

Evolución tectono-metamórfica de la unidad extensional de Adra (Complejo Alpujárride, Béticas centrales): Resultados preliminares

Tectonometamorphic evolution of the Adra extensional unit (Alpujarride Complex, central Betics): preliminary results

J.M. Azañón, A. Crespo-Blanc, V. García-Dueñas y M. Sánchez-Gómez

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra - Departamento de Geodinámica, C.S.I.C-Universidad de Granada, Campus Fuentenueva, 18071-Granada, Spain.

ABSTRACT

In the central Betics, the Adra unit represents the higher unit of the Alpujarride complex. This unit is bounded by Miocene low-angle normal faults. The lithostratigraphic sequence of Adra unit includes, from bottom to top: dark schists with garnet, light coloured schists (Palaeozoic), phyllites (Permo-Triassic) and carbonated rocks (upper Triassic). North-vergent recumbent folds have been recognized within the unit. They affect the lithological boundaries, the metamorphic isogrades and the main foliation, this latter formed during a decompression, that is with an extensional character. These data suggest the alternance of contractional and extensional events during the tectonic evolution of the Alpujarride Complex.

Key words: *Alpujarride complex, Adra extensional unit, tectonometamorphic evolution, compression-extension alternance.*

*Geogaceta, 20 (4) (1996), 813-816
ISSN: 0213683X*

Introducción

El Dominio cortical de Alborán (Balanyá y García-Dueñas 1988), constituido principalmente por los complejos Nevado-Filabride, Alpujárride y Maláguide (Fig. 1), sufrió en el Mioceno un importante adelgazamiento asociado al «rifting» que originó la cuenca de Alborán. A lo largo de ese proceso extensional se suceden varios episodios con diferentes direcciones de transporte (Comas *et al.*, 1992, García-Dueñas *et al.* 1992) de modo que finalmente las principales unidades Béticas resultan limitadas por zonas de cizalla frágiles (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1989, Alonso-Chaves *et al.*, 1993, Azañón *et al.*, 1993, Crespo-Blanc *et al.*, 1994, Crespo-Blanc, 1995). No obstante, en las Béticas occidentales algunos contactos dúctiles entre unidades se reconocen aún (García-Dueñas y Balanyá 1991, Balanyá *et al.*, 1993, Sánchez-Gómez *et al.*, 1995).

También se han preservado pliegues recumbentes plurikilométricos de vergencia N dentro de las unidades extensionales del Complejo Alpujárride (Avidad y García-Dueñas 1981, Balanyá *et al.*,

1987, Campos y Simancas 1989, Simancas y Campos 1993). En estas unidades, los límites entre diferentes formaciones litológicas son paralelos a una foliación de aplastamiento penetrativa (S_2). Esta foliación debió ser generada durante un evento extensional ya que la evolución metamórfica contemporánea indica una progresiva descompresión sin variaciones significativas de la temperatura (ver trayectorias en Balanyá *et al.*, 1993, Azañón 1994, y este trabajo). Tras la S_2 y el crecimiento mineral asociado, se desarrolla un clivaje de crenulación, menos penetrativo a escala regional que S_2 , ligado a la generación de los pliegues recumbentes de vergencia N mencionados. En resumen, la evolución Paleógena del Dominio cortical de Alborán incluye una compleja sucesión de episodios que producen: primero, el engrosamiento cortical causante del metamorfismo de alta presión (e.g. Goffé *et al.*, 1989, Tubía y Gil-Ibarguchi 1991), después un adelgazamiento de la corteza engrosada concomitante con el desarrollo de la S_2 y finalmente, el plegamiento de la secuencia metamórfica adelgazada (Balanyá *et al.*, 1993, Azañón *et al.*, 1994).

En este trabajo se presentan resultados preliminares sobre la evolución tectonometamórfica de la unidad llamada unidad de Adra, que pertenece a los Alpujárrides superiores en las Béticas centro-orientales. Se describen por primera vez como parte de la unidad de Adra, filitas Permo-Triásicas y rocas carbonáticas del Triás superior. Dichas rocas afloran en el núcleo de un gran pliegue sinclinal posterior a la S_2 . De este modo, la alternancia de episodios contractivos y extensionales en la evolución tectónica de la unidad de Adra queda probada.

Secuencia litoestratigráfica de la unidad extensional de Adra

La secuencia litoestratigráfica de Adra ha sido generalmente considerada como una sucesión metapelítica de esquistos oscuros y esquistos claros con metacuarcitas intercaladas (Aldaya *et al.*, 1983, Cuevas 1990, Tubía *et al.*, 1992, Azañón 1994). El mapa de la unidad, al N de la localidad de Adra (Fig. 1), muestra un importante afloramiento de filitas dentro de un núcleo sinclinal. Este sinclinal está conectado, a través de afloramientos dis-

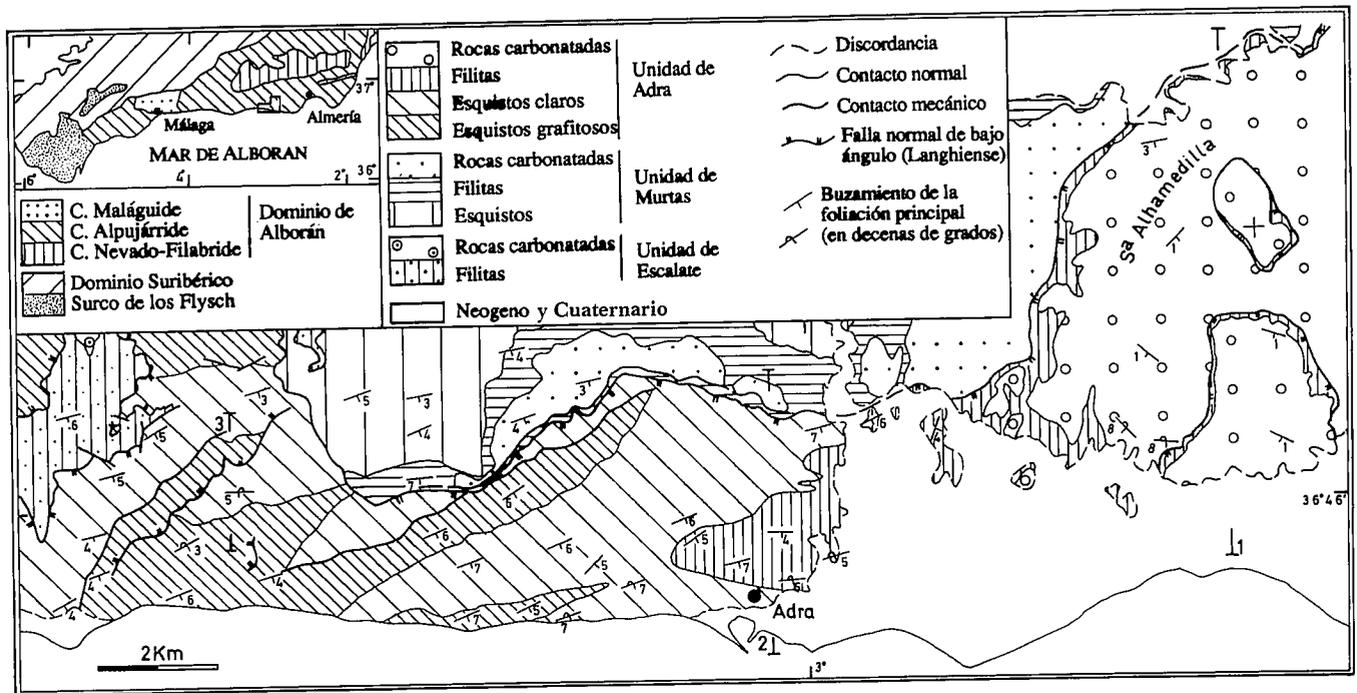


Fig.1.- Esquema geológico de la región de Adra, según Aldaya *et al.* 1983 y Cuevas 1990 modificado.

Fig.1.- Geological sketch of the Adra region, according to Aldaya *et al.* (1983) and Cuevas (1990), modified.

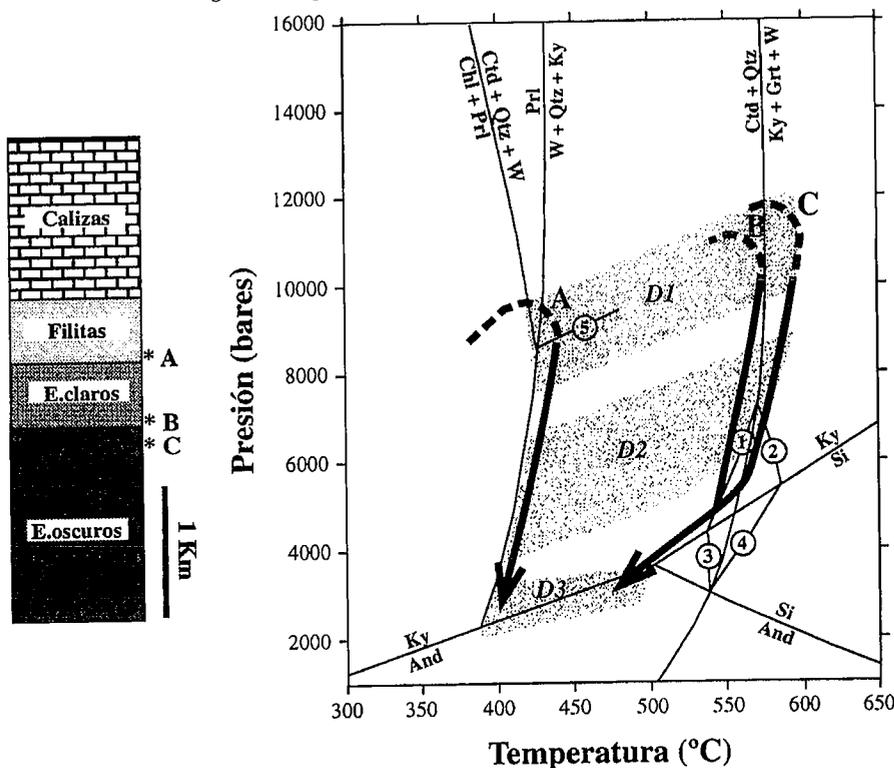


Fig. 2.- Secuencia litoestratigráfica de la unidad extensional de Adra con espesores máximos aproximados y evolución P-T-t de distintos niveles de la secuencia metapelítica (tomado de Azañón 1994). Reacciones: 1) Cloritoide (Ctd) + Distena (Ky) = Estauroilita + Cuarzo + H₂O (W); 2) Granate + Distena + H₂O = Estauroilita + Cuarzo; 3) Estauroilita + Cuarzo = Granate + Sillimanita + H₂O; 4) Estauroilita + Cuarzo = Granate + Sillimanita + H₂O; 5) Cloritoide + Cuarzo = Distena + Clorita (Chl) + H₂O. And: Andalucita. Prl: Pirofilita. D1: episodio de alta presión. D2: descompresión y formación de la foliación metamórfica principal S₂. D3: pliegues recumbentes.

Fig.2.-Lithostratigraphic sequence of the Adra extensional unit, with approximate maximum thicknesses and P-T-t evolution of different levels of the metapelitic sequence (according to Azañón 1994). D1: high-pressure episode. D2: decompression and development of the main metamorphic foliation S₂. D3: recumbent folds.

persos, con el sinclinal recumbente de la Sierra Alhamedilla, allí nucleado por una secuencia carbonática (cf. Aldaya *et al.*, 1983). Por tanto, la sucesión litoestratigráfica de la unidad de Adra está constituida de E a W por todas las formaciones típicamente alpujárrides. Estas son de techo a muro: formación carbonática del Trías medio y superior, formación de filitas atribuida generalmente al Permo-Trías, formación de esquistos claros y metacuarcitas, y formación de esquistos oscuros, las dos últimas formaciones atribuidas al Paleozoico. La potencia aproximada de cada formación aparece en la Figura 2.

Asociaciones minerales y episodios de deformación

En la unidad de Adra y en el Complejo Alpujárride en general, la foliación principal S₂ está sobreimpuesta a una foliación S₁ relicta. Tras S₂, se desarrolla un clivaje de crenulación S₃ subparalelo al plano axial de pliegues recumbentes. El estudio de las relaciones entre crecimiento mineral y fases de deformación en las sucesiones metapelíticas permite establecer la evolución metamórfica de las diferentes partes de la unidad de Adra (Azañón 1994). Las asociaciones minerales representativas de cada formación metapelítica son las siguientes: a) filitas: cloritoide, distena, clorita, fengita, epidota, rutilo y pseudomorfos de carfolita; b) es-

quistos claros: cloritoide, estauroilita, clorita y fengita; c) esquistos oscuros: granate, estauroilita, distena, fengita, rutilo e ilmenita (Azañón 1994). Las trayectorias P-T-t, establecidas con el uso de geotermobarómetros, en tres niveles de las formaciones metapelíticas de Adra se ilustran en la Figura 2. Las conclusiones más importantes son las siguientes:

1) Se observa un progresivo incremento del grado metamórfico coincidente con la polaridad estratigráfica de la secuencia.

2) La diferencia en las condiciones P-T a lo largo de la unidad de Adra sugiere que dicha unidad representa una sección casi homogéneamente atenuada de la corteza superior. El incremento progresivo de la carga hacia los niveles inferiores justificaría las diferencias de P y T durante el evento de formación de S₁ a alta presión. La trayectoria de descompresión aproximadamente isotérmica durante el desarrollo de S₂ (Fig.2) junto con la proximidad actual, a través de la secuencia, entre las asociaciones minerales pertenecientes al evento de alta presión, demuestran el carácter extensional de la foliación S₂. Balanyá *et al.*, (1993) obtienen resultados similares en la unidad de Jubrique, situada sobre las peridotitas de Ronda en las Béticas occidentales.

3) La temperatura durante la formación de los pliegues recumbentes (D₃) es todavía suficientemente alta porque se han generado porfiroblastos de andalucita durante y después del clivaje de crenulación S₃ (500-550°C en los esquistos oscuros con granate).

Geometría de los pliegues recumbentes o volcados post-S₂

La principal estructura relacionada con el plegamiento post-S₂ en la unidad de Adra es un gran sinclinal cuyo núcleo incluye rocas carbonáticas en la Sierra Alhamedilla (Figura 1). Este pliegue fue ya señalado por Aldaya *et al.* (1983), Balanyá *et al.* (1987), Campos y Simancas (1989) y Simancas y Campos (1993) aunque la secuencia estratigráfica fue atribuida a la unidad alpujárride más baja. Sin embargo, las asociaciones minerales de las filitas de la Sierra Alhamedilla son similares a las de Adra. Los cortes 1 y 2 de la figura 3 muestran el flanco inverso y la vergencia norte de este pliegue de escala kilométrica. Por debajo del núcleo sinclinal de la Sierra Alhamedilla, en los esquistos paleozoicos, se observan algunas inversiones de la secuencia litológica con las consiguientes repeticiones de esquistos claros entre esquistos oscuros con

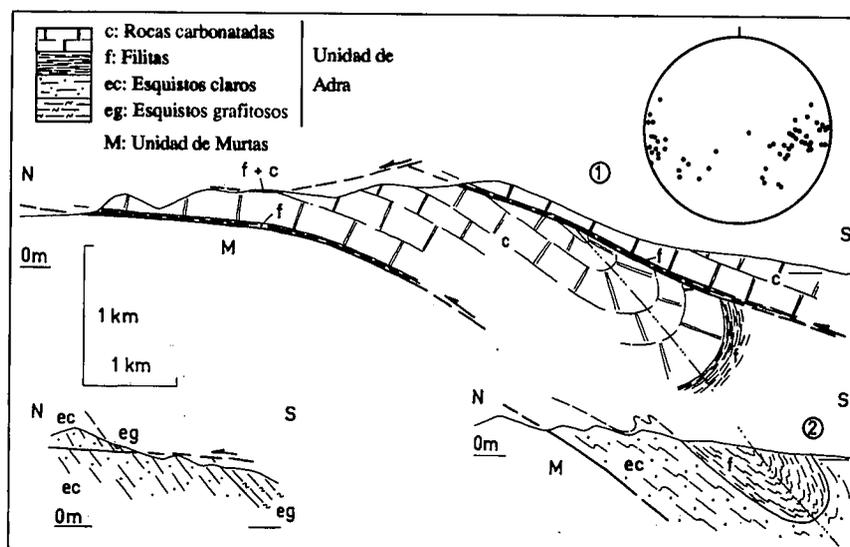


Fig. 3.- Cortes seriados en la unidad extensional de Adra. Localización en la figura 1. Esteoreograma: ejes de pliegues menores asociados a los pliegues recumbentes D₃.

Fig. 3.- Seried cross-sections of the Adra extensional unit. Localization in Figure 1. Estereoplot: fold axis of minor folds associated with the recumbent folds D₃.

granate. Se concluye que tanto los contactos litológicos como las isograsas metamórficas están plegadas.

Los pliegues recumbentes desarrollan un clivaje de crenulación de dirección E-W o ESE-WSW, así como pliegues menores de tipo chevron que afectan a la foliación principal. Dentro de los planos axiales, los ejes de los pliegues son a menudo ligeramente curvos y su orientación varía de ENE-WSW a WNW-ESE, con un máximo de dirección E-W (diagrama de la Figura 3).

Cabe destacar que el buzamiento hacia el S del plano axial del pliegue y de la foliación principal están causados por plegamiento sobreimpuesto ocurrido durante un episodio de compresión N-S a NW-SE de edad Tortonense superior-Plioceno (Weijermars *et al.*, 1985, Comas *et al.*, 1992, Rodríguez-Fernández y Martín-Penela 1993). Durante ese episodio se formaron grandes pliegues de dirección E-W.

Estructuras S-c y fallas frágiles

Cuevas *et al.* (1986) describen estructuras S-c, con sentido de transporte hacia el NE, circunscritas a zonas miloníticas que se localizan en la base de los tramos de esquistos oscuros con granate. Sin embargo, nuevas observaciones en la misma área de trabajo muestran que: 1) las estructuras S-c son penetrativas en los materiales metapelíticos; 2) los planos de cizalla «c» son similares a los del clivaje

de crenulación extensional de Platt y Vissers (1980) y cortan a los pliegues menores post-S₂ asociados con el sinclinal de la Sierra Alhamedilla.

Estas estructuras S-c con un carácter dúctil-frágil pueden ser tentativamente relacionadas con alguno de los episodios extensionales pre-Burdigaliense superior descritos por García-Dueñas *et al.* (1992).

Las estructuras S-c son cortadas por fallas normales de bajo ángulo frágiles con transporte tectónico hacia el NNW, que pertenecen al sistema extensional de Contraviesa de edad Burdigaliense superior-Langhiense (Crespo-Blanc *et al.* 1994). Su frecuente geometría lística determina el basculamiento de la foliación S₂ y del plano axial del sinclinal de Alhamedilla, patentes en la figura 3 y cuyas fallas limitan las unidades alpujárrides en el área de la Contraviesa (op. cit.). Las fallas normales de bajo ángulo no solamente limitan la unidad de Adra sino que también existen dentro de la misma. Como ilustran la figura 1 y el corte 3 de la figura 3, una falla normal corta la isograda del granate, que es subparalela al límite entre esquistos claros y esquistos oscuros, desplazando este marcador hacia el norte.

Posteriormente al sistema de Contraviesa, durante el Serravaliense se desarrolló el sistema extensional de Filabres con una dirección de extensión E-W a SE-NW (García-Dueñas *et al.*, 1992). Algunos contactos mecánicos de la Figura 1

están asociados con este episodio. La edad de ambos sistemas extensionales confirma su relación con el rifting de la Cuenca de Alborán.

Conclusiones

Pese al carácter preliminar de nuestros datos, se puede sugerir que la estructura pre-Miocena de las unidades alpujarrides en la Contraviesa, consiste en una serie de pliegues cerrados plurikilométricos que afectan a la foliación extensional S_2 reorganizando así la pila inicial del Complejo Alpujarride una vez adelgazado. Más tarde, las unidades de este segundo evento contractivo sufrieron nueva extensión, siendo finalmente cortadas por fallas frágiles pertenecientes a dos sistemas extensionales con direcciones de extensión sucesivas NNW-SSE y ENE-WSW aproximadamente. De la interferencia de estos sistemas resulta una geometría en tabletas de chocolate a gran escala (García-Dueñas *et al.*, 1992, Azañón *et al.*, 1993, Crespo-Blanc *et al.*, 1994). En suma, la historia tectonometamórfica de la unidad de Adra difiere de la propuesta por Tubía *et al.* (1992) para la misma unidad, ya que nuestros resultados confirman la alternancia de eventos contractivos y extensionales en la historia del Complejo Alpujarride, tal como había sido sugerido por Balanyá *et al.* (1993) y Azañón *et al.* (1994).

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el proyecto PB92-0020-CO2-01.

Referencias

- Aldaya, F., Baena, J. y Ewert, K. (1983) *Mapa geológico de España 1:50'000, Hoja 1057 Adra*, IGME.
- Alonso-Chávez, F.M., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993). *Geogaceta* 14:116-118.
- Avidad y García-Dueñas, V. (1981) *Memoria del Mapa geológico España 1:50'000, Hoja 1055 Motril*, IGME.
- Azañón, J.M. (1994). *Tesis Doctoral. Universidad de Granada*. 1-331.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993) *Geogaceta* 14: 119-122.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y Crespo-Blanc, A. (1994) *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. 2*, 318: 667-674.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1988). *II Congreso Geológico España (Simposios), Sociedad Geológica de España, Granada*, 35-44.
- Balanyá, J.C., Azañón, J.M., Sánchez-Gómez, M. y García-Dueñas, V. (1993). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. 2*, 316: 1595-1601.
- Balanyá, J.C., Campos, J., García-Dueñas, V., Orozco, M. y Simancas, J.F. (1987). *Geogaceta*, 2: 51-53.
- Campos, J. y Simancas, F. (1989) *Geogaceta*. 6:50-52.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992). *Geo-Mar. Lett.* 12:157-164.
- Crespo-Blanc, A. (1995). *J. Struct. Geol.* 17, 11: 1559-1569.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M. y García-Dueñas, V. (1994). *Tectonics*, 13/1:78-88.
- Cuevas, J. (1990): *Publ. Bol. Geol. Min.* pp. 1-129.
- Cuevas, J., Aldaya, F., Navarro-Vilá, F. y Tubía, J.M. (1986). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série 2* 302:1177-1180.
- Galindo-Zaldívar J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1989). *Geodin. Acta* 3:73-85.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J.C. (1991). *Geogaceta* 9:29-33.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992). *Geo-Mar. Lett.* 12:88-95.
- Goffé, B., Michard, A., García-Dueñas, V., González-Lodeiro, F., Monié, P., Campos, J., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Martínez-Martínez, J.M. y Simancas, F. (1989). *European J. Mineral.* 1:139-142.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1980). *J. Struct. Geol.* 2/4:397-410.
- Rodríguez-Fernández, J. y Martín-Penela, A.J. (1993). *Geodinamica Acta* 6/4:255-270.
- Sánchez-Gómez, M., García-Dueñas, V., Muñoz, M., (1995). *C. R. Acad. Sci. Paris, Série 2*, 321:885-892.
- Simancas, J.F. y Campos, J. (1993). *Revista Soc. Geol. España* 6/1-2:23-36.
- Tubía, J.M. y Gil-Ibarguchi, I. (1991). *J. geol. Soc. London*, 148:801-804.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro-Vilá, F., Alvarez, F. y Aldaya, F. (1992). *J. Struct. Geol.* 14/2:193-203.
- Weijermars, R., Roep, T.B., Van den Eekhout, B., Postma, G. y Kleverlaan, K. (1985). *Geol. en Mijnbouw*, 64:397-411.