

apoyado con abundantes criterios de polaridad estratigráfica, nos permite establecer que la estructura de Sierra Albarrana es la que se indica en la figura 1c. Esto no puede ser considerado un «modelo». El cierre periclinal a que se alude en una de las preguntas no existe.

Entre los icnogéneros hallados, *Monocraterion* nunca ha sido citado en rocas más bajas que el Tommotiense (Cámbrico Inferior). Por tanto, la edad fanerozoica de las Cuarcitas de Sierra Albarrana está prácticamente asegurada. Para las conclusiones de carácter regional es irrelevante si las cuarcitas son cámbricas u ordovícicas.

El metamorfismo de la región de Sierra Albarrana es de baja presión, o como máximo de la parte más baja del rango de presiones intermedias. La distena ha sido citada como un mineral extraordinariamente raro [1], [2]; por el contrario, andalucita y cordierita son muy abundantes y paragenéticas con granate y estaurolita.

Aspectos fundamentales, suscitados

en la pregunta 1ª, son la existencia o no de una foliación previa a la principal, y las relaciones temporales entre el metamorfismo y la deformación. El metamorfismo es esencialmente sincinemático con la deformación principal, como muestra el estudio petrográfico realizado. Se ha podido establecer sin ambigüedad que la foliación interna en porfiroblastos de granate, estaurolita y andalucita corresponde a la foliación externa (foliación principal), y no a una foliación previa. Existe una segunda fase de deformación, en relación con la cual se desarrolla un clivaje de crenulación que pliega la foliación principal. Esta segunda fase se desarrolla en bandas de dirección NW-SE y en condiciones retrometamórficas.

El metamorfismo del sector estudiado, y consecuentemente también la deformación (párrafo anterior), han sido datados recientemente por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [3], obteniéndose edades de 365-370 Ma (Devónico Medio-Superior) para un cierre de sistema a 500°

C en el caso de las hornblendas. Resulta gratuito (porque no hay evidencia alguna) querer establecer que se trata de un «resetting» isotópico enmascarador de una evolución cadomiense. Nuestros datos indican que se trata simplemente de deformación y metamorfismo hercinianos, que, en esta región, afectan a rocas fanerozoicas.

En nuestra nota no se niega la existencia en la Zona de Ossa Morena de eventos cadomienses (discordancias finiprecámbricas y Formaciones Malcocinado y Torreárboles) que, por otra parte, son también conocidos en rocas precámbricas de otras áreas de la Cordillera Herciniana; lo que creemos haber establecido es que en la región de Sierra Albarrana la deformación y el metamorfismo son de edad herciniana.

[1] Garrote, A. (1976): *Memórias e Notícias. Univ. Coimbra*, 82, 17-39.

[2] González del Tanago, J. y Peinado, M. (1990): *Bol. Geol. Min.*, 101-5, 678-700.

[3] Dallmeyer, R. D. y Quesada, C. (1989): *Terra Abstracts*, 1, 366.

Un ejemplo de paleocaverna con relleno calizo brechoide (Punta Arenillas, Albiense inferior, Cantabria)

A paleo-cavern filled with limestone breccia (Punta de Arenillas, Lower Albian, northern Spain)

I. Rosales, P. A. Fernández-Mendiola y J. García-Mondéjar (*)

(*) Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao.

ABSTRACT

The Lower Albian pinnacle platform of Arenillas in Castro-Urdiales (Cantabria, northern Spain) shows a paleocavern about 120 m long and 40 m high, whose base is 60 m below an unconformity.

This vadose structure is infilled with breccia clasts up to 4 m long which have terrigenous matrix in the lower part and carbonate matrix in the upper-central part. The paleo-cavern was formed during a phase of subaerial exposure, and was filled from local and external sources during the ensuing marine transgression.

Key words: Lower Albian, Paleokarst, Breccias, Transgressive infill.

Geogaceta, 10 (1991), 124-127.

Introducción

El área de estudio se encuentra en las proximidades de Castro-Urdiales (Cantabria) y forma parte del flanco septentrional del Anticlinorio de

Bilbao. Sus materiales presentan un dispositivo de plataforma carbonatada con corales, rudistas y orbitolínidos en tránsito lateral a series terrígeno-carbonatadas de talud y cuenca, con diversos episodios de

resedimentación (figura 1A). El objetivo de este trabajo es la descripción de un ejemplo de paleocaverna de disolución kárstica, su morfología, dimensiones, relleno sedimentario, y la discusión de su contexto de

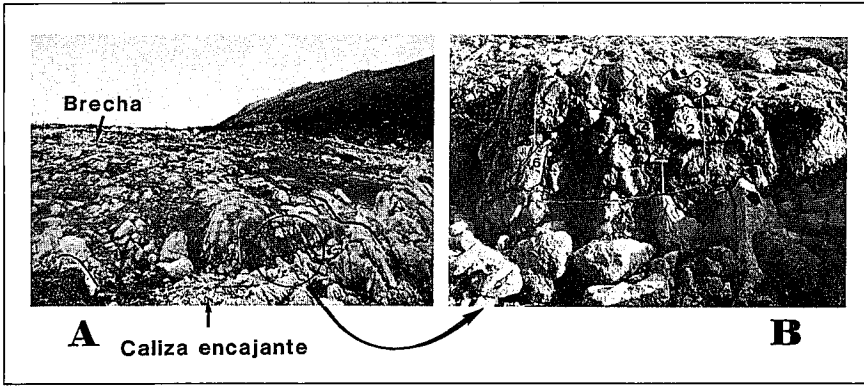


Fig. 1.—Mapa de localización del área estudiada. A.—Cargografía geológica simplificada. La Punta Arenillas aparece en un círculo. B.—Cartografía geológica ampliada de Punta Arenillas. La localización de estructuras paleokársticas ha sido representada en negro, y en un círculo la paleocaverna considerada en este estudio.

Fig. 1.—Location map of the studied area. A.—Simplified geological map. Arenillas Point is located within the circle. B.—Enlarged geological map of Punta Arenillas. Paleokarstic structures shown in black. The paleocavern breccia is encircled.

posicional y significado sedimentológico. Aparte del interés teórico, este tipo de estudios tiene gran importancia económica, ya que las brechas paleokársticas han sido citadas como encajante de depósitos metálicos (Kyle, 1983) o petróleo (Wilson, 1985). Se necesitan pues conoci-

mientos sobre modelización, génesis, evolución y predicción de su ámbito de distribución.

Marco tecto-estratigráfico

La zona de Arenillas (figura 1B)

representa un dispositivo de plataforma carbonatada estrecha residual (tipo pinacular), de algo más de 1 km. de extensión lateral y 300 metros de potencia. Tanto al este como hacia el oeste, esta plataforma pasa lateralmente a materiales de talud-cuenca, aunque actualmente sólo aflora el margen este, caracterizado por un talud con suave pendiente en la zona de tránsito. El margen occidental se habría situado en el emplazamiento actual de la Ría de Oriñón. Una de las características más destacadas de esta plataforma es la existencia de una gran oquedad de disolución paleokárstica, que se sigue más de 60 m por debajo de una marcada superficie de discontinuidad. Rasgos paleokársticos similares, aunque de menor tamaño, aparecen en distintos niveles estratigráficos asociados a otras discontinuidades. Todos estos rasgos de exposición subaérea se alinean en una banda de aproximadamente 400 m de anchura y orientación aproximada N30E (figura 1B), cuyo origen, actualmente en estudio, se atribuye a procesos tectónicos extensivos con fallamientos superficiales y rotación de bloques.

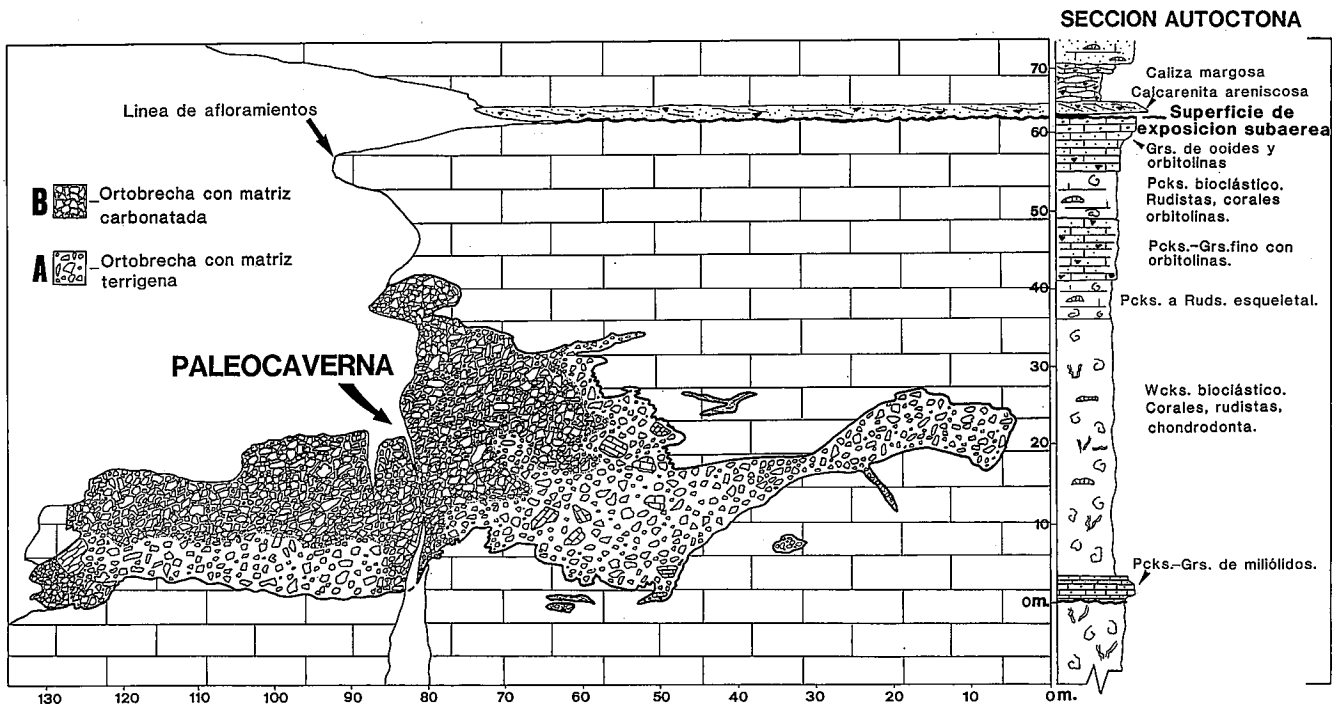


Fig. 2.—Esquema de la paleocaverna. Presenta borde irregular, delimitando una zona interna brechoide. En la parte derecha está representada la sucesión vertical de facies de la caliza encajante. El relleno está constituido por bloques predominantemente calizos de hasta 4 metros y revela dos áreas bien delimitadas: A, ortobrecha con matriz terrígena, y B, ortobrecha con matriz carbonatada. Los clastos mayores con trama están representados a escala real. Wcks: wackestone, Pcks: packstone, Ruds: rudstone y Grs: grainstone.

Fig. 2.—Cross-section of the paleocavern showing its irregular erosional walls and the breccia infill. The vertical facies succession of the encasing limestone is on the right-side. Two areas of orthobreccia (A and B) correspond to terrigenous and carbonate matrixes, respectively.

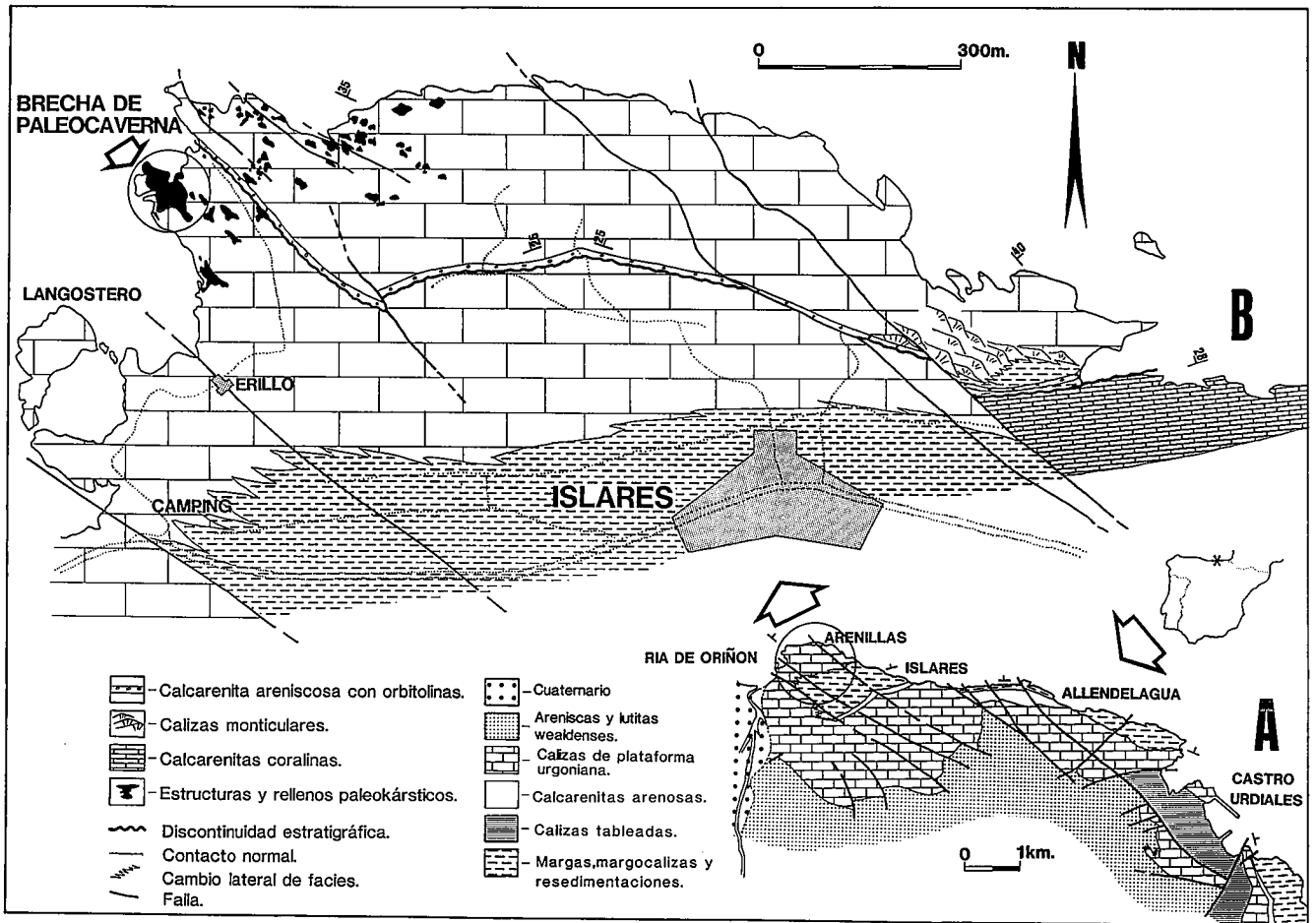


Fig. 3.—Aspecto de campo de la parte basal de la paleocaverna. A: Vista panorámica del contacto brecha-roca encajante. La vara de escala mide 1 metro. B: Detalle ampliado de la parte basal de la paleocaverna delimitada en un círculo en la fotografía 3A. La flecha indica la línea de contacto con la caliza autóctona. Obsérvese la falta de organización, así como la gran diversidad de tipos de clastos algunos de los cuales, numerados del 1 al 6, son: 1: Calcarenita arenosa con orbitolinas, 2: Wackestone de requiéndidos, 3: Grainstone de ooides y orbitolinas, 4: Caliza margoso-nodulosa con orbitolinas, 5: Coral con grike relleno de arenisca, 6: Wackestone-packstone bioclástico con corales.

Fig. 3.—Field photographs of the basal portion of the paleocaverna. A: General view of the wallrock-breccia contact. The bar is 1 m high. B: Enlarged detail of the contact area encircled in 3A. The arrow points to the boundary. Note the diversity and lack of organization of clasts within the breccia. Numbers 1 to 6 refer to various lithologies: 1: Orbitolinid sandy calcarenite, 2: Requiéniid wackestone, 3: Ooid-orbitolinid grains tone, 4: Orbitolinid wavy limestone, 5: Coral containing a grike filled with sandstone and 6: Coral-skeletal wackestone packstone.

Descripción de la paleocaverna

Morfología: Esta cavidad paleokárstica tiene unas dimensiones de afloramiento de 120 m de largo y unos 40 m de alto (figura 2), y su contacto más basal se sitúa 60 metros por debajo de la discontinuidad estratigráfica asociada a ella. Presenta una forma muy irregular, con adelgazamientos de 30 a 5 metros en apenas 40 metros de distancia lateral. En el área de afloramiento está totalmente englobada en caliza autóctona, y su contacto basal es abrupto y fuertemente irregular (figura 3).

Naturaleza del relleno: El relleno de esta paleocaverna es totalmente brechoide. Se trata de ortobrechas in-

traformacionales cuyos clastos varían en tamaño desde pocos centímetros hasta 4 x 3,5 m. La mayoría de los clastos son angulosos a subredondeados, miden entre 5 y 40 cm y su orientación es al azar. Solo unos pocos superan el tamaño de 1,5 metros. La distribución de los clastos en cuanto a su litología y tamaño es también heterogénea, salvo en la zona central del margen derecho de la oquedad (figura 2), en donde se localizan la mayoría de los clastos más grandes.

El contacto de las brechas con la serie caliza encajante es brusco, y no existe correspondencia litológica entre ambas. Esta ausente una zona de tránsito poco brechificada o con bloques ligeramente desgajados del encajante (características comunes en brechas

de colapso de enterramiento), salvo muy raras excepciones.

En cuanto a la *naturaleza de los clastos*, se han reconocido 16 litologías diferentes, guardando entre sí la siguiente proporción aproximada: 1) Wackestone bioclástico con rudistas, corales y *Chondrodonta sp.* 22%, 2) Grainstone de orbitolinas y ooides-18%, 3) Fragmentos de corales- 11%, 4) Grainstone de grano fino con corales-10%, 5) Grainstone bioclástico con rudistas y corales-6%, 6) Caliza micrítica con chaetétidos-6%, 7) Packstone de orbitolinas y corales-6%, 8) Grainstone arenoso con orbitolinas-5%, 9) Caliza margoso-nodulosa con orbitolinas-4%, 10) Arenisca-2%, 11) Grainstone de algas rojas-2%, 12) Calcarenita limosa con orbitolinas-

2%, 13) Packstone de corales y chaetétidos-2%, 14) Packstone-grainstone fino de miliólidos-2%, 15) Rudstone esqueletal con caprínidos-1%, 16) Rudstone de equinodermos-1%.

Algunos de estos clastos presentan grietas agrandadas por disolución (**grikes**) rellenas con arenisca marina, pudiendo presentar o no un tapiz previo de calcita espeleotémica. Muchos clastos presentan rasgos de dolomitización y **vugs** de disolución rellenos con calcita **blocky** o con un tapiz de calcita espeleotémica y sedimento marino posterior (micrítico o arenoso). No existen espeleotemas recubriendo clastos.

La mayoría de los clastos tienen su equivalencia en la serie estratigráfica de la caliza autóctona encajante (figura 2), en una proporción acorde con el espesor de sedimento representado en ella. No ocurre así con las litologías 10) 11) y 16), totalmente ausentes en la caliza encajante, ni con las 8), 9) y 12), aunque naturalezas parecidas a estas últimas se han reconocido sobre la discontinuidad de referencia del karst.

Según la *naturaleza de la matriz*, se observan dos zonas claramente diferenciables que dan una cierta organización estratigráfica dentro del relleno brechoide (figura 2); éstas son: A) una zona basal y marginal de ortobrechas con matriz predominantemente terrígena, y B) una parte central y superior de ortobrechas con matriz carbonatada (pequeños bio y litoclastos con granos limosos de cuarzo y cemento carbonatado).

La matriz de componente terrígeno es de arenisca micácea, calcarenita arenosa con o sin orbitolinas, limo arenoso con pequeños litoclastos, rudstone de litoclastos desorganizado o con gradación positiva de tamaño de grano, y, en menor proporción, marga con orbitolinas, grainstone de oolitos ferruginosos e incluso caliza micrítica finamente laminada. El tipo de matriz más abundante es de limo arenoso con litoclastos. Tanto en la parte basal como alta de la brecha, donde el espacio entre clastos lo permite, la matriz, bien terrígena o carbonatada según el caso, aparece laminada y/o gradada, lo que sugiere un origen ligado a corrientes.

Origen de las brechas

La morfología de esta paleocaverna y su posterior relleno brechoide representa la formación y posterior colapso de un sistema de cuevas formadas en condiciones vadosas, implicando una caída relativa del nivel del mar de al menos 60 metros.

La matriz rica en cuarzo tiene un origen alóctono, dada la ausencia de materiales terrígenos en la caliza encajante. Tanto la matriz arenosa, con fósiles marinos, como otras más carbonatadas (grainstone de oolitos, por ejemplo) son de origen marino. La abundancia de sedimento interno laminado y/o gradado, tanto en la parte alta como basal de la brecha, sugiere un depósito por acción de corrientes y, por tanto, un colapso y relleno de la caverna simultáneo con la transgresión marina. Los clastos de litologías terrígenas o calizas sin materiales equivalentes en la serie encajante representan, posiblemente, depósitos marinos someros formados a medida que se producía el **onlap** costero, destruidos y englobados en la brecha por el mar en transgresión. El subredondeamiento de muchos clastos sugiere también cierto retrabajamiento por oleaje, y la ausencia de organización tanto de litología como de tamaño de clasto puede explicarse por un desmoronamiento continuo de las paredes de la caverna. Todos estos datos junto con la falta de bloques semiautóctonos con rasgos de colapso incipiente en las zonas de tránsito entre el encajante y el relleno descartan el posible colapso en el dominio burial tras la fase transgresiva.

Etapas de formación

La historia de la caverna y su relleno puede resumirse en 5 estadios principales: 1) Exposición subaérea inicial producida por una caída relativa del nivel del mar estimada en 60 metros como mínimo, debida posiblemente a los efectos combinados de eustatismo y elevación tectónica relativa por la actuación de una falla sin-sedimentaria. 2) Desarrollo de un karst juvenil que conlleva disolución en la zona vadosa con formación de **grikes**, **vugs** y cuevas. 3) Estadio de

madurez del karst que implica el agrandamiento del sistema de cuevas dentro de la zona vadosa, al mismo tiempo que el mar comienza a invadir el fondo de las mismas provocando el retrabajamiento por corrientes de los clastos colapsados. Entrada de terrígenos que se infiltran como matriz y agrandamiento de las cuevas por erosión marina. La calcita espeleotémica que recubre **grikes** y **vugs** de disolución también se habría formado en esta fase (Kerans y Donaldson, 1988). Durante este estadio de mar bajo debió existir un aporte mayor de terrígenos a la cuenca lo que explica la abundancia de matriz siliciclástica en la parte basal de la brecha. 4) Ascenso del mar con relleno de la caverna por colapsos sucesivos provocados por el agrandamiento de la misma, tanto por disolución en la zona aún expuesta como por erosión marina. La escasez de matriz terrígena en la parte alta del relleno brechoide, donde es muy escasa y se restringe a zonas marginales protegidas de la caverna, se explica por la acción de lavado de las corrientes marinas, más importante conforme el nivel del mar iba siendo más alto. 5) Por último, el nivel del mar alcanza la superficie de exposición subaérea, sellando esta cavidad paleokárstica con depósitos margosos y arenosos marino someros.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto P. G. V. 8806 del Gobierno Vasco.

Referencias

- Kerans, Ch. & Donaldson, J. A. (1988) in James, N. P. and Choquette, P. W.; eds. *Paleokarst*. Springer. p. 167-182.
 Kyle, J. R. (1983) in Scholle, P. A.; Bebout, B. G. & Moore, Ch.; eds. *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 33, p. 73-92.
 Wilson, J. L. (1985) Society of Economic Geologists and Mineralogists. Annual Midyear Meeting Abstracts, v. 2. p. 97-98.

Recibido el 31 de enero de 1991
 Aceptado el 1 de marzo de 1991