Cañones, acantilados, escarpes y su relación con cavidades en arenisca (flysch costero Eoceno, Gipuzkoa)

Canyons, cliffs, escarpments and their relation with sandstone caves (coastal Eocene flysch, Gipuzkoa)



Carlos GALAN; José RIVAS; Marian NIETO & Iñigo HERRAIZ.

Sociedad de Ciencias Aranzadi. Alto de Zorroaga. E-20014 San Sebastián - Spain.

E-mail: cegalham@yahoo.es

(Mayo 2008)

Cañones, acantilados, escarpes y su relación con cavidades en arenisca (flysch costero Eoceno, Gipuzkoa)

Canyons, cliffs, escarpments and their relation with sandstone caves (coastal Eocene flysch, Gipuzkoa)

Carlos GALAN; José RIVAS; Marian NIETO & Iñigo HERRAIZ.
Sociedad de Ciencias Aranzadi. Alto de Zorroaga. E-20014 San Sebastián - Spain.
E-mail: cegalham@yahoo.es
(Mayo 2008)

RESUMEN

Se presenta una descripción de cañones, acantilados, depresiones y escarpes verticales en arenisca del flysch Eoceno de Gipuzkoa, exponiendo su relación con el drenaje subterráneo y la presencia de cuevas en esta litología. La prospección de paredes verticales ha permitido acceder a cavidades y efectuar observaciones sobre diversas geoformas de características remarcables. Se comentan las relaciones entre los rasgos observados y el desarrollo de formas pseudokársticas en arenisca.
Palabras clave: Espeleología, pseudokarst, arenisca, geomorfología, cañones, acantilados, cuevas y formas de superficie.

ABSTRACT

We present a description of canyons, cliffs, depressions and escarpments, developed in sandstone of Eocene age of Gipuzkoa flysch, showing his relation with the underground drainage and the presence of caves in this lithology. The survey of vertical walls and cliffs has permitted the acces to caves and the observation of various geoforms of remarkable distinctive traits. We also comment the relations between the traits observed and the development of pseudokarst forms in sandstone.
Key words: Speleology, pseudokarst, sandstone, geomorphology, canyons, cliffs, caves and superficial forms.

INTRODUCCION

En la costa de Gipuzkoa se desarrolla un pseudokarst en arenisca, en los bancos más compactos del flysch litoral Eoceno. Varios trabajos sobre cavidades y geoformas han sido aportados en GALAN et al. (2007a, 2007b, 2008). El pseudokarst incluye sistemas de pequeñas cuevas, abrigos, grutas y oquedades, generadas básicamente por procesos de disolución intergranular de la arenisca. Cabe destacar que la secuencia de sedimentos turbidíticos del flysch Eoceno tiene un espesor total considerable, de 1.000 á 1.500 m. Los bancos más potentes de arenisca, que ocupan la parte superior de la serie, han resultado más resistentes a la erosión y forman en el relieve escarpes abruptos, con paredes verticales que destacan en la topografía de la zona.

En esta nota queremos referirnos a estos accidentes topográficos ya que en ellos se localizan una gran cantidad de cavidades y geoformas, de características singulares, en muchos casos originales y típicas de esta litología.

La prospección de enclaves de difícil acceso ha permitido entender mejor los factores y procesos que controlan la distribución de cavidades y geoformas, así como otros aspectos que interrelacionan el modelado del relieve con el desarrollo del pseudokarst. Pasaremos revista a los aspectos de mayor interés geomorfológico y espeleológico, ilustrando las descripciones con fotografías.

CONSIDERACIONES GEOGRAFICAS

La región que consideramos forma parte de una alineación montañosa o cadena litoral de dirección general E-W, la cual comprende los montes Igueldo, Ulía y Jaizkibel, situados entre Orio y Hondarribia. La altitud es moderada, siendo la cota máxima de 550 m snm en la cumbre de Jaizkibel.

El relieve es monoclinal, conformando una cuesta estructural cuyo frente domina el corredor erosivo Cretácico que se extiende al S de la cadena entre Irún, San Sebastián y Orio. El reverso estructural configura una cuesta con buzamiento N que se hunde en el Mar Cantábrico formando una costa escarpada, con numerosos acantilados.

Los estratos del flysch han sido levantados desigualmente. Los más abruptos adoptan una disposición subvertical, pero el pseudokarst al que hacemos referencia se desarrolla preferentemente sobre los relieves de menor inclinación, con buzamientos de entre 20º y 40º N.

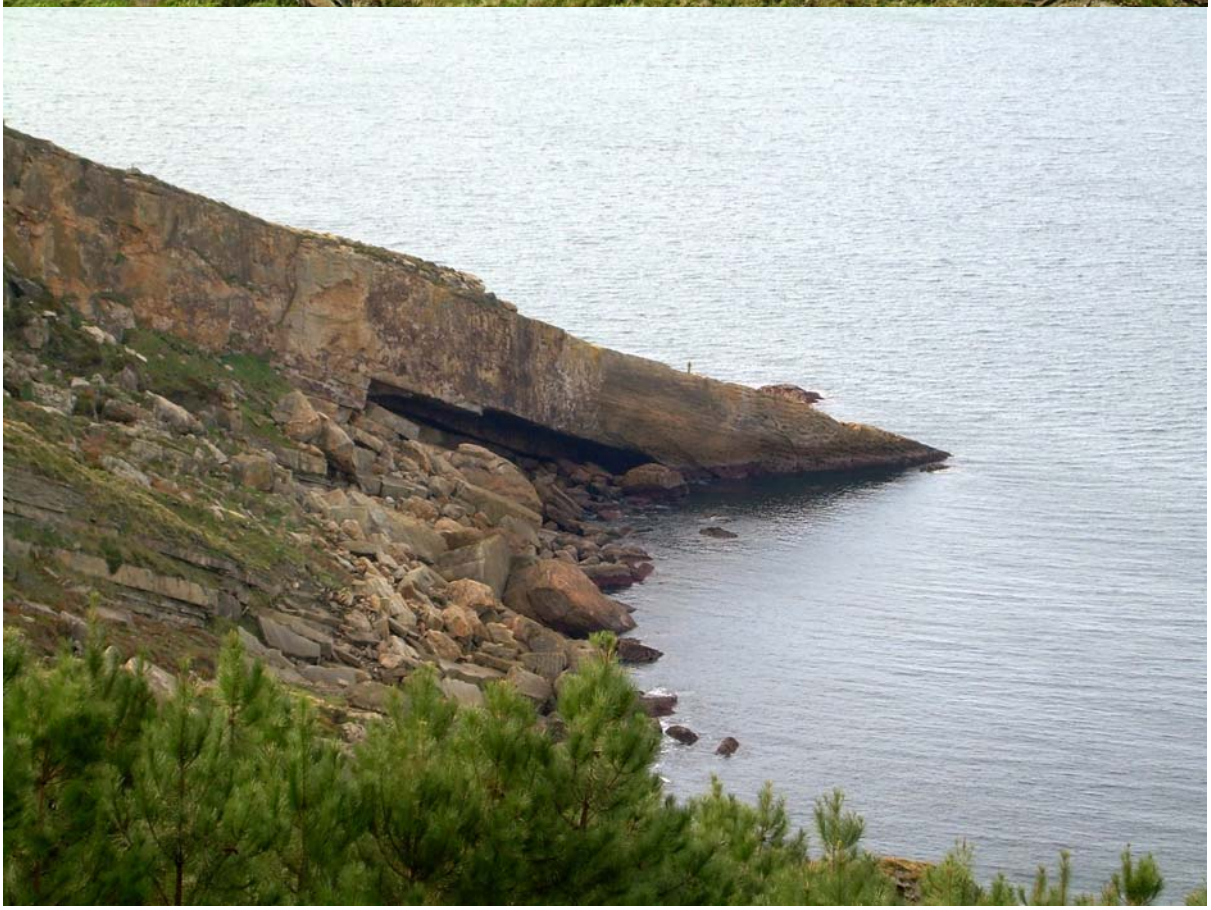
En estos sectores la cuesta estructural está surcada por una red de pequeños arroyos longitudinales, dispuestos en paralelo, los cuales siguen las líneas de mayor pendiente o bien aprovechan zonas litológicamente más débiles. Los cursos de agua han excavado una red de pequeños valles en V y barrancos encajados que se ramifican hacia su cabecera de cuenca. Muchos





Los bancos más compactos de arenisca del flysch Eoceno forman escarpes verticales donde se localizan numerosas cavidades. Estos accidentes topográficos se desarrollan sobre los flancos de los valles, sobre centenares de metros.



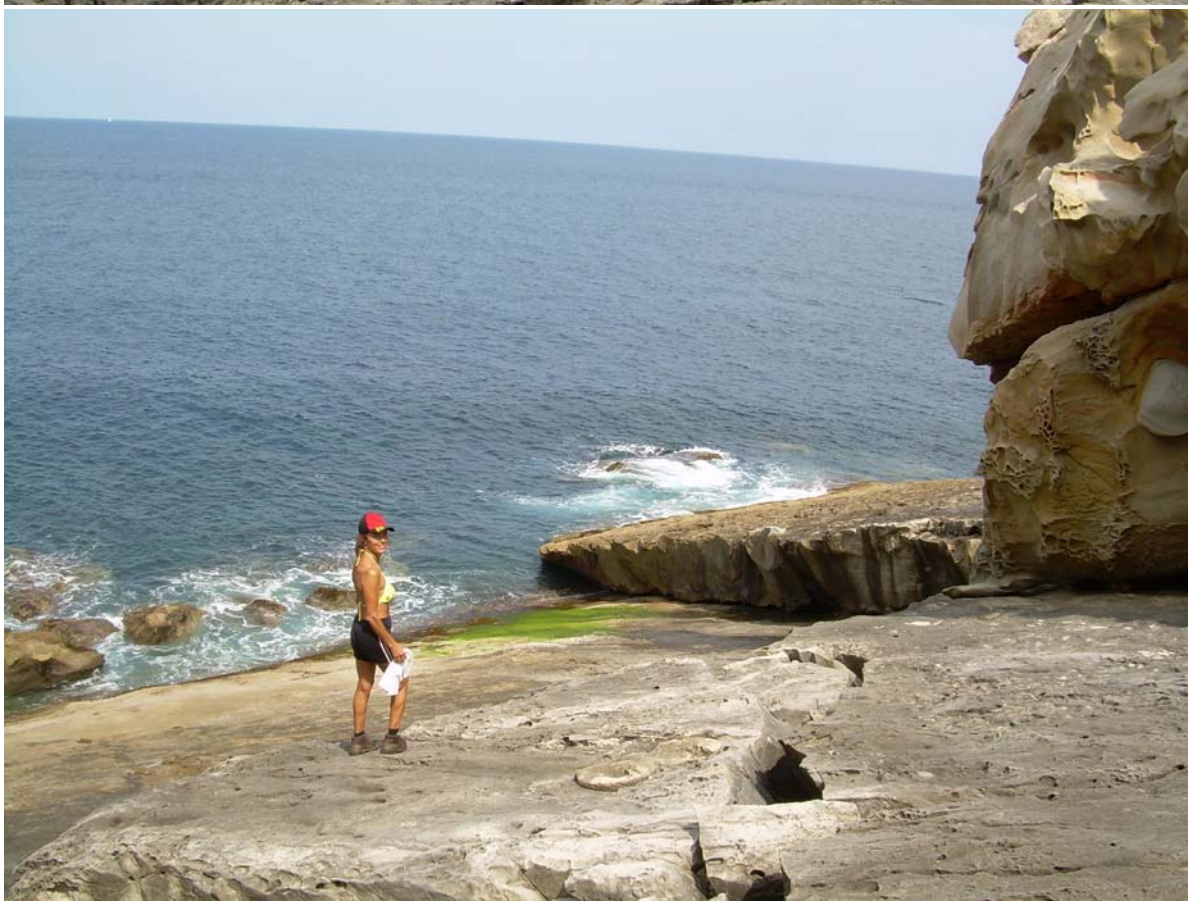


Los escarpes coronan relieves prominentes que siguen el buzamiento de la estructura monoclinal hasta alcanzar el mar. Los entrantes que recortan el litoral generan acantilados, por colapso de bloques. En ocasiones, como en la fotografía inferior, la erosión marina excava la base de los acantilados generando grandes abrigos estructurales.



Grandes acantilados formados por estratos gruesos de arenisca, superpuestos unos a otros, con intercalaciones delgadas de lutitas. Nótese el colapso de bloques por descompresión mecánica de las paredes y los taludes con acumulaciones de bloques desprendidos. En la imagen inferior puede apreciarse la formación de un abrigo por colapso (la persona en el centro del primer plano da una idea de la escala). Estos acantilados pueden superar los 40 m de altura.





Formación de fracturas de descompresión en el frente de lajas costeras. Los estratos individuales son recortados y se desprenden en bloques y paneles que deslizan por gravedad. La erosión marina los destruye, generando escarpes en progresivo retroceso.

barrancos poseen barras laterales con escarpes verticales. Los escarpes coinciden con los bancos más gruesos y compactos de arenisca, los cuales han resistido mejor la acción erosiva.

El relieve monoclinal al alcanzar el nivel del mar es sometido a la acción de la erosión marina, muy potente en el Cantábrico, y como consecuencia de ello la costa ha sido recortada con numerosos entrantes y salientes. Junto a lajas estructurales planas, se han formado acantilados (de 20 á 40 m de altura) en cuya base se acumulan grandes bloques de desprendimiento formando una plataforma marina de reducida extensión. Las calas formadas en los entrantes poseen bloques y cantos rodados, siendo escasos los depósitos de arenas y materiales detríticos finos, los cuales son fácilmente removidos por la erosión marina.

Las lajas costeras son igualmente sometidas a la potente acción del oleaje y las mareas, y es frecuente que los estratos superiores colapsen formando paredes y acantilados en progresivo retroceso. Los bloques y paneles rocosos que se desprenden del frente del acantilado se acumulan a sus pies y protegen parcialmente la base del acantilado de la acción de las olas, pero van siendo erosionados y removidos por la acción del mar.

En los escarpes de los valles también son frecuentes los desprendimientos y deslizamientos debidos al progreso de la erosión normal y meteorización de las rocas, resultando más disgregables los tramos con intercalaciones de lutitas. En los escarpes de arenisca compacta (dispuesta en bancos gruesos), depresiones y acantilados, es posible apreciar algunas características del drenaje del pseudokarst en arenisca, a la vez que son estos enclaves donde con mayor frecuencia se presentan cavidades, abrigos y geoformas de interés.

CONSIDERACIONES GEOLOGICAS Y TECTONICAS

El flysch costero Eoceno ha sido denominado Formación Jaizkibel y ha sido estudiado y descrito, entre otros, por JEREZ et al. (1971), CAMPOS (1979), VAN VLIET (1982) y ROSELL (1988). La Formación Jaizkibel forma un suave arco de concavidad al N que se extiende 40 km entre Hondarribia y Zarauz. Localmente, en San Sebastián y en Zarauz, el trazado del arco presenta dos zonas de convexidad N atribuidas a la interferencia de empujes tectónicos S-N de otras estructuras (empuje del Manto de corrimiento Aya-Zarauz-Aizarnazabal, empuje debido al anticlinal diapírico Recalde-La Florida). Las zonas de pseudokarst que estudiamos en este trabajo comprenden los tramos centrales de los montes Jaizkibel, Ulía e Igueldo, de estructura monoclinal y buzamiento bajo a medio, de 30º N como promedio. Dentro de estas zonas, los sectores con mayor número de cavidades y geoformas se localizan en torno a relieves prominentes, en escarpes verticales y acantilados.

La Formación Jaizkibel se compone de potentes bancos de arenisca que presenta intercalados delgados niveles de lutitas. El grosor de los estratos de arenisca, de varios metros, aumenta de abajo hacia arriba. En la zona de estudio de este trabajo los estratos individuales de arenisca tienen 2 á 8 m de potencia. Los sectores con mayor número de cavidades y geoformas se presentan en estratos de la parte superior de la secuencia Eocena, donde los estratos de arenisca carbonática alcanzan mayor espesor y reposan prácticamente unos sobre otros, faltando o siendo muy escasos y delgados los niveles de lutitas. Así que básicamente se trata de un pseudokarst en arenisca.

Litológicamente son areniscas cuarzosas, de matriz carbonática, de colores claros (blancas, amarillas, anaranjadas, rosadas y ocres). Su contrastante coloración es apreciada en cortes frescos y en el interior de abrigos, cavidades y paredes en proceso de arenización, ya que en superficie la roca es gris. Precisamente, esta coloración monótona de tonos grises (al igual que la presencia de pequeños alveolos y nódulos) es conspicua en gran parte de la formación y sobre todo en las zonas costeras de fácil acceso, por lo que la existencia de formas pseudokársticas ha pasado desapercibida. Los mejores ejemplos de pseudokarst se encuentran en zonas de difícil acceso, donde los sistemas de cavidades y abrigos, con notables geoformas, a menudo quedan colgados en paredes verticales. En el interior de las cavidades, en activo proceso de arenización, es donde mejor se aprecian las características de este pseudokarst (GALAN et al, 2007a, 2007b, 2008).

Estas areniscas están formadas por un entramado de granos de cuarzo bien redondeados (o ligeramente angulosos), que pueden constituir hasta el 90% de la roca (siempre más del 80%), cantidades minoritarias de feldespatos y micas, y matriz o cemento carbonático (JEREZ et al., 1971; CAMPOS, 1979; GALAN, 2001; GALAN et al., 2007a).

El tamaño medio de grano se hace mayor hacia la parte alta de la serie. Los estratos presentan mayoritariamente laminación paralela y laminación disturbada (= convoluted beds), a menudo de distinta coloración; también se observan estructuras formadas durante la compactación (discos y pilares) y diversas estructuras de corriente. Son frecuentes nódulos esféricos o bolas de arenisca más dura, de variable diámetro, desde unos pocos hasta más de 70 cm. Estos nódulos están rellenos de cuarzo de grano medio a grueso, con matriz carbonática, muy poca mica y glauconita. La erosión de los estratos con nódulos esféricos genera concavidades posteriormente suavizadas y retocadas por erosión eólica e hídrica. Intercalados entre los estratos de arenisca se encuentran niveles delgados de lutitas y margas carbonáticas, con cierto grado de pizarrosidad. En las zonas de pseudokarst los niveles de lutitas son tan finos que los estratos de arenisca se apoyan prácticamente unos sobre otros. Esta preponderancia de areniscas compactas, dispuestas en bancos gruesos, no ocurre en toda la formación, sino en los relieves prominentes de la parte superior de la serie.

El flysch de arenisca ha sido interpretado como un depósito de sistemas turbidíticos (MUTTI, 1985; ROSELL, 1988), definido por la erosión y resedimentación parcial o total de una plataforma. Las estructuras de corriente son muy frecuentes en la base de los estratos y regionalmente muestran un patrón en abanico. CAMPOS (1979) distingue en el área de estudio dos grandes conos





Lajas costeras con acantilados frontales. Nótese en el perfil: un estrato resistente basal que constituye la laja; varios estratos compactos superpuestos que forman el escarpe; y estratos superiores parcialmente desmantelados en bloques dispersos. En la imagen inferior se aprecia la surgencia entre planos de estratificación de flujos laminares de aguas subterráneas.





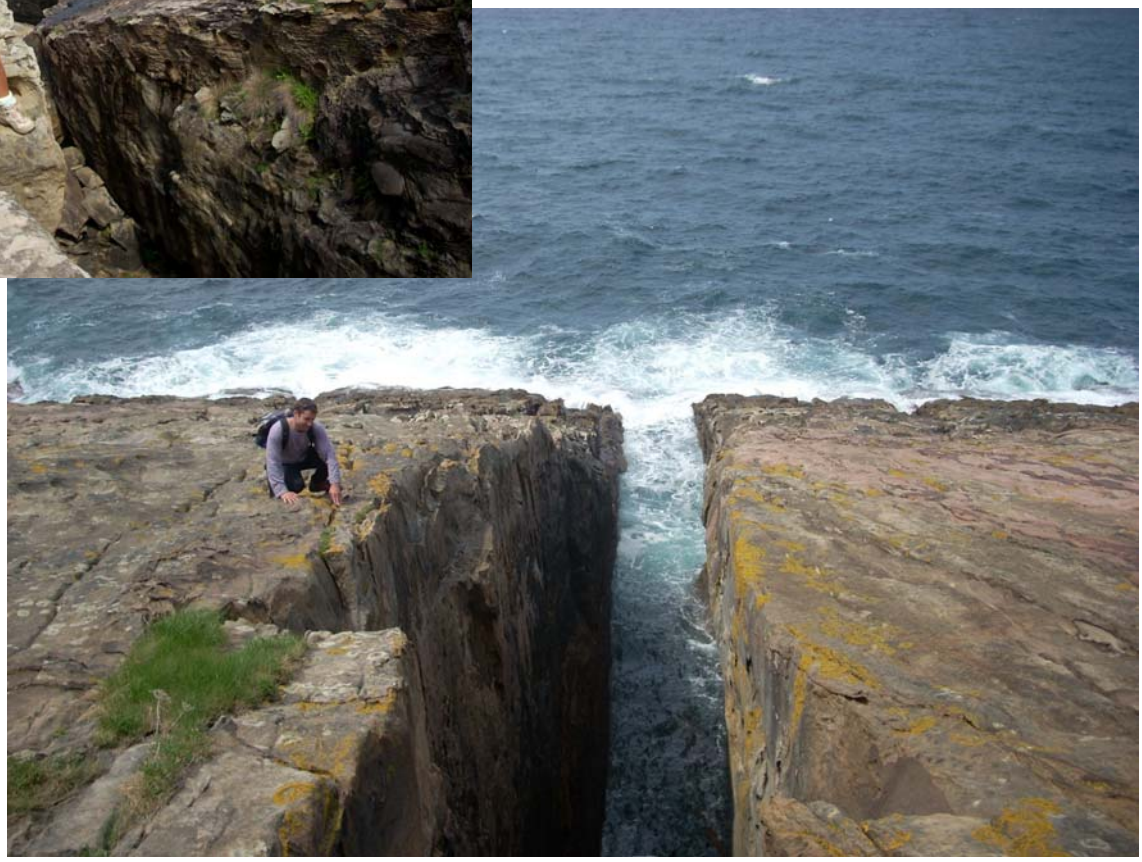
Laja costera con acantilados frontales. Los escarpes, extraplomados, se producen por la apertura de fracturas de descompresión perpendiculares al buzamiento de los estratos. En la fotografía inferior un entrante del mar ha recortado la laja; el escarpe alcanza 50 m de desnivel. En la foto superior puede apreciarse las dificultades de acceso a la laja costera y la emergencia sobre ella de flujos hídricos dispersos de aguas subterráneas.



Los estratos individuales de arenisca, de distinto colorido, forman escarpes con llamativas geoformas.







Acantilados costeros y cañones en lajas litorales. En la imagen superior un entrante del mar esculpe un acantilado lateral. En las otras, profundos cañones disectan la laja costera, siendo en ocasiones difíciles de cruzar. Estos accidentes llegan a tener desniveles de más de 20 m.

de deyección submarino, uno oriental (sector del monte Jaizkibel), que comenzaría a formarse al final del Paleoceno superior y continuaría recibiendo aportes durante todo el Eoceno inferior, y otro, occidental (entre San Sebastián y Zarauz), cuya base se sitúa en el Eoceno inferior.

La Formación Jaizkibel se originó por acumulación de material detrítico. El hecho de que la granulometría de la arenisca sea más grosera hacia la parte alta de la secuencia, a la vez que aumenta progresivamente el espesor de los bancos, indica que se trata de la parte media de conos de deyección submarinos; los fósiles hallados, claramente rodados, llevan a concluir que la acumulación se debió verificar a una profundidad variable entre 1.000 y 4.000 m, habiéndose depositado los materiales arenosos por corrientes de gravedad (CAMPOS, 1979). Para VAN VLIET (1982) y ROSELL (1988) la cuenca eocénica corresponde a un surco alineado de E a W, donde las facies distales (profundas) se sitúan en la parte occidental (País Vasco). Se desconoce donde se hallaban situadas las plataformas deltaicas, cuya destrucción y resedimentación originaría las turbiditas eocénicas del Arco Vasco. Por tratarse del sector de cuenca más abierto al océano, es probable que estas plataformas se hayan destruido por completo, lo cual al mismo tiempo explica el considerable desarrollo de sus sistemas turbidíticos.

Las areniscas del flysch Eoceno tienen un comportamiento mecánico sencillo. Debido a la dureza relativa de la arenisca, ésta no ha sido deformada en pliegues apretados, sino levantada desigualmente en una estructura monoclinal. Los bancos más resistentes a la acción erosiva (normal y marina) han sido meteorizados dejando en relieve positivo flancos abruptos. En el frente marino y en las laderas de los valles los escarpes verticales han ido siendo formados por meteorización controlada por procesos de descompresión mecánica.

Los estratos individuales se fracturan mecánicamente por descompresión de la roca en la vecindad de vacíos. Así los escarpes y acantilados están en activo proceso de retroceso y recorte. En las zonas de borde se generan mecánicamente fracturas ortogonales, las cuales al intersectar los planos de estratificación provocan el colapso de los estratos individuales en grandes bloques cúbicos. La arenización de la roca y la creación de nuevas fracturas de descompresión, hacen que los escarpes no logren alcanzar un perfil de equilibrio, sino que prosigan su retroceso hasta desmantelar por completo los estratos más potentes. Así, las zonas de escarpe están sometidas a una dinámica activa, que incluye la creación de cavidades y geoformas, pero que a la vez destruye las partes antiguas generando el retroceso de las paredes y la formación de nuevas cavidades. Este carácter temporal, y relativamente superficial, es lo que mejor caracteriza al pseudokarst. Aunque existen drenajes subterráneos, éstos no evolucionan hasta el estadio de un karst desarrollado.

ACANTILADOS COSTEROS

Los bancos de arenisca forman en el litoral grandes lajas estructurales, a menudo de varios kilómetros de amplitud en sentido E-W. Su pendiente coincide con el buzamiento. Pero en los entrantes recortados por el mar, o cuando se presentan profundas diaclasas, la erosión marina genera acantilados laterales de hasta decenas de metros de desnivel. Sobre las lajas, las fracturas van siendo agrandadas, produciendo grietas abiertas y cañones estrechos de considerable desnivel.

Por encima de la línea de alcance del oleaje se generan acantilados frontales, por progresivo colapso del frente buzante de los estratos compactos superiores. Los bloques y paneles rocosos desprendidos, deslizan por gravedad y son removidos por la acción del mar, con progresivo retroceso del acantilado, el cual frecuentemente alcanza 20 m de desnivel, conteniendo paredes frontales extraplomadas, perpendiculares al buzamiento. En la base de los estratos de la pared que reposa sobre la laja costera es posible observar múltiples salidas de flujos laminares del agua subterránea que se infiltra en la arenisca.

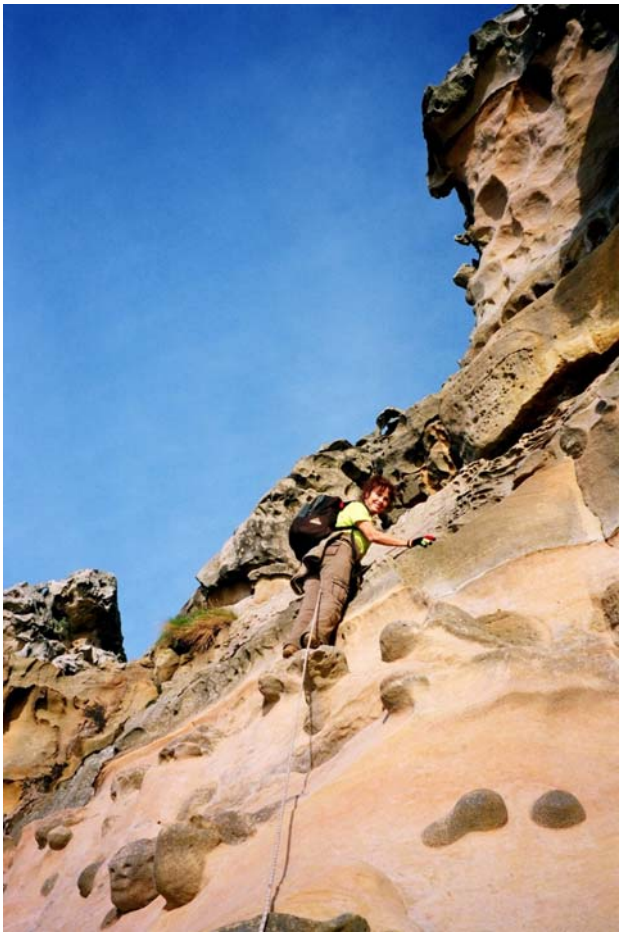
Las zonas de borde en la proximidad de acantilados están sometidas a fenómenos de descompresión mecánica de la roca. La apertura de fracturas de descompresión progresa con sucesivos colapsos y retrocesos de las paredes subverticales. Es frecuente observar en los acantilados: una zona basal compacta que conforma la laja costera, soportada por un estrato resistente; varios estratos compactos, escalonados o no, que conforman la pared principal del acantilado; y bancos superiores desmantelados, con bloques cúbicos y tramos de estratos en disposición caótica, en avanzado estado de meteorización.

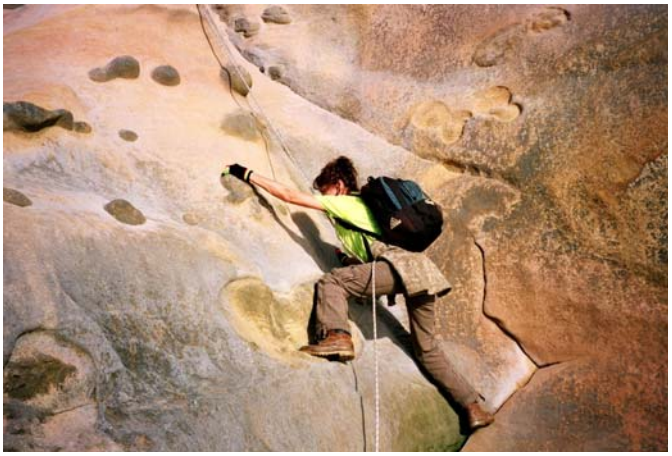
Aunque han sido buscadas cavidades en las zonas de intersección de las fracturas con planos de estratificación, al parecer el agua infiltrada no consigue concentrar y producir la tubificación de la roca (= piping) y la emergencia se produce en forma de flujos laminares dispersos. El propio peso de los estratos superiores condiciona el aplastamiento y remoción de los conductos incipientes así como de los niveles delgados de lutitas. En cambio, en la zona desmantelada superior, son frecuentes los bloques con cavidades y oquedades, así como la formación de pequeñas cuevas de recubrimiento, muchas de ellas en avanzado estado de arenización y con múltiples geoformas.

CAÑONES

En diversos puntos del litoral la erosión ha excavado cañones. Algunos de ellos son meros zanjones, pero en la zona central de Jaizkibel vario de ellos constituyen auténticos cañones limitados por paredes verticales.

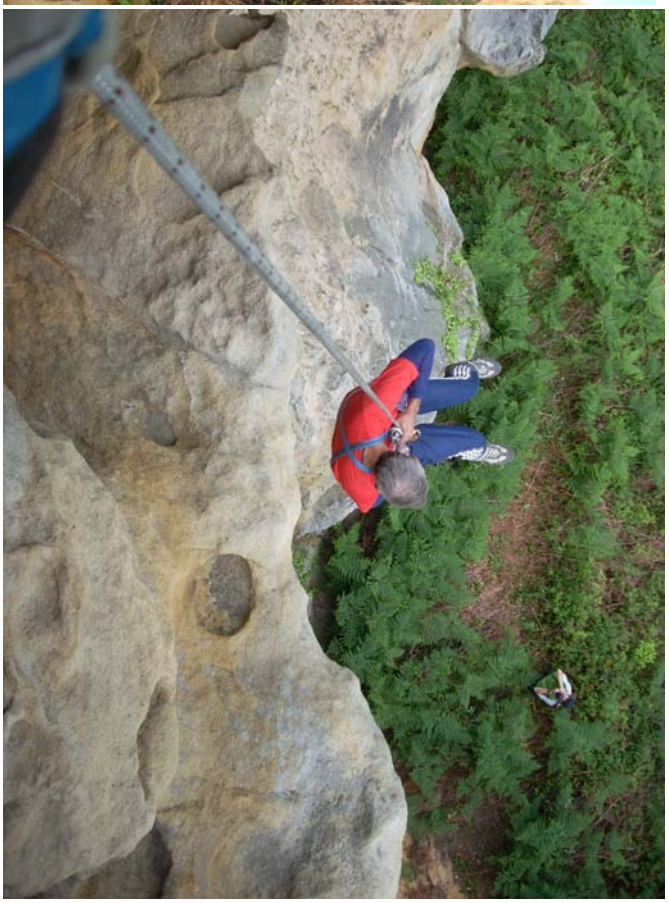
La erosión normal ha excavado valles cataclinales en las litologías más blandas pero también en tramos de arenisca compacta. En estos casos el perfil del valle se encaja profundamente a la vez que se rellena de acumulaciones caóticas de bloques de









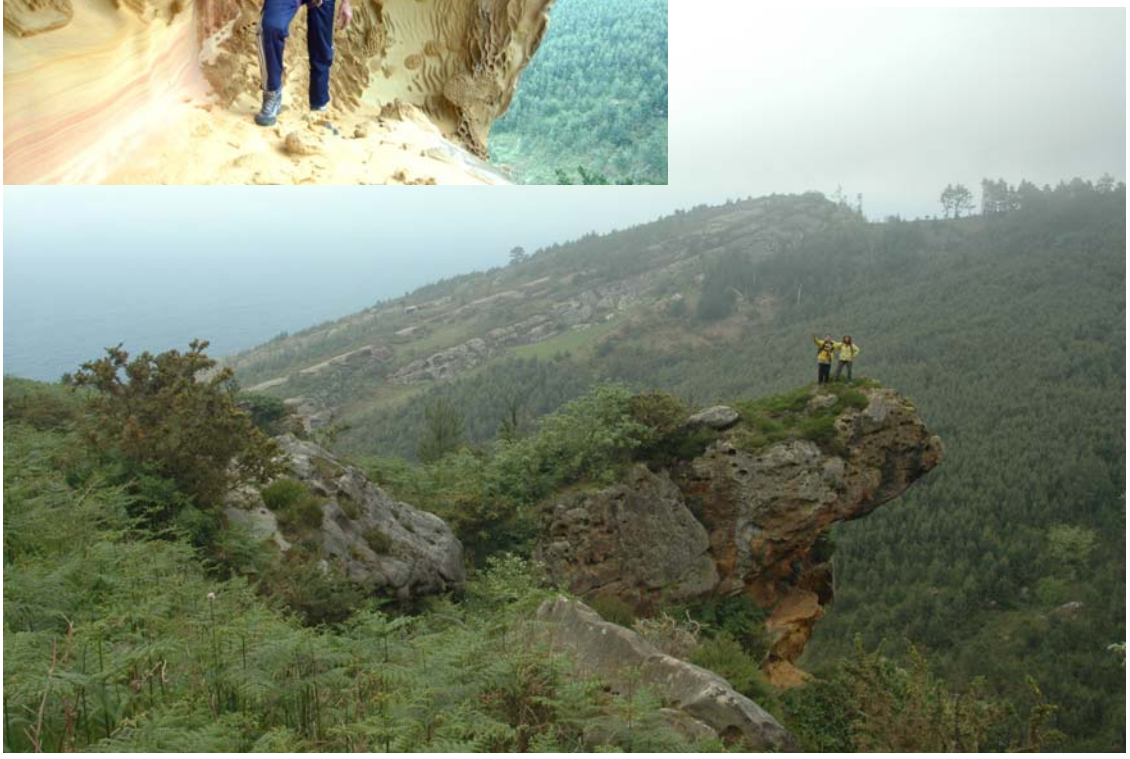


Algunos parajes y cavidades, ocultos y de difícil acceso, requieren de escalada en roca o técnica de jumars. En las imágenes superiores la presencia de nódulos compactos en relieve positivo facilita el acceso en escalada libre. Abajo: son necesarias maniobras de ascenso y descenso, con técnica de jumars, para alcanzar cavidades en escarpes extraplomados.



Secuencia de descenso y escalada hasta cavidades colgadas en escarpes verticales bajo extraplomos. Algunas de ellas contienen cavernas con espectaculares geoformas.





Bajo el borde superior de prominentes escarpes en voladizo se encuentran grutas y abrigos con remarcables geoformas. A algunas de ellas se puede acceder desescalando pero habitualmente requieren maniobras de descenso con cuerda.











Secuencia de descenso y acceso a cavidades superpuestas, colgadas a diferentes alturas, sobre un escarpe vertical de 40 m de desnivel. Nótese la existencia de otras cavidades a la derecha del lugar de descenso.

desprendimiento. Las dimensiones y formas de los bloques son muy variadas, aunque por lo general constituyen prismas rectos de base rectangular, acumulados unos sobre otros sin orden establecido. Estas formas deben su origen a la disolución del cemento carbonático de las areniscas a lo largo de planos de fractura y de estratificación, con el consiguiente colapso de los estratos suprayacentes.

Las paredes de los cañones evolucionan con progresivos retrocesos por descompresión mecánica, mientras la erosión actúa bajo los rellenos de bloques, meteorizándolos y evacuando los fragmentos detríticos, de modo que se amplía su volumen interno. Las abundantes precipitaciones que recibe la región y la alta humedad en el interior de los cañones propician el crecimiento de una vegetación exuberante a la vez que aceleran e intensifican los procesos de meteorización química.

En sus paredes se aprecia perfectamente la estratificación de las areniscas, realzada por el desarrollo de alveolos de diversas dimensiones, causados por procesos de disolución intergranular por las aguas infiltradas en la parte superior y canalizada a lo largo de los planos de estratificación. Localmente sobre los escarpes se observan oquedades, cuevas y pequeñas surgencias colgadas, de diversa magnitud, cuyas entradas se amplían a través de exfoliación de los estratos masivos. Sin embargo, hacia su interior, las cavidades se reducen a dimensiones centimétricas y por tanto impracticables. Las cuevas más grandes exploradas tienen un desarrollo de algo más de una decena de metros. Una de ellas, colgada a 10 m sobre el suelo y 8 m bajo el tope de la pared de un cañón, profundiza una docena de metros siguiendo un plano de estratificación hacia el fondo de un zanjón contiguo.

Llama también la atención que cañones que son amplios en la parte media de la ladera (del orden de 50 m de ancho por 20 m de profundidad), reducen su amplitud al alcanzar la laja costera, donde forman grietas de similar o mayor desnivel pero apenas de 8 m de ancho. Las irregularidades topográficas se ven resaltadas por grietas controladas por los sistemas de diaclasas.

ESCARPES VERTICALES EN VALLES

Constituyen accidentes de dimensiones kilométricas, perfectamente observables en campo y en fotografía aérea. Su desnivel total puede superar los 50 m. No obstante, es común que conformen una serie de paredes superpuestas separadas por taludes de menor inclinación.

En la base y a lo largo de las paredes, siguiendo los planos de estratificación, se forman gran número de abrigos y fajas o cornisas, techadas en visera por los estratos compactos suprayacentes. En estos escarpes es donde se encuentra la mayor cantidad de cavidades y geoformas.

Las areniscas presentan en las cavidades paredes y bóvedas en avanzado estado de disolución intergranular y arenización de la roca, y en su interior resulta perfectamente apreciable la coloración de los estratos y la estructura primaria de las areniscas, con numerosas y muy diversas laminaciones y estructuras de corriente, a menudo de singular belleza.

La variedad de cavidades es enorme y pueden distinguirse varios tipos. (A) Abrigos longitudinales someros, de escasa o moderada altura, que se desarrollan a lo largo de la base los escarpes o colgados siguiendo los planos de estratificación, donde pueden formar corredores en cornisa y fajas techadas. (B) Abrigos amplios, algo más profundos pero sobre todo de considerable altura, y generalmente cerrados parcialmente por paredes y tabiques laterales y superiores; estas cavidades se desarrollan más en sentido de su altura, paralelos a la pared exterior del escarpe, dejando sus bóvedas confinadas; con frecuencia presentan puentes de roca, tubos y ventanas laterales. En ambos tipos hay ejemplos de desarrollo de galerías y cavernas, de escaso desarrollo, que profundizan siguiendo planos de estratificación. (C) Cuevas colgadas, cuyas bocas son de pequeño diámetro, y dan pasa a salas más espaciosas, a menudo con prolongaciones. Estas se localizan preferentemente en los estratos superiores del escarpe y pueden evolucionar hasta vaciarlos casi por completo dejando sólo una especie de cascarón hueco, con delgadas paredes fuertemente cementadas. Los tipos B y C albergan una gran profusión de geoformas (formas alveolares y coraloides, grandes celdas en panal de abejas, boxworks y formas cordadas), a menudo de grandes dimensiones y cubriendo las amplias superficies internas de abrigos y cuevas (GALAN et al., 2007a, 2007b, 2008).

Los escarpes pueden formar paredes verticales y extraplomadas de 20-40 m de desnivel, que siguen los estratos sobre el flanco del valle por espacio de decenas a centenares de metros. En algunos barrancos prominentes, de hasta cerca de 150 m de desnivel de sus laderas, pueden formarse escarpes escalonados de roca, separados unos de otros por abruptos taludes con vegetación, y conteniendo cada escarpe individual conjuntos de cavidades basales y colgadas. En todos los casos se observa en el interior de las cavidades roca más o menos arenizada por disolución intergranular.

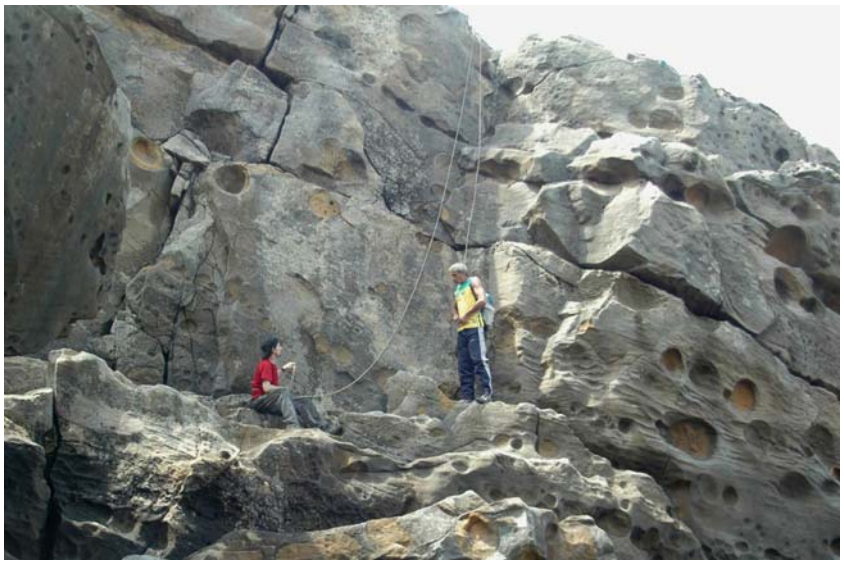
Nuestras observaciones sugieren que el desarrollo de cavidades predomina en la parte inferior y lateral de los estratos individuales de arenisca. Pero como las paredes están también sometidas a la meteorización de superficie, la diversidad de situaciones es enorme, existiendo formas mixtas y complejas. No obstante, numerosos indicios evidencian que las zonas con cavidades corresponden a los puntos donde se ve facilitada la salida del agua intergranular de cada estrato.

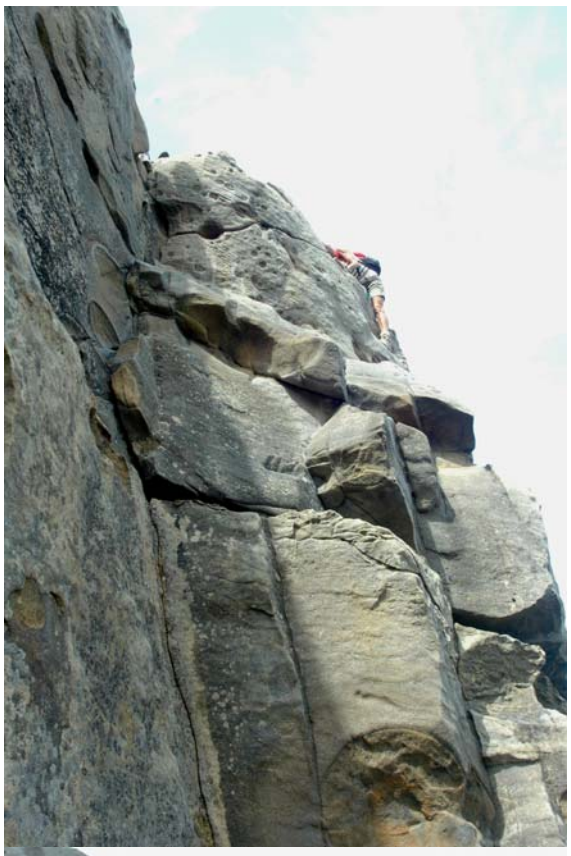
DEPRESIONES Y ZONAS DESMANTELADAS

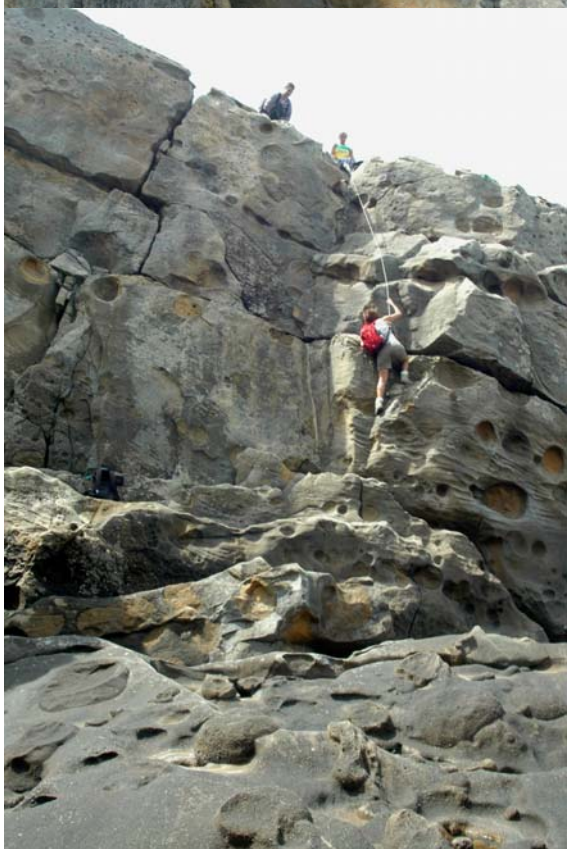
En varias partes de la región central de Jaizkibel han sido encontradas depresiones topográficas que se asemejan a las dolinas y poljés en áreas de caliza. Como en el caso de los cañones su fondo está cubierto de caos de bloques y su perímetro (o parte del











Un amplio cañón se estrecha progresivamente al alcanzar la zona costera. Son necesarias maniobras de desescalada, que conviene realizar asegurados con cuerda, para acceder al fondo del cañón y cruzar el paso.











En las fotografías superiores puede observarse un cañón amplio, con su fondo ocupado por caos de grandes bloques prismáticos. Bajo los bloques se desarrollan numerosas cuevas de recubrimiento, ocultas por la vegetación. En las inferiores, una zona deprimida, rodeada en parte de escarpes verticales y con grandes bloques en su fondo. La fotografía central corresponde a una zona plana desmantelada, con bloques dispersos. Todos estos relieves poseen cavidades con geoformas.





Cornisas o fajas techadas que se desarrollan siguiendo los estratos de areniscas compactas a lo largo de centenares de metros. Muchas de ellas albergan cavidades, de distinto tipo. Su recorrido a menudo presenta dificultades, superables en escalada libre (imagen inferior; nótese el escarpe inferior, bajo la cornisa, semioculto por la vegetación).





Algunos flancos de valle, de fuerte pendiente, presentan una sucesión de escarpes o paredes verticales escalonadas, separadas unas de otras por cornisas o taludes de fuerte inclinación. Su exploración permite descubrir cavidades, colgadas a diferentes alturas, pero el acceso a ellas a veces es complicado.

mismo) posee escarpes verticales del orden de unos pocos a unas decenas de metros de desnivel. Estas depresiones deben tener un drenaje subterráneo hacia planos de estratificación o fracturas inferiores, ocultas bajo los rellenos de bloques.

En otros casos se observan zonas relativamente planas con grandes bloques prismáticos, esparcidos espaciadamente. Los fragmentos menores han sido removidos por erosión, dejando sólo estos testigos dispersos. Estos grandes bloques son el remanente erosivo de estratos superiores desmantelados, ya que por su posición topográfica no derivan de zonas contiguas más altas. En ambos casos los grandes bloques individuales pueden presentar abrigos y cavidades basales, a veces con profusión de geoformas. Algunos bloques individuales han sido excavados vaciando casi por completo su volumen interno, mientras que su superficie externa puede ser muy compacta. Probablemente en estos casos, su exposición a la insolación directa facilita procesos de evaporación de agua intergranular que contribuye a cementar fuertemente la capa externa.

Así, los factores climáticos son un componente adicional que se suma a los complejos equilibrios geoquímicos y dinámicos que intervienen en la desagregación de la roca y desarrollo del pseudokarst (GALAN, 1991). Es sabido que el clima ejerce un efecto determinante en los procesos erosivos (MAINGUET, 1972; SUNAMURA, 1992). La abundancia de las precipitaciones contribuye no sólo a la degradación química de las rocas, sino que constituyen a su vez un medio de remoción de los detritos clásticos. Las aguas y la fuerza de gravedad son el cincel que ha modelado las areniscas carbonáticas de la Formación Jaizkibel. Las aguas disuelven preferentemente el cemento carbonático que une los granos de arena de las areniscas, produciendo un material friable, poroso y permeable, cuyo residuo final son arenas finas fácilmente transportables por escorrentía (en mayor medida que por el viento). Estas van rebajando el relieve y dejando zonas desmanteladas, con campos de grandes bloques dispersos.

CAVIDADES Y GEOFORMAS

Hasta el momento de escribir el presente trabajo, hemos encontrado, explorado y prospectado una considerable cantidad y variedad de cavidades y geoformas en arenisca. Algunas de ellas han sido descritas en trabajos anteriores (GALAN, 2001; GALAN et al., 2007a, 2007b, 2008). Y otras lo serán en trabajos actualmente en progreso. No es el objeto de esta nota presentar una descripción pormenorizada de las mismas, sino tan sólo explicar el contexto en que se forman y localizan. Y aportar observaciones e ideas preliminares sobre el conjunto de factores y procesos que intervienen en su génesis.

La exploración de escarpes verticales y enclaves de difícil acceso (que a menudo requieren el uso de técnicas de escalada y espeleología para acceder a las mismas) ha aportado evidencias que permiten aproximarse a una mejor compresión de este singular pseudokarst. Pero la variedad de formas, sus intrincadas relaciones y factores controlantes, son de una magnitud tal que difícilmente podemos decir hoy que las comprendemos en su totalidad. Por el contrario, las progresivas prospecciones y las investigaciones realizadas, han generado un cúmulo de preguntas e incógnitas que sólo el trabajo sostenido y la investigación sistemática develarán. Así pues, un amplio campo permanece abierto y por escrutar.

En este apartado solo señalaremos sucintamente algunas evidencias, contrastadas, puestas al descubierto por repetidas observaciones de campo en las cavidades prospectadas. Entre ellas las siguientes:

(1) Las zonas de mayor desarrollo de formas pseudokársticas en las areniscas Eocenas de la Formación Jaizkibel comprenden los bancos más potentes de areniscas compactas en zonas de buzamiento bajo a medio.

(2) En estas zonas existe infiltración y circulaciones subterráneas, sólo que a pequeña escala y a débil profundidad con respecto a la superficie.

(3) Las aguas de infiltración utilizan vías de penetración en la roca constituidas por la red de diaclasas y planos de estratificación. A partir de estas vías el agua penetra intergranularmente y circula disolviendo preferencialmente el cemento carbonático que une los granos de cuarzo de las areniscas.

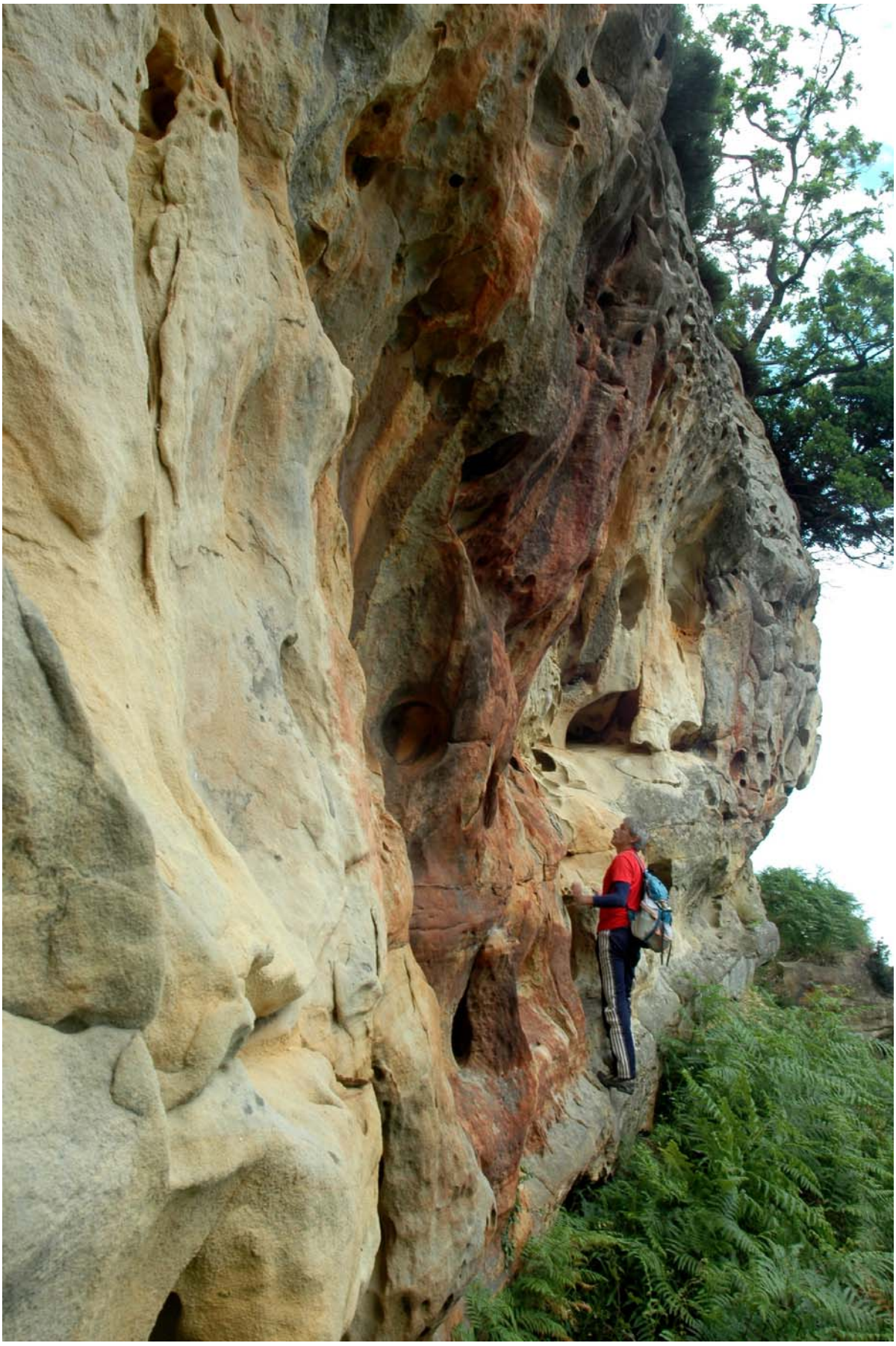
(4) Minoritariamente el agua intergranular disuelve parcialmente la sílice de los granos de cuarzo, altera los feldespatos y micas, y produce también la movilización y precipitación de minerales de hierro.

(5) El agua intergranular tiende a ser evacuada en las partes laterales e inferiores de los estratos individuales abiertos a un vacío externo. De este modo se generan cuevas y abrigos, en cuyas paredes y bóvedas internas se originan complejas geoformas. Procesos de humectación y evaporación parcial pueden contribuir a generar geoformas, recementar y otorgar cohesión a las mismas y a las paredes de cavidades previamente formadas por disolución intergranular.

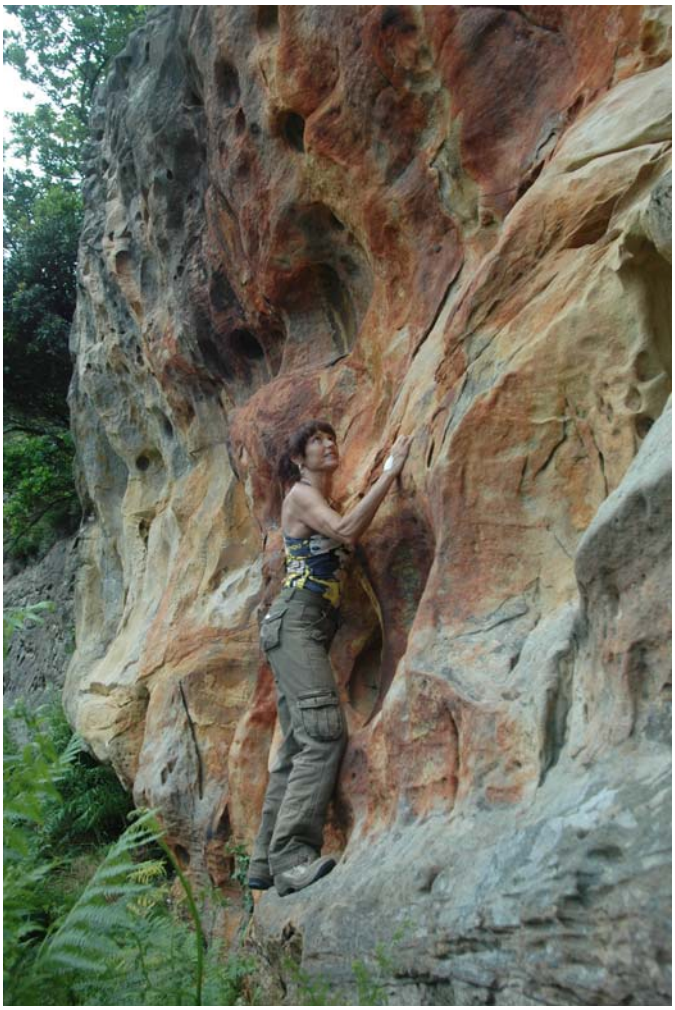
(6) Flujos laminares más importantes son canalizados a expensas de planos de estratificación débiles, alterados o con otra litología, tal como intercalaciones delgadas de lutitas. El agua de estos flujos emerge en forma difusa, y resulta observable en acantilados y lajas costeras. En estos casos no da origen cavidades penetrables o de cierta entidad.

(7) Muchas cavidades se localizan a distintos niveles sobre escarpes verticales, donde las condiciones mecánicas generan la apertura de fracturas de descompresión, facilitando la infiltración, pero a la vez el colapso de bloques, con la consiguiente destrucción de cavidades y retroceso de las paredes.

(8) Aunque algunos aspectos son entendidos y otros han sido hipotetizados, falta más investigación para corroborarlos o descartarlos y para comprender en detalle los mecanismos y procesos involucrados, así como la diversidad de geoformas resultante. Cabe destacar que algunas geoformas de este pseudokarst constituyen los mejores ejemplos en su tipo conocidos a nivel mundial. Por todo lo cual su interés geológico y espeleológico es considerable.



Escalada de un escarpe para acceder a cavidades de un estrato superior.







Secuencia de ascenso a una cornisa superior, con diversas cavidades. Nótese las coloraciones rojas en la roca, debidas a la emergencia de soluciones ricas en óxidos de hierro.







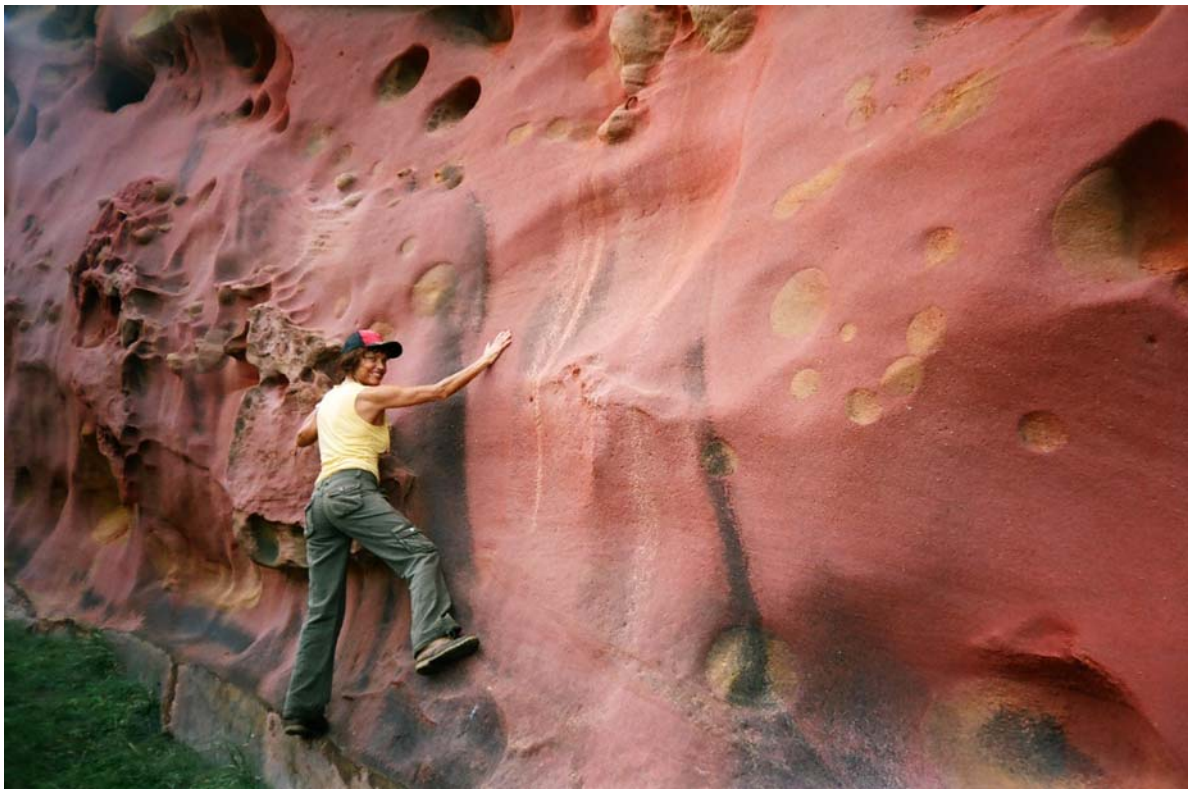
Otras imágenes de una secuencia de ascenso en escalada libre a través de escarpes escalonados.
El desnivel hasta el fondo del valle es de 150 m.





Los estratos superiores de los escarpes verticales, en los flancos de abruptos barrancos, poseen numerosas cavidades, en aéreos voladizos. Las cuevas poseen bocas de dimensiones reducidas, a veces con diversas ventanas, pero con amplias salas y prolongaciones en su interior, de modo que vacían gran parte del volumen del borde del estrato.





La coloración de los diversos estratos de arenisca a menudo es contrastante y ella resulta visible en las zonas de mayor desarrollo del pseudokarst y en el interior de las cavidades. Nótese la serie de oquedades y grutas colgadas en el escarpe y en los bloques superiores. El pseudokarst de areniscas Eocenas del flysch litoral de Gipuzkoa alberga ejemplos de geoformas de gran interés geológico y sorprendente belleza.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

El desarrollo de la morfología pseudokárstica de la Formación Jaizkibel no solamente es debida a las condiciones climáticas imperantes en la actualidad. En el pasado se han verificado grandes cambios, causados por las variaciones experimentadas por el clima a nivel mundial, durante los cuales han actuado una diversidad de procesos erosivos. En nuestras latitudes, el glaciarismo cuaternario provocó la ocurrencia de al menos 17 grandes ciclos glaciales (y otros 17 interglaciales) en los últimos 1,7 millones de años, generalmente acompañados de una alternancia de condiciones áridas y húmedas (EVANS, 1971). La mayor evacuación de clásticos en la región debió haber ocurrido bajo condiciones climáticas áridas (o menos húmedas que las actuales) en los períodos glaciales, las cuales inhibían el desarrollo de una cobertura vegetal como la de hoy, permitiendo a las lluvias esporádicas ejercer todo su poder de transporte. Debe recordarse a su vez que el nivel del mar durante los períodos glaciales estaba más bajo (hasta 120 m) y parte de la plataforma continental quedaba emergida, ofreciendo por consiguiente un mayor desnivel potencial para la acción erosiva.

La similitud entre la morfología de los escarpes de arenisca de Jaizkibel y la de diversas zonas áridas del mundo, no parece ser una mera casualidad. Por el contrario, podríamos estar contemplando en el relieve actual, rasgos remanentes de un paisaje árido anterior, que están siendo modificados bajo el clima actual. En tal caso es de suponer que el relieve actual experimentó durante su evolución ciclos alternantes de condiciones áridas y húmedas. Durante las épocas áridas, la erosión mecánica desmanteló los estratos superiores, formó escarpes y verticalizó sus paredes; durante las épocas húmedas predominó la erosión química, disolviendo las rocas y redondeando la topografía. Esta última es la situación actual, durante la cual la denudación físico-química reactiva la disolución intergranular y el desarrollo de cavidades y formas pseudokársticas en arenisca.

Entre las formas de superficie destaca especialmente el desarrollo de grandes escarpes verticales en los flancos de valle, así como de acantilados, cañones, depresiones, y otras formas de menor entidad. La mayor parte de las cavidades se localiza sobre estas zonas abruptas, ya que ellas presentan las mejores condiciones para el desarrollo de la infiltración y circulación subterránea intergranular en las areniscas. Es sobre esta serie de cavidades y abrigos, de modesto desarrollo espeleológico, donde la profusión de geoformas alcanza mayor magnitud y espectacularidad. Por último, mencionar que en futuros artículos iremos revisando otros aspectos que escapan al alcance de esta nota.

AGRADECIMIENTOS

A todos aquellos miembros y colaboradores de la Sociedad de Ciencias Aranzadi que nos ayudaron en los trabajos de campo y laboratorio, entre ellos a Carlos Oyarzabal, Hugo Pérez Leunda, y de modo especial a Daniel Adrián, por sus útiles informaciones y aportes; a Imanol Goikoetxea y Rafael Zubiría por su constante apoyo para el desarrollo de estos trabajos.

BIBLIOGRAFIA

CAMPOS, J. 1979. Estudio geológico del Pirineo vasco al W del río Bidasoa. Munibe, S.C.Aranzadi, 31(1-2): 3-139.

EVANS, P. 1971. Towards a Pleistocene time-scales. In: The Phanerozoic timescale. Spec. Publ. Geol. Serv., London, 5: 121-356.

GALAN, C. 1991. Disolución y génesis del karst en rocas silíceas y rocas carbonáticas: un estudio comparado. Munibe (Ciencias Naturales), Soc. Cienc. Aranzadi, 43: 43-72.

GALAN, C. 2001. Primeros datos sobre el Medio Subterráneo Superficial y otros habitats subterráneos transicionales en el País Vasco. Munibe (Ciencias Naturales), Soc. Cienc. Aranzadi, 51: 67-78.

GALAN, C.; J. RIVAS & M. NIETO. 2007a. Pseudokarst dans les grès du flysch littoral Éocène, Gipuzkoa, Pays Basque Espagnol. Spelunca, FFS, 109: 12 pp (en prensa). + Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 44 pp.

GALAN, C.; J. RIVAS & M. NIETO. 2007b. Notas suplementarias sobre formas pseudokársticas en arenisca del flysch Eoceno, Gipuzkoa. Lapiaz, nº 32: 20 pp (en prensa). + Pag web aranzadi-sciences.org, Archivo PDF, 20 pp.

GALAN, C.; J. RIVAS & M. NIETO. 2008. Geoformas cordadas en arenisca del flysch costero Eoceno, Gipuzkoa. Pag. web SCA, Dpto. Espeleología, Apdo. Artículos de Consulta: http:// www.aranzadi-sciences.org. Archivo PDF, 28 pp.

JEREZ MIR, L.; ESNAOLA, J. & V. RUBIO. 1971. Estudio Geológico de la Provincia de Guipúzcoa. Mem. IGME (Inst. Geol. y Min. España), Tomo 79, Madrid, 130 pp + Fotograf.

MAINGUET, M. 1972. Le modelé des gres. Problémes généraux. I. Geographique National. Paris.

MUTTI, E. 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Provenance from arenitas. Proceeding Nato-Asi meeting, Cetrazo-Cosenza, Italy. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Netherlands, 65-93.

ROSELL, J. 1988. Ensayo de síntesis del Eoceno sudpirenaico: El fenómeno turbidítico. Rev. Soc. Geol. España, Márgenes continentales de la Península Ibérica, Vol. 1 (3-4): 357-364.

TWIDALE, C. 1982. Granite landforms. Amsterdam. Elsevier: 372 pp.

VAN VLIET, A. 1982. Submarine fans and associated deposits in the Lower Tertiary of Guipúzcoa (Northern Spain). Thesis Doct., Univ. Utrecht, Netherlands, 180 pp.