

ACRECIÓN MIOCENA DEL DOMINIO SURIBÉRICO Y DEL COMPLEJO DE FLYSCHS (ARCO DE GIBRALTAR): UNA REVISIÓN A PARTIR DE LAS PROPUESTAS DE V. GARCÍA-DUEÑAS

A. Crespo-Blanc^{1,3}, J.C. Balanyá², I. Expósito², M. Luján³ y M. Díaz-Azpiroz²

¹Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, Campus Fuentenueva s/n, 18071 Granada. acrespo@ugr.es

²Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Ctra. de Utrera, km. 1, 41013 Sevilla.

³Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada), Campus Fuentenueva s/n, 18071 Granada. mlujan@ugr.es

Resumen: La tectónica del Mediterráneo occidental, en el marco de la convergencia Europa-África, ha dado como resultado uno de los orógenos de mayor curvatura que se conocen, el sistema del Arco de Gibraltar. Estudiado, entre otros, por V. García-Dueñas y colaboradores desde múltiples perspectivas, hoy es bien conocido que está formado en su parte externa por unidades derivadas de dos paleomárgenes (Suribérico y Magrebi) y otras procedentes de un surco (Complejo de Flyschs) asentado sobre corteza oceánica o continental adelgazada. La parte trasera del Arco, el Dominio de Alborán, tiene carácter de terreno metamórfico compuesto. Sufrió un episodio de «*rifting*» (Mioceno) y configura el actual basamento de la cuenca retroarco de Alborán. La cuña orogénica externa del Arco de Gibraltar (Subbético y Complejo de Flyschs) ha sido estudiada recientemente en las Béticas centrales y occidentales con diferentes aproximaciones (geometría, cinemática, modelización analógica). Tomando como referencia las propuestas iniciales de V. García-Dueñas, se compara la evolución acrecional en las Béticas centrales y occidentales, con especial énfasis en: a) la tipificación de estilos tectónicos y cinemática de los sistemas de pliegues y cabalgamientos, b) la datación de las estructuras (diacronía dentro del Mioceno según segmentos) y su relación temporal con la reimanación en el Subbético y c) la identificación de los modos de partición de la deformación (en particular, estiramiento paralelo al arco).

Palabras claves: Cuña orogénica externa, Arco de Gibraltar, Subbético, Complejo de Flyschs, Revisión histórica.

Abstract: The Western Mediterranean tectonics and the convergence of the Iberian and African plates, resulted in one of the tightest orogenic arcs in Earth, the Gibraltar Arc System. Extensively studied by V. García-Dueñas and co-workers through various approaches, it is well established that its external part is built up by units which derived from the South Iberian and Maghrebian palaeomargins, together with other tectonic elements that derived from a deep trough, the Flysch Trough, which developed above oceanic or thinned continental crust. The hinterland of the Arc, the Alboran Domain, has a composite metamorphic-terrane character. It underwent rifting that gave rise to the Alboran backarc Basin during Miocene times. Recent studies were carried out on the Gibraltar Arc external orogenic wedge (Subbetic Domain and Flysch Complex), both in central and western Betics, in terms of detailed geometry, kinematic analysis and analogue modelling. Taking into account the proposals of V. García-Dueñas, the accretionary evolution of both the central and western Betics is compared. We mainly focus on the following topics: a) characterization of the tectonic styles and kinematics of the fold-and-thrust systems; b) timing of the structures (revealing diachrony along the northern branch of the Arc) and of the remagnetization in the Subbetic rocks; and c) identification of strain partitioning modes, in particular those which reveal arc-parallel stretching, extensively observed along the Western Gibraltar Arc.

Key words: External orogenic wedge, Gibraltar Arc, Subbetic, Flysch Trough, historical review.

Crespo-Blanc, A., Balanyá, J.C., Expósito, I., Luján, M. y Díaz-Azpiroz, M. (2007). Acreción miocena del dominio suribérico y del complejo de Flysch (Arco de Gibraltar): una revisión a partir de las propuestas de V. García-Dueñas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (3-4): 135-152.

Desde los primeros trabajos sintéticos sobre la estructura de las cadenas de montañas, el estudio de los arcos orogénicos ha planteado problemas relativos a su evolución cinemática que aún hoy pueden considerarse vigentes. Es el caso, por ejemplo, de la discusión acerca de la correlación -y significado- entre los patrones de

las directrices estructurales y las direcciones de transporte (Argand, 1916). Interpretadas ya como un caso de arco orogénico a partir de mediados del siglo XX, las cadenas Béticas y Rifeñas, que en conjunto dibujan el Arco de Gibraltar en el extremo oeste del Mediterráneo (Fig.1), fueron objeto de varios ensayos

de explicación que, entre otros, incluyeron la aplicación del concepto de oroclinal de Carey (1955). En particular, el trabajo de Andrieux *et al.* (1971) supuso un hito muy importante, al ser el primero en elaborar un modelo de formación del Arco de Gibraltar dentro del marco conceptual de la tectónica de placas. Después de una etapa caracterizada por el desarrollo de numerosos trabajos de índole regional, los años 90 marcaron un periodo especialmente fecundo en la adquisición de nuevos datos (geofísicos y marinos en particular) y en la elaboración de nuevos modelos tectónicos. A este periodo pertenecen algunas de las principales síntesis sobre la evolución de la Cuenca de Alborán, la cuenca de retroarco del Arco de Gibraltar (Comas *et al.*, 1992, 1999), así como las primeras propuestas de evolución orogénica basadas en el colapso de una raíz litosférica (Platt y Vissers, 1989), delaminación del manto litosférico (García-Dueñas *et al.*, 1992), o subducción en retroceso (Royden, 1993).

Víctor García-Dueñas dedicó gran parte de su actividad como investigador al estudio de la evolución orogénica del conjunto Béticas-Rif-Mar de Alborán (Figs. 1 y 2), participando en las distintas fases de la adquisición del conocimiento de este extremo de la cuenca Mediterránea como uno de sus principales actores. Con la perspectiva que da el paso del tiempo, podemos señalar que de entre sus numerosas contribuciones al conocimiento de este eslabón de la cadena alpina, varias líneas de trabajo han resultado particularmente fértiles. Tres ejemplos de ello son:

- a) El conocimiento de detalle de la estructura del Subbético -parte de las unidades que derivaron del paleomargen Suribérico-, de cuyo análisis derivó, entre otros resultados, una de las primeras propuestas de subdivisión del Subbético. Esta división en tres subdominios paleogeográficos ha perdurado desde 1967 hasta ahora (García-Dueñas, 1967a y b).
- b) La caracterización del conjunto de unidades constitutivo del Dominio de Alborán (las zonas internas comunes a las dos ramas del Arco de Gibraltar, en su parte trasera), con especial énfasis en su evolución tectonometamórfica. Mención particular merecen sus aportaciones relativas al complejo Alpujárride que comprenden desde la cartografía básica (elabora-

ción de numerosas hojas para el Mapa Geológico de España 1:50.000) y sistematización (Aldaya *et al.*, 1979) hasta la elaboración de enunciados completos relativos a su evolución estructural y su significado en el conjunto del edificio orogénico (Azañón *et al.*, 1994; Balanyá *et al.*, 1997).

- c) Por último cabe destacar lo que probablemente constituye la base de sus propuestas más brillantes: la reinterpretación de la naturaleza de los contactos tectónicos entre unidades y complejos del Dominio de Alborán. El reconocimiento de estos contactos como grandes despegues extensionales que contribuyeron al adelgazamiento del Dominio de Alborán, representó un salto extraordinario en el grado de conocimiento de las Béticas y de la construcción del sistema orogénico alpino Mediterráneo. El artículo publicado en *Geo-Marine Letters* (García-Dueñas *et al.*, 1992), posterior a una serie de contribuciones que describen cada uno de diversos sistemas de fallas normales de bajo ángulo (Aldaya *et al.*, 1984; García-Dueñas *et al.*, 1986; García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; García-Dueñas y Balanyá, 1991), supone la primera integración de los principales sistemas extensionales reconocidos en las cadenas Bética y Rifeña en un modelo de delaminación para el conjunto Arco de Gibraltar/Cuenca de Alborán.

Pero la contribución de Víctor García-Dueñas al conocimiento de las Béticas no se acaba con sus propias observaciones y conclusiones. Como Investigador Principal de numerosos proyectos, ha liderado y compartido sus ideas con un nutrido grupo de geólogos que han continuado y continúan hoy día su trabajo en la vía que él marcó, imprimiendo a todos su pasión por los mapas geológicos, las observaciones rigurosas y... ¡la polémica científica!

El trabajo que se presenta a continuación indaga en los hitos de la evolución tectónica Miocena del segmento Bético del Arco de Gibraltar, con especial énfasis sobre algunos de los resultados en los que Víctor García-Dueñas tuvo una influencia decisiva, en particular, en la evolución tectónica de los Dominios Suribérico y del Complejo de Flyschs y en su relación



Figura 1.- Grandes dominios tectónicos alrededor del Mediterráneo occidental.

con el emplazamiento del Dominio de Alborán. Después de una presentación del Arco de Gibraltar, se muestran los grandes rasgos del estado de conocimiento de las Béticas centrales y occidentales, dos de sus áreas de trabajo preferente. En las Béticas centrales, la rama lateral del Arco de Gibraltar, se insistirá en la estructura del Subbético y su relación con el Dominio de Alborán; también en el patrón de extensión que se observa en este último, dado que la coexistencia en el tiempo de estructuras contractivas y extensionales resulta un elemento imprescindible a incorporar en la discusión final. De las Béticas occidentales, en la zona del cierre del Arco, se mostrará la evolución del Subbético y del Complejo de Flyschs, así como la del frente del cabalgamiento cortical de Gibraltar. Finalmente, el conjunto de estos datos permitirá resaltar las variaciones de estilo estructural y evolución tectónica entre ambas áreas seleccionadas, así como enunciar algunos problemas pendientes de resolver.

Dominios tectónicos integrantes del Arco de Gibraltar

Los sistemas montañosos de las Béticas y Rif forman parte del Arco de Gibraltar y cierran por el Oeste el sistema orogénico alpino Mediterráneo, un sistema de cuencas ubicadas sobre corteza oceánica o continental muy delgada, rodeadas por cadenas de montañas (Fig. 1). Esta situación tectónica, que se desarrolló durante la convergencia entre África y Europa en el Cenozoico, es característica del conjunto del Mediterráneo occidental, (e.g. Horvath y Berckhemer, 1982; Jolivet *et al.*, 1999). El mapa tectónico de la figura 2, en el que aparecen los dominios involucrados en el Arco de Gibraltar ha sido dibujado, para su rama norte, a partir del mapa geológico-minero 1:400.000 de Andalucía (Junta de Andalucía, 1985). Víctor García-Dueñas realizó una gran labor de síntesis en la parte correspondiente a de las zonas internas de este mapa, en el que aparecen los dominios tectónicos siguientes:

a) El Dominio de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1988), que representa las zonas internas del orógeno y es común a ambas ramas del Arco. Fue adelgazado durante el «*rifting*» Mioceno y constituye el basamento de la cuenca de Alborán (e.g. García-Dueñas *et al.*, 1992; Comas *et al.*, 1992, 1999). Como resultado del «*rifting*», los contactos entre unidades corresponden a fallas normales de bajo ángulo, cuyo carácter extensional ha sido reconocido con posterioridad a la publicación del mapa geológico-minero 1:400.000 de Andalucía (op.cit.). Con el fin de obtener una imagen más actualizada, los tipos de contactos que aparecen en la figura 2 (y posteriores) han sido dibujados a partir de la síntesis de García-Dueñas *et al.* (1992). En las Béticas, el Dominio de Alborán comprende esencialmente, de abajo a arriba, los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, formados principalmente por rocas de edad Paleozoica a Triásica. La evolución tectono-

metamórfica alpina del Dominio de Alborán difiere de un complejo a otro. Mientras el Complejo Maláguide (llamado Ghomáride en el Rif) preserva rasgos variscos (muy bajo a bajo grado metamórfico, Chalouan y Michard, 1990) y su cobertera Mesozoica a Paleógena no ha sufrido metamorfismo, el Complejo Alpujárride (Sébtide en el Rif) y la parte alta del Complejo Nevado-Filábride, han sufrido una evolución tectono-metamórfica alpina compleja. Ésta incluye un episodio de tipo alta presión / baja a media temperatura (e.g. Michard *et al.*, 1997; Puga *et al.*, 1999; Azañón y Crespo-Blanc, 2000), en relación con la construcción de la cuña orogénica asociada a la denominada subducción del Oeste Mediterráneo (Faccenna *et al.*, 2004). Las unidades de la Dorsal (incluidas en el Complejo Maláguide en la figura 2), se sitúan estructuralmente entre las unidades del Complejo Maláguide –o Alpujárride en algún caso– y las del Complejo de los Flyschs. Están compuestas por rocas sedimentarias del Triás al Neógeno y se incluyen en el Dominio de Alborán ya que representan la cobertera sedimentaria Mesozoica a Cenozoica de una secuencia Paleozoica semejante a la del Complejo Alpujárride según Wildi *et al.* (1977) y Chalouan y Michard (1990) o Maláguide según Didon *et al.* (1973) y Balanyá y García-Dueñas (1988).

b) Las unidades del Complejo de Flyschs, formadas por rocas detríticas del Cretácico inferior a Mioceno inferior y organizadas en un cinturón de pliegues y cabalgamientos, representan un prisma de acreción ahora inactivo. Derivan de un surco profundo desarrollado sobre corteza continental adelgazada o corteza oceánica (Biju-Duval *et al.*, 1978; Dercourt *et al.*, 1986; Durand-Delga *et al.*, 2000) de modo que sus diferentes afloramientos constituyen los trazadores de la sutura Miocena asociada al Arco.

c) Las zonas más externas del Arco están representadas por un cinturón de pliegues y cabalgamientos compuesto por rocas del Triásico al Neógeno derivadas de las coberteras de dos paleomárgenes (Suribérico y Norteafricano). Durante el Mioceno fueron despegadas de su basamento Hercínico, i.e. las Mesetas Ibérica y Marroquí (e.g. García-Hernández *et al.*, 1980; Wildi, 1983). Forman actualmente las Zonas del Prebético y Subbético en España y el Rif Externo en Marruecos. Ambos cinturones de pliegues y cabalgamientos lindan con cuencas de antepaís, las cuencas del Guadalquivir y del Rharb, al Norte y al Sur del Arco de Gibraltar, respectivamente (Fig. 2).

La migración predominantemente de componente oeste del Dominio de Alborán, durante el Mioceno inferior y medio, motivó la obliteración del surco de los Flyschs, cuyo relleno sedimentario fue despegado (Balanyá y García-Dueñas, 1988; Luján *et al.*, 1999). La migración del frente acrecional llevó aparejada la incorporación a la cuña orogénica de elementos del bloque de muro de la sutura (las coberteras sedimentarias de los paleomárgenes Suribérico y Magrebí). El

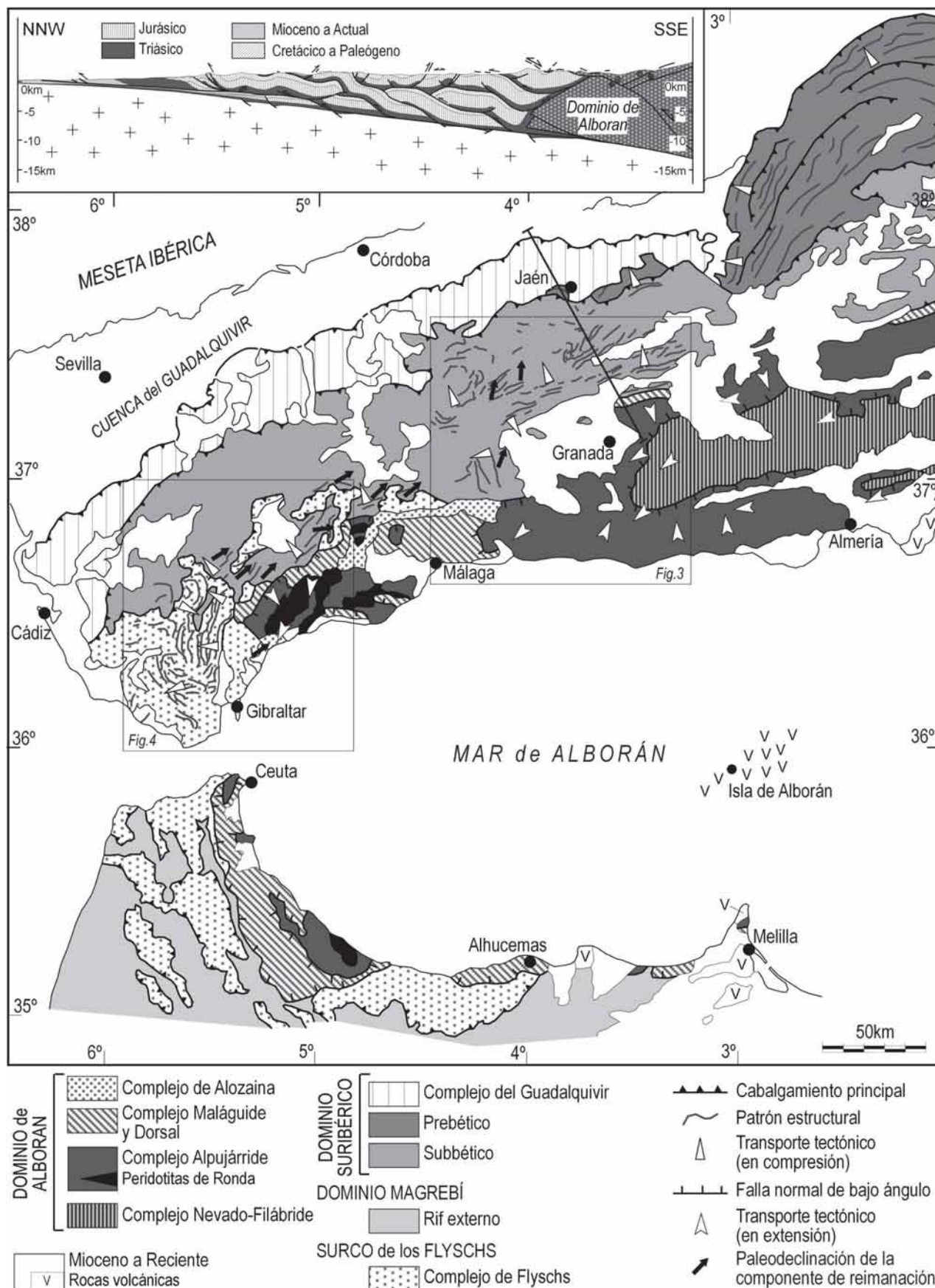


Figura 2.- Dominios tectónicos alrededor del Arco de Gibraltar, con indicación del patrón estructural en las zonas externas sensu lato y direcciones de transporte tectónico durante la formación de la cuña de acreción externa (transporte en contracción) y durante los episodios de «rifting» Mioceno asociado a la formación de la cuenca de retroarco (cuenca de Alborán, transporte en extensión). Vectores cinemáticos a partir de numerosos trabajos citados en el texto. Paleodeclinaciones de la componente de reimanación tomadas de Villalaín *et al.* (1995, figura 1) y Osete *et al.* (2004, figura 6). Corte tomado de Frizon de Lamotte *et al.* (2004), localizado en la figura.

movimiento, en distintas direcciones pero en general de componente W, del Dominio de Alborán fue canalizado no solamente por las estructuras en contracción observadas en el cinturón de pliegues y cabalgamientos de las zonas externas *sensu lato*, sino también por los sistemas extensionales con dirección de transporte hacia el W (y N en las Béticas) puestos en evidencia en este Dominio y que limitan sus distintas unidades.

Durante el Mioceno inferior a Plioceno un vulcanismo esencialmente calcoalcalino se desarrolló en las Béticas orientales, Cuenca de Alborán y Este del Rif (Comas *et al.*, 1999; Maury *et al.*, 2000). Las rocas volcánicas están diseminadas a lo largo de una banda de dirección NNE-SSW, que se extiende desde las áreas internas del Arco hasta las más externas, tanto en los márgenes Suribérico como Magrebí (Piqué *et al.*, 1998).

Los mapas estructurales de las Béticas centrales y occidentales, que aparecen en las figuras 3 y 4 respectivamente, se relacionan con dos de las contribuciones mayores de Víctor García-Dueñas señaladas al principio de este artículo. Por una parte, su «... esquema de los dominios paleogeográficos que se pueden diferenciar en la zona Subbética, en función de las características estratigráficas y posición tectónica de las unidades situadas al N de Granada. ...» (García-Dueñas, 1967a, página 73) y su correspondiente propuesta de división del Subbético en Interno, Medio y Externo. Esta división sigue vigente, si bien los límites y criterios han sido refinados posteriormente con la incorporación, además, del llamado Subbético caótico, que corresponde a una mezcla incoherente de rocas evaporíticas y bloques de rocas carbonatadas de diversos tamaños y edades (Vera *et al.*, 2004) (Fig. 3). Por otra parte, en las mismas figuras, se muestra la cinemática de los despegues extensionales que limitan las distintas unidades del Dominio de Alborán, según diversos trabajos de V. García-Dueñas y colaboradores. Además, se diferencian los Alpujarrides en distintas unidades (Junta de Andalucía, 1985).

Rama lateral del Arco de Gibraltar (Béticas centrales)

Evolución estructural Miocena del Subbético central

El Subbético central fue el objeto de la Tesis doctoral de Víctor García-Dueñas (1967b) y de artículos diversos publicados en fechas inmediatamente posteriores (García-Dueñas, 1967a, 1969, 1970; Fontboté y García-Dueñas, 1968; García-Dueñas *et al.*, 1970). En estos trabajos, puso en evidencia plegamientos y grandes traslaciones sobre suelas de Trías evaporítico, con vergencias hacia el norte o el sur y a veces con oblicuidad entre pliegues y cabalgamientos. Atribuyó esta complejidad a un diapirismo precoz y a varias fases sobrepuestas de acortamiento de edad Mesozoico terminal (García-Dueñas, 1970).

En términos actualizados, se puede calificar al Subbético como un cinturón de pliegues y cabalgamientos cuya geometría a gran escala se caracteriza por grandes láminas cabalgantes, cada una de ellas desplazada algunos kilómetros sobre su vecina (corte de la figura 2; *e.g.* Blankenship, 1992; Fernández *et al.*, 1998; Crespo-Blanc y Frizon de Lamotte, 2006). La dirección de transporte tectónico es esencialmente hacia el antepaís. Sin embargo, el despegue basal sobre evaporitas del Trías le imprime un estilo muy particular, de modo semejante a otros cinturones desarrollados sobre sustrato dúctil (*e.g.* el Prebético, Roca *et al.*, 2006; los Pirineos, Sans *et al.*, 2003; el Jura, Sommaruga, 1999 y el Zagros en Irán, Bahroudi y Koyi, 2003). En efecto, aunque se observen variaciones litoestratigráficas laterales, el modelo reológico habitual en el Subbético central puede ser a grandes rasgos aproximado a un modelo de tres capas, compuesto, de abajo a arriba por: una capa viscosa de rocas evaporíticas (Trías facies Keuper), una capa muy competente de rocas dolomías y calizas liásicas y una capa menos competente, de margas, calizas margosas y calizas (Jurásico medio a Paleógeno). Así, con tal sustrato, aunque el desarrollo de los cabalgamientos y pliegues asociados es básicamente de tipo «*piggy-back*», son también frecuentes los retrocabalgamientos y los pliegues en caja. Esta geometría se ilustra en los cortes de la figura 3, el segundo de los cuales dibujado a partir de García-Dueñas (1970).

Recientemente, se ha retomado el análisis estructural del Subbético en las Béticas centrales, después de un largo periodo con un número reducido de trabajos desarrollados con esta perspectiva [especialmente Sanz de Galdeano (1973), Blankenship (1992) y Fernández *et al.* 1998)]. El trabajo de Crespo-Blanc (2007) muestra que lo que parecía ser un simple cinturón de pliegues y cabalgamientos es mucho más complejo que la imagen que se tenía hasta ahora. El patrón estructural de la figura 3 ha sido dibujado a partir de las trazas axiales de los pliegues y las trazas de los cabalgamientos principales asociados al acortamiento principal en el Subbético no caótico. En su parte central y oriental, las estructuras son relativamente cilíndricas y de dirección NE-SW a ENE-WSW, subparalelas a la dirección media de la cuenca del Guadalquivir (Figs. 2 y 3). Sin embargo, un examen detallado de la figura 3 muestra que existen muchos casos de: a) estructuras oblicuas cuya orientación difiere del patrón estructural dominante, b) estructuras no cilíndricas cuya dirección puede variar hasta 90° en unos pocos kilómetros y c) superposiciones de pliegues por «*buckling*», cuyas trazas axiales F_1 y F_2 han sido dibujadas en la figura 3. Las estructuras oblicuas más espectaculares son las de dirección NNW-SSE, situadas 50 km al WSW de Granada, en el área de Sierra Gorda, pero no son las únicas. Cabe destacar que estas estructuras anómalas no parecen alineadas sobre una zona de transferencia y se observan en toda el área de la figura 3, siendo un rasgo muy característico de las

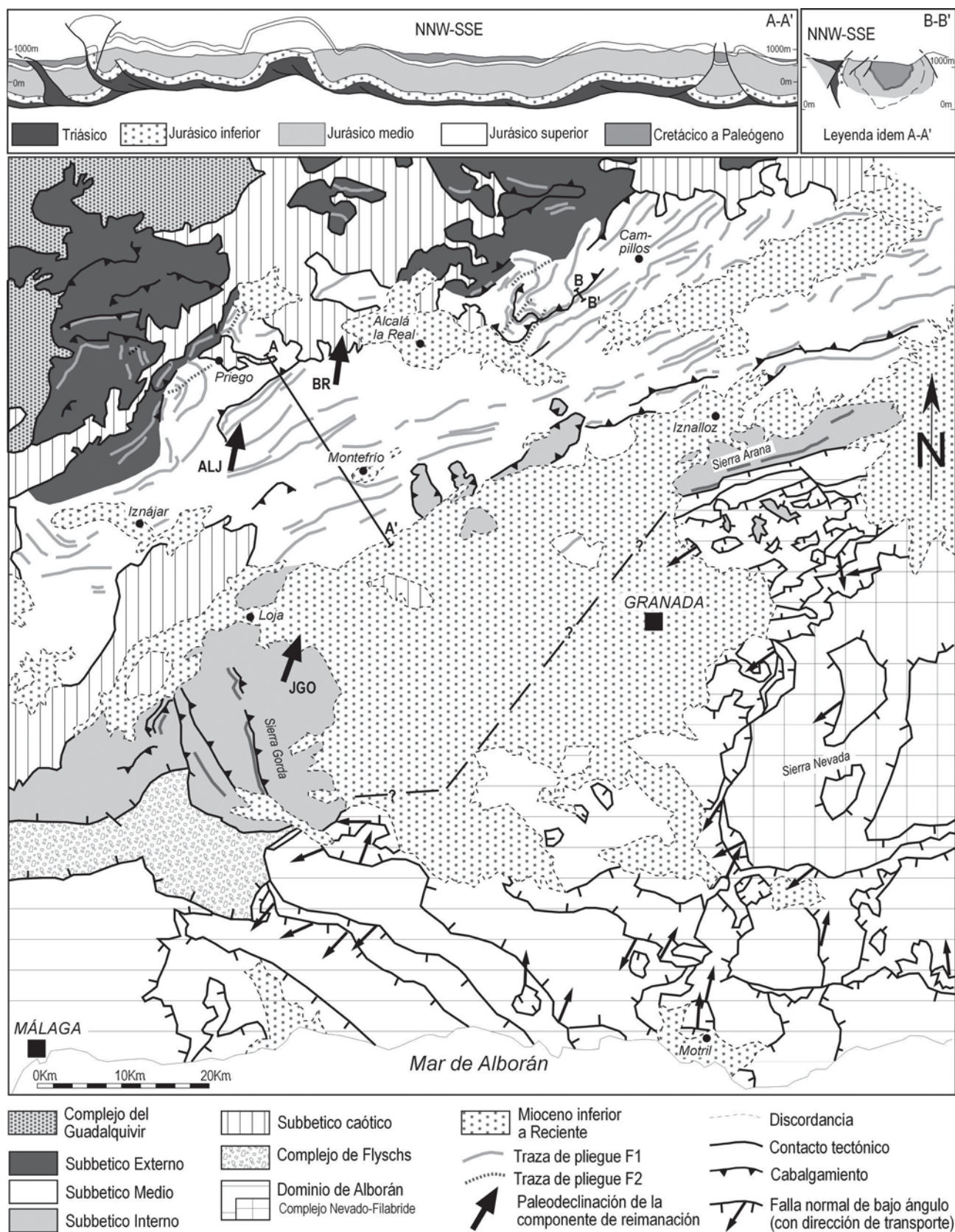


Figura 3.- Mapa estructural simplificado de las Béticas centrales. Aparece el cinturón de pliegues y cabalgamientos del Subbético, dividido en Interno, Medio y Externo, con el patrón de las estructuras principales. Las fallas normales de bajo ángulo en el Dominio de Alborán han sido tomadas de García-Dueñas *et al.* (1992) y los vectores cinemáticos de Azañón y Crespo-Blanc (2000), Alonso-Chaves *et al.* (1993), Crespo-Blanc *et al.* (1994) y García-Dueñas *et al.* (1992). Bajo la cuenca de Granada, la geometría del contacto Dominio de Alborán-Subbético es supuesta (ver Crespo-Blanc, 2008). BR, ALJ, JGO: Paleodeclinaciones de la componente de reimanación tomadas de Villalaín *et al.* (1994, 1995) y Osete *et al.* (2004). Cortes localizados en el mapa: A-A' tomado de Crespo-Blanc (2008) y B-B' de García-Dueñas (1970).

zonas externas de las Béticas centrales tal como ha sido estudiado en detalle por Crespo-Blanc (2007). En este mismo estudio se muestra, a través de la relación entre estructuras y depósitos sintectónicos de diversas cuencas de «*piggy back*» instaladas desde el Aquitaniense superior sobre los materiales del Subbético, que tanto el episodio de deformación principal (con formación de estructuras oblicuas) como las superposiciones de pliegues debieron de tener lugar alrededor del límite Aquitaniense-Burdigaliense, al menos en la parte más meridional del Subbético central. Se pone de manifiesto, además, una migración del frente de la deformación principal hacia el antepaís a lo largo de 50 km en un intervalo de unos 5 a 6 millones de años. De este modo la edad de los depósitos que derivan de la erosión del frente montañoso activo es Burdigaliense inferior en la parte más meridional del Subbético y Serravalliense en la parte más septentrional (Comas, 1978; Vera, 2000).

Modelos analógicos muestran que, con un sustrato de evaporitas como las del Triás, las estructuras oblicuas y no cilíndricas del Subbético central –así como, posiblemente los pliegues superpuestos–, podrían haberse formado en relación con la presencia del entrante (zona cóncava hacia el «*foreland*») que dibuja el límite Subbético-Dominio de Alborán a la altura de la depresión de Granada (dibujado en línea discontinua en la figura 3; Crespo-Blanc, 2008). Un movimiento unidireccional (hacia el NNW) de un «*backstop*» con tal geometría hace que se formen pliegues y cabalgamientos con un patrón muy semejante a lo que se observa en el Subbético sin que sea necesario evocar varias direcciones de acortamiento.

Finalmente, desde el Burdigaliense superior hasta el Plioceno inclusive, pliegues muy suaves y con ejes de direcciones variables afectan a todas las estructuras anteriores, mostrando que para este intervalo de tiempo, se generó una situación general de acortamiento en varias direcciones en esta parte de las Béticas (Crespo-Blanc, 2007).

«*Rifting*» Mioceno del Dominio de Alborán en las Béticas centrales

El primer artículo que cuestiona la naturaleza contractiva de los contactos entre unidades del Dominio de Alborán, hasta los años ochenta considerados como los contactos originales entre mantos de una pila post-metamórfica, es el de Aldaya *et al.* (1984), en el que participó Víctor García-Dueñas y en el que se define la Falla de Mecina como el contacto entre los complejos Nevado-Filábrides y Alpujarrides al sur de Sierra Nevada (Fig. 3). Se pone en evidencia la dirección de transporte de esta falla hacia el SW, así como la omisión que produce, por lo que se deduce su carácter extensional. Se hace también referencia al «*extensional crenulation cleavage*», que se observa en la parte alta del

Complejo Nevado-Filábride, definido por Platt y Vissers (1980) como zonas de cizalla dúctil-frágiles a pequeña escala, que producen extensión a lo largo de la columna de rocas foliadas afectada. Sin embargo, Platt y Vissers (1980), refiriéndose a la «*Betic Movement Zone*» (el contacto Nevado-Filábrides – Alpujarrides) puntualizan que «*conjugate and alternating sets of opposite displacement suggest that late-stage deformation may have been roughly coaxial*» (p. 408, op.cit). Así, si bien estos autores reconocieron estructuras extensionales a pequeña escala antes que las escuelas españolas, no lo asociaron en su momento con un episodio de «*rifting*» a escala regional. De hecho, Platt *et al.* (1984) calificaron el contacto Nevado-Filábrides – Alpujarrides como el contacto de manto original y por lo tanto contractivo. Más tarde, diversos artículos de Víctor García Dueñas y su equipo (García-Dueñas *et al.*, 1986; García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; Balanyá y García-Dueñas, 1991; García-Dueñas y Balanyá, 1991), confirman el hecho de que la inmensa mayoría de los contactos frágiles entre unidades del Dominio de Alborán son fallas normales de bajo ángulo, que contribuyeron a la exhumación final de las rocas metamórficas y que son también responsables de la organización actual de las unidades. Estos artículos representan los cimientos del trabajo de García-Dueñas *et al.* (1992), que muestra como todas estas fallas se organizan en sistemas de fallas lístricas coalescentes con un despegue basal. La interferencia entre los distintos sistemas de fallas normales hace que las unidades del Dominio de Alborán, en particular las unidades Alpujarrides, muestren una característica falta de continuidad. Este artículo asienta definitivamente la existencia de un hito mayor en la evolución miocena de las zonas internas de las Béticas y Rif: el adelgazamiento de la parte trasera del Arco de Gibraltar. Desde entonces, los procesos de adelgazamientos corticales como línea de investigación abierta por Víctor García-Dueñas, han sido el hilo conductor de numerosas publicaciones de sus colaboradores (Alonso-Chaves *et al.*, 1993; Balanyá *et al.*, 1993, 1997, 1998; García-Dueñas *et al.*, 1993; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Crespo-Blanc, 1995; Sánchez-Gómez *et al.*, 1995; Azañón y Alonso-Chaves, 1996; Azañón *et al.*, 1996, 1997, 1998; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Alonso-Chaves y Orozco, 1998; Orozco *et al.*, 1998; Azañón y Crespo-Blanc, 2000; Booth-Rea *et al.*, 2002, 2003, 2004; Martínez-Martínez *et al.*, 2002, 2004; Sánchez-Gómez *et al.*, 2002; Martínez-Martínez, 2006).

En las Béticas centrales y parte de las orientales (desde Málaga hacia el este, Fig. 2), los criterios cinemáticos a lo largo de las fallas que limitan las unidades del Dominio de Alborán, así como las relaciones de las fallas extensionales con los sedimentos sintectónicos miocenos permiten agrupar

los sistemas de fallas normales de bajo ángulo en dos sistemas. El primero, el sistema extensional de la Contraviesa (Crespo-Blanc *et al.*, 1994), es activo durante el Burdigaliense y el Langhiense y afecta sobre todo a los Alpujárrides. Al sur de Sierra Nevada muestra una dirección de transporte hacia el NNW, mientras que al norte, se observa un sistema conjugado, con transporte hacia el SSE (Crespo-Blanc, 1995). El segundo es el sistema extensional de los Filabres (García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988), de edad Serravalliense a Tortoniense. Su despegue basal coincide en gran parte con el actual límite entre Nevado-Filábrides y Alpujárrides y tiene un movimiento del bloque de techo hacia el WSW. Los criterios cinemáticos que aparecen en la figura 1 muestran las direcciones de transporte en extensión, aunque por razones de claridad, no aparezcan las trazas de las fallas normales de bajo ángulo.

Zona frontal del Arco de Gibraltar (Béticas occidentales)

Con posterioridad a la elaboración de varias hojas geológicas 1:50.000 en las Béticas Occidentales, Víctor García-Dueñas trabajó (1989-1995) en la revisión y síntesis de los mapas geológicos del Complejo de Flyschs que aflora en la zona de cierre del Arco de Gibraltar (Fig. 4). Su colaboración con los geólogos de la Sociedad española de Estudios para la Comunicación fija a través del Estrecho de Gibraltar (SECEG) y su equivalente marroquí (SNED) le llevó a elaborar en 1990 el Mapa Tectónico del Arco de Gibraltar, a escala 1:500.000 (García-Dueñas *et al.*, 1990) así como, en 1994, parte de la síntesis 1:200.000 de la hoja de Algeciras (García de Domingo *et al.*, 1994). Estos mapas representaron un avance significativo en el conocimiento de la estructura de este Complejo, al que se le atribuía un carácter en mayor o menor medida caótico (Didon, 1969; Bourgois, 1978; Martín-Serrano, 1985; Moreno-Serrano *et al.*, 1988). Su carácter sintético, sin embargo, solo permitió esbozar los grandes rasgos de la estructura. Quedaba por conocer su geometría detallada así como la cinemática, tema en el que más tarde, indagaron algunos de sus colaboradores (Luján *et al.*, 1999, 2000, 2006; Luján, 2003).

En las unidades Subbéticas colindantes, Crespo-Blanc y Campos (2001) realizaron una propuesta de evolución estructural del Penibético (Subbético interno del extremo oeste de las Béticas) sobre la base de un estudio detallado en el que quedaron identificadas tanto las principales estructuras contractivas como extensionales, así como su relación con el emplazamiento del Complejo de Flyschs. Más adelante, Balanyá *et al.* (2007) caracterizaron estas mismas estructuras (tanto de acortamiento como de extensión) en clave de partición de la deformación a lo largo del Mioceno en la zona de cierre del Arco de Gibraltar.

Acortamiento principal Mioceno en la cuña orogénica externa: edad de la deformación

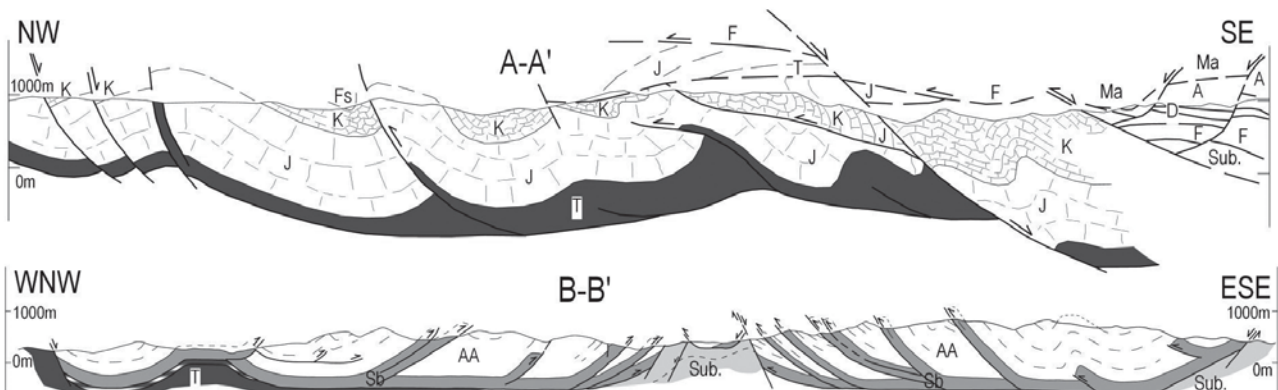
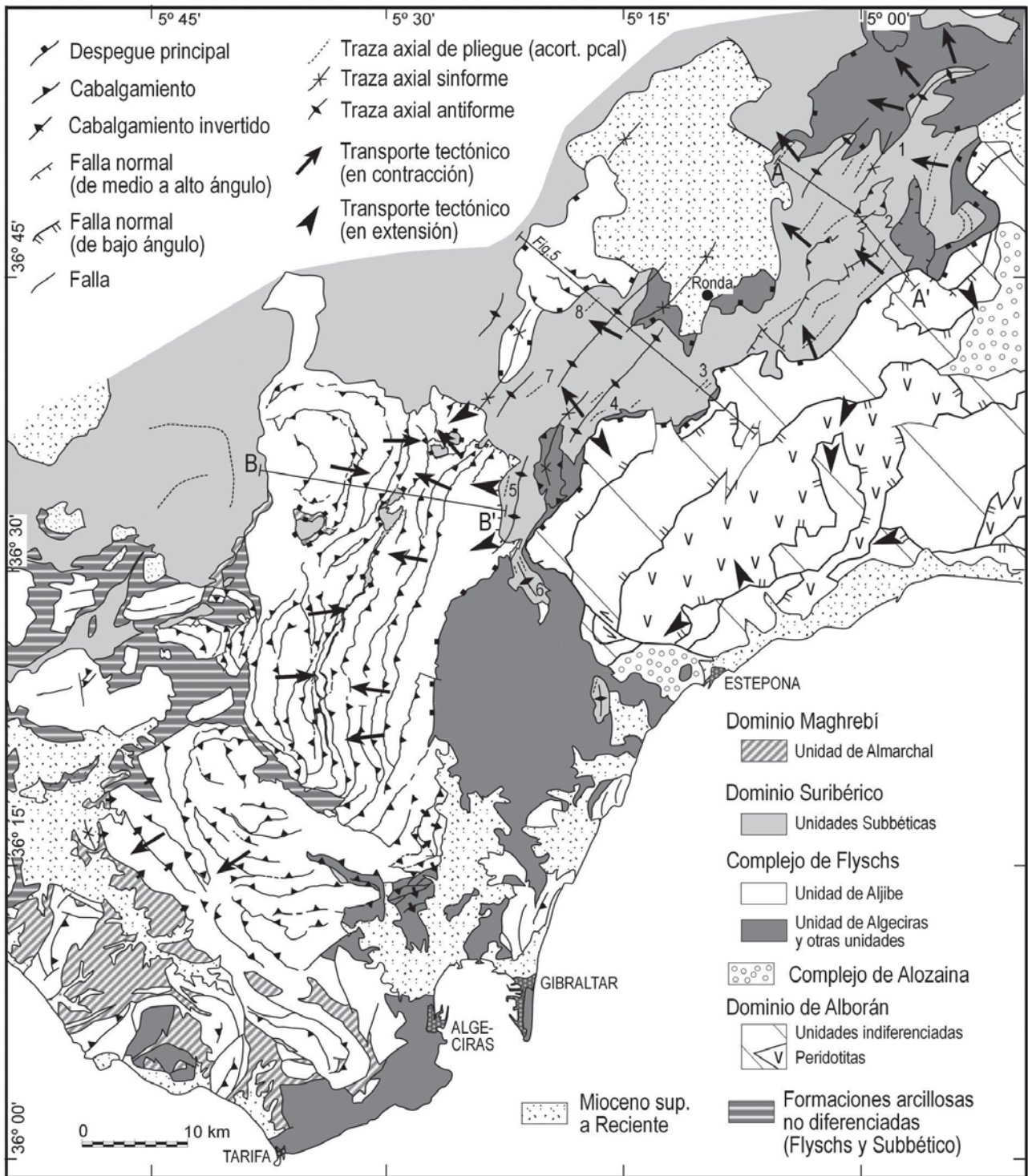
A techo de la unidad principal del Complejo de Flyschs, la unidad de Aljibe, se pueden observar localmente unas margas y arcillas de edad Aquitaniense superior a Burdigaliense inferior (margas supra-numídicas de Esteras *et al.*, 1995), mientras que sobre las formaciones carbonatadas del Penibético descansa una formación de tipo flysch, con arcillas y areniscas cuyos niveles más altos han sido datados como Burdigaliense inferior (Dubois y Magné, 1972). Estos son los niveles más modernos afectados por el acortamiento principal, asociado a la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos que rodea el Dominio de Alborán. Así, la deformación principal en las zonas externas en la zona de cierre del Arco de Gibraltar es más tardía que en las Béticas centrales y debe de producirse en el Burdigaliense superior, eventualmente Langhiense inferior. Esto es compatible con el hecho de que en el Golfo de Cádiz, cruzando datos de perfiles de sismica y sondeos comerciales, se observa que el emplazamiento principal del cinturón de pliegues y cabalgamientos del Subbético y Complejo de Flyschs está sellado por sedimentos del Mioceno medio (Gràcia *et al.*, 2003).

Cabe destacar que una vez despegadas las unidades del paleomargen Suribérico y las del Complejo de Flyschs durante el acortamiento principal del límite Mioceno inferior - Mioceno medio, estructuras tardías afectaron el cinturón de pliegues y cabalgamientos formado previamente, en particular pliegues rectos, muy abiertos y de longitud de onda plurikilométrica, de edad Mioceno superior-Plioceno.

Estructura de las unidades más internas del Subbético occidental

El estilo estructural del Subbético, de modo análogo al de las Béticas centrales (corte A-A' de la figura 4), es característico de un cinturón de pliegues y cabalgamientos desarrollado sobre un sustrato dúctil, con estructuras pro-y retrovergentes, si bien presenta algunas particularidades importantes en las unidades de posición más interna (Penibético). En efecto, existe un desacoplamiento generalizado entre las dolomías y calizas masivas del Jurásico inferior y las «capas rojas y blancas» del Cretácico a Paleógeno en las estructuras asociadas al episodio de acortamiento principal. En las formaciones Cretácico-Paleógenas se desarrolla de manera sistemática un tren de pliegues de morfología angular, métricos a hectométricos (Crespo-Blanc y

Figura 4.- Mapa estructural simplificado de las Béticas occidentales. Vectores cinemáticos a partir de numerosos trabajos citados en el texto. Números 1 a 8: posición de los afloramientos proyectados en el corte de la figura 5. Corte A-A' tomado de Crespo-Blanc y Campos (2001). Corte B-B' tomado de Luján *et al.* (2006). Abreviaturas: AA, Areniscas de Aljibe; A, Alpujárride; D, Dorsal; F, Flyschs; Fs, Flysch Subbético; J, Jurásico; K, Cretácico; Ma, Maláguide; T, Triás; Sb, Serie de base; Sub., Subbético.



Campos, 2001), en general despegados de su substrato Jurásico (salvo en algunas zonas de posición relativamente interna respecto al frente del Dominio de Alborán; corte A-A' de la figura 4). Estas estructuras están replegadas por los pliegues tardíos de longitud de onda kilométrica. El patrón estructural de ambos tipos de pliegues es de dirección principal NE-SW, salvo en el extremo suroeste, donde las estructuras que derivan del acortamiento principal rodean al límite externo del Dominio de Alborán (Fig. 4).

Un estudio detallado de los pliegues angulares ha permitido caracterizar el contexto cinemático y los mecanismos que han participado en su formación (Expósito *et al.*, 2007 y este trabajo). Son pliegues asimétricos, siempre vergentes hacia el antepaís, según el patrón de las directrices estructurales, es decir hacia el NW u W. Están asociados a un clivaje espaciado de morfología estilolítica o pizarrosa, que desarrolla trayectorias convergentes (hacia el núcleo de las capas competentes) o convergente-divergentes. Esta foliación es más penetrativa en los pliegues de las posiciones más internas (grupos «1, 2, 3» y «4» de la figura 5), donde además se desarrolla con igual intensidad en flancos y charnela. Muestran características acordes con los modelos de formación de pliegues «chevron» (Ramsay y Huber, 1987): flancos rectos, desarrollo de «saddle reefs» y charnelas bulbosas, evidencias de deformación longitudinal tangencial en las capas competentes (fallas inversas en el arco interno de las capas competentes), así como fibras y estrías indicativas de deslizamiento flexural. Los modelos de formación de este tipo de pliegues establecen que la amplificación del pliegue es muy rápida y, por tanto, que el acortamiento inicial paralelo a las capas debe ser nulo o muy bajo (Ramsay y Huber, 1987). Este hecho sugiere que la distribución final e intensidad de la foliación (charnelas foliadas y espaciados de 1 a 2 cm en las capas competentes de las posiciones más internas) debe estar controlada por el aplastamiento homogéneo del pliegue en estas posiciones, aunque el patrón convergente-divergente se conserve heredado de las trayectorias de deformación generadas durante el plegamiento activo por «buckling». Otra observación que apunta en el mismo

sentido es el aumento hacia el «hinterland» de la proporción de pliegues cuyo ángulo entre flancos es inferior a 60° (Fig. 5), ángulo crítico en el que parecen bloquearse los mecanismos de plegamiento activo que operan inicialmente en el desarrollo de pliegues «chevron». El buzamiento de la superficie axial, una vez restaurado a partir de la restitución de los pliegues tardíos, muestra también una pauta similar, con valores mayores hacia los afloramientos más externos (Fig. 5).

Todos estos resultados señalan una disminución en la intensidad de la deformación desde los afloramientos más internos hasta los más externos del Subbético. Este hecho podría estar en relación con el cabalgamiento de las unidades del Complejo de Flyschs sobre el Penibético. Incluso, hacia las partes más internas del Penibético, el frente del Dominio de Alborán podría haberse sumado al peso de las unidades del Complejo de Flyschs.

Estructura de las unidades derivadas del Complejo de Flyschs

Al norte del Estrecho, el Complejo de Flyschs se compone de dos unidades principales: la unidad del Aljibe y la de Algeciras (Didon, 1960) (Fig. 4). Las secuencias sedimentarias de ambas unidades, de edad Cretácico inferior a Mioceno inferior muestran mayoritariamente un carácter turbidítico y se diferencian sobre todo por la proveniencia de los clastos que nutren las secuencias turbidíticas del Oligoceno superior a Mioceno inferior: mientras que los elementos detríticos de la unidad de Algeciras provienen de la erosión de las rocas metamórficas del Dominio de Alborán (flysch «margo-areniscoso-micáceo»), los de la unidad de Aljibe provienen del cratón africano (flysch areniscoso con elementos de cuarzo numídico) (Didon, 1960; Didon y Hoyez, 1978; Guerrero *et al.*, 1990).

En la rama norte del Arco de Gibraltar, el Complejo de Flyschs se sitúa estructuralmente sobre las unidades del Subbético y esporádicamente, sobre la unidad de Almarchal (formada por materiales Cretácicos del Dominio Magrebí; Esteras *et al.*, 1988). En la unidad

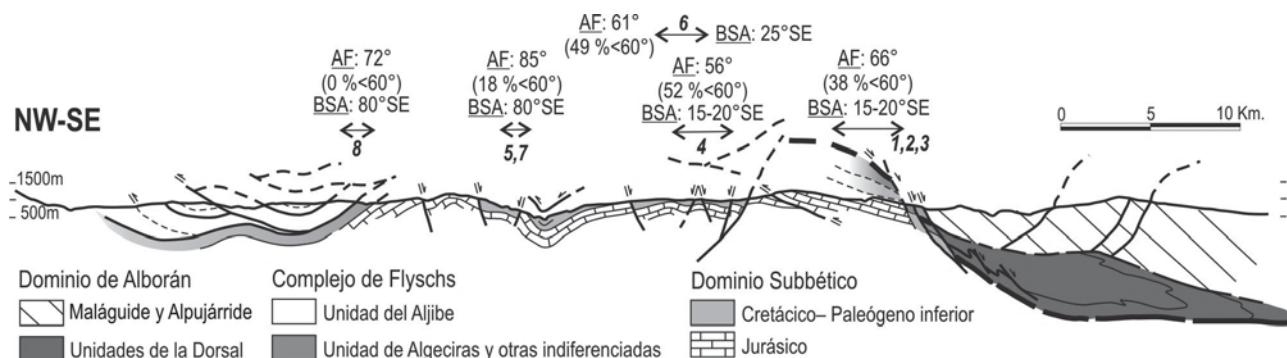


Figura 5.- Corte geológico a lo largo de una dirección de transporte SE-NW, donde se ha proyectado -siguiendo las directrices estructurales- la posición de los pliegues angulares en distintos afloramientos, numerados de 1 a 8 (localización en figura 4). Los afloramientos con posiciones estructurales similares han sido agrupados en el corte. AF: ángulo entre flancos (entre paréntesis, porcentaje de pliegues con ángulos menores a 60°); BSA: buzamiento restaurado de la superficie axial.

del Aljibe, la de mayor importancia areal, se han identificado tres dominios estructurales caracterizados por haz de cabalgamientos imbricados que involucran a toda la sucesión (Luján, 2003; Luján *et al.* 2006). El corte B-B' de la figura 4 muestra los sistemas de cabalgamientos de los dos dominios septentrionales (oriental y occidental), con vergencias enfrentadas a ambos lados de una estrecha alineación antiformal de ventanas tectónicas del Penibético, que se corresponde con la zona de transferencia que los separa. El cambio de vergencia se debe a la presencia de sustratos muy diferentes bajo la cuña de material deformado (Luján *et al.*, 2003): friccional en el dominio oriental (esencialmente margas y margocalizas cretácicas a paleocenas del Penibético, las «capas rojas») y viscoso en el occidental (yesos brechificados del Subbético Medio y de los Complejos Caóticos Subbéticos). En conjunto, el patrón estructural marcado por la dirección de pliegues y cabalgamientos en estos dos dominios estructurales -así como en el Subbético-, muestra una variación de NE-SW a N-S, desde la parte nordeste del área de la figura 4 hacia el Estrecho de Gibraltar. Finalmente, el dominio más meridional del Complejo de Flyschs, está organizado en un conjunto de cabalgamientos de vergencia SW, cuyas trazas son de dirección NW-SE (en relación con rampas laterales que basculan el haz de cabalgamientos, Luján, 2003; Luján *et al.* 2006).

Partición de la deformación en la zona de cierre del Arco de Gibraltar

Dentro de las unidades correspondientes a la cuña orogénica externa en la terminación occidental del Arco (desde Málaga hacia el oeste, Fig. 2), Balanyá *et al.* (2007) establecieron un inventario de los tipos de estructuras que, a lo largo del Mioceno y Plioceno, señalan la existencia de dos modos de partición de la deformación. El primero corresponde al desarrollo moderado de estructuras netamente transpresivas (en el sentido cinemático de Sanderson y Marchini, 1984). El segundo se ha identificado a partir de un conjunto muy amplio de estructuras, distribuidas a lo largo de toda el área estudiada, que denotan la coexistencia de un acortamiento subperpendicular a las directrices del Arco desarrollado simultáneamente a una extensión paralela a las mismas.

Dentro de este segundo tipo de partición de la deformación, las principales estructuras identificadas son las siguientes (Balanyá *et al.*, 2007):

a) estructuras que acomodan un acortamiento subperpendicular al cierre del Arco. Son principalmente los pliegues y cabalgamientos asociados al acortamiento principal, que dibujan el patrón estructural a gran escala (Fig. 4). En este apartado, hay que incluir también a pliegues muy abiertos del Mioceno superior a Plioceno, cuyas directrices estructurales rodean el Arco.

b) estructuras que acomodan un estiramiento paralelo al cierre del Arco. Están ampliamente representadas y consisten en: fallas normales de medio a alto ángulo con una dirección de extensión paralela a las directrices de las estructuras de acortamiento (NE-SW en la mitad Norte de la figura 4), fallas de salto en dirección conjugadas, que afectan principalmente el límite del Dominio de Alborán y estructuras penetrativas a pequeña escala que afectan a las unidades Subbéticas (Penibético en particular).

Discusión y cuestiones abiertas

Evolución tectónica miocena de la cuña orogénica externa en las Béticas centrales y occidentales: hitos y variaciones laterales

Los hitos de la evolución tectónica del Dominio Subbético y Complejo de Flyschs para el Mioceno, así como los intervalos de tiempo durante los cuales se forman los sistemas de falla normales de bajo ángulo en el Dominio de Alborán, sobre la base de los trabajos citados en este artículo, tanto de Víctor García-Dueñas como de sus colaboradores, aparecen en la escala cronoestratigráfica de la figura 6. Las dos áreas, Béticas centrales y occidentales aparecen diferenciadas ya que muestran variaciones laterales en cuanto a intervalos de tiempo, cinemática y modos de deformación. Respecto a direcciones de transporte tectónico, la figura 2 muestra también diferencias entre Béticas centrales y occidentales.

En su momento, Víctor García-Dueñas demostró la migración hacia el oeste del locus de extensión en el Dominio de Alborán (*e.g.* García-Dueñas *et al.*, 1992). Con los datos que se han presentado en este artículo, no caben dudas de que esta migración en las zonas internas vaya aparejada con una diacronía del acortamiento principal en la cuña orogénica externa ya que entre Béticas centrales y occidentales, unos 4 millones de años separan el evento principal de formación del cinturón externo de pliegues y cabalgamientos (respectivamente límite Aquitaniense-Burdigaliense y límite Burdigaliense-Langhiense, Fig. 6). Esta variación de edad no parece progresiva, sino que se observa más bien un salto en el tiempo. Este salto puede estar en relación con la presencia de un corredor de deslizamiento dextrorso, con fallas y pliegues que podrían haber funcionado entre el Burdigaliense superior y el Tortoniense inferior (Balanyá *et al.*, 2007). Actualmente, tiene una dirección E-W, separa las Béticas centrales y occidentales y se sitúa sobre el límite norte del Dominio de Alborán, al norte de Málaga (Fig. 2). Queda aún por valorar el papel de este corredor durante la deformación de las zonas externas Béticas.

Por otra parte, una revisión de la edad de formación de las estructuras de acortamiento en el

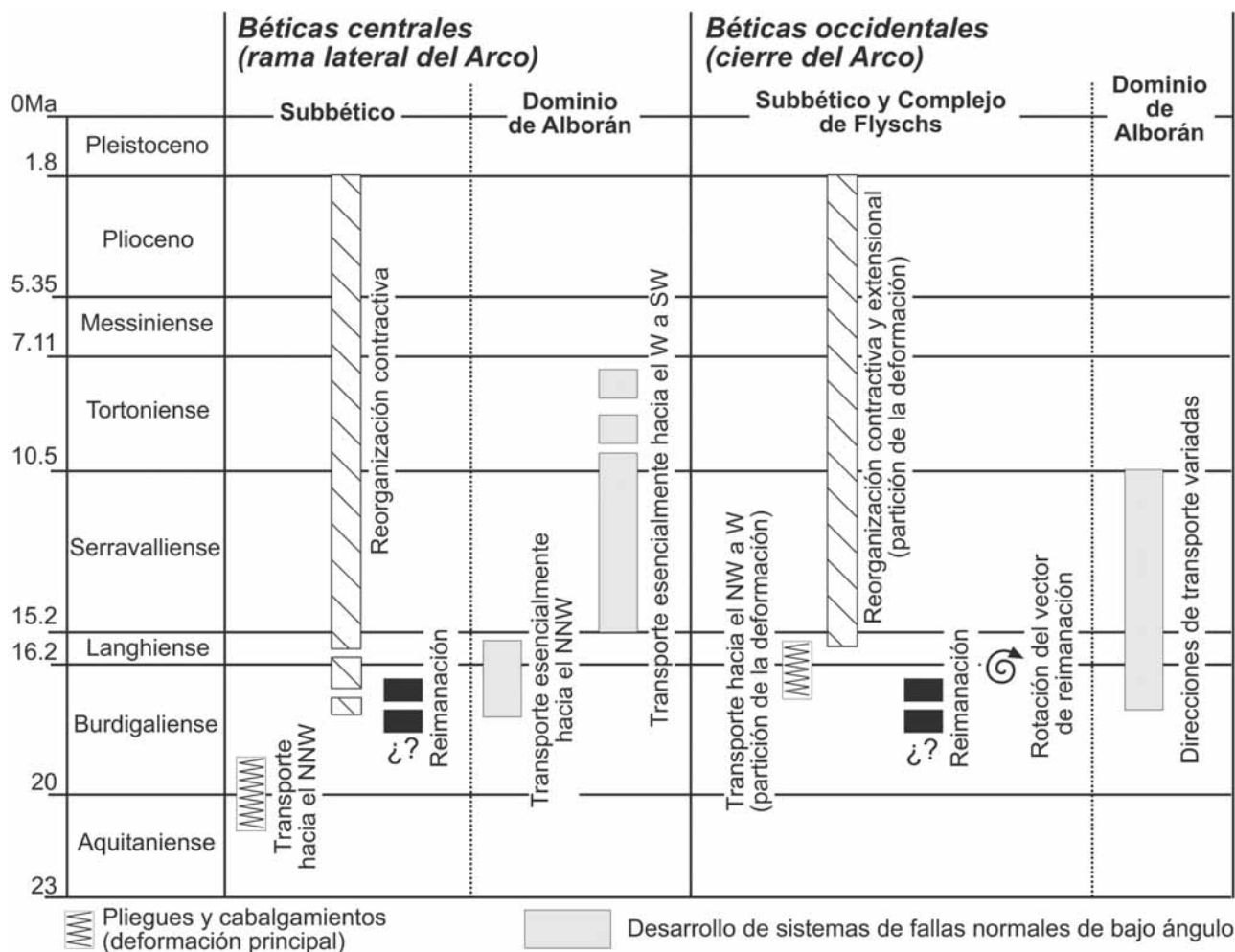


Figura 6. Escala cronoestratigráfica con los hitos de la evolución tectónica del Dominio Subbético y Complejo de Flyschs para el Mioceno y el desarrollo de sistemas de fallas normales de bajo ángulo en el Dominio de Alborán. La edad de la reimanación en el Subbético es tentativa.

Subbético de las Béticas centrales, muestra que los pliegues y cabalgamientos en las unidades del paleomargen son ligeramente anteriores a la formación del sistema de fallas normales de la Contraviesa en el Dominio de Alborán (límite Aquitaniense-Burdigaliense para lo primero y Burdigaliense a Langhiense para lo segundo) (Fig. 6). Así, para esta porción de las Béticas, durante el Mioceno inferior a medio se produce un transporte tectónico hacia el NNW, canalizado tanto por las estructuras contractivas como por las extensionales, aunque a veces se observen cabalgamientos retrovergentes y/o sistemas de fallas normales conjugados con transporte hacia el SSE. Cabe destacar que el frente extensional en relación con este sistema no ha sobrepasado el límite Subbético-Dominio de Alborán y no se han observado fallas normales de bajo ángulo afectando al cinturón de pliegues y cabalgamientos del Subbético. De hecho, los trabajos de García-Dueñas y Navarro-Vilá (1976) y Navarro-Vilá y García-Dueñas (1980) sobre el contacto entre ambos dominios en Sierra Arana (Fig. 3), muestran que después de haberse superpuesto al Subbético, las imbricaciones de unidades Alpujarrides, Maláguides y de la Dorsal han sido «..reestructuradas a causa de

eventos post-manto y muchas unidades [...] se han tornado en cabalgantes sobre las mismas» (p. 60 en Navarro-Vilá y García-Dueñas, 1980). Cabe destacar que en este mismo trabajo, el mecanismo que invocó Víctor García-Dueñas para explicar la presencia de diversas «unidades, componentes de un manto, individualizadas como jirones lenticulares» -las que hoy día llamaríamos unidades extensionales limitadas por fallas normales de bajo ángulo- fue el de un «movimiento conjunto de varios mantos superpuestos, desplazándose unos respecto a otros a lo largo de superficies que varían de nivel en la pila. Por añadidura, hay que admitir la existencia de klippes gravitatorios» (p. 68, op.cit.), el mecanismo que se utilizaba en los años 70 para explicar las fallas normales de bajo ángulo que aún no habían entrado en el lenguaje habitual de los geólogos estructurales. ¡Una frase profética!

El segundo de los sistemas de fallas normales que afecta el Dominio de Alborán en las Béticas centrales, el de los Filabres, muestra una dirección de transporte subparalela al contacto Subbético-Dominio de Alborán (Figs. 2 y 3). Su desarrollo es más tardío que la deformación observada en el Subbético, pero no parece haber afectado a este último. Queda por valorar

el efecto de este sistema de fallas normales sobre el área perteneciente al Dominio de Alborán próxima al contacto al ENE de Granada (Fig. 2).

En las Béticas occidentales, las relaciones entre direcciones de transporte asociadas a estructuras de acortamiento en la cuña externa del orógeno y en extensión en las zonas internas no son tan sencillas como en las Béticas centrales. Se observa una variación en la orientación de las directrices estructurales de la cuña orogénica externa de NE-SW a N-S desde la parte nordeste del área de la figura 4 hasta el Estrecho de Gibraltar; del mismo modo y dado que la vergencia predominante es hacia el antepaís, existe una variación del transporte tectónico de NW a W. En las zonas externas, este transporte se produjo en su mayor parte durante el Burdigaliense superior a Langhiense (Fig. 6). Sin embargo, en el Dominio de Alborán, los criterios cinemáticos que se observan actualmente sobre las fallas normales de bajo ángulo no muestran el patrón arqueado correspondiente ya que las direcciones de extensión observadas son esencialmente hacia el S, SE o SW (Soto y Gervilla, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992; Balanyá *et al.*, 1997; Sánchez-Gómez, 1997) (Fig. 2), por lo que la dirección de transporte es hacia el la parte trasera del Arco y no se puede hablar de una dirección de transporte tectónico único. Además, dada la presencia de rotaciones tardías de ejes verticales evidenciadas por datos paleomagnéticos (ver epígrafe siguiente para el Subbético y *e.g.* Platzmann *et al.*, 2000, para el Dominio de Alborán), es muy probable que no se observen las direcciones originales de transporte.

Reimanación y acortamiento principal en el Subbético central y occidental

Las rocas de edad Mesozoica de las unidades Subbéticas han sido el objeto de numerosos estudios paleomagnéticos a lo largo de los quince últimos años (ver revisión en Osete *et al.*, 2004). En particular, Víctor García-Dueñas fue una de las personas que fomentaron los primeros trabajos en los que se relacionaban estructuras y datos paleomagnéticos en el Subbético interno de las Béticas occidentales (Fig. 2). Allí, Villalaín *et al.* (1994) establecieron que la magnetización remanente natural de las calizas nodulosas del Jurásico superior está dominada por una componente de reimanación de edad Neógena, aunque ha sido posible distinguir también una componente débil de imanación Jurásica primaria. La orientación de las paleodeclinaciones de la componente de reimanación está ilustrada en la figura 2. Considerando que la declinación esperada para Iberia desde el inicio del Neógeno es muy cercana a la actual (Westphal *et al.*, 1986), se puede observar que ha sufrido rotaciones horarias sistemáticas importantes, del orden de 70-80° (Fig. 2, Villalaín *et al.*, 1994, 1995). Esto se ha producido en un área del Subbético donde se ha mostrado que la deformación principal tuvo lugar

durante el intervalo Burdigaliense superior - Langhiense (Crespo-Blanc y Campos, 2001). Cabe destacar que el acortamiento principal, con trayectorias de transporte radiales hacia el exterior de la cadena, es el mecanismo más plausible capaz de haber producido las grandes rotaciones observadas del vector de reimanación, por lo que es muy probable que la reimanación sea previa a la deformación principal en el Subbético de las Béticas occidentales.

Por otra parte, Osete *et al.* (2004) determinaron que la reimanación también tuvo lugar en el Subbético central y caracterizaron la cuantía y sentido de rotación de las paleodeclinaciones de ese vector. En este caso, la dirección de la paleodeclinación de la componente de reimanación es NNE-SSW (ligera rotación horaria, de unos 10 a 15°) y su orientación parece ser independiente de las direcciones estructurales tan variables que se observan en las Béticas centrales (Figs. 2 y 3). Por lo tanto, debe de ser posterior a la formación del cinturón de pliegues y cabalgamientos de edad límite Aquitaniense-Burdigaliense.

Según Osete *et al.* (2004), la reimanación que se observa en las calizas del Jurásico superior es contemporánea tanto en las Béticas centrales como las occidentales, porque las muestras de cada una de las estaciones tienen una reimanación de polaridad normal. Siendo así, el proceso de reimanación representa un hito temporal importante para establecer la evolución tectónica de las unidades Subbéticas. Asumiendo la isocronía propuesta por Osete *et al.* (2004) y la variación de edad del acortamiento principal en las zonas externas de las Béticas centrales y occidentales, la edad presumible de la reimanación correspondería al Burdigaliense superior, posiblemente durante uno de los periodos de polaridad normal que tuvieron lugar en ese intervalo de tiempo.

Las rotaciones de ejes verticales del vector de reimanación evidenciadas en el Subbético occidental (Villalaín *et al.*, 1994, 1995) son difícilmente achacables a estructuras locales, tales como sistemas de fallas verticales de salto en dirección ya que tales estructuras aparecen localizadas y sólo han sido descritas cerca del extremo oeste del Dominio de Alborán (Fig. 4). El hecho de que además las rotaciones sean relativamente homogéneas, sugiere más bien la presencia de un nivel de despegue principal (¿en el límite zócalo- cobertera?), sobre el cual el conjunto de la cuña de material deformado hubiese rotado. A la hora de restaurar direcciones de acortamiento en cortes a gran escala, este hecho podría tener unas consecuencias muy importantes para cualquier ensayo de reconstrucción paleotectónica.

Modelos cinemáticos, modos de partición de la deformación y otras cuestiones abiertas

Como sistema orogénico, el Arco de Gibraltar es el resultado tanto de la convergencia de dirección NNW-SSE de Iberia y África (Dewey *et al.*, 1989), como de la

deriva de componente W de la parte trasera del arco (Dominio de Alborán). Considerada esta situación en su conjunto, cabría esperar que las ramas norte y sur del Arco (las cadenas Bética y Rifeña, respectivamente) hubieran estado sometidas durante el Mioceno a una situación transpresiva (en el sentido tectónico de Harland, 1971) y que esta situación podría haber perdurado hasta la actualidad (Morel y Meghraoui, 1996). Sin embargo, esta situación no es tan sencilla: la sismicidad en la región del Arco de Gibraltar es difusa (Bufoin *et al.*, 1988) y no existe una definición clara de la forma y orientación del actual límite de placas. Las direcciones de movimiento de las placas mayores no pueden trasladarse de una manera sencilla a tramos específicos del Arco dado que no se conoce suficientemente la cinemática de detalle ni, consecuentemente, los modos en que ha operado la partición de la deformación. Por el contrario, se sabe que en la cuña orogénica externa las pautas cinemáticas expresadas por las estructuras son muy complejas, que se observan variaciones de edad de la deformación principal y que existen dominios estructurales deformados simultáneamente con vergencias opuestas (Crespo-Blanc y Campos, 2001; Luján *et al.*, 2006; Crespo-Blanc, 2007, 2008). Las Béticas occidentales, por su parte, están caracterizadas en sus zonas externas por el desarrollo sistemático de estructuras que acomodan estiramiento paralelo a las directrices estructurales del Arco (Balanyá *et al.*, 2007). Esta característica, junto con la diferente distribución de unidades tectónicas presentes, marca la diferencia entre la zona lateral del Arco de Gibraltar *sensu lato* (Béticas centrales y orientales) y el cierre del Arco (Béticas occidentales), o Arco de Gibraltar Occidental, al Oeste del meridiano 4°30'W (Fig. 2). En este último, el análisis conjunto de las variaciones de las directrices estructurales y de los patrones cinemáticos permite identificar y sistematizar distintos modos de partición de la deformación ocurridos entre 24 y 5 m.a., así como proponer un nuevo modelo cinemático próximo a un arco de tipo «Glaciar de Piedemonte» *sensu* Hindle y Burkhard (1999) (Balanyá *et al.*, 2007). En efecto, el Arco de Gibraltar Occidental tiene direcciones de transporte consistentemente subperpendiculares a las directrices estructurales y ambas cubren un rango de unos 70° (Fig. 1; 110° si consideramos también los datos de la parte sur del Estrecho). Por otro lado, las rotaciones paleomagnéticas de sentido dextrorso en la rama norte y sinistrorso en la rama sur (*e.g.*, Platzmann *et al.*, 1993), junto con la distribución del estiramiento paralelo al arco, son igualmente coherentes con este modelo.

Estos resultados, por otra parte, están de acuerdo con la migración de componente W del frente montañoso del Arco y la simultánea extensión de su lado cóncavo tal como ha sido preconizado en diferentes modelos tectónicos. En nuestra opinión, los modelos de evolución litosférica que mejor explican esta situación migrante

(tanto del frente contractivo como del extensional) y, al mismo tiempo, permiten integrar los resultados recientes obtenidos del análisis de los patrones cinemáticos del cierre del Arco de Gibraltar (Balanyá *et al.*, 2007) son tanto los modelos de delaminación asimétrica del manto litosférico (García-Dueñas *et al.*, 1992) como los de subducción en retroceso (Royden, 1993; Faccenna *et al.*, 2004). En ambos casos, una deformación de la losa que subduce, tal como migración de charnela y/o ruptura lateral, o, en su caso, de la porción desgajada del manto litosférico delaminado, podría inducir las trayectorias divergentes y el estiramiento paralelo observado. La deformación de la losa subducida, de hecho ya ha sido sugerida por Faccenna *et al.* (2004) para explicar algunas características de las imágenes tomográficas de esta región. Pese al buen acuerdo entre a) los modelos cinemáticos de delaminación y/o de subducción en retroceso y b) las características estructurales identificadas en el Arco de Gibraltar, hay también algunos aspectos que hasta ahora no han sido discutidos. Por ejemplo, que una parte significativa de los sistemas extensionales desarrollados en la cuña de acreción externa del Arco pueden ser considerados como producto del estiramiento paralelo asociado al propio modo de construcción del arco más que conectados con la extensión retroarco, como ha sido previamente sugerido.

Conclusiones

1. En el sistema orogénico Bético-Rifeño situado en el extremo oeste del Mediterráneo, la acreción miocena del Dominio Subbético (unidades derivadas del paleomargen Suribérico) y del Complejo de Flyschs (prisma de acreción mioceno inactivo) muestra variaciones laterales en cuanto a intervalos de tiempo, cinemática, estilos tectónicos y modos de partición de la deformación.
2. La formación de las estructuras principales de acortamiento en el cinturón de pliegues y cabalgamientos de la cuña externa es de edad próxima al límite Aquitaniense-Burdigaliense en las Béticas centrales y al límite Burdigaliense-Langhiense en las Béticas occidentales.
3. Las relaciones entre edad de la deformación principal y rotaciones de los vectores paleomagnéticos de reimanación que se observan en el Subbético de las Béticas centrales y occidentales sugieren que la reimanación tuvo lugar durante el Burdigaliense superior.
4. En las Béticas centrales, durante el Mioceno inferior a medio, se observa claramente un transporte tectónico hacia el NNW, canalizado tanto por las estructuras compresivas en las zonas externas (Subbético), como por las extensionales en las zonas internas (Dominio de Alborán).
5. Las estructuras que denotan una partición de la deformación, en particular con extensión

paralela al Arco, sólo se han observado de manera generalizada en el Arco de Gibraltar Occidental (al W del meridiano 4°30'W), lo que diferencia la zona lateral del Arco de Gibraltar *sensu lato* (Béticas centrales y orientales) de la zona de cierre del Arco (Béticas occidentales).

6. Modelos tectónicos de delaminación asimétrica o de subducción en retroceso son los que mejor pueden explicar la simultánea migración del frente montañoso en el Arco de Gibraltar, extensión en su parte trasera y estiramiento paralelo acoplado al acortamiento de la cuña orogénica externa.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2006-08638/BTE, CTM2005-08071-C03-01/MAR y RNM215-Junta de Andalucía. Víctor nos dejó después de una penosa enfermedad. Queremos subrayar nuestro sincero agradecimiento por todo lo que nos ha enseñado, como científico y como persona.

Referencias

- Aldaya, F., García-Dueñas V. y Navarro-Vilá, F. (1979): Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides, en Homenaje a Lluís Solé i Sabaris. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 154-166.
- Aldaya, F., Campos, J., García-Dueñas, V., González-Lodeiro, F. y Orozco, M. (1984): El contacto Alpujárrides-Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. En: *El borde Mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas* (López Ruiz, J., Ed.). CSIC-Universidad de Granada: 18-20.
- Alonso-Chaves, F.M. y Orozco, M. (1998): El sistema de fallas extensionales de la Axarquía (sierras de Tejeda y la Almirajara, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 24: 15-18.
- Alonso-Chaves, F.M., García-Dueñas V. y Orozco M. (1993): Fallas de despegue extensional miocenas en el área de Sierra Tejeda (Béticas centrales). *Geogaceta*, 14: 116-118.
- Alonso-Chaves, F.M., Orozco, M., García-Dueñas, V. y Mayoral, E. (1995): La falla normal de bajo ángulo de Tejeda; un ejemplo de la deformación miocena de las Béticas centrales. *Geogaceta*, 17: 131-132.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12: 191-198.
- Argand, E. (1916): Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 14: 145-191.
- Azañón, J.M. y Alonso-Chaves, F. (1996): Tectono-metamorphic evolution of the Tejeda Unit, an extensionally dismembered Alpujarride Nappe (Western Betics). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Ser. II, 322: 47-54.
- Azañón, J.M. y Crespo-Blanc, A. (2000): Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujarride Complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19: 549-565.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y Crespo-Blanc, A. (1994): Alpujarride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Ser. II, 318: 667-674.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. y Sánchez-Gómez, M. (1996): Folding of metamorphic isograds in the Adra extensional unit (Alpujarride Complex, Central Betics). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Ser. II, 323: 949-956.
- Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A. y García-Dueñas, V. (1997): Continental collision, crustal thinning and nappe-forming during the pre-Miocene evolution of the Alpujarride Complex (Alboran Domain, Betics). *Journal of Structural Geology*, 19: 1055-1071.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Goffé, B. (1998): Exhumation of high-pressure metamorphic metapelites and coeval crustal extension in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera). *Tectonophysics*, 285: 231-252.
- Bahroudi, A. y Koyi, H.A. (2003): Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modeling approach. *Journal of the Geological Society, London*, 160: 719-733.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1988): El cabalgamiento cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. *II Congreso Geológico de España, Simposios*: 35-44.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1991): Estructuración de los Mantos Alpujárrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía). *Geogaceta*, 9: 30-33.
- Balanyá, J.C., Azañón, J.M., Sánchez-Gómez, M. y García-Dueñas, V. (1993): Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique Unit in the Paleogene (Alpujarride Complex, western Betics, Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Ser. II, Sciences de la Terre*, 316: 1595-1601.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. y Sánchez-Gómez, M. (1997): Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16: 226-238.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. y Sánchez-Gómez, M. (1998): Reply to the comment by Platt. *Tectonics*, 17: 977-981.
- Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I. y Luján, M. (2007): Structural Trend Line Pattern and strain partitioning in the Gibraltar Arc accretionary wedge: insights on the mode of orogenic arc building. *Tectonics*, 26: 1-19, doi:10.1029/2005TC001932
- Biju-Duval, B., Letouzey, J. y Montadert, L. (1978): Structure and evolution of the Mediterranean basin. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Report*, 42: 951-984.
- Blankenship, C. (1992): Structure and palaeogeography of the External Betic Cordillera, southern Spain. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 256-264.
- Booth-Rea, G., García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (2002): Extensional attenuation of the Malaguide and Alpujarride thrust sheets in a segment of the Alboran Basin folded during the Tortonian (Lorca area, eastern Betics). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences de Paris. Geoscience*, 334: 557-563.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Augier, R. y Sánchez-Gómez, M. (2003): A «core-complex-like structure» formed by superimposed extension, folding and high-angle normal faulting; the Santi Petri Dome (western Betics, Spain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Geoscience*, 335/2: 265-274.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M. y García-Dueñas, V. (2004):

- Extensional tectonics in the northeastern Betics, SE Spain; case study of extension in a multilayered upper crust with contrasting rheologies. *Journal of Structural Geology*, 26: 2039-2058.
- Bourgeois, J. (1978): La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Annales scientifiques Univ. Besançon (France)*, 30: 1-445.
- Bufo, E., Udías, A. y Colombas, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.
- Carey, S.W. (1955): The orocline concept in geotectonics, Part 1. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89: 255-288.
- Chalouan, A. y Michard, A. (1990): The Ghomaride nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the alpine belt. *Tectonics*, 9: 1565-1583.
- Comas, M.C. (1978): *Sobre la geología de los Montes orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geomarine Letters*, 12: 157-164.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. y Watts, A.B. (1999): The origin and tectonic history of the Alboran Basin: insights from Leg 161 results. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (Zahn, R., Comas, M.C. y Klaus, A., Eds.), 161: 555-580.
- Crespo-Blanc, A. (1995): Interference of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *Journal of Structural Geology*, 17:1559-1569.
- Crespo-Blanc, A. (2007) Superposed folding and oblique structures in the paleomargin-derived units of the Central Betics (SW Spain). *Journal of the Geological Society of London*, 164: 621-636.
- Crespo-Blanc, A. (2008): Recess drawn by the internal zone boundary in the Central Betics and oblique structures in the paleomargin-derived units (Subbetic): an analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*, 30, 65-80.
- Crespo-Blanc, A. y Campos, J. (2001). Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: Extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *Journal of Structural Geology*, 23/10: 1615-1630.
- Crespo-Blanc A. y Frizon de Lamotte, D. (2006) Structural evolution of the external zones derived from the Flysch Trough and the South Iberian and Maghreb paleomargins around the Gibraltar Arc: A comparative study. *Bulletin de la Société géologique de France*, 177: 267-282.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M. y García-Dueñas, V. (1994): Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic Chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, 13: 78-88.
- Dercourt, J., and twenty others (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.W.H. y Knott, S. D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. En *Alpine Tectonics* (Coward, M.P., Dietrich, D.M. y Park, R.G., Eds.), *Geological Society of London*, Special Publications, 45: 265-284.
- Didon, J. (1960): Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algesiras (Prov. de Cadix, Espagne). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7: 352-361.
- Didon, J. (1969): *Étude Géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)*. Tesis Doctoral, Universidad de Paris, 539 p.
- Didon, J., Durand-Delga, M. y Kornporbst, J. (1973): Homologies géologiques entre les deux rives du Détroit de Gibraltar. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7: 77-105.
- Didon, J. y Hoyez, B. (1978): Le Numidien dans l'arc bético-rifian; hypothèses sur sa mise en place sédimentaire et tectonique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 98: 9-24.
- Dubois, M. y Magné, J. (1972): Présence de Burdigalien dans la région d'Ubrique (Province de Cadix, Espagne meridionale). *Annales des Sciences Univ. Besancon*, 17: 113-116.
- Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, P. y Puglisi, D. (2000): Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Earth and Planetary Sciences*, 331: 29-38.
- Esteras, M., Muñoz, P. y Sandoval, N. (1988): *Mapa geológico del Estrecho de Gibraltar (orilla Norte) 1/100.000*. SECEG.
- Esteras, M., Feinberg, H. y Durand-Delga, M. (1995): Nouveaux éléments sur l'âge des grès numidiens de la nappe de l'Aljibe (Sud-Ouest de l'Andalousie. Espagne). *IV Coloquio Internacional sobre el enlace fijo del Estrecho de Gibraltar*, Sevilla, SECEG, 2: 205-215.
- Expósito, I., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M. y Luján, M. (2007): Style decoupling within the Gibraltar Arc external wedge: a record of strain in a divergent thrusting setting. *EGU General Assembly 2007. Geophysical Research*. Abstract, 9: 06673.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. y Rossetti, F. (2004): Lateral slab deformation and the origin of the Western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23, TC1012, doi:10.1029/2002TC001488.
- Fernández, M., Berástegui, X., Puig, C., García-Castellanos, D., Jurado, M.J., Torné, M. y Banks, C. (1998): Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin, Spain. En: *Cenozoic foreland Basins of western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefabregas y M. Fernández, Eds.). *Geological Society of London*, Special Publications, 134: 29-48.
- Fontboté, J.M. y García-Dueñas, V. (1968): Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes bétiques. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série D*, 266: 186-189.
- Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernández, M., Zeyen, H., Ayarza, P., Robert-Charrue, C., Chalouan, A., Zizi, M., Teixell, A., Arbolea, M.-L., Alvarez-Lobato, F., Julivert, M. y Michard A. (2004): TRANSMED-transect I (Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf basin): a description of the section and data sources. En: *The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle* (W. Cavazza, F.M. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli y P.A. Ziegler, Eds.). Springer.
- García de Domingo, A., Hernaiz Huerta, P.P., Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1994): *Mapa Geológico de España 1: 200.000, hoja nº 87 (Algeciras)*. IGME, Madrid.
- García-Dueñas, V. (1967a): Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética. *Notas y Comunicaciones. Instituto Geológico y Minero de España*, 101-102: 73-100.

- García-Dueñas, V. (1967b): *La Zona Subbética al Norte de Granada*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 567 p.
- García-Dueñas, V. (1969): Les unités allochtones de la zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne). *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 11: 211-222.
- García-Dueñas, V. (1970): Estructuras sobreimpuestas al N de la Sierra de Montillana (Zona Subbética, Granada). *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 1: 47-50.
- García-Dueñas, V. y Martínez-Martínez, J.M. (1988): Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio de Alborán: El despegue de los Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, 5: 53-55.
- García-Dueñas, V. y Balanyá J.C. (1991): Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas occidentales. *Geogaceta*, 9: 29-33.
- García-Dueñas, V., Navarro-Vilá, F. y Rivas, P. (1970): Estudio geológico del sector de Puerto-López (Granada zona subbética). *Acta geológica Hispánica*, 3: 82-87.
- García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1976): Alpujárrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Andalousie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 18/3: 641-648.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y F. Navarro-Vilá, F. (1986): La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujárrides (Sierra Alhamilla, Béticas orientales). *Geogaceta*, 1: 17-19.
- García-Dueñas, V., Esteras, M., Sandoval, N. y Bahmed, A. (1990): *Mapa tectónico del Arco de Gibraltar*, 1:500.000. Sociedad Española de Estudios para la Comunicación fija a través del Estrecho de Gibraltar, Madrid.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin and their tectonic implications. *Geo Marine Letters*, 12: 88-95.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., Muñoz, M., Azañón, J.M., Crespo-Blanc, A., Orozco, M., Soto, J.I., Alonso, F.M. y Sánchez-Gómez, M. (1993): Kinematics of the Miocene extension detachment faults and shear zones in the Betics and Rif chains. En: *Late Orogenic Extension in Mountain Belts* (M. Seranne y J. Malavieille, Eds.). *Bureau de Recherche Géologique et Minière*, Orléans, France, 219: 76-77.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geologie en Mijnbouw*, 59: 155-168.
- Gràcia, E., Dañobeitia, J., Vergès, J. y Bartolomé, R. (2003): Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cadiz (SW Iberian margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics*, 22, 1033, doi:10.1029/2001TC901045.
- Guerrera, F., Loiacono, F., Moretti, E. y Puglisis, D. (1990): La sequenza nummidica nel suo contesto geotettonico: una proposta di ordine paleogeografico. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 96: 165-190.
- Hindle D. y Burkhard, M. (1999): Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura Arc. *Journal of Structural Geology*, 21: 1089-1101.
- Harland W.B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geological Magazine*, 108: 27-42.
- Horvath, F. y Berckhemer, H. (1982): Mediterranean backarc basins. En: *Alpine Mediterranean geodynamics* (H. Berckhemer y K. Hsü, Eds.). *American Geophysical Union, Geodynamic series* 7: 141-173.
- Jolivet, L., Frizon de Lamotte, D., Mascle, D. y Séranne, M. (1999): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. En: *Mediterranean Basins: tertiary extension within the Alpine Orogen* (B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath y M. Séranne, Eds.). *Geological Society of London, Special Publications*, 156: 1-14.
- Junta de Andalucía (1985): *Mapa Geológico-Minero de Andalucía*, 1:400.000. Consejería de Economía e Industria, Sevilla.
- Luján, M. (2003): *Estructura y cinemática de la Unidad del Aljibe (Complejo de Flyschs, Béticas): Ensayo de modelización analógica*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 131 p.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A. y Balanyá, J.C. (1999): Structure and kinematics of the Aljibe Unit, north of Cadiz Province (Flysch Trough Complex, Betics). *Geogaceta*, 26: 47-50.
- Luján, M., Balanyá, J.C. y Crespo-Blanc, A. (2000): Contractional and extensional tectonics in Flysch and Penibetic units (Gibraltar Arc, SW Spain): new constraints on emplacement mechanisms. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Ser. II* 330: 631-638.
- Luján, M., Storti, F., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A. y Rossetti, F. (2003): Role of decollement material with different rheological properties in the structure of the Aljibe thrust imbricates (Flysch Trough, Gibraltar Arc): An analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*, 25: 867-881.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A. y Balanyá J.C. (2006): The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): a key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics*, 25/6: 1-17.
- Martín-Serrano, A. (1985): La estructura de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar. Consecuencias tectónicas y paleogeográficas. *Boletín Geológico y Minero*, XCVI-II: 117-140.
- Martínez-Martínez, J.M. (2006): Lateral interaction between metamorphic core complexes and less-extended, tilt block domains: the Alpujarras strike-slip transfer fault zone (Betics, SE Spain). *Journal of Structural Geology*, 28: 602-620.
- Martínez-Martínez, J.M. y Azañón, J.M. (1997): Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain); implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. *Tectonics*, 16/2: 205-225.
- Martínez-Martínez, J.M. Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2002): Orthogonal folding of extensional detachments: Structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21(3), 1012, doi:10.1029/2001TC001283.
- Martínez-Martínez, J.M. Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (2004): Elongated domes in extended orogens: a mode of mountain uplift in the Betics (Southeast Spain). En: *Gneis domes in orogeny* (Whitney, D.L., Teyssier, C. y Siddoway, C.S., Eds.). *Geological Society of America, Special Paper*, 380: 243-266.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A. Piqué, A., Capdevila, R., Hernández, J. y Renault, J.P. (2000): Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Ser. II* 331: 159-173.
- Michard, A., Goffé, B., Bouybaouene, M.L. y Saddiqi, O. (1997): Late Hercynian Mesozoic thinning in the Alboran domain. Metamorphic data from the northern Rif. *Terra Nova*, 9: 171-174.
- Morel J.L. y Meghraoui, M. (1996): Gorringe-Alboran-Tell

- tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology*, 24: 755-758.
- Moreno-Serrano, F., García de Domingo, A., González Lastra, J., Hernaiz Huerta, P. P. y Ruiz Reig, P. (1988): Modelo de evolución tectónica del Arco de Gibraltar. *Boletín Geológico y Minero*, XCIX-III: 315-339.
- Navarro-Vilá, F. y García-Dueñas, V. (1980): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 1010 (La Peza)*. IGME, Madrid.
- Orozco, M., Alonso-Chaves, F.M. y Nieto, F. (1998): Development of large north-facing folds and their relation to crustal extension in the Alborán domain (Alpujarras region, Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 298: 271-295.
- Osete, M.L., Villalain, J.J., Palencia, A., Osete, C., Sandoval, J. y García-Dueñas, V. (2004): New palaeomagnetic data from the Betic Cordillera: Constraints on the timing and the geographical distribution of tectonic rotations in Southern Spain. *Pure and Applied Geophysics*, 161: 701-722.
- Piqué, A., Brahim, L., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Bellon, H., Semroud, B. y Laville, E. (1998): Le poinçon maghrébin: contraintes structurales et géochimiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, Ser. II 326: 575- 581.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M., (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 397-410.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology* 17: 540-543.
- Platt, J.P., Berhmann, J.H., Martínez-Martínez, J.M. y Vissers, R.L.M. (1984): A zone of mylonites and related deformation beneath the Alpujarride Nappe Complex, Betic Cordilleras, S. Spain. *Geologische Rundschau*, 73/2: 773-785.
- Platzmann, E., Platt, J.P. y Olivier, P. (1993): Paleomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif of Morocco. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 707-718.
- Platzmann, E., Platt, J.P., Kelley, S.P. y Allerton, S. (2000): Large clockwise rotations in an extensional allochthon, Alboran Domain (southern Spain). *Journal of the geological Society of London*, 157:1187-1197.
- Puga E., Nieto J.M., Díaz de Federico A., Bodinier J.L. y Morten L. (1999): Petrology and metamorphic evolution of ultramafic rocks and dolerite dykes of the Betic ophiolitic association (Mulhacen complex, SE Spain): evidence of eo-alpine subduction following an ocean-floor metasomatic process. *Lithos*, 49: 23-56.
- Ramsay, J. y Huber, M. (1987): *The techniques of Modern Structural Geology: Folds and Fractures*. Academic Press, 309-700 p.
- Roca, E., Sans, M. y Koyi, H.A. (2006): Polyphase deformation of diapiric areas in models and in the eastern Prebetics (Spain). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90:115-136
- Royden, L.H. (1993): Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12: 629-638.
- Sánchez-Gómez, M. (1997): *Emplazamiento intracortical y desmembramiento extensional de los cuerpos peridotíticos de Ronda y del Rif (Arco de Gibraltar)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 237 p.
- Sánchez-Gómez, M., García-Dueñas, V. y Muñoz, M. (1995): Relations structurales entre les Péridotites de Sierra Bermeja et les unités alpujarrides sous-jacentes (Benahavis, Ronda, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série II*, 321: 885-892.
- Sánchez-Gómez, M., Balanyá, J.C., García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (2002): Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar Arc). *Journal of the Virtual Explorer* (online), 8: 23-34.
- Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D. (1984): Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- Sans, M., Vergés, J., Gomis, E., Parés, J.M., Schiattarella, M., Travé, A., Calvet, F., Santanach, P. y Doucet, A. (2003): Layer parallel shortening in salt-detached folds: constraint on cross-section restoration. *Tectonophysics*, 372: 85-104.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 274 p.
- Sommaruga, A. (1999): Décollement tectonics in the Jura foreland fold-and-thrust belt. *Marine and Petroleum Geology*, 16: 111-134.
- Soto, J.I. y Gervilla, F. (1991): Los macizos ultramáficos de Sierra de las Aguas y Sierra de la Robla como una ventana extensional (Béticas occidentales). *Geogaceta*, 9: 21-23.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Boletín de la Sociedad Geológica de España*, 13: 345-373.
- Vera, J.A., Arias, C., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Martín-Chivelet, J., Molina, J.M., Rivas, P., Ruiz-Ortiz, P.A., Sanz de Galdeano, C. y Vilas, L. (2004): Las zonas externas Béticas y el paleomargen Sudibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, J.A.). *Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España*: 409-422.
- Villalain, J.J., Osete, M.L., Vegas, R., García-Dueñas, V. y Heller, F. (1994): Widespread Neogene remagnetization in Jurassic limestones of the South-Iberian palaeomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 85: 15-33.
- Villalain, J.J., Osete, M.L., Vegas, R. y García-Dueñas, V. (1995): Evolución rotacional de las Béticas externas occidentales a partir de estudios paleomagnéticos. *Geogaceta*, 17: 120-124.
- Westphal, M., Bazhenov, M., Lauer, J.P., Pechersky, D. y Sibuet, J.C (1986): Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 37-82.
- Wildi, W. (1983): La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 24: 201-297.
- Wildi, W., Nold, M. y Uttinger, J. (1977): La Dorsale calcaire entre Tétouan et Asifane (Rif Interne, Maroc). *Eclogae geologicae Helveticae*, 70: 371-416.

Manuscrito recibido el 6 de septiembre de 2007

Aceptado el manuscrito revisado el 25 de febrero de 2008