

# Zonas de cizalla dúctil en el Complejo Basal de Fuerteventura

## Ductile shear zones in the Fuerteventura Basal Complex

Casillas, R. (\*), Ahijado, A. (\*) y Hernandez-Pacheco, A. (\*\*)

(\* Departamento de Edafología y Geología. Facultad de C.C. Biológicas. Universidad de La Laguna. La Laguna. 38206. Santa Cruz de Tenerife.

(\*\*) Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de C.C. Geológicas. UCM. 28040. Madrid.

### ABSTRACT

The oldest plutonic rocks of the Basal Complex of the Fuerteventura Island in the area of Amanay are an alkaline ultramafic-carbonatite complex. In certain areas these rocks are affected by two ductile shear systems with respectively general NW-SE and NE-SW orientations. The deformation related to these shear zones originate, in certain instances, a marked mylonitic foliation and the formation of folds that change notably the structures and textures of the affected rocks. The geometric relation that exist between these structures and the location of the gravimetric and magnetic anomalies of the Island, its oceanic counterpart as well as the morphology of the sedimentary basins located to the N and NW, may point to the existence of important oceanic fractures in this sector of the North Atlantic.

**Key words:** Fuerteventura, Canary Islands, Basal Complexes, shear zones, oceanic fractures.

Geogaceta, 15 (1994), 117-120

ISSN: 0213683X

### Introducción

Este trabajo tiene por objeto la descripción de las estructuras de deformación dúctil que afectan a los materiales inferiores de la secuencia volcánica submarina y las rocas plutónicas del complejo ultramáfico-carbonatítico de la costa del Jable de Salinas, en el macizo de Amanay dentro del Complejo Basal de Fuerteventura, (Hernandez-Pacheco, 1989; Ahijado y Hernandez-Pacheco, 1990) (Fig. 1). Estos últimos materiales equivalen, ya fuera del ámbito de Amanay, a la serie plutónica I de Fúster *et al.*, (1981), al complejo de gabros y sienitas de Tierra Mala, y al complejo ijolítico-carbonatítico de Ajui-Solapa de Le Bas *et al.*, (1986).

### Descripción de las estructuras

Afectando a las rocas mencionadas anteriormente aparecen dos sistemas de cizallas dúctiles de distinta edad y orientación.

El primer sistema está representado por abundantes zonas de cizalla dúctil o dúctil-frágil en las que se desarrolla una importante foliación milonítica. (Fig. 2A) de dirección algo variable pero siempre próxima a los N142°E, con buzamientos fuertes tanto al Norte como al Sur (Fig. 3A). Estas zonas de cizalla se encuentran bastante extendidas geográficamente y afectan a las rocas ultramáficas, sienitas y carbonatitas, así co-

mo a los tramos inferiores de la formación volcánica submarina (equivalentes temporalmente con las tobas y brechas volcánicas plegadas e invertidas que aparecen intercaladas con los términos finales de la serie sedimentaria cretácica (Robertson y Stillman, 1979)). Asociados a estas zonas de cizalla aparecen pliegues B1 que deforman la foliación milonítica (Fig. 2B). El movimiento asociado a estas cizallas es diverso, con orientación de la lineación de estiramiento muy variable (en la Fig. 3B se recogen los datos estructurales de la zona de cizalla dextral mayor de la Punta del Peñón Blanco en Amanay).

En estas bandas de deformación las rocas ultramáficas y las brechas piroxeníticas desarrollan una intensa foliación milonítica dando lugar a la formación de bandeados tectónicos. En las sienitas porfídicas aparecen porfidoclastos asimétricos y estructuras de tipo S-C.

Las venas de sövita debido a la deformación pierden su estructura ígnea original y aparecen como bandas que incluyen «boudines» de las sienitas, de las piroxenitas y de las brechas piroxeníticas. Estas bandas muestran un alto grado de deformación plástica dando lugar a estructuras de flujo, bandeados composicionales, recristalizaciones intensas y numerosos pliegues. Generalmente es muy difícil de distinguir en ellas la textura y estructura originales y su posición inicial con respecto a las demás rocas. El efecto de la deformación

en las rocas volcánicas submarinas es menos acusado.

La asociación espacial que existe entre la zona de cizalla de F1 de la Punta del Peñón Blanco con las venas de sövita en este sector del Macizo de Amanay sugiere que el emplazamiento de estas carbonatitas fisurales se llevó a cabo según importantes zonas de debilidad li-

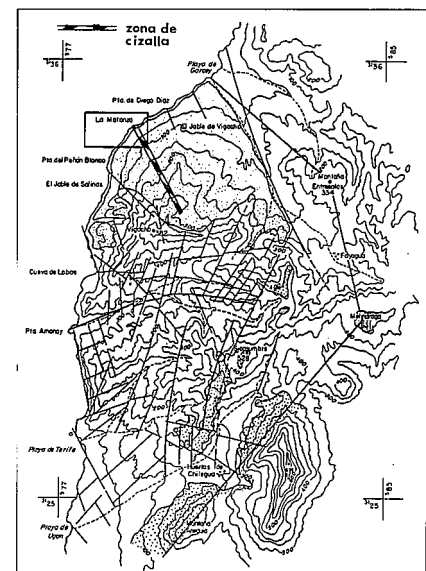


Fig. 1.— Posición de la zona de cizalla dúctil de la Punta del Peñón Blanco y de las fracturas posteriores en el Macizo de Amanay.

Fig. 1.— Peñón Blanco ductile shear zone and other younger fractures positions in the Amanay Complex.

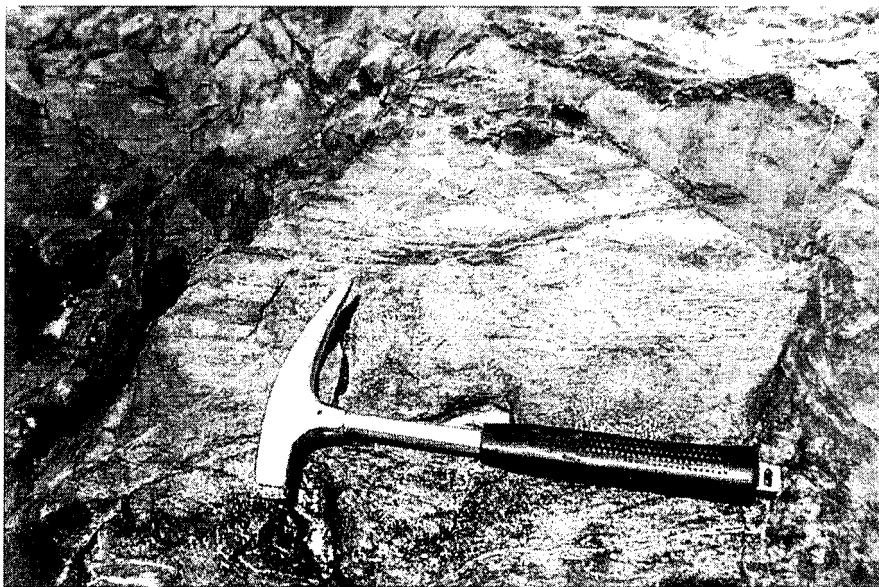


Fig. 2.— A) Detalle de la foliación milonítica asociada a la banda de cizalla de la Punta del Peñon Blanco.  
B) Pliegue que afecta a la foliación milonítica de F1 en la banda de cizalla de la Punta del Peñon Blanco.

Fig. 2.— A) Mylonitic foliation of the Punta del Peñon Blanco ductile shear zone.  
B) Fold of the F1 mylonitic foliation in the Punta del Peñon Blanco ductile shear zone.

tosféricas que posteriormente sirvieron como canales de disipación de los esfuerzos transcurrentes originándose las zonas de cizalla de F1.

La segunda fase de deformación es menos penetrativa que la anterior y se restringe a numerosas zonas de cizalla de pequeña dimensión en las que, a veces, se desarrolla una foliación milonítica. Es a menudo también importante el arrastre producido por estas zonas de cizalla sobre las estructuras de primera fase, generándose en alguna ocasión pliegues (B2). La orientación de estas cizallas es variable pero se sitúa sobre los N30°E con fuertes buzamientos al E (Fig. 3A).

Las estructuras anteriormente descritas están cortadas por las intrusiones de piroxenitas y piroxenitas olivínicas posteriores (serie II y III de Fúster *et al.*, 1981) y la mayor parte de los diques del complejo filoniano, que forman cuerpos de dirección NE-SO y NO-SE (Hernandez-Pacheco & Ahijado, en preparación). De esta forma parece que los magmas que generaron estos cuerpos hipoabisales y subvolcánicos intruyeron en momentos distensivos posteriores aprovechando la apertura de las estructuras de cizalla de F1 y F2.

Las bandas de cizalla de F1, de dirección NO-SE, parecen tener una importante representación batimétrica (la morfología lineal de las elevaciones topográficas del fondo marino tanto en la zona oceánica oriental como occidental

de la Isla), geomorfológica, (existencia de valles encajados en fracturas de esta dirección como el barranco de Vigoch), hidrogeológica, (alineaciones de pozos en sector de Antigua, Pájara, Fayagua etc, que se reconocen en el Mapa Hidrogeológico de Canarias a escala 1:100.000; Mopu, 1987), tectónica (la dirección de algunos diques que cortan las rocas volcánicas de la serie I en el extremo SE de la Isla, área de Pozo Negro y Gran Tarajal). Desde el punto de vista geofísico esta dirección queda también definida por:

A) La existencia de una importante anomalía gravimétrica positiva en la Isla de Fuerteventura con orientación NO-SE (Alonso, 1974), que se corresponde con un importante eje estructural (Carracedo, 1988). La anomalía más marcada (Fig. 4) aparece en la zona central de la isla y tiene una dirección NO-SE. Dentro de esta zona anómala es donde se sitúan la mayoría de las cizallas de F1 y es también en ella donde se localizan las mayores concentraciones de puntos de intersección entre diques, fundamentalmente de dirección NE-SO y NO-SE (Brandle *et al.*, 1991). Esta anomalía gravimétrica positiva podría estar condicionada o producida por la existencia de un bloque litosférico levantado.

B) La existencia de una anomalía magnética oceánica de fuerte gradiente (entre 500 y 0 gammas), situada al sur de la isla, detectada por Roeser *et al.*, (1971) y Dillon, (1974) (Fig. 4). Esta

anomalía podría estar producida por la existencia de una alineación volcánica, de una banda de concentración de diques o de cuerpos plutónicos básicos y ultrabásicos de dirección NO-SE.

### Discusión

La deformación que presentan los sedimentos cretácicos que aparecen al Norte del barranco de Ajuy (Fig. 3C, datos tomados de Robertson y Stillman, 1979), podría haberse producido también por la acción de esta primera fase de deformación, puesto que la geometría de las estructuras es compatible con la existencia de una zona de cizalla ya comentada por Robertson y Stillman, (op. cit.), de dirección NO-SE con fuertes buzamientos al Sur.

Podemos estimar que la edad de las deformaciones, (Tabla I), estaría comprendida en el período de tiempo entre los 85 m. a. (edad de los términos más altos de la secuencia sedimentaria cretácica intercalados con las rocas volcánicas submarinas, Robertson y Bernouille, 1982), y los 48 m. a. (edad mínima de las intrusiones de piroxenitas olivínicas de la serie III, Le Bas *et al.*, 1986). Este intervalo de tiempo bien podría hacernos pensar en la fase Larámica (entre los 49 y 70 m. a., alrededor de los 65 m. a.) o la fase Pirenaica (alrededor de los 40 m. a.) que afectaron al margen noroccidental del vecino continente africano (Rad y Wissman, 1981).

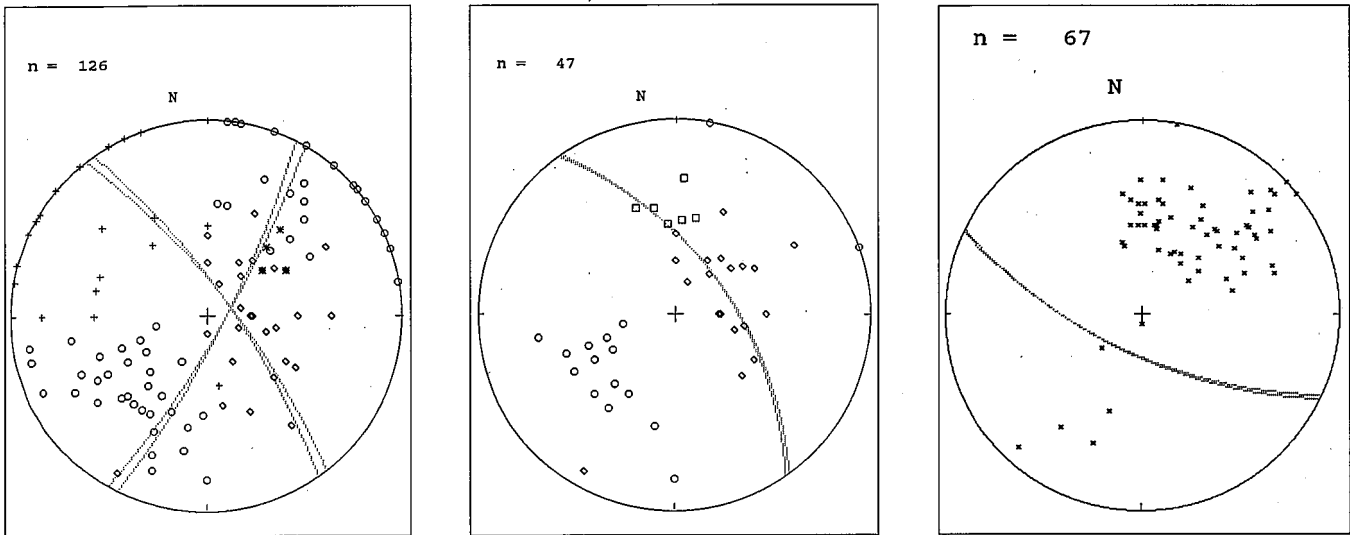


Fig. 3.— A) Proyección estereográfica (falsilla de Wulff) de los elementos estructurales de F1 y F2. Círculos: S1 (foliación milonítica de F1); rombos: B1 (pliegues de F1); cruces: S2 y polos de los planos de falla de F2; asteriscos: B2 (pliegues de F2). Los círculos máximos representan las medias de las orientaciones medidas de S1 y S2: N145°E, 76°NE y N30°E, 80°SE. B) Proyección estereográfica (falsilla de Wulff) de los elementos estructurales en la zona de cizalla de F1 del Peñon Blanco. La misma simbología de la Fig. 1. Los cuadrados representan la lineación de estiramiento. C) Proyección estereográfica (falsilla de Wulff) de los planos de estratificación de la serie Cretácica del sector norte del Puerto de la Peña tomados de Robertson y Stillman (1979). El círculo máximo representa la media de las medidas.

Fig. 3.— A) Stereographic Wulff net of F1 and F2 structural data: Circles: S1 (F1 mylonitic foliation); diamonds: B1 (F1 folds); crosses: S2 (F2 mylonitic foliation) and F2 fault poles; asterisks: B2 (F2 folds). The great circles are the S1 and S2 orientation average: N145°E, 76°NE and N30°E, 80°SE. B) Stereographic Wulff net of F1 and F2 structural data in the Punta del Peñon Blanco ductile shear zone. The squares are the strecht lineations. The other symbols are as in A). C) Stereographic Wulff net of bedding poles of the Cretaceous sedimentary rocks from the north sector of Puerto de la Peña outcrop, after Robertson y Stillman (1979). The great circle is the bedding orientation average.

Cantagrel *et al.*, (1993), teniendo en cuenta dataciones radiométricas, indican una edad de formación de las rocas plutónicas del Complejo Basal entre 30 y 20 m. a. Sin embargo la existencia de fragmentos de rocas plutónicas alcalinas (sienitas, gabros, piroxenitas, Fúster *et al.*, 1984, e incluso ijolitas, Robertson y Stillman, 1979) en las brechas de la serie volcánica submarina superior, de edad, como mínimo Oligocena Inferior-Media (Robertson y Bernouilli, 1982), que aparecen sólo levemente inclinados al Oeste (Robertson y Stillman, 1979) indican para ese momento la presencia de rocas intrusivas de naturaleza alcalina contemporáneas o anteriores a este vulcanismo submarino.

Estas fases de deformación podrían estar relacionadas con los hiatos sedimentarios que aparecen en el sondeo DSDP 415 (Lancelot y Winterer, 1977) entre el Cretácico y Terciario y el Paleoceno-Eoceno y con el reflector sísmico rojo detectado en el sector noroccidental y septentrional de Fuerteventura y Lanzarote por Dañoibeitia y Collette, (1989), interpretado como una discordancia entre el Cretácico-Terciario por Hinz *et al.*, (1981). Las direcciones de las cuencas sedimentarias que

aparecen en el sector oceánico al norte de ambas islas (véase Dañoibeitia y Collette, op. cit.), definidas en el mapa de isopacas de este reflector (alrededor de N47°E y N135°E) son bastante próximas a las direcciones estructurales de las zonas de cizalla de F1 y F2 descritas anteriormente (N30°E y N142°E, respectivamente).

Tanto los datos estructurales como los geofísicos apuntan la existencia de importantes fracturas transcurrentes de dirección NO-SE y NE-SO de edad próxima al límite Cretácico-Terciario, reactivadas, posiblemente posteriormente y que han servido de vía de ascenso y emplazamiento de magmas de origen profundo.

En un contexto regional cabe señalar que las direcciones de las estructuras de F1 y F2 y que coinciden con las direcciones de importantes alineaciones geológicas, estructurales, geoquímicas y vulcanológicas (Hernandez-Pacheco, 1979), también se reconocen en un ámbito general dentro del Atlántico Norte por la existencia de anchas anomalías de baja velocidad de propagación de los ondas S en el manto a 310 Kms de profundidad, que se corresponderían con plumas de material mantélico caliente

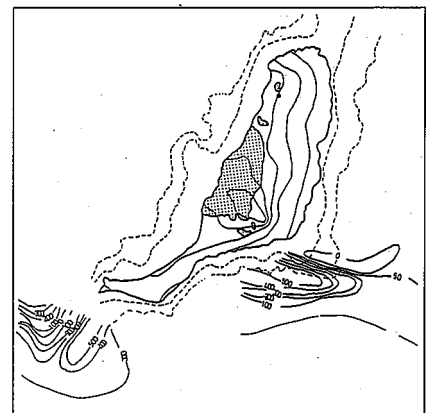


Fig. 4.— Distribución de la anomalía gravimétrica de Bouguer en la Isla de Fuerteventura (Alonso, 1974, en miligals) y de las anomalías magnéticas en los sectores oceánicos cercanos a la Isla (Roeser *et al.*, 1971 y Dillon, 1974, en gammas). Se incluye también la batimetría cercana a la costa de la Isla y la posición de los afloramientos del Complejo basal.

Fig. 4.— Map of the Bouguer gravimetric anomalies in the Fuerteventura Island (Alonso, 1974, in miligals) and the oceanic magnetic anomalies next to the Island (Roeser *et al.*, 1971 y Dillon, 1974, in gammas). Are also included the bathimetry features and the location of Basal Complex.

| EDAD     |          |                                |  |   |   |  |   |
|----------|----------|--------------------------------|--|---|---|--|---|
|          | m. a.    | Eventos tectónicos en el Atlas | Eventos plutónicos                           | Eventos volcánicos  | Eventos filonianos                        | Sedimenta.   | Tectónica                                       |
| Mioceno  | 6        |                                |  |   |   |  |   |
|          | 20       |                                |  | Vulcanismo Subaéreo   | Intrusión principal de diques             | --Inconfor.--  |   |
| Oligo.   | 26       | >Sábrica                       | Compejos circulares. Serie IV.               |   | de dirección predomi. entre NE-SO y NO-SE |  | Extensional. Apertura de estructuras anteriores |
|          | 35<br>38 |                                | Intrusiones Ultramáficas. Serie III.         | Vulcanismo submarino intercalado con sedimentos Oligocenos. |   | Sedimentos levemente inclinados con fauna Oligocena  |   |
| Eoceno   | 48       | >Pirenaica                     |  |   |   |  |   |
|          | 54       |                                |  |   |   |  |   |
| Paleoce. |          |                                | Piroxenitas Gabros. Serie II.                |   |   | Hiato ?  |   |
|          | 65       | >Larámica                      |  |   |   |  |   |
| Cretaci. |          |                                | Complejo Ultramáfico-carbonatítico. Serie I. | Vulcanismo submarino inferior                               |   | Sedimentos Senonienses volcánoclasticos intercalados con rocas volcánicas submarinas de la serie Inferior. | F2<br>F1  |
|          | 95       |                                |  |   |   | Hiato  |   |
|          | 136      |                                |  |   |   | Sedimentos de fondo oceánico   |   |

Tabla 1.— Posición temporal de las fases de deformación en la historia geológica del Complejo Basal de Fuerteventura basada en los datos de Fúster *et al.*, 1968; Abdel-Monem *et al.*, 1971; Stillman *et al.*, 1975; Grunau *et al.*, 1975; Robertson y Stillman, 1979a; Robertson y Stillman, 1979b; Robertson y Bernouilli, 1982; Feraud *et al.*, 1985; Le Bas *et al.*, 1986; Stillman, 1987; Ibarrola *et al.*, 1989 y Coello *et al.*, 1992.

Table 1.— Temporal positions of the deformation phases in the Basal Complex geological history based in the data from Fúster *et al.*, 1968; Abdel-Monem *et al.*, 1971; Stillman *et al.*, 1975; Grunau *et al.*, 1975; Robertson y Stillman, 1979a; Robertson y Stillman, 1979b; Robertson y Bernouilli, 1982; Feraud *et al.*, 1985; Le Bas *et al.*, 1986; Stillman, 1987; Ibarrola *et al.*, 1989 and Coello *et al.*, 1992.

(véase Anderson *et al.*, 1992), de dirección NO-SE (incluye los puntos de actividad volcánica de Canarias, Madeira, Gran Meteor en la placa Africana y Fogo, Corner y Newfoundland en la Norteamericana) y NE-SO (incluye Canarias, Madeira y el Gran Meteor).

**Agradecimientos**

Queremos expresar nuestro agradecimiento al Ilmo. Sr. Coronel de Infantería DEM del Tercio III de la Legión D. Angel Morales Díaz-Otero. Este trabajo se ha realizado dentro del proyecto P.B. 91-0147-CO2-O2 de la D.G.I.C.Y.T.

**Referencias**

Abdel-Monem, A; Watkins, N. D. y Gast, P.W. (1971). *Amer. Jour. Sci.*, 271: 490-521.

Ahijado, A. y Hernandez-Pacheco, A. (1990). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 275-287.  
 Alonso, F. (1974). *I Asamb. Nal. de Geod. Geof.*, 1: 251-253.  
 Anderson, D. L.; Tanimoto, T. y Zhang, Y. (1992). *Science*, 256: 1645-1651  
 Brandle, J. L.; Ancochea, E.; Cubas, C. R. y Hernán, F. (1991). *Geogaceta*, 10: 97-100.  
 Cantagrel, J.M.; Fúster, J.M.; Pin, C.; Renaud, U. y Ibarrola, E. ( 1993 ). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316: 1147- 1153.  
 Carracedo, J. C. (1984). *Geografía de Canarias. Tomo I*. Ed. Interinsular Canaria. 56-54.  
 Coello, J.; Cantagrel, J.M.; Hernán, F.; Fúster, J.M.; Ibarrola, E.; Ancochea, E.; Casquet, C.; Jamond, C.; Diaz de Teran y Cendrero, A. (1992). *Jour. Volc. Geoth. Res.*, 53: 251-261.

Dañoibeitia, J.J. y Collette, B.J. (1989). *Acta Geol. His.*, 24, 2: 147-163  
 Dillon, W. P. (1974). *Mar. Geol.*, 16: 121-143.  
 Feraud, G.; Giannerini, G.; Campredon, R. y Stillman, C.J.(1985). *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 25: 29-52.  
 Fúster, J.M.; Cendrero, A.; Gastesi, P.; Ibarrola, E. y Lopez Ruiz, J. (1968). *Geología y volcanología de las Islas canarias- Fuerteventura*. C.S.I.C., Madrid. 239.  
 Fúster, J.M.; Muñoz, M.; Sagredo, J.; Yébenes, A.; Bravo, T. Hernandez-Pacheco, A. (1980). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XCII-II: 351-390.  
 Fúster, J.M.; Barrera, J.L.; Muñoz, M.; Sagredo, J. y Yébenes, A. (1984). *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja de Betancuria (1106 IV) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:25.000*, IGME.  
 Grunau, H. R.; Lehner, P.; Cleintaur, M.R.; Allenbach, P. y Bakker, G. (1975). *Royal Society of Netherlands, Academy of Arts and Sciences, Amsterdam*: 89-118.  
 Hernandez-Pacheco, A. (1989). *Geogaceta*, 6: 40-43.  
 Hernandez-Pacheco, A. (1979). *Com. IIIª Asamblea Nacional Geodesia y Geofísica*. Madrid. 1565-1589.  
 Hinz, K.; Dostmann, H. y Fritsch, J. (1982). *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag. 34-60.  
 Ibarrola, E.; Fúster, J.M. y Cantagrel, J. M. (1989). *ESF Meeting on Canarian Volcanism*. Lanzarote Nov.-Dic. 1989. 124-128.  
 Lancelot, Y. y Winterer, E. L. (1977). *Geotimes*, 22: 24-27.  
 Le Bas, M.J.; Rex, D.C. y Stillman, C.J. (1986). *Geol. Mag.*, 123: 287-298.  
 M. O. P. U. (1987). *Mapa Hidrológico de Canarias. Islas orientales: Lanzarote, Fuerteventura y Gran Canaria*. Campaña Educativa Sobre el Agua.  
 Rad von U. y Wissmann, G. (1982). *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer-Verlag. 106-131.  
 Robertson, A. H. F. y Stillman, C.J. (1979a). *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 47-60.  
 Robertson, A. H. F. y Stillman, C.J. (1979b). *Geol. Mag.*, 116: 203-214.  
 Roeser, H. A.; Hinz, K. y Plaumans, S. (1971). *The Geology of the East Atlantic Continental Margin: Institute of Geological Sciences Report 70/16*: 27-36.  
 Stillman, C. J. (1987). *Mafic Dyke Swarms*. Ed.: Halls, H. C. y Fahring, W. H. *Geological Association of Canada Special Paper* 33. 243-255.  
 Stillman, C.J.; Fuster, J.M.; Bennell-Baker, M.J.; Muñoz, M.; Smewing, J.D. y Sagredo, J. (1975). *Nature*, 257: 469-471.