

Rasgos erosivos y deposicionales en la zona proximal de un «Slope-Apron» carbonatado del Paleoceno Inferior (Eibar, Cuenca vasca)

Erosional and depositional features in the proximal zone of an early Paleocene carbonate Slope-Apron (Eibar, Basque Basin)

J. I. Baceta, V. Pujalte y X. Orue-Etxebarria

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

ABSTRACT

An 1.5 km wide section of the proximal part of a Paleocene carbonate slope-apron system has been reconstructed through the correlation of 10 columnar sections. It is oriented perpendicular to the general paleocurrents and offers, therefore, a transversal view of the system. On this basis, the magnitude of the erosional surfaces bounding depositional sequences is demonstrated to be closely related to that of the levels falls that promoted them. However, the vertical and lateral arrangement of the constituent facies are controlled in many cases by autocyclic processes.

Key words: Carbonate Slope Apron, Paleocene, Sequence boundaries, Basque Basin.

Geogaceta, 10 (1991), 76-78.

Introducción

Los materiales carbonatados paleocenos aflorantes en las inmediaciones de Eibar han sido interpretados como depósitos resedimentados de aguas profundas al menos desde Plaziat (1975). Investigaciones más recientes (Pujalte *et al.*, 1989 y en prensa) han permitido precisar que su acumulación tuvo lugar en un «slope apron» tipo pie de talud (sensu Mullins and Cook, 1989), alimentado desde una plataforma carbonatada somera situada al Sur (fig. 1a). Dicha acumulación está compuesta por 5 secuencias deposicionales cuya edad, dentro de los límites de resolución biostratigráfica de los foraminíferos planctónicos, coincide con la de los ciclos eustáticos definidos para el Paleoceno por Haq *et al.* (1988).

La figura 1b muestra una reconstrucción del sistema y da una idea de sus proporciones relativas. La zona más proximal preservada contiene abundantes brechas y conglomerados calcáreos, facies que evolucionan lateral y frontalmente a zonas con predominio de calcareníticas y eventualmente a sucesiones homogéneas de calizas micríticas y margas. Este último tipo de asociación es observable, por ejemplo, en el Monte Urko. El objetivo específico de esta contribución lo constituye el análisis de los depósitos de zo-

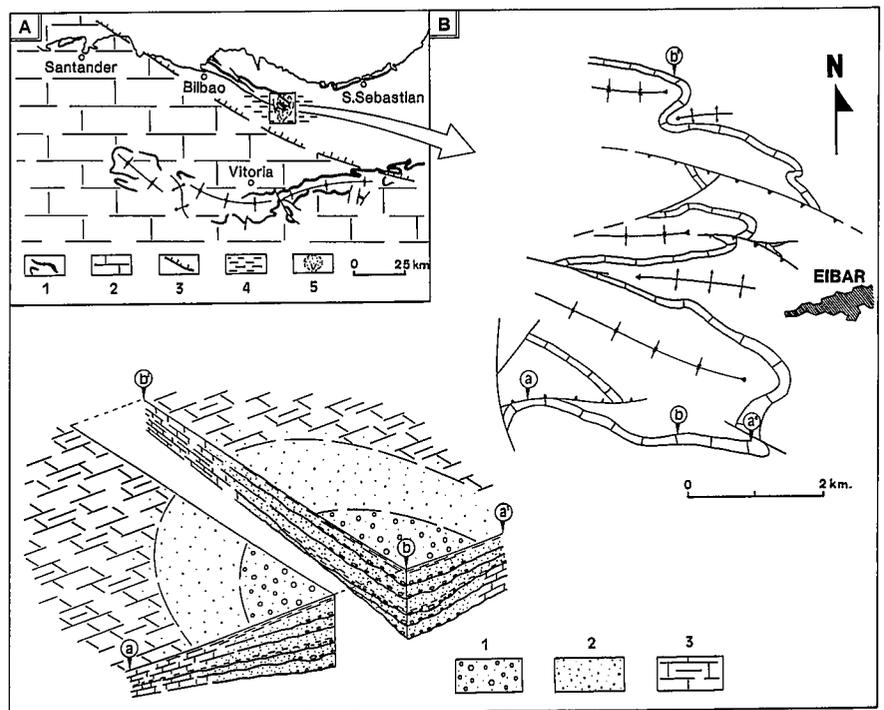


Fig. 1.—A: Paleogeografía simplificada de la Cuenca Vasca para el Paleoceno. 1, afloramientos paleocenos. 2, plataforma carbonatada somera. 3, transición plataforma-cuenca. 4, depósitos de cuenca, 5, sistema de «slope-apron» de Eibar. B: mapa de afloramientos paleocenos cercanos a Eibar y reconstrucción esquemática (sin escala) del sistema de «slope-apron» carbonatado (explicación en el texto). 1, zona proximal. 2, zona intermedia. 3, zona distal y de cuenca.

Fig. 1.—A: Simplified paleogeography of the Basque Basin for Paleocene times. 1, Paleocene outcrops. 2, shallow carbonate platform. 3, platform-basin transition. 4, basinal deposits. 5, Eibar carbonate slope-apron. B: paleocene outcrop map near Eibar, and schematic reconstruction (not to scale) of the slope-apron system (explanation within the text). 1, Proximal zone. 2, Intermediate zone. 3, Distal and basinal zone.

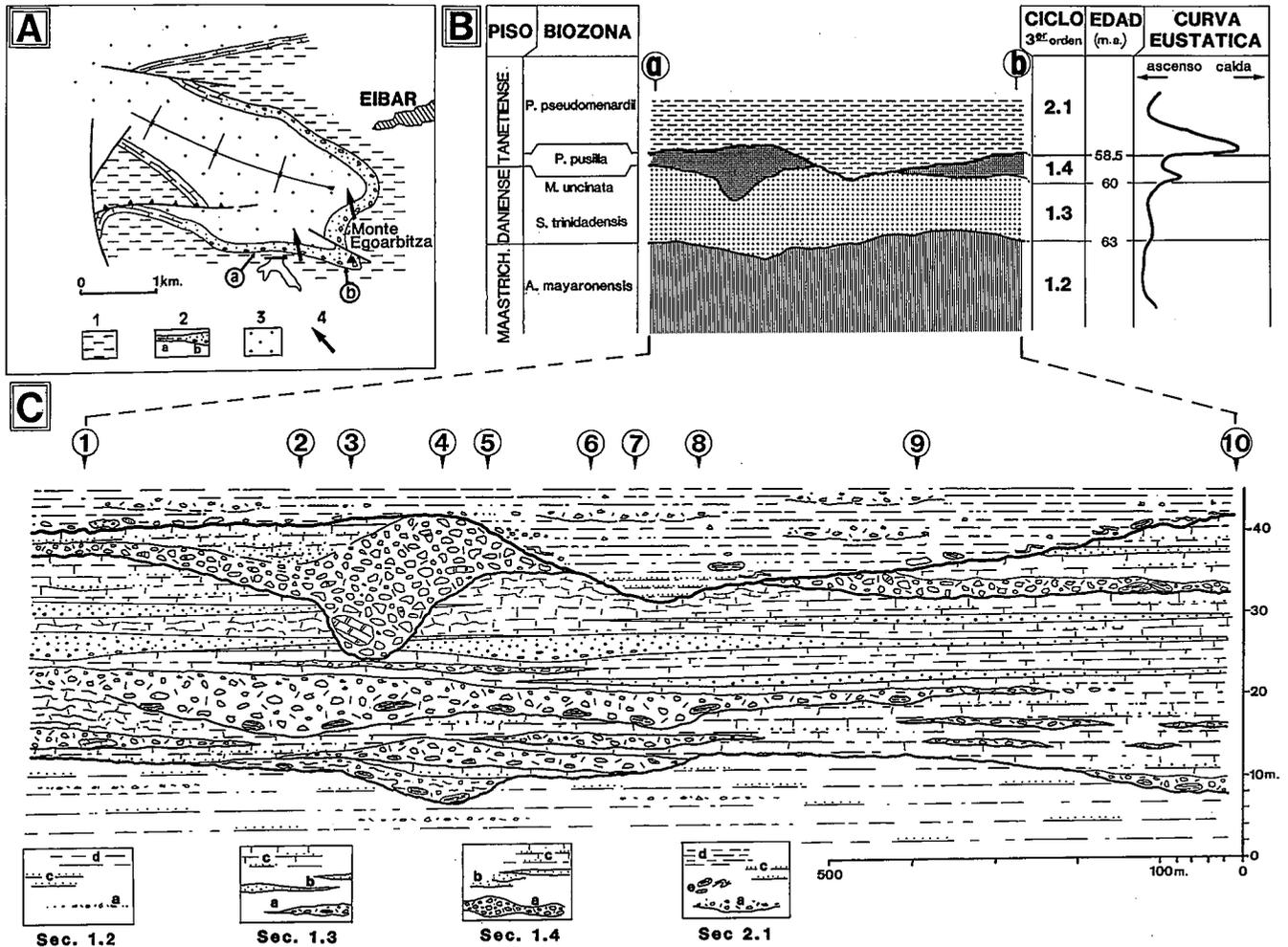


Fig. 2.—A: Mapa geológico simplificado del Sinclinal de Egoarbitza. 1, Maastrichtiense superior. 2, Paleoceno (a. facies autóctonas, b. facies resedimentadas). 3, Eoceno inferior. 4, Paleocorrientes generales. a-b Sección estudiada. B: Geometría transversal de las secuencias paleocenas estudiadas, con indicación de datos bioestratigráficos y comparación con la curva eustática de Haq *et al.* (1988). C: Panel estratigráfico de las secuencias paleocenas estudiadas y de la parte superior del Maastrichtiense, con indicación de sus facies constituyentes más características. Simbología de facies: a, debritas; b, turbiditas densas; c, turbiditas diluídas; d, margas y lutitas; e, slumps y olistolitos.

Fig. 2.—A: Simplified geological map of the Egoarbitza syncline. 1, upper Maastrichtian. 2, Paleocene (a. autochthonous facies, b. resedimented facies). 3, lower Eocene. 4, general paleocurrents. a-b. Studied section. B: Transversal geometry of the studied Paleocene sequences, with indication of biostratigraphic data and comparison with the eustatic curve of Haq *et al.* (1988). C: Stratigraphic cross-section of the studied Paleocene sequences and of the upper part of the Maastrichtian, with indication of its main constituent facies groups. Facies symbols: a, debrites; b, massive turbidites; c, diluted turbidites; d, marls and lutites; e, olistoliths and slumps.

nas proximales y, concretamente, los de las 3 primeras secuencias del Paleoceno, que son las que permiten una reconstrucción más fiable.

Métodos

Se ha completado 10 perfiles estratigráficos de detalle, localizados en un segmento de 1,5 km de longitud del flanco sur del sinclinal de Egoarbitza (fig. 2a). La correlación entre ellos se ha efectuado en algunos de forma directa (por seguimiento lateral de capas) y en el resto mediante identificación de niveles guía. Con estos datos se ha elabo-

rado un panel de correlación (figs. 2b y c) que, dada su orientación respecto a los paleocorrientes, ofrece un corte prácticamente perpendicular al sistema de dispersión. Se han realizado asimismo muestreos petrológicos (lámina delgada) y micropaleontológicos (lámina delgada y levigados).

Resultados

Rasgos erosionales

Los más destacados son 3 superficies de erosión, reconocibles a todo lo ancho del panel, que marcan los límites de las distintas secuencias. Se trata

de superficies irregulares, talladas en los materiales de la secuencia infrayacente y recubiertas en solapamiento por la suprayacente. Son, claramente, el registro de etapas de erosión generalizada del fondo de la cuenca, relacionables con fases de caída del nivel del mar. Es importante resaltar, en este sentido, la buena correlación existente entre la magnitud de la erosión atribuible a cada una de estas superficies y la del correspondiente descenso eustático (fig. 2b). Así, la superficie basal de la secuencia 1.3, ligada a una caída eustática menor, es relativamente suave; la de la secuencia 1.4, más irregular, se corresponde con una caída

más importante; y por último, la de la secuencia 2.1, que es la mayor de todas y llega a eliminar localmente una secuencia completa, es correlacionable con el máximo descenso eustático del Paleoceno.

Rasgos deposicionales

Se reconocen tres tipos de facies principales, a saber, debritas, turbiditas densas y turbiditas diluídas. Las debritas se sitúan preferentemente en la parte inferior de las secuencias y las turbiditas densas en la superior, disposición sugerente de una retrogradación del sistema. Las turbiditas diluídas, por su parte, aparecen a cualquier altura de la sucesión.

Las debritas son acumulaciones de brechas y/o conglomerados calcáreos, generalmente con escasa o nula organización interna, bases levemente erosivas, techos con relieve positivo a veces muy marcado y terminaciones laterales abruptas. Su espesor individual varía entre unos pocos centímetros y unos pocos metros, aunque pueden empilarse verticalmente y alcanzar espesores de 10-20 m. El diámetro del mayor clasto observado, un fragmento de caliza arrecifal en la secuencia 1.4, es de 9 m. La gran mayoría de los clastos, sin embargo, no superan los 20 cm de tamaño. La composición de las debritas es distinta en cada una de las secuencias. Las de la secuencia 1.3 están constituidas casi exclusivamente por clastos de «cuenca», principalmente de calizas paleocenas y en menor medida de margas maastrichtienses (fig. 2c). La matriz lutítica, que en buena parte procede de la desintegración de estos últimos, alcanza valores del 20-30%. Las debritas de la secuencia 1.4 tienen menor proporción de matriz (5-10%) y contienen un apreciable porcentaje de clastos someros (calizas de plataforma), aunque los fragmentos de calizas paleocenas intraformacionales son todavía predominantes. Las debritas de la secuencia 2.1, en fin, están compuestas mayoritariamente por clastos maastrichtienses aunque incluyen también clastos paleocenos en proporciones variables. El carácter más significativo de estas debritas es su elevada proporción de matriz, con frecuencia mayor del 50% y ocasionalmente hasta el 80%. En todas las secuencias, las debritas contienen una pequeña proporción de fragmentos volcánicos, de pizarras negras y de otros clastos «exóticos».

Las turbiditas densas son ruditas y/o calcarenitas que presentan habitualmente una gradación granulométrica positiva y en ocasiones culminan con intervalos de laminación paralela y/o cruzada. Petrologicamente son rudstones y grainstones bioclásticos, con un elevado porcentaje de intraclastos y bioclastos de procedencia somera. Aparecen estratificadas en capas de 20 cm a 3 m de espesor, que a escala de afloramiento son plano-paralelas y a escala mayor suavemente lenticulares (fig. 2c). Las más potentes tienen gran continuidad lateral, superior en algún caso a la propia anchura del panel, y son por tanto las principales capas guía. Su empilamiento se produce por relevos laterales, controlados por procesos de compensación sedimentaria (fig. 2c).

Las turbiditas diluídas, en fin, constan, en el caso más frecuente, de dos intervalos bien diferenciados. El inferior está constituido por grainstones bioclásticos de tamaño de grano fino o muy fino, constituidos mayoritariamente o exclusivamente por foraminíferos pelágicos (globigerinas). Aparecen en capas de 1-10 cm de espesor, de base erosiva y con secuencias de Bouma incompletas (Tbc o Tc). Representan depósitos de corrientes de turbidez poco voluminosas generadas dentro de la propia cuenca. El intervalo superior presenta siempre un contacto gradual con el inferior y está formado por calizas mudstone o wackestone (biomicritas de globigerinas). Es muy probable que representen el intervalo de máxima dilución de las corrientes de turbidez (calizas alodápicas). Sin embargo, no puede descartarse por ahora que calizas con idéntica facies y microfacies, pero sin la calcarenita basal, que aparecen sobre todo en la parte alta de la secuencia 1.3, sean depósitos autóctonos.

Los depósitos de flujos más diluidos se disponen en general de forma aleatoria. No obstante, cuando están asociados lateralmente con debritas, suelen presentar una ordenación vertical positiva, reflejo de la colmatación progresiva de morfologías del fondo de la cuenca. Asimismo, es frecuente que los situados inmediatamente debajo de turbiditas densas o de superficies de erosión principales estén afectados por deformaciones sinsedimentarias, seguramente por el impacto y cizalla ejercido por estos flujos masivos sobre un sustrato poco consolidado.

Conclusiones

Se han realizado diez perfiles estratigráficos en la parte proximal del sistema de slope-apron Paleoceno de Eibar. Dichos perfiles, a pesar de estar localizados muy próximos unos de otros, muestran considerables variaciones entre sí, y considerados aisladamente podrían inducir a interpretaciones bastante diversas. La realización de un panel de correlación conduce sin embargo a una mejor comprensión del funcionamiento del sistema, y permite discriminar entre los procesos allocíclicos y autocíclicos que controlaron la acumulación. Así, las superficies erosivas que delimitan las secuencias son claramente atribuibles a cambios de nivel del mar, por cuanto su magnitud es directamente correlacionable con la de la respectiva caída eustática. La disposición vertical general de facies deposicionales de cada secuencia responde asimismo a la pauta eustática. Sin embargo, el empilamiento local de facies en cada perfil, entre otros factores, está controlado por procesos autocíclicos, principalmente procesos de compensación y relleno de depresiones morfológicas. Se resalta así la importancia de analizar el mayor número de perfiles posibles antes de establecer una conclusión, al menos en el caso de sistemas con rápidas variaciones laterales de facies.

Agradecimientos

Contribución al Proyecto de la Universidad del País Vasco Nº 121.310-0158/89. Se agradece a Begoña Berredo la mecanografía del texto.

Referencias

- Haq, B. U.; Handerbol, J. & Vail, P. R. (1988): *Spec. Publs. SEMP*, 42, 71-108.
 Mullins, H. T. & Cook, H. E. (1986): *Sedimentary Geology*, 48, 37-39.
 Plaziat, J. C. (1975): *Rév. Géog. Phys. et Geol. Dyn.*, XVIII, 239-258.
 Pujalte, V. Baceta, J. I.; Robles, S. y Orue-Etxebarria, X (1989): *XII Congreso Español de Sedimentología*. Bilbao, II, 157-166.
 Pujalte, V.; Robles, S.; Robador, A.; Baceta, J. I. y Orue-Etxebarria, X. (en prensa): *Spec. Publs. I. A. S.*

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