

# Emplazamiento en una zona de cizalla dúctil - frágil transtensiva para el Plutón de Pájara, Fuerteventura, Islas Canarias

*Emplacement within a transtensive ductile-brittle shear zone for the pluton of Pájara, Fuerteventura, Canary Islands*

M. Muñoz (\*), J. Sagredo (\*) P.J. Rincon-Calero (\*\*) y R. Vegas (\*\*)

(\*) Dpto de Petrología UCM-CSIC. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040. Madrid.

(\*\*) Dpto de Geodinámica UCM. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040. Madrid.

## ABSTRACT

*The mesostructures within the host-rocks as well as the internal deformation of the Pájara Pluton in Fuerteventura, allow the definition of a N 5-15 E directed ductile-brittle transtensive shear-zone, that conditioned the emplacement of the intrusive core represented by this plutonic body. We have indirectly estimated an age of 22-21 Ma for this shear-zone, which is considered as coeval to the thermal metamorphism.*

**Key words:** *Ductile-brittle shear-zone, magmatic emplacement, Pluton of Pájara, Fuerteventura, Canary Islands.*

*Geogaceta, 21 (1997), 171-174*  
ISSN: 0213683X

## Introducción

De manera excepcional para una isla oceánica infraplaca, las rocas plutónicas del núcleo intrusivo afloran en extensión considerable en el sector centro-occidental de la isla de Fuerteventura. El denominado Plutón de Pájara constituye una parte de ese núcleo intrusivo y muestra estructuras de emplazamiento dentro de una zona de cizalla dúctil-frágil transtensiva. Las mesoestructuras de carácter dúctil-frágil que definen esta zona de cizalla se manifiestan en las rocas encajantes más próximas al plutón. Esto incluye a los sedimentos mesozoicos y materiales ígneos de la fase de «monte submarino» de la isla, así como a parte del cortejo filoniano precursor del estadio «escudo». Esta cizalla se manifiesta asimismo con carácter frágil en los tramos volcánicos iniciales del estadio «escudo» (serie volcánica subaérea Miocena). En este trabajo se realiza una primera descripción de esas mesoestructuras, así como su integración en la evolución constructiva de la isla.

## Naturaleza de los materiales encajantes

Las rocas encajantes más antiguas (Fig 1, encajante 1) están representadas por los sedimentos oceánicos Mesozoicos, esencialmente Cretácicos, por encima de los cuales se apoya una suce-

sión de materiales volcánicos submarinos de carácter somero (serie submarina inferior de Fúster *et al.*, 1984) cuyo máximo desarrollo tuvo lugar durante el Oligoceno. Esta serie no aflora en el dominio representado en la Fig.1. En este conjunto de materiales intruye el primer episodio plutónico-hipoabisal, de carácter ultraalcalino (PI de Fúster *et al.*, 1984), integrado por piroxenitas-ijolitas, gabros alcalinos, sienitas nefelínicas y venas de carbonatitas. Su edad se sitúa en el límite Oligoceno-Mioceno. Con la intrusión de estos materiales concluiría el estadio de «monte submarino» de la isla. Todos estos materiales son cortados por un enjambre filoniano, especialmente denso (hasta el 90% de afloramiento) en los sedimentos y serie submarina. Es de densidad más moderada en la serie ultraalcalina, aunque se hace igualmente denso hacia el contacto entre esta y el plutón de Pájara. La mayor parte del cortejo filoniano principal está representado por diques básicos (camptoníticos, ankaramíticos-oceaníticos y basálticos), con direcciones dominantes verticales o subverticales. La fase principal de inyección filoniana se emplaza durante el límite Oligoceno-Mioceno y el Mioceno inferior. Por tanto, parte de estos diques deben corresponder a los predecesores someros del plutón de Pájara y ser los canales de alimentación

de la serie volcánica subaérea Miocena.

Los diques de composición intermedia y sálica (traquibasálticos y traquíticos), posteriores, son aquí subordinados. Se hacen progresivamente dominantes hacia el E, en relación de proximidad al eje de rocas sálicas Miocenas de Betancuria - Vega de Río Palmas - Tóto. Muestran orientaciones dominantes en torno a N 10 E (Fig.2f).

## Naturaleza y estructuras internas del plutón de Pájara

El cuerpo intrusivo de Pájara incluye los eventos plutónicos PII y PIII de Fúster *et al.*, (1984). Está organizado en bandas alternantes de rocas ultramáficas (piroxenitas olivínicas-werhilitas, piroxenitas y piroxenitas feldespáticas) y máficas (gabros y gabros olivínicos). La afinidad geoquímica del conjunto de rocas es indicativa de un único episodio intrusivo con variaciones temporales limitadas. La edad de estos materiales se deduce de manera indirecta, situándose en el entorno de 21-22 Ma. (Sagredo *et al.*, 1996). La proporción de diques que atraviesan al plutón es en general inferior al 5% de afloramiento. Localmente (al E. de la Fig.1) puede llegar al 20%, en cuyo caso buena parte de ellos corresponden a las composiciones intermedia-sálica.

El bandeo litológico del plutón (Fig.1) responde a una estructuración

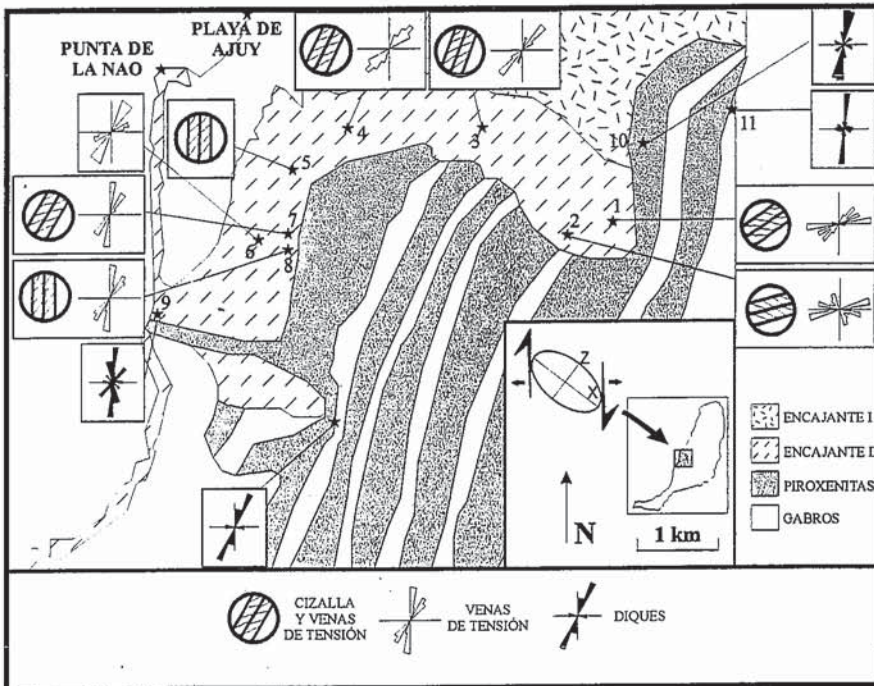


Fig.1.- Esquema geológico- estructural del contacto intrusivo occidental del Plutón de Pájara. Roca encajante: 1) sedimentos cretácicos y diques, 2) rocas plutónicas ultraalcalinas y diques. En el recuadro inferior se pone de manifiesto la zona de cizalla, dextral y transtensiva así como la elipse de deformación. (Los números representan las estaciones de toma de muestras)

Fig.1.- Geological and structural sketch of the west intrusive contact of the Pájara Pluton. Host rocks: 1) cretaceous sediments and dikes, 2) ultraalkaline plutonic rocks and dikes. In the lower right square we show the dextral and transtensive shear zone, as well as, the incremental strain ellipse. (The numbers stand for the data stations).

planar subvertical, buzando esencialmente al E, con dirección NNE- SSW. Esta estructuración está definida por la concordancia de todas las estructuras internas. Así sucede con el bandeo magmático (Fig.2c) en los contactos graduales de bandas piroxeníticas a gabroideas. Asimismo cuando los gabros forman diques, sus contactos y bandeo magmático interno (Fig.2c) siguen la misma pauta. Igual sucede con las venas y diques pegmatoides (Fig.2c) con crecimiento epitaxial, formado por plagioclasa y anfíbol, que al ser procedentes de fundidos residuales se canalizan a través de los contactos previos, remarcando así la trama estructural.

Esta estructuración del plutón parece controlada por un campo de esfuerzos tensionales similar al de la red filoniana que acompaña a las rocas encajantes, especialmente densa hacia el contacto con el plutón. En consecuencia, la mayor parte del contacto (Fig.1) es paralela a la dirección NNE o interdigitada siguiendo esa dirección. En éste caso, septas elongadas de la roca de caja (especialmente diques básicos recrystalizados) alternan con terminaciones de la roca intrusiva que se adentran acuñaándose en el encajante. Regueros discontinuos de

septas desgajados remarcan las estructuras antes señaladas. No obstante, en algunos tramos el contacto se hace transverso a la dirección dominante (entorno de los puntos 1- 2 y 9 de la Fig.1). En estos casos, las direcciones del bandeo magmático y de las venas pegmatoides son variables indicando readaptaciones durante la cristalización debido a anisotropías o irregularidades impuestos por los encajantes. Salvo para éstos casos, todo indica que durante la cristalización y emplazamiento del plutón de Pájara el campo de esfuerzos debió caracterizarse por una componente extensional dominante de dirección ESE- WNW.

**Elementos estructurales y deformación en las rocas encajantes**

En este apartado haremos especial referencia al encajante 2 de la Fig.1 pues es el que presenta de forma más evidente la deformación en el campo dúctil-frágil. Este carácter de la deformación es debido a que las rocas ultraalcalinas y parte de los diques básicos que las cortan han sufrido el efecto térmico simultáneo del plutón de Pájara. Así, la recrystalización metamórfica sincinemática que se produce indica

temperaturas decrecientes desde T= 770-600°C en las inmediaciones del contacto (0-400 m), hasta T= 550-400°C a los 1000m. de distancia, para P= 2-0,5Kb (Muñoz y Sagredo 1994). Hacia las inmediaciones del contacto tiende a dominar el comportamiento dúctil, mientras que hacia el exterior domina el comportamiento frágil. Anisotropías como bandas de diques de grano fino paralelos entre si y cortando a roca de grano más grueso condicionan también la trama estructural resultante.

Dentro de la etapa de cizalla principal los elementos estructurales están representados por venas de tensión en escalón, bandas de cizalla, pliegues, budines y brechas de falla.

El elemento estructural más ubicuo está representado por un sistema de venas en escalón (Fig.3A y 3B y Fig.1) que en su evolución final (Fig.3B) deriva a un sistema no escalonado y en ambos casos verticales. El relleno epitaxial de las venas esta formado por plagioclasa y anfíbol, de composición análoga a la de los fundidos residuales que forman las venas y diques pegmatoides del interior del plutón. Ello indica que el inicio de la fracturación de tensión es en buena parte dirigido por la presión de fluidos-fundidos (fracturación hidráulica).

El sistema en escalón muestra una orientación dominante N40-50E y otra secundaria N60-70E (Fig.2b) y está relacionado con superficies de cizalla (N10-30E, Fig.2a). En la evolución final de estas venas se desarrollan otras de dirección subparalela (N10-20, Fig.2b) a las superficies C. Las venas y sus superficies de cizalla constituyen asociaciones subparalelas entre sí (Fig. 3A y 3B) según un patrón en escalón controlado por las direcciones de diques previos. El ángulo entre la vena y la superficie de cizalla es siempre, salvo excepciones, inferior a 45° (30°-40°), es decir, con una componente extensional dominante.

Si el progreso de la cizalla se produce en el sector de menor temperatura (desde 500 a 1000m. del contacto) el resultado final es una brecha con fragmentos de todas las litologías (sienitas, ijolitas, diques básicos) empastados en un entramado de venas feldespáticas. Si el progreso de la cizalla se realiza en el sector de mayor ductilidad las venas de tensión son distorsionadas (Fig.3B) y/o acortadas (Fig.3A). Las venas rotadas se han usado como indicador cinemático del sentido de movimiento, de modo que utilizando el criterio de Williams *et al.*(1994) se con-

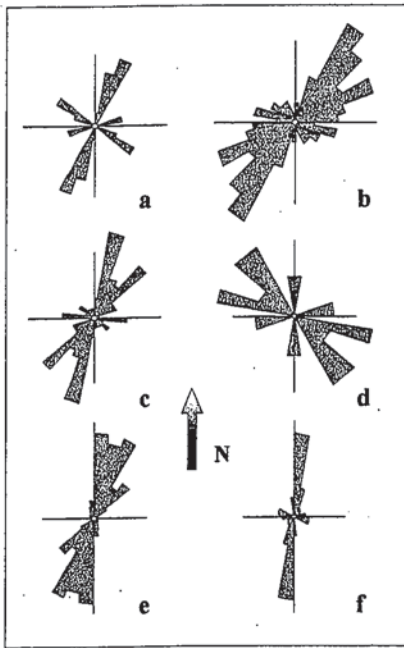


Fig.2.- Rosas direccionales representativas de elementos estructurales en las rocas encajantes y del Plutón de Pájara. Explicación en la Tabla 1.

Fig.2.- Rose diagrams representing the structural elements in the host rocks and the Pájara Pluton. See Table 1. for further details

ELEMENTO ESTRUCTURAL	Datos	Figura
Planos de cizalla	48	2a
Venas de tensión	198	2b
Layering y diques pegmatoides	71	2c
Dirección de plano axial de pliegues	22	2d
Diques máficos "pre/sin-serie I"	225	2e
Diques sálicos "sin-serie I"	66	2f

Tabla 1.- Datos explicativos de la Fig.2

Table 1.- Explanation of Fig.2

firma el carácter dextral de la cizalla, que era ya previsible a partir de las venas no rotadas. Por su parte las superficies C están definidas por bandas milimétricas en las que se ha producido reducción de tamaño de grano acompañado de calentamiento. Como resultado los subgranos forman un agregado granoblástico más fino que el de las zonas inmediatamente adyacentes. Este bandeo puede aparecer además remarcado por variación composicional. Como consecuencia de la evolución de las venas es frecuente la presencia de regueros de budines que indican el mismo vector de extensión (WNW) y el mismo sentido de movimiento que aquellas. Asociados a este

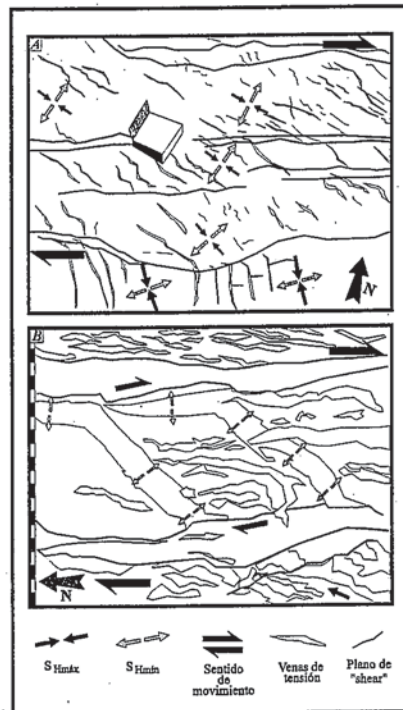


Fig.3.- Esquema basado en fotografías en el que se expresa la relación entre las venas de tensión y cizalla.

Fig.3.- Sketch based on photographs showing the relationship between tensile veins and shear.

proceso, son frecuentes los pliegues centimétricos de clase 1B (flexurales) de eje vertical- subvertical. Las direcciones de plano axial preferentes son N130-155E (Fig. 2d), es decir, normales al sistema de venas de tensión y con un ángulo mayor de 45° con respecto a las bandas de cizalla. Esto último confirma el carácter transtensivo de la cizalla principal.

Desviaciones locales se producen en zonas de entrantes del encajante en el plutón (Fig.1, entre puntos 1 y 2). En este caso (Fig.3A) las venas en escalón muestran una dirección N120-130E asociadas a superficies de cizalla N-70-E. Las direcciones de rotación, el acortamiento de las venas (Fig.3A) y la intensidad de deformación varían a escala métrica. Son frecuentes pliegues menores del mismo tipo que los anteriores en varias direcciones (N10-30E y N70). El carácter también dextral del movimiento descarta la posibilidad de que se trate de un sistema conjugado con el anterior. Todo parece indicar (ver Fig.1) que podría tratarse de una curvatura extensional (*releasing bend*) de la zona de cizalla.

Otras zonas de cizalla secundarias aparecen ligadas a los contactos con apofisis elongadas del plutón (Fig.1 punto 9). Se desarrollan también en el campo dúctil-frágil, pero son de menor

temperatura y mucho más discontinuas que las anteriores. Una de ellas ha sido citada por Casillas *et al.* (1994) más al S, desligada de este contexto y con un significado muy diferente al que aquí se considera. Estas cizallas están definidas por bandas centimétricas asociadas a las brechas frágiles antes descritas. Las bandas de cizalla desaparecen bruscamente a unos 50m. del contacto, a partir de esa distancia la deformación de la roca está representada por la zona de brecha. En estas bandas se desarrolla una foliación milonítica, acompañada de recristalización a  $T = 400-550^{\circ}\text{C}$ . La dirección dominante es N120-140E (Fig.2a) con buzamientos entre 70°-50° al NE, en el contacto N de la apófisis y al SW en el contacto S de la misma. Esta foliación envuelve fragmentos de rocas rotados pero no estirados. No aparece una lineación de estiramiento bien definida. Los pliegues acompañantes de esas cizallas son de clase 2, con plano axial de dirección N110-130E, y su inclinación es similar a la foliación. Ocasionalmente se observan algunos pliegues de arrastre. El sentido de movimiento es variable aunque estadísticamente es dominante el dextral. Este sistema estaría ligado a la introducción de apófisis elongadas en el momento de colocación expansiva final del plutón. Estas apófisis transversas se introducirían bien a favor de fracturas tipo "splay" conectadas con la cizalla principal o bien a través de direcciones estructurales previas. En cualquier caso dan lugar a reajustes estructurales sobreimpuestos a la deformación inmediatamente anterior.

La edad de la cizalla principal se puede deducir por referencia a las edades radiométricas de las rocas ígneas afectadas (rocas alcalinas y enjambre de diques). En relación con las rocas ultraalcalinas se han obtenido dos poblaciones de edades en las que coinciden todos los autores (Le Bas *et al.* 1986, Cantagrel *et al.* 1993 y Sagredo *et al.* 1996). Una de las poblaciones se sitúa entre 25 y 23 Ma y otra entre 22 y 19 Ma. La primera es interpretada como la edad de cristalización magmática y la segunda como representativa del reajuste térmico, simultáneo a la deformación, inducido por el plutón de Pájara.

La mayor parte de las edades absolutas del cortejo filoniano principal son consecuentes con los anteriores. Así las edades K- Ar suministradas por Rona y Nalwalk (1970) y Grunau *et al.* (1975) se sitúan entre 22 y 18 Ma, muy similares a las obtenidas por Feraud *et al.* (1985) mediante el contraste del método  $\text{Ar}^{39}/$

Ar<sup>40</sup> con K- Ar. Las edades «plateaux» de éstos autores oscilan entre 24 y 17 Ma. Según éstos autores, las edades mínimas medidas de 22 Ma en los diques afectados termicamente representarían las edades máximas de cristalización.

Así pues, los datos geocronológicos más representativos y ajustados a los hechos geológicos, indican una edad de la cizalla y del metamorfismo térmico sincinemático en el entorno de los 22-21 Ma.

La manifestación de esta cizalla en zonas más superficiales de la edificación volcánica suprayacente, construida hasta ese momento, se realiza en el campo frágil. Así es frecuente, tanto en la serie submarina como en el tramo inferior de la serie volcánica subaérea miocena, la presencia de brechas angulosas que incluyen fragmentos de diques y rocas volcánicas. Estas brechas equivaldrían a la primera fase tectónica de Ancochea *et al.* (1996).

En este contexto el pliegue descrito por Roberson y Stillman (1979) en los sedimentos cretácicos (Capa 1 oceánica) tiene las características de representar un estadio inicial de un pliegue de tipo «*shear fold*». La geometría de éste pliegue (E-W, buzando al S y un eje hundiéndose en ángulo hacia el ESE) es congruente con la zona de cizalla principal que aquí se describe. De hecho éstos autores mencionan la existencia de una zona de cizalla dextral aproximadamente N-S para explicar este pliegue. Estos autores consideran que los diques no están plegados por lo cual sitúan a la deformación responsable del pliegue en el Cretácico terminal o en el terciario temprano. Sin embargo, hemos señalado la existencia de pliegues menores afectando al enjambre de diques y por tanto es evidente que debe haberlos también mayores. El problema es que su observación se hace difícil porque el acortamiento secundario de la cizalla (ver Fig 1. eje Z del elipsoide) coincide con la dirección dominante de emplazamiento de los diques y a su vez es enmascarado por nuevos diques prácticamente con la misma dirección. Se puede asumir que dicho pliegue se habría generado en los estadios tempranos de la actuación de esta cizalla, cuando se produce el ascenso, desde zonas profundas, de la masa plutónica.

#### Consideraciones finales

El patrón estructural general que muestran los materiales encajantes es congruente con la existencia de una

zona de cizalla principal como la descrita en el recuadro inferior de la Fig.1. Esta cizalla, controlada por las anisotropías de la malla de diques, estaría entroncada con una familia de fallas subparalelas, con desplazamiento en la horizontal, de dirección N-S a N-30-E, con sentido de movimiento dextral. El funcionamiento transtensivo de la cizalla principal aparece constatado por la geometría de las venas en escalón, formando ángulos siempre menores de 45° con la superficie C, y por las direcciones de los pliegues más representativos que forman un ángulo mayor de 45°, con el sistema de cizalla principal. Teniendo en cuenta estos datos y siguiendo el criterio de Woodcock y Schubert (1994) resulta un tipo de deformación para esta cizalla como el del elipsoide representado en la Fig.1. La componente extensional dominante (eje X) tendría una dirección NW-SE y el acortamiento secundario (eje Z) una dirección NE-SW. Este tipo de deformación es compatible con el que reflejan las estructuras internas del plutón de Pájara. Por lo tanto se puede concluir que este plutón se emplazó en el interior de una zona de cizalla transtensiva.

Desviaciones locales antes señaladas son asumibles dentro de este régimen general. Así, zonas de cizalla secundarias se producen asociadas a la introducción de apófisis elongadas en el momento de colocación expansiva final del plutón. Estas apófisis transversas se introducirían bien a favor de fracturas tipo «*splay*» conectadas con la cizalla principal o bien a través de direcciones estructurales previas. En cualquier caso dando lugar a reajustes estructurales sobrepuestos a la deformación inmediatamente anterior.

La edad inferida de la cizalla se sitúa entre 22 y 21 Ma. Por tanto, la manifestación en superficie de la misma estaría reflejada en la deformación frágil que presenta buena parte del tramo inferior de la serie volcánica subaérea miocena (inicio de la fase de escudo). El mismo tipo de deformación se manifiesta también en la serie submarina inmediatamente por debajo. La deformación de los sedimentos debió producirse en los estadios iniciales del ascenso de la masa intrusiva a través de ésta zona de cizalla. Así, las rocas plutónicas de Pájara y otras equivalentes que debieron contribuir, desde zonas más profundas, a través de sus diques predecesores, a construir el comienzo del edi-

ficio volcánico mioceno, contribuyen también en su emplazamiento definitivo a la destrucción del mismo.

Por último, la zona de cizalla aquí descrita parece coincidir con la dirección Banco de la Concepción- Lanzarote-Fuerteventura. Gran Canaria, por su parte, y Tenerife- Gomera-Hierro, por otra, deben corresponder a segmentos «*en échelon*» de la misma zona de cizalla. La Palma y los montes submarinos más occidentales corresponderían a la rama oeste de esta zona de cizalla N 5-10 E, que se incurva hacia el SW.

#### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB91-0147-CO2-01 de la DGICYT

#### Referencias

- Ancochea, E., Brandle, J.L., Cubas, C.R., Hernan, F. y Huertas, M.J. (1996): *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 70: 183-204
- Cantagrel, J.M., Fúster, J.M., Pin, Ch., Renaud, U. e Ibarrola, E. (1993): *C.R.Acad.Sci.Paris*, 316: 1147-1153
- Casillas, R., Ahijado, A. y Hernández Pacheco, A. (1994): *Geogaceta*, 15: 117-120
- Fúster, J.M., Barrera, J.L., Muñoz, M., Sagredo, J. y Yebenes, A. (1984): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1106 (Pájara) del Mapa geológico Nacional a escala 1:25.000*, IGME.
- Féraud, G., Giannérini, G., Campredon, R. y Stillman, C.J. (1985): *Jour. Volcanol. Geoth. Res.*, 25: 29-52
- Grunau, H.R., Lehner, P., Cleintuar, N.R., Allenbach, P. y Bakker, G. (1975): *Progress in Geodynamics, Rov.Net. Acad. Arts and Sci.*: 90-118
- Le Bas, M.J., Rex, D.C. y Stillman, C.J. (1986): *Geol. Mag.*, 123: 287-298.
- Muñoz, M. y Sagredo, J. (1994): *Bol. Soc. Esp. Min.*, 17-1: 86-89.
- Robertson, A.H.F. y Stillman, C.J. (1979): *J. Geol. Soc. London* 136: 47-60
- Rona, P.A. y Nalwalk, A.J. (1970): *Geol. Soc. America. Bull.*, 81: 1117-2122
- Sagredo, J., Muñoz, M. y Galindo, C. (1996): *Geogaceta* 20 (2): 506-509.
- Williams, P.F., Goodwin, L.B. y Ralser, S. (1994): *In Continental Deformation. Editor: P.L.Hancock. Pergamon Press.* 1-27
- Woodcock, N.H. y Schubert, C. (1994): *In Continental Deformation. Editor: P.L. Hancock. Pergamon Press.* 251-263.