

ESTUDIO ESTRATIGRAFICO-MICROPALAEONTOLOGICO DE LA SERIE AFLORANTE EN LA PLAYA DE EREAGA (GETXO, BIZKAIA)

X. Orue-Etxebarria,
J.M. Badillo,
E. Apellaniz y
J.F. Ortega (*)

RESUMEN

A lo largo del corte de la Playa de Ereaga (Getxo), se ha realizado un estudio estratigráfico de los materiales aflorantes, que de acuerdo con las dataciones efectuadas se extienden desde la parte alta del Senoniense hasta el Eoceno inferior, en la base de las areniscas eocenas del Puerto de Algorta.

El análisis de la microfauna (foraminíferos planctónicos) ha permitido detectar un salto en la serie, entre el Maastrichtiense y el Paleoceno medio. Por otra parte, la naturaleza silíceo de las turbiditas de la "Macrosecuencia Ypresiense" implica una mayor semejanza con las facies del monoclinel de Gipuzkoa.

ABSTRACT

An stratigraphic study of the outcropping materials on the Ereaga Beach (Getxo, Biscay) has been carried out. The materials have been dated from the upper Senonian to the lower Eocene, just under the Eocene sandstones of the Algorta Harbour.

The micropalaeontological analysis (planktonic foraminifera) has shown a hiatus in the series, from the Maastrichtian to the middle Paleocene. On the other hand, the siliceous nature of the "Macrosecuencia Ypresiense" turbiditic materials implies a higher similarity between these rocks and the lithofacies of the Gipuzkoa monocline.

LABURPENA

Ikerketa estratigrafiko hau Ereagako hondartzan zehar, (Getxon), azaleraturiko materialetan burutu da. Egin diren datazioek adierazi dutenez, materialeon adina Goi-Senoniensetik Behe-Eozenorarte hedatzen da, berrienak, Algortako Portuan dauden harearrien oinaldean egonik.

Mikrofaunaren analisiak, foraminifero planktonikoena hain zuzen ere, seriean salto bat detektatu du, Maastrichtiarretik Erdi-Paleozenorarteko denboraldiari dagokiona. Bestaldetik, Makrosekuentzia Ypresiarraren turbiditeen izaera silizeoak, Gipuzkoako monoklinalearen litofaziekiko kidetasuna handiagoa inplikatzeko du.

(*) Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. U.P.V./E.H.U. 48080 Bilbao (País Vasco).

INTRODUCCION

Como continuación de un trabajo recientemente finalizado sobre las areniscas de Algorta (ORTEGA et al., 1989), pensamos que sería interesante efectuar un estudio estratigráfico-micropaleontológico de la serie subyacente, de la que se conocen muy pocos datos. Hay que tener en cuenta que, aunque en este área de la Cuenca Vasco-Cantábrica se han realizado trabajos de carácter general (de JORGE, 1936; RAT, 1959) o basados en el estudio de los macroforaminíferos (RUIZ DE GAONA, 1946; RUIZ DE GAONA et al., 1950), son muy escasos los enfocados al estudio de los foraminíferos planctónicos (APELLANIZ et al., 1983; LAMOLDA et al., 1983; ORUE-ETXEBARRIA et al., 1984a, b y AGIRRE et al., 1987). Además hay que tener en cuenta la complejidad estructural del Sinclinorio de Bizkaia, en donde se sitúa esta

serie, atestiguada en diferentes investigaciones (CUEVAS et al., 1982 y ELORZA et al., 1984), y más recientemente, muy cerca de la zona estudiada (RODRIGUEZ LAZARO et al., 1989). Todo ello hacia más evidente el interés por los resultados de un trabajo de este tipo.

Por otra parte, a lo largo de numerosos estudios realizados últimamente, en diferentes zonas de la cuenca (PUJALTE et al., 1988; PUJALTE et al., 1989a, b), hemos podido observar, en los materiales contemporáneos a esta serie, otro tipo de problemas, no solamente relacionados con fenómenos tectónicos, sino también con movimientos eustáticos. Estas caídas del nivel del mar, asociadas en algunos casos con episodios tectónicos sincrónicos (PUJALTE et al., 1989b), como ocurre con la que sucedió en la Zona de *P. pusilla*, dieron lugar a excavaciones, que en algunas ocasiones llegaron hasta materiales del Campaniense.

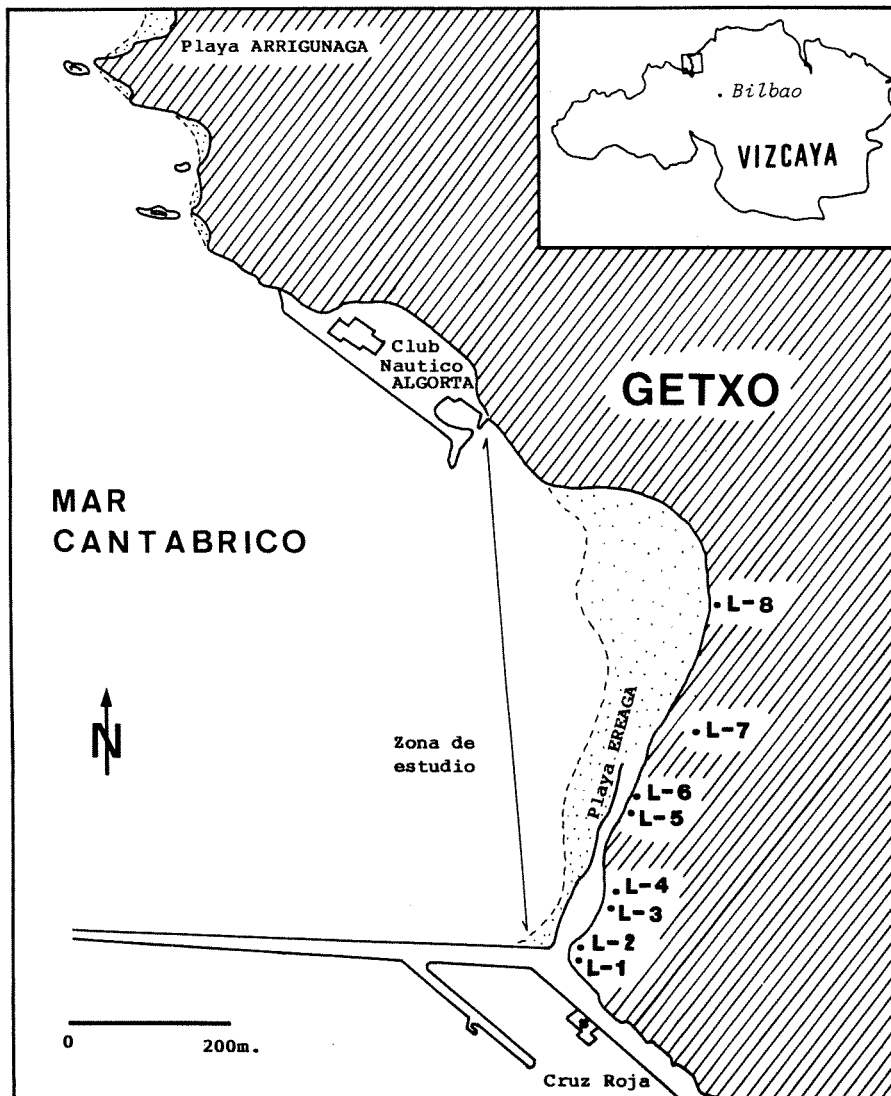


Fig. 1.- Situación geográfica de la serie estudiada, con localización de las muestras.

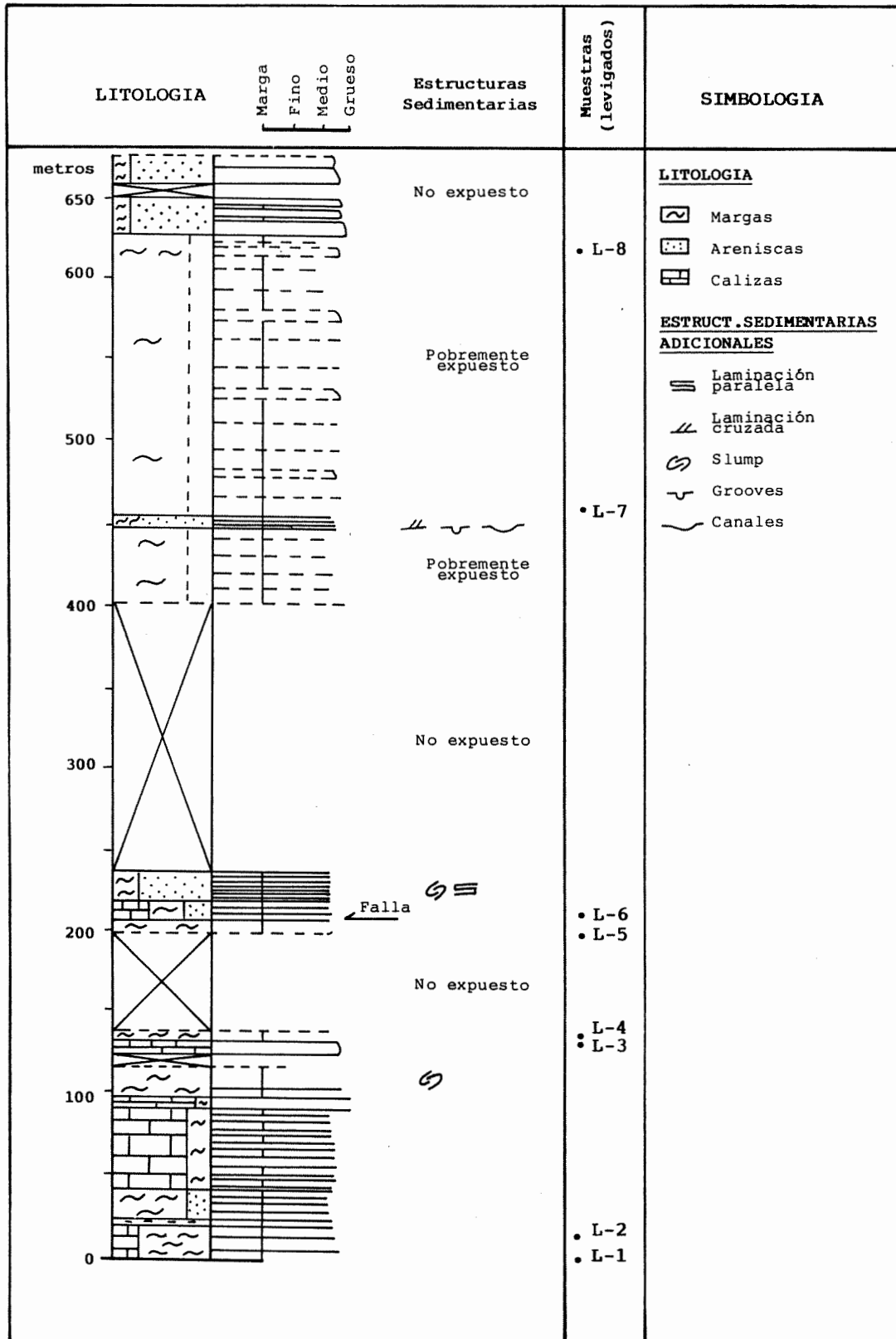


Fig. 2.- Columna estratigráfica del corte de la playa de Ereaga y situación de las muestras.

ESTRATIGRAFIA

La serie estratigráfica del corte de la Playa de Ereaga (Fig. 1) consta de unos 675 m. de potencia (Fig. 2) y, en función de sus litofacias, puede dividirse en tres claros tramos.

A) El primer conjunto, de unos 140 m. de espesor, consiste mayoritariamente en una alternancia en proporciones variables de margas (5-100 cm.) y margocalizas (5-40 cm.), grises. Inicialmente predominan las margas, mientras que posteriormente lo hacen las margocalizas. Hacia los 100 m. de columna, vuelven a predominar las margas, en donde destaca la presencia de colores rosados característicos, en algunas de ellas, y un nivel "slumpizado" de unos 40 cm. Los 10 m. finales, margosos, únicamente ofrecen colores grisáceos.

El origen, para las partes más carbonatadas, se atribuye a una lenta precipitación/decantación en la parte distal de una plataforma carbonatada tipo rampa o bien en una plataforma pelágica, durante un período de mar alto, mientras que las partes más arcillosas corresponderían a períodos de mar en ascenso.

B) Tras unos 60 m. cubiertos, se presenta el segundo tramo, de unos 420 m., que ofrece una pobre calidad de afloramiento. Consta de margas grises netamente mayoritarias, con numerosas (5 a 10/m.) y delgadas (1 a 5 cm.) intercalaciones amarillentas de areniscas (tamaño de grano fino y muy fino) y limolitas. Estas dos últimas presentan gran continuidad lateral, superficies planoparalelas, laminaciones cruzadas, paralelas y "convolutadas", "ripples", así como algún "groove", "bounce" y "skip". El escaso número de estas tres últimas estructuras, así como su dispersión, impide establecer paleodirecciones fiables de aportes. Ocasionalmente, algunas areniscas alcanzan los 25 cm., tamaño de grano medio y granoclasificaciones.

Como excepciones a esta alternancia se presentan bancos margocalizos y un nivel "slumpizado" en la base del tramo; un conjunto, de unos 10 m. y sin ciclicidad aparente, de areniscas medias (hasta 50 cm.), de grano grueso y microcantos hacia la base, con granoclasificaciones y con algunas suaves morfologías canaliformes, situado hacia la mitad del tramo; y por último, aisladas y gruesas areniscas (hasta 120 cm.) de grano grueso, con microcantos, planoparalelas y alguna estructura de escape de fluidos, en la mitad superior del tramo.

Es interesante señalar que las areniscas son silíceas, presentando un cemento carbonatado.

Estos depósitos corresponderían a una lenta decantación en una llanura submarina (facies G de MUTTI y RICCI LUCCHI, 1975/facies E1.1 o G2.1 de PICKERING et al., 1986), periódicamente interrumpida por corrientes de turbidez diluidas que depositarían las areniscas y limolitas turbidíticas (facies D₂/C2.3), y, muy ocasionalmente, por otras corrientes mucho más concentradas y energéticas, que depositaron las turbiditas más groseras y potentes (facies C2/C2.1 y C2.2), que pudieron llegar a crear erosiones canaliformes. Algunas otras, y debido a su velocidad de depósito, sufrieron un proceso de fluidificación (facies B1/B1.1). Queda claramente

reflejado, aun a "grosso modo" que estos últimos tipos de mecanismos, y por tanto de depósitos, fueron más frecuentes columna arriba.

C) El tercer conjunto, de unos 50 m., consta de potentes areniscas masivas (hasta 100 cm.), de tamaño de grano grueso y/o medio, con microcantos, estructuras "dish", planoparalelas y silíceas. Hacia la base se intercalan con niveles de margas grises, muy escasos posteriormente.

Su origen radicaría en un depósito instantáneo de corrientes de turbidez muy concentradas, que involucraría una gran cantidad de fluidos, los cuales al escapar originaron una fluidificación y homogeneización del sedimento previamente gradado (facies B1/B1.1). Hacia la base, estas corrientes estarían separadas entre sí temporalmente por períodos de lenta y fina decantación. Estos mecanismos de depósito tendrían lugar en la parte terminal de una zona canalizada de un abanico superior.

Claramente, este tercer tramo representa la base de las areniscas eocenas de Algorta (ORTEGA et al., 1989).

MICROPALAEONTOLOGIA (Foraminíferos planctónicos)

El muestreo realizado en la zona de estudio ha contado con algunos problemas, ya que una gran parte de la serie está cubierta y en los casos en los que existen buenos afloramientos encontramos una red metálica de protección contra la caída de piedras, que dificulta el mismo. De todas las muestras recogidas, finalmente se ha efectuado el análisis micropaleontológico de 8 de ellas. En las muestras del Paleógeno se han separado dos fracciones comprendidas entre 0.1-0.25 mm. y 0.25-0.5 mm., mientras que en las del Cretácico superior se ha obtenido otra más, entre 0.5 y 1 mm. Las asociaciones encontradas varían de unas a otras, estando todas ellas comprendidas entre el Cretácico superior y el Eoceno inferior. En general todas las muestras son bastante pobres en foraminíferos planctónicos, presentando además una conservación bastante deficiente en la mayor parte de ellas, a excepción de L-4 y L-5.

Las muestras L-1 y L-2 son las más pobres, estando además la microfauna bastante mal conservada. Esto ha hecho que no se haya podido encontrar o reconocer un mayor número de especies. En cualquier caso, se han podido distinguir, en ambas, especies como *Globotruncana linneiana*, *G. obliqua*, *G. arca*, *Globotruncanita stuartiformis* y *Rosita fornicata* entre otras, que nos caracterizan una edad comprendida entre el Campaniense medio y el Maastrichtiense inferior, pero sin poder especificar más, debido a la falta de especies índice (Fig. 3).

Las asociaciones presentes en las muestras L-3 y L-4, recogidas en las margas rojizas situadas por encima de la alternancia carbonatada, nos indican una edad Paleoceno medio en su parte alta, Zona de *Planorotalites pusilla*. Entre las especies más características encontradas se pueden citar *Eoglobigerina triloculinoides*, *E. pseudobulloides*, *E. linaperta*, *Planorotalites pusilla*, *P. laevigata* y *Morozovella angulata*.

Las especies encontradas en la muestra L-5, tales como *E.*

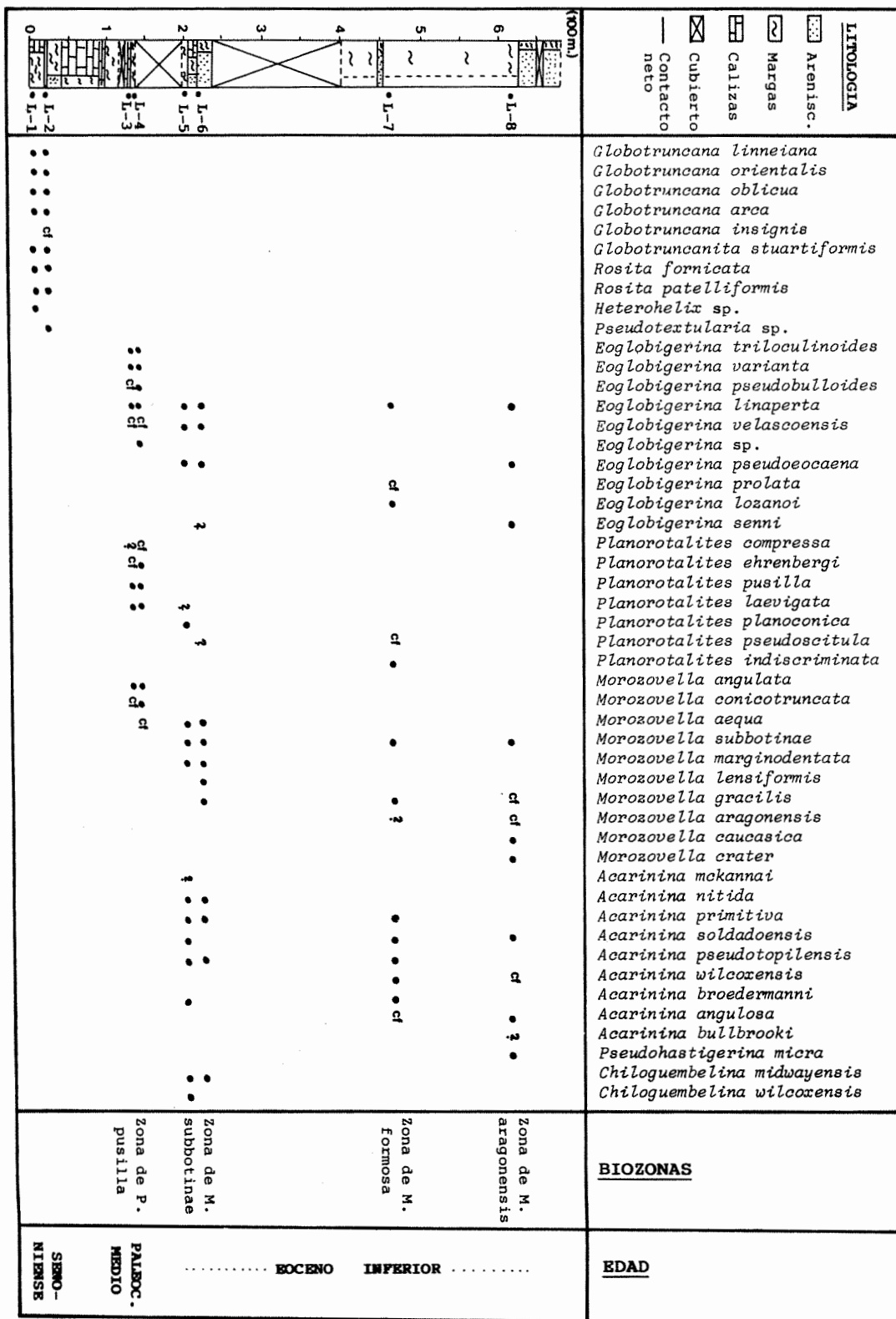


Fig. 3.- Distribución de los foraminíferos planctónicos a lo largo de la sección estudiada.

linaperta, *E. velascoensis*, *E. pseudoecaena*, *M. aequa*, *M. subbotinae*, *Acarinina nitida*, *A. pseudotopilensis* y *Chiloguembelina wilcoxensis* entre otras, así como la ausencia de especies del grupo de *M. velascoensis*, nos caracterizan el Eoceno inferior en su parte más baja, Zona de *M. subbotinae* (Subzona de *M. subbotinae*). La muestra L-6 muestra una asociación muy parecida, aunque se pueden encontrar además *M. lensiformis* y *M. gracilis*, por lo que habría que incluir esta muestra en la zona anterior, pero dentro de la Subzona de *M. lensiformis* (ORUE-ETXEBARRIA, 1983). Teniendo en cuenta las dataciones realizadas y comparando la potencia de la serie hasta este punto, con otras series completas, conocidas en diferentes puntos de la cuenca, hay que pensar que parte o partes de la serie no están representadas en este lugar.

En cuanto a L-7, presenta una asociación caracterizada por *E. linaperta*, *E. lozanoi*, *P. indiscriminata*, *M. subbotinae*, *M. gracilis*, *A. soldadoensis*, *A. pseudotopilensis*, *A. broedermanni* y formas probables de *M. aragonensis*, que nos delimita la Zona de *M. formosa*. Por último, la muestra L-8, tomada en las margas existentes por debajo del nivel de areniscas situado al final de la serie, presenta una asociación constituida por *E. linaperta*, *E. pseudoecaena*, *E. senni*, *M. subbotinae*, *M. caucasica*, *A. soldadoensis*, *A. angulosa* y *Pseudohastigerina micra*, siendo dudosa la presencia de ejemplares pertenecientes a *A. bullbrooki*. De acuerdo con esta asociación, pertenecería a la Zona de *M. aragonensis* (Subzona de *P. palmerae*), pero en el caso de encontrarse verdaderas *bullbrooki*, habría que incluirla en la parte baja de la Zona de *M. caucasica* (ORUE-ETXEBARRIA y APELLANIZ, 1985).

Además se han estudiado 3 muestras aisladas, situadas entre L-2 y L-3, que no aparecen señaladas en las figuras de este trabajo, ya que han sido recogidas aprovechando unas excavaciones realizadas un poco hacia el interior, por lo que es difícil indicar su localización exacta. Las dos más bajas han suministrado una microfauna del Maastrichtiense inferior-medio, mientras que la más próxima a L-3 presenta una asociación característica del Paleoceno medio (Zona de *Planorotalites pusilla*).

De acuerdo con las dataciones micropaleontológicas realizadas, es lógico pensar que las "Calizas del Danés" no estén presentes en esta sección, pasándose directamente desde unos materiales de edad Maastrichtiense medio o comienzos del Maastrichtiense superior, a otros de la parte alta del Paleoceno medio.

ENCUADRE REGIONAL

Tras el análisis de litofacies y el estudio micropaleontológico se puede encuadrar este afloramiento en el marco de los últimos trabajos regionales (PUJALTE et al., 1988, 1989b).

El primer tramo en que se dividía la columna, a pesar de cierta uniformidad litológica, presenta alguna complejidad de correlación. En efecto, su parte inferior, hasta los 100 m., incluyendo a techo un par de niveles de margas rosadas, pertenecería al regionalmente denominado "Flysch Cretácico superior"; o bien, en otra acepción, a la parte inferior de la

"Macrosecuencia Senoniense superior-Danés" (PUJALTE et al., 1988). El resto del tramo, hasta los 140 m. de columna, quedaría incluido en la "Secuencia Tanetiense" (PUJALTE et al., 1988), o "Macrosecuencia B (Danés superior-Tanetiense)" (PUJALTE et al., 1989b), en concreto a sus facies autóctonas de zonas de alto relativo, estando cubiertos sus depósitos más recientes.

Aunque estas dos partes del primer tramo, y por tanto también las macrosecuencias, se hallan separadas por una aparente continuidad sedimentaria a nivel de afloramiento, hay que destacar que, en cambio, no existen indicios de la parte superior de la "Macrosecuencia Senoniense superior-Danés inferior" (PUJALTE et al., 1989b), y por tanto de las características "Calizas del Danés". En función de los datos regionales, esto implicaría la total erosión de todos esos materiales, asociada a una importante caída relativa del nivel marino, en gran parte motivada por causas tectónicas regionales.

Por otra parte, destaca que existiendo una erosión tan apreciable, los depósitos superiores presenten facies autóctonas de grano fino, y no facies resedimentadas groseras (haciendo la salvedad del nivel "slumpizado").

El segundo tramo es de más fácil correlación. Claramente se asocia con la "Macrosecuencia Ypresiense" (PUJALTE et al., 1988) o "Macrosecuencia C (Ypresiense)" (PUJALTE et al., 1989b). Regionalmente se halla separado de los materiales inferiores por una suave discordancia cartográfica, asociada a un suave plegamiento regional, aunque en el corte dicho contacto esté cubierto. No obstante, y en función del espesor de la zona cubierta, unos 60 m., no parece probable la ausencia de depósitos del techo de la Macrosecuencia anterior y de la base de esta, hecho que sí ocurre en otros puntos de la Cuenca.

La principal particularidad local de esta Macrosecuencia consiste en la mayor similitud con las litologías del monoclinial de Gipuzkoa (turbiditas silíceas), que con las del Sinclinorio de Bizkaia (turbiditas carbonatadas); y como hecho secundario, la mayor potencia que el resto de los afloramientos.

Por último, el tercer tramo formaría la parte basal del llamado "Flysch Eoceno", cuyo desarrollo se puede observar en las contiguas areniscas de Algorta.

CONCLUSIONES

El corte de la Playa de Ereaga (Getxo) presenta una serie estratigráfica casi continua desde el Maastrichtiense hasta el Eoceno inferior, en su parte alta, y sin complicación tectónica remarcable.

La excepción es la ausencia de sedimentos comprendida entre el Maastrichtiense medio, parte alta (Zona de *Gansserina gansseri*) y el Paleoceno medio (Zona de *Planorotalites pusilla*). Además, tras esa ausencia, los depósitos paleocenos inmediatos no presentan facies resedimentadas groseras. Por último, las areniscas del Ypresiense son esencialmente silíceas, al contrario de lo que ocurre en el resto del sinclinorio de Bizkaia.

REFERENCIAS

- X. AGIRRE, X. ORUE-ETXEBARRIA y A. ARRIOLA (1987).– Contribución a un mejor conocimiento del tránsito Cretácico-Terciario y del Paleoceno en el flanco Norte del Sinclinorio de Bizkaia mediante los foraminíferos planctónicos. *Kobie*, 16, 185-214.
- E. APELLANIZ, M. A. LAMOLDA y X. ORUE-ETXEBARRIA (1983).– Posición estratigráfica de las “Calizas del Danés”, País Vasco. *Revista Española de Micropaleontología*, 15 (3), 447-455.
- J. CUEVAS, L. EGUILLUZ, R. RAMON-LLUCH y J. M. TUBIA (1982).– Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del Sinclinal de Oiz-Punta Galea (Vizcaya): Nota preliminar. *Lurralde (Investigación y Espacio)*, 47-61.
- J. ELORZA, X. ORUE-ETXEBARRIA y M. A. LAMOLDA (1984).– Existencia de una fracturación intensa en el área de Sopelana-Meñakoz. Tomo III. *I Congreso Español de Geología*, 177-188.
- E. de JORGE (1936).– El Eoceno en Vizcaya. *Not. y Común. Inst. Geol. Min. España*, 6, 91-101.
- M.A. LAMOLDA, X. ORUE-ETXEBARRIA y F. PROTO-DECIMA (1983).– The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Basque Country). *Zitteliana*, 10, 663-670.
- E. MUTTI y F. RICCI LUCCHI (1975).– Turbidite facies and facies associations. In: Examples of Turbidite Facies and Facies Association from selected Formations of the Northern Appennines. (Ed. E. Mutti, G.C. Parea, F. Ricci-Lucchi, M. Sagni, G. Ghibaudo y S. Jaccarino). *IX Int. Congr. Sedimen.*, Nice-75. Field Trip, A11, 21-36.
- J. F. ORTEGA RUEDA, M. M. SAENZ DEL BURGO, X. ORUE-ETXEBARRIA, J. M. BADILLO y F. GARCIA GARMILLA (1989).– Caracterización sedimentológica, petrológica y micropaleontológica de las areniscas del Paleógeno de Algorta (Bizkaia). *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava*, 4, 25-37.
- X. ORUE-ETXEBARRIA (1983).– Los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Sinclinorio de Bizkaia (Corte de Sopelana-Punta de la Galea). *Kobie*, 13, 175-249.
- X. ORUE-ETXEBARRIA y E. APELLANIZ (1985).– Estudio del límite Cuisiense Luteciense en la costa vizcaína por medio de los foraminíferos planctónicos. *Newsletters Stratigraphy*, 15 (1), 1-12.
- X. ORUE-ETXEBARRIA, M. A. LAMOLDA y E. APELLANIZ (1984a).– Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno vizcaíno y su bioestratigrafía. *Revista Española de Micropaleontología*, 16, 59-74.
- X. ORUE-ETXEBARRIA, M. A. LAMOLDA y E. APELLANIZ (1984b). Bioestratigrafía del Eoceno vizcaíno por medio de los foraminíferos planctónicos. *Revista Española de Micropaleontología*, 16, 241-263.
- K. K. PICKERING, D. W. S. TOW, H. P. WATSON y R. N. HISCOTT (1986).– Deep-Water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Review*, 23, 75-77.
- V. PUJALTE, S. ROBLES, X. ORUE-ETXEBARRIA y M. ZAPATA (1988).– Secuencias deposicionales del tránsito Cretácico-Terciario del surco flysch de la Cuenca Vasco-Cantábrica: relaciones con la tectónica y los cambios del nivel marino. *II Congreso Geológico de España*, Simposios, 251-259.
- V. PUJALTE, J. I. BACETA, S. ROBLES y X. ORUE-ETXEBARRIA (1989a).– Arquitectura de facies del flysch carbonatado paleoceno del sector de Eibar (Cuenca Vasca, Guipúzcoa y Vizcaya). *XII Congreso Español de Sedimentología*, Simposios, 157-166.
- V. PUJALTE, S. ROBLES, X. ORUE-ETXEBARRIA, M. ZAPATA y J. GARCIA PORTERO (1989b).– Influencia del eustatismo y la tectónica en la génesis de secuencias y macrosecuencias deposicionales del Maastrichtiense superior-Eoceno inferior de la Cuenca Vasca. *XII Congreso Español de Sedimentología*, Simposios, 147-156.
- P. RAT (1959).– Les Pays crétacés basco-cantabriques (Espagne). Thèse Doct. Sci. Dijon. *Publ. Univ. Dijon*, 18, 525 pp.
- J. RODRIGUEZ LAZARO, J. ELORZA, X. ORUE-ETXEBARRIA y J. AGIRRE (1989).– Materiales de edad Maastrichtiense en la serie eocénica del flanco SW del Sinclinorio de Bizkaia, Arrigunaga, N de Bilbao). *Kobie*, 18, 105-114.
- M. RUIZ DE GAONA (1946).– El Terciario Nummulítico fértil de Guecho (Vizcaya). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 16, 183-214.
- M. RUIZ DE GAONA y G. COLOM (1950).– Estudios sobre las sinecias de los foraminíferos eocénicos de la vertiente meridional del Pirineo (Cataluña-Vizcaya). *Estudios Geológicos*, 1 (12), 293-434.

