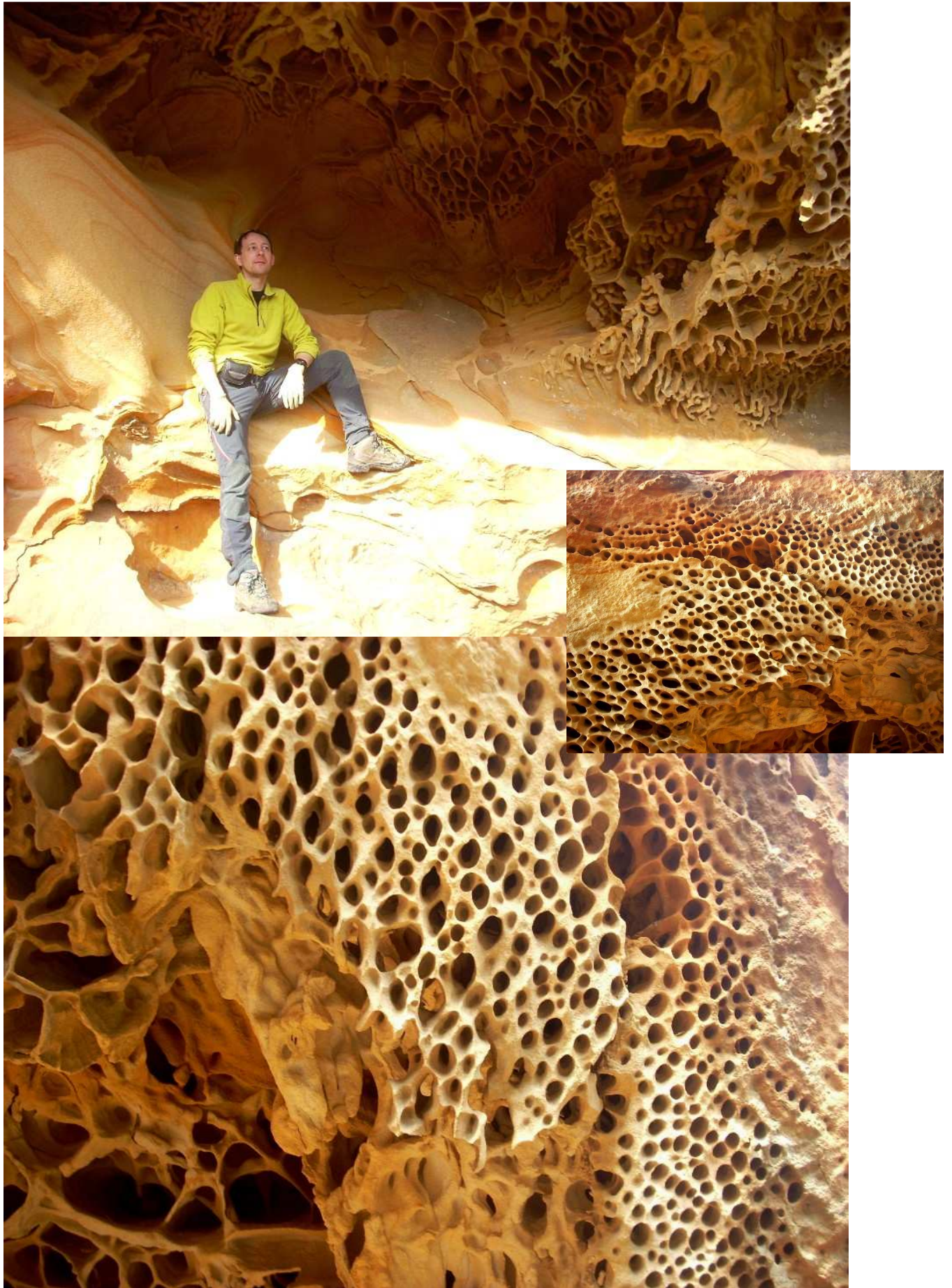


Figura 33. Detalle de geoformas alveolares producidas por disolución intergranular y procesos de difusión y convección. La erosión eólica y la haloclastia no intervienen en su génesis. Nótese la ocurrencia de distintos tipos según su posición espacial, tamaño de campo y grado de curvatura de las paredes y bóvedas en el interior de la cavidad.



Figura 34. Bóveda de la sala interna de una cueva, con una claraboya en conexión con un abrigo superior, totalmente recubierta de distintos tipos de boxworks (el ancho de las imágenes es de 3 m).



Figura 35. Laminaciones y geoformas con diseños fractales, que traducen la ocurrencia de procesos disipativos propios de sistemas complejos, no-lineales.



Figura 36. Detalle de diseños fractales, de espectaculares coloridos, en cavidades de Jaizkibel W. Nótese que la cavidad evoluciona ampliando su volumen interno a expensas de boxworks que sólo dejan formas residuales.



Figura 37. Diversidad de boxworks con diseños fractales, cubriendo amplias superficies en las paredes internas de cuevas. Nótese la ocurrencia tras las lluvias de algunos precipitados blancos (probablemente de silicatos de aluminio amorfo), procedentes de soluciones que emanaron del acuífero intergranular a partir de la porosidad de la roca arenizada.



Figura 38. La diversidad y extravagancia de geofomas resulta notable en las cuevas de Jaizkibel W. Nótese los diseños de boxworks en bandas, formas poligonales, cordadas, y reducidas hasta formas residuales, por el progreso de la arenización y remoción de la arenisca desagregada,



Figura 39. Geoformas con distintos diseños (boxworks poligonales y en bandas) en otra cueva, la cual presenta tres ventanas que perforan el estrato de arenisca hasta el lado opuesto.

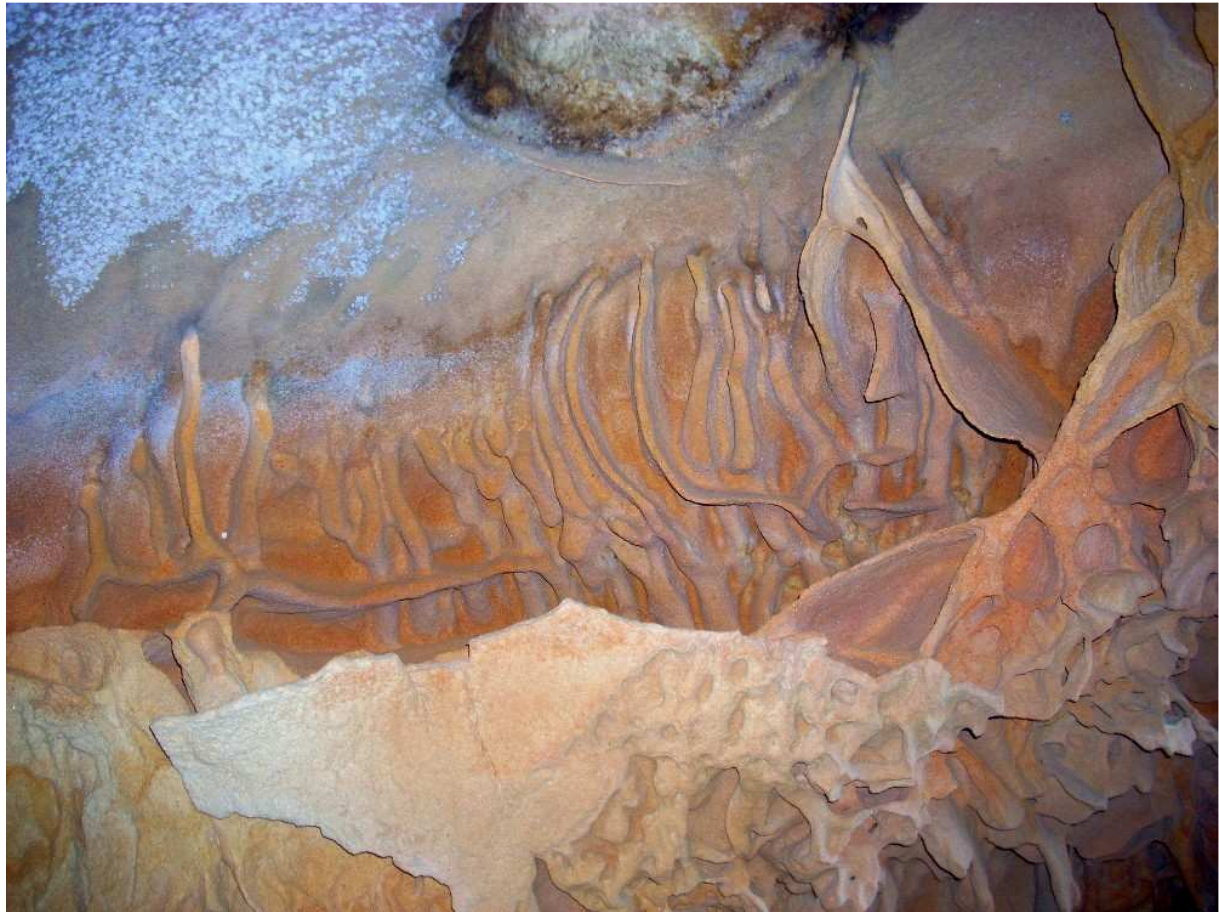


Figura 40. Geoformas realizadas o reducidas hasta formas residuales poco prominentes, con diseños fractales de espectacular belleza. Su cartografía recuerda a la del mundo orgánico y sugiere la ocurrencia de complejas interacciones geomicrobiológicas.

Los granos de cuarzo de la arenisca resultan parcialmente disueltos en las condiciones de pH habituales en las aguas de la zona según la siguiente reacción: $\text{SiO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$. La solubilidad del cuarzo es de 5-10 mg/l de sílice presente bajo la forma del ión neutro H_4SiO_4 . La solubilidad del cuarzo es muy poco influenciada por cambios en las condiciones químicas, a condición de que el pH permanezca inferior a 9. Este último valor nunca es alcanzado en las aguas superficiales o subterráneas en las areniscas de la región. En cuevas en las cuarcitas de Venezuela, Brasil, Sudáfrica y Australia, ocurre algo similar y, de modo general, las aguas de las cuevas son subsaturadas, con concentraciones de 1-6 mg/l de sílice (Martini, 1982, 1987; Galán, 1991). Creemos que en la arenisca de Jaizkibel ocurre un proceso parecido. Con valores generales de subsaturación en sílice disuelta. La explicación de esto reside no en la solubilidad del cuarzo, sino en su tasa de disolución (Martini, 1984; Urbani, 1986).

Debido al hecho de la extrema lentitud en la disolución del cuarzo, la disolución puede actuar sobre la arenisca a través de las superficies intercristalinas, ya que necesita un tiempo muy largo para alcanzar la saturación. Esto es imposible en la caliza, ya que la tasa de disolución de la calcita es considerablemente más rápida. En un espacio muy pequeño, parecido al límite entre cristales, el agua podrá circular sólo muy lentamente debido a su viscosidad y podrá permanecer subsaturada con respecto a la substancia sobre una larga distancia sólo si la tasa de disolución es baja. Este es el caso para el cuarzo pero no para la calcita, en la cual se forma el karst típico. La tasa de disolución de la calcita es mucho más rápida y la saturación en una delgada fisura será alcanzada rápidamente. Esto explica por qué, en la caliza, la disolución no es efectiva a lo largo de los límites entre cristales, y sólo se produce a lo largo de diaclasas y planos de estratificación, que son mucho más amplios.

Al incrementarse el desarrollo de vacíos (en el interior del acuífero intergranular) el carbonato del cemento será rápidamente disuelto y evacuado, mientras que la disolución se ralentiza sobre los granos de cuarzo y sobrecrecimientos de sílice secundaria, precisamente por su baja tasa de disolución. Otros minerales intersticiales tendrán una rápida respuesta bien sea por hidrólisis o por disolución, incrementando así la reactividad química de los componentes en solución.

La rareza de desarrollos kársticos en arenisca, y más generalmente en rocas ricas en sílice, no es debida a la baja solubilidad de los minerales de la sílice, sino a su baja tasa de disolución. Si esta última fuera más rápida, un karst del tipo existente en las rocas carbonatadas podría desarrollarse sobre las areniscas sin necesidad del proceso de arenización y sin necesitar tampoco de procesos de tubificación para formar cuevas (Urbani, 1986; Martini, 1987; Galán, 1991; Galán & Lagarde, 1988).

Desde el punto de vista químico, la remoción del material en la arenisca por disolución se restringe a un 10% ó 20%, mientras que en caliza generalmente comprende 90% o más del volumen de roca exportado. De ello se deduce que la disolución en la arenisca no desemboca necesariamente en la formación de cavidades, sino en una arenización progresiva de la roca a partir de las vías de penetración del agua. Esto facilita la formación de muchas cavidades someras (abrigos, grutas, pequeñas cuevas) y la génesis de una multiplicidad de geoformas en su interior. No obstante, si se reúnen condiciones geológicas y topográficas favorables, la karstificación puede actuar a mayor profundidad y dar origen a cuevas extensas.

PROCESOS DE REACTIVIDAD QUÍMICA, DIFUSIÓN Y CONVECCIÓN

Las soluciones que circulan en el acuífero intergranular en la arenisca son multicomponentes. Además de poder llevar en solución sílice y carbonatos, también llevan compuestos de Fe y Al producto de la hidrólisis de los feldespatos y micas contenidos en la roca-caja. Así como derivados de otros componentes minoritarios que se encuentran en los diversos tipos de concreciones y nódulos frecuentes en la formación.

Las espeleotemas hasta ahora halladas en las cuevas en la arenisca de Jaizkibel contienen: ópalo-A, silicatos de aluminio amorfo (alófano y probablemente pigotita), compuestos de hierro (hematita, limonita, magnetita, goethita), wisklers de yeso sobre ópalo-A; más raramente calcedonia, calcita, rodocrosita; espeleotemas compuestas que incluyen interfases con cuarzo detrítico y minerales arcillosos; compuestos criptocristalinos y amorfos que incluyen trazas de muchos otros elementos, tales como: bario, aluminio, titanio, magnesio, potasio, sodio, cloro y carbono (Galán & Vera Martín, 2010a,b; 2011; Galán et al, 2010; 2013a,b). Algunos recubrimientos milimétricos de espeleotemas están asociadas a films orgánicos (de bacterias y algas), mientras que otros tienen un claro origen biogénico (ópalo-A, yeso, alófano, silicatos de aluminio amorfo), es decir, su formación está mediada por la presencia de microorganismos (o por la reactividad con sustancias y ácidos orgánicos e inorgánicos producidos por los mismos). Los minerales y elementos presentes en las espeleotemas -debido a que han precipitado a partir de las soluciones minerales que circulan a través del acuífero-, constituyen una prueba de la alta reactividad química y carácter multicomponente del acuífero intergranular en arenisca (Galán, 2010).

En las cuevas y geoformas de Jaizkibel encontramos además patrones de estructuras disipativas y formas inusuales en hidrogeología del karst, propias de sistemas complejos. Estas incluyen bandeados y precipitados rítmicos, sobre todo de óxidos de hierro (anillos de Liesegang), así como una extraordinaria profusión y diversidad de boxworks gigantes con patrones hexagonales, poligonales, en bandas, rizos, coraloides, etc., que prueban la ocurrencia de procesos de disolución y precipitación en el interior del acuífero intergranular, con formación de patrones de material recementado por sílice secundaria. La cartografía de muchos diseños de celdas poligonales de boxworks muestra una gran complejidad y una naturaleza fractal, que traduce la ocurrencia de procesos de convección y autoorganización en medio inorgánico, algo desconocido para el karst clásico en caliza y para el karst en cuarcita u otras rocas silíceas. La diversidad de geoformas en las cuevas de Jaizkibel alcanza su paroxismo con el desarrollo de formas extravagantes y gigantes, nuevas para la Ciencia.

El concepto de autoorganización se originó en los primeros años de la cibernética, cuando los científicos comenzaron a construir modelos matemáticos para representar la lógica inherente a las redes neuronales presentes en la actividad nerviosa. Trabajando con simples redes binarias, fueron capaces de demostrar que aún cuando el estado inicial de la red fuera escogido al azar, al cabo de un tiempo emergían espontáneamente patrones ordenados. A esta emergencia espontánea de orden se la llamó "autoorganización" (McCulloch & Pitts, 1943; Ashby, 1947, 1956; Capra, 1998). Una característica de estos sistemas es su carácter no-lineal. Se trata de sistemas complejos, operando lejos del equilibrio; es necesario un flujo constante de materia y energía a través del sistema para que tenga lugar la autoorganización. Y una característica común a todos los modelos de autoorganización es la interconectividad no-lineal de los componentes del sistema; esta pauta de no-linealidad se traduce físicamente en loops de retroalimentación, como los que luego se encontraron en fractales, láser, y procesos catalíticos (Galán, 2010).

La teoría de las estructuras disipativas del Nóbel ruso Ilya Prigogine (1967), fue la primera formulación detallada de los sistemas autoorganizadores, la cual tendría ulteriores desarrollos (Prigogine & Glandsdorff, 1971; Prigogine & Stengers, 1984). La observación de que los organismos vivos son capaces de mantener sus procesos vitales bajo condiciones de no-equilibrio, lo condujo a investigar las condiciones precisas que se requieren para que las condiciones de no-equilibrio sean estables. Se dio cuenta entonces de que los sistemas lejos del equilibrio deben ser descritos por ecuaciones no-lineales. El reconocimiento de la relación entre condiciones lejos del equilibrio y no-linealidad abrió a Prigogine una vía de investigación que una década después culminaría en su teoría.

En orden a resolver el puzzle de la estabilidad lejos del equilibrio, Prigogine no estudió los sistemas vivos, sino que se concentró en el fenómeno más sencillo de la convección de Bénard (1900), considerada ahora un caso clásico de autoorganización (Koschmieder, 1993), cuyas características son similares a los procesos de formación de patrones que encontramos en las geoformas de Jaizkibel. Es pertinente señalar que el análisis de Prigogine demostró que, mientras las estructuras disipativas reciben su energía del exterior, las inestabilidades y saltos a nuevas formas de organización son el resultado de fluctuaciones internas, amplificadas por loops de retroalimentación positiva. Así, la disipación de energía, contemplada tradicionalmente como generadora de desorden en los sistemas cerrados, aparece como fuente de un nuevo orden y complejidad en los sistemas abiertos.

El físico francés Bénard descubrió que el calentamiento de una capa de líquido puede originar estructuras extrañamente ordenadas. Cuando el líquido es calentado desde abajo, se establece un flujo constante de calor, que se mueve desde el fondo hacia la parte superior. El líquido en sí mismo permanece en reposo y el calor se transmite únicamente por conducción. No obstante, si la diferencia de temperatura entre la parte superior y el fondo alcanza un determinado valor crítico, el flujo de calor es reemplazado por una convección térmica, en la que el calor es transmitido por el movimiento coherente de grandes cantidades de moléculas. En este punto, se forma un sorprendente patrón ordenado de celdas hexagonales (en forma de colmena), en el cual el líquido caliente asciende por el centro de las celdas, mientras que el líquido más frío desciende por las paredes de las celdas. El estudio de Prigogine de este patrón de convección demostró que, a medida que el sistema se aleja del equilibrio (es decir, de un estado de temperatura uniforme a través del líquido), alcanza un punto crítico de inestabilidad (= punto de bifurcación), en el cual aparece el patrón hexagonal ordenado.

La inestabilidad de Bénard es un espectacular ejemplo de autoorganización. El desequilibrio mantenido por el flujo de calor a través del sistema, genera un patrón espacial en el que millones de moléculas se mueven coherentemente para formar las celdas hexagonales de convección. Las celdas de Bénard no se limitan a los experimentos de laboratorio, sino que se dan en la naturaleza en una gran variedad de circunstancias.

Otro curioso ejemplo estudiado por Prigogine son los llamados relojes químicos. Estos son reacciones lejos del equilibrio químico, que producen oscilaciones periódicas sorprendentes. P.ej., si hay dos clases de moléculas en la reacción, unas "rojas" y otras "azules", el sistema será enteramente azul en un determinado momento, para cambiar luego súbitamente su color al rojo, después de nuevo al azul y así sucesivamente a intervalos regulares; para cambiar todo su color súbitamente, el sistema químico debe actuar como un todo, produciendo un alto nivel de orden a través de la actividad coherente de millones de moléculas. Como en el caso de Bénard, este comportamiento coherente emerge espontáneamente en puntos críticos de inestabilidad lejos del equilibrio (Prigogine & Stengers, 1984). Condiciones experimentales distintas podrán producir también ondas de actividad química. Así p.ej., en la llamada reacción de Belousov se forman rizos helicoidales, de cuya interferencia emerge un patrón en bandas de color paralelas, las cuales se propagan concéntricamente (Prigogine, 1980). La disipación de energía en los sistemas abiertos es así una fuente de orden.

Subsecuentes trabajos de muchos otros investigadores han mostrado que patrones análogos a los citados pueden formarse en la naturaleza por reactividad química, difusión y convección (Semwogerere & Schaltz, 2001). Una recopilación de casos fue presentada en Galán & Nieto (2012). Su formación no obedece sólo a gradientes térmicos, sino que también puede estar gobernada por gradientes de concentración, que alteran la densidad de las soluciones, generando actividad convectiva que origina patrones, tanto de tipo hexagonal y poligonal, como en ondas concéntricas (Nagy & Pojman, 1993), sobre todo cuando la convección involucra a soluciones químicas con varios componentes (= convección multicomponente). Así, los sistemas químicos constituidos por soluciones reactivas de varias sustancias pueden formar patrones complejos, entre ellos, patrones hexagonales, patrones concéntricos, digitaciones salinas, rizos y plumas termales (Simoyi, 1999). En la cinética de las reacciones que tienen lugar en el acuífero intergranular en la arenisca de Jaizkibel, las sustancias que reaccionan en primer lugar pueden generar ondas que inducen (según su tasa de difusión, concentración de las sustancias, y forma y tamaño de campo) la precipitación rítmica y cementación en patrones diversos (Galán, 2010; Galán & Nieto, 2012).

LOS PATRONES DE JAIZKIBEL

La formación de patrones es así un mecanismo que opera en un momento determinado en la evolución dinámica del sistema. Y que no es explicado por la mera disolución intergranular, sino que involucra fenómenos de difusión y convección multicomponente.

La formación de patrones por reactividad química, difusión y convección, es frecuente en la naturaleza. Una amplia variedad de sistemas fuera del equilibrio exhiben patrones en celdas con simetría hexagonal o poligonal. En sistemas químicos en solución se producen reacciones que generan ondas, las cuales se propagan a través del medio por el acoplamiento de difusión a la reacción química. Turing (1952) fue el primero en proponer un modelo en el cual el acoplamiento de la difusión con la cinética química no-lineal es suficiente para producir soluciones estacionarias, las cuales conducen a inhomogeneidad espacio-temporal. En dicho modelo el ambiente cinético no-lineal puede ser generado por autocatálisis, por autoinhibición, y por condiciones de flujo. Se pueden generar también gradientes de concentración que alteran la densidad de las soluciones, ocasionando convección (Simoyi, 1991; Nagy & Pojman, 1993; Semwogerere & Schaltz, 2001). Al hablar de estructuras disipativas hemos citado el clásico ejemplo de los patrones de convección de Bénard y los patrones de rizos y bandas paralelas de Belousov. Otros ejemplos de patrones de difusión y convección por reactividad química han sido expuestos en un trabajo previo (Galán & Nieto, 2012), incluyendo ejemplos en medio poroso y convección multicomponente.

En la cinética de las reacciones que tienen lugar en el acuífero intergranular en la arenisca de Jaizkibel, las sustancias que reaccionan en primer lugar pueden generar ondas que inducen (según su tasa de difusión, concentración de las sustancias, y forma y tamaño de campo) la precipitación rítmica y cementación en patrones diversos. Semwogerere & Schaltz (2001) han mostrado que los patrones hexagonales pueden contener múltiples diseños y que puede suscitarse competencia entre patrones distintos, donde cada diseño posee una diferente longitud de escala característica. Otros trabajos muestran que los hexágonos pueden también evolucionar lentamente hacia patrones desordenados o presentar distintos comportamientos de deformación (Cerisier et al, 2007; Colinet et al, 2002; Young & Riecke, 2002). Cuando el campo no es uniforme o incluye perturbaciones topográficas, se puede generar una gran variedad de patrones (hexagonales, cuadrados, triangulares) y cambios de escala en el tamaño de celdas. Dependiendo de las mezclas de fluidos, una convección incluso débil puede ocasionar comportamientos diferentes según el número de componentes involucrados. Así, las mezclas ternarias exhiben mayor diversidad y complejidad que las binarias, debido a difusión molecular cruzada y flujos dependientes de otras variables, tales como gradientes de densidad, gravitacionales y térmicos.

En la arenisca de Jaizkibel, además de los componentes de la roca-caja, las aguas de infiltración que ingresan al sistema pueden contener diversas concentraciones de CO₂, ácidos orgánicos producto de la actividad bacteriana y ácidos húmicos, los cuales pueden rebajar sustancialmente el pH y otorgar mayor acidez y agresividad a las aguas, transformándolas en soluciones reactivas, que interactúan a su paso por el acuífero con los componentes minerales de la arenisca.

En consecuencia, se trata de soluciones multicomponentes, en su química y mineralogía. Durante los procesos de disolución de la roca se producirán diversas reacciones (incluyendo la precipitación de sustancias), en una compleja concatenación de eventos. Resulta más o menos evidente que la disolución ha trabajado sobre sistemas sílice-carbonato, hierro-carbonato, y otros sistemas complejos. Esto, de por sí, constituye una diferencia con el karst clásico y el karst en cuarcita, que introduce posibilidades de reactividad química mayores y posibilidades de reactividad que involucran fenómenos de difusión y convección.

La formación de patrones en celdas hexagonales o poligonales, y bandeados paralelos y concéntricos, sugieren la ocurrencia de fenómenos análogos a los que se producen por difusión y convección en los modelos de Turing y Bénard-Marangoni, con el resultado de precipitación y cementación en patrones (Simoyi, 1999; Galán & Nieto, 2012). Muy probablemente su detonante proceda del acoplamiento entre la precipitación de la sílice y la de carbonatos.

Tales acoplamientos, como se ha demostrado bajo condiciones experimentales con sistemas sílice-carbonatos en biomorfos (Van Den Berg, 2009), pueden conducir a la ruptura de los cristales iniciales en millones de nanocristales, que se autoorganizan en láminas o inician mecanismos de rizo, que pueden dar lugar a formas de curvatura continua y patrones diversos.

Nuestras observaciones sugieren que los patrones de celdas de los boxworks se generan en un momento determinado (situación de inestabilidad) y no en todo el volumen sino en el tramo del acuífero intergranular más próximo a la superficie de las paredes y bóvedas internas de las cuevas, superficies éstas con determinados grados de curvatura y tamaño de campo.

El paso de una fase isótropa de crecimiento de una cavidad, a otra fase anisótropa de formación de patrones en pequeños dominios, no ocurre por arte de magia, sino que es el resultado de un proceso de autoorganización, por mecanismos disipativos que actúan en un momento determinado de la evolución de un sistema abierto, lejos del equilibrio. Su posterior desarrollo, al progresar la arenización, conduce a la formación de geoformas alveolares y boxworks. La desigual cementación de la roca no viene así dada de antemano, sino que es debida a ondas de actividad química, de cuyo comportamiento coherente emergen de modo espontáneo celdas y vórtices de circulación que generan los patrones hallados, y que han dejado su impronta en la roca como macroformas.

En el proceso kárstico en la arenisca, a partir de cierto momento en la evolución del sistema, se alcanzan situaciones de inestabilidad en partes del acuífero cercanas a las paredes internas de las cuevas, de formas cóncavas, y aquí se pasa de una fase isótropa a otra fase anisótropa, donde la reactividad química de las soluciones hace emerger de modo espontáneo estructuras disipativas, las cuales dan origen a los patrones que sirven de base para luego generar extravagantes geoformas y diseños fractales.

FASES DE DESARROLLO Y EVOLUCIÓN DE CUEVAS Y GEOFORMAS

A diferencia del karst clásico en caliza y otras rocas solubles, en las que la disolución progresa a través de diaclasas y planos de estratificación, lo peculiar del pseudokarst en arenisca es que la disolución actúa sobre todo intergranularmente, avanzando a través de los límites entre los cristales de cuarzo, y disolviendo a su paso el cemento carbonático. Con lo cual la arenisca, inicialmente compacta, adquiere una porosidad secundaria muy ampliada, pierde buena parte de su cementación y se transforma progresivamente en una roca incoherente, frágil y disgregable.

La red de vacíos en la arenisca se desarrolla y amplía progresivamente, formando un acuífero intergranular. A través del sistema circulan las aguas subterráneas. Por lo tanto, se trata de un sistema abierto, en el que la propia circulación subterránea determina el progreso de la disolución y ampliación de la red de microcavidades.

Los patrones de celdas poligonales no se encuentran en la superficie ni en el más compacto interior de la roca, sino que se generan y amplían sobre las paredes y bóvedas de grutas y cuevas ya formadas en la arenisca, o incluso son precisamente éstas las que contribuyen a la formación de las cuevas. En todo caso, tales geoformas ocupan una posición espacial en el acuífero, que, podríamos decir, corresponde al tramo más superficial de las paredes en el interior de las cuevas.

Las geoformas en sí comprenden celdas más o menos profundas separadas por tabiques relativamente muy delgados en comparación con las celdas. P.ej. son frecuentes tabiques de 2-5 mm de espesor separando celdas de 10-20 cm de diámetro y otro tanto de profundidad. En los grandes boxworks hay ejemplos extremos de celdas de 50 cm de ancho y 1 m de profundidad, las cuales están separadas por tabiques resistentes de espesores milimétricos, soportados por silicificaciones locales.

Para que la roca arenizada sea evacuada generando celdas, es necesario que la disolución y remoción de los granos progrese a partir de una red formada previamente por precipitación, recementación y/o no-disolución de parte del cemento que une los granos, y es a partir de tales patrones que se originan los boxworks. Así, ocurre primero una formación de patrones de roca recementada o no disuelta, a partir de los cuales se generan los patrones subsiguientes de geoformas. Es decir, existe un prepatrón (formado por convección), del cual el patrón último de las estructuras es una resultante.

Debido a que la disolución y meteorización de la roca también actúa en superficie, para que se formen cavidades es necesario que en el interior de la roca la arenización progrese más rápidamente que en superficie. De otro modo la roca sería rebajada y reducida a arena, sin formar cavidades. La fracturación facilita la penetración del agua y, a partir de estas vías iniciales, la infiltración progresa disolviendo a su paso el cemento. Las observaciones de campo muestran que la localización de cavidades ocurre en general en las partes laterales externas e inferiores de estratos individuales y grandes bloques, es decir, en los puntos naturales de más fácil salida del agua intergranular. Estas zonas, de surgencia a pequeña escala, permiten evacuar los minerales disueltos, aumentan la red de vacíos en el volumen de roca, y evolucionan hasta formas cavidades y geoformas en su interior.

Las cavidades se localizan en zonas de borde de escarpes verticales, donde la densidad de fracturas es mayor. A partir de estas zonas, de amplificada fracturación, la disolución puede extenderse hacia abajo y lateralmente hasta intersectar un vacío externo, a una cota inferior. De este modo, al establecerse un sistema de drenaje del agua intergranular, los minerales disueltos pueden ser evacuados, ampliando progresivamente la red de vacíos y descohesionando la roca antes compacta, hasta dejar los granos de cuarzo casi sueltos. Este parece ser el proceso primario.

Si ahora consideramos la presencia de geoformas (boxworks, formas alveolares, etc.) resulta claro que el volumen rocoso no se comporta de modo homogéneo. Nosotros hemos propuesto un modelo teórico general para explicar la formación simultánea de cavidades y geoformas en su interior (Galán et al, 2009). Este modelo básicamente postula que la formación de cavidades, alveolos y celdas es un proceso de alteración diferencial, debido a la alternancia de fases de humectación con otras de desecación.

La alteración procede por disolución intergranular: durante las fases húmedas o lluviosas el agua penetra cierta distancia a través de la porosidad de la roca y disuelve a su paso parte de la matriz o cemento carbonático; durante las fases secas, el agua se evapora de la roca, y parte del carbonato disuelto es conducido hacia la superficie, donde forma una dura y compacta zona externa. El proceso de evaporación causa que el carbonato remanente en el interior de la roca se distribuya desigualmente, dando lugar a áreas blandas y duras, con bajo y alto contenido en carbonato, respectivamente. De igual modo, la sílice y los óxidos de hierro y aluminio en solución pueden precipitar en redes, mallas y láminas, que resultan así recementadas por sílice secundaria (como en los boxworks) o difunden hacia la arenisca adyacente generando precipitados rítmicos de minerales de hierro (como en los anillos de Liesegang). Una vez constituidas estas zonas de desigual resistencia (desigual cementación), las partes suaves del interior se erosionarán más fácilmente que las duras, formando cavidades y geoformas. Las delicadas estructuras en "panal de abejas" y "boxworks", resultan de las diferentes tasas de erosión de las áreas duras y blandas en el interior de la arenisca (Galán et al, 2009).

Diversos autores (Mainguet, 1972; Mustoe, 1982; Twidale, 1982) han sugerido una evolución en varias fases. Ocurre primero una fase isótropa de crecimiento de una cavidad, después otra fase, anisótropa, donde la desagregación progresa en pequeños dominios, dando lugar a la formación de alveolos o formas coalescentes. La fase siguiente corresponde a una alteración de las condiciones ambientales de la cavidad, en general por la abertura de ventanas, la ruptura de paredes laterales y la ampliación del conducto, a veces seguida de la destrucción de los tabiques que forman los alveolos, generándose formas cordadas, bandas de Moebius, e infinidad de geoformas residuales. Por último el rebajamiento del relieve puede producir la destrucción de las cavidades y geoformas, dejando sobre paredes prácticamente expuestas (extraplomadas o con apenas restos de sus bóvedas) los últimos vestigios de lo que antes fueron cavidades más profundas.

Puede verse en el modelo teórico expuesto que en el caso predominante de grandes boxworks, la presencia de una malla dura, con patrones hexagonales o poligonales, corresponde a silicificaciones que no existían previamente en la roca, y que han sido formados durante la evolución del sistema al alcanzarse puntos críticos de inestabilidad (puntos de bifurcación), de los cuales emergen nuevas formas de orden, en patrones de precipitación. El progreso subsiguiente de la disolución intergranular es lo que genera las geoformas en grandes celdas. Y como hemos visto previamente, tales inestabilidades solo se dan en sistemas disipativos abiertos, operando lejos del equilibrio.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las peculiaridades que presenta el pseudokarst de Jaizkibel, para los que estamos acostumbrados al karst clásico, no dejan de sorprender. Lo más significativo ha sido descubrir aspectos, como la formación de patrones poligonales o precipitación rítmica, que pueden ser explicados por reactividad química, difusión y convección, en sistemas complejos sílice-carbonatos.

Autores como Bakalowicz (1982) y Mangin (1982) han explicado satisfactoriamente el karst como un sistema donde no sólo interviene la disolución y solubilidad de los materiales (aspecto químico), sino también la tasa de disolución, el tiempo de realización de las reacciones químicas, aspectos dinámicos de la circulación de las aguas, y aspectos hidrogeológicos asociados a condiciones morfogénicas. El karst es en esencia un sistema y la karstificación un proceso asociado al establecimiento de una red de drenaje subterráneo. En el interior del sistema existe una interacción entre la cinética de los equilibrios químicos responsables de la disolución y la velocidad y características de las circulaciones (Galán, 1991).

La arenisca de Jaizkibel se comporta en parte como un medio poroso, cuya porosidad se incrementa al progresar la disolución, y donde la arenización dificulta la creación de conductos por tubificación. Pero en el interior del sistema las aguas subterráneas actúan sobre sistemas complejos sílice-carbonatos, con ocurrencia de procesos de precipitación y recementación parciales en el interior del acuífero intergranular. Estos pueden estar asociados a variaciones hidrológicas y a la propia dinámica de los flujos líquidos, pero lo interesante es que a tenor de las concentraciones y reactividad química de los distintos componentes minerales, puede producirse de modo espontáneo difusión y convección multicomponente, dando lugar a fenómenos no-lineales, propios de sistemas disipativos.

Las geoformas halladas en las cuevas de Jaizkibel muestran estructuras y formas inusuales en hidrogeología del karst, las cuales traducen procesos de autoorganización y formación de patrones, impulsados por mecanismos de disipación de energía. Y estos pueden ocurrir porque involucran soluciones que contienen carbonatos, sílice, y muchos otros elementos (óxidos e hidróxidos de hierro, de aluminio, sulfatos, silicatos) en pequeñas cantidades. Su reactividad química es propia de sistemas multicomponentes. Por consiguiente los procesos de disolución y precipitación en el interior del acuífero adquieren mayor complejidad. Esto genera la creación de patrones que dan a lugar a geoformas por demás diversas: boxworks, celdas poligonales, alveolos de distinto tipo, bandas de Liesegang, bandas troqueladas, bandas de Moebius, figuras de intercepción que involucran nódulos y estructuras de corriente, y una gran diversidad de cavidades y geoformas residuales, desconocidas para el karst clásico y para el karst en cuarcita.

Otros componentes de las soluciones podrán también precipitar para generar espeleotemas complejas, como las halladas en otras cavidades, hidrológicamente activas de Jaizkibel. Estas últimas sugieren la ocurrencia de fenómenos geomicrobiológicos, donde la presencia de ácidos orgánicos y microorganismos puede jugar un activo papel. Y dado que la mayoría de las cavidades hasta ahora estudiadas se desarrollan a escasa profundidad con respecto a la superficie topográfica (o a escasa distancia de las paredes de escarpes externos), los mismos procesos geomicrobiológicos pueden también tomar parte en el interior del acuífero y en los procesos que generan las recementaciones y la creación de patrones internos, introduciendo mayor complejidad.

Aunque algunos aspectos que intervienen en la génesis de estas extravagantes cavidades y geoformas son bastante bien comprendidos cualitativamente, será necesaria mucha investigación adicional, respaldada por analítica detallada de muestras, para acercarse a dar soporte cuantitativo a las hipótesis e interpretaciones. Se trata en consecuencia de un campo de gran interés científico porque trata con la complejidad de estructuras y procesos no-lineales. Las geoformas descritas en esta nota son estructuras inorgánicas que demuestran que no existe una delimitación marcada y nítida entre el mundo morfológico de la simetría orgánica y el de la simetría cristalina inorgánica, y muchas de tales geoformas presentan una naturaleza fractal.

Las estructuras ordenadas y los hermosos patrones y diseños que presentan las geoformas halladas en las cavidades de Jaizkibel, no sólo resultan únicas en el mundo (o los más espectaculares ejemplos en su tipo), sino que revisten un alto interés científico, y poseen un enorme potencial cultural, didáctico, estético y formativo. Y las tenemos precisamente aquí, en el País Vasco, al lado de San Sebastián. Nuestra principal conclusión es que este pseudokarst en arenisca presenta unos valores notables de geodiversidad, lo que basta para recomendar ampliamente su investigación, estudio y conservación.

AGRADECIMIENTOS

A todos los compañeros y colaboradores del Departamento de Espeleología de la S.C.Aranzadi que nos acompañaron en los trabajos de campo y/o que nos aportaron útiles recomendaciones, revisiones críticas y sugerencias. Agradecemos de modo especial los aportes de Daniel Arrieta, Iñigo Herraiz, Piero Di Bartolomeo, Franco Urbani, Carolina Vera, y Carlos Oyarzabal.

BIBLIOGRAFIA

- Ashby, R. 1947. Principles of the Self-Organizing Systems. *Journal of General Psychology*. 37: 1-125.
- Ashby, R. 1956. *Introduction to Cybernetics*. Ed. John Wiley, New York.
- Auler, A.S.; E.L. Rubbioli & R. Brandi. 2001. As Grandes Cavernas do Brasil. Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas, 228 p.
- Auler, A.S. 2002. Karst areas in Brazil and the potential for major caves - an overview. *Bol. Soc. Venezol. Espeleol.*, 36: 29-35.
- Bakalowicz, M. 1982. La genèse de l'acuífère karstique vue par un geochimiste. *Karst Larra* 82; *Publ. Serv. Geol. Dip. Navarra*: 159-174.
- Balkwill, D. 1989. Numbers, diversity and morphological characteristics of aerobic, chemoheterotrophic bacteria in deep subsurface sediments from a site in South Carolina. *Geomicrob. J.*, 7:33-52.
- Bénard, H. 1900. Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide. *Rev. Gen. Sci. Pure Appl.*, 11: 1261-1309.
- Bennett, P.C.; Melcer, M.E.; Siegal, D.I. & J.P. Hasset. 1988. The dissolution of quartz in dilute aqueous solutions of organic acids at 25 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1521-1530.
- Beveridge, T.J. 1989. *Metal Ions and Bacteria*. T.J. Beveridge & R.J. Doyle Eds, New York, Chichester, J. Wiley, 461 p.
- Brock, T.D.; Madigan, M.; Martinko, J. & J. Parker. 1994. *Biology of microorganisms*. Seventh ed., Prentice-Hall Int., Englewood Cliffs, 909 p.
- Capra, F. 1998. *The Web of Life*. Anchor Books, New York.
- Chabert C. & P. Courbon. 1997. Atlas des cavités non calcaires du Monde. *Union Internat. Spéléol. (UIS)*, 109 p.
- Chapelle, F.H. & D.R. Lovley. 1990. Rates of microbial activity in deep coastal plain aquifers. *Appl. Environ. Microbiol.*, 56: 1865-1874.
- Chapelle, F.H.; Zelibor, L.J.; Grimes, D.J. & L.L. Knobel. 1987. Bacteria in deep coastal plain sediments of Maryland: A possible source of CO₂ to groundwater. *Water Resources Res.* 23: 1625-1632.
- Cerisier, P.; S. Rahal & H. Azuma. 2007. Pattern dynamics of the Bénard-Marangoni instability in a medium aspect ratio container. *Second Internat. Symp. Instability and Bifurcations in Fluid Dynamics. Journal of Physics: Conference Series*, 64: 1-9.
- Colinet, P.; A. Nepomnyashchy & J. Legros. 2002. Multiplication of defects in hexagonal patterns. *Europhys. Lett.*, 57: 480-486.
- Ehrlich, H.L. 1996. *Geomicrobiology*, 3rd edn. Marcel Dekker, New York.
- Ehrlich, H.L. 1998. Geomicrobiology: its significance for geology. *Elsevier, Earth.Sc. Rev.*, 45:45-60.
- Foucault, A. & J.F. Raoult. 1992. *Dictionnaire de géologie*. Ed. Masson, 3ème éd. : 209-210.
- Galán, C. 1984. Sima Aonda, -362 m, Venezuela. *Spelunca. Fed.Franç.Speol.*, Paris, 14(2): 14-17.
- Galán, C. 1991. Disolución y génesis del karst en rocas silíceas y rocas carbonáticas: un estudio comparado. *Munibe (Ciencias Naturales.)*, S.C.Aranzadi, 43: 43-72.
- Galán, C. 2010. Patrones y estructuras disipativas en cuevas y geoformas del pseudokarst de Jaizkibel. *Pag web Cota0.com + Pag web aranzadi-sciences.org*, Archivo PDF, 28 pp.
- Galán, C. 2012. Pseudokarst en arenisca de la Formación Jaizkibel (flysch Eoceno de Gipuzkoa): cavidades, geoformas, espeleotemas, paramoudras, fauna cavernícola. Conferencia dictada en San Sebastián el 22-11-2012 para Exposición sobre el Flysch de la Costa Vasca (Luberrri & CPIE-Littoral de la Côte Basque). Audiovisual y web SCA, PDF, 75 pp.
- Galán, C. & F.F. Herrera. 2005. Le système Roraima Sud au Venezuela: La plus grande cavité du monde creusée dans les quartzites. *Spelunca, FFS*, 99 : 17-22.
- Galán, C. & F.F. Herrera. 2006. El sistema Roraima Sur, Venezuela, y la formación del karst en cuarzitas. *Bol. Sedeck*, 6: 18-27.
- Galán, C. & J. Lagarde. 1988. Morphologie et évolution des cavernes et formes superficielles dans les quartzites du Roraima. *Karstologia, FFS & AFK*, 11-12: 49-60.
- Galán, C. & M. Nieto. 2012. Bandas de Moebius, Boxworks y otras raras Geoformas en arenisca de la Formación Jaizkibel. *Bol. Sedeck*, 8: 20-41. Reedición modificada de Galán & Nieto, 2010 in: aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 30 pp.
- Galán, C. & F. Urbani. 1986. Las grandes cavidades de Venezuela. In: Courbon & Chabert, 1986. Atlas des grandes cavités mondiales. *Publ. Internat.Union Speleol. (UIS) & Fed.Franc.Speol.*, Paris, 240 p; pp: 65-68.
- Galán, C. & C. Vera Martin. 2010a. Espeleotemas de cuarzo y silicatos de hierro y aluminio, en una cueva hidrológicamente activa en arenisca de Jaizkibel: Descripción general de la cavidad y caracterización por espectroscopía Raman y difracción de rayos X (DRX). *Pag web aranzadi-sciences.org*, Archivo PDF, 12 pp.
- Galán, C. & C. Vera Martin. 2010b. 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). *Pag 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). *Pag 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.; M. Nieto; O. Zubizarreta & C. Vera Martin. 2010. Nuevos datos sobre vermiculaciones arcillosas y espeleotemas de ópalo-A, hematita y yeso, en cuevas en arenisca del pseudokarst de Jaizkibel. *Pag web aranzadi-sciences.org*, Archivo PDF, 15 pp.
- Galán, C.; M. Nieto; D. Arrieta Echave; P. Di Bartolomeo & J. Cortizo. 2013a. La cueva del castillo de San Telmo, Hondarribia, País Vasco (seudokarst en arenisca de la Formación Jaizkibel). *Pag web aranzadi-sciences.org*, Archivo PDF, 22 pp.
- Galán, C.; M. Nieto & P. Di Bartolomeo. 2013b. Notas sobre cuevas y geoformas en arenisca en la punta exterior de Elgorri, Ulía (Formación Jaizkibel). *Pag web aranzadi-sciences.org*, Archivo PDF, 40 pp.
- Jennings, J.N. 1987. *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell Ltd., 2ème éd.
- Kieft, T.L. & T.J. Phelps. 1997. Life in the slow lane: activities of microorganisms in the subsurface. In: Amy, P.S., Haldeman, D.L. (Eds). *The Microbiology of the Terrestrial Deep Subsurface*. CRC Press, Boca Raton, pp: 137-163.
- Koschmieder, E.L. 1993. *Bénard Cells and Taylor Vortices*. Cambridge University, Cambridge, U.K.
- Krauskopf, K.B. 1959. The geochemistry of silica in sedimentary environments. *Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Publ.*, 7: 4-19.
- Krauskopf, K.B. 1967. *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill, New York.
- Lehman, D.S. 1963. Some principles of chelation chemistry. *Soil Science Society of America Proceedings*, 27: 167-170.
- Mainguet, M. 1972. Le modelé des gres. *Problèmes généraux*. I. *Geographique National*. Paris.
- Maire, R. 1980. Eléments de karstologie physique. *Spelunca, Bull. et Mém. Soc. Spéléol.* 52 (1): 149-175.
- Mangin, A. 1982. L'approche systemique du karst, consequences conceptuelles et methodologiques. *Karst Larra* 82, *Publ.Serv.Geol. Dip.Navarra*, 141-157.
- Martini, J. 1982. Karst in Black Reef and Wolberg Group quartzite of the eastern Transvaal escarpment, South Africa. *Bol SVE*, 10(19): 99-114.

- Martini, J. 1984. Rate of quartz dissolution and weathering of quartzite. *Bull. South African Speleol. Assoc.*, 25: 7-10.
- Martini, J. 1987. Les phénomènes karstiques des quartzites d'Afrique du Sud. *Karstologia*, 9: 45-52.
- McCulloch, W. & W. H. Pitts. 1943. A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity. *Bull. Mathemat. Biophysics*, 5: 115.
- Mustoe, G. E. 1982. The origin of honeycomb weathering. *Geological Society of America*, 93: 108-115.
- Nagy, I.P. & J.A. Pózman. 1993. Multicomponent convection induced by fronts in the chlorate-sulfite reaction. *J. Phys. Chem.*, 97 (13): 3443-3449.
- Okamoto, G.; Okura, T. & K. Goto. 1957. Properties of silica in water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, pp. 123-132.
- Ong, H.L.; Swanson, V.E. & R.E. Bisque. 1970. Natural organic acids as agents of chemical weathering. In *Geological Survey Research 1970, US Geological Survey Professional Paper 700-C*, pp: 130-137.
- Phelps, T.J.; Raione, E.G. & D.C. White. 1989. Microbial activities in Deep Subsurface Environments. *Geomicrob. J.*, 79-91.
- Prigogine, I. 1967. Dissipative structures in chemical systems. In: S. Claesson (Ed). *Fast reactions and primary processes in chemical kinetics*. Interscience, New York.
- Prigogine, I. 1980. *From Being to Becoming*. Ed. Freeman, San Francisco.
- Prigogine, I. & P. Glandorf. 1971. *Thermodynamic Theory of Structure, Stability and Fluctuation*. Ed. Wiley, New York.
- Prigogine, I & I. Stengers. 1984. *Order out of Chaos*. Ed. Bantam, New York.
- Reeves, R.H. 1997. Phylogenetic analysis and implications for subsurface microbiology. In: Amy, P.S., Haldeman, D.L. (Eds). *The Microbiology of the Terrestrial Deep Subsurface*. CRC Press, Boca Raton, pp: 165-183.
- Roy, C.J. 1945. Silica in natural waters. *Amer. Journ. Sci.*, 243: 393-403.
- Semwogerere, D. & M. Schaltz. 2001. Evolution of hexagonal patterns from controlled initial conditions in a Bénard-Marangoni convection experiment. *Cent. Nonlinear Sci. & School of Physics, Georgia Inst. Technol., Atlanta*, 2001: 1-4.
- Silverman, M.P. & H.L. Ehrlich. 1964. Microbial formation and degradation of minerals. *Adv. Appl. Microbiol.* 6 : 153-206.
- Simoyi, R. 1999. Pattern formation and symmetry-breaking bifurcations fueled by dissipation of chemical energy: a possible model for morphogenesis? *Pure Appl. Chem.*, 71 (6): 1007-1017.
- Sinclair, J.L. & W.C. Ghiorse. 1989. Distribution of Aerobic Bacteria, Protozoa, Algae, and Fungi in Deep Subsurface Sediments. *Geomicrobiol. Journ.*, 7:15-31.
- Stevens, T.O. & J. McKinley. 1995. Lithoautotrophic Microbial Ecosystems in Deep Basalt Aquifers. *Science*, 270:450-454.
- Thiry, M. 1997. *Soils and Sediments. Mineralogy and Geochemistry*. Ed. Paquet et Clauer, Springer-Verlag, New York-Berlin: 191-221.
- Thiry, M. & M. Bertrand Ayrault. 1988. Les grès de Fontainebleau: genèse par écoulement de nappes phréatiques lors de l'entaille des vallées durant le plio-quadernaire et phénomènes connexes. *Bull. d'info. des géol. du bassin de Paris*, 25 (4): 25-40.
- Thomas, M.F. 1994. *Geomorphology in the Tropic*. Wiley Ed., 460 p.
- Turing, A. 1952. The chemical basis of morphogenesis. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, (B)* 237: 37-72.
- Twidale, C. 1982. *Granite landforms*. Amsterdam. Elsevier: 372 pp.
- Urbani, F. 1986. Una revisión sobre las cavidades y demás formas relacionadas desarrolladas en las rocas cuarcíferas precámbricas del Grupo Roraima, Venezuela. *Interciencia*, 11(6): 298-300.
- Van Den Berg, E. 2009. Imitando la vida: biomorfos. *National Geographic*, Diciembre 2009, Vol. 25 (6): 12 pp.
- Wey, R. & B. Siffert. 1961. Réaction de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . Genèse et synthèse des argiles. *Coll. Inter. C.N.R.S.*, 105: 11-23.
- White, D.C.; Frederickson H.F.; Gehron, M.H.; Smith, G.A. & R.F. Martz. 1983. The groundwater aquifer microbiota: Biomass, community structure and nutritional status. *Dev. Ind. Microbiol.*, 24 :189-199.
- Young, Y. & H. Riecke. 2002. Mean flow in hexagonal convection: stability and nonlinear dynamics. *Physica D*, 163: 166-183.