

sin embargo, dichos ascensos no dejaron sedimentos sobre la lengua, o si lo hicieron éste fue erosionado durante el siguiente pulso. Las etapas erosivas inducen una deformación plástica de la lengua, que es casi cortada por inyecciones margosas del sustrato y queda en un estadio previo a su desmembramiento en olistolitos (fig. 3 y 4c). Margas que producen *onlap* sobre las irregularidades del techo de la lengua en la fase subsiguiente a E2^m (fig. 4c), demuestran que su deformación es previa al depósito de los materiales suprayacentes, y que ocurre en momentos de mar bajo relativo. Las dos superficies de erosión principales, E1 y E2, representan el tránsito de material erosionado en partes altas del margen de plataforma hacia partes más bajas, de pie de talud, dejando sólo algunos bloques residuales. Atendiendo al tamaño de estos y a la granulometría de los depósitos correlativos más hacia cuenca, la superficie E2 parece de mayor importancia que E1, significando el máximo de caída relativa del nivel marino que se sugiere para explicar ambas.

Clinoforras progradantes en clara relación de *downlap* fosilizan tanto la superficie E2 como las margas atrapadas en irregularidades negativas de la misma (fig. 4c). Se invoca para esta etapa una rápida subida relativa del

nivel del mar, que deja un delgado nivel de condensación margoso sobre la lengua y hace retroceder la zona de sedimentación monticular al margen de plataforma (fig. 2). Finalmente, en la etapa de nivel marino alto tiene lugar la progradación de clinoforras hacia cuenca (fig. 2 y 4c). La sedimentación al pie de plataforma durante esta etapa se puede considerar prácticamente inexistente, al igual que se deduce para la etapa de formación de la lengua de Aldabide (fig. 4a).

Conclusiones

— Las diferentes etapas de sedimentación se pueden relacionar con variaciones relativas del nivel marino. Así el crecimiento del núcleo principal de la lengua de Aldabide se produce para un momento del mar bajo, como determinan sus facies, tendencia general, rupturas asociadas y la relación con las facies suprayacentes. La progradación de las clinoforras en *downlap* se refiere, por el contrario, a un nivel marino alto.

— Los dos pulsos principales de caída relativa del nivel del mar reconocidos implican erosión en zonas superiores del talud, resedimentación a pie de éste y muy probablemente emersión del margen de plataforma.

— Las etapas principales de construcción vertical de calizas someras (lengua y margen de plataforma), apenas tienen sedimentación correlativa aguas abajo del pie del talud de plataforma.

— El modelo general de talud corresponde al «cinturón carbonatado de talud» o «*carbonate slope apron*» de MULLINS y COOK (1986), con una posición de los niveles de resedimentación en la zona inmediatamente adyacente a la plataforma somera.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del proyecto U.P.V. 121.310E 014/90, subvencionado por la Universidad del País Vasco.

Referencias

- Enos, P. y Moore, C. H. (1983): In *Carbonate Depositional Environments*. Scholle et al. (Eds.) Am. Assoc. Petrol. Geol. Special Memoir, 33, 507-537.
 Fernández-Mendiola, P. A. (1987): *Kobie*, 16, 7-184.
 Mullins, H. T. y Cook, H. E. (1986): *Sedimentary Geology*, 48, 37-49.

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

Una rampa carbonatada con fases de emersión y excavación de paleocañones (Calcarenitas de Peñalba, Albiense inferior, Bizkaia)

A carbonate ramp with repeated subaerial exposures and associated incised canyons: the lower Albian Peñalba calcarenites, northern Spain

A. Aranburu, P. A. Fernández-Mendiola y J. García Mondéjar*

* Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología, Universidad del País Vasco, Ap. 644, 48080 Bilbao.

ABSTRACT

The architecture and vertical evolution of facies in the Peñalba Calcarenitic ramp (Bizkaia) suggest several phases of emersion. These were coeval with the formation of incised canyons which were later filled with mass-gravity deposits and autochthonous marls. Proximal ramp facies display paleokarst features, whereas distal ramp sediments are more terrigenous and show most of the incised erosions.

Key words: bioclastic carbonate ramp, lower Albian, subaerial exposures, incised canyons.

Geogaceta, 10 (1991), 13-17.

Introducción

Las calcarenitas de rampa han sido detalladamente estudiadas en ambientes actuales, con el fin de relacionar su geometría y arquitectura con el régimen mareal o tipos de corrientes (Hine *et al.*, 1981). Sin embargo, tanto los trabajos realizados en medios actuales como fósiles, hacen mayor hincapié en las calcarenitas de composición oolítica, habiendo sido menos estudiadas las calcarenitas bioclásticas (Gawthorpe Gutteridge, 1990). Con el presente trabajo se pretende mostrar la importancia que ejercen la topografía inicial, las variaciones relativas del nivel del mar y el tipo de sedimento disponible, en la génesis y evolución de un cuerpo calcarenítico de tipo bioclástico (Peñalba). Se presta un interés especial a

las rupturas sedimentarias, que se observan con karstificación y resedimentación en masa como consecuencia de los factores anteriormente citados.

Las «Calcarenitas de Peñalba», están situadas en el flanco sur del Anticlinorio de Bilbao, y más concretamente en el flanco meridional del Anticlinal del Ventoso, oeste de Bizkaia (Fig. 1). Si bien constituyen un litosoma relativamente continuo que se extiende desde Trucios hasta Pico Ubieta, en este trabajo se contempla solamente el sector de Las Barrietas-Valle de Trucios. Con anterioridad, Rat (1959) y Herrero (1989) incluyeron dicha zona dentro de sus Tesis Doctorales, pero hasta la fecha no se ha publicado ningún estudio específico de ella desde el punto de vista estratigráfico-sedimentológico.

Descripción de las distintas unidades

Las Calcarenitas de Peñalba, de edad Albiense inferior (Pascal, 1985), corresponden a un ambiente general de rampa carbonatada en facies de «grainstones» bioclásticos. Hasta el momento se habían considerado como una unidad homogénea y tabular. Nuestros estudios, sin embargo, han puesto de manifiesto la existencia de diversas rupturas sedimentarias con importantes procesos de karstificación y resedimentación en masa en cañones submarinos, que han permitido distinguir 6 unidades (A-F, fig. 2), de las cuales 5 presentan límites erosivos (R1-R4, fig. 3).

La *Unidad A*, aparece rellenando un **paleorrelieve** (R1) formado en las facies infrayacentes de tipo «**espículas**» (mudstones-wackestones con es-

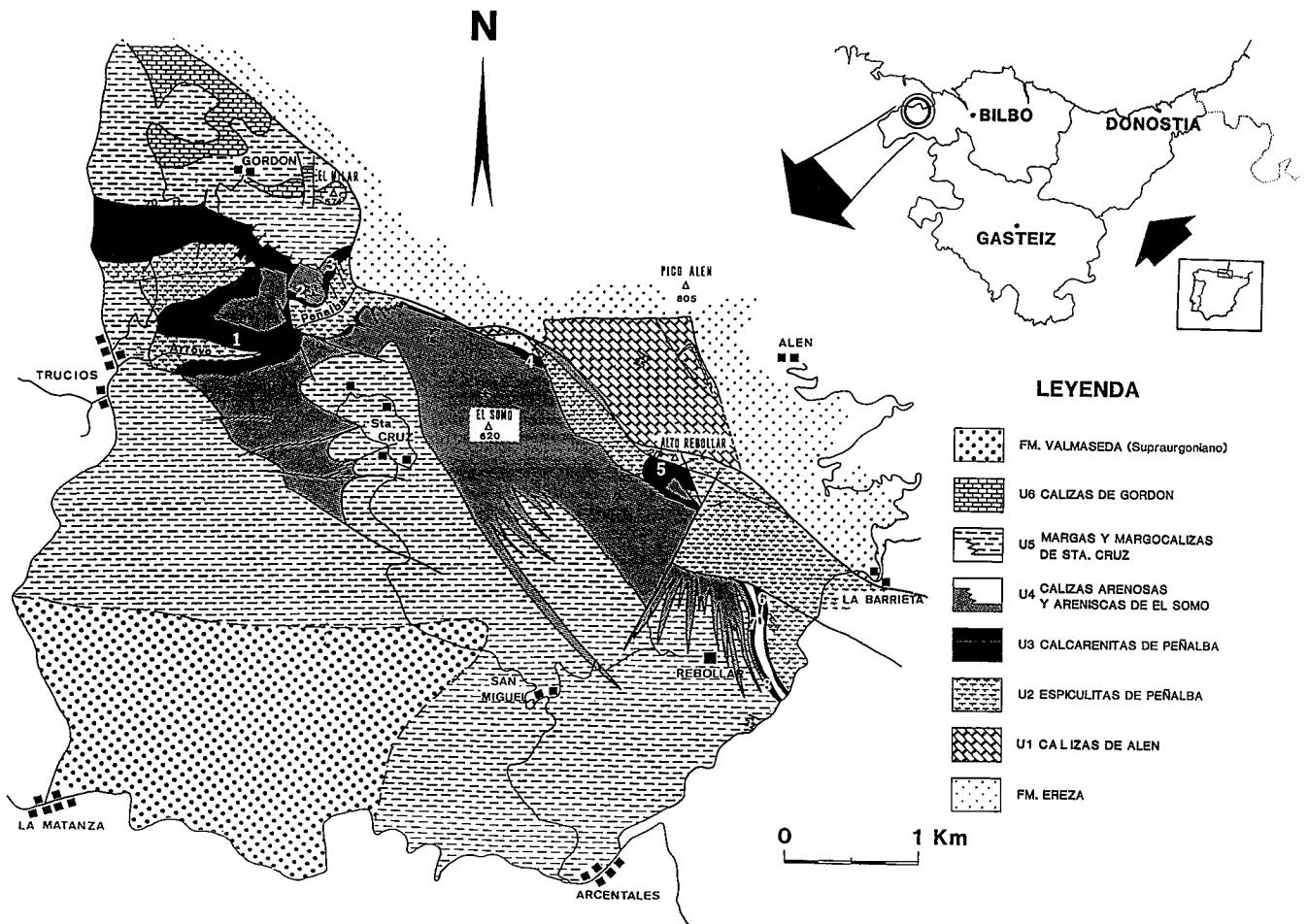


Fig. 1.—Mapa de localización del área estudiada. Las principales facies distinguidas se representan en la cartografía geológica simplificada. Las Calcarenitas de Peñalba aparecen en negro. Los números del 1 al 8 representan las columnas estratigráficas de la figura 2.

Fig. 1.—Location map of the studied area within the northern margin of the Iberian Peninsula. A simplified geological map details the main facies. The Peñalba Calcarenites (studied unit) are shown in black. Numbers 1 to 8 are the sites of the vertical sections in figure 2.

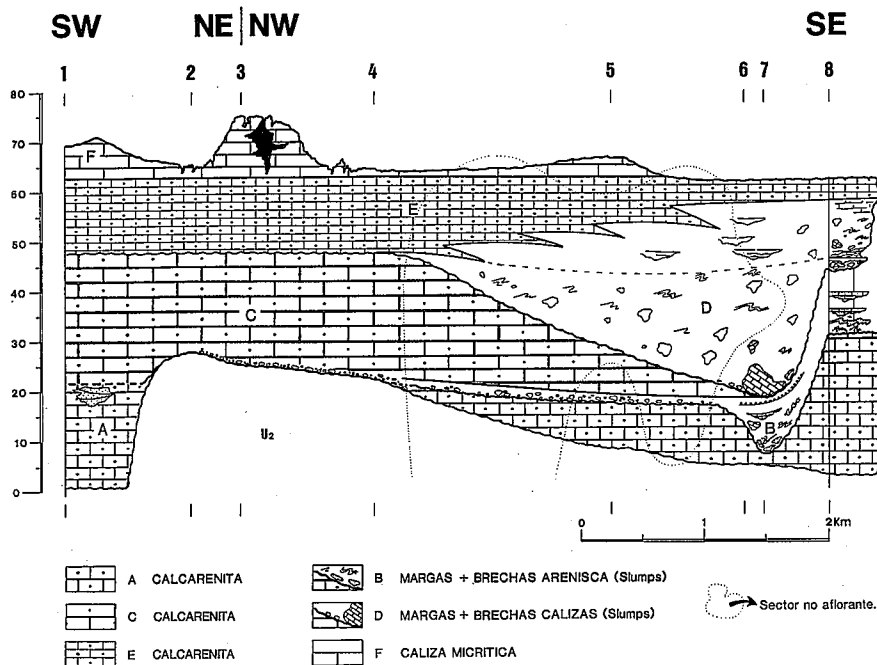


Fig. 2.—Sección estratigráfica de las calcarenitas de Peñalba entre Trucios y Las Barrietas. Los números 1 a 8 refieren las columnas localizadas en la figura 1. U2 representa las «Espiculitas de Peñalba» (ver fig. 1). A a F representan facies dentro de la unidad de «Calcareenitas de Peñalba» (U3).

Fig. 2.—Stratigraphical cross-section of the Peñalba Calcareenites between Trucios and Las Barrietas. Numbers 1 to 8 are the vertical sections located in figure 1. Unit U2 represents the lowermost Peñalba Spiculites (see Fig. 1). The Peñalba Calcareenites of U3 (see fig. 1) can be subdivided into units: A, C & E: calcarenites; B: marls, sandstone breccias and slumps; D: marls, limestones breccias and slumps and F: micritic limestone.

pículas silíceas de rampa distal). Presenta facies **grainstone** de grano grueso con abundantes intraclatos redondeados y fragmentos de equinodermos, que se organizan en abundantes sets de estratificaciones cruzadas planares sin contaminación terrígena (columna 1, fig. 2), o bien en superficies canaliformes y estratificaciones cruzadas de barras plano-convexas con terrígenos limosos y arenosos (columna 8, fig. 2). En términos generales esta unidad indica un medio marino somero de alta energía. Su techo erosivo (R2) elimina más de 15 m de serie en las columnas 6, 7 y 8 (fig. 2).

La *Unidad B* presenta un relleno de cañón al E (erosión R2, fig. 2), con parbrecha de matriz margocaliza-limolítica y clastos de areniscas calcáreas de hasta 1 m, slumps de margocalizas limolíticas con clastos de calcarenitas y un nivel delgado de conglomerado cuarcítico. Se invocan procesos de flujo de derrubios, deslizamiento plástico y turbidez concentrada para explicar dicha sucesión. Al W (columna, 1 fig. 2), la unidad presenta un relleno paleokárstico de are-

niscas (Herrero, 1988) con sets de estratificación cruzada, atribuidas a un ambiente marino somero.

La *Unidad C* descansa sobre diferentes unidades infrayacentes, destacando su situación sobre las espiculitas del sustrato en las columnas 2, 3 y 4 (fig. 2). Presenta calcarenitas de aspecto masivo y carácter expansivo. Su estudio petrográfico revela facies **grainstone** de grano grueso, con fragmentos de crinoides, equinodermos, briozoos, foraminíferos, braquiópodos y litoclastos. Se atribuye a un ambiente marino somero de alta energía, probablemente ligado a una zona canalizada muy amplia (más de 6 km).

La *Unidad D*, de base erosiva (R3), corresponde al relleno de otro cañón de similar emplazamiento que el de la unidad B (fig. 2). Presenta un olistolito de caliza de plataforma (packstone con corales y rudistas) de 12 m de longitud, orto y parbrechas de clastos angulosos de igual naturaleza y matriz margo-limosa, y finalmente margas y margocalizas limolíticas con clastos calizos dispersos y bioturbación de pistas. Hacia el NW la unidad se

acuña y queda representada por un estrato bioturbado de 30 cm de grainstone de grano muy fino con base erosiva y techo plano. Se atribuye esta unidad a un cañón de talud carbonatado con sedimentación de tipo flujo de derrubios, al NW del cual habría existido una zona de no sedimentación.

La *Unidad E* consta de calcarenitas de grano grueso (bioclastos muy micritizados) en estratos tabulares con laminaciones cruzadas a pequeña escala. Muestra un carácter progradante hacia el SE, pasando a **grainstone** de grano fino y finalmente a margocalizas con **gullies** de grainstone arenoso. Invocamos para esta unidad un ambiente marino somero energético al NW, en tránsito tipo rampa hacia una zona deprimida o surco residual heredero del cañón de la unidad D.

La *Unidad F* presenta una base neta y rectilínea y culmina con una superficie de karstificación (Herrero, 1988) muy irregular (fig. 2). Se compone de **wackestone-packstones** de intraclastos, foraminíferos (planctónicos y bentónicos) y diversos bioclastos, todos con envueltas oolíticas; existen también pequeños ammonites y belemnites, y corales localmente concentrados. Hacia el techo la unidad evoluciona a grainstone de intraclastos micríticos. Se atribuye esta unidad a un ambiente marino abierto (tipo de fósiles), por debajo del nivel base de olas (facies micríticas) y con razones de sedimentación poco elevadas (condensación de fauna).

Evolución Paleogeográfica

El análisis detallado de las unidades representadas en la fig. 2 ha permitido establecer la evolución paleogeográfica de las Calcareenitas de Peñalba entre Trucios y Las Barrietas, y su relación con variaciones relativas del nivel del mar (fig. 3).

El paso de las espiculitas de rampa distal del sustrato (U2, fig. 2) a las calcarenitas de mar somero de la Unidad A (etapas I y II, fig. 3), significa una importante **somerización**. El paleorrelieve acompañante, sin facies de resedimentación asociadas, pudo haberse formado en condiciones subaéreas, aunque no existen depósitos ni estructuras que puedan demostrarlo. La sedimentación de la unidad A, sin variaciones significativas en la verti-

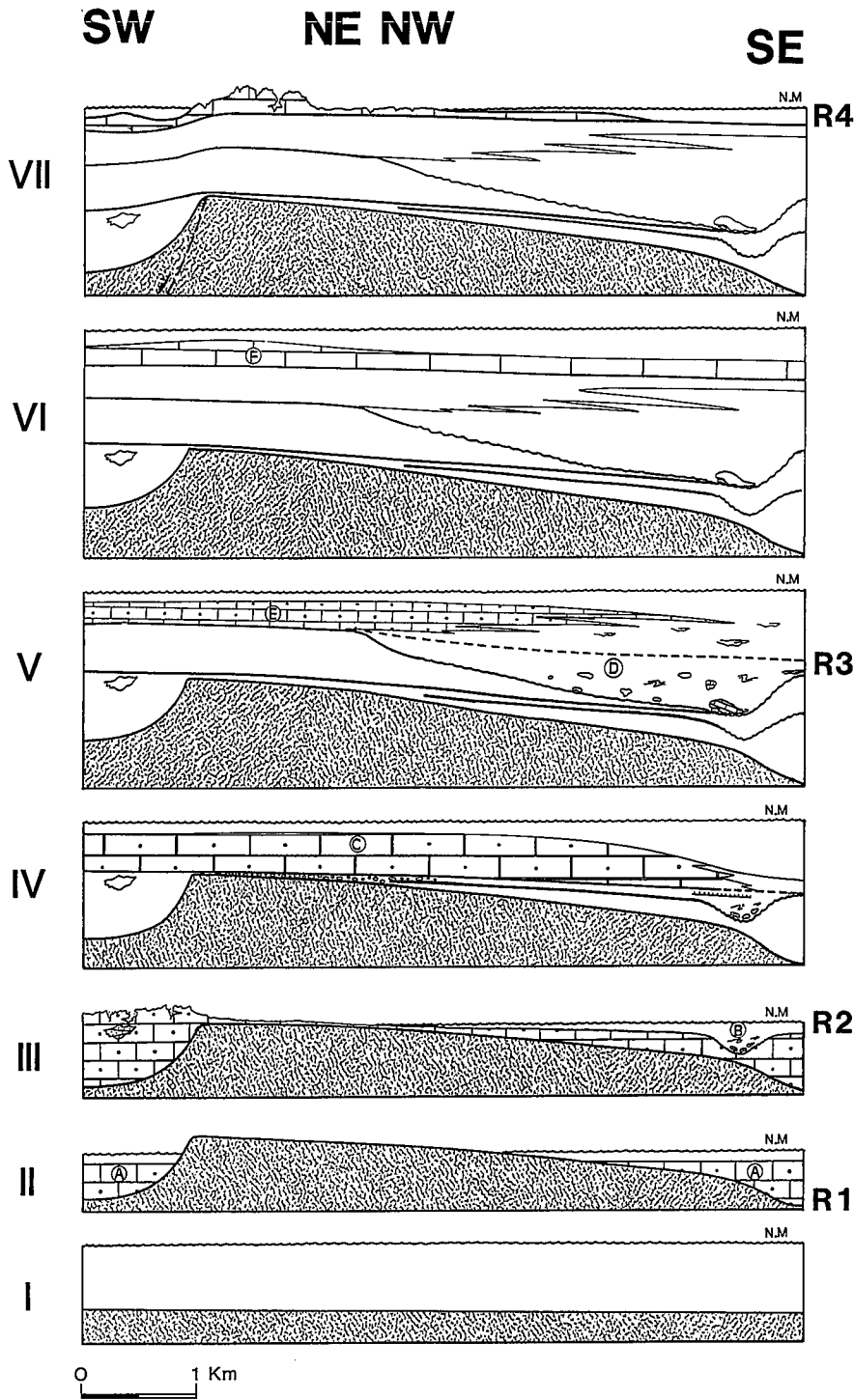


Fig. 3.—Fases evolutivas (I a VII) en la formación de las Calcareenitas de Peñalba. R1 a R4 representan las principales rupturas sedimentarias. Las unidades A a F se corresponden a las indicadas en la fig. 2

Fig. 3.—Dynamic evolutionary stages (I to VII) in the formation of the Peñalba Calcareenites. R1 to R4 represent the main sedimentary breaks within the succession. A to F refer to units of figure 2.

cal, representa una etapa **transgresiva** mantenida. Para todo ello se invoca primero un descenso y después un ascenso relativo del nivel del mar.

La unidad A acaba con el desarro-

llo de karstificación al W y la formación de un cañón al E (etapa III, R2, fig. 3). Este cañón aparece relleno por facies submarinas de resedimentación en masa, Unidad B, sin equivalente la-

teral en la parte occidental (etapa IV, fig. 3). Se sugiere para esta disposición un **basculamiento tectónico** con polaridad aparente E, creador de un descenso relativo del nivel del mar en el W y un ascenso relativo en el E. La excavación del cañón habrá sido submarina, mediante procesos de slumping retrogradante y flujos de derrubios. Se produce en esta **etapa de mar bajo relativo** un relleno con importante componente terrígeno (oquedad kárstica, cañón), probablemente debido a la proximidad al área de sedimentación de sistemas terrígenos continentales. La Unidad C representa la recuperación de las facies calcareníticas de mar somero en casi toda el área de sedimentación, así como la instauración de un sistema de rampa local sobreinclinada hacia el S (columnas 6, 7 y 8, fig. 2, y etapa IV, parte oriental, fig. 3). Se atribuye esta unidad a un **ascenso relativo** sostenido del nivel del mar con persistencia de un basculamiento tectónico aparente hacia el S o SE.

A techo de la unidad C vuelve a encontrarse una superficie de erosión en la parte oriental, R3, con morfología de cañón de 3,5 km de ancho por 30 m de profundidad (etapa V, fig. 3). Su relleno mediante facies de resedimentación de talud carbonatado (Unidad D) sugiere un origen submarino para la excavación, pero no se descarta que un basculamiento tectónico similar al invocado para la unidad B (etapa III, fig. 3), hubiera producido también una emersión en la zona occidental. No hay indicios kársticos en dicha zona, pero el olistolito de micrita en la base del cañón sugiere un desmoronamiento de facies de margen de plataforma, quizás por **descenso relativo del nivel del mar** en ésta. La formación de la Unidad E progradando hacia parte oriental sugiere un **ascenso relativo** continuado del nivel del mar, bien con ralentización progresiva de la subida o bien con desaparición del basculamiento tectónico hacia el E sugerido para la unidad D (etapa V, parte superior, fig. 3).

La formación de la Unidad F invoca **uniformización** de las condiciones sedimentarias del área en un ambiente de mar abierto y somero (etapa VI, fig. 3). La presencia de grainstones hacia el techo de la unidad sugiere una secuencia de **somerización** que culmina con la formación de erosión generalizada y paleokarst en ciertas zonas (etapa VIII, fig. 3).

A modo de conclusión destacamos dos aspectos paleogeográficos principales a) persistencia de facies grains-tone de rampa carbonatada sin impurezas terrígenas en la zona occidental, y persistencia de facies de relleno de cañón de talud con terrígenos cuarzosos en la zona oriental, la cual sugiere un control por basculamiento tectónico pulsante con polaridad E; y b) control de las facies por cambios relativos del nivel del mar, con al menos dos fases de exposición subaérea

acompañadas de paleokarstificación en la parte occidental.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Proyecto U.P.V. 121.310 E 014/90, subvencionado por la Universidad del País Vasco.

Referencias

Gawthorpe, R. L. & Gutteridge, P. (1990):

Maurice e Tucker *et al* (Eds). *Carbonate Plateforms*, 39-53.

Herrero, J. M. (1989): *Tesis. Universidad del País Vasco*, 285 pp.

Hine, A. C.; Wilber, R. J. & Neumann, A. C. (1981): *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 65, 261-290.

Pascal, A. (1985): *Memories geologiques de l'Université de Dijon*, 10, 561 pp.

Rat, P. (1959): *Thèse. Université de Dijon*, XVIII, 529 pp.

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

Primeros datos sobre la fauna de roedores del yacimiento Pleistoceno de Plines-1 (Cuenca de Granada, Cordilleras Béticas)

Early data on rodent fauna from the site Pleistocene Plines-1 (Granada Basin, Betic Cordilleras)

A. Ruiz Bustos (*)

(*) Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (C. S. I. C. Univ. de Granada). 18071 Granada.

ABSTRACT

Contributions from the Plines-1 site aid in increasing what little information is available on lower Pleistocene small vertebrate fauna from the Granada Basin. A new species, *Castillomys plinensis* nov. sp. is defined.

Key words: Micromammals, lower Pleistocene, Granada Basin.

Geogaceta, 10 (1991), 17-19.

Introducción

La búsqueda de roedores fósiles en los sedimentos continentales situados junto al borde oeste de Sierra Gorda, en el extremo más occidental de la Cuenca de Granada, han tenido como resultado el hallazgo del yacimiento de Plines-1, situado a un km, en dirección noreste, del apeadero ferroviario de Riofrío, a la cota de 580 m de altitud y de coordenadas 30SUG9400133.

Paleontología sistemática

El estudio de los restos recogidos en el nuevo yacimiento, permite conocer que la asociación faunística está integrada por *Arvicola cf. deucalion* (Kretzoi, 1969); *Apodemus aff. sylvaticus* (Linneo, 1785); *Castillomys pli-*

nensis nov. sp.; *Crocidura sp.*; *Sorex sp.*; *Talpa sp.*; *Aves indet.*; *Lacertidae indet.*; *Barbus aff. boragei* Steindachner, 1865 y *Leuciscus pyrenaicus* Gunther, 1868.

La especie *Arvicola cf. deucalion* (Kretzoi, 1969), es el único roedor hasta ahora citado en el Pleistoceno inferior de la Cuenca de Granada (Ruiz Bustos *et al.*, en prensa). El M/1 recogido en el yacimiento de Plines-1, ejemplar P1-7 (fig. 1A), posee tres triángulos cerrados y pequeñas dimensiones (log. 2,70 mm), esto exige la utilización de las Unidades de Esmalte (U. E.) para su clasificación taxonómica. El valor de los porcentajes de las U. E. es el siguiente: I = 10.939; II = 12.893; III = 17.619; IV = 16.890; V = 16.948; VI = 15.635 y VII = 9.072. Su pertenencia al género *Arvicola* está determinada por el hecho de que los valores I y VII son inferiores

al que poseen cada una de las cinco restantes (II, III, IV, V y VI). En caso contrario, tenemos el género *Euphaiomys*, cuyos porcentajes de las U. E. I y VII, poseen valores, al menos uno de ellos, igual o superior a alguno o todos de los cinco restantes. La curva que dibuja la representación gráfica de los porcentajes de las U. E. del M/1, es coincidente con la del género *Arvicola* (Ruiz Bustos, 1988).

Con relación a la nueva especie *Castillomys plinensis* nov. sp., se propone la siguiente definición formal.

Sinonimias: *Castillomys crusafonti*, López *et al.*, 1976. *Castillomys crusafonti ssp.*, Moyà *et al.*, 1981; Gil y Sesé, 1984; Mazo *et al.*, 1985 y Agustí *et al.*, 1987.

Holotipo: P1-15 (M1/derecho, fig. 1B) depositado en el Instituto Andaluz de Geología Mediterránea C. S. I. C.-Univ. Granada.