

Distribución estratigráfica de los episodios volcánicos submarinos del Albiense-Santonense en la Cuenca Vasca (sector Gernika-Plentzia, Bizkaia)

Stratigraphic distribution of Albian-Santonian submarine volcanic episodes in the Basque Basin (Gernika-Plentzia sector, Bizkaia)

L.M. Castañares, S. Robles y J.C. Vicente Bravo

Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Fac. de Ciencias, Univ. del País Vasco, Apartado de Correos 644, E-48080-BILBAO. ce: gpbcatel@lg.ehu.es

ABSTRACT

In the central domain of the Basque-Cantabrian Basin (Gernika-Plentzia sector) it has been characterized seven volcanic episodes, framed in the cretaceous alkali basaltic eruptive period. These comprise sheet lavas, pillow lavas, pillow breccias, primary stratified volcanoclastites, recycled volcanoclastites and volcanoclasts involved in purely epiclastic deposits. These volcanic episodes are framed in deep sea calciclastic/terrigenous turbidite systems and hemipelagic sediments ranging from upper Albian (episode 1 to 4), lower Cenomanian (episode 5), lowermost Turonian (episode 6) and uppermost Coniacian-lower Santonian (episode 7).

Their stratigraphic arrangement within the sequence stratigraphic framework, characterized in the turbidite/pelagic units, suggest that these volcanic episodes reach their climax at the base of the depositional sequences. The volcanic episodes are widespread developed on submarine paleohighs related to deep-seated faults trending N30/60 and N120/150 which bound basin block with high rates of differential subsidence. These evidences reinforce the hypothesis that both, the genesis of these volcanic episodes and sequence boundary development, are related to the same tectonic event.

Key words: submarine volcanism, Basque-Cantabrian Basin, Cretaceous, synsedimentary tectonics, volcanic facies, alkali basalts.

Geogaceta, 22 (1997), 43-46
ISSN: 0213683X

Introducción

El vulcanismo submarino de la Cuenca Vascocantábrica está asociado a depósitos de los sistemas turbidíticos y pelágicos del Albiense-Santonense, que ocupan la zona central y más profunda de la cuenca (Feuillée, 1983; Mathey, 1983 y 1986). Los materiales volcánicos son fundamentalmente de composición basáltica y presentan una neta afinidad alcalina y continental (Rossy, 1988). Este vulcanismo se ha relacionado con la apertura del Golfo de Bizkaia, apareciendo en la etapa de rift tardío y guardando una clara correspondencia con la fase de mayor movimiento relativo de la placa ibérica respecto de la europea (Olivet *et al.*, 1984), de manera que en el margen norte de aquella, desde los Pirineos Orientales hasta Galicia, se encuentran materiales magmáticos de edad Albiense-Santonense y afinidad alcalina (Lamolda *et al.*, 1983; Montigny *et al.*, 1986; Ancochea *et al.*, 1992).

El objetivo del presente estudio se ha centrado en diferenciar y caracterizar los episodios volcánicos del Albiense-Santonense que aparecen en el sector noroccidental del Sinclinatorio de Bizkaia (Fig. 1). Estos episodios volcánicos se

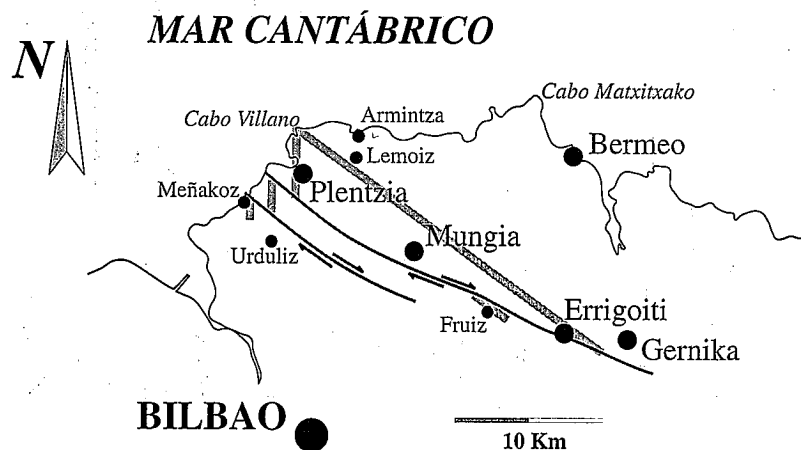


Fig. 1.- Mapa de situación en el que se muestran las localidades referidas en el presente trabajo, así como la posición aproximada del perfil de las figuras 2 y 3.

Fig. 1.- Situation map showing the mentioned locations and position of cross-section of the figures 2 and 3.

han contextualizado en el marco litoestratigráfico y bioestratigráfico de carácter general establecido por los autores para las unidades del Cretácico medio-superior, marcando su relación con las secuencias sedimentarias y las áreas tectono-

tratógraficas preferenciales donde aparecen los materiales volcánicos. El estudio se apoya en trabajos estratigráficos y sedimentológicos realizados tanto en los depósitos turbidíticos y pelágicos/hemipelágicos albosantonenses como

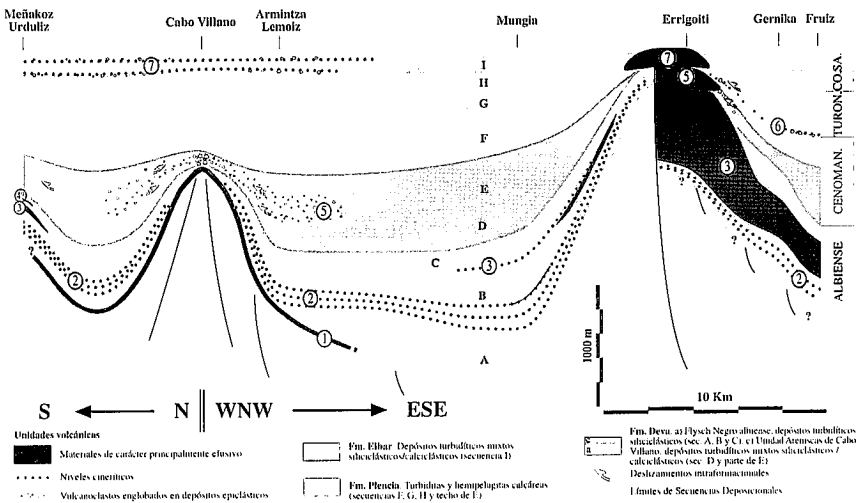


Fig. 2.- Diagrama litoestratigráfico que muestra la distribución espacial de los episodios volcánicos y su relación con paleoaltos submarinos. Secuencias deposicionales: A) S. Jata, B) S. Matxixako-Armintza, C) S. Larragan, D) S. Cabo Villano, E) S. Lemoiz, F) S. Saratxaga, G) S. Astondo, H) S. Matxilando, e I) S. Arribazala. Los números representan los sucesivos episodios volcánicos aducidos en el texto. El Episodio Volcánico de Armintza (1) muestra su escala vertical exagerada.

Fig. 2.- Lithostratigraphic diagram showing the distribution of the volcanic episodes and their relations with tectonically induced submarine paleohighs. Depositional sequences: A) Jata S., B) Matxixako-Armintza S., C) Larragan S., D) Cabo Villano S., E) Lemoiz S., F) Saratxaga S., G) Astondo S., H) Matxilando S., and I) Arribazala S. The encircled numbers stand for the consecutive volcanic episodes adduced in the text. Note that the Armintza Volcanic Episode (1) is displayed with exaggerated vertical scale.

en los materiales volcánicos intercalados en ellos (Robles *et al.*, 1988, 1989 y 1992; Vicente Bravo y Robles, 1995; Castañares y Robles, 1995; Castañares *et al.*, en prep., a y en prep., b). La bioestratigrafía y cronoestratigrafía de las unidades litoestratigráficas que engloban a los episodios volcánicos se ha establecido por medio del estudio de ammonites, nanoplancton calcáreo, foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos bentónicos, así como por medio de referencias de otros trabajos (Lamolda *et al.*, 1983; EVE, 1990).

Facies y episodios volcánicos

Las diferentes facies constituyentes de los materiales volcánicos en el área de estudio las hemos subdividido en dos grupos principales, facies sin-volcánicas y facies post-volcánicas.

En el grupo de facies sin-volcánicas, englobamos todas aquellas que están ligadas genéticamente a los procesos volcánicos, bien efusivos o explosivos y por tanto son sincrónicas con los eventos volcánicos que las producen. Seguidamente se indican las características esenciales de cada una de las facies incluidas en este grupo.

-**Coladas Planares.** Depósitos tabulares constituidos de base a techo por lava vesicular, lava masiva o con disyunción columnar y lava muy vesicular, desarrollándose en ocasiones a

techo acúmulos de lavas escoriaceas y/o finos niveles hialoclásticos. La potencia de los eventos individuales puede oscilar entre 1 y 42 m y su extensión lateral al menos es de algunos centenares de metros.

-**Pillow lavas.** Depósitos de morfología externa muy irregular, constituidos internamente por lavas con morfología almohadillada y un porcentaje muy bajo de material hialoclástico. Las almohadillas presentan diámetros medios de 40 cm y la potencia de los paquetes individuales suele ser muy irregular, encontrándose espesores entre 1 y 90 m. Lateralmente pueden extenderse hasta un máximo comprendido entre cientos y miles de metros.

-**Pillow brechas.** Son depósitos masivos compuestos por acumulaciones caóticas de clastos volcánicos e hialoclastos. Presentan escasa continuidad lateral, aunque pueden alcanzar algo más de un centenar de metros de espesor.

-**Vulcanoclastitas estratificadas primarias.** Consisten en niveles estratificados de material piro- o hialoclástico, ligados genéticamente a procesos volcánicos explosivos o efusivos.

En el grupo de facies post-volcánicas o sin evidencias de sin-vulcanismo, incluimos tanto las facies volcánicas reelaboradas y sedimentadas a partir de flujos gravitacionales, como los depósitos vulcanoclásticos cuyo sincronismo con eventos volcánicos no es evidente.

-**Vulcanoclastitas recicladas.** Depósitos de

composición vulcanoclástica cuyos granos desarrollan una incipiente maduración textural (sobre todo redondeamiento), desarrollando en ocasiones composición mixta entre clastos volcánicos de diferentes orígenes y clastos terrígenos o calciclásticos.

-**Vulcanoclastos englobados en depósitos puramente epiclásticos.** Depósitos gravitacionales de dominio epiclástico genética y composicionalmente que engloban material volcánico desde tamaño arena a bloque. Estos depósitos se originan a partir de flujos de tipo *debris-flow* o corrientes turbidíticas de densidad variable.

Las facies descritas aparecen aisladas o, lo que es más frecuente, asociadas entre sí, formando episodios volcánicos intercalados en la sucesión estratigráfica del Albiense-Santonense. Hemos diferenciado siete episodios volcánicos que, en función de su extensión, espesor y procedencia (localización de la zona o zonas de aporte magmático), hemos subdividido en: tres episodios principales (1, 3 y 7), dos de carácter local (4 y 5) y otros dos de posible origen externo (2 y 6) (Figs. 2 y 3).

1) Episodio volcánico de Armintza. Está compuesto por *pillow* lavas, *pillow* brechas y vulcanoclastitas *s.l.* Se extiende a lo largo de todos los afloramientos de la mitad occidental del área de estudio (subcuenca Armintza-Plentzia) y no se ha observado en la mitad oriental del área, aunque ello pudiera deberse a limitaciones de afloramiento. El espesor medio es de 4 m, siendo superior en la zona de Cabo Villano (8-10 m).

Se sitúa entre las facies turbidíticas del Flysch Negro (Fm. Deva), en la base de la Secuencia Jata de Robles *et al.* (1989). Bioestratigráficamente se localiza muy próximo a los límites de biozonas *cristatum*/*pricei* (*sensu* Latil, en Hoedemaker y Bulot, 1990), *columnatal achlyasteurion* (*sensu* Erba, 1988) y *primitival breggiensis* (*sensu* Caron, 1985). Con base en estos criterios consideramos que pertenece a la parte inferior del Albiense superior.

2) Episodio cinerítico de Armintza. Está constituido fundamentalmente por niveles cineríticos de orden centimétrico, bien de composición totalmente vulcanoclástica o bien mezclados con sedimentos terrígenos. Un evento de espesor anormal (en torno a 1 m) ha podido ser cartografiado en toda la subcuenca de Armintza-Plentzia (~5 Km). El episodio cinerítico en conjunto se ha podido observar a lo largo de todo el área de estudio, desde Armintza hasta Errigoti (Fig. 2).

Al igual que el episodio 1, se intercala entre las facies turbidíticas del Flysch Negro, concretamente en la mitad inferior de la Secuencia Matxixako-Armintza de Robles *et al.* (1989). Bioestratigráficamente corresponde a la parte superior de la Biozona *breggiensis* y gran parte de la de *subticinensis* (Fig. 3).

Su origen genético no ha sido bien establecido debido a que estos niveles se presentan siem-

pre muy alterados, sin embargo no se han encontrado materiales efusivos relativos dentro del área estudiada (¿nivel métrico de Mungia?), por lo que suponemos un origen externo. A pesar de su alteración, el hecho de encontrar niveles puramente vulcanoclásticos dentro de un área de sedimentación turbidítica activa nos induce a pensar en eventos no discordantes con pulsos de actividad magmática.

3) Episodio volcánico de Fruiz. Este episodio es el más importante en cuanto a extensión de afloramiento, espesor, diversidad de facies y secuencias volcánicas internas (Castañares y Robles, 1995; Castañares *et al.*, en prep., a).

En este episodio las facies son muy diversas y varían de unas zonas a otras, dominando *pillow* lavas y vulcanoclastitas estratificadas primarias en áreas como Errigoiti, Gernika y Meñakoz, mientras que en Fruiz dominan coladas planares y en Mungia vulcanoclastitas *s.l.*

El espesor de los materiales de este episodio varía desde unos 600 m en Errigoiti hasta su acunamiento total en el sector de Arminza.

También se intercala entre los depósitos del Flysch Negro, situándose próximo al límite de la Secuencia Larragan (Castañares *et al.*, en prep., b). Bioestratigráficamente corresponde a la parte superior de la Biozona *ticinensis* y a la parte media de la Zona *dispar* (parte superior de subzona *blancheti* e inferior de subzona *dispar*), por lo que aproximadamente su edad es Vraconiense inferior.

4) Episodio superior de Meñakoz. Este episodio exclusivamente aparece en un afloramiento local (Meñakoz), consistente en un nivel métrico de vulcanoclastitas groseras.

Se intercala en las Margas de Baztegieta (Fm. Deva, Fig. 2) y bioestratigráficamente aparece dentro de la Biozona *appenninica* y Zona *dispar*, subzona *dispar* (Fig. 3).

Este episodio se encuentra muy cercano lito- y bioestratigráficamente a la extrema parte superior del episodio 3, sin embargo debido a su intercalación dentro de las Margas de Baztegieta nos hemos inclinado por situarlo de forma independiente.

5) Episodio volcánico de Metxika. Está constituido en el área de Errigoiti-Metxika por materiales efusivos de facies *pillow* brechas, vulcanoclastitas estratificadas primarias y *pillow* lavas, evolucionando hacia Gernika a vulcanoclastitas reelaboradas. En el área de Arminza-Cabo Villano se pueden encontrar grandes bloques volcánicos englobados en areniscas conglomeráticas depositadas a partir de corrientes turbidíticas de alta densidad. Esta unidad sedimentaria es muy energética, pudiendo ser los materiales volcánicos reelaborados de episodios volcánicos precedentes y no estar por tanto ligados genéticamente al vulcanismo de Metxika, aunque sí litoestratigráficamente.

Se sitúa dentro de las Areniscas de Cabo Villano, última unidad de la Fm. Deva. Bioestratigráficamente corresponde a la Biozona

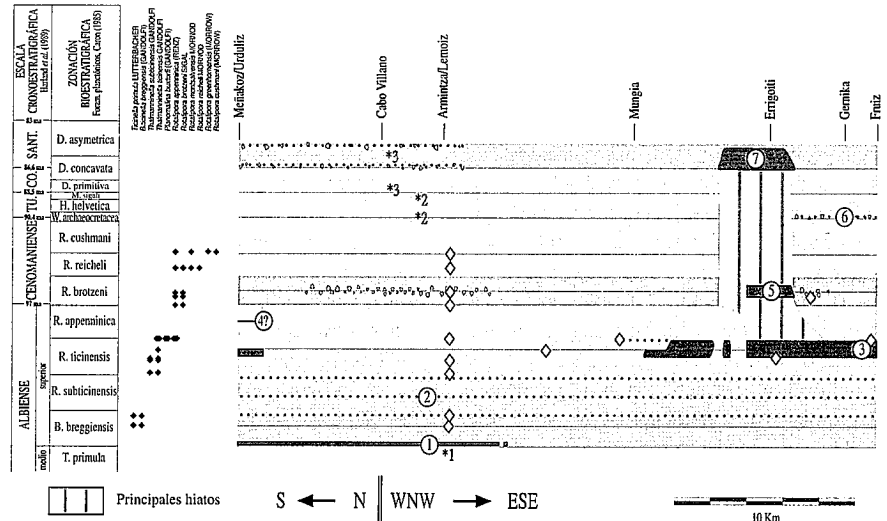


Fig. 3.- Diagrama cronoestratigráfico de los episodios volcánicos y unidades sedimentarias que los engloba. Con rombos se indica la localización de las muestras de campo más representativas del análisis paleontológico desarrollado (basado en foraminíferos planctónicos). En la parte izquierda del diagrama se muestra la distribución vertical de los marcadores bioestratigráficos, lo que justifica su correspondencia con la biozonación de Caron (1985). *1: datación basada en ammonites y nanoplancton (texto). *2: datación basada en nanoplancton. *3: datación basada en EVE (1990). Se aplica la misma leyenda de la figura 2.

Fig. 3.- Chronostratigraphic diagram of the volcanic episodes and the adjacent sedimentary units. Rombe-ticks show the location of selected samples for paleontologic analysis (based on planktonic foraminifera). In the left side of diagram it's indicates the vertical distribution of biostratigraphic markers which justify the zonal assemblage of planktonic foraminifera (Caron, 1985). *1: dating based on ammonites and nanofossils (in text). *2: nanoplankton age determination. *3: dating based on EVE (1990). It's applied the same legend as figure 2. Fig. 1.- Mapa de situación en el que se muestran las localidades referidas en el presente trabajo, así como la posición aproximada del perfil de las figuras 2 y 3.

brotzeni, de edad Cenomaniense inferior.

6) Episodio vulcanoclástico de Gainko.

Consiste en niveles cineríticos centimétricos y brechas sedimentarias métricas que engloban materiales volcánicos. Ausentes en el área de Arminza-Mungia, sólo se han observado en la subcuena de Gernika-Fruiz. Consideramos las brechas sedimentarias con clastos volcánicos ligadas a la reelaboración de materiales volcánicos previos, mientras que algunos de los depósitos cineríticos pueden representar aportes vulcanoclásticos, quizá sin-volcánicos, externos al área de estudio. De hecho en la zona de Itziar (35 Km al E del área de estudio) aparecen niveles vulcanoclásticos de la misma edad (Lamolda *et al.*, 1983).

Se sitúa entre las facies calcáreas turbidíticas y pelágicas de la Fm. Plencia, perteneciendo a la base del Turoniense.

7) Episodio volcánico de Errigoiti. Las facies dominantes son: a) en el área de Errigoiti principalmente *pillow* lavas y *pillow* brechas que alcanzan 170 m de potencia, b) en el área de Barrika, brechas sedimentarias con clastos lávicos y vulcanoclastitas, algunas de las cuales pudieran ser de carácter primario. De hecho en este último área se han observado numerosos afloramientos de rocas basálticas entre materiales de edad Santoniense, sin embargo la mala calidad

de los afloramientos y la fuerte complejidad tectónica no ha permitido discernir si corresponden a materiales intrusivos o efusivos.

Se encuentra litoestratigráficamente en el extremo techo de la Fm. Plencia y en la base de las Margas y Areniscas de Barrika (base de Fm. Eibar). Bioestratigráficamente pertenecen a la Biozona *concovata* y base de *asymetrica*, correspondiendo al extremo techo del Coniaciense y mitad inferior del Santoniense.

Relaciones del vulcanismo con las unidades litoestratigráficas adyacentes: significado tectonoestratigráfico

Los diferentes episodios volcánicos del área de Gernika-Plentzia presentan una distribución litoestratigráfica, cronoestratigráfica y espacial específica. El análisis de esa distribución puede ayudar a realizar una interpretación genética de los episodios volcánicos, encuadrados en el contexto tectonoestratigráfico de estas zonas más profundas de la Cuenca Vascoacantábrica.

Los episodios volcánicos descritos aparecen relacionados fundamentalmente con los límites litoestratigráficos de carácter secuencial, mientras que espacialmente están asociados y tienen mayor desarrollo en los bordes de bloques tectónicamente activos durante la sedimentación.

Situación litoestratigráfica. Los cuatro episodios volcánicos que desarrollan materiales efusivos (1, 3, 5 y 7) están ligados a rupturas importantes en la sedimentación, que marcan límites de secuencias deposicionales establecidos por los autores en los sistemas turbidíticos siliciclásticos y calciclásticos (Robles *et al.*, 1989 y 1992; Castañares *et al.*, en prep., b). Por otro lado, los episodios volcánicos de menor rango, como el 2 y el 6 también se sitúan cercanos a límites de secuencias deposicionales, mientras que el episodio 4, de no formar parte del 3, se encontraría alejado de límites de secuencia (Fig. 2).

Localización paleogeográfica. Los materiales volcánicos tienen su foco, la máxima potencia y el mayor carácter primario de los eventos en zonas de alto relativo, donde la subsidencia diferencial respecto de áreas adyacentes es muy elevada. El carácter de alto relativo de dichas zonas de la cuenca marina se deduce de fenómenos estratigráficos y sedimentarios tales como: a) condensación de las unidades sedimentarias, b) hiatos deposicionales que pueden llegar a ser muy prolongados, c) superficies de *onlap* marino, d) fallas sinsedimentarias muy abundantes, y e) inestabilidades sedimentarias con desarrollo de brechas y facies *slump*izadas hacia los bordes (Fig. 2).

A estas características habría que añadir las aportadas por el propio vulcanismo: a) desarrollo de materiales intrusivos, y b) grandes acumulaciones de materiales volcánicos primarios, principalmente efusivos, aunque en menor medida pueden producirse facies de origen explosivo (Fig. 2).

Por el contrario, fuera de estas áreas de localización preferencial del vulcanismo, los materiales volcánicos son: a) menos potentes y más diseminados entre facies puramente turbidíticas, y b) las facies volcánicas son fundamentalmente de tipo clástico, siendo la mayor parte producto de reelaboración epiclástica. Las facies volcánicas primarias que alcanzan estas áreas durante episodios expansivos del vulcanismo son, casi con exclusividad, coladas planares, *pillow* lavas y vulcanoclastitas primarias de origen piroclástico.

Este conjunto de datos nos enmarca el vulcanismo submarino del área de Gernika-Plentzia dentro de un contexto de tectónica de carácter distensivo ligada a accidentes profundos con direcciones N30/60, principal, y N120/150, situándose los aportes magmáticos y el mayor depósito volcánico próximos a límites de bloques tectónicos de actuación sinsedimentaria. A su vez, la ubicación de los principales episodios volcánicos de la zona, en la base o cerca del límite basal de determinadas secuencias deposicionales definidas en los sistemas turbidíticos, nos hace pen-

sar en un factor genético común para ambos. Así, periodos o pulsos tectónicos de carácter al menos regional, generarían secuencias deposicionales de origen tectónico, a la vez que un episodio magmático principal.

Conclusiones

1.- En el sector de Gernika-Plentzia, situado en la zona central de la Cuenca Vascoacántbrica, se han diferenciado y caracterizado siete episodios volcánicos submarinos principales, constituidos por facies de: coladas planares, *pillow* lavas, *pillow* brechas, vulcanoclastitas estratificadas primarias, vulcanoclastitas recicladas y vulcanoclastos englobados en depósitos puramente epiclásticos.

2.- El estudio litoestratigráfico detallado de las unidades sedimentarias en las que se engloban los diferentes episodios volcánicos ha permitido conocer, tanto la distribución vertical y areal de éstos como las relaciones físicas entre ambos tipos de unidades. Por otra parte, el análisis bioestratigráfico ha permitido conocer la distribución cronoestratigráfica precisa de cada uno de los episodios volcánicos, así como establecer los límites del vulcanismo en el sector estudiado, situándose la primera manifestación volcánica muy próxima a la aparición de *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI) (parte inferior del Albiense superior) y la última dentro de la *Biozona asymetrica* (Santonense).

3.- Los episodios volcánicos tienen un máximo desarrollo en zonas de alto sedimentario delimitadas por accidentes tectónicos de direcciones N30/60 y N120/150 y se sitúan próximos a la base de determinadas secuencias deposicionales definidas en los sistemas turbidíticos, por lo que puede suponerse que tanto el episodio volcánico como la secuencia deposicional correlativa pueden estar relacionados genéticamente con el mismo pulso tectónico.

Agradecimientos

Queremos agradecer de forma muy especial al Dr. José Ramírez del Pozo por la determinación de foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos, sin la cual este trabajo no se habría llevado a cabo. También agradecemos a los doctores L. Bulot, A. Gorostidi y X. Orue-Etxebarria por la determinación de ammonites, nanoflora y foraminíferos, respectivamente, así como al Ente Vasco de la Energía por permitirnos el acceso a su documentación. En el aspecto petrológico ha sido de mucha ayuda la colaboración de los doctores D. Gimeno, F.J. Pérez-Torrado y M. Carracedo.

Este trabajo es una contribución al Proyecto de Investigación del Gobierno Vasco PI GV 95/60.

Referencias

- Ancochea, E., Huertas, M.J., Ibarrola, E. y Snelling, N. (1992): *Rev. Soc. Geol. España*, v. 5, (3-4): 65-71
- Caron, M. (1985): *En: Plankton Stratigraphy* (H.M. Bolli, J.B. Saunders y K. Perch-Nielsen eds.), Cambridge University Press. v. 1: 17-86
- Castañares, L.M. y Robles, S. (1995): *Libro de Comunicaciones del XIII Congreso Español de Sedimentología*, 27-28
- Castañares, L.M., Robles, S. y Vicente Bravo, J.C. (en prep., a).
- Castañares, L.M., Vicente Bravo, J.C. y Robles, S. (en prep., b).
- Erba, E. (1988): *Riv. It. Paleont. Strdt.*, v. 97 (3-4): 455-485
- EVE (1990): *Doc. Mapas Geol. 1:25000 País Vasco*, inédito.
- Feuillée, P. (1983): *Mém. Géol. de l'Univ. Dijon*, 79-82
- Hoedemaker, Ph.J. y Bulot, L. (1990): *Géol. Alpine*, v. 66: 123-127
- Lamolda, M., Mathey, B., Rossy, M. y Sigal, J. (1983): *Estudios Geol.*, v. 39: 151-155
- Mathey, B. (1983): *Mém. Géol. de l'Univ. Dijon*, v. 9: 83-96
- Mathey, B. (1986): *Thèse Doctorat d'Etat, Centre des Sci. Terre, Univ. de Bourgogne*, 403 p.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M. y Thuizat, R. (1986): *Tectonophysics*, v. 129: 257-273
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Bouzart, P. y Auzeende, J.M. (1984): *Repport Soc. C.N.E.X.O.*, Brest.
- Robles, S., Pujalte, V. y García-Mondéjar, J. (1988): *Rev. Soc. Geol. España*, v. 1, (3-4): 409-441
- Robles, S., Pujalte, V., Vicente, J.C. y Quesada, S. (1989): *XII Congreso Español de Sedimentología*, 1989. Guía Excursiones Geológicas. n. 4: 125-176
- Robles, S., Vicente Bravo, J.C. y Pujalte, V. (1992). *REPSOL*, Informe inédito.
- Rosy, M. (1988): *Thèse, U.F.R. des Sc.s et des Tech. de l'Univ. Franche-Comte*, 429 p.
- Vicente Bravo, J.C. y Robles, S. (1995): *En: Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*. (K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi y R.D.A. Smith eds.), Chapman y Hall, London. 216-226