

# EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LAS SIERRAS DE TEJEDA Y ALMIJARA: COLAPSO EXTENSIONAL Y EXHUMACIÓN DE ÁREAS METAMÓRFICAS EN EL DOMINIO DE ALBORÁN (CORDILLERAS BÉTICAS)

F.M. Alonso-Chaves<sup>1</sup> y M. Orozco<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva. Avda. de las Artes y las Ciencias, 21007-Huelva. [alonso@uhu.es](mailto:alonso@uhu.es)

<sup>2</sup>Departamento de Geodinámica e I.A.C.T., Universidad de Granada-CSIC, Avda. de Fuentenueva s/n, 18071-Granada. [orozco@ugr.es](mailto:orozco@ugr.es)

**Resumen:** En este trabajo se describe la evolución tectónica de las sierras de Tejeda y Almirajara (Complejo Alpujarride, Béticas Centrales). Se analiza la importancia de la sucesión litoestratigráfica tipo del Complejo Alpujarride para determinar la organización tectónica del mismo y las principales asociaciones minerales que caracterizan el metamorfismo de las unidades alpujarrides. En las unidades alpujarrides hemos determinado la sucesión de episodios de deformación a partir del análisis estructural detallado: a escala cartográfica, estructuras menores y microestructuras. Como resultado de dicho análisis se ha constatado la existencia de cuatro foliaciones tectónicas ( $S_1$ - $S_4$ ) formadas en diferentes momentos durante el Paleógeno y el Neógeno; estas foliaciones han sido relacionadas con otras estructuras de orden mayor, estableciéndose en algunos casos las condiciones de presión y temperatura durante la génesis de las mismas. Los límites de las unidades tectónicas son interpretados como fallas extensionales, que han sido activas en diferentes periodos durante el Neógeno, e incluso algunas de ellas más recientemente. La dirección de extensión de las fallas del *Sistema Extensional de la Axarquía* es aproximadamente NE-SO. Fallas anteriores, como la *Falla Extensional de Tejeda* y algunas otras fallas de despegue extensional en la vertiente septentrional de Sierra Tejeda, tienen también una dirección de extensión NE-SO y ENE-OSO. Los sistemas de fallas extensionales han producido en esta región omisiones tectónicas plurikilométricas, quedando fuertemente reducida la potencia de las unidades alpujarrides por encima de la unidad de Tejeda, e incluido el propio Complejo Maláguide. En esas unidades es abundante el desarrollo de rocas de falla y es muy penetrativa la deformación frágil neógena. Así pues, en el área estudiada aflora el basamento septentrional del Mar de Alborán en relación con la exhumación neógena de un terreno metamórfico cuya arquitectura es la propia de regiones sometidas a unas condiciones de alta extensión. En dicho basamento se conservan grandes pliegues recumbentes, con flancos inversos de varios kilómetros. Algunos de esos pliegues han quedado desmembrados y «enmascarados» por el desarrollo de fallas de despegue extensional como las que se describen en este trabajo. Finalmente, dichas fallas han resultado plegadas durante el Mioceno superior, coincidiendo en parte con la emersión generalizada de toda el área.

**Palabras clave:** Tectónica extensional, Dominio de Alborán, relaciones metamorfismo-deformación, Complejo Alpujarride

**Abstract:** The aim of this paper is to describe the tectonic evolution of the Tejeda-Almirajara mountain range (Alpujarride Complex, Central Betics). The importance of the Alpujarride lithostratigraphic type sequence in order to determine the tectonic organization of the Complex is discussed and the main mineralogical assemblages which characterize the metamorphism of the Alpujarride units are also analyzed. Detailed structural analysis at different scales has revealed the existence in the region of a sequence of deformation events. Up to four tectonic foliations ( $S_1$ - $S_4$ ), developed at different times during the Paleogene and Neogene and related with larger structures, have been distinguished; nevertheless not all the foliations mentioned are equally represented in the region. In some cases the P-T conditions existing during the formation of the structures can be determined.  $S_1$  surfaces can only be observed as an internal foliation within porphyroblasts and it is related with high-pressure metamorphic conditions.  $S_2$  is generally the principal foliation observed in rocks and developed under medium grade metamorphic conditions; it is a mylonitic (and transposition) type foliation which was related with isoclinal folds which were tightened during the onset of the extensional collapse.  $S_3$  is a crenulation foliation associated to kilometeric size recumbent folds which produced important inversions of the lithostratigraphic sequence;  $S_3$  developed below 5 kbar pressure conditions. This was followed by local development of extensional crenulation cleavage associated with Neogene extensional detachment faults which bound the tectonic units.  $S_4$ : crenulation foliation which is related with open to close upright folds developed, probably, during the Late Miocene. Boundaries between tectonic units are interpreted as low-angle normal faults which were active in different time periods during the Neogene and some of them even more recently. The transport direction of the *Axarquía Extensional System* is roughly NE-SW. Other older faults, e.g. the *Tejeda Extensional Fault* and some extensional detachment faults in northern Sierra Tejeda, also show NE-SW and ENE-WSW extension direction.

Due to the extensional fault systems important tectonic omission developed, the result being that the thickness of the Alpujárride units which overlie the Tejada unit (and even the thickness of the overlying Maláguide Complex) have been strongly reduced. The studied area is a locus where the northern basement of the Alborán Sea crops out. This is related with the Neogene exhumation of a metamorphic terrain which shows characteristic features of a highly extended region. In such basement, large recumbent folds with overturned limbs several kilometres in length are preserved. Some of the folds have been dismembered and masked by development of extensional detachment faults as those described in this paper. Finally, these faults were folded in Late Miocene time, more or less at the same time the general emersion of the region took place.

**Key words:** Extensional tectonics, Alborán Domain, metamorphism-deformation relationships, Alpujárride Complex

Alonso, F.M. y Orozco, M. (2007): Evolución tectónica de las sierras de Tejada y Almirajara: colapso extensional y exhumación de áreas metamórficas en el Dominio de Alborán (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20 (3-4): 211-228.

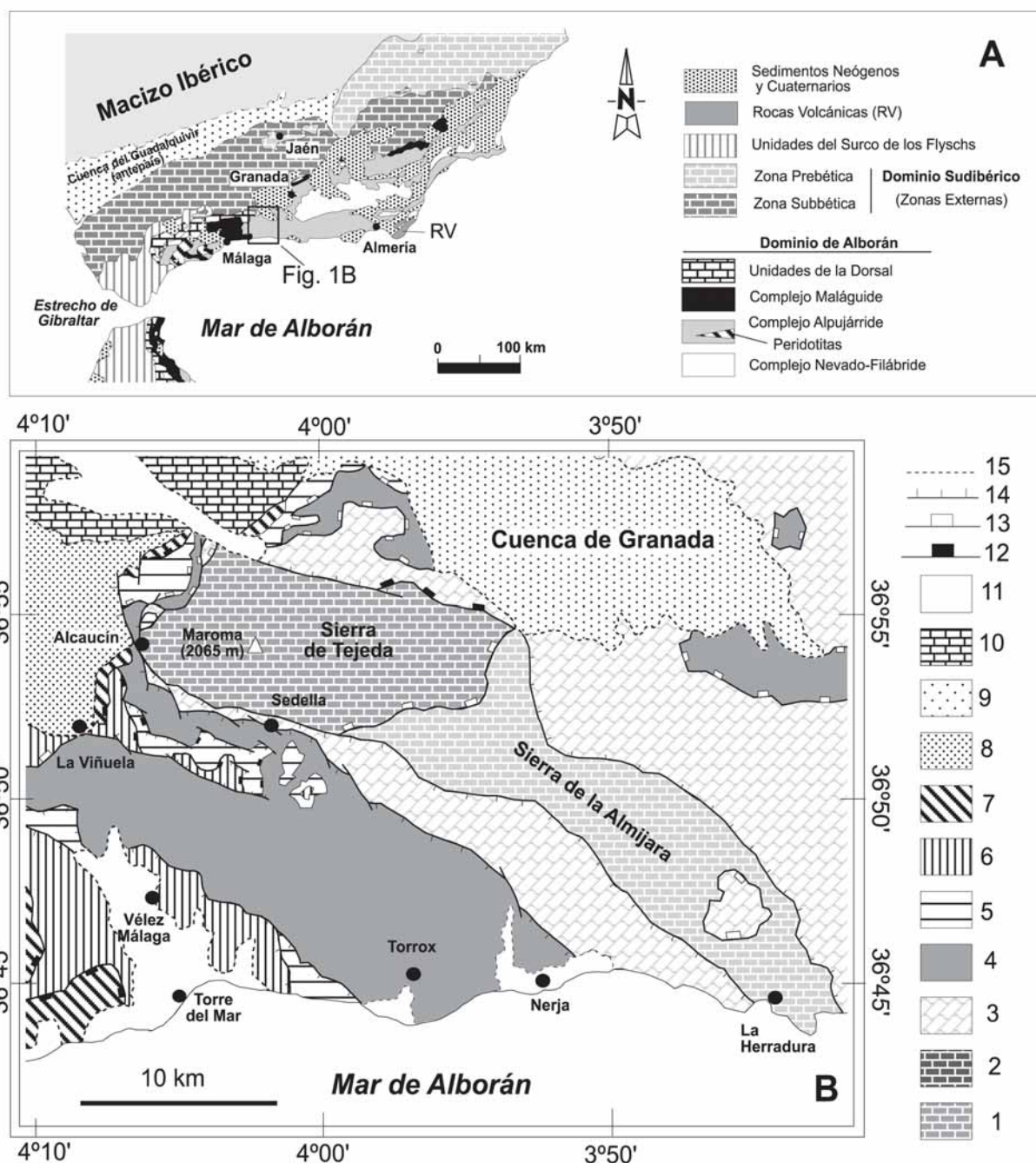
La evolución geodinámica de los orógenos alpinos en el ámbito del Mediterráneo se caracteriza por la rápida exhumación de áreas metamórficas que han registrado condiciones de alta presión (*e.g.*, Gabauer *et al.*, 1997; Amato *et al.*, 1999). En el intervalo de 25 a 30 millones de años, rocas representativas de la corteza inferior o del manto subcontinental pasan a quedar expuestas en superficie e incorporadas como fragmentos en sedimentos que integran las secuencias transgresivas ligadas a la génesis de cuencas extensionales. Las rocas de esas áreas metamórficas registran con «dificultad» los detalles de la historia tectono-metamórfica ligada al engrosamiento y adelgazamiento cortical del orógeno, toda vez que los procesos tectónicos se desarrollan a un ritmo más rápido que las reacciones que operan en el interior de la litosfera. En cualquier caso, quedan evidencias suficientes para poder reconstruir parcialmente la evolución tectono-metamórfica de estos orógenos. Desde este punto de vista, nos proponemos describir los rasgos geológicos de las sierras de Tejada y Almirajara (Fig. 1A), en el sector central de las Cordilleras Béticas, como el resultado del colapso extensional de un terreno denominado Dominio de Alborán. Dicho terreno está indiscutiblemente relacionado con la evolución geodinámica de Eurasia y África, en el ámbito del Mediterráneo occidental, desde el Paleógeno a la actualidad.

El Dominio de Alborán es el conjunto tectónico más alto del orógeno Bético-Rifeño (García-Dueñas y Balanyá, 1986; Balanyá y García-Dueñas, 1988). Se trata de un elemento alóctono que se ha trasladado hacia el Oeste durante el Neógeno desde una posición más oriental. Se encuentra superpuesto, en el Sur de la península Ibérica, al Dominio Sudibérico (zonas externas béticas) y/o a las Unidades del Surco de los Flyschs (Fig. 1A). El Dominio de Alborán, se corresponde con las zonas internas del orógeno alpino en el extremo occidental del Mediterráneo y aflora tanto en el SE de la Península Ibérica (Cordilleras Béticas) como en el N de Marruecos (Cordillera del

Rif). La conexión estructural entre una y otra cordillera tiene lugar a través del Arco de Gibraltar (Balanyá y García-Dueñas, 1988). El Mar de Alborán queda en el interior del arco y ha sido interpretado como una cuenca retroarco, cuyo basamento aflora en uno y otro margen de dicho mar (García-Dueñas *et al.*, 1992, Comas *et al.*, 1992).

El citado Dominio de Alborán está formado principalmente por rocas metamórficas, las cuales a su vez se integran en tres conjuntos tectónicos que se agrupan tanto por sus características estructurales como metamórficas en (orden ascendente): Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujárride y Complejo Maláguide (Fig. 1A). Además de ellos, otros complejos formados por rocas sedimentarias (las pertenecientes a las unidades de la Dorsal y Predorsal) quedan también incorporados al Dominio de Alborán durante el cabalgamiento a escala cortical de éste sobre el Dominio Sudibérico y las Unidades del surco de los Flysch (Balanyá, 1991).

El Complejo Alpujárride aflora ampliamente desde las partes más occidentales de la provincia de Málaga hasta la región de Murcia (véase, entre otros: Fontboté, 1983; Sanz de Galdeano, 1997; Azañón *et al.*, 2002; Vera, 2004). La arquitectura del edificio alpujárride está definida por la repetición de algunas secuencias litológicas. En diferentes transversales es posible encontrar repetido dos o tres veces un mismo nivel de referencia (generalmente: metapelitas grafitosas, metapelitas no grafitosas y mármoles o calizas, correspondientes a diferentes tramos de la secuencia liostratigráfica tipo). Estas repeticiones han sido interpretadas en términos de cabalgamientos (Elorza *et al.*, 1979; Sanz de Galdeano, 1987, 1989) con vergencia hacia el N y NE (Cuevas *et al.*, 1986, 1989; Simancas y Campos, 1988) o, más recientemente, como una consecuencia de la formación de grandes pliegues recumbentes y el desarrollo subsiguiente de despegues extensionales y fallas normales de bajo ángulo (Orozco *et al.* 1998; Orozco y Alonso-Chaves, 2002; Orozco *et al.*, 2004). Estos sistemas de fallas conducirían al desmembramiento de los grandes pliegues y a la



**Figura 1.-** Situación geológica regional. **A:** Esquema tectónico de las Cordilleras Béticas. **B:** Esquema cartográfico de las unidades que afloran en las sierras de Tejeda y Almirajara. Leyenda: 1: Unidad de La Herradura, 2: Unidad de Venta de Palma, 3: Unidad de Bentomiz, 4: Unidad de Bentomiz, 5: Unidad de Alcaicería, 6: Unidad de Benamocarra, 7: Complejo Maláguide, 8: sedimentos Mioceno inferior; 9: sedimentos Mio-Pliocenos, 10: Zonas Externas, 11: sedimentos Plio-Cuaternarios, 12: fallas extensionales de bajo ángulo pre-Serravaliense, 13: fallas extensionales de bajo ángulo activas durante el Serravaliense-Tortonense inferior, 14: fallas extensionales activas al final del Mioceno y más recientemente, 15: discordancia.

constitución de unidades tectónicas alóctonas de carácter extensional.

En la región de las Sierras de Tejeda y Almirajara las unidades alpujárrides ordenadas en orden ascendente se han denominado (Fig. 1B): La Herradura, Tejeda, Venta de Palma, Bentomiz, Alcaicería y Benamocarra. Por encima de éstas quedan afloramientos aislados del Complejo Maláguide. Cada unidad alpujárride está formada por uno o varios tramos de la secuencia litoestratigráfica tipo (véanse las figuras 2 y 3).

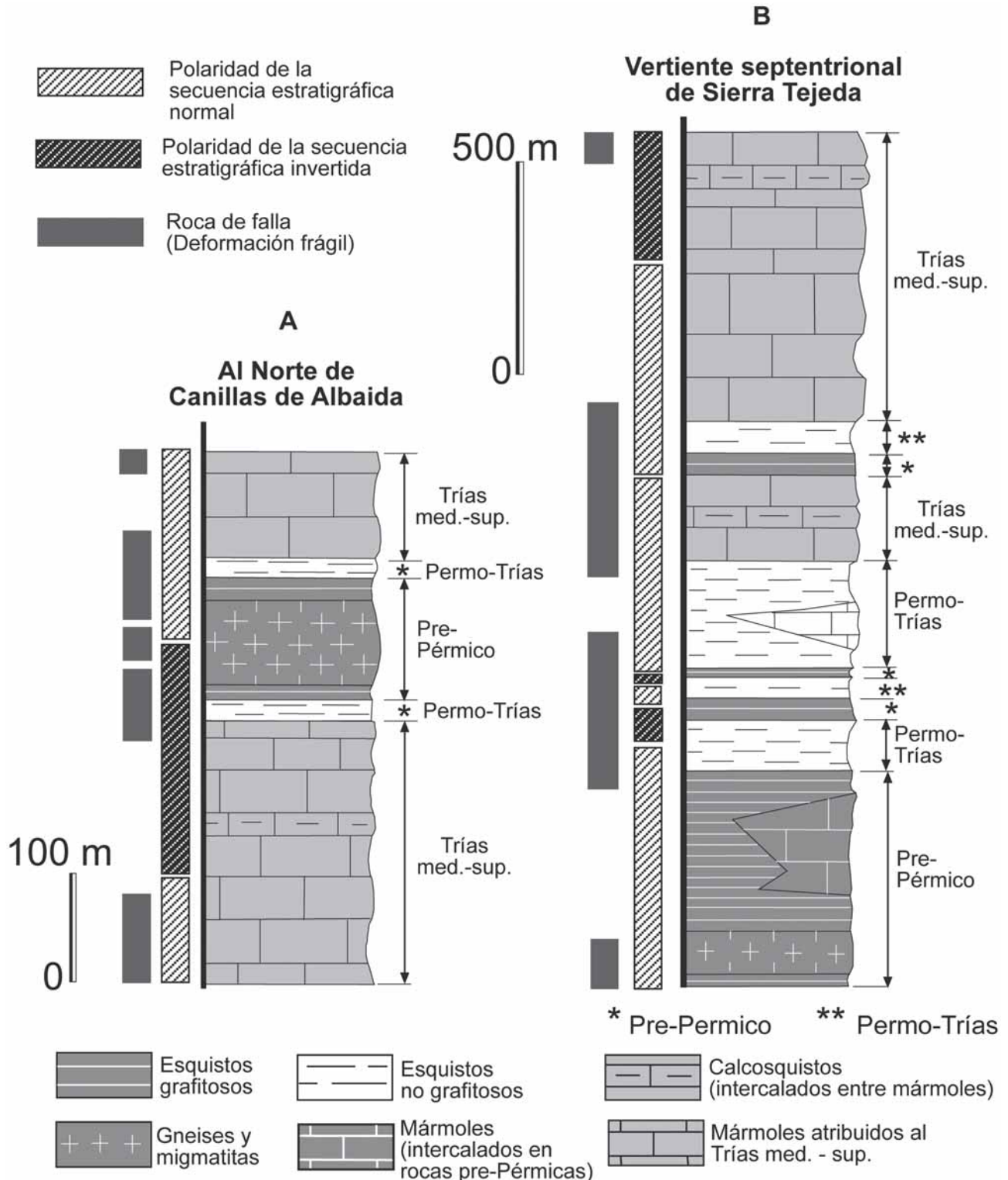
### Litoestratigrafía y metamorfismo

La secuencia litoestratigráfica más completa del Complejo Alpujárride aflora en el tercio occidental de la cordillera y representa un fragmento bastante significativo e importante de una litosfera continental (Balanyá, 1991). En dicho fragmento se incluyen los siguientes tipos de rocas, de muro a techo: una secuencia relativamente potente de rocas ultramáficas del manto (Peridotitas de Ronda), gneises y kinzigitas,

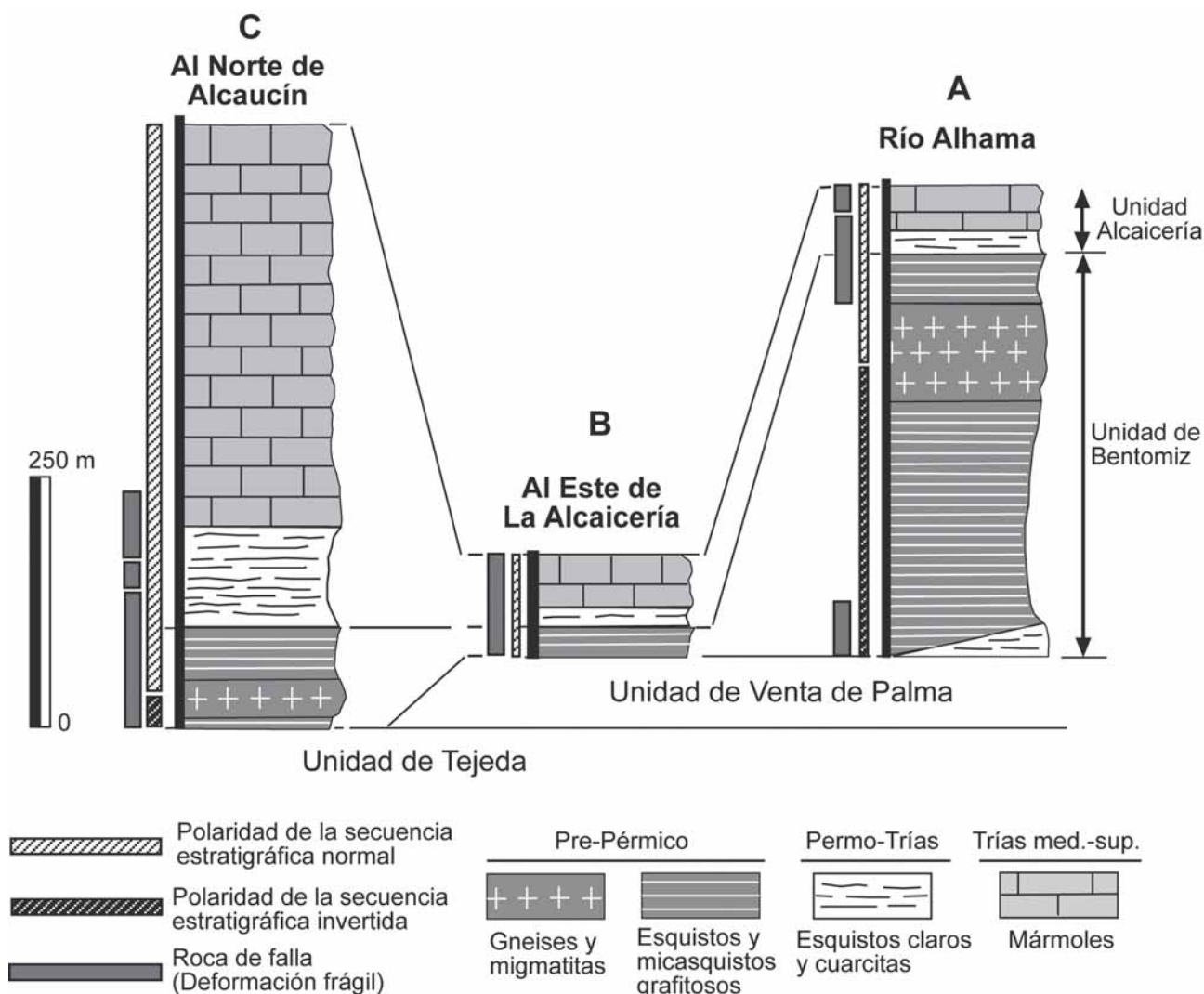
migmatitas, además de una potente sucesión de metapelitas en las que disminuye progresivamente el grado metamórfico hacia los términos más altos de la sucesión y, por último, una secuencia de rocas carbonatadas (Tubía, 1985, Balanyá, 1991). Las rocas más modernas son atribuidas al Triásico medio-superior, y se corresponden con la secuencia carbonatada. En algunos niveles de calizas de unidades alpujárrides que afloran en los sectores central y

oriental de las Cordilleras Béticas, como en las sierras de Lújar, Baza o Gádor, se han encontrado fósiles típicos de dicho periodo (Delgado *et al.* 1981; Braga, 1986; Braga y Martín, 1987a, 1987b).

Las unidades del Complejo Alpujárride en el área de Sierra Tejeda-Almijara incluyen una amplia variedad de rocas, tanto metapelitas como carbonatos, con distintos grados metamórficos (desde bajo a alto) (Figs. 2 y 3). Una secuencia tipo de la región está formada de



**Figura 2.-** Columnas litoestratigráficas características de la Unidad de Venta de Palma. **A:** Al norte de Canillas de Albaida. **B:** En la vertiente septentrional de Sierra Tejeda. Ver texto para más explicación y figura 5 para localización.



**Figura 3.-** Columnas litoestratigráficas características de las unidades de Bentomiz y Alcaicería. **A:** En la zona del Río Alhama. **B:** Al Este de La Alcaicería. **C:** En la zona del Río Alcázar, al Norte de Alcaucín. Ver texto para más explicación y figura 5 para localización.

muro a techo por los siguientes conjuntos litoestratigráficos: a) un conjunto inferior formado por gneises en la base, por encima de ellos hay migmatitas y, finalmente, metapelitas grafitosas con intercalaciones de cuarcitas (excepcionalmente también hay algunos niveles de mármoles intercalados en los gneises y en las metapelitas); todos estos materiales son atribuidos a una edad pre-Pérmico; b) metapelitas no grafitosas y cuarcitas de colores claros, además de niveles de anfibolitas, todas estas rocas son atribuidas al Permo-Trías; c) conjunto superior constituido por mármoles (dolomíticos y/o calcíticos) con intercalaciones de calcosquistos en los tramos inferiores de dicha secuencia. Dadas las similitudes de la sucesión carbonatada, intensamente recrystalizada, con las que se describen en las unidades alpujarrides al Este del área estudiada y por debajo de las que afloran en Sierra Tejeda-La Almiijara, la secuencia carbonatada es atribuida al Triásico medio-superior (Akkerman *et al.*, 1980; Delgado *et al.*, 1981; Braga, 1986).

Regionalmente, las isogradas metamórficas se pudieron desarrollar oblicuas a los contactos litoestratigráficos, ya que rocas de una misma edad

pueden tener (actualmente superpuestas en la vertical) distintos grados metamórficos. En general, el registro metamórfico conservado en las rocas del Complejo Alpujarride muestra un episodio de altas presiones seguido de una descompresión en condiciones, a veces, isotérmicas (Fig. 4), para finalmente reflejar un episodio de baja presión/alta temperatura (*e.g.*, Azañón, 1994). Las unidades alpujarrides que afloran en el área estudiada están formadas por uno o varios tramos de la secuencia litoestratigráfica tipo. En las unidades de Bentomiz y Venta de Palma se incluyen niveles de gneises y migmatitas (ver figuras 2 y 3) en los que se alcanzaron condiciones de alta presión / alta temperatura, de acuerdo con Alonso-Chaves (1995).

En los gneises las características texturales de la asociación mineral distena-albita-moscovita-cuarzo, nos ha llevado a interpretarla como una evidencia del evento metamórfico más antiguo preservado en las rocas, previo al desarrollo de la  $S_2$ . Por otra parte, la presencia de fases minerales hidratadas en estas rocas, tales como biotita y moscovita, en presencia de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, sugiere que han podido participar en la formación de fundidos de

composición granítica. La caracterización petrológica de los gneises (Alonso-Chaves, 1995, Alonso-Chaves *et al.*, 1995b) nos permite proponer que pudieron alcanzar los 650-775°C en un rango amplio de presiones, comprendidas estas entre: 3 y 14 kbar, pues de acuerdo con Le Breton y Thompson (1988) esta asociación se puede explicar mediante la reacción mineral siguiente: moscovita + plagioclasa + cuarzo = feldespato potásico + silicato de aluminio (distena) + fundido, característica en los gneises de las unidades alpujárrides que afloran en las vertientes septentrional y meridional de Sierra Tejada-La Almirajara (*cf.* Alonso-Chaves, 1995). Durante el evento de descompresión subsiguiente, es decir, durante el desarrollo de la S<sub>2</sub>, la distena se transformó en sillimanita.

En los esquistos grafitosos es frecuente la presencia de un silicato de aluminio (distena), estaurólita y granate, además de cuarzo, plagioclasa, mica blanca y biotita. La estaurólita y el granate crecieron pre- y sin-S<sub>2</sub>. Creemos que esta paragénesis, frecuentemente

observada en algunos niveles de estas rocas, podría explicarse bien mediante la reacción: estaurólita = granate + biotita + silicato de aluminio + H<sub>2</sub>O (*cf.* Yardley *et al.*, 1990). A partir de dicha reacción, es posible estimar una temperatura superior a 625-715°C y condiciones de alta presión. Durante las condiciones metamórficas asociadas al desarrollo de la S<sub>2</sub>, la distena se transforma en sillimanita, la cual es estable por encima de 4 kbar. También durante el aplastamiento asociado al desarrollo de la S<sub>2</sub> hay crecimiento de granate, estaurólita y biotita. Es posible plantear para los esquistos grafitosos unas condiciones de P y T durante el desarrollo de la S<sub>2</sub> ligeramente superiores a 650°C y un rango de presiones que varía desde 8,5 a 5 kbar (Fig. 4).

En los esquistos no grafitosos se han constatado importantes diferencias desde el punto de vista del registro metamórfico, dependiendo de las unidades que se consideren. En la unidad de Tejada la asociación mineral típica más característica está

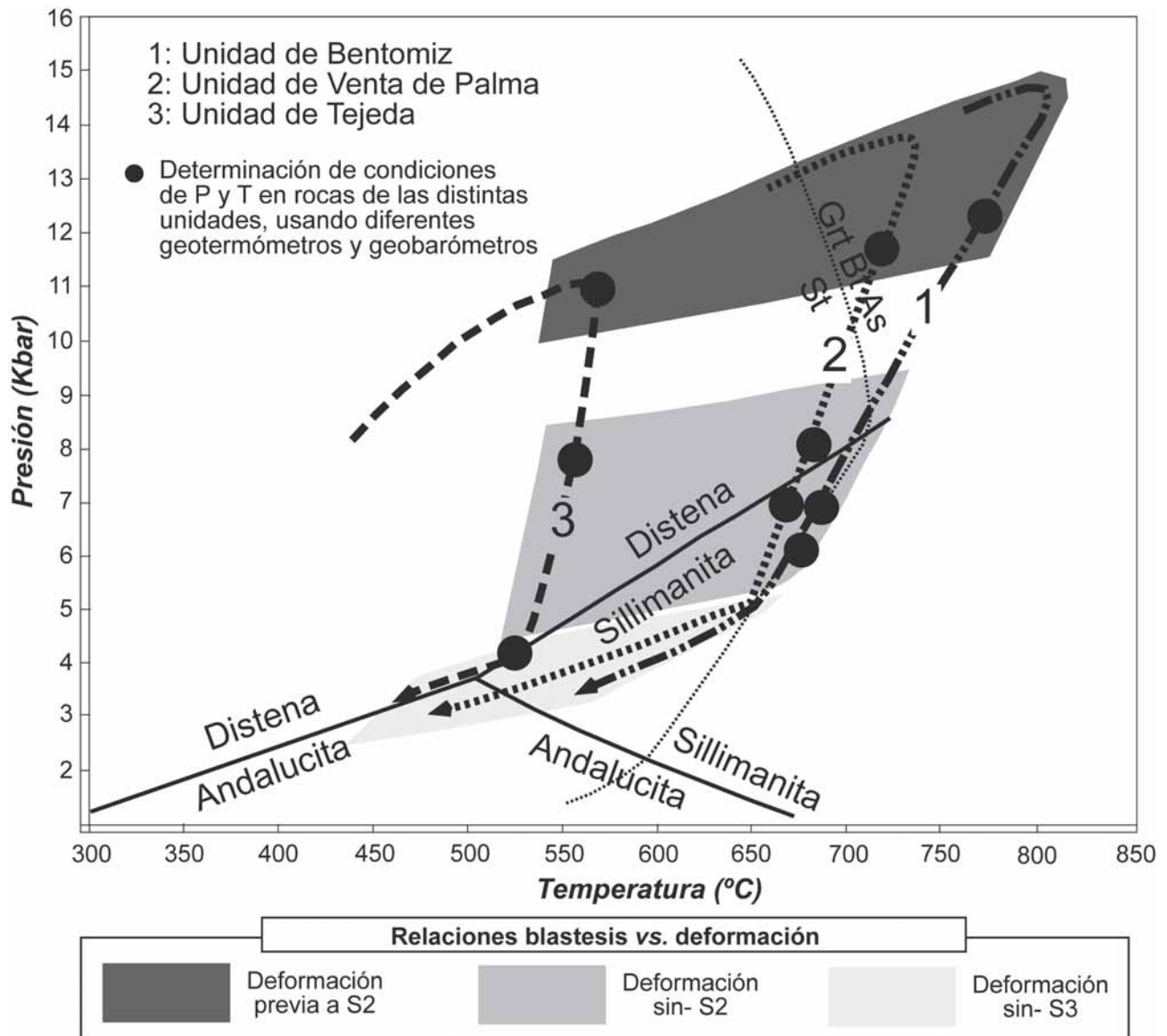


Figura 4.- Trayectorias P-T para las unidades alpujárrides que afloran en Sierra Tejada. Condiciones P-T y reacciones metamórficas tomadas de Alonso-Chaves (1995) y Azañón y Alonso-Chaves (1996).

formada por: granate-estauroilita-silicato de aluminio (distena y sillimanita)-rutilo-ilmenita-plagioclasa-mica blanca-margarita-biotita (Azañón y Alonso-Chaves, 1996). En el interior de los granates se identifican cristales de rutilo, plagioclasa, ilmenita, epidota, margarita, distena y cuarzo. La distena en dicha unidad es pre- y sin- $S_2$ , observándose que se transforma en sillimanita durante el desarrollo de la  $S_2$ , contribuyendo uno y otro mineral a marcar dicha foliación. Junto a estos minerales, también cabe destacar el crecimiento sincinemático de estauroilita, además de otros minerales como biotita y mica blanca. El final de la evolución progradada en estas rocas representa unas condiciones de presión de 10-11 kbar y 550-600°C, seguido de una descompresión casi isotérmica (Fig. 4). El desarrollo de la  $S_2$  ha llegado a formarse en condiciones próximas a los 500-550°C y una presión de 3-4 kbar, a partir de las cuales se inicia la formación de la  $S_3$  (cf. Azañón y Alonso-Chaves, 1996). En los esquistos no grafitosos de la Unidad de Venta de Palma no abundan hacia techo la estauroilita ni el granate. En la secuencia permo-triásica de la Unidad de Alcaicería sólo se observa: andalucita, biotita, plagioclasa, mica blanca, clorita y epidota.

El Dominio de Alborán ha experimentado una exhumación tectónica durante el Neógeno en relación con un colapso extensional, de manera subsiguiente a una fase de acortamiento que, al menos en los Alpujarrides, debió producirse durante el Paleógeno (Platt *et al.*, 1998; Platt y Whitehouse, 1999; Soto y Platt, 1999; Platt *et al.*, 2003). El Complejo Alpujarride, como parte de dicho dominio, refleja igualmente este proceso, lo que se traduce en unas condiciones iniciales de alta presión / alta temperatura (o media, dependiendo de las unidades), seguido de un importante descenso de presión en condiciones casi isotérmicas o con ligero descenso de la temperatura (Goffé *et al.*, 1989; Tubía y Gil-Ibarguchi, 1991; Azañón *et al.*, 1992; García-Casco y Torres-Roldán, 1996, 1999). Las unidades tectónicas que ocupan actualmente las posiciones tectónicas más altas, alcanzaron las mayores condiciones de presión y temperatura (12,2 kbar, 770°C) mientras que en las unidades que ocupan una posición tectónica inferior, las condiciones de P-T fueron más bajas (11 kbar, 565°C, véase la figura 4).

El gradiente geotérmico estimado para las condiciones de alta presión en la unidad de Tejeda es de 16°C/km (Azañón y Alonso-Chaves, 1996), similar al determinado en otras zonas del Dominio de Alborán (cf. Azañón, 1994). De acuerdo con los datos hasta ahora expuestos es posible sugerir que las profundidades que debieron alcanzar las unidades alpujarrides que afloran en la zona estudiada fueron del orden de 35-45 km.

### Estructuras de deformación dúctil

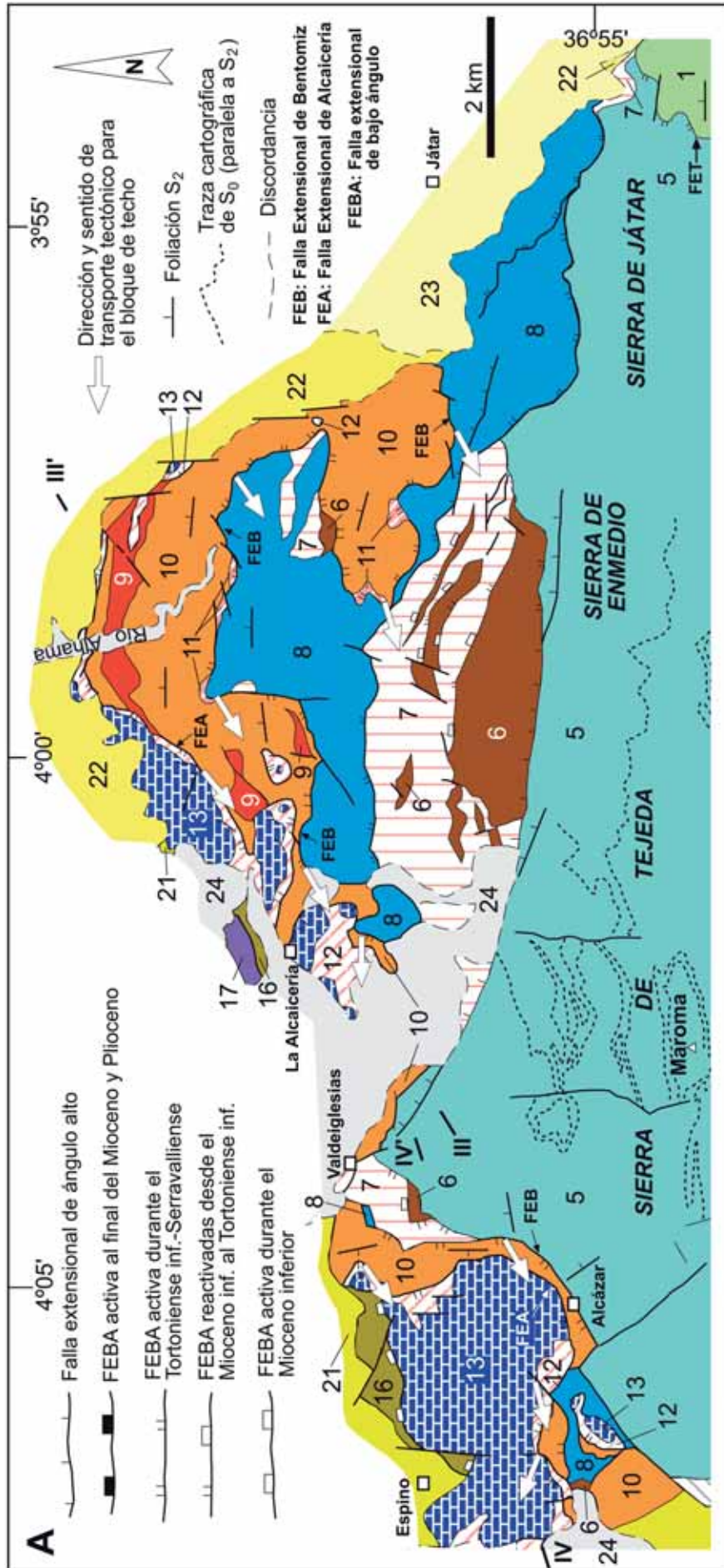
En este apartado analizamos las principales estructuras de deformación dúctil que se observan en las unidades alpujarrides, prestando especial atención a la

descripción de los pliegues recumbentes como grandes estructuras, en definitiva responsables del desarrollo de inversiones plurikilométricas de la secuencia litoestratigráfica tipo (Figs. 5 y 6).

La estructura más antigua que se observa es una «foliación interna» ( $S_i$ ) conservada en el interior de porfidoblastos. A esta foliación se le suele denominar  $S_1$  para diferenciarla de la foliación más penetrativa (a escala de afloramiento) en la mayoría de las rocas, que es generalmente llamada  $S_2$  (o  $S_p$ ). La  $S_1$  suele estar definida por inclusiones alineadas de cristales de cuarzo, diversos tipos de micas, menas metálicas, rutilo y zircón. En las metapelitas grafitosas el grafito define la  $S_1$  como una foliación interna en los porfidoblastos; dicha foliación llega a estar plegada. No se puede descartar totalmente que corresponda a un crecimiento sincinemático y que dicha «foliación interna» represente una fase temprana del desarrollo de la «foliación externa», llamada  $S_2$ . Otros minerales que ayudan igualmente a definir la  $S_1$  son, en ocasiones, cristales de plagioclasa, distena y sillimanita. Las asociaciones minerales relacionadas con la  $S_1$  son las que nos han permitido establecer las condiciones de alta presión que se observan en las rocas del Complejo Alpujarride, tanto en las secuencias litológicas pre-Pérmicas (gneises y metapelitas grafitosas) como en las rocas Permo-Triásicas (esquistos y micasquistos de colores claros) (Fig. 4).

La foliación principal, denominada  $S_2$ , es la estructura más penetrativa en cualquier roca de las unidades alpujarrides. Se trata de una foliación de tipo esquistosidad («schistosity»), bandeado tectónico («tectonic layering»), bandeado gneísico («gneissic layering»), muy frecuentemente, de tipo milonítico, que en ocasiones tiene características típicas de una foliación de transposición (cf. Turner y Weiss, 1963; Hobbs *et al.*, 1976). El desarrollo de la  $S_2$  tiene lugar en condiciones de presión intermedia, y en general en condiciones de grado medio (Fig. 4). En algunos casos se observa que la  $S_2$  resulta ser paralela al plano axial de pliegues isoclinales que se reconocen a escala cartográfica, por ejemplo en los mármoles de la unidad de Tejeda (Fig. 5A). Esta foliación ha sido interpretada por algunos autores como una foliación de crenulación en origen (Tubía, 1985; Álvarez, 1987; Cuevas, 1988).

Comúnmente se observa que la  $S_2$  tiene un carácter milonítico, lo que nos hace pensar que se desarrolló en relación con zonas de cizalla dúctil que afectaron al conjunto alpujarride, el cual aun no estaba individualizado según las unidades que actualmente se observan. En la  $S_2$ , se encuentra una lineación de estiramiento, especialmente evidente en los niveles de cuarcitas, así como una lineación mineral en los esquistos y gneises, definida por la orientación preferente de sillimanita y turmalina, entre otros minerales (incluida la distena). Agregados cristalinos de cuarzo y feldespatos definen generalmente la lineación de estiramiento, observándose que ésta es





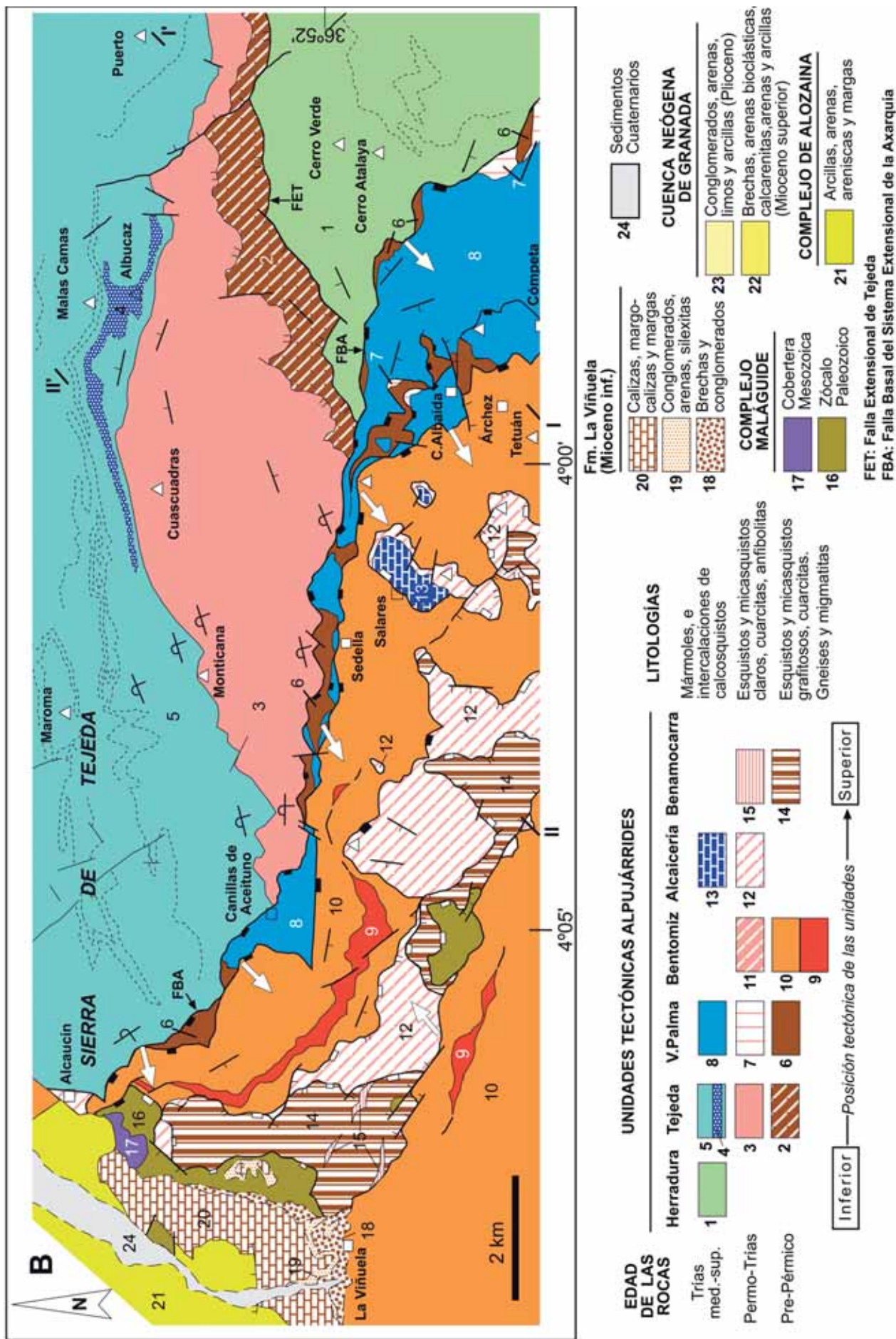


Figura 5.- Mapa geológico de Sierra Tejeda. A y B, al Norte y Sur del paralelo de la Maroma, respectivamente.

paralela a la lineación mineral. También en los mármoles se han observado fábricas del tipo S-L, en las que los cristales de anfíbol marcan la lineación mineral, que es paralela a la lineación de estiramiento.

La orientación de la  $S_2$  en las diferentes unidades tectónicas es variable, dado que ha sufrido importantes deformaciones posteriores a su formación: desarrollo de pliegues recumbentes  $F_3$ , basculamientos producidos por las fallas lítricas neógenas y el plegamiento tardío al final de Mioceno, que afectó incluso a las fallas extensionales.

En todas las unidades alpujárrides se ha observado que la  $S_2$  está plegada, en relación con pliegues recumbentes los cuales no muestran siempre una orientación constante. Así por ejemplo, en algunas unidades como en la de Tejeda, la orientación de los ejes es NE-SO y en general subhorizontales o ligeramente inclinados, mientras que en la unidad de Venta de Palma predominan las orientaciones comprendidas entre NE-SO y NO-SE. En la unidad de Bentomiz es donde existe la mayor dispersión en la orientación de los ejes, que se encuentran prácticamente en cualquier dirección con inclinaciones moderadas. Desde el punto de vista de la vergencia, ésta en la Unidad de Tejeda es hacia el noroeste y en la unidad de Bentomiz hacia el noreste y este. Estos pliegues, que desarrollan una nueva foliación de plano axial ( $S_3$ ), se observan a distintas escalas, desde la muestra de mano - escala de afloramiento hasta escalas plurikilométricas. En las metapelitas es común encontrar también una lineación de crenulación paralela a los ejes de los pliegues mayores.

Las fallas de despegue extensional de carácter regional han enmascarado la dimensión real que tuvieron estos pliegues, los cuales actualmente se encuentran desmembrados. De los flancos inversos sólo quedan en ocasiones evidencias puntuales de la inversión de la sucesión litoestratigráfica tipo de las unidades alpujárrides (Figs. 2 y 3), junto con criterios estructurales referidos a los buzamientos relativos entre la  $S_2$  y  $S_3$  (en ocasiones complejos de analizar, toda vez que una y otra foliación pueden haber sufrido modificaciones respecto a la posición original de ambas, ya que durante el Mioceno superior pliegues de gran radio afectaron a toda la organización tectónica). En la unidad de Tejeda se conserva un antiforame con un flanco inverso cuya continuidad lateral es de al menos 6,5 km (Fig. 5B). En la vertiente meridional de Sierra Tejeda se observa una inversión que afecta a las rocas carbonatadas del Triásico medio-superior y a las metapelitas y cuarcitas Permo-Triásicas, de tal manera que estas últimas se encuentran sobre las primeras (véase la figura 5B, entre Canillas de Aceituno y Sedella, por ejemplo). El flanco inverso en cuestión tiene una potencia mínima de 2 km (Fig. 6).

En las unidades de Venta de Palma y Bentomiz existen también rasgos cartográficos que, unidos a criterios estructurales (asimetría de pliegues menores, relaciones entre  $S_2$  y  $S_3$ ), sugieren la existencia de

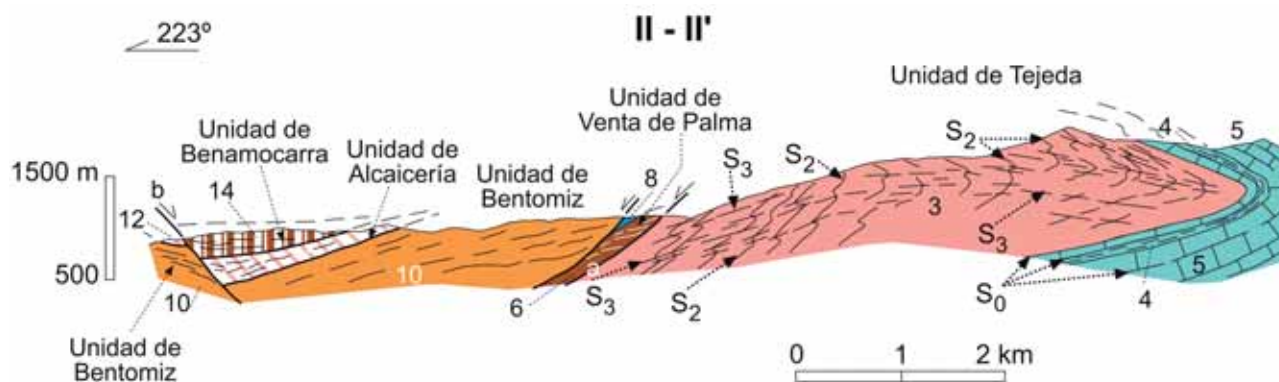
pliegues semejantes al descrito en la unidad de Tejeda y en otras zonas del Dominio de Alborán (Orozco *et al.*, 1998). Por otra parte, a escala de muestra de mano y de afloramiento, hemos comprobado que suele haber paralelismo entre los ejes de los pliegues y la lineación de estiramiento, aunque en ocasiones se ha observado que dicha lineación de estiramiento está plegada por pliegues menores cuya foliación de plano axial es la  $S_3$ .

Otra estructura planar que se ha observado en las rocas y que posiblemente llega a postdatar a la  $S_3$ , es un clivaje de crenulación extensional que pudo iniciarse en condiciones de deformación dúctiles y que finalmente acabaron siendo dúctiles-frágiles. La dirección de extensión que se deduce de tal estructura es congruente con la dirección de extensión que hemos deducido (NE-SO) para las fallas de despegue extensional, por lo que creemos que unas y otras estructuras están relacionadas.

También se han observado pliegues rectos con un ángulo entre flancos variable, si bien la mayoría de ellos son abiertos y, a veces, desarrollan una foliación discreta paralela al plano axial de los mismos. Tal foliación la hemos denominado  $S_4$  y está definida por la orientación preferente de cristales de mica blanca y de clorita. Creemos que los pliegues citados pueden relacionarse con los pliegues de gran radio que se desarrollan durante el Mioceno superior. Estos pliegues, cuyas trazas axiales se orientan E-O y ONO-ESE, afectan a las fallas extensionales de bajo ángulo haciendo que en la vertiente septentrional de las sierras dichas fallas bucen hacia el norte.

### Sistemas de fallas extensionales

En este apartado se describen las características generales de los sistemas de fallas extensionales y se analizan, de un modo especial, las principales fallas de despegue. El estudio de las relaciones existentes entre fallas de distintos sistemas ha sido igualmente objeto de atención preferente. Las fallas con mayor continuidad cartográfica se corresponden con las fallas más recientes (Fig. 1B). Dichas fallas cortan a fallas más antiguas que pueden, en muchos casos, ser consideradas como fallas de despegue extensional (Fig. 5). En general, las fallas más modernas, activas al final del Mioceno y durante el Plioceno, tienen buzamientos altos, superiores a 45°, mientras que las fallas activas durante el Tortonense o en periodos anteriores a éste, debieron tener buzamientos bajos. El Sistema Extensional de la Axarquía atravesó, dividiendo en dos bloques, la arquitectura de las unidades tectónicas alpujárrides en la transversal de estas sierras. Las unidades alpujárrides, con geometrías complejas habían sido adelgazadas previamente durante el Mioceno inferior y medio por una tectónica extensional que afectó de manera general al Dominio de Alborán. Los límites de las unidades tectónicas alpujárrides han sido utilizados para definir la geometría de las fallas de mayor orden que actualmente se pueden reconocer, apreciándose además una organización jerárquica en



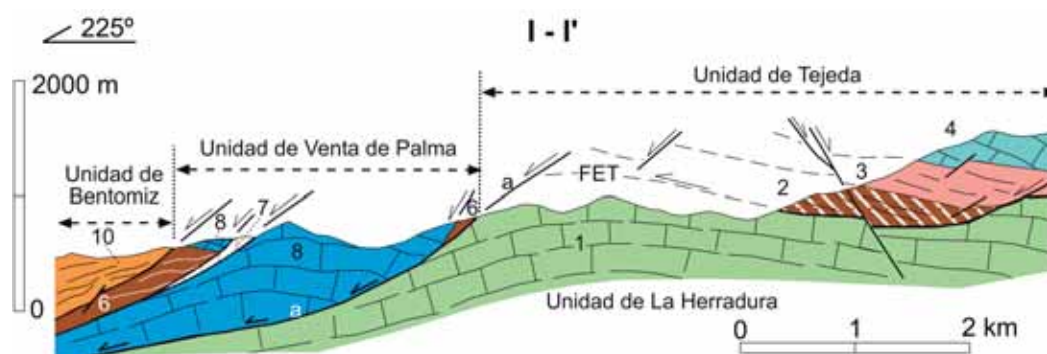
**Figura 6.-** Corte geológico que ilustra la estructura interna de la Unidad de Tejada, en el bloque de muro del Sistema Extensional de la Axarquía. a: Falla basal del Sistema Extensional de la Axarquía (FBA). b: Falla conjugada del Sistema Extensional de la Axarquía. Obsérvese que la  $S_3$  paralela a la superficie axial de un pliegue recumbente está plegada describiendo un pliegue anticlinal suave, cuya superficie axial es vertical aproximadamente (situación y leyenda en figura 5B).

función de la escala de observación. Es frecuente observar fallas lítricas que definen sistemas extensionales de tipo abanico y/o duplex. Las diferencias mecánicas entre las distintas rocas que integran el Complejo Alpujárride han condicionado la forma lítrica de las fallas. Y por otra parte, las anisotropías presentes en las rocas, como: foliación y fracturas previas han condicionado igualmente la propagación de las fallas más modernas que se superponen a los sistemas de fracturas más antiguos (cf. Alonso-Chaves *et al.*, 1993).

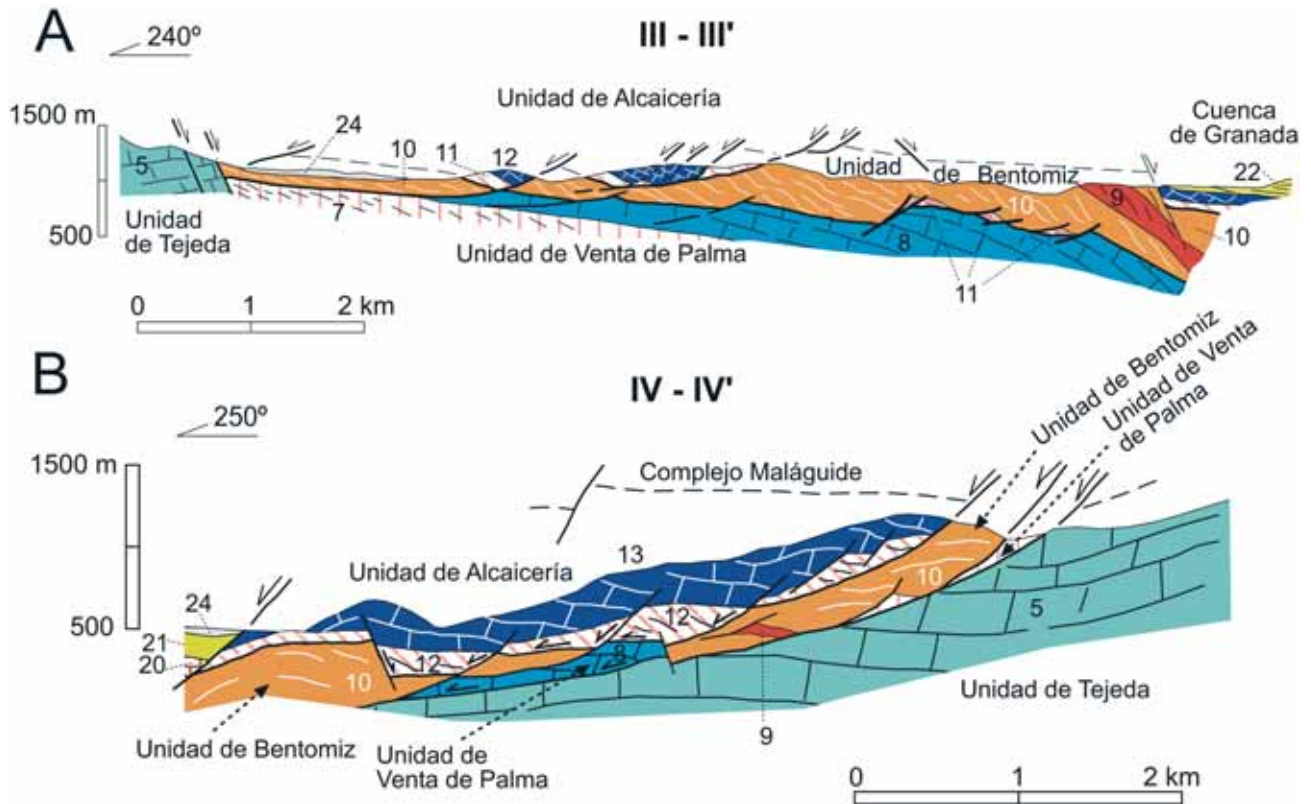
La dirección de transporte tectónico ha sido determinada a partir de estrías y de la orientación preferente de fibras de calcita o cuarzo crecidos en los propios planos de falla. En ocasiones, sobre un mismo plano de falla se han podido observar dos e incluso tres orientaciones diferentes de estrías, constatándose en general que la dirección de extensión NE-SO es la más joven (Fig. 5). Para determinar el sentido de movimiento relativo entre los bloques de falla hemos recurrido frecuentemente al análisis de la separación aparente junto con la orientación de las estrías, la observación de estructuras en almendra y falsas «SC». También se ha podido comprobar que se desarrollan familias de diaclasas perpendiculares a la dirección de extensión. Por otra parte, se ha constatado la abundancia de pliegues de tipo «roll-over» en relación con la geometría lítrica de las fallas. El sentido de

basculamiento de las superficies de referencia (foliación y/o bandeado litológico) ha sido igualmente utilizado para corroborar el análisis cinemático entre los bloques, apreciándose rotaciones significativas (de varias decenas de grados) de basculamiento del bloque de techo, en sentido contrario al de transporte tectónico del propio bloque.

Las condiciones físicas ligadas al desarrollo de las fallas propiciaron la formación de numerosas rocas de deformación frágil, del tipo harinas y brechas de falla, generadas en los niveles superiores de la corteza (véase la distribución de las rocas de falla en las columnas de las figuras 2 y 3). La intensidad de los procesos de deformación ha quedado también reflejada en el desarrollo de abundantes estructuras frágiles, formándose diferentes zonas de falla de espesores decamétricos conectadas unas con otras de forma anastomosada. La convergencia de fallas secundarias en un nivel de despegue principal, como los límites de las unidades, propicia el incremento de la potencia de las rocas de falla en la base de las unidades, especialmente cuando en el bloque de muro hay mármoles (Fig. 3). La suma de una o dos bandas de zonas de falla en algunos sectores del área estudiada hace que prácticamente toda una unidad pueda llegar a ser considerada como una roca de falla (Fig. 3, columna B). Así ocurre en la Unidad de Bentomiz, o en los tramos metapelíticos de la unidad de Alcaicería. La



**Figura 7.-** Corte geológico que ilustra las características geométricas de las fallas del Sistema Extensional de la Axarquía, y las relaciones de corte de dicho sistema con respecto a la Falla Extensional de Tejada (situación y leyenda en figura 5B). a: Falla basal del Sistema extensional de La Axarquía (FBA); FET: Falla Extensional de Tejada.



**Figura 8.-** Cortes geológicos que ilustran el estilo tectónico de las fallas extensionales de bajo ángulo en la parte más septentrional de Sierra Tejada (A) y en su terminación occidental (B) (situación en figura 5A, leyenda en figura 5B).

potencia de las rocas de falla puede llegar a ser muy importante (hasta varias decenas de metros), concentrándose la cataclisis preferentemente en los límites tectónicos de las unidades y en las metapelitas próximas a ellos (Figs. 2 y 3). La existencia de niveles más competentes como los mármoles de las unidades alpujarrides condicionaron que las zonas de cizalla frágiles progresaran en ellos con mayor dificultad. En el interior de los mármoles las zonas de falla son más discretas y en general se observa que alrededor de dichas litologías, se anastomosan las zonas de falla. En las unidades tectónicas más bajas (La Herradura y Tejada) las rocas de falla son menos abundantes ya que dichas unidades en su parte alta están formadas por potentes secuencias de mármoles.

En este sentido deben interpretarse las relaciones de corte que se observan en la vertiente meridional de las sierras de Tejada-Almijara, donde las fallas del *Sistema Extensional de la Axarquía* se disponen en general ONO-ESE, desde Alcaucín hasta las proximidades de La Herradura (Figs. 1B y 5B). La falla basal de este sistema (FBA) corta a la *Falla Extensional de Tejada* (FET), la cual es fosilizada por sedimentos del Tortoniense inferior de la Cuenca de Granada (Alonso-Chaves *et al.*, 1995a).

#### *Sistema Extensional de la Axarquía*

La falla basal de este sistema (FBA) tiene una longitud mínima de 30 km, desde Alcaucín hasta las

proximidades de La Herradura (Fig. 1B). Diversas fallas secundarias, también de dimensiones kilométricas, tienden a converger con la falla principal (Alonso-Chaves y Orozco, 1998). El bloque de muro de este sistema está formado por las unidades de Tejada y La Herradura, así como el resto de unidades alpujarrides al norte del paralelo de Alcaucín (Fig. 5). Las direcciones predominantes de las fallas que pertenecen a este sistema son NO-SE y ONO-ESE, aunque también se han identificado fallas pertenecientes a este sistema con tramos orientados N-S y E-O. La familia de fallas sintéticas de este sistema buza hacia el SO, con un valor medio de 30°. La dirección de extensión es ENE-OSO y el sentido de movimiento para el bloque de techo hacia el SO. En general, se trata de una rampa frontal u oblicua (según los sectores que se considere) que tiene acumulada una omisión tectónica de al menos 6500 m (teniendo en cuenta la potencia de las unidades en el área y la que presentan las mismas unidades en un sector más occidental; *cf.* Balanyá, 1991). En el bloque de techo se desarrolla una familia de fallas conjugadas, de dirección NO-SE y buzamiento al NE (Figs. 5B y 6). A esta última familia pertenece la falla localizada en las proximidades de La Viñuela que se extiende hacia el SE, limitando los afloramientos más meridionales de las unidades de Benamocarra y Alcaicería al sur de Sierra Tejada. Las familias de fallas sintéticas del Sistema extensional de la Axarquía forman abanicos extensionales lístricos que limitan a unidades como la

de Venta de Palma. Dicha unidad puede ser considerada como una escama tectónica que a su vez incluye a otras escamas menores (Fig. 7).

#### *Falla Extensional de Tejeda*

Se trata de una falla de bajo ángulo localizada en el muro de la unidad de Tejeda (FET), en el que convergen otras fallas lítricas (Fig. 5). En general, el buzamiento de la falla principal es de pocos grados hacia el norte (y NO), o bien se dispone subhorizontalmente (Fig. 7). Dicha estructura describe el flanco norte de un pliegue antiformal suave. Restituyendo la deformación sobrepuesta con posterioridad a la génesis de la falla, se puede concluir que la dirección de extensión es NE-SO, con movimiento del bloque de techo hacia el SO (Alonso-Chaves *et al.*, 1995a). La Falla extensional de Tejeda es una importante rampa de muro que hacia el sur tiende a producir un rellano ya que se hace paralela al bandeado litológico de los mármoles de la unidad de La Herradura (Fig. 7). El acusado carácter lítrico de la falla es responsable del basculamiento generalizado de la unidad de Tejeda hacia el N y NE, así como la posible reorientación de otras fallas más antiguas como las de Bentomiz (FEB) y Alcaicería (FEA), en la vertiente septentrional de Sierra Tejeda. La omisión tectónica de esta falla es de 5 km, como mínimo.

#### *Fallas en la vertiente septentrional de Sierra Tejeda*

Las unidades alpujárrides al Norte de Sierra Tejeda están definidas por la posición de las principales fallas que se reconocen en la región, al norte del paralelo de Alcaucín-La Maroma (Fig. 5A). Actualmente, algunos tramos de dichas fallas buzán al norte (entre 10° y 30°), aunque muy posiblemente no se corresponda esta disposición con la orientación original que debieron tener. Efectivamente, las fallas situadas en el muro de las unidades de Alcaicería y Bentomiz (por citar las más importantes) forman parte del flanco norte de un anticlinal de grandes dimensiones formado al final del Mioceno superior. En el borde occidental de la sierra, el buzamiento de las fallas es hacia el Oeste, y coincide en general con el cierre periclinal del antiforme (Figs. 5A y 8). La falla extensional de Bentomiz (FEB) es una de las fallas más importantes en este sector, en el bloque de muro de ella aflora la unidad de Venta de Palma, e incluso la unidad de Tejeda. La secuencia de mármoles de la unidad de Venta de Palma ha controlado mecánicamente la propagación de la falla, la cual tiende a dar alternancia de rampas y rellanos, o variación en el ángulo de la rampa (Fig. 8). La falla desciende estructuralmente desde el NE al SO, la posición del nivel de mármoles ha controlado el desarrollo de una falla de despegue extensional. Numerosas fallas secundarias se aproximan asintóticamente a la falla principal (Fig. 8A). Unas y otras tienen una dirección de extensión ENE-OSO, y sentido de transporte tectónico para el

bloque de techo hacia el OSO. Las fallas lítricas que convergen en la falla basal delimitan jirones de esquistos claros permo-triásicos situados tectónicamente entre los mármoles del bloque de muro (unidad de Venta de Palma) y los esquistos grafitosos del bloque de techo (Fig. 5A y 8A). Otras fallas con características geométricas y cinemáticas similares a la falla extensional de Bentomiz se distribuyen en el interior de la unidad, limitando por ejemplo el nivel de gneises del resto de rocas que los rodean. En el borde occidental de Sierra Tejeda, aproximadamente 1 km al NNE de Alcaucín (cerca de Alcázar), la falla extensional de Bentomiz alcanza el nivel estructural más profundo (Figs. 5A y 8B). Dicha falla tiende a adelgazar progresivamente hacia el OSO a la unidad de Venta de Palma. De acuerdo con Alonso-Chaves (1995) la omisión tectónica que puede estimarse, considerando diversos datos geológicos y geofísicos de carácter regional, es de aproximadamente 9 km.

### **Discusión**

#### *El origen de los grandes pliegues recumbentes*

Una historia deformacional polifásica ha quedado reflejada en el Complejo Alpujárride, tal y como ha sido documentado por el estudio de datos de campo característicos de las principales estructuras mesoscópicas, así como por los datos microtectónicos (Avidad, 1976; Elorza, 1979; Tubía y Cuevas, 1986, 1987; Cuevas y Tubía, 1990; Balanyá, 1991; Tubía *et al.*, 1992; Azañón, 1994; Alonso-Chaves, 1995). Por otra parte, la rápida exhumación tectónica y el significativo enfriamiento, al inicio del Mioceno, de las rocas que afloran en el área estudiada (Zeck *et al.* 1992; Monié *et al.*, 1994; Platt y Whitehouse, 1999), restringen en nuestra opinión las propuestas que atribuyen los episodios de deformación a un determinado régimen tectónico en el que tiene lugar dicha deformación. Así se han sugerido, en relación con la evolución tectónica del Complejo Alpujárride, alternancias en el régimen tectónico que justifiquen las superposiciones de estructuras y, en definitiva, la repetición de láminas tectónicas (Tubía, 1994; Alonso-Chaves, 1995; Azañón *et al.*, 1997; Balanyá *et al.*, 1997) frente a la posibilidad de justificar varios episodios de deformación que se suceden en el tiempo –véase más adelante– como parte de un mismo régimen tectónico, en este caso de tipo extensional (Orozco *et al.*, 1998, 2004).

En concreto, la interpretación de los pliegues recumbentes tardíos en las Cordilleras Béticas ha sido particularmente controvertida, habiendo sido interpretados bien como resultado de una fase contractiva tardía superpuesta a un terreno previamente extendido (ver, por ejemplo, Azañón *et al.*, 1997), o como pliegues formados durante la extensión tardi-orogénica allí donde las superficies previas se disponen dentro del campo contraccional (Orozco *et al.*, 1998).

La propuesta según la cual el desarrollo de los pliegues recumbentes estaría relacionado con el acontecimiento extensional Mioceno se basa, entre otras cosas, en la estrecha relación existente entre los pliegues y las fallas normales de bajo ángulo, en la disposición subhorizontal de la foliación de crenulación paralela al plano axial de los pliegues y en la similitud en orientación de la lineación de estiramiento y la dirección de deslizamiento de las fallas normales de bajo ángulo, según se ha comprobado en tres áreas diferentes: región de Adra-Sierra de Gádor (Orozco *et al.*, 1998), Sierra de Lújar-Alpujarras occidentales (Orozco *et al.*, 2004) y en la Axarquía (Orozco y Alonso-Chaves, 2002), región ésta última vecina al área objeto de este estudio.

La existencia de una relación entre el acontecimiento extensional Mioceno y la formación de los pliegues recumbentes y estructuras asociadas es congruente, además, con las trayectorias P-T y con los datos geocronológicos establecidos para los materiales alpujárrides. Así, en rocas de alto grado se pone de manifiesto la existencia de una caída de presión, de aproximadamente 7 kbar, desde el desarrollo de  $S_1$  hasta la formación de la foliación de crenulación de plano axial ( $S_3$ ), tal como se infiere de las trayectorias P-T publicadas por García-Casco y Torres-Roldán (1996) y Platt *et al.* (1998). Aunque en partes más altas de la secuencia metamórfica la caída de presión no fue tan importante como en las rocas de alto grado, se han deducido diferencias de varios kilobares (Azañón *et al.*, 1998). Esto es claramente congruente con la propuesta que correlaciona el origen de los pliegues con un acontecimiento de adelgazamiento cortical.

Además, datos Ar-Ar y de «huellas de fisión» de los pliegues recumbentes de la región de Adra-Sierra de Gádor (Platt *et al.*, 2005) limitan la edad del clivaje de crenulación de plano axial (y por tanto la de los pliegues) al intervalo entre 23 y 19 Ma. Estos datos son también congruentes con la edad Langhiense inferior de una secuencia de conglomerados que sella las fallas normales de bajo ángulo en la región de las Alpujarras orientales (Mayoral *et al.*, 1994).

El desarrollo de pliegues recumbentes en la región de Sierra Tejada-Almijara, al igual que en otros sectores del Dominio de Alborán (Orozco *et al.*, 1998; 2004) podría ser el resultado de acortamiento aproximadamente vertical de superficies previas con una elevada inclinación, de un modo similar al referido para otras cadenas orogénicas (los Alpes, Froitzheim, 1992; el Himalaya, Burg *et al.*, 1996). En el caso del Dominio de Alborán, aunque no conocemos de un modo preciso cual fue la disposición de las superficies  $S_2$  antes del acortamiento vertical asociado al acontecimiento extensional del Mioceno temprano, el estudio estructural muestra que donde quiera que se han encontrado (en distintas áreas del Complejo Alpujárride) modelos de interferencia de pliegues, con  $S_2 (=S_p)$  como superficies de plano axial, seguidos por pliegues recumbentes, con  $S_3$  como plano axial, el

modelo de superposición corresponde al denominado «tipo-3» (Ramsay, 1967). Esto es un argumento importante a favor de la existencia, previa al plegamiento, de superficies  $S_2$  con un buzamiento elevado (Orozco *et al.*, 2004), ya que la «dirección de flujo» de los pliegues recumbentes debió formar un ángulo alto con las superficies axiales ( $S_2$ ) de los pliegues previos. No obstante, también es posible que se generen pliegues, incluso en superficies con buzamientos suaves. Si dichas superficies se deforman en un régimen extensional no coaxial podrían llegar a ocupar el campo de acortamiento y ser replegadas (ver Vissers *et al.*, 1995; Orozco y Alonso-Chaves, 2002).

#### *Evolución tectono-metamórfica*

El gradiente metamórfico inferido a partir de las paragénesis minerales más antiguas conservadas en las rocas de la Unidad de Tejada (16°C/km) permite plantear que dichas rocas debieron soportar una carga litostática equivalente a 35 km de profundidad. Posiblemente estas condiciones se puedan relacionar con un evento tectónico de la evolución orogénica que pudo haber implicado la duplicación de la corteza y que posiblemente alcanzó el máximo espesor cortical al final del Paleógeno, en alguna región al Este de la posición actual del Domino de Alborán (*e.g.*, García-Dueñas *et al.*, 1992). Efectivamente, las condiciones de alta presión descritas pueden relacionarse, igual que se ha hecho en otros trabajos, con un importante episodio de acortamiento cortical (Platt *et al.*, 1998; Platt y Whitehouse, 1999; Soto y Platt, 1999; Platt *et al.*, 2003). Posteriormente, durante el Neógeno se produce el emplazamiento del citado dominio (formándose el Cabalgamiento Cortical de Gibraltar, véase Balanyá, 1991) y el desarrollo de un colapso extensional que afecta de manera generalizada a dicho dominio (bloque de techo del citado cabalgamiento). La eliminación tectónica del Complejo Maláguide en algunas zonas, en relación con importantes despegues extensionales, hace aflorar al Complejo Alpujárride en el Mioceno inferior. Las trayectorias de P-T descritas en el Complejo Alpujárride pueden relacionarse con la exhumación progresiva de dicho complejo durante un colapso extensional. La descompresión se desarrolla en condiciones próximas a las de tipo adiabático o con un ligero descenso de la temperatura (Goffé *et al.*, 1989; Tubía y Gil-Ibarguchi, 1991; Azañón *et al.*, 1992; García-Casco y Torres-Roldán, 1996, 1999).

De acuerdo con datos regionales, las rocas que afloran en Sierra Tejada-La Almijara se pueden correlacionar con las unidades que afloran por encima y debajo de las peridotitas de Ronda (Alonso-Chaves, 1995; Azañón y Alonso-Chaves, 1996). Para dichas peridotitas, Platt *et al.* (2003) han determinado un periodo extremadamente rápido de enfriamiento, que se produce en el intervalo entre 21,2 y 20,4 Ma, y en general se ha demostrado que el inicio de la exhumación tuvo lugar aproximadamente hace 25 Ma.

El periodo de enfriamiento citado lo relacionamos con el evento tectónico extensional que implica el afloramiento en superficie del Complejo Alpujárride y la formación de la Cuenca de Viñuela.

Entendemos también, que es posible considerar que los episodios de deformación que dan lugar al desarrollo de la  $S_2$ , puedan relacionarse con el final de una deformación progresiva ligada a una fase de plegamiento y cizallamiento generalizado, a la vez que se forma la zonación metamórfica regional, que se preservará posteriormente. Las lineaciones de estiramiento que resultan, no son constantes y tienden a describir patrones cartográficos arqueados (aunque predominan las orientaciones comprendidas entre ENE-OSO y ESE-ONO) y, en general, el sentido de transporte tectónico es con componente E. Las condiciones P-T en las que tiene lugar este episodio de deformación varían entre 8 y 6 kbar (excepcionalmente 4 kbar, para la unidad de Tejeda) y en un rango de 675-550°C (Fig. 4). Es a partir de estas condiciones cuando en el edificio orogénico se registra un nuevo episodio de plegamiento en relación con el desarrollo de la  $S_3$  que resulta ser paralela al plano axial de grandes pliegues recumbentes, que afectan a la zonación metamórfica.

En consecuencia, pueden explicarse las superposiciones de las unidades tectónicas que se diferencian actualmente. El desarrollo de los pliegues recumbentes de ejes curvos, análogos a los estudiados por Orozco *et al.* (2004) en la Sierra de Lújar y la región de las Alpujarras y la foliación de plano axial subhorizontal ( $S_3$ ) tiene lugar posiblemente entre 6 y 4 kbar y entre 500-650°C. En ese momento, con un gradiente geotérmico próximo a 50°C/km (Azañón, 1994), se podrían haber eliminado en la vertical del orógeno el equivalente a más de 25 km de espesor cortical. Así pues, tras el engrosamiento cortical inicial, sobreviene un colapso extensional en el orógeno durante el cual se forman pliegues recumbentes de grandes dimensiones, como los descritos por Orozco *et al.* (1998, 2004), al Sur de Sierra Nevada en el propio Complejo Alpujárride. Cabe suponer que, la parte más alta de la corteza, representada por el bloque de techo de la antigua lámina cabalgante responsable del episodio de altas presiones (Complejo Maláguide?) debe haberse reducido significativamente de espesor. Por tanto, la deformación que implica la exhumación tectónica del Complejo Alpujárride debió tener lugar durante el Chattense-Aquitaniense.

## Conclusión

La exhumación tectónica de las unidades alpujárrides que afloran en el área de Sierra Tejeda-La Almijsara se relaciona con un importante episodio extensional que se inició posiblemente hace 25 Ma (Oligoceno terminal) y se prolongó en el tiempo hasta hace aproximadamente 10 Ma (Tortonense inferior). La dirección de extensión predominante fue ENE-

OSO y ESE-ONO. Dicho evento extensional se relaciona con el colapso gravitacional de un orógeno que llegó a tener un espesor cortical próximo a los 70 km de espesor (*e.g.*, García-Dueñas *et al.*, 1992). Pliegues de gran radio, formados durante el Messiniense, pliegan a las fallas de despegue extensional y hacen emerger parte de los sedimentos depositados en las cuencas extensionales formadas en el bloque de techo del Cabalgamiento Cortical de Gibraltar (*cf.* Balanyá, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992). Fallas con moderados y altos ángulos de buzamiento formadas a partir del límite Mioceno-Plioceno, son finalmente las responsables de las características orográficas del área estudiada. En este sentido, se interpreta la alineación montañosa Sierra Tejeda-La Almijsara como un horst tectónico de dirección ONO-ESE oblicuo a la dirección general de la actual línea de costas del Mar de Alborán. Nuestros datos corroboran la interpretación tectónica de García-Dueñas *et al.* (1992) y Comas *et al.* (1992) quienes sugieren que el Mar de Alborán puede interpretarse como una cuenca retroarco generada en diferentes episodios de «rifting» durante el Neógeno.

En relación con el desarrollo de las fallas de despegue extensional descritas en el área estudiada se confirma que se han producido importantes omisiones tectónicas (superiores a 10 km de espesor). Dichas fallas poseen una geometría escalonada de tipo lístrico y producen importantes basculamientos (como el que afecta a la unidad de Tejeda, basculada hacia el NE). El comportamiento reológico y las anisotropías mecánicas de las rocas ejercen un significativo control en el modo de propagación de las fallas. Por otra parte, se ha constatado la migración espacial y temporal de las fallas de despegue extensional. Inicialmente la deformación extensional frágil debió afectar al Complejo Maláguide, y posteriormente durante la deformación progresiva, acabó desarrollándose en el Complejo Alpujárride, e incluso, quedó reflejada en el conjunto tectónico más bajo, dando lugar al denominado Despegue Extensional de Filabres descrito por García-Dueñas y Martínez-Martínez (1988).

Respecto a las estructuras de tipo dúctil desarrolladas, cabe decir que la más penetrativa en las unidades del Complejo Alpujárride es una foliación de transposición denominada  $S_2$  (o  $S_p$ : foliación principal, en otros trabajos). A veces se encuentra una foliación interna dentro de porfidoblastos a la que se ha denominado  $S_1$ ; cabe la posibilidad de que esta foliación pudiera corresponder a una fase inicial de  $S_2$  (¿crecimientos sincinemáticos de porfidoblastos?). La superficie  $S_2$  parece haberse formado, al menos en parte, en un rango de presiones intermedias (entre 8 y 6 kbar, excepcionalmente 4 kbar) y temperaturas del orden de 550-675°C, dependiendo de las unidades que se consideren. Dicha foliación resulta ser paralela al plano axial de pliegues isoclinales, algunos de los cuales se conservan en el interior de las secuencias carbonatadas de las unidades alpujárrides.

Grandes pliegues recumbentes, posteriores al desarrollo de la  $S_2$ , produjeron la repetición de la serie tipo del Complejo Alpujárride. La mayor parte de los pliegues recumbentes han quedado enmascarados con la tectónica extensional, pues en muchos casos se han eliminado casi por completo los flancos inversos, de los cuales a veces sólo se conservan jirones convertidos en rocas de falla dadas las proximidades de éstos a los despegues frágiles principales. Sin embargo, en la Unidad de Tejada se observa un anticlinal recumbente de grandes dimensiones, cuyo flanco sur aflora en la vertiente meridional de Sierra Tejada. En todas las unidades alpujárrides se han encontrado evidencias del desarrollo de pliegues recumbentes, los cuales tuvieron asociada una foliación de plano axial ( $S_3$ ) que debió de formarse aproximadamente subhorizontal en relación con el acortamiento vertical que se estaba experimentando a escala orogénica. El desarrollo de estos pliegues debió ser inmediatamente anterior al evento de enfriamiento rápido del orógeno detectado por Platt *et al.* (1998, 2003), y estimado por dichos autores (entre otros) para hace 21,2-20,4 Ma.

Además, localmente se desarrolla un clivaje de crenulación extensional y una última foliación de crenulación subvertical, que en ocasiones es también una foliación discreta ( $S_4$ ), paralela al plano axial de pliegues rectos. Muy probablemente relacionados con la deformación dúctil se desarrollaron importantes sistemas de fallas normales a escala cortical, que atravesaban una parte importante de la corteza superior deformando en condiciones frágiles las rocas y acababan enraizados en los niveles de deformación dúctiles formando importantes despegues tectónicos. El arqueamiento de los principales despegues a escala de la cordillera (véase por ejemplo el Despegue de Filabres, y otros de orden menor como los que aquí se describen), y de fallas de despegue extensional intra-alpujárride tuvo lugar al final del Mioceno, y posteriores eventos de fracturación más recientes con importantes saltos verticales han completado la exhumación de los complejos metamórficos que, como el Complejo Alpujárride, reflejan el colapso gravitacional de un orógeno.

### Agradecimientos

Los autores compartieron muchas jornadas de campo en el área objeto de este trabajo con el Prof. Dr. Víctor García Dueñas; *in memoriam*, nuestro agradecimiento por tantas horas de fructífera e incansable discusión. Este trabajo ha sido financiado con los proyectos coordinados BTE2003-09544-C02 01 y 02. Así mismo las investigaciones han recibido financiación de los proyectos: PB91-0156-CO2-01 de la CICYT; TOPOIBERIA CONSOLIDER-INGENIO: CSD2006-00041 y los recursos del grupo de investigación de la Junta de Andalucía RNM-316, además de los planes propios de investigación de las universidades de Granada y Huelva.

De un modo especial, los autores quieren agradecer las labores de revisión llevadas a cabo por los doctores José Miguel Martínez-Martínez y Antonio Azor así como las sugerencias de

Juan Ignacio Soto, Editor Encargado de este número especial de la Revista. Todo ello ha contribuido, sin duda, a mejorar el manuscrito. No obstante, los autores son los únicos responsables de las opiniones e interpretaciones sostenidas en este trabajo.

### Referencias

- Akkerman, J.H., Maier, G. y Simon, O.J. (1980): On the geology of the Alpujárride Complex in the western Sierra de las Estancias (Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 59: 363-374.
- Alonso-Chaves, F.M. (1995): *Evolución tectónica de Sierra Tejada y su relación con procesos de engrosamiento y adelgazamiento corticales en las Cordilleras Béticas*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 265 p.
- Alonso-Chaves F.M. y Orozco M. (1998): El sistema de Fallas Extensionales de la Axarquía (Sierras de Tejada y La Almirara, Cordilleras Béticas). *Geogaceta* 24, 15-18.
- Alonso-Chaves, F.M., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993): Las fallas de despegue extensional miocenas en el área de Sierra Tejada (Béticas centrales). *Geogaceta*, 14, 116-117.
- Alonso-Chaves, F.M., Orozco, M., García-Dueñas, V. y Mayoral, E. (1995a): La Falla normal de bajo ángulo de Tejada: Un ejemplo de la deformación miocena en las Béticas centrales. *Geogaceta*, 17: 131-132.
- Alonso-Chaves, F.M., Pascual, E. y Orozco, M. (1995b): Termobarometría en los Gneises de la Unidad Extensional de Bentomiz, Complejo Alpujárride (Béticas centrales). *Geogaceta*, 17: 53-55.
- Álvarez, F. (1987): *La Tectónica de la Zona Bética en la región de Murcia*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 371 p.
- Amato, J.M., Johnson, C.M., Baumgartner, L.P. y Beard, B.L. (1999): Rapid exhumation of the Zarmatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 425-438.
- Avidad, J. (1976): *Los Mantos Alpujárrides al SW de Sierra Nevada*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 262 p.
- Azañón, J.M. (1994): *Metamorfismo de Alta Presión / Baja Temperatura, Baja Presión / Alta Temperatura y Tectónica del Complejo Alpujárride (Cordilleras Bético - Rifeñas)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 332 p.
- Azañón, J.M. y Alonso-Chaves, F.M. (1996): Alpine tectono-metamorphic evolution of the Tejada Unit, an extensionally dismembered alpujárride Nappe (western Betics). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 322: 47-54.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Goffé, B. (1992): High pressure mineral assemblages in the Trevenque Unit (Central Alpujárride, Andalucía). *Geogaceta*, 11: 81-84.
- 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 Alpujárride Complex (Alborán Domain, Betics). *Journal of Structural Geology*, 19: 1055-1071.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Goffé, B. (1998): Exhumation of high-pressure metapelites and coeval crustal extension in the Alpujárride Complex (Betic Cordilleras). *Tectonophysics*, 285: 231-252.
- Azañón, J.M., Galindo Zaldívar, J. García-Dueñas, V. y Jabaloy, A. (2002): Alpine Tectonics II: Betic Cordilleras and Balearic Islands. En: *The Geology of Spain* (Gibbons, W. y Moreno, T., Eds.). *Geological Society*, London, 401-416.



- Balanyá, J.C. (1991): *Estructura del Domino de Alborán en la parte Norte del Arco de Gibraltar*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 210 p.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1988): El Cabalgamiento Cortical de Gibraltar y la Tectónica de Béticas y Rif. En: *II Congreso Geológico de España, Simposio cinturones orogénicos*, 35-44.
- 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. *Tectonics*, 16: 226-238.
- Braga, J.C. (1986): Upper Triassic Dasycladaceans in the Sierra Baza (Alpujarride Complex, Betic Cordillera, SE Spain). *Neus Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Mh.*, 4: 239-247.
- Braga, J.C. y Martín, J.M. (1987a): Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Trías superior alpujarride. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 459-473.
- Braga, J.C. y Martín, J.M. (1987b): Distribución de las algas dasycladáceas en el Trías alpujarride. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 475-489.
- Burg, J.P., Chaudhry, M.N., Ghazanfar, M., Anieczkiewicz, R. y Spencer, D. (1996): Structural evidence for back sliding of the Kohistan arc in the collisional system of northwest Pakistan. *Geology*, 24: 739-742.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V. y Jurado, M.J. (1992): Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters*, 12: 157-164.
- Cuevas, J. (1988): *Microtectónica y metamorfismo de los Mantos Alpujarrides del Tercio Central de las Cordilleras Béticas (entre Motril y Adra)*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 283 p.
- Cuevas, J. y Tubía, J.M. (1990): Quartz fabric evolution within the Adra Nappe (Betic Cordilleras, Spain). *Journal of Structural Geology*, 12: 823-833.
- Cuevas, J., Aldaya, F., Navarro-Vila, F. y Tubía, J.M. (1986): Caractérisation de deux étapes de charriages principales dans les nappes Alpujarrides centrales (Cordillères Bétiques, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 302: 1177-1180.
- Cuevas, J., Navarro-Vila, F. y Tubía, J.M. (1989): Interprétation des cisaillements ductiles vers le NE dans les gneiss de Torrox (Complexe Alpujarride, Cordillères Bétiques). *Geodinamica Acta*, 3, 1: 107-116.
- Delgado, F., Estévez, A., Martín, J.M. y Martín-Algarra, A. (1981): Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujarrides (Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos*, 37: 45-57.
- Elorza, J.J. (1979): *Las Unidades Alpujarrides en la transversal de Sierra Tejeda (SW de Sierra Nevada)*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 364 p.
- Elorza, J.J., García Dueñas, V., González-Donoso, J.M., Martín García, L. y Matas González, J. (1979): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 1.040 (Zafarraya)*. IGME, Madrid, 64 p.
- Fontboté, J.M. (1983): Zonas Internas y Unidades Adyacentes. En: *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Ríos, IGME, II: 251-342.
- Froitzheim, N. (1992): Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland). *Geology*, 20: 923-926.
- Gabauer, D., Schertl, H.P., Brix, M. y Schreyer, W. (1997): 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Masif, Western Alps. *Lithos*, 41: 5-24.
- García-Casco, A. y Torres-Roldán, R.L. (1996): Desequilibrium induced by fase decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sill and metapelites from the Betic Belt (southern Spain). *Journal of Petrology*, 37: 1207-1239.
- García-Casco, A. y Torres-Roldán, R.L. (1999): Natural metastable reactions involving garnet, staurolite, and cordierite. Implications for petrogenetic grids and the extensional collapse of the Betic-Rif Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 136: 131-153.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J.C. (1986): Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo, Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 2/3: 23.
- García-Dueñas, V. y Martínez-Martínez, J.M. (1988): Sobre el adelgazamiento mioceno del Dominio de Alborán, el Despeque Extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, 5: 53-55.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin (Betics) and their Tectonic Implications. *Geo-Marine Letters*, 12: 88-95.
- Goffé, B., Michard, A., García-Dueñas, V., González-Lodeiro, F., Monié, P., Campos, J., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Martínez-Martínez, J.M. y Simancas, J.F. (1989): First evidence of high-pressure, low temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 1: 139-142.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1976): *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, Inc., Nueva York, 571 p.
- Le Breton, N. y Thompson, A.B. (1988): Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 226-237.
- Mayoral, E., Crespo-Blanc, A., Díaz, M.G., Benot, C. y Orozco, M. (1994): Rifting miocène du Domaine d'Alboran: datations de sédiments discordants sur les unités alpujarrides en extension (Sud de la Sierra Nevada, Chaîne Bétique). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 319: 581-588.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L. y García-Casco, A. (1994): Cooling and exhumation of the western Betic Cordilleras, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar thermochronological constraints on a collapse terrane. *Tectonophysics*, 238: 353-379.
- Orozco, M. y Alonso-Chaves, F.M. (2002): *Estructuras de colapso extensional en el Dominio de Alborán. Región de la Axarquía-Sierra Tejeda (provincias de Málaga y Granada)*. XIV Reunión Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, Guía de campo, Granada, 120 p.
- Orozco, M., Alonso-Chaves, F.M. y Nieto, F. (1998): Development of large north-facing folds and their relation to crustal extension in the Alboran Domain (Alpujarras region, Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 298: 271-295.
- Orozco, M., Álvarez-Valero, A.M., Alonso-Chaves, F.M. y Platt, J.P. (2004): Internal structure of a collapse terrain. The Lújar syncline and its significance for the fold- and sheet-structure of the Alborán Domain (Betic Cordilleras, Spain). *Tectonophysics*, 385: 85-104.
- Platt, J.P. y Whitehouse, M.J. (1999): Early Miocene high-temperature metamorphism and rapid exhumation in the Betic Cordillera (Spain): evidence from U-Pb zircon ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 171: 591-605.
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J. y Kelley, S.P. (1998): Thermal evolution, date of exhumation, and

- tectonic significance of metamorphic rocks from the Alboran extensional basin, western Mediterranean. *Tectonics*, 17: 671-689.
- Platt, J.P., Argles, T.W., Carter, A., Kelley, S.P., Whitehouse, M.J. y Lonergan, L. (2003): Exhumation of the Ronda Peridotites, and its crustal envelope: constraints from thermal modelling of a P-T time array. *Journal of the Geological Society, London*, 160: 655-676.
- Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A. y Orozco, M. (2005): Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 162, 451-462.
- Ramsay, J.G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, Londres, 568 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1987): Structure et stratigraphie du secteur oriental de la Sierra Almijara, zone Alpujarride, Cordillères Bétiques). *Estudios Geológicos*, 42: 281-289.
- Sanz de Galdeano, C. (1989): Estructura de las sierras Tejada y de Cómputa (Conjunto Alpujarride, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 77-84.
- Sanz de Galdeano, C. (1997): *La Zona Interna Bético-Rifeña*. Monografía Tierras del Sur, Univ. de Granada, 316 p.
- Simancas, J.F. y Campos, J. (1988): La estructuración de componente norte de los mantos alpujarrides en el sector central de la Cordillera Bética. En: *II Congreso Geológico de España, Simposio cinturones orogénicos*, 27-33.
- Soto, J.I. y Platt, J.P. (1999): Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea basin, western Mediterranean. *Journal of Petrology*, 40: 21-60.
- Tubía, J.M. (1985): *Sucesiones metapelíticas asociadas a rocas ultramáficas de los Alpujarrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga)*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 263 p.
- Tubía, J.M. (1994): The Ronda peridotites (Los Reales nappe): an example of the relationship between lithosphere thickening by oblique tectonics and late extensional deformation within the Betic Cordillera (Spain). *Tectonophysics*, 138: 381-398.
- Tubía, J.M. y Cuevas, J. (1986): High-temperature emplacement of the Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain). *Journal of Structural Geology*, 8: 473-482.
- Tubía, J.M. y Cuevas, J. (1987): Structures et cinématique liées a la mise en place des peridotites de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). *Geodinamica Acta*, 1: 59-69.
- Tubía, J.M. y Gil-Ibarguchi, J.I. (1991): Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of the Geological Society, London*, 148: 801-804.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro-Vila, F., Álvarez, F. y Aldaya, F. (1992): Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of Structural Geology*, 14, 193-203
- Turner, F.J. y Weiss, L.E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill Book Company, Nueva York, 545 p.
- Vera, J.A. (Ed.) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- Vissers, R.L.M., Platt, J.P. y van der Wal, D. (1995): Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran domain: a lithospheric view. *Tectonics*, 14: 786-803.
- Yardley, B.W.D., Mackenzie, W.S. y Guilford, C. (1990): *Atlas of metamorphic rocks and textures*. Longman Scientific and Technical, Essex, 117 p.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M. y Hansen, B.T. (1992): Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20: 79-82.

Manuscrito recibido el 30 de enero de 2008

Aceptado el manuscrito revisado el 5 de mayo de 2008