

(alcanza los 150 m. de espesor) es la formación Melindraga, que emitiéndose en el bloque elevado del Complejo Basal desciende canalizada hacia el Este, Sureste y Sur. Su composición es basáltica-traquibasáltica. La formación Tamacite (nefelínica), de menor espesor, tiene un significado similar y rellena también parte de la depresión central. La formación de los Tableros, que aparece hoy en «tableros» colgados a 300 m., rellena un valle de dirección NNW-SSE sin conexión evidente con la depresión central. La formación los Morros, constituye una unidad de 60-70 m. de espesor, que se adosa a algunas de las anteriores (Serie I Inferior y formación Tamacite), habiendo circulado por el fondo de la depresión. Es posiblemente la unidad más joven y no se descarta que proceda del Edificio Norte.

Las emisiones traquíticas de los Morros y diques relacionados (Cubas *et al.*, 1988) que atraviesan la formación anterior, constituirían los últimos signos de actividad volcánica del Edificio Central. Excepto estos diques traquíticos, la Serie I Tardía no suele estar atravesada por otros diques.

Los diques que atraviesan estas unidades, constituyen uno de los rasgos más característicos del Edificio por su abundancia, en general, y por su disminución paulatina a lo largo de las sucesivas series. Su pauta es claramente radial, convergiendo hacia la zona de Pájara-Tuineje. Su distribución, sin embargo, no es homogénea,

concentrándose en dos direcciones fundamentales: N160°E en el extremo SE y N220°E en el SW, que, con la dirección N20°E, característica del Complejo Basal, podrían definir una pauta triple como también sugiere Navarro (com. pers.). Los límites de la depresión central parecen también condicionados por estas directrices.

La edad de este Edificio no está exactamente definida, pues falta por datar parte de los eventos más inferiores y los más tardíos. Su edad abarcaría al menos desde los 20 a los 15 M.a., según el esquema de Casquet *et al.* (1989), aunque es de esperar que pueda extenderse más, tanto en su límite inferior como en el superior.

Conclusiones

Los datos expuestos, tales como espesor, distribución circular de las series, pauta radial y triple de los diques, la escasez de materiales piroclásticos, la composición casi exclusiva basáltica y las dimensiones del conjunto, permiten suponer para el Centro-Sur de la isla de Fuerteventura, la existencia de un gran Edificio complejo, en escudo, cuya forma original no tuvo porque ser necesariamente de escudo completo.

En un momento final de la evolución del mismo se formó una depresión central, de origen tectónico, que después se rellena parcialmente por una actividad relativamente residual (Serie I Tardía).

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del Proyecto de Investigación PB 87-0382 financiado por la D.G.I.C. y T. Agradecemos a E. Alegre la edición del texto.

Bibliografía

- Abdel Monen, A.; Watkins, N. D. y Gast, P. W. (1971): *Am. J. Sci.*, 271, 490-521.
- Casquet, C.; Ibarrola, E.; Fúster, J. M.; Ancochea, E.; Cantagrel, J. M.; Jamond, C.; Cendrero, A.; Díaz de Terán, J. R.; Hernán, F. (1989): *E.S.F. Meeting on Canarian Volcanism*.
- Cubas, C. R.; Fernández Santin, S.; Hernán, F.; Hernández-Pacheco, A. y de la Cruz, J. (1988): *Rev. Mat. y Proc. Geol.*, 6, 71-97.
- Feraud, G. (1981): *These Univ. Nice* 146 pp.
- Fúster, J. M.; Cendrero, A.; Gastesi, P.; Ibarrola, E. y López Ruiz, J. (1968): *Geología y Vulcanología de la Isla Canarias: Fuerteventura*. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., 239 pp.
- Grunau, H. R.; Lehner, P.; Cleintuar, M. R.; Allenbach, P. y Baker, G. (1975): *Progress in geodynamic, Roy. Soc. Neth. Acda. Arst and Sci.*, 89-116.
- Rona, P. A. y Nalwalk, A. J. (1970): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 2117-2122.

Recibido el 1 de octubre de 1990
Aceptado el 26 de octubre de 1990

Una importante discontinuidad estratigráfica del Paleoceno de Navarra y del País Vasco: caracterización y significado

An important stratigraphic break in the Paleocene of Navarra and the Basque Country: characteristics and significance

A. Robador (*), V. Pujalte (**), X. Orue-Etxebarria (**), J. I. Baceta (**) y S. Robles (**)

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

(**) Dpt. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Univ. del País Vasco. Ap. 644. Bilbao.

ABSTRACT

An important stratigraphic break has been recognized in the Paleocene of Navarra and the Basque Country, which is recorded, with different features, both in platform and basinal settings. It has been correlated through paleontological dating, with the major sea-level drop of the Paleocene and is therefore ascribed to eustasy. In many instances, this break is responsible for informal lithostratigraphic subdivisions of these sediments advanced by previous authors.

Key words: stratigraphic break, type 1 unconformity, sequence boundary, Paleocene, western Pyrenees, sea-level changes.

Geogaceta, 9 (1991), 62-65.

Introducción

Las líneas generales de la estratigrafía y paleogeografía del Paleoceno de los Pirineos y Región Vasco-Cantábrica son conocidas desde las excelentes investigaciones de Plaziat (1975, 1981) y colaboradores. En síntesis, a comienzos del Terciario existía en la región una cuenca relativamente profunda y estrecha (Surco Flysch, Cuenca Vasca o Cuenca Vasco-Bearnesa), flanqueada por el norte, este y sur por zonas de plataforma (fig. 1a). Depósitos de cuenca son accesibles en afloramientos en Vizcaya, Guipúzcoa, norte de Navarra, así como el Bearn francés. Los de plataforma están ampliamente expuestos en Aragón, Navarra, Alava, Burgos y Cantabria (fig. 1c).

Sobre esta base, se ha diseñado un proyecto de investigación que, entre otros objetivos, pretende establecer la cronología de variaciones del nivel del mar durante el Paleoceno, y analizar sus efectos sobre la sedimentación en los distintos dominios paleogeográficos.

La discontinuidad en el dominio de cuenca

Los depósitos Paleocenos de cuenca presentan una gran variabilidad de facies y de potencias, llegando incluso a faltar total o parcialmente en muchos cortes (Aguirre *et al.*, 1987). Por ello no puede hablarse propiamente de una «sucesión tipo». No obstante, los perfiles más completos y potentes están constituidos con frecuencia por dos tramos o paquetes calcáreos (brechas, conglomerados calizos y calizas pelágicas, en proporciones variables), separadas entre sí por una intercalación margosa (ver, por ejemplo, Rat, 1959, fig. 49; Plaziat *et al.*, 1975, figs. 3, 4 y 5; Pujalte *et al.*, 1989, fig. 23; E.V.E. en prensa). La discontinuidad objeto de la presente nota está situada justamente en el techo del tramo calcáreo inferior.

Dos perfiles que permiten una excelente observación de la misma son los del monte Egoarbitza (cerca de Eibar, límite de Vizcaya y Guipúzcoa) y el de las proximidades de Egozkue (norte de Navarra) fig. 1c. La discontinuidad presenta idénticas características en ambos lugares, a pesar de es-

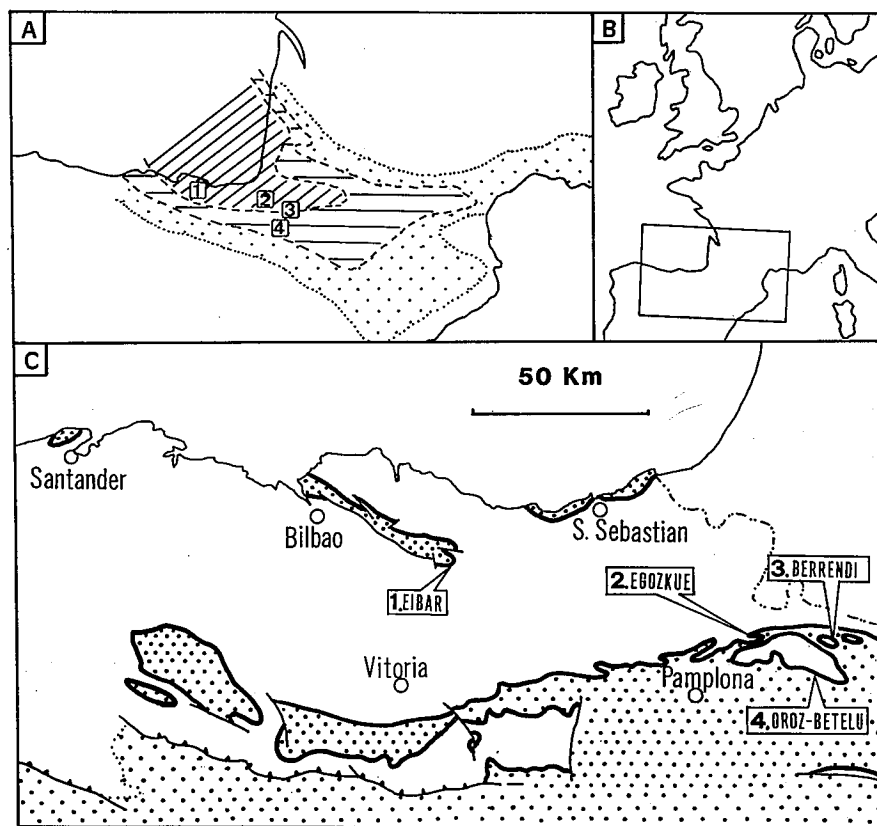


Fig. 1.—Situación y contexto geológico del área de estudio: (a) Reconstrucción paleogeográfica de la región pirenaica para el Paleoceno (según Plaziat, 1975); rayado oblicuo: dominio de cuenca; rayado horizontal: plataformas someras; punteado: dominio continental. (b) Encuadre geográfico. (c) Mapa de afloramientos terciarios (Paleoceno en trazo negro grueso 0, 1, 2, 3, y 4 de (a) y (c); perfiles citados en el texto.

Fig. 2.—Geographical situation and setting of the study area: (a) Palaeogeographic reconstruction of the Pyrenean region for Paleocene times (after Plaziat, 1975); oblique ruling: basin domain; horizontal ruling: shallow platforms; dotted area: continental domain. (b) Geographical situation. (c) Tertiary outcrop map (Paleocene outcrops in black; Eocene and younger sediments, dotted). 1, 2, 3 and 4 in both (a) and (c) indicate situation of sections described within the text.

tar estos separados entre sí unos 100 km. En corte se manifiesta como una superficie erosiva de geometría festoneada, con surcos amplios y someros que tienen un relieve observable de hasta 9 m. (fig. 2). En planta la superficie está decorada con nuerosísimas estriaciones (grooves) y frecuentes depresiones someras, que en unos casos sugieren grandes «flute-marks» y en otros cicatrices de deslizamiento. Todas estas estructuras, aparecen consistentemente orientadas, con una dirección media de N10E en Egozkue y N20W en Eibar. Los materiales que recubren la superficie son, en ambos casos, debritas fangosas con clastos calizos dispersos. En Eibar, la parte alta del tramo calizo en el que la superficie se halla tallada, se ha datado como perteneciente a la zona de *Planorotalites pusilla*. En Egozkue, los niveles margosos situados directa-

mente sobre la superficie han librado foraminíferos planctónicos de la zona de *P. pusilla*, y en ambos perfiles, unos metros más arriba de la discontinuidad se ha determinado la biozona de *P. pseudomenardii*.

La discontinuidad en el margen de plataforma

En la zona de Garralda (norte de Navarra), la discontinuidad aparece a techo de una unidad caliza de facies someras, que presenta construcciones arrecifales de algas y corales en su parte alta de edad Paleoceno inferior. El mejor lugar para observarla es, sin duda, la vertiente meridional de la Sierra de Abodi, cerca del vértice Berrendi. En este sector, la citada unidad caliza aparece basculada en una serie de bloques separados por fallas nor-

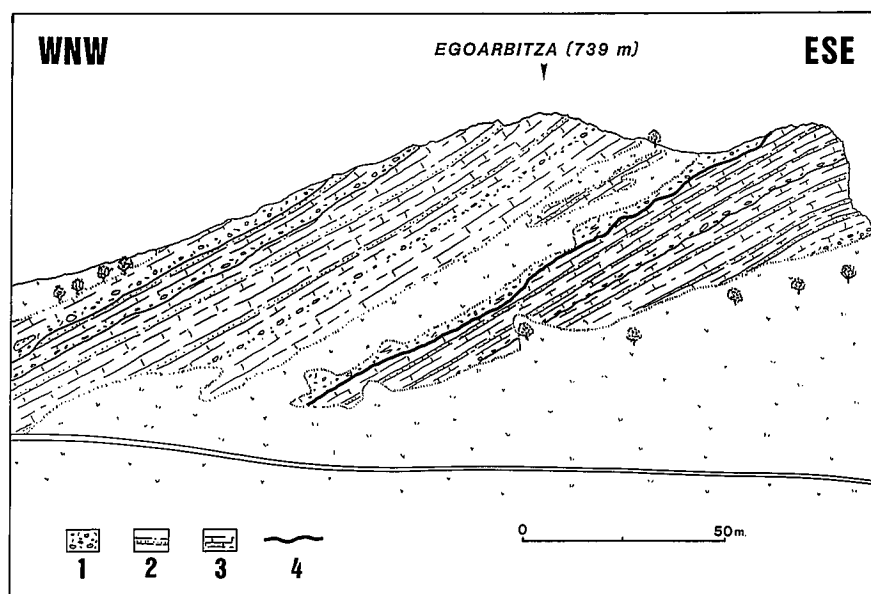


Fig. 2.—Afloramientos del Paleoceno en el perfil de Egoarbitza, sector de Eibar (dibujo realizado a partir de fotografía). Leyenda: 1. Conglomerados y brechas calcáreas con matriz fangosa («debritas fangosas»). 2. Turbiditas calcáreas densas. 3. Turbiditas calcáreas diluidas y calizas pelágicas. 4. Superficie erosiva irregular descrita en el texto.

Fig. 2.—Paleocene outcrop of the Egoarbitza peak, near Eibar, Basque country (sketch drawn from a photograph). Legend: 1. Matrix-supported carbonate conglomerates and breccias («muddy debrites»). 2. Massive carbonate turbidites. 3. Dilute carbonate turbidites and pelagic limestones. 4. Erosional surface described within the text.

males sinsedimentarias de pequeño salto, y su techo esta irregularmente erosionado (fig. 3), conservándose paleorelieves. Estos rasgos aparecen fosilizados por la superficie de ruptura que, a su vez, se halla recubierta en onlap por un conjunto transgresivo

de margas arenosas de plataforma externa. Dicha unidad terrígena se encuentra a su vez cortada hacia el este de la sierra por grandes canales de base erosiva y relleno bioclástico. La edad de la unidad terrígena puede determinarse como Thanetiense medio,

al haberse encontrado en la misma algunos ejemplares de *Orbitoclypeus seunesi*. La discontinuidad es, por tanto, correlacionable con la descrita anteriormente en los depósitos de cuenca.

La discontinuidad en plataforma

La discontinuidad puede correlacionarse, por lo menos, hasta las áreas de plataforma situadas al sur del macizo de Oroz-Betelu, así como al noroeste de Isaba (fig. 1c). En ambas áreas está representada por una superficie karstificada de morfología irregular que interrumpe de forma brusca el crecimiento de una unidad arrecifal del Paleoceno inferior. La parte más alta de estas calizas arrecifales presenta rasgos diagenéticos de aguas muy someras y/o de exposición subaérea: porosidad fenestral, rellenos geopetales y abundantes colonias de *Microcodium* corroyendo las calizas.

La superficie de karstificación está recubierta por areniscas calcáreas transgresivas (que también rellenan localmente cavidades del paleokarst), con *Orbitoclypeus seunesi* y *Operculina heberti*, que permiten su datación como Thanetiense inferior-medio.

Discusión

Los rasgos de la discontinuidad anteriormente descritos son explicados por un descenso importante del nivel marino: en dicho contexto, se produciría la exposición subaérea de la plataforma, la inestabilización y/o colapso de su margen y el desarrollo de flujos sedimentarios gravitacionales masivos capaces de erosionar el fondo marino en zonas de talud y cuenca. Queda por establecer, sin embargo, el origen de dicho descenso.

La posición de la discontinuidad descrita puede situarse con precisión, gracias sobre todo a los datos de Eibar y Egozkue, en la parte final de la biozona de *P. pusilla*. Es correlacionable, por tanto, con la caída eustática de hace 58,5 millones de años indicada en la curva de Haq *et al.* (1988). Dicha caída es la más importante del Paleoceno y, de hecho, la única calificada como «mayor» en dicha época. Esta coincidencia de cronología y

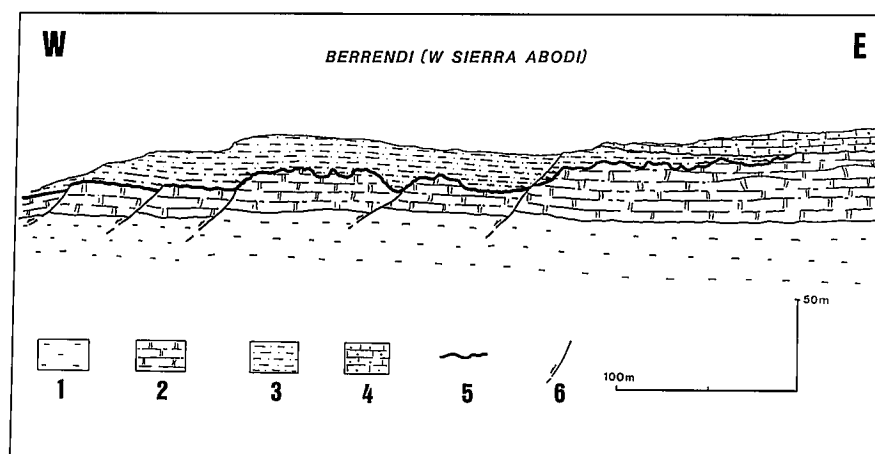


Fig. 3.—Afloramientos del Paleoceno en el vértice Berrendi (parte W de la Sierra de Abodi). Dibujo realizado a partir de fotografía. Leyenda: 1. Margas del Maastrichtiense. 2. Calizas de plataforma del Paleoceno inf. 3. Margas arenosas del Thanetiense medio: notar relaciones de «onlap» sobre la superficie de discontinuidad. 4. Calizas bioclásticas del Thanetiense sup. 5. Superficie de discontinuidad erosiva descrita en el texto. 6. Fallas normales sinsedimentarias.

Fig. 3.—Paleocene outcrops near the Berrendi geodesic point, western part of the Abodi range, north of Navarra (sketch drawn from photographs). Legend: 1. Maastrichtian marls. 2. Early Paleocene platform limestones. 3. Middle Thanetian sandy marls: note their onlap relationships on to the unconformity surface. 4. Late Paleocene bioclastic limestones. 5. Erosional surface described within the text. 6. Synsedimentary faults.

magnitud son pruebas importantes que permiten atribuir la discontinuidad intrapaleocena a un descenso eustático del nivel del mar, y considerarla un hito fundamental en la estratigrafía y evolución paleogeográfica de la región.

Agradecimientos

Contribución al proyecto U.P.V. 121.1310-0158/89.

Referencias

- Aguirre, X.; Orue-Etxebarria, X. y Arriola, A. (1987): *Kobie*, XVI, 185-214.
- E.V.E. (Ente Vasco de la Energía) (en prensa): *Hoja de S. Sebastián del Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000*.
- Haq, B. U.; Handerbol, J. y Vail, P. R. (1988): *SEPM Special Publ.*, 42, 71-108.
- Plaziat, J. C. (1975): *Revue de Geograph-*

hie Physique et de Geologie Dynamique, XVIII, 239-258.

- Plaziat, J.C. (1981): *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 36, 263-320.
- Plaziat, J. C.; Toumarkine, M. et Villatte, J. (1975): *Eclogae Geol. Helv.*, 68, 613-647.
- Pujalte, V.; Baceta, J. I.; Robles, S. y Orue-Etxebarria, X. (1989): *XII Congreso Español de Sedimentología*. Bilbao, 11, 157-166.
- Rat, P. (1959): Tesis Doctoral. Univ. de Dijon, 525 pp.

Recibido el 28 de septiembre de 1990
Aceptado el 26 de octubre de 1990

Las facies de cursos entrelazados en el Pleistoceno de Isla Cristina (Huelva)

The fluvial braided facies in the Pleistocene from Isla Cristina (Huelva)

M. J. Romero-Segura y J. G. Pendón (1)

(1) Universidad de Sevilla. Dpto. Geología y Minería. 21819 La Rábida, Palos de la Frontera, Huelva.

ABSTRACT

Various facies sequences generated in a fluvial regime of braided type are identified in a series attributed to the Pleistocene from Southwestern Huelva (Southwestern Spain). Channel and bar facies are mainly represented. These data allow to extend to the west the same conclusion that have been pointed out in another related sector.

Key words: braided fluvial sequences, Pleistocene, Huelva.

Geogaceta, 9 (1991), 65-67.

Introducción

En el S.O. de la provincia de Huelva afloran materiales neógeno-cuaternarios, que pertenecen al relleno de la Depresión del Bajo Guadalquivir (fig. 1). La serie, atribuida al Plio-Pleistoceno, es de tonalidades rojizas y granulometría grosera (arena gruesa a conglomerado). Suprayacen a arenas blanquecinas y litorales del Neógeno (Pendón y Borrego, 1988), alteradas edáficamente (Rodríguez, *et al.*, 1985). Este contacto es neto y erosivo. Y son infrayacentes a arenas, también de colores blancos, pertenecientes a la formación eólica del Pleistoceno (Leyva y Ramírez, 1983).

Los datos de análisis

Se ha aplicado el análisis secuencial al conjunto de perfiles sedimentológicos que se han elaborado (figs. 1 y 2), así como el estudio posterior de laboratorio a las muestras tomadas.

Los resultados de estos análisis aportan lo siguiente:

1) *Mineralogía*: se trata de arenas y gravas, con predominio de unas u otras según sectores, de composición cuarcítica en su mayor parte. A éstos se unen algunos fragmentos de roca (tanto cuarcítica como filitosa) y granos de elementos opacos (minerales pesados, no especificados).

2) *Texturas*: a nivel individual los granos presentan dos tipos bien diferenciados; los granos de arenas gruesas y microconglomerados son angulosos a subangulosos, mientras que los cantos de gravas son subredondeados a redondeados.

3) *Estructuras mayores*: además del empaquetamiento masivo, aparecen estratificaciones cruzadas en artesa, debido a migración de ripples de corriente, láminas de decantación de gravas originadas por crecimiento de barras, laminaciones horizontales y depósitos residuales.

Facies características

El análisis secuencial ha permitido

diferenciar una serie de facies (en el sentido de Miall, 1978), que se repiten de manera sistemática:

1) *Facies Gms.*—Se trata de gravas con clastos redondeados a subredondeados y de formas esféricas a elipsoidales. Los clastos no contactan y están desordenados. La matriz es arena de tamaño muy grueso.

2) *Facies Gm.*—Los materiales que la componen son los mismos que en las facies anteriores. Se diferencian por el menor contenido en matriz, hasta el punto que los granos llegan a contactar, y a veces presentan laminación horizontal e imbricaciones de cantos.

3) *Facies St.*—Es de arena muy gruesa, formada por granos de cuarzo principalmente, aunque con algunos fragmentos de roca y minerales pesados, y de contornos angulosos a subangulosos. Presentan laminaciones cruzadas de base curva. Y es frecuente la granoselección en las láminas.

5) *Facies Sh.*—Distinguida cuando las arenas anteriores muestran una laminación horizontal.

Las secuencias sedimentarias del