

Implicaciones geológicas de la presencia de mármoles con escapolita en el Sinclinorio de Vizcaya

Geological implications of scapolite-bearing marbles in the Biscay Synclinorium

J. Cuevas, A. Aranguren, J.M. Badillo y J.M. Tubía

Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao.

ABSTRACT

We report by the first time the finding of scapolite-bearing marbles in the Southern limb of the Biscay Synclinorium (Basque-Cantabrian basin). Marbles are found as layers or fragments in Triassic evaporites. I. Evaporitic rocks an antiform cut across by crop out in transversal faults. The presence of such marbles lead us to propose a new location for the prolongation of the North Pyrenean Fault in western sectors of the Basque-Cantabrian basin.

Key words: marbles, Biscay Synclinorium, North Pyrenean Fault.

Geogaceta, 22 (1997), 51-54
ISSN: 0213683X

Introducción y situación geológica

Los Pirineos forman una cadena que se extiende unos 500 km en dirección Este-Oeste, entre el Mar Mediterráneo y el Mar Cantábrico, y se prolonga a través de la Cuenca Vasco-Cantábrica hasta el margen continental Nord-Ibérico. Una de sus estructuras más representativas es la Falla Nord-Pirenaica (FNP) que, con una longitud superior a los 300 km, separa la Zona Axial al Sur de la Zona Norpirenaica al Norte, en los Pirineos Orientales y Centrales. Es justamente en esos sectores donde la FNP está bien definida y presenta sus rasgos más distintivos, entre los que cabe reseñar: 1) su trazado subvertical, jalonado por escamas tectónicas del manto superior (herzolitas) y de materiales de una corteza continental baja (granulitas) y/o intermedia (migmatitas, gneisses...), 2) metamorfismo mesozoico de baja presión-alta temperatura, 3) esquistosidad, 4) un salto vertical de la Moho de 10 a 15 km (Daignières *et al.*, 1982; Roure *et al.*, 1989), con diferentes direcciones de anisotropía sísmica en el manto (Vauchez y Barruol, 1996).

La continuación de la FNP en los Pirineos Occidentales se encuentra sujeta a discusión (Choukroune, 1976; Azambre y Rossy, 1976; Hall y Johnson, 1986), debido a la carencia de afloramientos de la Zona Axial. Los trabajos de Lamare (1936), aportaron la primera cartografía de un accidente al Oeste de la falla de Pamplona, denominada *frente del Manto de los Mármoles* («le

front de la Nappe des Marbres»), con serpentinitas, gneisses y migmatitas asociadas en la escama de Ciga. Este accidente ha sido correlacionado con la FNP (Choukroune, 1976; Walgenwitz, 1976; Choukroune y Mattauer, 1978) y se denomina en la actualidad como Falla de Leitza (Llanos, 1980; Martínez-Torres, 1989; Mendía y Gil Ibaguchi, 1991). Otros autores han propuesto un trazado bastante más septentrional para la FNP en los Pirineos Occidentales (Hall y Johnson, 1986). En resumen, el trazado occidental de esta estructura es controvertido, aunque una mayoría de investigadores coinciden en que la propuesta de Choukroune (1976) es válida, a grandes rasgos, hasta el sur de Tolosa (Fig. 1A). Su prolongación desde esta población hasta la costa es problemática, y varios autores han considerado que podría coincidir aproximadamente con los afloramientos de las rocas ígneas de composición alcalina y de edad Cretácica, del flanco norte del Sinclinorio de Vizcaya (Azambre y Rossy, 1976; Cuevas *et al.*, 1981; cartografía de síntesis 1:200.000 del E.V.E. e I.T.G.E., 1991). Esta propuesta se fundamenta en que las rocas ígneas han debido de ascender hasta la superficie a través de una importante fractura, aunque el trazado cartográfico de dichos afloramientos no presenta una continuación formal con la Falla de Leitza.

La FNP es primordial en todas las reconstrucciones de tectónica global para los Pirineos, ya que se considera como un im-

portante límite de placas pre-Mesozoico (para una revisión véase Olivet, 1996) entre Iberia y Europa. Este hecho es tanto más relevante, por cuanto en todas las reconstrucciones de placas y modelos cinemáticos para la apertura del Golfo de Vizcaya es necesario ubicar este accidente y, por lo tanto, considerar su prolongación hasta la cornisa cantábrica, distante más de 100 km hacia el Oeste de la zona objeto de nuestro estudio. En este trabajo presentamos los primeros datos sobre la presencia de rocas metamórficas en el Sinclinorio de Vizcaya y discutimos diversos criterios de índole regional que, a nuestro entender, prueban que el trazado del accidente Norpirenaico desde el Oeste de Tolosa hacia el Mar Cantábrico, debe desplazarse a una posición más meridional que la considerada hasta el momento.

Descripción de las rocas metamórficas

El Sinclinorio de Vizcaya, uno de los principales rasgos estructurales de la Cuenca Vasco-Cantábrica, es un estructura vergente al Norte, que pliega estructuras previas, como cabalgamientos y pliegues isoclinales también vergentes al Norte (Cuevas *et al.*, 1982). Al Norte de Vergara aflora el cierre periclinal del Sinclinorio de Vizcaya (Fig. 1B), desarrollado fundamentalmente en margas y margocalizas del Cretácico Superior y en las rocas ígneas intercaladas. En ese sector se localizan además varios afloramientos de rocas de edad

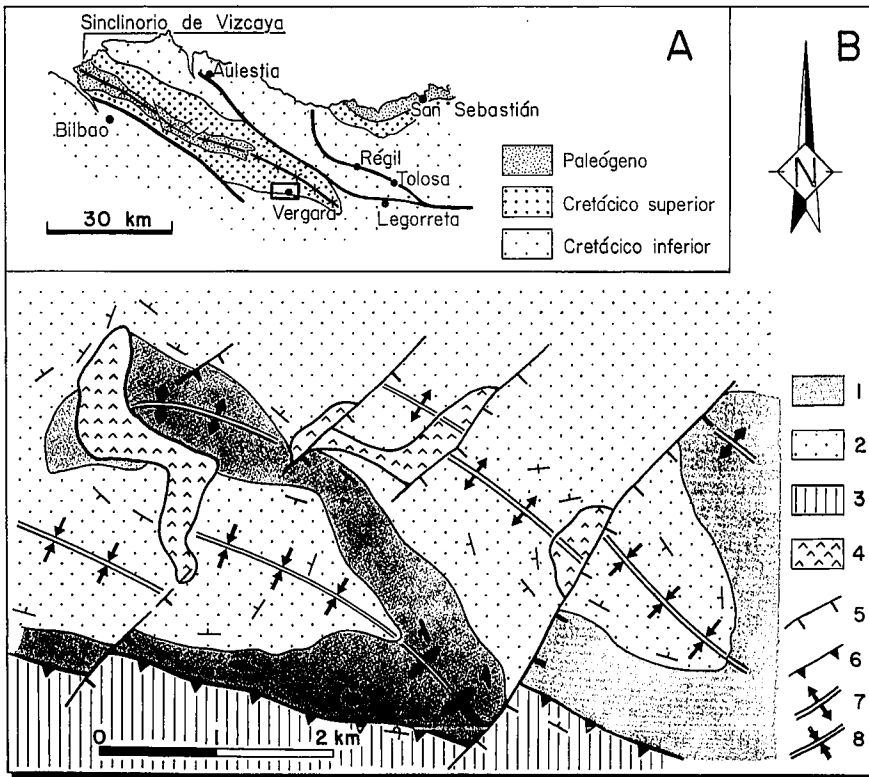


Fig. 1.-A: Localización del área estudiada (zona enmarcada) en el sector septentrional de la Cuenca Vasco-Cantábrica. B: Mapa geológico simplificado del área estudiada. 1) materiales del Complejo Volcánico (Cretácico medio y superior), 2) margas y calizas (Cretácico medio y superior), 3) lutitas negras y areniscas (Cretácico inferior y medio), 4) rocas evaporíticas (Triásico) con fragmentos de mármoles con escapolita, 5) falla normal, 6) falla inversa, 7) anticlinal y 8) sinclinal. Los materiales triásicos afloran en el núcleo de un anticlinal seccionado por fallas transversales. Vergara ocupa casi completamente el mayor afloramiento de materiales Triásicos.

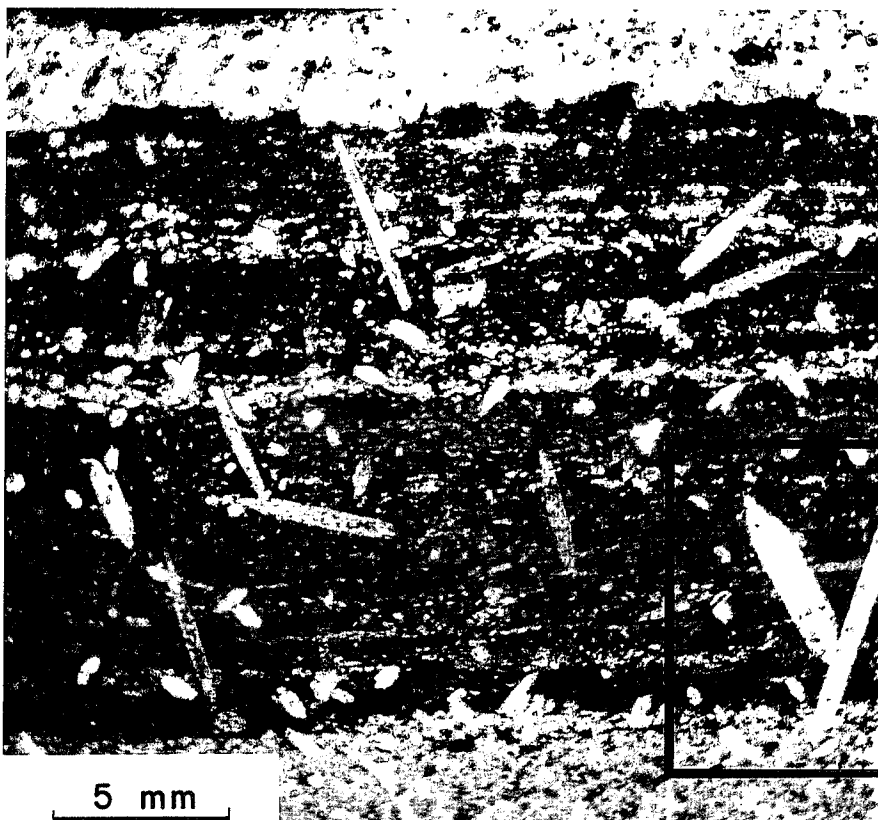
Fig. 1.-A: Location of the area studied in the northern portion of the Basque-Cantabrian Basin. B: Simplified geological map of the area studied. 1) Volcanic rocks (Middle to Upper Cretaceous), 2) marls and limestones (Middle to Upper Cretaceous), 3) black shales and sandstones (Lower and Middle Cretaceous), 4) evaporitic rocks (Triassic) with blocks of scapolite-bearing marbles, 5) normal fault, 6) reverse fault, 7) anticline, and 8) syncline. Outcrops of evaporites are found in the core of an anticline cut off by transversal faults. Most of the largest outcrop of triassic rocks is hidden below the town of Vergara.

Triásica, que incluyen margas y arcillas rojas y blancas, con niveles delgados de yeso, sulfuros, fluorita y niveles de carbón. La figura 1B muestra que existe un fuerte control estructural en la distribución y morfología de estos afloramientos, relacionados con la presencia de pliegues anticlinales menores y con la intersección de sistemas de fallas longitudinales y transversales a dichos pliegues.

En relación con estos afloramientos de materiales triásicos se encuentran también niveles y fragmentos de mármoles. Los niveles de mármoles, presentan potencias métricas y están concentrados preferentemente hacia el techo de las masas de evaporitas, mientras que los bloques de mármoles aparecen aislados en las arcillas. En muestra de mano, los mármoles present-

Fig. 2.- Mármol con escapolita. Nótese el hábito de prismas bipiramidales de numerosos cristales, su crecimiento al azar y el control composicional sobre la blastesis de los mismos.

Fig. 2.- Scapolite-bearing marble. Idiomorphic crystals show a random orientation. Note that scapolite is restricted to the dark layer suggesting a compositional control on its growth.



tan minerales de hábito prismático, desorientados y con tamaños que oscilan entre 1 y 5 mm; ocasionalmente, aparecen mármoles con haces fibrosos de tremolita que superan los 15 cm.

Las asociaciones minerales más frecuentes halladas en los mármoles incluyen: escapolita + calcita ± moscovita, tremolita + moscovita + calcita, calcita + tremolita + idocrasa + moscovita + grafito y calcita + diópsido. En todas las muestras observadas los minerales metamórficos son idiomorfos, heterométricos y, ocasionalmente, están zonados. La blastesis de estos minerales se produjo en condiciones estáticas, ya que están desorientados y sobreimpuestos al bandeo composicional de los mármoles (Figs. 2 y 3).

Discusión

Las asociaciones minerales y las características texturales de los mármoles presentes en el flanco sur del Sinclinorio de Vizcaya, son idénticas a las descritas en numerosos sectores de la Zona Norpirenaica, donde el metamorfismo alpino de alta temperatura y baja presión afectó a rocas carbonatadas mesozoicas en las zonas ligadas a la FNP y a la Falla de Leitza (Choukroune, 1976; Martínez Torres, 1989). Esta blastesis es equivalente al episodio metamórfico datado por Montigny *et al.* (1986) entre 85-90 m.a. a partir del método K/Ar en micas de mármoles asociados a la Falla de Leitza, unos 50 km al Este de los mármoles que hemos descrito en este trabajo.

A pesar de sus reducidas dimensiones, el hallazgo de mármoles con metamorfismo de alta temperatura y baja presión en el flanco sur del Sinclinorio de Vizcaya, tiene importantes implicaciones geodinámicas, ya que proporciona un criterio significativo para situar correctamente el trazado de la FNP en la Cuenca Vasco-Cantábrica. Dicho accidente debe situarse hacia el Sur de los afloramientos con mármoles, lo que implica un desplazamiento mínimo de 20 km al Sur con respecto a los trazados propuestos previamente. Esta nueva posición de la FNP concuerda con datos geológicos de índole regional, como los discutidos por Curnelle (1990), en los que se indica que el vulcanismo alcalino intracretácico queda localizado al Norte de la FNP, hecho que con las propuestas de trazado anterior no se producía en la Cuenca Vasco-Cantábrica. En función de nuestros datos, las fallas de Régil y de Legorreta-Aulestia (Fig. 1A), consideradas hasta ahora como la continuación de la falla de Leitza (E.V.E. e I.T.G.E., 1991), serían equivalentes a las fallas reco-



Fig. 3.-Porfiroblastos de escapolita sobreimpuestos a la fábrica planar, definida por la matriz carbonatada del mármol, que sugieren una blastesis metamórfica en condiciones estáticas.

Fig. 3.-Scapolite porphyroblasts with an internal fabric continuous with the external fabric, implying growth of scapolite after the formation of the fabric.

nocidas en el resto de la Zona Nordpirenaica en posiciones septentrionales con respecto a la FNP.

La prolongación de este accidente desde Vergara hasta el Mar Cantábrico podría coincidir con la zona sísmica descrita por Martínez Torres (1989), que llega a enlazar con la Falla de Bilbao. Nuestra propuesta apoya la reciente interpretación efectuada

por Aller y Zeyen (1996) de las anomalías magnéticas de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Según estos autores, dichas anomalías sugieren la presencia de rocas ígneas básicas y/o ultrabásicas y de rocas de la corteza inferior. La anomalía magnética está localizada, al Suroeste del accidente que describimos en este trabajo, lo que concuerda con la existencia generalizada de estructuras

vergentes al Norte en este sector de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Investigaciones geofísicas en curso, enfocadas a determinar las direcciones de anisotropía sísmica en el manto litosférico, nos permitirán precisar con mayor exactitud el trazado hacia el Oeste de dicho accidente.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto UPV 001.310-EB003/95.

Referencias

Áller, J. y Zeyen, H.J. (1996): *Geol Runds.*, 85, 303-309.
Azambre, B. y Rossy, M. (1976): *Bull. Soc. géol. France*, 18, 1725-1728.
Choukroune, P. (1976): *Mém. Soc. Géol.*

France, 127, 116 p.
Choukroune, P. y Mattauer, M. (1978): *Bull. Soc. géol. France*, 20, 689-700.
Choukroune, P. (1992): *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20: 143-158.
Cuevas, J., Garrote, A. y Tubía, J.M. (1981): *Munibe*, 33, 1-20.
Cuevas, J., Eguiluz, L., Ramón-Lluch, R. y Tubía, J.M. (1982): *Lurralde. Investigación y espacio*, 1, 47-62.
Curnelle, R. (1990). *Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf Aquitaine*, 14, 153-155.
Daignières, M., Gallart, J., Banda, E. e Hirn, A. (1982): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 88-100.
E.V.E. e I.T.G.E. (1991). *Mapa Geológico del País Vasco, escala 1:200.000*.
Hall, C.A. y Johnson, J.A. (1986): *Tectonics*, 5, 607-627.

Lamare, P. (1936): *Mém. Soc. Géol. France*, 27, 462 p.
Llanos, H. (1980): *Tesis de Licenciatura*, Universidad del País Vasco, 175 p.
Martínez Torres, L.M. (1989): *Tesis, Universidad del País Vasco*, 294 p.
Mendía, M. y Gil Ibarra, J.I. (1991): *Geol. Runds.*, 80, 93-107.
Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M. y Thuzat, R. (1986): *Tectonophysics*, 129, 257-273.
Olivet, J.L. (1996): *Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf Aquitaine*, 20, 131-195.
Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. y Deramond, J. (1989): *Tectonics*, 8, 41-50
Vauchez, A. y Barruol, G. (1996): *Phys. Earth Planet. Inter.*, 95, 127-138.
Walgenwitz, F. (1976): *Tesis Univ. Besançon*, 172 p.