

# Tectónica de inversión en el sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica).

*Inversion tectonics in the central part of the Basque Arc (Basque-Cantabrian basin)*

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

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

## ABSTRACT

We report the existence of a thrust system in the central part of the Basque Arc (Basque-Cantabrian basin, Guipuzcoa). From bottom to top, the thrust system is formed by the Aia, Pagoeta and Azpeitia allochthonous sheets. The kinematic and structural analysis provides a top to the NE movement, and reveals the widespread reactivation of normal faults during the Pyrenean inversion tectonics.

**Key-words:** thrust system, inversion tectonics, Basque Cantabrian basin

Geogaceta, 24 (1998), 95-98

ISSN: 0213683X

## Introducción

A escala cartográfica, las estructuras dominantes en el sector central del Arco Vasco son cabalgamientos y pliegues. Las orientaciones de los cabalgamientos y de las superficies axiales de los pliegues varían de forma gradual, pasando de direcciones N130 °E y buzamientos hacia el SO en el lado occidental a direcciones N60 °E y buzamientos hacia el SE en el oriental (Fig. 1). Excepción hecha de alguna estructura local, los pliegues y los cabalgamientos son vergentes hacia el interior del Arco Vasco. El núcleo del Arco Vasco consta de dos sectores separados por la falla subvertical de Azkoitia (Fig. 1), de dirección N125° E. Al Norte existe un sistema de cabalgamientos que llega a exhumar pizarras y conglomerados del Permo-Trías y rocas carbonatadas jurásicas. En el bloque SO de la falla de Azkoitia, terminación SE del Sinclinorio de Vizcaya, no hay alteraciones significativas del orden estratigráfico normal, de tal manera que los materiales más antiguos, lutitas negras y areniscas del Complejo Suprauragoniano son de edad Albiense y sobre ellos se disponen las margas, margocalizas y calcarenitas del Flysch Calcáreo, de edad Cenomaniense a Coniacense, que aloja a la mayor parte

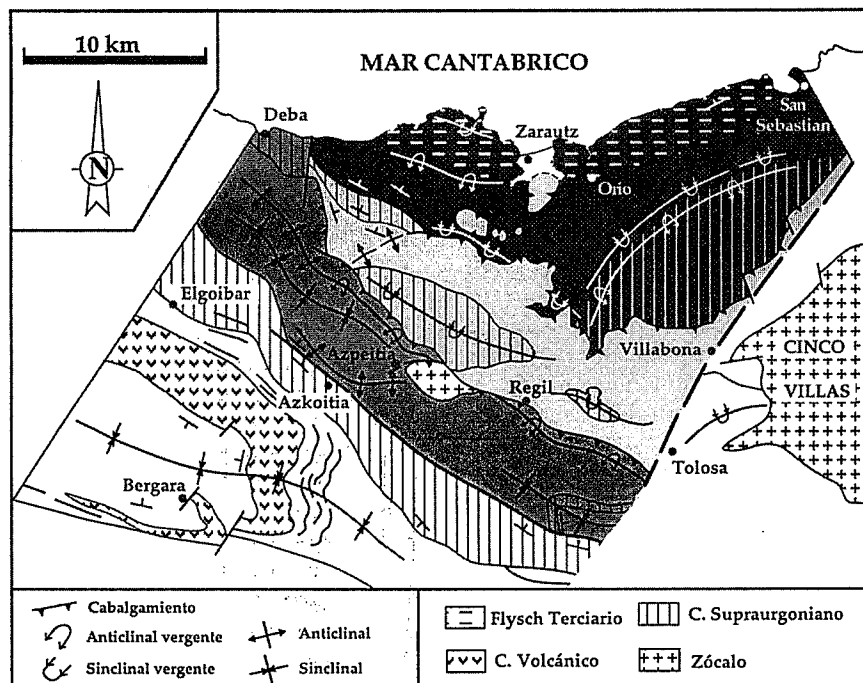


Fig. 1- Mapa estructural simplificado del sector central del Arco Vasco, en el que se ha señalado la posición de los principales pliegues mayores y del sistema de cabalgamientos. La lámina alóctona de Aia aparece en color negro, la de Pagoeta en gris claro y la de Azpeitia en gris oscuro.

Fig. 1- Simplified structural map of the central part of the Basque Arc, showing the thrust system and the main folds. Allochthonous sheets are Aia (black), Pagoeta (light grey) and Azpeitia (dark grey).

de las rocas ígneas del Complejo Volcánico. La caracterización geométrica y cinemática del sistema de cabalgamientos, demuestra que la reactivación de fallas desempeñó un papel determinante durante la inversión tectónica de este sector de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

### El sistema de cabalgamientos

El sistema de cabalgamientos desarrollado al Norte de la falla de Azkoitia consta de tres láminas alóctonas. En orden ascendente son la lámina alóctona de Aia, la de Pagoeta y la de Azpeitia (Fig. 1). Los cabalgamientos de las dos láminas superiores afloran en superficie y el de Aia es ciego. El cabalgamiento de Azpeitia es de gran ángulo, con buzamientos entre 48° y 75° hacia el SO, mientras que el de Pagoeta corresponde a una superficie más tendida, incluso subhorizontal en sus afloramientos frontales (Fig. 2).

-El cabalgamiento de Azpeitia hace aflorar varios bloques de pizarras carboníferas y conglomerados y areniscas permotriásicas (Fig. 1). Sobre los bloques de zócalo se disponen evaporitas y ofitas del Trías (Keuper). Las rocas del Jurásico que aparecen por encima son principalmente calizas y dolomías, con un espesor que no rebasa los 540 m. (Jerez Mir *et al.*, 1971; EVE, 1995). Por encima aflora el «Complejo Urganiano» (Barremiense-Albiense superior), que incluye calizas arrecifales, megabrechas calcáreas, margas y areniscas silíceas y lutitas, en menor proporción. En esta lámina, el espesor del Complejo Urganiano oscila entre 1.000 y 1.600 m. El «Complejo Supraurgoniano» (Rat, 1959) incluye a los materiales detríticos, lutitas, areniscas y conglomerados, situados entre el Complejo Urganiano y los primeros estratos calcáreos del Cretácico superior. Los niveles alternantes de margas, margocalizas y calcarenitas pertenecientes al "Flysch Calcáreo" (Mathey, 1987) del Cretácico superior sólo afloran en el extremo oriental de la lámina de Azpeitia.

-El cabalgamiento de Pagoeta fue descrito por Rat (1959), como «escama de Pagoeta». El primer corte de esta estructura se debe a Campos (1976), que la denominó «falla inversa del Pagoeta». El cabalgamiento de Pagoeta superpone evaporitas y ofitas (Keuper) en el bloque de techo, sobre el Flysch Calcáreo en el bloque de muro. El espesor de los materiales jurásicos es similar a los de la lámi-

na de Azpeitia, pero el Complejo Urganiano tiene potencias de 480 a 540 m. Los materiales más modernos de esta lámina son los del Complejo Supraurgoniano (Fig. 1).

- En la lámina de Aia los materiales inferiores son evaporitas del Trías. Hasta el Complejo Supraurgoniano, la sucesión mesozoica suprayacente es similar a la de las otras dos láminas alóctonas. Además, es la única que incorpora al Flysch Terciario (Fig. 1).

### Estructura interna de las láminas alóctonas

La lámina de Azpeitia presenta en posición frontal el anticlinal del Goltzibar, que se prolonga unos 30 km. en dirección axial, N125°E, desde el Sur de Tolosa hasta el Sur de Deba. El eje del pliegue tiene una inmersión de unos 5° hacia el NO. Esta megaestructura ha pasado desapercibida en la cartografía geológica más reciente. La geometría de este pliegue varía de NO a SE. En el tercio NO su perfil es el de un pliegue paralelo asimétrico, con el flanco NE verticalizado y el flanco SO con buzamientos suaves, entre 20 y 30° al SO. En el tercio central la zona de charnela está engrosada y el flanco NO adelgazado e invertido, con buzamientos de 60° al SO. En el tercio SE, el flanco inverso alcanza su máximo adelgazamiento, llegando a estar localmente laminado por el cabalgamiento de Azpeitia. Hacia el Sur, el anticlinal del Goltzibar es relevado por un sinclinal abierto, con la misma vergencia y orientación axial. El pliegue que aparece en posición más retrasada es un anticlinal con la superficie axial subvertical cuyo núcleo está perforado por arcillas triásicas.

La lámina de Pagoeta tiene como estructura más representativa el sinclinal, vergente al NE, del Ernio. Su flanco SO, con un buzamiento medio de 62°, aparece invertido y cortado por el cabalgamiento de Azpeitia (Figs. 1 y 2). El flanco NE está en posición normal, con buzamientos que varían desde 16° en sectores frontales a 30° al acercarse a la charnela.

La lámina de Aia es la que tiene mayor complejidad estructural, debido a la presencia de cinco grandes pliegues. Tres de estos pliegues están ligados al sistema de cabalgamientos, ya que tienen orientaciones axiales y vergencias semejantes a las del sinclinal del Ernio y del anticlinal del Goltzibar. Los dos pliegues situados en la mitad oriental de la lámina de Aia, describen una geometría arqueada y su orientación varía des-

de la dirección N70°E, al Sur de San Sebastian, hasta la dirección N-S, en sus terminaciones meridionales; el hecho de que sus vergencias sean hacia el O ó el NO y que la dirección de las superficies axiales sea netamente oblicua a la superficie de cabalgamiento de Pagoeta, indica que no guardan relación con el sistema de cabalgamientos descrito. La solución más verosímil es que se trate de pliegues por propagación de falla, inducidos por la reactivación de una falla de zócalo, paralela a la falla del Oria (línea de trazo discontinuo de la Fig. 1), que limitaba el zócalo emergido de Cinco Villas durante el Mesozoico (Rat, 1959; Jerez Mir *et al.*, 1971; Campos, 1976).

En las tres láminas alóctonas se observan, a escala de afloramiento, pliegues asimétricos con ejes subhorizontales. Su perfil varía en función de su mayor o menor proximidad a las superficies de cabalgamiento (Fig. 2). En general, los pliegues alejados de las superficies de cabalgamiento son de geometría angular, y tienen ángulos apicales de unos 60° (Fig. 2B), mientras que a distancias inferiores a 100 m. de los cabalgamientos, su geometría llega a ser isoclinal (Fig. 2D). Durante el proceso de plegamiento se genera, localmente, una foliación de plano axial. En las láminas alóctonas de Pagoeta y Aia, la foliación tiene un buzamiento medio suave (<25°) hacia el SO (diagrama de la Fig. 2) y está concentrada en bandas, de dirección media N120°E, correspondientes a los flancos inversos y zonas de charnela de los grandes pliegues vergentes. En cambio, en la lámina alóctona de Azpeitia la foliación está representada por doquier, tanto en los flancos inversos como en los normales y tiene un buzamiento medio mayor de 58° al SO. En los flancos inversos de los pliegues próximos a los cabalgamientos la foliación es tan penetrativa que llega a ser la única estructura planar reconocible a escala de afloramiento, y es aprovechada localmente para el desarrollo de fallas inversas que contribuyen al adelgazamiento de dichos flancos, a la acumulación de charnelas desenraizadas (Fig. 2C) y al desarrollo de pliegues intrafoliares (Fig. 2E). La lineación de intersección entre la estratificación y la foliación es subhorizontal y paralela a los ejes de los pliegues.

Los pliegues y cabalgamientos descritos forman parte de un único proceso de deformación, que alcanzó su máxima intensidad en la lámina alóctona de Azpeitia. Las características estructurales

de esta lámina requieren un mecanismo de deformación que permita explicar: (1) el desarrollo de un cabalgamiento de gran ángulo, (2) el carácter omnipresente de la foliación de plano axial y (3) la exhumación de bloques del zócalo. Estas características sugieren que el cabalgamiento de Azpeitia se ha formado sobre una falla sinsedimentaria que hundía el bloque meridional. Durante el proceso compresivo, dicha falla actuó de contrafuerte contra el que se aplastó la secuencia mesozoica. De acuerdo con esta interpretación, los bloques del zócalo se pueden considerar como «islas flotantes» producidas por una falla de «atajo» (short-cut fault) en el bloque de muro. Los pliegues vergentes de las láminas alóctonas de Pagoeta y Aia comparten un conjunto de rasgos geométricos, entre los que destacan su carácter marcadamente asimétrico, el desarrollo de foliación e inversión del flanco corto y su asociación espacial con cabalgamientos, que los asemejan a los pliegues por propagación de falla.

Tanto pliegues como cabalgamientos proporcionan numerosos criterios cinemáticos que señalan desplazamientos del bloque de techo hacia el NE (NO, en el sector oriental del Arco). La figura 2 sintetiza las estructuras utilizadas para determinar la dirección de movimiento: ejes de los pliegues mayores y menores, lineación de intersección, y estrías sobre planos de cizalla. El sentido de movimiento se ha determinado a partir de la vergencia de los pliegues y, ocasionalmente, de la asimetría de microestructuras C-S, del desarrollo de venas en escalón y de la fábrica de las rocas de falla que jalonan los cabalgamientos.

## Discusión

A partir del análisis estructural, se comprueba que el Arco Vasco es un ejemplo de tectónica de inversión positiva con una notable complejidad geométrica, atribuible a la convergencia de tres tipos de procesos geológicos. El primero de ellos corresponde a la formación de cuencas de salto en dirección, con dimensiones reducidas y aisladas unas de otras, en respuesta al desplazamiento sinistral de la Placa Ibérica con respecto a la Europea, durante el Cretácico inferior (Olivet, 1996). El segundo es el desencadenamiento de una tectónica de inversión local asociada a la formación de diapiros, cuya actividad se inició en el Cretácico inferior (Ríos, 1948; Brinkmann y Lögters, 1968) al Cuaternario. Por último, cabe destacar

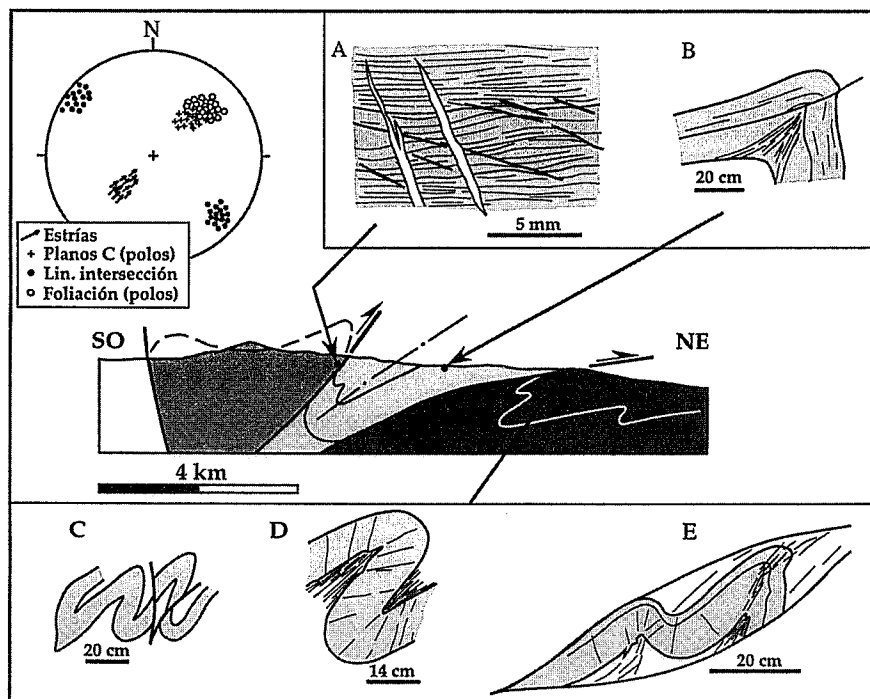


Fig. 2.- Corte paralelo a la dirección de transporte tectónico, mostrando las diferencias geométricas de los pliegues menores en función de su distancia a las superficies de cabalgamiento y los criterios cinemáticos disponibles en cada lámina. El diagrama estereográfico proporciona la orientación de las estructuras planares y lineares.

Fig. 2.- Cross section in the movement direction showing the geometrical variations of folds according to their distance to thrust faults. The stereonet shows the orientation of the main planar and linear structures.

la tectónica de inversión regional, de edad post-Luteciense.

Cualquier ensayo de reconstrucción palinspástica de la Cuenca Vasco-Cantábrica requiere considerar la influencia de las fallas sinsedimentarias en la geometría y localización de los cabalgamientos que se producen durante la etapa compresiva. Dentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica los ejemplos irrefutables de fallas sinsedimentarias descritos hasta ahora son escasos, limitándose a unos pocos casos de fallas de crecimiento con orientación N35 °E (Robles *et al.*, 1988), o la detección por métodos sísmicos de fallas normales que, como la de Pamplona, no se prolongan hasta la superficie (Gallart *et al.*, 1981). Los datos estructurales de este trabajo, permiten constatar que en el sector central del Arco Vasco existen numerosas estructuras que pueden ser relacionadas con la reactivación de antiguas fallas sinsedimentarias. Algunas de ellas se han reactivado como cabalgamientos, mientras que otras han funcionado como desgarres dextros, en función de su orientación con respecto al esfuerzo compresivo principal.

Las estructuras reconocidas al NE de la falla de Azkoitia producen un acortamiento que se resuelve mediante pliegues y cabalgamientos, asociados a movimientos de los bloques de techo hacia el NE (Fig. 2). De acuerdo con las características estructurales descritas, la lámina alóctona de Azpeitia se encuentra próxima a su zona de raíz y la superficie de cabalgamiento reutiliza una antigua falla sinsedimentaria. Esta interpretación permite explicar la elevada deformación interna reconocible en toda la lámina. El desarrollo generalizado de una foliación de alto buzamiento, requiere que la falla haya actuado como una rampa frontal de gran ángulo. Este efecto de contrafuerte determina que los materiales alóctonos de la lámina de Azpeitia, preservados de la erosión, no rebasen esta rampa más que puntualmente. La falla subvertical de Azkoitia (Fig. 1) se interpreta aquí como un accidente retrovergente que forma el límite meridional de una estructura «pop-up», que levanta la lámina de Azpeitia con respecto al Sinclinorio de Vizcaya y a la lámina de Pagoeta (Fig. 2). El mantenimiento de las condiciones compresivas tras la superación de la falla

sinsedimentaria, da lugar a la propagación de los cabalgamientos hacia el NE en una zona de paleoalto que, aunque ya parcialmente deformada, facilitaría el desarrollo de cabalgamientos de bajo ángulo como los de Pagoeta y Aia (Fig. 2). Puesto que la región de antepaís de este sistema de cabalgamientos se encuentra en la plataforma continental (Pinet et al., 1987) no es posible determinar el desplazamiento de la lámina de Aia. La superposición mínima desde el isleo frontal de la lámina de Pagoeta (Fig. 1) hasta el cabalgamiento de Azpeitia es de 18.5 km, de acuerdo con el corte compensado que hemos realizado en la transversal de Azpeitia. La determinación del desplazamiento de la lámina de Azpeitia es más imprecisa, debido a su elevada tasa de deformación interna; los pliegues de esta lámina absorben un acortamiento mínimo del 45 %, lo que se traduce en un desplazamiento aproximado de 4.7

km. De ellos, al menos 1 km. corresponde a la componente vertical necesaria para superar la antigua falla normal, reactivada como el cabalgamiento de Azpeitia en la etapa de inversión tectónica.

**Agradecimientos:**

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

**Referencias.**

Brinkmann, R. y Lögters, H. (1968): En: *Diapirism and diapirs*, J. Braunstein y G.D. O'Brien, eds., 275-292. Ed. A.A.P.G., Mem. 8, Tulsa, Oklahoma.  
 Campos, J. (1976): *Tesis Doctoral*, Univ. de Bilbao, publicada por *Munibe*, 139 p., 1979, San Sebastián.  
 EVE (1995): *Mapa Geológico del País Vasco y memoria, síntesis a escala 1/*

*100.000*. Gobierno Vasco, Bilbao.  
 Gallart, J., Banda, E. y Daignières, M. (1981): *Am. Geophys.*, 35, 457-480.  
 Jerez Mir, L., Esnaola, J.M. y Rubio, V. (1971): *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 79, 130 p.  
 Mathey, B. (1987): *Tesis Doctoral*. Mém. Géol. Univ. de Dijon, 12, 392 p.  
 Olivet, J.L. (1996): *Bull. Rech. Explor. Elf Aquitaine*, 20, 131-195.  
 Pinet, B., Montadert, L., Curnelle, R., Cazes, M., Marillier, F., Rolet, J., Tomassino, A., Galdeano, A., Patriat, Ph., Brunet, M.F., Olivet, J.L., Schaming, M., Lefort, J.P., Arrieta, A. y Ríaza, C. (1987): *Nature*, 325, 513-516.  
 Rat, P. (1959): *Tesis Doctoral*. Mém. Géol. Univ. Dijon, 18, 525 p.  
 Ríos, J.M. (1948): *Bol. Geol. Min. España*, 60, 153-390.  
 Robles, S., Pujalte, V. y García-Mondéjar, J. (1988): *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 409-441.