

Estructura y paleogeografía de los materiales del Triásico en la terminación meridional del Arco de Cazorla (Jaén, Cordillera Bética): Implicaciones tectónicas.

Structure and palaeogeography of Triassic materials at the southern end of the Cazorla Arc (Jaén, Cordillera Bética): Tectonic implications.

F. Pérez-Valera ⁽¹⁾, M. Sánchez-Gómez ⁽²⁾ y A. Pérez-López ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Avda. Fuentenueva s/n, 18002. Granada. fperezv@ugr.es, aperezl@ugr.es

⁽²⁾ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Jaén. Campus Las Lagunillas, 23071. Jaén. msgomez@ujaen.es

ABSTRACT

This study proposes a tectonic reinterpretation of the southwest end of the Cazorla Arc from two different points of view never used before in external zones of the Betic Cordillera: the paleogeographic study of the Triassic sedimentary sequences together with the structural analysis of the ductile fabrics developed in clay- and gypsum-bearing Triassic rocks. This new approach has allowed to distinguish two kinematically distinct tectonic episodes separated in the time: a first strike-slip E-W system of faults followed by a relatively recent strike-slip SE-NW system, both dextral. The study from these points of view of other similar regions could clarify the origin of the so-called Triassic chaotic complexes, at the same time that improve the knowledge of the tectonic evolution of the Cordillera.

Key words: Sudiberic Triassic, ductile fabrics, gypsum milonites, Betic Cordillera, Cazorla Arc

Geogaceta, 40 (2006), 243-246
ISSN: 0213683X

Introducción

El arco de Cazorla constituye un prisma orogénico o borde acrecional de deformación intracontinental (Andrieux y Nebbad, 1996) en donde materiales prebéticos largamente despegados cabalgan sobre la cobertera autóctona de la meseta y sobre parte del relleno de la cuenca del Guadalquivir. La dirección de la mayor parte de las estructuras en la Sierra de Cazorla, oscila entre NNE-SSO y N-S, y en cambio es fundamentalmente ENE-OSO en la parte nororiental del arco, ambas con una clara vergencia hacia el ONO (Baena y Jerez Mir, 1982; Nebbad, 2001; Platt *et al.*, 2003). Esta orientación N-S coincide con la predominante en otros muchos sectores del orógeno Bético-Rifeño, como son el Arco de Gibraltar (Kirker y Platt, 1998), Sierra Gorda y diversos sectores del Subbético central (Sanz de Galdeano, 2003). Sin embargo, esta dirección N-S es claramente oblicua con la directriz estructural actual NE-SO que se observa en numerosos pliegues y fallas inversas en gran parte de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (García Dueñas, 1967; Jerez Mir, 1973).

Aunque comúnmente es admitido un cambio paulatino o episódico de la dirección de máxima compresión regional a lo largo del Mioceno (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Sanz de Galdeano, 2003), no se

han tenido en cuenta las rotaciones que durante el mismo periodo han podido sufrir diversos bloques de las zonas externas (Allerton *et al.*, 1994; Osete *et al.*, 2004), que pueden implicar rotaciones de las estructuras observadas y por tanto variar su significado tectónico actual.

En este contexto, la terminación meridional del Arco de Cazorla constituye un punto de especial interés para el estudio estructural y tectónico del Arco y sobre la evolución de esta gran estructura, donde existen importantes accidentes que delimitan dominios geográficos bien definidos, en este caso la falla de Tíscar y estructuras relacionadas (Foucault, 1971).

Este trabajo aporta datos sobre el origen y evolución del Arco de Cazorla a partir del estudio de un afloramiento de materiales triásicos situado al NO de Pozo Alcón. Este estudio intenta abordar el problema desde dos nuevos puntos de vista: en primer lugar, a partir de la caracterización paleogeográfica de las rocas del Triásico y, en segundo lugar, a partir del estudio de las estructuras dúctiles desarrolladas en las rocas yesíferas del Triásico en condiciones superficiales.

Geología del afloramiento del Triásico al NO de Pozo Alcón

El afloramiento de materiales triásicos está situado a unos 5 kilómetros al NO de

Pozo Alcón, en las estribaciones de la Sierra de Cazorla, y es atravesado en varias ocasiones por la carretera que conduce desde Pozo Alcón hacia Tíscar.

El afloramiento de rocas del Triásico presenta una forma ahusada, con la mayor elongación en la dirección este-oeste (Fig. 1). Al norte, sobre las rocas del Triásico se superponen materiales del Jurásico y Cretácico del Prebético, mientras que al sur, directamente sobre el Triásico se disponen los materiales continentales del Neógeno y Cuaternario, pertenecientes al relleno del borde norte de la Cuenca de Guadix-Baza.

Las rocas del Jurásico y Cretácico que afloran en el borde norte son fundamentalmente calizas, calizas margosas y margas. A lo largo del contacto, estas rocas se llegan a observar en algunos puntos en continuidad estratigráfica directa con la secuencia Triásica (al O del afloramiento, Fig. 1), hecho infrecuente en toda la cordillera. El resto del contacto norte está incluido en una amplia zona de brechas tectónicas que llega a afectar a un espesor importante de rocas del Jurásico-Cretácico.

El límite sur es en general un contacto discordante, aunque los materiales del relleno de la Cuenca de Guadix-Baza se encuentran basculados en algunos sectores por fallas que cortan y pueden llegar a sustituir el contacto sedimentario original.

Dentro del afloramiento del Triásico se

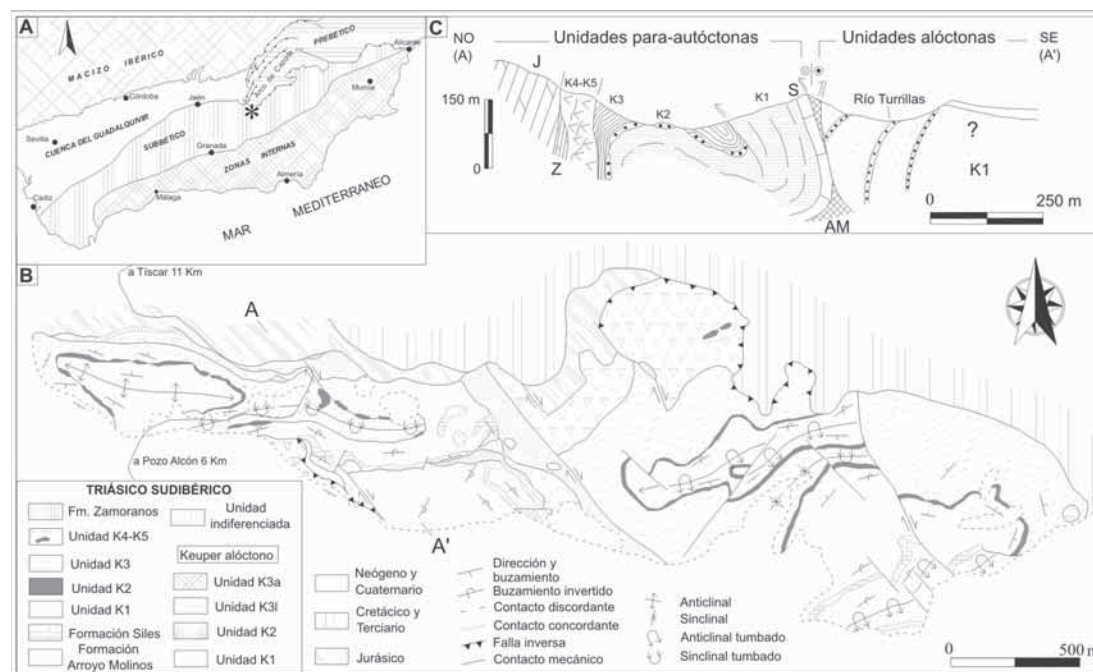


Fig. 1.- A) Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bética. El asterisco señala la posición del afloramiento estudiado. B) Mapa geológico del Triásico Sudibérico al NO de Pozo Alcón. C) Corte geológico del Triásico al NO de Pozo Alcón. AM: Fm. Arroyo Molinos; S: Fm. Siles; K1, K2, K3, K4-K5: Grupo Keuper de Jaén; Z: Fm. Zamoranos; J: Jurásico.

Fig.- 1.- A) Geological sketch of the Betic Cordillera. The asterisk shows location of the studied outcrop. B) Geological map of the Sudibérico Triassic at NO of Pozo Alcón. C) Geological cross-section of the Triassic at NO of Pozo Alcón. AM: Arroyo Molinos Fm.; S: Siles Fm.; K1, K2, K3, K4-K5: Jaén Keuper Group; Z: Zamoranos Fm.; J: Jurassic.

ha establecido la existencia de dos unidades tectónicas con una estratigrafía bien diferenciada pero correlacionables. La mayor parte del afloramiento está compuesto por materiales que muestran características estratigráficas autóctonas o para- autóctonas, puesto que son similares a los reconocidos en el sector de Hornos-Siles, y son los que se encuentran en continuidad con las rocas jurásicas. En cambio, en un sector central (Fig. 1), se observa una sucesión de materiales alóctonos del Keuper que se han atribuido a las unidades litoestratigráficas K1, K2 y K3 del Grupo Keuper de Jaén (Pérez-López, 1991) correlacionables con sucesiones relativamente mucho más meridionales. Esta sucesión define una unidad triásica alóctona.

El afloramiento está estructurado por grandes pliegues hectométricos de dirección aproximada E-O, que serán descritos más adelante, y por dos sistemas de fallas (Fig. 1). Uno de los sistemas está representado por la falla que separa dos unidades triásicas, de dirección E-O y prácticamente vertical. El otro sistema de fallas lo componen fallas discretas y zonas de falla de dirección NO-SE, esencialmente de salto en dirección dextro. La traza del plano en superficie y el salto observado para cada falla del sistema NO-SE no es muy grande pero determina la forma del afloramiento y corta al resto de estructuras observadas, incluida la falla E-O que separa las dos unidades tectónicas triásicas. Así la zona de falla central desplaza un sinclinal tumbado que puede ser reconocido a ambos lados, lo que implicaría una separación de poco más de un kilómetro (Fig. 1).

El sistema de fallas NO-SE coincide aproximadamente con la dirección de la falla de Tíscar, que se sitúa a pocos kilómetros al norte del afloramiento.

Estratigrafía de los materiales triásicos

A partir de la cartografía realizada en esta zona, se han distinguido desde el punto de vista estratigráfico: una unidad de facies Buntsandstein (Formación Arroyo Molinos), una unidad carbonática de facies Muschelkalk (Formación Siles), cuatro unidades pertenecientes al Grupo Keuper de Jaén: K1, K2, K3 y K4-K5, y una unidad carbonática de edad Noriense (Formación Zamoranos) (Fig. 1). Además, como se ha referido anteriormente, se han encontrado materiales de las unidades K1, K2 y K3 pertenecientes a otra unidad paleogeográfica más meridional, que definen el Triásico alóctono.

Triásico para- autóctono

Los materiales del Buntsandstein afloran relativamente mal y poco, aunque muestran las características propias de la Formación Arroyo Molinos (Pérez-Valera, 2005). Su base se encuentra tectonizada y aparecen siempre estratigráficamente debajo de los carbonatos de facies Muschelkalk, que son atribuibles a la Formación Siles (Pérez-Valera, 2005) y que en este sector está compuesta por unos 30 metros de calizas tableadas y margas (Fig. 2).

Por encima de la Fm Siles se encuentran los materiales del Grupo Keuper de Jaén, que dominan ampliamente en todo el afloramiento. Se han distinguido materiales de las unidades K1, K2, K3 y K4-K5

en continuidad estratigráfica (Fig. 2). Dominan los colores rojos y rosados intensos en las tres unidades (K1, K2 y K3). En la unidad K1 se puede observar el tránsito desde la Formación Siles, que se realiza mediante niveles de yesos intercalados entre arcillas rojizas. En la parte media de la sucesión se intercalan frecuentes niveles de areniscas rojas con estructuras de corrientes, y algunos niveles de arcillas verdes. Su potencia puede estimarse en 150 metros, aproximadamente. La unidad K2 está bien desarrollada aunque se presenta aboudinada tectónicamente. Corresponde a un paquete de areniscas poco cementadas, de unos 10 metros de potencia, con estratificaciones cruzadas planares y en artesa de gran escala formadas por sets de orden métrico. En menor medida se observan laminaciones paralelas de régimen de flujo alto y estructuras masivas, con bases canalizadas. La unidad K2 pasa hacia arriba a unas arcillas rojas de aspecto masivo, con delgadas intercalaciones de areniscas y carbonatos edáficos, que corresponden a la unidad K3. La potencia de esta unidad ha sido imposible determinarla debido a que no se observa el techo, pero como mínimo puede estimarse en 50 metros.

Por encima de las arcillas rojas de la Unidad K3, sólo en la zona noroeste (Fig. 1), se observan yesos y arcillas rojas, poco estratificados, con nódulos de yeso rojo, que hacia arriba pasan a yesos laminados claros. En conjunto, tienen una potencia no superior a 30 metros, y corresponden a la Unidad K4-K5. Esta unidad coincide prácticamente con una zona de deformación cataclástica limitada parcialmente por

fallas con las calizas y dolomías del Jurásico. Hacia el techo de la unidad K4-K5 se observa un nivel lutítico de 7-10 metros de potencia, que da paso a las calizas carniolares y dolomías de la Formación Zamoranos (Noriense), que aparece bien representada en el extremo noroccidental del afloramiento, donde incluso se observa la transición estratigráfica hacia las calizas del Jurásico (Fig. 2).

Triásico alóctono

Aflora en el sector SO del afloramiento y está compuesto por una sucesión potente de areniscas, arcillas y lutitas, de tonos fundamentalmente rojos y verdes. Se han podido distinguir las unidades K1, K2 y K3, pertenecientes al Grupo Keuper de Jaén (Fig. 2). La unidad K1, con una potencia superior a 200 metros, está compuesta por una alternancia de areniscas y lutitas, con niveles de carbonatos y yesos, que confieren a la unidad su aspecto típico abigarrado. Por encima se sitúa la unidad K2, formada por un banco de areniscas de 20 metros de potencia con abundantes estructuras de corrientes (estratificaciones y laminaciones cruzadas y paralelas). Por encima se han podido diferenciar las lutitas masivas rojas y las carniolas que corresponden a los miembros K3l y K3a, respectivamente, definidos en la unidad K3 en el sector central de la Cordillera Bética (Pérez-López, 1991).

Estructuras dúctiles y su relación con los principales accidentes tectónicos

El afloramiento de Pozo Alcón, como prácticamente todas las sucesiones del Triásico Sudibérico, posee importantes espesores de yesos y lutitas que hacen que la deformación final resultante sea dúctil a escala cartográfica y de afloramiento. En realidad, las rocas evaporíticas pueden llegar a comportarse plásticamente en condiciones de baja presión y temperatura, desarrollando fábricas auténticamente miloníticas (Malavieille y Ritz, 1989; Williams-Stroud y Paul, 1997) siempre que exista un esfuerzo diferencial adecuado. En el afloramiento estudiado puede encontrarse un cortejo de estructuras dúctiles bien formado y coherente, hecho que contrasta con las interpretaciones de estructuras caóticas e incluso sedimentarias (olistostromicas) que se habían propuesto para afloramientos similares en otros lugares (p. ej., García Cortés *et al.*, 1991).

La estructura dúctil más destacable a escala cartográfica son los pliegues E-O de vergencia N que se observan esencialmente en la secuencia para-autóctona (Fig. 1). Son pliegues cerrados, de inclinados a tumba-

dos, con un eje horizontal ligeramente alabeado que hace que presenten cierres laterales. Los flancos inversos de estos pliegues muestran ocasionalmente fallas inversas (Figs. 1 y 3) con saltos pequeños.

A escala de afloramiento y muestra de mano se observan varios tipos de lineaciones tectónicas, suficientemente penetrativas para poder realizar medidas estadísticas en estaciones concretas (Fig. 3). Asociadas al contacto que separa la secuencia para-autóctona y alóctona se encuentran fibras de yeso poco buzantes y de orientación NE-SO en dos contextos diferentes: formando colas de presión de clastos relativamente competentes dentro de cataclitas con matriz arcillosa, y rellenando diaclasas de diversa orientación. En este último caso la orientación de la fibra es independiente de la de la fractura (Fig. 3).

En el extremo NO del afloramiento dentro de los yesos K4-K5, se observa una zona de cizalla con una fábrica planolinar de grano medio. La foliación milonítica tiene una orientación E-O, con una lineación mineral marcada por el estiramiento de cristales de yesos oscuros en matriz gris claro. La lineación, subhorizontal, presenta una dirección entre N090 y N100, coincidente con estrías desarrolladas en carbonatos (inmersión 05 N290) que limitan mediante fallas discretas la zona de cizalla. Esta zona de cizalla supondría un nivel de despegue dentro de la secuencia sedimentaria autóctona.

Otra lineación relativamente penetrativa observada son fibras minerales en planos de una zona de falla (Fig. 3). Esta lineación presenta una mayor dispersión en la dirección con valores que oscilan entre N095 y N155, pero siempre subhorizontales, es decir indicando un movimiento de salto en dirección. El sentido de desplazamiento es dextrorso. El conjunto general de todas las estructuras descritas, excepto alguna de las fibras en la zona de falla, indican desplazamientos de salto en dirección aproximadamente E-O (N100).

Discusión y conclusiones

La presencia de los carbonatos de la Formación Siles en la sucesión para-autóctona, así como las características estratigráficas de los materiales de facies Buntsandstein y Keuper, indica que se trata de una sucesión similar a la que se encuentra en el sector de Hornos-Siles (Pérez-Valera, 2005). Esta sucesión es, por lo tanto, característica de los materiales del Triásico depositados en sectores proximales del Paleomargen Sudibérico y relacionados con unidades del Prebético. Su posición relativa corresponde aproxi-

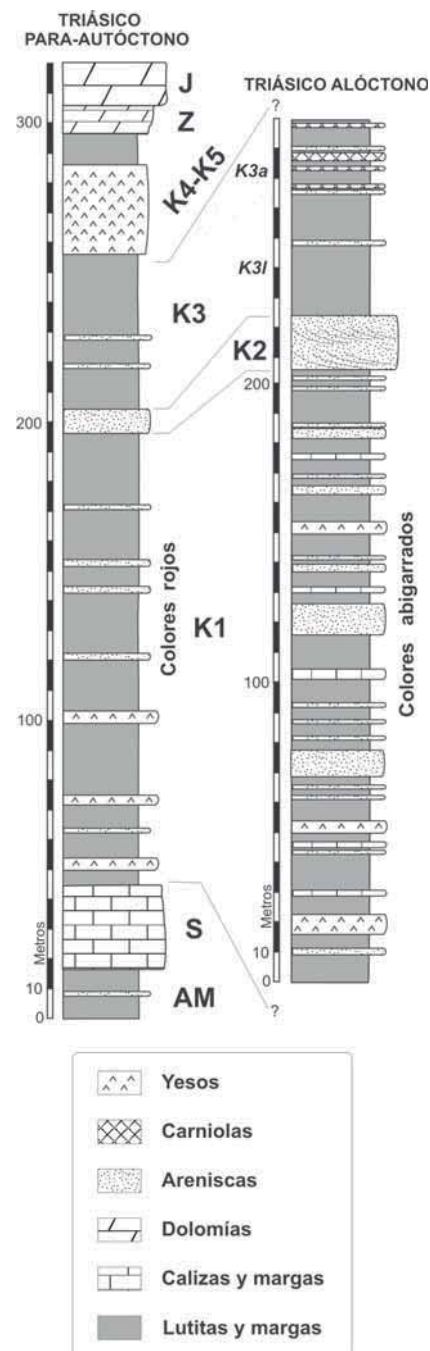


Fig. 2.- Columnas estratigráficas de los materiales del Triásico al NO de Pozo Alcón, y su correlación. Mismas abreviaturas que en figura 1.

Fig. 2.- Stratigraphical sections of the Triassic materials at NO of Pozo Alcón, and their correlation. Same abbreviations than figure 1.

madamente a la posición geográfica que actualmente ocupa. Sin embargo, los materiales del Keuper de la sucesión alóctona tienen una inequívoca afinidad con las sucesiones más distales del Paleomargen Sudibérico, que aparecen relacionadas con materiales del Subbético y que se observan en Cehegín, en el sector oriental de la Cordillera Bética (Pérez-Valera, 2005) o en Cabra del Santo Cristo y Alcaudete, en el sector central (Pérez-López, 1991).

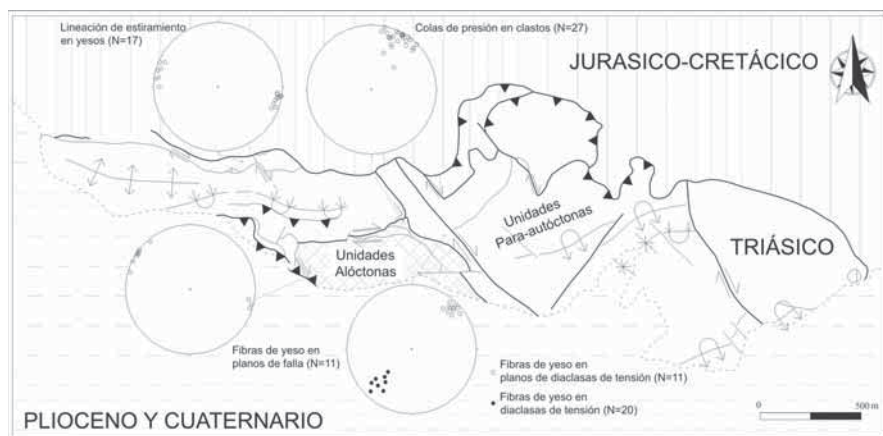


Fig. 3.- Esquema tectónico del Triásico al NO de Pozo Alcón y proyección estereográfica de diversos tipos de lineaciones. Proyección equiareal. Se indica la posición de las estaciones de medida. Misma leyenda de símbolos que en figura 1, B.

Fig. 3.- Tectonic sketch of the Triassic at NO of Pozo Alcón and stereographic projection of diverse structural lineations. Equal-area net. Position of the stations of measurement is indicated. Same symbols key than figure 1, B.

Concretamente los términos distintivos entre las dos sucesiones es la presencia, en la sucesión alóctona, de materiales de facies Keuper con mayor potencia y heterogeneidad de facies en la Unidad K1 y la presencia del miembro arenoso-carbonatado (K3a) definido en el sector central de la Cordillera, no presente en las sucesiones proximales del Triásico Sudibérico (Pérez-Valera, 2005).

Esta diferenciación estratigráfica implica que los elementos ahora adyacentes tienen su origen en posiciones que como mínimo serían de 40 km en dirección NO-SE (distancia actual después de acortamiento). Puesto que las sucesiones triásicas forman la base de los cabalgamientos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, la yuxtaposición de la dos sucesiones estudiadas en una dirección de acortamiento también NO-SE, como la que se ha propuesto para la generación del Arco de Cazorla (Platt *et al.*, 2003), llevaría consigo que las coberturas mesozoicas subbéticas hubieran cabalgado en la zona una distancia comparable. Sin embargo, al norte del afloramiento sólo se encuentran las secuencias prebéticas en continuidad. Por tanto hay que suponer que la mayor parte de la deformación se acomodó a través de la falla E-O que separa ambas unidades del Triásico, en un sistema de salto en dirección.

Esta hipótesis queda confirmada por las fábricas dúctiles que se observan en los yesos y lutitas. Las fibras de tensión en diaclasas y colas de clastos, indican una extensión en la dirección NE-SO, es decir congruente con un movimiento dextro de salto en dirección E-O, pero completamente incompatible con un movimiento NO-SE como el que implicaría el actual sistema de fallas de Tíscar (Figs. 1 y 3).

De esta forma, la secuencia de acontecimientos que se puede observar en el afloramiento de rocas triásicas en la terminación meridional del Arco de Cazorla puede ser la siguiente: 1) Desplazamiento hacia el oeste de bloques relativamente más meridionales y orientales. En la zona de contacto se generarían pliegues apretados, incluso recumbentes, que no implicarían un despegue de las unidades superiores y una excesiva superposición de unidades, sino más bien pliegues desarrollados en una zona de cizalla transpresiva. En algún momento de este episodio de deformación, el campo de esfuerzos y la cinemática local permitirían extensión en la dirección NE-SO con desarrollo general de fibras de yeso. 2) Posteriormente un sistema de fallas de tipo Tíscar desplazaría hacia el NO los bloques relativamente más occidentales, cortando las estructuras anteriores y quizás apretando, replegando y/o reactivando los pliegues y pequeñas fallas, estas últimas tanto en sentido inverso como en normal.

Las observaciones realizadas en este estudio no permiten una restricción temporal, pero puede suponerse por analogías regionales que ambas fases se desarrollan durante el Mioceno, extendiéndose quizás la segunda hasta el presente. El desplazamiento de la primera fase (E-O) supera la decena de kilómetros concentrados en una estrecha zona, mientras que la segunda fase (NO-SE) es, en el afloramiento estudiado, del orden de centenares de metros distribuidos en diversas estructuras menores.

Como corolario de este trabajo, se pone de manifiesto que una revisión detallada de los materiales triásicos de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, tanto desde el punto de vista estratigráfico como

estructural, arrojaría luz sobre su evolución tectónica y podría resolver problemas planteados en la Cordillera y no resueltos todavía satisfactoriamente.

Referencias

- Allerton, S., Reicherter, K. y Platt, J. P. (1994). *Journal of the Geological Society*, 151, 659-668.
- Andrieux y Nebbad (1996). *Geogaceta*, 20, 810-812.
- Baena, J. y Jerez Mir, L. (1982). *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str)*. IGME. Colección informe, 256 p.
- Foucault, A. (1971): *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade, Espagne meridionale)*. Tesis Doctoral, Univ. de Paris VI, 633 p.
- Galindo-Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A., (1993). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- García-Cortés, A., Mansilla, H. y Quintero, I. (1991). *Boletín Geológico y Minero*, 102, 524-535.
- García Dueñas, V. (1967). *La zona subbética al N. de Granada*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 417 p.
- Jerez Mir, L. (1973). *Geología de la zona Prebética, en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 749 p.
- Kirker, A. I. y Platt, J. P. (1998). *Journal of the Geological Society*, 155, 193-207.
- Malavieille, J. y Ritz, J. F. (1989). *Journal of Structural Geology*, 11, 583-590.
- Nebbad, F. (2001). *Le prisme orogénique Prébetique (Sud-Est de l'Espagne), Évolution cinématique et coupes équilibrées*. Tesis Doctoral, Univ. de Orsay, Paris XI, 239 p.
- Osete, M.L., Villalán, J.J., Palencia, A., Osete, C., Sandoval, J. y García Duenas, V. (2004). *Pure and Applied Geophysics*, 161, 701-722.
- Platt, J. P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E. S. y Rimi, A. (2003). *Tectonics*, 22, 1-29.
- Pérez-López, A. (1991). *El Triás de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 400 p.
- Pérez-Valera, F. (2005). *Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 301 p.
- Sanz de Galdeano, (2003). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16, 103-110.
- Williams-Stroud, S. C. y Paul, J. (1997). *Journal of Structural Geology*, 19, 897-907.