

Zonas de falla y desarrollo de cataclasitas en la Unidad del Aljibe (Complejo del Surco de los Flyschs, Béticas)

Fault zones and cataclasite development in the Aljibe Unit (Flysch Trough Complex, Betics)

Juan Carlos Balanyá ⁽¹⁾, Inmaculada Expósito ⁽¹⁾, Ana Crespo-Blanc ⁽²⁾ y María Luján ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, 41013 Sevilla. jcbalrou@upo.es; iexpram@upo.es

⁽²⁾ Departamento Geodinámica, Universidad de Granada, 18071 Granada, y Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. CSIC-UGR. 18071 Granada. acrespo@ugr.es; mlujan@ugr.es

ABSTRACT

The Aljibe Unit is the largest tectonic element within the Flysch Trough Complex in the Betics. Its structure consists of an imbricate thrust system, developed on top of the Subbetic zone mainly during Middle Miocene. Strike-slip faults and normal-component faults developed at the same time and later. The study of representative deformation bands, a few to tens meters width and associated with all the type of faults, in terms of meso- and microstructures allow us to investigate the fault kinematics and conditions during deformation. In particular, the fault zones which affected the quartzose sandstones of the Aljibe Formation, show a high concentration of brittle deformation structures. Together with discrete fracture surfaces, joints and veins, and asymmetric folds, the more prominent structure corresponds to cataclastic slip bands (CSBs), 1 to 5 mm thick. They are either subparallel to the main fault surface or anastomosed. Fault rocks associated with CSBs are protocataclasites and cataclasites. Within the CSBs thicker than 2 mm, a cataclastic foliation oblique to CSB walls can develop. It provides a shear sense indicator coherent with other criteria observed in the same fault zone.

Key words: Fault zones, cataclasites, CSBs, Aljibe sandstones, Betics.

Geogaceta, 48 (2010), 191-194
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010
Fecha de revisión: 21 de abril de 2010
Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

Introducción

En el Arco de Gibraltar, el Complejo del Surco de los Flyschs marca la sutura Miocena entre la zona interna del Arco (Dominio de Alborán) y el Antepaís deformado (Subbético y Prebético en las Béticas y Unidades del Rif Interno en Marruecos). En las Béticas, la Unidad del Aljibe es la unidad tectónica más extensamente representada de este complejo. Definida por Didon (1969), ha sido objeto de numerosos trabajos y hoy en día tanto su litoestratigrafía (Esteras *et al.*, 1995) como su estructura (Luján *et al.*, 2006) son conocidas con bastante detalle. Sin embargo, los trabajos relativos a las estructuras de deformación de la unidad se han centrado en las estructuras de escala cartográfica y/o en la modelización de las mismas, pero no se han orientado hacia escalas más pequeñas. En este sentido, este trabajo presta atención a las meso y microestructuras desarrolladas en las zonas de falla del interior de la Unidad del Aljibe, asociadas principalmente a cabalgamientos y, en menor medida, a fallas de salto en dirección y de componen-

te normal. Este tipo de estudios permiten, entre otros aspectos de interés: a) establecer el control que litologías específicas ejercen sobre el desarrollo microtextural de las rocas de falla y su relación y control con litologías específicas (Blenkinsop y Rutter, 1986; Lloyd y Knipe, 1992), b) determinar la cinemática de las fallas mayores a las que se asocian, y c) estimar las condiciones presentes durante la fracturación (temperatura, presión, presencia de fluidos, etc.; Caine *et al.*, 1996; Labaume & Moretti, 2001).

Para ello se ha partido del conocimiento general de la estructura de la Unidad en sus afloramientos principales (Luján *et al.*, 2006) y se ha hecho una selección de cortes representativos de zonas de falla que incluyen tanto cabalgamientos (Loma del Padrón, Rozarena, S^a Saladavieja, S^a de la Plata, S^a del Retín) como fallas de salto en dirección (embalse de Barbate) y fallas de salto oblicuo con componente normal (Arroyo Salado). Las observaciones (desde escala mesoscópica a microscópica) se han sistematizado con tres objetivos: a) caracterizar las estructuras que común-

mente configuran las zonas de falla en la Unidad del Aljibe; b) describir las rocas de falla que se asocian a las mismas, en especial las desarrolladas en areniscas cuarzosas; y c) mejorar el conocimiento cinemático y de condiciones de formación de las fallas mayores a partir de sus zonas y rocas de falla.

Contexto geológico y características petrográficas

El Complejo del Surco de los Flyschs está formado por un conjunto de coberturas que, despegadas de su basamento original durante el Mioceno, se presentan alóctonas sobre el Subbético y estructuradas según una tectónica de piel fina. Sus sucesiones estratigráficas incluyen tanto depósitos de abanico submarino como de llanura abisal y su edad abarca el intervalo Cretácico-Mioceno Inferior.

La sucesión litoestratigráfica de la Unidad del Aljibe (Esteras *et al.*, 1995) comporta en los casos aquí estudiados: a) la Serie de Base de edad Paleógeno, formada por pelitas rojas que intercalan uno

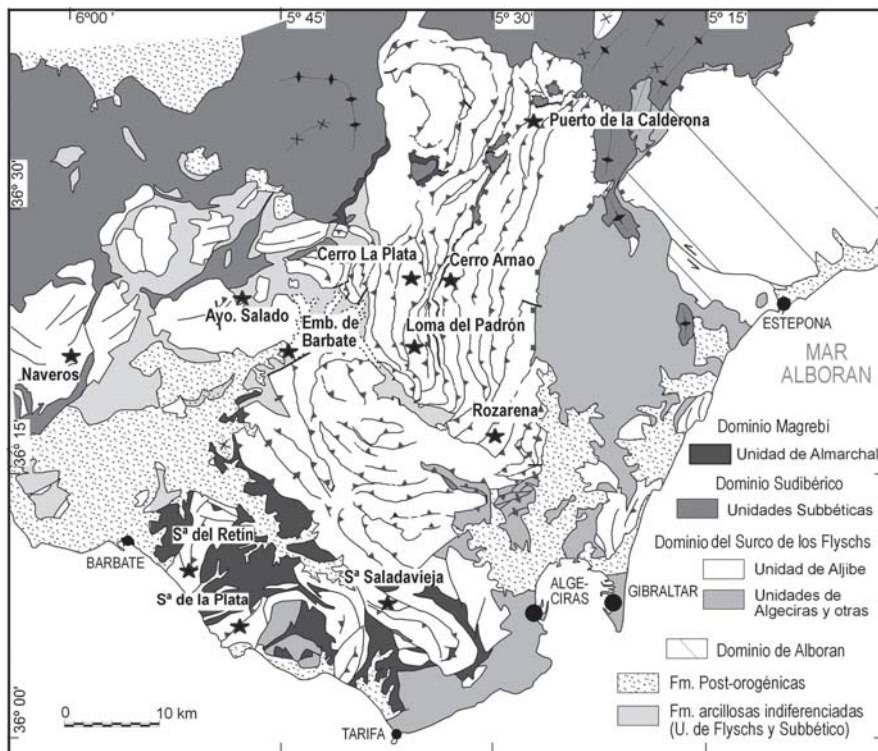


Fig. 1.- Mapa tectónico de las Béticas occidentales y sectores estudiados dentro de la Unidad del Aljibe (asteriscos).

Fig. 1.- Tectonic map of Western Betics and sampled areas within the Aljibe Unit (asterisks).

o dos niveles decamétricos de turbiditas calcáreas; b) la Formación Aljibe, formada por areniscas cuarzosas de edad Aquitaniense; y c) la Fm. Supranumídica, formada por margas e intercalaciones calcareníticas de edad Burdigaliense.

La Fm. Aljibe, en la que se sitúan la mayoría de las zonas de falla observadas en este trabajo, está constituida por una sucesión de unos 1.000-1.500 m de espesor constituida por potentes bancos (hasta >10 m) de areniscas cuarzosas, entre los que se intercalan niveles pelíticos de colores pardos. Las areniscas son de colores blanco-amarillentos y están formadas principalmente por clastos de cuarzo (> 90% en general; con frecuencia > 95%) de tamaño medio a grueso. Están poco clasificados o tienen distribuciones bimodales. La fracción gruesa está bien redondeada (Fig. 2). Las características exoscópicas de un buen porcentaje de clastos («granos mates») permiten suponer que han sufrido un transporte eólico previo a su depósito en un abanico submarino. Las areniscas se encuentran, en general, poco cementadas, siendo su cemento mayormente amorfo (silíceo o ferruginoso) o derivado del crecimiento autigénico de caolinita y dickita (Ruiz Cruz, 1990). En las muestras alejadas de las zonas de falla y en las que no se observan estructuras de deformación

macroscópicas, las únicas estructuras visibles al microscopio son algunos bordes suturados entre granos y microfracturas intragranulares asociadas a algunos contactos entre granos (Fig. 2).

El espesor de la columna estratigráfica, la mineralogía de las areniscas y de las arcillas, y las características geométricas de las imbricaciones, sugieren que la porción exhumada de las fallas no ha debido experimentar un soterramiento superior a 3 km, lo que permite suponer temperaturas inferiores a 100°C para gradientes térmicos normales. Todo ello señala condiciones de deformación netamente frágiles para todas las fallas y rocas de falla objeto de este estudio.

Estructura de las zonas de falla

Esta unidad presenta una estructura imbricada característica (Fig. 1), con un alto número de escamas de vergencia variable según sectores. El salto asociado a cada cabalgamiento oscila por término medio entre 0,5 y 2,5 km (Luján et al., 2006). Los cabalgamientos que dan la estructura imbricada de la Unidad del Aljibe muestran con frecuencia bandas de deformación de espesor métrico a decamétrico espacialmente asociadas a las superficies de falla principales. En la mayoría de los casos, el protolito defor-

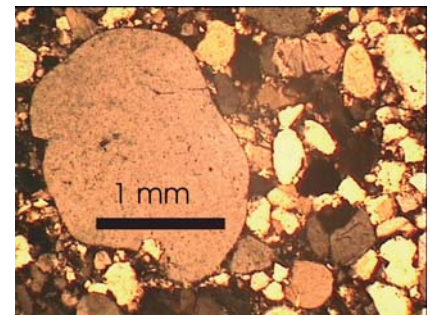


Fig. 2.- Arenisca cuarzoza de la Fm. Aljibe (S° de La Plata, nicoles cruzados).

Fig. 2.- Quartzite of the Aljibe Formation (S° de la Plata, crossed nicols).

mado corresponde a las areniscas del Aljibe, aunque las arcillas y niveles de turbiditas calcáreas de la Serie de Base conforman a veces el bloque de techo de los cabalgamientos. Si se compara con lo que habitualmente se observa en el protolito indeformado (Chester y Logan, 1986, 1987), dentro de las zonas de falla la densidad de elementos macroscópicos de deformación frágil, tales como bandas cataclásticas de deslizamiento (*cataclastic slip bands* o CSBs; Fowles y Burley, 1994), fallas subsidiarias, diaclasas (de extensión o de cizalla), y pliegues, aumentan progresivamente hacia la superficie de falla principal. También es frecuente que dentro de una misma zona de falla se desarrollen fallas subsidiarias de pequeño salto, en torno a las cuales se reproduce, a pequeña escala, el mismo patrón de aumento de la densidad de elementos de deformación frágil (Fig. 3).

A pesar de lo indicado, la aplicación del «damage zone-fault core model» de

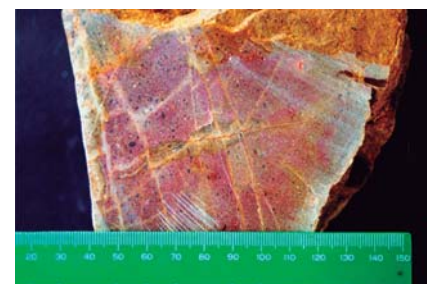


Fig. 3.- Sección paralela al plano de movimiento de una falla subsidiaria (borde izquierdo), dentro de una zona de falla cabalgante (S° de La Plata). Las CSBs corresponden a las bandas blancuecinas de espesor milimétrico.

Fig. 3.- Section parallel to the movement plane of a subordinate fault (left boundary), within a thrust fault zone (S° La Plata). CSBs correspond to clear bands of millimetric thickness.

Chester y Logan (1986) para la descripción de la estructura de la zona de falla no es sencilla, puesto que con frecuencia se tiene una observación continua sólo de uno de los dos bloques. En muchos casos de zonas de falla asociadas a cabalgamientos, el único bloque observable en detalle es el inferior, compuesto por areniscas del Aljibe.

Los pliegues se desarrollan sólo localmente. Son asimétricos y de escala métrica a decimétrica. En su mayor parte se encuentran desarrollados en niveles areniscos con intercalaciones arcillosas. Muestran evidencias de deformación frágil, con frecuentes superficies de cizalla discretas que desplazan segmentos de la charnela y de los flancos (Fig. 4).

También cabe destacar que las zonas de falla de los cabalgamientos pueden reorientar las superficies de estratificación, haciéndolas más paralelas a la falla principal. Cuando esto es perceptible el espesor de la serie estratigráfica afectado es muy variable, desde unos pocos metros hasta 50-70 m, y es un criterio adicional para definir el espesor de la propia zona de falla (Schultz y Evans, 1998).

Características meso- y micro-estructurales de las CSBs

Las bandas cataclásticas de deslizamiento (CSBs) son particularmente frecuentes en las zonas de falla que afectan a las areniscas del Aljibe. Son de espesor milimétrico (habitualmente 1-2 mm; máximo 5-7 mm) y se presentan como bandas netas que se destacan del resto de la roca por su coloración blanca y por su reducido tamaño de grano. También por ser más resistentes a la erosión, lo que hace que resalten en forma de microrelieves positivos (Fig. 5). Pueden presentarse anastomosadas, aproximadamente paralelas o agrupadas en varias familias bien definidas que intersectan entre sí. Se observa sistemáticamente que desplazan marcadores previos y que, por tan-

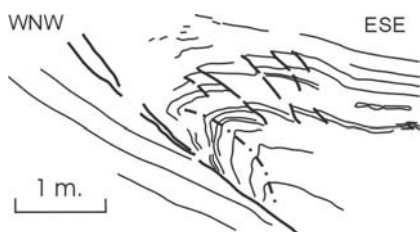


Fig. 4.- Pliegues asimétricos en zonas de falla asociadas a cabalgamientos (Rozarena).

Fig. 4.- Asymmetric folds in a thrust fault zone (Rozarena).



Fig. 5.- Aspecto macroscópico de las CSBs (embalse de Barbate).

Fig. 5.- Macroscopic features of CSBs (embalse de Barbate).

to, todas representan bandas de cizalla. El salto acomodado por cada una de ellas, cuando puede estimarse, es muy pequeño (1-10 mm) (Fig. 3).

La longitud de la traza de una CBS puede seguirse, cuando las condiciones del afloramiento lo permiten, durante decenas de metros. Cuando la falla principal o una falla subsidiaria tienen estrías observables, las CSBs que se desarrollan próximas y paralelas a ellas tienen el mismo sentido de cizalla si se observan en una sección paralela al plano de movimiento de la falla principal (Fig. 3).

La roca de falla que típicamente se desarrolla en las CSBs estudiadas es una cataclasita (50%-90% de matriz) o una protocataclasita (matriz entre el 10 y el 50%). En las rocas de falla desarrolladas en areniscas de grano medio a grueso (las

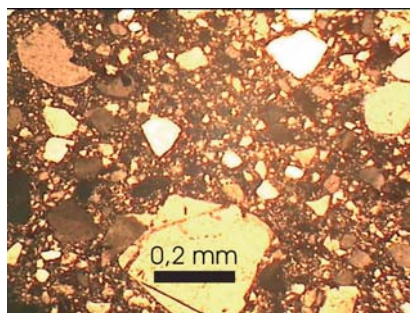


Fig. 6.- Microtextura de la parte central de una CSB (nicoles cruzados).

Fig. 6.- Microtexture of the central part within a CSB (crossed nicols).

más comunes; Fig. 6), la matriz tiene un tamaño de grano $< 0,1$ mm y los porfiroclastos miden 0,2-0,5 mm de diámetro como media. Estos últimos pueden presentarse como fragmentos angulosos (algunos cóncavos; Fig. 6) procedentes de los granos de la Formación Aljibe, o bien como granos que conservan parcialmente la forma original (subredondeada). Los clastos son granos simples (la mayoría) o policristalinos, con límites rectos entre cristales. Pueden presentar extinción ondulante. Se encuentran atravesados por gran número de microfracturas (Kranz, 1983), la mayor parte intragranulares. Cuando se observan microfracturas intergranulares (de hasta 10 diámetros de grano de longitud), presentan signos de desplazamiento paralelo a la fractura.

El tránsito entre la CSB propiamente dicha y el protolito se realiza mediante una serie de cambios texturales que tienen lugar en tan sólo unos milímetros de espesor.

Estos incluyen el desarrollo extensivo de microfracturas en granos que conservan su esfericidad y tamaño original. Esta zona de la roca aparece en vista macroscópica aparentemente indeformada, pese a que la densidad de microfracturas es muy alta (Fig. 7).

Aunque el número de clastos de cuarzo con extinción ondulante y/o desarrollo de subgranos es alto, la distribución de los mismos no muestra ningún incremento significativo de su concentración hacia las

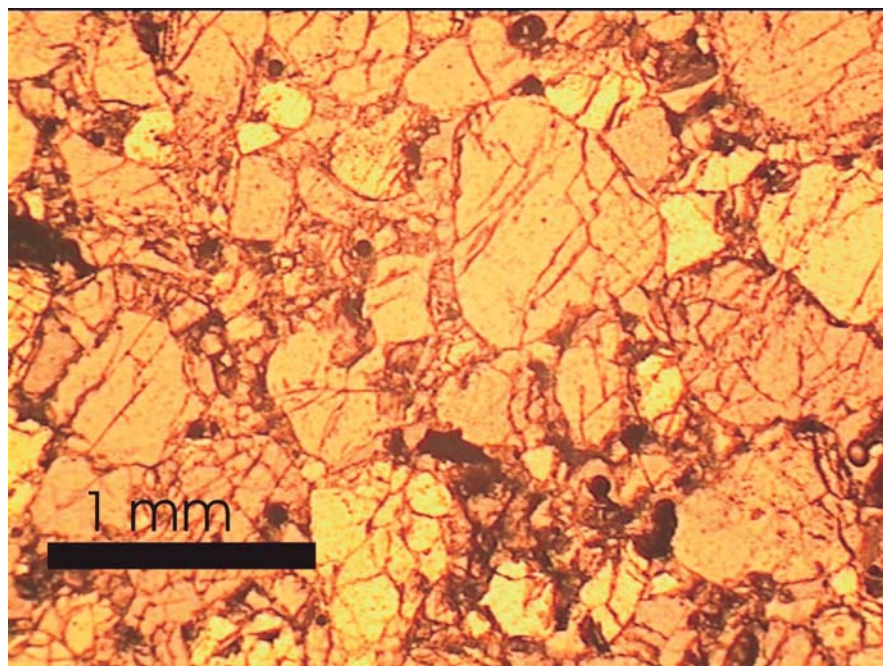


Fig. 7.- Desarrollo de microfracturas, la mayor parte intragranulares, en las paredes de una CSB (Sª del Retin).

Fig. 7.- Microcrack development, mostly intragranular, in the CSB walls (Sª del Retin).

bandas de cataclasis, por lo que cabe considerar en todos los casos que se trata de microestructuras heredadas de la roca fuente.

En el interior de las CSBs de espesor ≥ 2 mm se puede apreciar el desarrollo de una foliación cataclástica (Chester *et al.*, 1985) definida principalmente por superficies de concentración de opacos. Se disponen oblicuas a las paredes de la CSB formando ángulos con ellas de 30° - 40° y su espaciado es de unos 0,5 mm. Cuando esta foliación describe formas sigmoidales, éstas son coherentes con el deslizamiento de la banda de cizalla deducido mediante otros criterios cinemáticos. En las CSBs de mayor espesor (5-7 mm) se puede apreciar el desarrollo de la foliación cataclástica a escala de muestra de mano.

Discusión y conclusiones

Las zonas de falla asociadas a cabalgamientos que afectan a las areniscas de la Unidad del Aljibe tienen características similares con independencia del salto asociado. Tienen espesores variables, entre unos metros y varias decenas de metros, y están caracterizadas por el desarrollo intensivo de estructuras de deformación frágil, especialmente superficies de fractura discretas y bandas cataclásticas de deslizamiento (CSBs). Estas últimas tienen espesor milimétrico y se disponen tan-

to paralelas a la falla principal como anastomosadas, o bien definiendo varias familias. De manera subordinada se desarrollan también pliegues asimétricos (decimétricos a métricos) circunscritos a las proximidades de la falla principal y/o tiene lugar la reorientación de las superficies de estratificación (algunas decenas de metros). Asociaciones estructurales comparables a las descritas se han encontrado también en los casos analizados correspondientes a fallas de salto en dirección y de componente normal, lo que sugiere que las características composicionales y texturales del protolito son las que en mayor medida condicionan el desarrollo estructural de las zonas de falla.

Las CSBs son las estructuras más representadas en todas las zonas de falla. Las rocas de falla que se desarrollan de manera general son cataclasis y, en menor proporción, protocataclasis. A partir de un espesor ≥ 2 mm se puede desarrollar una foliación cataclástica definida fundamentalmente por opacos. Se dispone oblicua a las paredes de la CSB (30° - 40°) y da formas sigmoidales coherentes con el sentido de deslizamiento general de la banda de cizalla. Los mecanismos de deformación plástica a baja temperatura parece que no han tenido ningún desarrollo, toda vez que la distribución de granos de cuarzo con extinción ondulante no se ha visto que guarde relación alguna con la proximidad a las CSBs.

La concentración de numerosas CSBs con desplazamientos asociados muy pequeños y la limitada aparición de superficies estriadas están de acuerdo con la idea de que estas bandas de deformación expresan situaciones de endurecimiento durante la deformación (Fossen y Hesthammer, 1997), que favorecerían el desarrollo de nuevas bandas de deformación frente a la acumulación progresiva del desplazamiento en superficies discretas.

Agradecimientos

El trabajo ha sido financiado por los proyectos: CGL2009-11384, RNM 215, RNM3713, y CONSOLIDER-INGENIO 2010-CSD2006-00041. Nuestro agradecimiento al Dr. Carlos Liesa y a un revisor anónimo por la atenta revisión del manuscrito.

Referencias

- Blenkinsop T.G. y Rutter, E.H. (1986). *Journal of Structural Geology*, 8, 669-681.
- Caine, J.S., Evans, J.P., y Foster, C.B. (1996). *Geology*, 24, 1025-1028.
- Chester, F.M., Friedman M. y Logan, J.M. (1985). *Tectonophysics*, 111, 139-146.
- Chester, F.M. y Logan, J.M. (1986). *Pure and Applied Geophysics*, 124, 79-106.
- Chester, F.M. y Logan, J.M. (1987). *Journal of Structural Geology*, 9, 621-634.
- Didon, J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne meridionale)*. Tesis Doctoral, Univ. de París, 523 p.
- Esteras, M., Feinberg, H. y Durand-Delga, M. (1995). En: *IV Coloquio Internacional sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*, II, 205-215.
- Fowles, J. y Burley, S. (1994). *Marine and Petroleum Geology*, 11, 608-623.
- Fossen, H. y Hesthammer, J. (1997). *Journal of Structural Geology*, 19, 1479-1493.
- Kranz, R.L. (1983). *Tectonophysics*, 100, 449-480.
- Labaupe, P. y Moretti, I. (2001). *Journal of Structural Geology*, 23, 1659-1675.
- Lloyd, G.E. y Knipe, R.J. (1992). *Journal of Structural Geology*, 14, 127-143.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A. y Balanyá, J.C. (2006). *Tectonics*, 25/6, TC6001-10.1029/2005TC001910: 1-17.
- Ruiz Cruz, M.D. (1990). *Estudios Geológicos*, 46, 71-79.
- Schultz, S. E. y Evans J.P. (1998). *Tectonophysics*, 295, 223-244.