

ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y EVOLUCIÓN TECTONOMETAMÓRFICA DEL BASAMENTO DE LAS CUENCAS NEÓGENAS DE VERA Y HUERCAL-OVERA, BÉTICAS ORIENTALES.

G. Booth-Rea¹, J.M. Azañón², J.M. Martínez-Martínez², O. Vidal³ y V. García-Dueñas²

¹GEOMAR, Wischhofstrasse 1-3, D-24148 Kiel, Alemania.

²Departamento de Geodinámica e Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, 18071 Granada.

³Université Joseph Fourier - Maison des Geosciences, 1381 Rue de la Piscine, 38041 Grenoble, Francia.

Resumen: El basamento de las cuencas neógenas de Vera y Huerca Overa está formado por rocas del Dominio Cortical de Alborán (DCA) que representa un terreno autóctono superpuesto al paleomargen Sudibérico durante el Mioceno Inferior en relación con la formación del Arco de Gibraltar. El DCA está formado en orden ascendente por tres complejos metamórficos, el Nevado-Filábride, Alpujarride y Maláguide. El complejo Alpujarride en el área estudiada incluye tres unidades tectónicas apiladas. De muro a techo de la secuencia estructural, estas unidades son Almagro, Almanzora y Variegato. Las formaciones metapelíticas de estas unidades muestran diferencias significativas tanto en el desarrollo de estructuras penetrativas como en sus respectivas trayectorias metamórficas P-T. La Unidad de Almagro registra un metamorfismo de baja-P/baja-T (300 °C y 3-4 kbar), muestra un clivaje pizarroso y localmente dos juegos de clivajes de plano axial espaciados. Sin embargo, las unidades suprayacentes muestran dos fábricas metamórficas penetrativas diferenciadas y un clivaje de plano axial espaciado. En los esquistos de grano fino de estas unidades se conserva una foliación relictiva (S_s) preservada en dominios lenticulares de un clivaje de crenulación (S_{cc}) que creció durante un evento metamórfico de alta-P/baja-T (pico bórico a 300 °C y 12 kbar en la Unidad de Almanzora y a 400 °C y 11 kbar en los esquistos de la Unidad de Variegato). El clivaje de crenulación S_{cc} creció en la Unidad de Almanzora tras un calentamiento isobárico hasta alcanzar 475 °C a 5 kbar y registró una descompresión isotérmica inicial (475 °C a 3 kbar) seguida de descompresión y enfriamiento hasta 300 °C a 2 kbar. El clivaje S_{cc} en esquistos grafitosos a la base de la Unidad de Variegato se desarrolló durante una descompresión prácticamente isotérmica entre 500 °C a 8 kbar y 525 °C a 2 kbar. En los esquistos grafitosos de Variegato al clivaje S_{cc} se superpone un clivaje espaciado, plano axial de pliegues asimétricos con vergencia norte, definido por moscovita, clorita y porfiroblastos de andalucita; asociación mineral equilibrada a 450-460 °C y 2 kbar. La superposición de unidades más metamórficas sobre otras menos metamórficas se produjo en relación con los pliegues asimétricos de vergencia norte y cabalgamientos dúctil-frágiles asociados; uno de ellos localmente preservado definiendo el contacto entre las unidades de Almagro y Almanzora. Esta pila de unidades tectónicas fue adelgazada posteriormente por dos sistemas extensionales, activos consecutivamente, con transporte hacia el norte y hacia el SO respectivamente, que resultaron en la formación de la Cuenca Miocena de Alborán. Finalmente, estas rocas han sido exhumadas hasta la superficie en el núcleo de antiformentes de orientación E-O formados durante el Tortonense Superior-Cuaternario, en relación con los cuales se produjo la individualización de las cuencas de Vera y Huerca Overa.

Palabras clave: Análisis estructural, Termobarometría de equilibrios locales, Trayectorias metamórficas P/T, Complejo Alpujarride, Béticas Orientales.

Abstract: The basement of the Vera and Huerca Overa basins (southeastern Betics) is formed by rocks of the Alboran Crustal Domain; a terrain which collided with the South-Iberian and Maghrebian continental margins in the Lower Miocene, resulting in the formation of the Gibraltar Arc mountain chain. The Alpujarride complex which occupies an intermediate structural position within the Alboran Domain, above the Nevado-Filábride and below the Maláguide complexes, includes at least three tectonic units in the southeastern Betics. From bottom to top in the structural sequence, these units are Almagro, Almanzora and Variegato. The metapelitic rocks of these units show significant differences in their tectonic fabrics and in their P-T metamorphic paths. The lower Almagro unit underwent low-P/low-T metamorphism (300 °C and 3-4 kbar) and its metapelites are slates with no differentiated metamorphic fabric, which show two sets of spaced axial-plane cleavages. The intermediate Almanzora unit has two differentiated metamorphic fabrics. The oldest foliation (S_s) preserved in quartz-rich domains of a crenulation cleavage (S_{cc}) grew during high-P/low-T metamorphism (between 300 °C/12 kbar and 350 °C/6 kbar). The S_{cc} cleavage developed after an isobaric heating to 475 °C at 5 kbar and registers an initial isothermal decompression to 475 °C at 3 kbar followed by cooling to 300 °C at 2 kbar. A brittle spaced cleavage axial plane to N-vergent asymmetric folds cuts the S_{cc} fabric.

At the top of the Alpujarride tectonic pile the Variegato unit, includes up to three imbrications formed from top to bottom by garnet schists, fine-grained schists and Triassic carbonates. The main S_{cc} foliation in the garnet schists grew during a nearly isothermal decompression between 500 °C at 8 kbar and

525 °C at 2 kbar. In the Variegato dark schists, the spaced crenulation cleavage associated to N-vergent folds is defined by muscovite and chlorite lepidoblasts and is overprinted by the growth of andalousite porphyroblasts. This assemblage equilibrated at 450-460 °C at 2 kbar.

The Variegato fine-grained schists include a high-P/low-T Mg-carpholite-bearing assemblage, within pre-S_{cc} quartz veins equilibrated at 8-10 kbar and approximately 400 °C. Furthermore, a chlorite + phengite + quartz assemblage defining the S_c relic foliation in lenticular domains of the S_{cc} cleavage shows local equilibria at 11 to 9 kbar at 400 °C.

The superposition of these units was related with N-directed compressional brittle-ductile shear zones and associated N-vergent asymmetric folds, which were active at a late stage of the metamorphic evolution after coaxial ductile flattening of the Variegato and Almanzora units. The thrust pile that resulted from this late compressional event was later thinned by two consecutive brittle extensional systems with northward and southwestward tectonic transport. Finally, these metamorphic rocks were exhumed to the surface in the core of E-W oriented anticlinal ridges, which developed during the Upper Neogene and the Quaternary. Folding and strike-slip faulting of the Miocene Alboran basin produced the present basin and range morphology of the southeastern Betics, which is characterised by the formation of isolated sedimentary basins in the synclines.

Key words: Structural Analysis, Local-equilibria thermobarometry, Metamorphic P-T paths, Alpujarride Complex, Eastern Betics.

Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Martínez-Martínez, J.M., Vidal, O. y García-Dueñas, V. (2003): Análisis estructural y evolución tectonometamórfica del basamento de las cuencas neógenas de Vera y Huerca-Overa, Béticas orientales. *Rev. Soc. Geol. España*, 16(3-4): 195-211

Los procesos tectónicos responsables de la exhumación de las rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura (AP/BT) que constituyen el basamento de las cuencas retroarco terciarias en el entorno del Mediterráneo occidental han sido objeto de un gran debate, particularmente en la última década (p. ej. Malinverno y Ryan, 1986; Platt y Vissers, 1989; García-Dueñas *et al.*, 1992; Royden, 1993; Vissers *et al.*, 1995; Avigad *et al.*, 1997; Azañón *et al.*, 1997; Balanyá *et al.*, 1997; Platt, 1998; Lonergan y White, 1997; Jolivet *et al.*, 1999; Faccenna *et al.*, 2001; Platt *et al.*, 2003a). Este es el caso del Dominio Cortical de Alborán (DCA, Balanyá y García-Dueñas, 1987) el cual forma el basamento de la cuenca Miocena de Alborán que emergió parcialmente a partir del Mioceno Superior. Este dominio está constituido por varios complejos metamórficos que han registrado una deformación y metamorfismo Alpinos polifásicos (Priem *et al.*, 1979; Monié *et al.*, 1991b; de Jong *et al.*, 1992; Zeck *et al.*, 1992; Monié *et al.*, 1994; Sosson *et al.*, 1998; Platt y Whitehouse, 1999; Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000; Platt *et al.*, 2003a), que apilados en orden ascendente son los complejos Nevado-Filábride, Alpujarride y Maláguide (Fig. 1). Los dos complejos inferiores incluyen metabasitas y metapelitas metamorizadas en facies de esquistos azules y eclogitas (p. ej. Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Morten *et al.*, 1987; Bakker *et al.*, 1989; Goffé *et al.*, 1989; Tubía y Ibarra, 1991; Azañón y Goffé, 1997; Azañón *et al.*, 1997; Azañón y Crespo-Blanc; Puga *et al.*, 2000; Booth-Rea *et al.*, 2002b).

Los diversos modelos tectónicos propuestos para explicar la exhumación de las rocas de AP/BT que constituyen el Dominio Cortical de Alborán, se agrupan fundamentalmente en dos tipos:

1) Modelos que consideran un único evento de colisión continental seguido de una extensión post-orogé-

nica relacionada con diversos procesos orogénicos, tales como la erosión térmica de la litosfera (Platt y Vissers, 1989; Platt *et al.*, 2003a), el retroceso de la litosfera oceánica que subduce (Royden, 1993; Lonergan y White, 1997; Calvert *et al.*, 2000; Gutscher *et al.*, 2002) o la delaminación litosférica (Seber *et al.*, 1996).

2) Modelos más complejos que sugieren la existencia de un segundo evento compresivo antes de la definitiva exhumación post-orogénica de las rocas de AP/BT, ya sea en un contexto de un prisma de acreción con convergencia continuada (Avigad *et al.*, 1997) o mediante la alternancia de eventos compresionales y extensionales, incluyendo una reestructuración compresiva tardi-metamórfica severa de la pila de unidades (De Jong, 1991; Balanyá *et al.*, 1993; Azañón *et al.*, 1996 y 1997; Balanyá *et al.*, 1997 y 1998; Azañón y Crespo-Blanc, 2000).

Para poder evaluar la validez de estos modelos tectónicos resulta fundamental el conocer las relaciones estructurales entre las diferentes unidades superpuestas que constituyen el DCA, así como su evolución tectonometamórfica individual.

En la actualidad existe una gran cantidad de datos de la evolución tectonometamórfica de las unidades del DCA y del significado tectónico de las zonas de cizalla dúctiles y frágiles que limitan estructuralmente a dichas unidades, especialmente en las Béticas occidentales y centrales. Sin embargo, en las Béticas orientales gran parte de las rocas que afloran son metapelitas de bajo grado cuyas trayectorias metamórficas son aún relativamente poco conocidas (Bakker *et al.*, 1989; De Jong, 1991; Sánchez-Vizcaino *et al.*, 1991; Vissers *et al.*, 1995).

El presente trabajo constituye un detallado estudio microestructural y metamórfico de las asociaciones minerales presentes en las metapelitas del complejo Alpu-

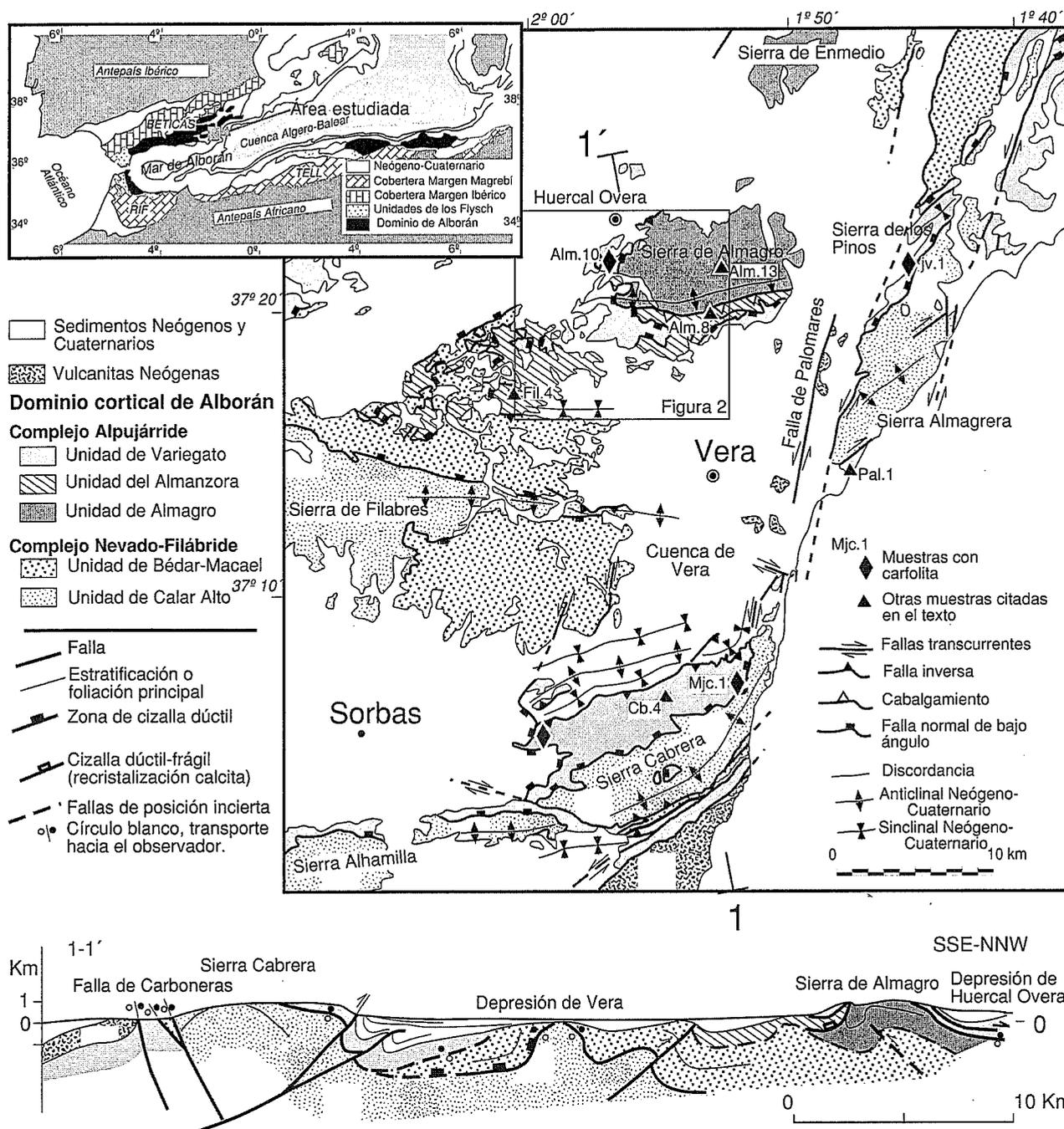


Figura 1.- Esquema general del Mediterráneo occidental con la localización del área estudiada. Mapa esquemático de la estructura y geología del sureste de las Cordilleras Béticas, incluyendo un corte geológico esquemático del área.

jarride aflorantes en las sierras de Almagro, Cabrera y Almagrera, que constituyen el basamento de las cuencas neógenas de Vera y Huercal-Overa (Figs. 1 y 2). Las relaciones entre la blastesis metamórfica y la deformación deducidas a partir de observaciones a la escala de láminas delgadas se han correlacionado geométricamente con las estructuras presentes a meso y macro escala. Las trayectorias metamórficas P-T de estas metapelitas se han determinado a partir de la obtención de datos químico-composicionales de las asociaciones minerales clorita-mica blanca-cuarzo ± granatè ± plagioclasa y el cálculo del equilibrio utilizando técnicas termobarométricas recientes (Vidal y Parra, 2000; Parra et

al., 2002). Con estos datos se discute sobre la validez de los modelos tectónicos previamente mencionados.

Marco Geológico

La fisiografía de la región suroriental de las Béticas está determinada por la presencia de cuencas y sierras (Fig. 1) cuya orientación y geometría responde fundamentalmente a la existencia de pliegues anticlinales y sinclinales de longitud de onda kilométrica cuyas charnelas presentan una dirección entre E/O y ENE/OSO (Weijermars et al., 1985; García-Dueñas et al., 1986; Martínez-Martínez et al., 1995, 2002; Booth-Rea et al.,

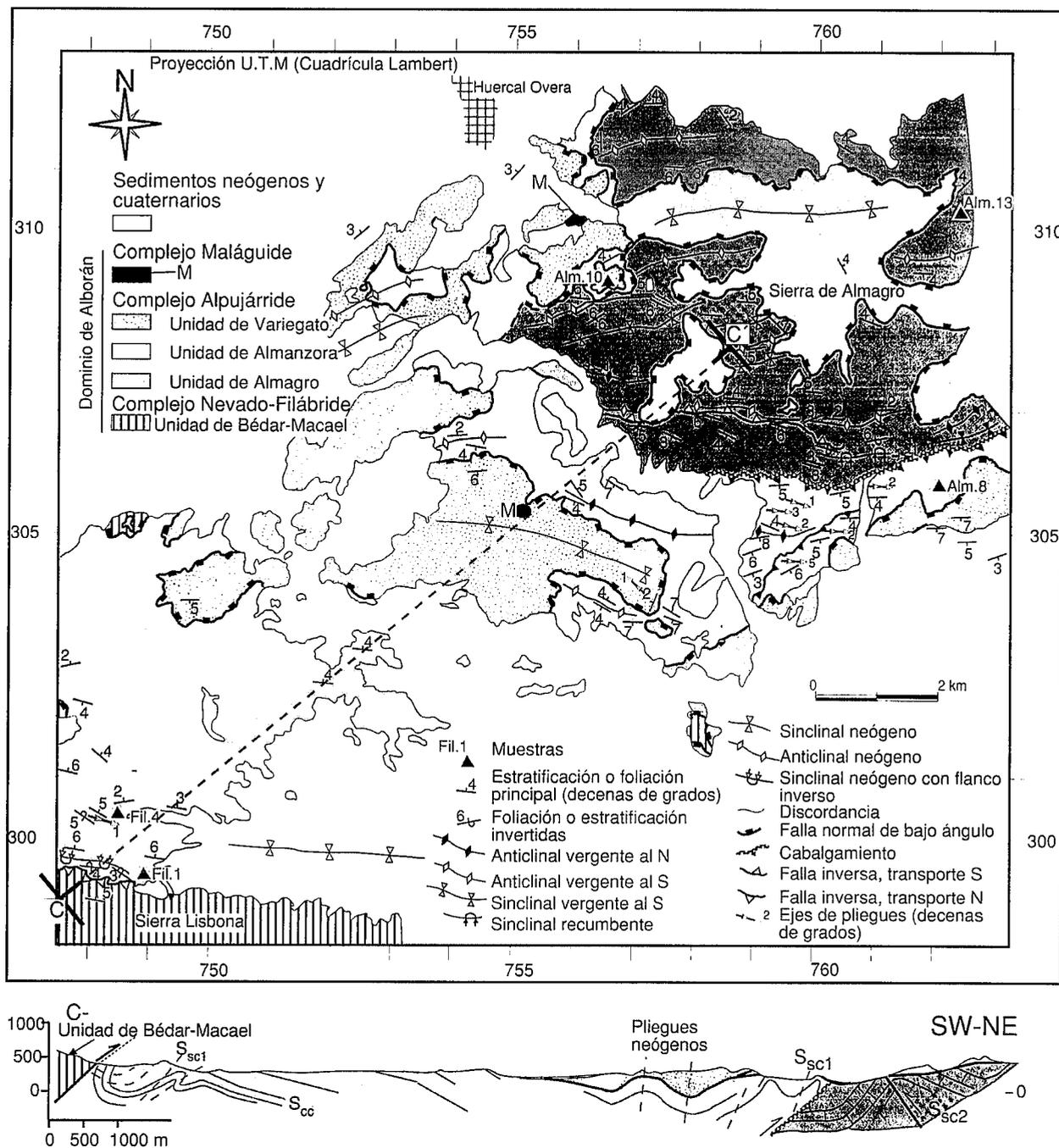


Figura 2.- Esquema tectónico del anticlinorio de la Sierra de Almagro (ver localización en el cuadro de la Fig. 1) y corte geológico NE-SO desde el borde norte de la Sierra de Filabres (Sierra Lisbón) hasta la Sierra de Almagro.

2002a), y un sistema de fallas de salto en dirección senestras de orientación NE/SO a NNE/SSO (Bousquet y Montenat, 1974; Bousquet, 1979; Silva *et al.*, 2003; Booth-Rea *et al.*, 2003b). En relación con estas estructuras contractivas neógeno-cuaternarias se produjo la emersión del margen septentrional de la Cuenca de Alborán Miocena y la individualización de cuencas de orden menor en áreas subsidentes del núcleo de estructuras sinformales o en zonas transtensivas (Ott d'Estevou y Montenat, 1990; Booth-Rea, 2001; Booth-Rea *et al.*, 2003b), como es el caso de las cuencas de Vera y Huerca-Overa. Las áreas topográficamente más elevadas

están formadas por núcleos anticlinales en los que aflora el basamento de las cuencas, constituido por diversas unidades de los complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide (Simon, 1963; Aldaya *et al.*, 1979; Álvarez, 1987; Bakker *et al.*, 1989; De Jong, 1991; Booth-Rea *et al.*, 2002b). El antiforme que separa a las cuencas de Vera y Huerca-Overa constituye la Sierra de Almagro (Fig. 2). Esta Sierra está constituida fundamentalmente por materiales del complejo Alpujárride, en la que en orden ascendente se han diferenciado tres unidades tectónicas: Almagro, Almazora y Variegato (Simon, 1963; 1987; Booth-Rea, 2001, Fig. 2).

Unidad de Almagro

Esta unidad, definida por Simon (1963), aflora en el núcleo de la Sierra de Almagro y en la Sierra de Enmedio, más al norte (Fig. 2). Está constituida de muro a techo por dos formaciones: una alternancia de cuarcitas y pizarras de al menos 600 m de espesor, de la cual no aflora su base, de edad Triásica Inferior (Sanz de Galdeano y García-Tortosa, 2002) y una formación fundamentalmente meta-evaporítica de unos 600 m de potencia, constituida por yesos y rocas carbonatadas con intercalaciones de metabasitas y localmente pizarras datada como Triásico Medio y Superior (Kozur *et al.*, 1985). El significado tectonoestratigráfico o paleogeográfico de esta unidad ha sido objeto de una gran polémica, con autores que defienden su afinidad con la cobertera mesozoica sur-Ibérica (Kozur *et al.*, 1985; Simon, 1987; Puga y Torres-Roldán, 1989; De Jong, 1991, 1993), frente a otros, que la incluyen en el complejo Alpujarride, donde ocuparía la posición tectónica inferior (Aldaya *et al.*, 1979, Delgado *et al.*, 1981; Sánchez-Vizcaino *et al.*, 1991; Sanz de Galdeano y García-Tortosa, 2002). Sánchez-Vizcaino *et al.* (1991) estimaron las condiciones P-T alcanzadas por las metabasitas de esta unidad, que incluyen anfíboles sódicos ricos en Fe de composición riebeckita. El equilibrio entre estos anfíboles y la clorita indica condiciones de aproximadamente 300 °C y 3-4 kbar, por lo que dedujeron que estas rocas no han sufrido un evento metamórfico de alta presión/baja temperatura.

Unidad de Almanzora

La Unidad de Almanzora (Simon, 1987) aflora en el borde norte del extremo oriental de la Sierra de Filabres y en la Sierra de Almagro (Fig. 2). Esta unidad muestra una litoestratigrafía similar a la Unidad de Almagro, lo que motivó que Sanz de Galdeano y García-Tortosa (2002) las agruparan en una única unidad. La formación meta-evaporítica de Almanzora, de reducido espesor (aprox. 200 m), se encuentra tectónicamente despegada de la formación de cuarcitas y metapelitas infrayacente por una zona de cizalla definida fundamentalmente por yesos con una penetrativa lineación de estiramiento deformados dúctilmente y cataclitas carbonatadas foliadas deformadas frágilmente. La formación de cuarcitas y metapelitas tiene un espesor de unos 2.000 m aproximadamente (corte C-C', Fig. 2). Las metabasitas incluidas en la formación meta-evaporítica muestran asociaciones minerales indicativas de un evento metamórfico en facies de los esquistos azules, con condiciones de equilibrio para el pico bórico de 7 kbar y 400-450 °C (Bakker *et al.*, 1989). Según estos autores, las metabasitas experimentaron posteriormente una descompresión con enfriamiento previa a un calentamiento isobárico hasta los 500 °C a unos 2,5 kbar de presión.

Unidad de Variegato

Definida por Simon (1963), aflora en la Sierra de Almagro y ha sido correlacionada con unidades alpujarrides que afloran en la Sierra Cabrera (Booth-Rea, 2001; Booth-Rea *et al.*, 2002b), en la Sierra de las Estancias (Akkerman *et al.*, 1980) y en la Sierra de los Pinos (Booth-Rea *et al.*, 2002b; ver Fig. 1). Está constituida por al menos tres escamas imbricadas, muy adelgazadas tectónicamente por fallas normales de bajo ángulo, lo que ha ocasionado que su espesor no supere los 250 m (Booth-Rea *et al.*, 2002b). La escama más completa incluye de muro a techo tres formaciones: unos esquistos grafitosos con granate con protolito de edad Paleozoica, unos esquistos de grano fino con asociaciones minerales de AP/BT (Booth-Rea *et al.*, 2002b) con protolito de edad Permo-Triásica, y mármoles Triásicos (Sanz de Galdeano y García-Tortosa, 2002).

Las asociaciones de AP/BT presentes en venas de cuarzo de los esquistos de grano fino están compuestas por carfolita + pirofilita + clorita + cuarzo, los cuales indican condiciones P-T de 350-410 °C y 8-10 kbar (Booth-Rea *et al.*, 2002b). La presencia en los esquistos grafitosos de biotita, granate y, localmente, estaurilita indica temperaturas de unos 500-550 °C según De Jong (1991).

Estructura de la Sierra de Almagro

La estructura de la Sierra de Almagro consiste en un gran antiforme de unos 9 km de longitud de onda, que deforma tanto al basamento pre-neógeno como al relleno sedimentario mioceno de las cuencas de Vera y de Huerca-Overa (corte 1-1', Fig. 1). El levantamiento tectónico de esta sierra se prolongó durante el Plioceno y el Cuaternario produciendo un importante encajamiento del Río Almanzora, que corta al anticlinal de Almagro transversalmente (Stokes y Mather, 2002). En este apartado se describen las estructuras observadas a todas las escalas en las tres unidades tectónicas diferenciadas y las relaciones microestructurales de blastesis-deformación, así como las relaciones entre estas estructuras menores y las estructuras observadas a escala cartográfica.

Estructura de la Unidad de Almagro

La única fábrica penetrativa reconocida en la Unidad de Almagro es una pizarrosidad (S_s) subparalela a la estratificación (S_0), de dirección general ESE/ONO que es también la de los ejes de los pliegues F_{2alm} de generación posterior que la afectan. Este clivaje está definido por la concentración de minerales opacos, por el truncamiento de los bordes de clastos de cuarzo y cloritas que muestran elongación subparalela al clivaje y, localmente, por el crecimiento de filosilicatos en las sombras de presión de los clastos (Fig. 3a). Los planos del clivaje muestran una geometría ligeramente anastomosada que, en general, parecen haberse desarrollado por mecanismos de disolución por presión y escaso crecimiento mineral. No se han observado pliegues asocia-

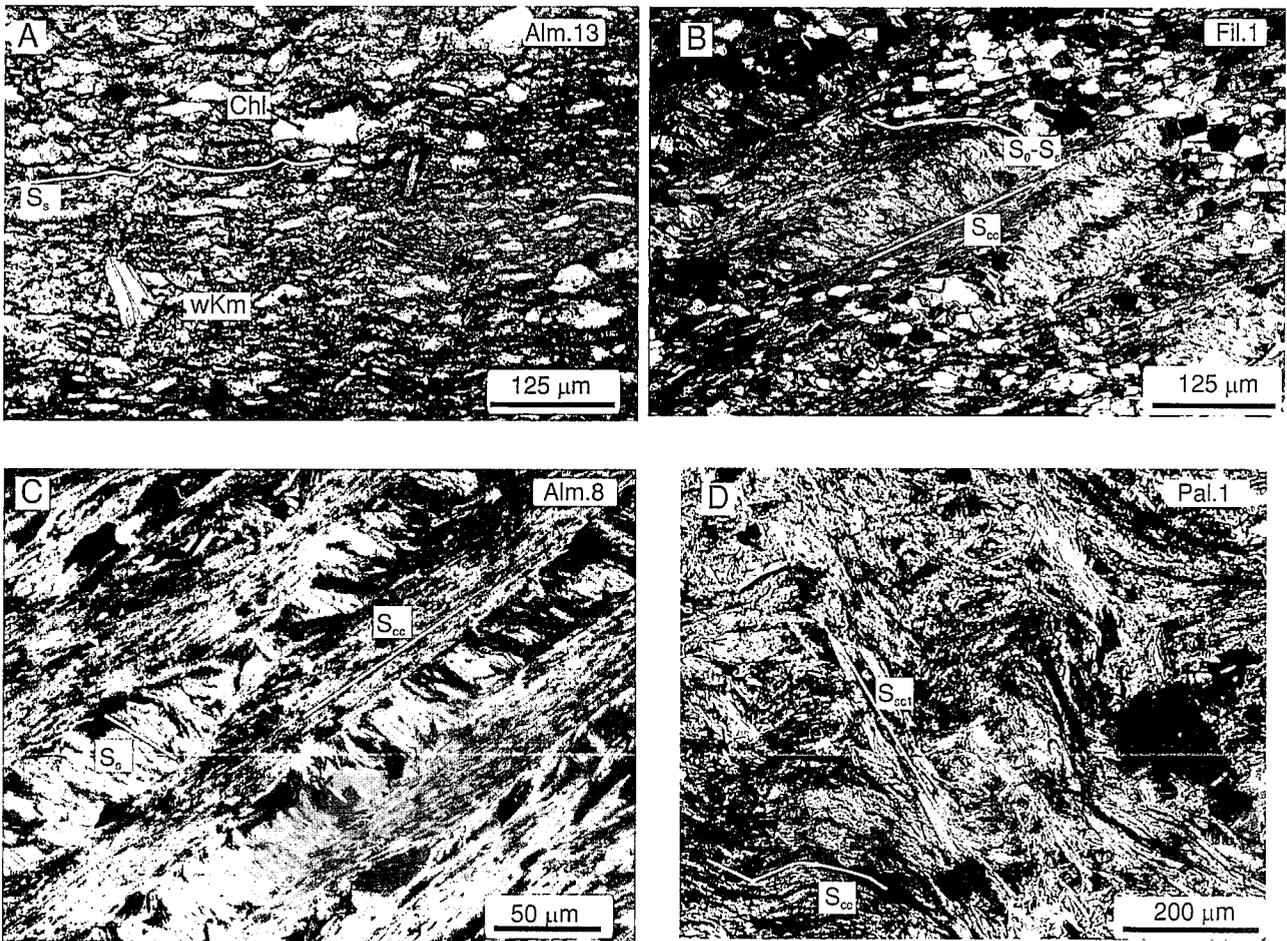


Figura 3.- A) Pizarras de la unidad de Almagro. Obsérvese el clivaje pizarroso (S_s). B) Cuarzo-esquistos de grano fino de la Unidad del Almanzora. Nótese el clivaje de crenulación S_{cc} y la foliación S_s subparalela al bandeado composicional pelítico/cuarzoso. C) Esquistos de grano fino con dos foliaciones bien desarrolladas en la unidad del Almanzora. D) Esquistos grafitosos de la Unidad de Variegato. Nótese el clivaje espaciado S_{sc1} definido por el crecimiento de moscovita.

dos a la pizarrosidad S_s . Asociada a la estratificación S_0 , se conservan multitud de estructuras sedimentarias primarias, tales como bioturbaciones, estructuras “*flaser*”, estratificación cruzada, etc.

En la Unidad de Almagro se han observado dos sistemas de pliegues: (1) pliegues asimétricos de escala hectométrica vergentes al NNE (F_{1alm}), con desarrollo local de un clivaje espaciado en la zona de charnela (S_{sc1}), (2) pliegues ligeramente asimétricos, de vergencia al S-SSO (F_{2alm}), de mayor escala que los anteriores y con una longitud de onda de aproximadamente 1-2 km (Fig. 2). Estos pliegues tienen asociado un clivaje espaciado (S_{sc2}), que es ubicuo en la Sierra de Almagro y especialmente penetrativo en los flancos inversos de los pliegues, que localmente se encuentran cortados por fallas inversas. Pliegues similares a los F_{2alm} han sido descritos en otras áreas de las Béticas orientales, como en la Sierra de las Estancias (Akkerman *et al.*, 1980) y, en las sierras de Enmedio y Carrascoy al nordeste del área estudiada (Kampschuur *et al.*, 1973).

Estructura de la Unidad de Almanzora

La formación inferior de cuarcitas y metapelitas de la Unidad de Almanzora presenta dos fábricas penetra-

tivas definidas por el crecimiento de filosilicatos. La fábrica más antigua (S_s) consiste en un bandeado composicional, definido por la alternancia de niveles alternativamente ricos en mica blanca (fengita) + clorita y cuarzo + rutilo (Figs. 3b y c). Esta foliación se encuentra microplegada en relación al desarrollo de un clivaje de crenulación (S_{cc}). En las metapelitas más ricas en filosilicatos el clivaje de crenulación constituye la foliación principal (Fig. 3c), que está definida por la paragénesis: mica blanca + cuarzo \pm albita \pm clorita \pm ilmenita \pm turmalina \pm epidota.

Además de las fábricas dúctiles S_c y S_{cc} , se observa un clivaje espaciado (S_{sc1}) asociado a un sistema de pliegues asimétricos vergentes hacia el norte (Fig. 4a). La Unidad de Almanzora aflorante representa el flanco normal de uno de estos pliegues vergentes hacia el norte, en la que la zona de charnela anticlinal se localiza sobre el contacto con la Unidad de Almagro (Sanz de Galdeano y García-Tortosa, 2002; corte C-C', Fig. 2). En el borde norte de la Sierra de Filabres, este flanco normal se encuentra invertido por un pliegue más reciente relacionado con una falla inversa que sitúa al complejo Nevado-Filabride sobre la Unidad de Almanzora (corte C-C', Fig. 2, y Booth-Rea, 2001). El contacto entre las unidades de Almanzora y Almagro está

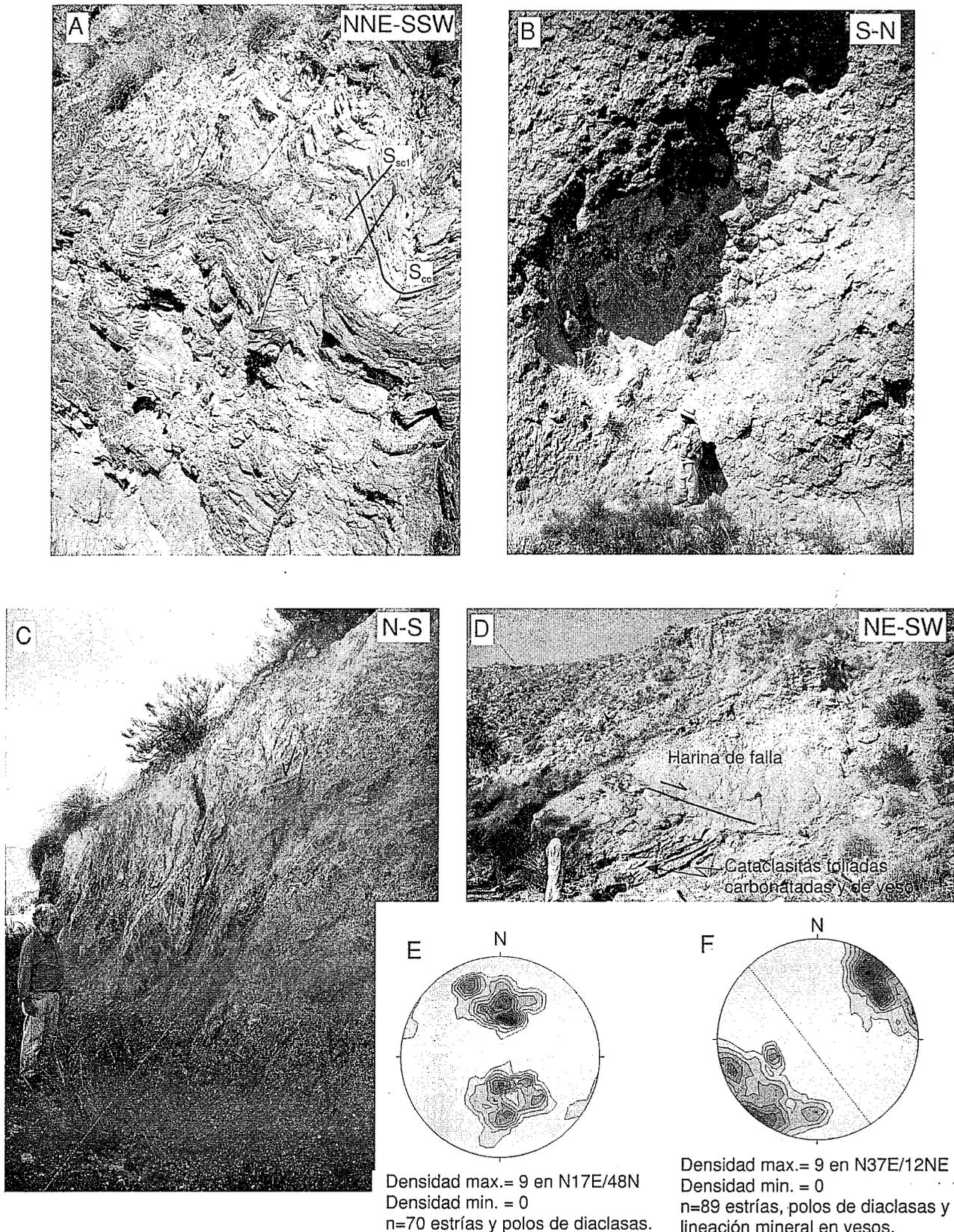


Figura 4.- A) Clivaje espaciado S_{sc1} en metapelitas de la Unidad de Almazora, ligeramente plegado por anticlinal neógeno, de modo que buza hacia el norte, aunque muestra vergencia norte según indica su relación angular con el clivaje S_{cc} . B) Brechas y milonitas de yeso en el cabalgamiento entre las unidades de Almagro y Almazora. Nótese pliegue asimétrico vergente al norte. C) Esquistos de grano fino de Variegato cataclastizados y cortados por superficies de cizalla extensionales con transporte hacia el norte. Estructuras plegadas, aflorantes en el flanco norte del anticlinal de Almagro, por lo que buzan fuertemente al norte. D) Falla normal con transporte hacia el O-SO que corta fuera de secuencia a un despegue definido por cataclasitas foliadas de yeso y carbonatadas con la misma cinemática y basculado hacia el NE. E) Contornos de densidad de la orientación de estrías y polos de diaclasas asociados a las fallas normales con extensión N-S, plegadas. F) Contornos de densidad de la orientación de estrías, lineación mineral y polos de diaclasas asociados al sistema extensional SO-NE. Representaciones estereográficas en el hemisferio inferior de diagramas equiangulares.

jalonado por milonitas carbonatadas y meta-evaporitas cizalladas (Fig. 4b). Estas milonitas contienen clastos de metadolomías y metapelitas fracturados frágilmente, con sombras de presión de calcita. La elongación de los clastos inmersos en la matriz milonítica establece un estiramiento de dirección N-S, consistente con la orientación de fibras de calcita en las sombras de presión.

Estructura de la Unidad de Variegato

La Unidad de Variegato se caracteriza por estar extremadamente adelgazada y cataclastizada, constituyendo en gran parte un conjunto de brechas y harinas de falla separadas por fallas normales de bajo ángulo. Los esquistos de grano fino de Variegato muestran dos fábricas dúctiles, al igual que la Unidad de Almanzora. Sin embargo, el clivaje de crenulación S_{cc} es en esta unidad más penetrativo que en la infrayacente. La esquistosidad S_s sólo se conserva como relictas en los esquistos más ricos en cuarzo, en el interior de los dominios lenticulares del clivaje de crenulación. Asociada al clivaje S_{cc} se observa una asociación mineral compuesta por moscovita + cuarzo \pm clorita \pm ilmenita \pm turmalina. La foliación S_c relictas está definida por lepidoblastos de moscovita \pm clorita y agregados de cuarzo. En algunas venas de cuarzo pre- S_{cc} se conserva una asociación de AP/BT compuesta por carfolita + pirofilita + cuarzo + clorita.

En los esquistos grafitosos de la formación basal no se ha observado la foliación S_c relictas, estando la foliación principal S_{cc} definida por la asociación moscovita + cuarzo + grafito \pm biotita \pm clorita \pm andalucita \pm albita \pm granate. El granate presenta sombras de presión que establecen un carácter pre- o sin- S_{cc} , sin que se haya observado como inclusiones la foliación S_c relictas. Los granates que carecen de sombras de presión presentan texturas con bordes rectos poligonales, los cuales sugieren un crecimiento en equilibrio con los minerales que constituyen la foliación S_{cc} . Frecuentemente, a los esquistos se superponen superficies de cizalla extensionales en cuyos planos ha crecido moscovita y clorita.

En ambas formaciones esquistosas la foliación principal S_{cc} se encuentra plegada por pliegues asimétricos de vergencia nordeste. En los esquistos de grano fino no se observa crecimiento mineral asociado al clivaje espaciado (S_{sc1}) de estos pliegues, sin embargo, en los esquistos grafitosos, este clivaje resulta localmente penetrativo y está definido por el crecimiento de moscovita (Fig. 3d).

Cálculo del equilibrio termodinámico

El cálculo de las condiciones metamórficas de equilibrio experimentadas por una roca en un punto de su evolución P-T es más preciso cuando se aumenta el número de términos extremos de una solución sólida (TE) utilizados para describir la variabilidad composicional

de las fases presentes en una paragénesis mineral. De este modo, el número de reacciones independientes (RI) que se pueden calcular en un sistema con C componentes independientes viene dado por la ecuación $RI=TE-C$. Conocidas las propiedades termodinámicas de los términos extremos y los modelos de solución sólida para cada fase mineral, en el equilibrio termodinámico, todas las reacciones independientes interceptarán idealmente en un punto en el espacio P-T. Ésta es la base del método termobarométrico de multiequilibrio propuesto por Berman (1991), en el que la obtención de intersecciones entre todas las reacciones linealmente independientes en un punto confirma la suposición previa del equilibrio entre las fases. Mediante esta técnica se pueden determinar puntos de equilibrio P-T más precisos que en la termobarometría clásica, en la que utilizando un miembro extremo por mineral se determina un campo P-T (p. ej. Vidal y Parra, 2000; Vidal *et al.*, 2001; Trotet *et al.*, 2001). Por ejemplo, las condiciones P-T para la asociación fengita + clorita + cuarzo encontrada en las metapelitas de las unidades de Variegato y de Almanzora pueden ser calculadas utilizando los siguientes 8 términos extremos: agua, cuarzo, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, sudoita y clinocloro en el sistema KMASH de cinco componentes (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , K_2O , H_2O). Con todos los términos extremos se pueden calcular 14 reacciones, tres de las cuales son independientes, que definen buenas intersecciones en puntos P-T (Fig. 5a). Los resultados se obtuvieron utilizando el programa TWEEQU 1.02 de Berman (1991) y su base de datos asociada JUN92, ampliada con las propiedades termodinámicas de los términos extremos Mg-amesita, Mg-sudoita y Mg-celadonita junto a los modelos de solución sólida para micas y cloritas propuestas por Vidal *et al.* (1999), Vidal y Parra (2000) y Vidal *et al.* (2001).

Errores en los cálculos

Idealmente todas las reacciones deberían de interceptar en un único punto. Sin embargo, en la práctica siempre se obtiene una dispersión en la intersección que resulta de errores diversos relacionados con: (a) deficiencias en las propiedades termodinámicas de los términos extremos y de los modelos de solución sólida utilizados; (b) las composiciones de fases analizadas no corresponde a un equilibrio termodinámico perfecto; y (c) errores analíticos procedentes de la microsonda. La magnitud de la dispersión en la intersección, en relación con los errores analíticos y a las propiedades termodinámicas, ha sido discutida por Parra *et al.* (2001), Vidal *et al.* (2001) y Trotet *et al.* (2001). Siguiendo a estos autores, la varianza en la temperatura (σT) y la presión (σP) se calcula con el programa INTERSX (Berman, 1991). Si se obtiene una $\sigma P > 800$ bar ó $\sigma T > 25$ °C, se considera que las composiciones minerales utilizadas no se corresponden a un equilibrio y, por tanto, se desechan las estimaciones termobarométricas de P y T.

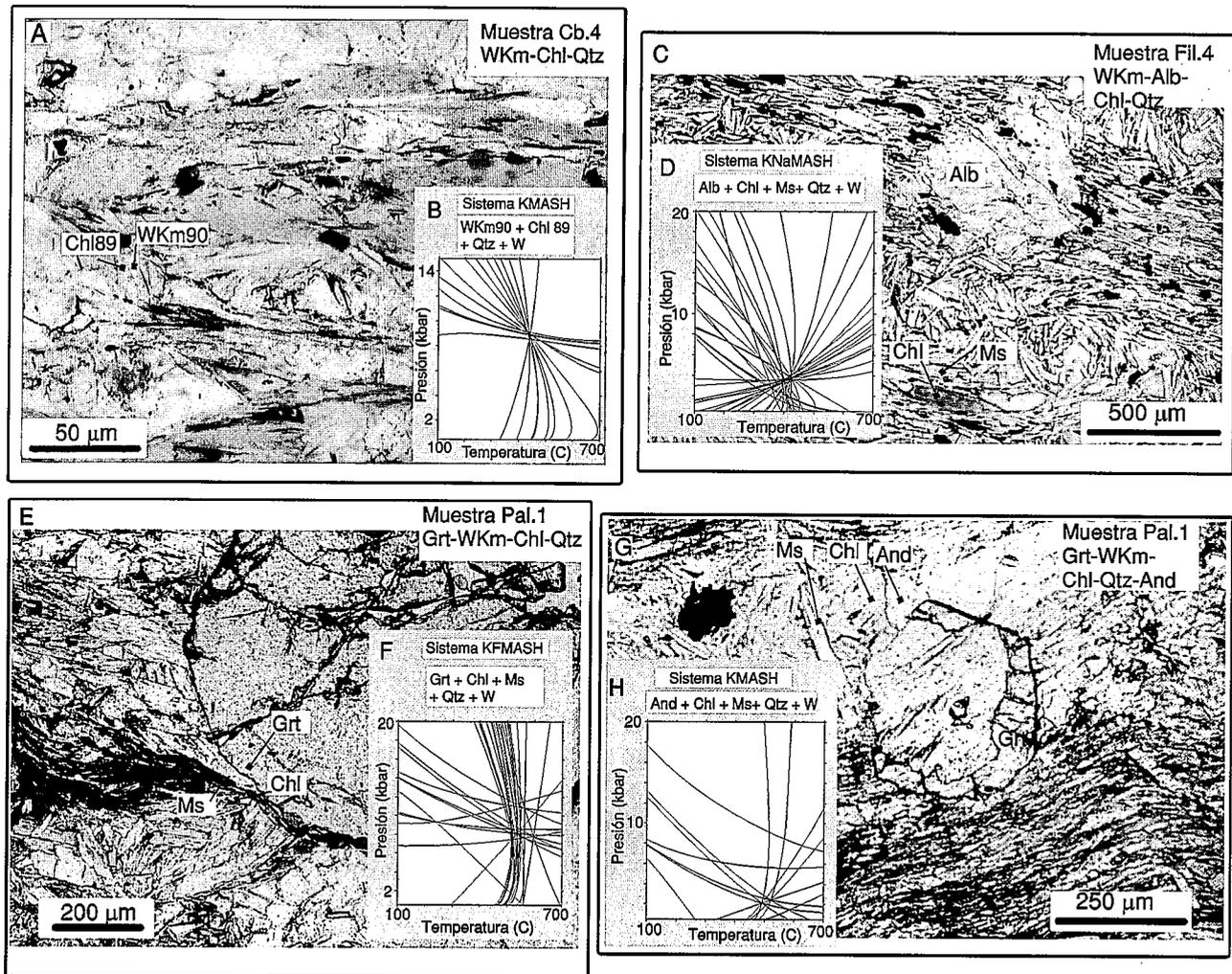


Figura 5.- A) Ejemplo de la paragénesis fengita (wKm90) + clorita (Chl89) + cuarzo en una muestra de esquistos de grano fino de la Unidad de Variegato. B) Diagrama P-T obtenido con el software TWEEQU a partir de la composición de las fases presentes en A). C) Paragénesis albita+moscovita+clorita+cuarzo definiendo la foliación principal (S_{cc}) en la muestra Fil.4 de la Unidad del Almanzora. D) Resultado TWEEQU para la paragénesis anterior. E) Paragénesis de granate + moscovita + clorita + cuarzo en esquistos grafitosos de la Unidad de Variegato. F) Diagrama TWEEQU para la paragénesis anterior. G) Paragénesis andalucita + clorita + moscovita en esquistos grafitosos de la Unidad de Variegato. H) Resultado TWEEQU para la paragénesis anterior.

Química mineral

Para la realización de los cálculos termobarométricos con TWEEQU, se obtuvieron datos químico-composicionales de las fases minerales de interés en cada roca, realizándose unos 100 análisis por muestra. Los datos analíticos se obtuvieron con una microsonda electrónica Camebax de la Universidad París VI, utilizando como condiciones analíticas 15 kV y 10 nA, junto a la rutina de corrección PAP. Los patrones utilizados fueron: Fe_2O_3 (Fe), $MnTiO_3$ (Mn, Ti), dióxido (Mg, Si), CaF_2 (F), ortoclasa (Al, K), anortita (Ca) y albita (Na). Las fórmulas estructurales fueron calculadas sobre una base de 14 oxígenos para la clorita (anhidra), 11 oxígenos para la mica y 12 oxígenos para el granate. La Tabla I incluye las composiciones minerales representativas utilizadas en los cálculos con TWEEQU.

Clorita. Las cloritas analizadas muestran variaciones composicionales en su contenido en Si, así como en la suma de cationes octaédricos y en la fracción molar de Mg. Según Vidal y Parra (2000), Vidal *et al.* (2001) y

Trotet *et al.* (2001), estas variaciones pueden explicarse en términos de las siguientes sustituciones: el intercambio $FeMg_{-1}$ entre los miembros extremos dafnita ($Fe^{2+}_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$) y clinocloro ($Mg_5AlSi_3O_{10}(OH)_8$); la sustitución tschermak ($Al_2R^{2+}_{-1}Si_{-1}$; TK) entre clinocloro/dafnita y amesita ($(Fe,Mg)_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$); y la sustitución di-trioctaédrica ($Al_2R^{2+}_{-3}$; DT) entre dafnita/clinocloro y sudoita ($(Fe,Mg)_2Al_4Si_3O_{10}(OH)_8$). La extensión de estas sustituciones depende de las condiciones termodinámicas, de la composición química global y de la asociación mineral (Jenkins y Chernosky, 1986; McPhail *et al.*, 1990; Decaritat *et al.*, 1993; Massonne y Szpurka, 1997; Leoni *et al.*, 1998; Holland *et al.*, 1998; Vidal y Parra, 2000). Un descenso en la temperatura implica en la clorita una disminución del contenido en amesita y un aumento del de sudoita (Cathelineau y Nieva, 1985; Hillier y Velde, 1991; Vidal y Parra, 2000). Un descenso en la presión produce la disminución de Si y de (Fe + Mg), a favor de un incremento en Al^{IV} , Al^{VI} y de vacancias en la fórmula estructural (Leoni *et al.*, 1998; Vidal y Parra, 2000; Vidal *et al.*, 2001).

Mica blanca	Mica blanca	Mica blanca	Mica blanca	Mica blanca	Mica blanca	Mica blanca	Mica blanca	Mica blanca	Mica blanca	clorita	clorita	clorita	clorita	clorita	clorita	clorita	clorita	clorita	granate borde	granate núcleo
Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora	Almanzora
Alm.8 42d	Alm.8 69	Fil.1 ms13fil	Fil.1 53	Fil.4 wkm19	Fil.4 wkm4	Cb.4 69b	Cb.4 66b	Pall1a chl18	Alm.8 45d	Alm.8 66	Fil.1 chl10fil	Fil.1 52	Fil.4 chl21	Fil.4 chl4	Cb.4 67b	Cb.4 65b	pall1nc chl16	pall1a grt4	pall1a grt5	
49,80	50,28	48,72	49,45	49,62	47,10	52,70	49,87	48,30	28,78	28,32	27,16	28,28	27,11	25,87	27,91	28,21	23,09	36,279	35,744	
0,16	0,16	0,34	0,35	0,25	0,36	0,22	0,22	0,17	0,04	0,04	0,07	0,13	0,12	0,08	0,01	0,03	0,07	0,042	0,037	
27,84	28,16	29,47	27,57	29,23	31,05	30,13	29,50	32,23	21,70	20,95	21,86	22,17	21,74	21,07	21,32	21,36	23,29	21,129	21,017	
1,92	1,86	3,93	4,18	4,11	4,25	4,33	4,13	1,29	9,43	10,19	18,96	18,96	23,24	23,76	10,99	11,05	31,12	36,624	34,955	
0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,08	0,15	0,02	0,08	0,16	0,19	0,09	2,344	2,458	
3,16	3,14	2,17	2,01	1,77	1,52	2,45	2,22	1,13	26,20	25,79	19,35	17,79	15,26	16,37	24,47	25,17	9,58	1,355	1,123	
0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	2,173	3,998	
0,53	0,38	0,43	0,41	0,69	0,77	0,28	0,30	1,02	0,02	0,00	0,03	0,05	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,008	0,003	
10,21	9,13	10,69	9,71	10,45	10,24	7,93	8,00	7,68	0,04	0,03	0,06	0,72	0,71	0,05	0,13	0,03	0,02	0,017	0,012	
93,84	93,18	95,78	93,68	96,12	95,31	98,11	94,24	91,86	86,26	85,43	87,99	88,25	88,24	87,28	85,03	86,06	87,27	99,97	99,35	
3,373	3,392	3,271	3,373	3,314	3,183	3,377	3,337	3,269	2,818	2,815	2,750	2,849	2,800	2,714	2,802	2,797	2,528	2,962	2,938	
0,008	0,008	0,017	0,018	0,012	0,018	0,011	0,011	0,009	0,003	0,003	0,005	0,010	0,009	0,006	0,001	0,002	0,005	0,003	0,002	
2,222	2,239	2,332	2,217	2,301	2,473	2,276	2,327	2,570	2,505	2,455	2,608	2,633	2,647	2,604	2,523	2,497	3,005	2,033	2,036	
0,619	0,600	0,712	0,609	0,673	0,798	0,612	0,652	0,722	1,179	1,182	1,245	1,141	1,191	1,280	1,198	1,201	1,466			
1,604	1,639	1,620	1,608	1,627	1,675	1,663	1,675	1,848	1,325	1,273	1,363	1,491	1,456	1,324	1,325	1,295	1,539			
0,109	0,105	0,221	0,238	0,230	0,240	0,232	0,231	0,073	0,772	0,848	1,642	1,597	2,008	2,084	0,923	0,917	2,849	2,500	2,402	
0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,007	0,007	0,013	0,002	0,007	0,014	0,016	0,008	0,162	0,171	
0,319	0,316	0,217	0,204	0,177	0,153	0,234	0,222	0,114	3,825	3,823	2,921	2,672	2,350	2,559	3,661	3,721	1,564	0,165	0,138	
0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,000	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,004	0,002	0,000	0,190	0,352	
0,070	0,050	0,056	0,054	0,090	0,100	0,035	0,039	0,133	0,004	0,000	0,006	0,010	0,009	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,000	
0,882	0,785	0,915	0,845	0,890	0,883	0,648	0,683	0,663	0,005	0,004	0,007	0,093	0,094	0,007	0,016	0,004	0,003	0,002	0,001	

Tabla I.- Composiciones representativas de los minerales analizados y utilizados para los cálculos con TWEEQU (Berman, 1991).

La composición de las cloritas analizadas en este trabajo ha sido proyectada en función de la fracción molar de sus tres términos extremos clinocloro (Fe/Mg), amesita (Fe/Mg) y sudoita (Fe/Mg) en los diagramas triangulares de las Figs. 6a (Unidad de Almagro), 6c (Unidad de Almanzora) y 6e (Unidad de Variegato). Las cloritas en las pizarras de Almagro son ricas en clinocloro (55-70 %) y su composición se proyecta sobre una línea paralela a la sustitución di-trioctaédrica, con un contenido variable en sudoita (10-30%) (Fig. 6a). En la Unidad de Almanzora las cloritas presentan una mayor variabilidad composicional. Las cloritas que definen la foliación relicta S_s muestran un elevado contenido en clinocloro (65-70 %) y son pobres en sudoita (<20 %) (Fig. 6c). Las cloritas del clivaje de crenulación (S_{cc}) muestran un contenido mayor en amesita, de aproximadamente 40 %, y su composición se proyecta en una línea paralela a la sustitución di-trioctaédrica con una variación en el contenido de sudoita entre 0 y 25% (Fig. 6c). Las cloritas que definen la foliación relicta (S_s) en los esquistos de grano fino de Variegato tienen un contenido elevado en clinocloro (70-80%), mientras que la composición de aquellas que definen la foliación principal (S_{cc}) muestra una gran variabilidad a lo largo de la sustitución di-trioctaédrica, con un contenido de sudoita variable entre (5 y 80%) (Fig. 6e).

Fengita. Las fengitas analizadas muestran un variable contenido en Si: 3,04 a 3,51 a.p.f.e. en la Unidad de Almagro; 3,14 a 3,40 a.p.f.e. en la Unidad de Almanzora; 3,10 a 3,37 a.p.f.e. en los esquistos de grano fino y 3,09 a 3,27 a.p.f.e. en los esquistos grafitosos de la Unidad de Variegato. La variación en contenido en Si se interpreta comúnmente en términos de la sustitución "tschermak" entre los términos extremos celadonita y moscovita, que se ve favorecida por un incremento de la presión (Massonne y Schreyer, 1987; Massonne, 1995). Sin embargo, las fengitas muestran también una variación en el contenido catiónico de la intercapa. Deficiencias en la carga de la intercapa (contenido catiónico entre 0,68 y 0,95 en las muestras estudiadas) han sido atribuidas a la sustitución entre pirofilita y mosco-

vita ($K^{xii}_{-1}Al^{iv}_{-1}Si^{iv}$ vacancia^{xiii}), la cual depende de la temperatura (Leoni *et al.*, 1998; Vidal y Parra, 2000; Agard *et al.*, 2001; Trotet *et al.*, 2001).

Las fengitas en la Unidad de Almagro muestran una gran variabilidad composicional, desde micas con una gran deficiencia catiónica en la intercapa, con composiciones de tipo illita (35-47 % pirofilita), hasta micas con un 90% del miembro moscovita/paragonita. Además, algunas micas analizadas muestran un elevado contenido en celadonita (20-30 %, Fig. 6b). La variabilidad composicional de estas micas es difícil de interpretar, dado que su crecimiento no está asociado a ninguna fábrica metamórfica. Las micas de los esquistos de grano fino de la Unidad de Almanzora muestran también una variabilidad composicional, que se relaciona con la diferente ubicación textural de las micas analizadas. En la muestra Alm.8 las micas que definen la foliación relicta S_s presentan relaciones texturales de equilibrio con la clorita, presentan un alto contenido en Si (3,3-3,4 a.p.f.e.) y su contenido catiónico de la intercapa es de 0,8 a 0,9 a.p.f.e. Las micas que definen la foliación principal (S_{cc}) tienen un contenido menor en Si (3,3-3,1 a.p.f.e.) y menos vacantes en la intercapa (0,9-1 a.p.f.e.) expresados por contenidos de menos de un 10% del término pirofilita (Fig. 6d). Gran parte de las micas blancas analizadas en la Unidad de Variegato muestran composiciones anómalas, con un exceso de Na y un defecto en Si, no pudiendo ser representadas en función de los tres términos extremos antes mencionados, ni de utilizarse en los cálculos termobarométricos con TWEEQU. En general, las micas blancas muestran un bajo contenido en celadonita (Fig. 6f). Estas anomalías composicionales pueden estar relacionadas con alteraciones retrogradadas, illitización y formación de esmectitas, procesos que han sido descritos en las metapelitas del DCA (Nieto *et al.*, 1994; De Jong *et al.*, 2001). Por este motivo, solo se han podido utilizar en los cálculos algunas de las micas analizadas. La muestra Cb.4 contiene fengitas cuya composición metamórfica ha sido preservada, como atestiguan los contenidos relativamente altos en Si (3,35 a.p.f.e.), especialmente

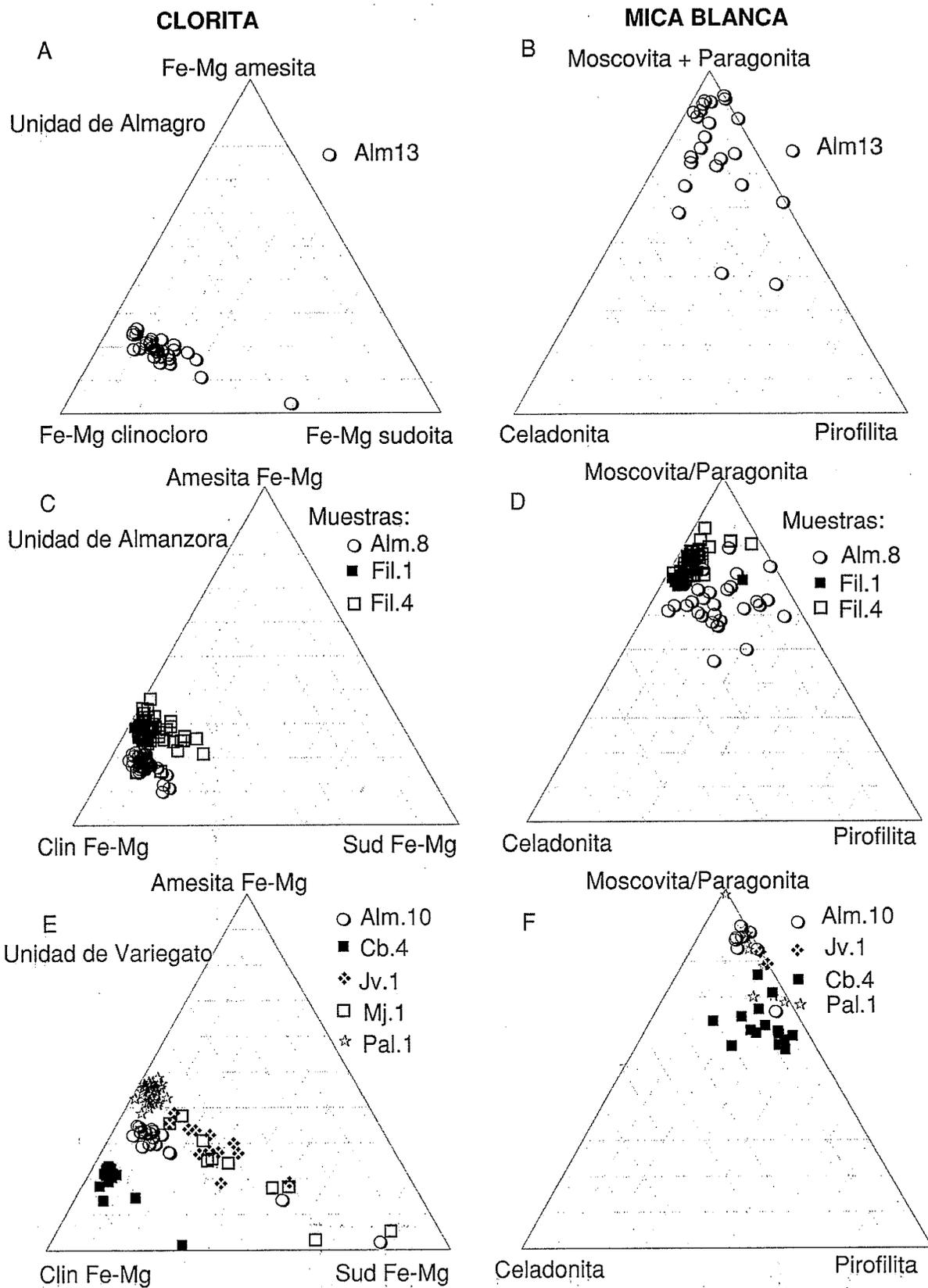


Figura 6.- Variabilidad composicional de las micas y cloritas analizadas, proyectada en función de los términos extremos de las soluciones sólidas de ambos minerales. A) Cloritas de la unidad de Almagro. B) Fengitas de Almagro. C) Cloritas de Alanzora. D) Micas blancas de la Unidad de Alanzora. E) Cloritas de la Unidad de Variegato. F) Micas blancas de Variegato.

en la muestra Cb.4 y el contenido catiónico de la intercapa que oscila entre 0,7 y 0,8 a.p.f.e. (Fig. 6f). Sin embargo, las micas blancas con un bajo contenido en Si (3,1 a.p.f.e.) muestran un enriquecimiento en el contenido catiónico de la intercapa, desde 0,8 hasta 0,95 a.p.f.e.

Granate. La composición de los granates en la muestra Pal.1 es rica en Fe y muestra un zonado caracterizado por un empobrecimiento en Fe y Mg hacia los núcleos y un empobrecimiento en Ca y Mn hacia los bordes, descrita por los cambios composicionales (núcleo-borde) de $X_{Pyp} = 0,23-0,56$; $X_{Alm} = 0,63-0,83$; $X_{Sps} = 0,07-0,05$ y $X_{Gr} = 0,28-0,06$. Estos cambios composicionales sugieren que el crecimiento del granate tuvo lugar durante un metamorfismo progrado y descompresivo.

Resultados termobarométricos TWEEQU y trayectorias P-T

Unidad de Almazora (muestras Fil.1, Fil.4 y Alm.8)

En las metapelitas de la Unidad de Almazora se han determinado las condiciones P-T de equilibrio de dos paragénesis distintas: la primera corresponde a pares de fengita-clorita que crecen junto con el cuarzo en las estructuras S_c y S_{cc} presentes a la microescala; y la segunda corresponde a la paragénesis fengita + clorita + albita + cuarzo, crecida durante el desarrollo del clivaje de crenulación S_{cc} (Fig. 5c).

Para la primera paragénesis de fengita + clorita + cuarzo + agua, las condiciones P-T obtenidas están definidas por la intersección de 14 reacciones, entre los 8 miembros extremos (Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, clinocloro, sudoita, cuarzo y agua), de las cuales tres son independientes en el sistema KMASH. Los resultados P-T obtenidos de $9,9 \pm 0,4$ kbar y 274 ± 17 °C para la foliación S_s relicta indican condiciones de alta presión y muy baja temperatura. Gran parte de los resultados para la foliación S_s resultaron de intersecciones con una baja dispersión en una de las muestras (Alm.8), donde las dos foliaciones S_c y S_{cc} se encuentran texturalmente bien diferenciadas (Fig. 3c). Las condiciones P-T obtenidas para el crecimiento de la foliación S_s varían entre $12,1 \pm 0,6$ kbar/ 297 ± 22 °C y $6,3 \pm 0,4$ / 357 ± 16 °C. Las condiciones de equilibrio local para pares fengita-clorita que definen el clivaje de crenulación S_{cc} son de menor presión y mayor temperatura, $5,5 \pm 0,7$ kbar/ 497 ± 20 °C.

Los resultados de la segunda paragénesis fengita + clorita + albita + cuarzo + agua están definidos por la intersección de 32 reacciones (Fig. 5d) entre 10 términos extremos (agua, cuarzo, Mg-celadonita, moscovita, pirofilita, Mg-amesita, sudoita, clinocloro, albita y paragonita), obteniéndose cuatro reacciones independientes en el sistema NaKMASH. En este caso, las condiciones de equilibrio obtenidas de $3,8 \pm 0,1$ kbar/ 437 ± 2 °C indican un considerable calentamiento respecto a las condiciones de crecimiento de la foliación S_s (Fig. 7). Las

condiciones P-T obtenidas de las paragénesis que definen el clivaje de crenulación muestran también una gran variabilidad, describiendo todas ellas en conjunto una trayectoria P-T consistente en una descompresión acompañada de un enfriamiento, desde condiciones de $5,5 \pm 0,7$ kbar/ 497 ± 20 °C hasta $2,2 \pm 0,6$ kbar/ 311 ± 24 °C, a lo largo del crecimiento de la crenulación S_{cc} (Fig. 7).

Unidad de Variegato

En los esquistos de grano fino de la formación intermedia de esta unidad se han analizado las condiciones P-T de equilibrio alcanzadas por dos paragénesis diferentes, pertenecientes a dos grupos de muestras distintas. El primer grupo de muestras corresponde a venas de cuarzo pre- S_{cc} , que incluyen la asociación característica de condiciones de AP/BT: carfolita + pirofilita + cuarzo + clorita. Otra muestra corresponde a un cuarzo-esquisto de grano fino donde se han preservado las dos foliaciones S_s y S_{cc} , definidas por paragénesis compuestas por cuarzo + clorita + fengita (Fig. 5a). Las condiciones P-T de equilibrio obtenidas para la asociación con carfolita son de 8-10 kbar y aproximadamente 400 °C (Booth-Rea *et al.*, 2002b).

Las condiciones P-T obtenidas para la paragénesis cuarzo + clorita + fengita son análogas a las obtenidas para la asociación con carfolita de $8,9 \pm 0,2$ kbar y 438 ± 9 °C (Fig. 5b). Sin embargo, algunas intersecciones sugieren equilibrios a presiones superiores a 11 kbar (Fig. 7).

Los esquistos grafitosos de la formación basal muestran dos paragénesis, compuestas por granate + clorita + moscovita + cuarzo y clorita + moscovita + cuarzo + andalucita, en las que es posible obtener resultados termobarométricos (Figs. 5e y g). Debido a que las cloritas presentan un contenido muy bajo en sudoita (Fig. 6e), no ha podido tenerse en cuenta este término extremo para formar la paragénesis clorita + fengita + cuarzo, obteniéndose menos de tres reacciones independientes.

Los resultados termobarométricos obtenidos en la muestra Pal.1 definen especialmente el final de la trayectoria metamórfica P-T (entre $4,4 \pm 0,6$ kbar/ 502 ± 18 °C y $1,3 \pm 0,6$ kbar y 491 ± 19 °C, para equilibrios con el borde de granates), debido a que la foliación principal S_{cc} ha obliterado completamente cualquier fábrica previa y sólo se detectan micas con un bajo contenido en celadonita. Algunas micas de la foliación S_{cc} tienen contenidos en Si mayores (3,27 a.p.f.e.), que indican condiciones de presión de $8 \pm 0,6$ kbar para temperaturas entre 470 ± 14 y 526 ± 11 °C, dependiendo de si los cálculos se realizan con la composición del núcleo o la del borde de los granates, respectivamente (Figs. 5f y 7). Las condiciones P-T definidas por la paragénesis clorita + moscovita + cuarzo + andalucita + agua, que localmente resulta ser post- S_{cc} son de 450-500 °C y en torno a los 2 kbar de presión (Figs. 5h y 7).

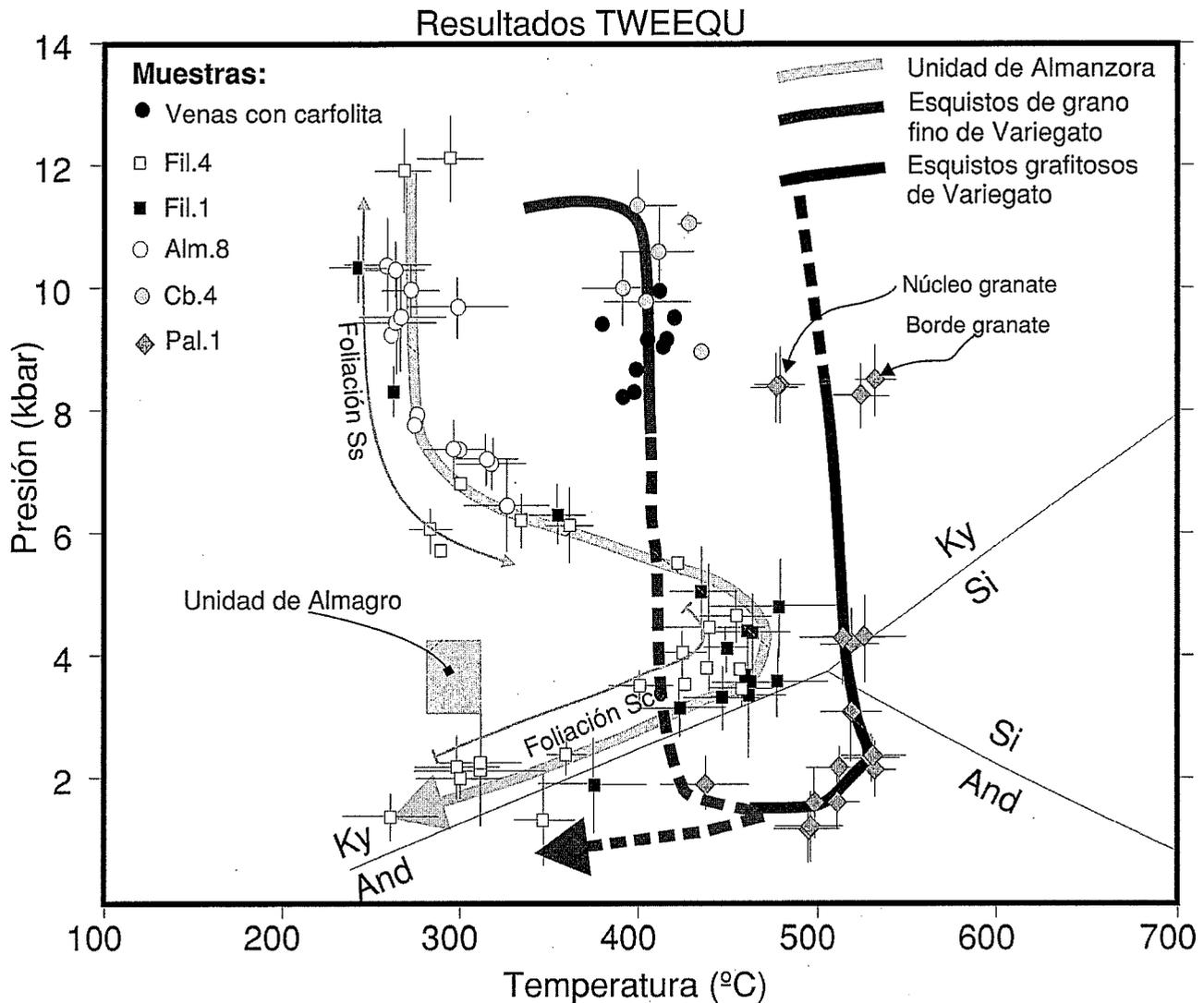


Figura 7.- Trayectorias metamórficas P-T y condiciones termobarométricas obtenidas para las unidades de Almazora y Variegato (esquistos de grano fino y grafitosos), a partir de equilibrios locales con el software TWEEQU (Berman, 1991). Datos P-T para la Unidad de Almagro según Sánchez-Vizcaino *et al.* (1991), y para las venas de cuarzo con carfolita de la Unidad de Variegato según Booth-Rea *et al.* (2002b).

Relaciones tectónicas entre las unidades alpujárrides de la Sierra de Almagro

En la Sierra de Almagro los contactos que limitan las distintas unidades tectónicas son de diferente naturaleza y origen, aunque todas ellas tienen en común el que cortan a bajo ángulo a la foliación metamórfica principal que resulta ser subparalela al bandeo composicional de cada unidad. Los contactos tectónicos reconocidos son una zona de cizalla dúctil-frágil con transporte hacia el N, un sistema de fallas normales de fajo ángulo dirigidas al N y un despegue extensional con extensión hacia el SO.

Zona de cizalla dúctil-frágil con transporte hacia el norte

Esta zona de cizalla constituye el contacto entre las metapelitas Permo-Triásicas de la Unidad de Almazora y las evaporitas Triásicas de la Unidad de Almagro infrayacente. Se caracteriza por el desarrollo de fábricas miloníticas en rocas metacarbonatadas y metaevaporíticas. Las milonitas incluyen fragmentos de rocas

cuarzo-pelíticas fracturadas frágilmente, los fragmentos se distribuyen sobre el plano de la foliación milonítica definiendo una lineación grosera norte-sur, similar a la lineación cataclástica descrita por Tanaka (1992), que coincide con la orientación de fibras de calcita. Los pliegues asimétricos en las milonitas de yeso tienen vergencia norte (Fig. 4b). La zona de cizalla presenta una dirección E-O y un fuerte buzamiento hacia el sur (60-70°) en el flanco meridional del anticlinal de Almagro. Si se deshace el plegamiento Neógeno (los sedimentos del Neógeno previos al plegamiento buzaban 50-60°), la zona de cizalla resulta subhorizontal y subparalela al clivaje de crenulación S_{cc} en la Unidad de Almazora. La zona de cizalla separa rocas metamórficas que han experimentado condiciones P-T sensiblemente diferentes, de unos 3-4 kbar y 300 °C alcanzados por la Unidad de Almagro (Sánchez-Vizcaino *et al.*, 1991), frente a los 5 kbar y 475 °C registrados en la Unidad de Almazora durante el pico térmico (Fig. 7). Además, ambas unidades muestran distintas fábricas tectónicas como se ha descrito anteriormente.

Fallas normales de bajo-ángulo con transporte hacia el norte

Los contactos actuales entre las distintas escamas que forman la Unidad de Variegato están definidos por fallas normales de bajo ángulo. La geometría interna de dicha unidad se encuentra enteramente condicionada por la actividad de estas fallas, las cuales han individualizado volúmenes de roca de geometría lenticular limitados por fallas con transporte hacia el norte. Se trata de macizos constituidos fundamentalmente por metacarbonatos, que representan horres extensionales aislados de escala hectométrica a kilométrica, sugiriendo altas tasas de extensión en los que los desplazamientos individuales son superiores a la longitud de las rampas que cortan a los *horres*. Los planos de falla limitantes se encuentran jalonados por cataclasitas foliadas y brechas de falla procedentes de la intensa cataclasis de los esquistos de grano fino de la Unidad de Variegato. Los indicadores cinemáticos observados, tales como porfidoclastos rotados y estructuras S-C frágiles, establecen un transporte de techo mayoritariamente hacia el N/NO (Figs. 4c y e). El sistema extensional formado por las fallas con transporte hacia el norte muestra varias etapas de fallamiento, donde las fallas más antiguas tienen buzamientos menores que las más recientes, lo cual es un rasgo característico de los sistemas extensionales de bajo ángulo presentes en otros lugares del DCA (Crespo-Blanc, 1995; Martínez-Martínez y Azañón, 1997; Booth-Rea *et al.*, 2002a; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; Booth-Rea *et al.*, 2003a).

El sistema de fallas de bajo ángulo se encuentra plegado por el anticlinal Neógeno tardío de la Sierra de Almagro, lo que ha originado que los planos de falla estén inclinados hacia el sur en el flanco meridional de dicho pliegue y hacia el norte en el flanco septentrional (Fig. 4c). Por otro lado, las relaciones estructurales entre las superficies de falla y las superficies internas de la Unidad de Variegato, en la que los planos de falla buzaban menos que la foliación principal, demuestra su carácter extensional, ya que las fallas cortan al bloque de muro de forma descendente en el sentido del transporte tectónico.

Sistema de fallas normales de bajo ángulo con transporte hacia el SO

En el área estudiada son muy frecuentes también las fallas normales de bajo ángulo, geometría lítrica y un sentido de transporte hacia el SO (Figs. 4d y f). Todas las superficies de falla coalescen en un despegue basal, que coincide con la base de la formación metaevaporítica Triásica de la Unidad de Almanzora. El despegue consiste en una zona de cizalla de variable espesor que localmente alcanza varias decenas de metros, en la que las meta-evaporitas muestran una lineación mineral muy penetrativa y microestructuras producidas por deformación plástica intracristalina en el yeso. Asociadamente, resulta también común la presencia de brechas y

cataclasitas carbonatadas foliadas, que incluyen frecuentes clastos meta-carbonatados o de meta-basitas. La lineación mineral es subparalela a la cataclástica, que muestra una orientación NE/SO. El transporte tectónico indicado por las sombras de presión de yeso asociadas a los clastos es mayoritariamente de techo hacia el SO. Las fallas lítricas asociadas a este despegue cortan al sistema de fallas con transporte hacia el norte, indicando su edad más reciente. El plegamiento de la Sierra de Almagro afecta también a estas fallas y al despegue, que describe varios cierres periclinales en el borde occidental del anticlinal de la Sierra de Almagro (Fig. 2).

Discusión y conclusiones

Los datos estructurales y metamórficos presentados en este estudio evidencian distintas condiciones metamórficas y evolución tectónica para las tres unidades que afloran en la Sierra de Almagro. Se observan diferencias no sólo en las máximas temperaturas alcanzadas, sino también en la geometría de las trayectorias P-T, cuya evolución está estrechamente asociada al desarrollo de fábricas microestructurales distintas en las tres unidades estudiadas. Por consiguiente, estas unidades debieron experimentar una evolución tectonometamórfica diferente previamente a su superposición para formar la estructura de la Sierra de Almagro. A lo largo de su evolución tectonotermal se pueden distinguir tres eventos distintos: el metamorfismo inicial de alta-P/baja-T (ausente en la Unidad de Almagro), el metamorfismo de media-P asociado al desarrollo de la fábrica metamórfica principal, y la superposición tardímetamórfica de unidades tectónicas.

Metamorfismo de alta-P/baja-T

Las rocas de las unidades de Almanzora y de Variegato han registrado un evento de alta presión y baja temperatura coetáneo a la formación de su fábrica penetrativa más antigua (S_0). Las condiciones metamórficas P-T alcanzadas durante este evento de 300 y 400 °C y presiones de 9-12 kbar, indican un gradiente geotérmico extremadamente frío, propio de un contexto colisional. Así, su exhumación inicial siguiendo trayectorias isotermales se podría haber producido por extensión sin-orogénica en una zona de colisión, después de alcanzar profundidades de aproximadamente 40 km. Sin embargo, ambas unidades muestran diferentes condiciones P-T para el pico bórico, lo que sugiere condiciones térmicas cambiantes durante el proceso orogénico. Quizás la subducción de ambas unidades se produjo en distintos momentos de la evolución orogénica.

Metamorfismo de gradiente intermedio, desarrollo de la foliación principal

Las trayectorias de exhumación de las rocas de ambas unidades presentan marcadas diferencias durante la

formación de su foliación principal (Fig. 7). Así como las fábricas muestran características texturales distintas, siendo más penetrativo el clivaje de crenulación S_{cc} de la Unidad de Variegato. La composición de las micas que definen la foliación principal en la Unidad de Variegato registra un empobrecimiento en pirofilita y celadonita hacia el término extremo moscovita/paragonita (Fig. 6f), que indica una descompresión. Estas micas probablemente crecieron durante una trayectoria de descompresión isotérmica hasta alcanzar presiones muy bajas, registradas en el contenido en Si de 3,1 a.p.f.e. de las fengitas, como ha sido descrito para otras unidades Alpujarrides (p. ej. Balanyá *et al.*, 1993; García-Casco y Torres-Roldán, 1996; Azañón *et al.*, 1997). A su vez, el enriquecimiento en contenido catiónico de la intercapa que muestran las micas con un bajo contenido en sílice podría representar un calentamiento tardío. En la Unidad del Almanzora el crecimiento de la foliación principal se inició tras un calentamiento prácticamente isobárico del orden de 175 °C alcanzando condiciones de 475 °C y 5 kbar, registrados en el contenido en Si de 3,3 a 3,2 a.p.f.e. en las fengitas de esta fábrica. Posteriormente, esta foliación registró una descompresión isotérmica hasta 3 kbar, seguida de un enfriamiento acompañado de una nueva descompresión hasta alcanzar aproximadamente 300 °C y 2 kbar. En general, la trayectoria P-T deducida para la Unidad de Almanzora no se parece a las descritas hasta el momento para las unidades Alpujarrides, caracterizadas por haber sufrido una descompresión isotérmica (Balanyá *et al.*, 1993; Monié *et al.*, 1994; García-Casco y Torres-Roldán, 1996; Azañón *et al.*, 1997; Balanyá *et al.*, 1997; Argles *et al.*, 1999; Azañón y Crespo-Blanc, 2000).

Sobre el origen de la foliación principal en la Unidad de Variegato o en otras unidades alpujarrides equivalentes aflorantes en las Béticas occidentales y centrales, existe una gran unanimidad considerándose que se trata de una fábrica coaxial desarrollada en un contexto de aplastamiento dúctil de la corteza, quizás coetáneo a la extensión frágil del complejo Malaguide suprayacente (Balanyá *et al.*, 1997; Booth-Rea, 2001). Aunque la edad y significado de esta extensión ha sido muy discutida, el final de la trayectoria de descompresión ha sido datado recientemente con el método del U-Pb mediante ablación láser de zircones, obteniéndose una edad Mioceno Inferior para el final de la formación de la foliación principal (Platt y Whitehouse, 1999; Platt *et al.*, 2003a). Sin embargo, estos autores proponen en base a una modelización térmica de la trayectoria de enfriamiento que esta extensión se inició un poco antes, en el Oligoceno superior (27-30 Ma, Platt *et al.*, 1998), coincidiendo con la intrusión de diques basálticos toleíticos en los complejos Alpujarride y Malaguide (Turner *et al.*, 1999). El origen de la foliación principal en la Unidad de Almanzora resulta más discutible. Aunque también puede ser consecuencia del aplastamiento coaxial, éste debió iniciarse tras un considerable calentamiento de la unidad, quizás en respuesta a un engrosamiento

cortical previo y se desarrolló durante la trayectoria de enfriamiento. Además, la fábrica resultante no llegó a ser tan penetrativa como en el caso de la Unidad de Variegato. La trayectoria de enfriamiento sugiere una exhumación más lenta de la Unidad de Almanzora que podría haberse exhumado en un estadio sin-orogénico simultáneamente a su apilamiento sobre una unidad más fría. El cabalgamiento sobre la Unidad de Almagro, de baja presión y baja temperatura, puede haber producido el enfriamiento de la Unidad de Almanzora. Las unidades de Almanzora y Almagro muestran una litoestratigrafía muy similar, lo que ha originado que sean incluidas en una única unidad (Sanz de Galdeano y García-Tortosa, 2002). A su vez, la secuencia litoestratigráfica de estas dos unidades incluye importantes peculiaridades que la diferencian del resto de las unidades del complejo Alpujarride. De hecho ha existido un debate continuado sobre el origen y significado de las rocas de estas dos unidades, que han sido atribuidas a la cobertera Sudibérica (Kozur *et al.*, 1985; Simon, 1987; Puga y Torres-Roldán, 1989; De Jong, 1991, 1993). La proximidad paleogeográfica de estas dos unidades podría justificar sus similitudes litoestratigráficas. Sin embargo, la evolución tectonometamórfica de cada unidad refleja diferencias que pueden explicarse en función de su posición relativa en la cuña orogénica que resultaría ser más externa para el caso de los dominios a los que pertenece la Unidad de Almagro.

Superposición tardimetamórfica de las unidades de la Sierra de Almagro

La superposición de unidades que se observa actualmente en la Sierra de Almagro representa una cuña orogénica que sufrió un claro desequilibrio térmico, de forma que las unidades situadas en su parte superior (esquistos grafitosos de Variegato, 525 °C) alcanzaron temperaturas hasta 225 °C más elevadas que las unidades situadas en una posición estructuralmente inferior (pizarras de Almagro, 300 °C). Existen evidencias estructurales de un evento compresivo que dio lugar a la formación de pliegues asimétricos de vergencia norte, con cabalgamientos relacionados. Estas estructuras contractivas serían las causantes de la superposición de las unidades de afinidad típicamente Alpujarride, como por ejemplo la Unidad de Variegato, sobre las unidades de Almanzora y Almagro. En el contacto entre las unidades de Almagro y Almanzora se conserva una zona de cizalla dúctil-frágil con un salto térmico asociado de aproximadamente 175 °C. Esta zona de cizalla podría representar uno de estos cabalgamientos, preservado localmente, a pesar de la subsiguiente tectónica extensional, muy penetrativa en los niveles estructurales más altos de la Sierra de Almagro. La edad de este evento contractivo tendría que ser posterior o prácticamente simultáneo a las edades radiométricas de 19 Ma obtenidas para el final de la trayectoria de descompresión de las rocas del complejo Alpujarride (Platt y Whitehouse, 1999; Platt *et al.*, 2003a). Suponiendo que las edades

radiométricas del metamorfismo Alpujárride no corresponden a un calentamiento tardío, hecho no descartable ya que las micas de estas rocas muestran un marcado incremento en la carga catiónica de la intercapa para contenidos en sílice de 3,1 a.p.f.e. que indica un calentamiento al final de la trayectoria de descompresión.

En resumen, en las Béticas orientales y al igual que en las Béticas centrales y occidentales (Campos y Simancas, 1989; Simancas y Campos, 1993; Azañón *et al.*, 1994; Avigad *et al.*, 1997; Azañón *et al.*, 1997, Balanyá *et al.*, 1997; Balanyá *et al.*, 1998; Azañón y Crespo-Blanc, 2000) se preserva el registro tectonometamórfico de un evento contractivo tardimetamórfico que implicó la superposición de unidades de mayor grado metamórfico sobre otras de menor, así como del desequilibrio térmico de las secciones litosféricas adelgazadas a las que afectó.

La edad Mioceno Inferior para el evento contractivo tardimetamórfico implicaría su coincidencia en el tiempo con la formación del Arco de Gibraltar (Crespo-Blanc y Campos, 2001) y con la migración hacia el ONO aproximadamente 250 km del Dominio de Alborán (Platt *et al.*, 2003b). Por tanto, sugerimos que los cabalgamientos producidos en este evento representarían estructuras características de tectónica *thick-skinned* en el *hinterland* del Arco de Gibraltar; estructuras imprescindibles para proporcionar el engrosamiento cortical y la energía potencial necesarios para la migración del arco. Este contexto implicaría que gran parte de las estructuras extensionales producidas durante el Mioceno Inferior, descritas en el bloque de techo del Dominio de Alborán, representado por las unidades superiores del complejo Alpujárride y por el complejo Malaguide, serían de carácter sin-orogénico. Finalmente, el evento contractivo tardimetamórfico afectó a una corteza previamente adelgazada, debilitada térmicamente durante la extensión sin- S_{cc} e intruida por rocas volcánicas toleíticas del Oligoceno superior-Mioceno Inferior (Turner *et al.*, 1999), representada por las unidades Alpujárrides superiores y por el complejo Malaguide.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido posible gracias a la acción integrada hispano-francesa HF2000-0086, a los proyectos REN2001-3868-CO3-01/MAR, REN2001-3378 y a fondos FEDER de la UE, que financiaron los gastos de laboratorio y el trabajo de campo. Agradecemos la revisión constructiva y las sugerencias realizadas por Javier Escuder Viruete, por un revisor anónimo y por el editor.

Referencias

- Agard, P., Vidal, O. y Goffé, B. (2001): Interlayer and Si content of phengite in HP-LT carpholite-bearing metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 477-493.
- 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). *Geologische en Mijnbouw*, 59: 363-374.
- 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. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 154-166.
- Álvarez, F. (1987): Subhorizontal shear zones and their relation to nappe movements in the Cantal and Miñarros units. Eastern Betic Zone (Spain). *Geologische en Mijnbouw*, 66: 101-110.
- Argles, T.W., Platt, J.P. y Waters, D.J. (1999): Attenuation and Excision of a Crustal Section during Extensional Exhumation: The Carratraca Massif, Betic Cordillera, Southern Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 156: 149-162.
- Avigad, D., Garfunkel, Z., Jolivet, L. y Azañón, J.M. (1997): Back-Arc Extension and Denudation of Mediterranean Eclogites. *Tectonics*, 16/6: 924-941.
- Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y Crespo-Blanc, A. (1994): Alpujárride tectonic sheets in the central Betics and similar eastern allochthonous units (SE Spain). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences du Paris*, 318(Série II): 667-674.
- Azañón, J.M. y Goffé, B. (1997): Ferro-Magnesiocarpholite-kyanite assemblages as record of the high-pressure, low-temperature metamorphism in central Alpujárride units, Betic cordillera (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 9: 1035-1051.
- 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., y Crespo-Blanc, A. (2000): Exhumation during a continental collision inferred from the tectonometamorphic evolution of the Alpujárride complex in the central Betics (Alboran Domain, SE Spain). *Tectonics*, 19: 549-565.
- Bakker, H.E., de Jong, K., Helmers, H. y Bierman, C. (1989): The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (South-East Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 359-381.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. (1987): Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Déroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences du Paris*, Série II, 304: 929-932.
- Balanyá, J.C., Azañón, J.M., Sánchez-Gómez, M. y García-Dueñas, V. (1993): Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Júbrique unit in the Palaeogene (Alpujárride complex, western Betics Spain). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences du Paris*, Série II, 316: 1595-1601.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. y Sánchez-Gómez, M. (1997): Alternating contractional and extensional events in the Alpujárride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16: 226-238, 1997.
- Balanyá, C.J., García-Dueñas, V., Azañón, J.M. y Sánchez-Gómez, M. (1998): Alternating contractional and extensional events in the Alpujárride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc): Reply. *Tectonics*, 17: 977-981.
- Berman, R.G. (1991): Thermobarometry Using Multi-Equilibrium Calculations - A New Technique, with

- Petrological Applications. *Canadian Mineralogist*, 29: 833-855.
- Booth-Rea, G. (2001): *Tectónica cenozoica en el Dominio Cortical de Alborán*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 239 pp.
- Booth-Rea, G., García-Dueñas, V. y Azañón, J.M. (2002a): 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 Geoscience*, 334: 557-563.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Goffé, B., Vidal, O. y Martínez-Martínez, J.M. (2002b): High-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride units outcropping in southeastern Betics (Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 334: 857-865.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Sánchez-Gómez, M. (2003a): A „core-complex-type structure“ formed by superposed ductile and brittle extension followed by folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain). *Comptes Rendus Geosciences*, 335: 265-274.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V. y Augier, R. (2003b): Uppermost-Tortonian to present depocentre migration related with segmentation of the Palomares Fault Zone (PFZ), SE Betics, Spain. *Comptes Rendus Geosciences*, 335: 751-761.
- Bousquet, J.C. y Montenat, C. (1974): Présence de décrochements nord-est - sud-ouest plio-quaternaires, dans les Cordillères bétiques orientales (Espagne). Extension et signification générale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 278: 2617-2620.
- Bousquet, J.C. (1979): Quaternary strike-slip faults in southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52: 277-286.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G. y Jabour, N. (2000): Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research*, 105: 10871-10898.
- Campos, J. y Simancas, J.F. (1989): Los pliegues tumbados del Manto de Lujar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (Complejo Alpujarride, Cordillera Bética). *Geogaceta*, 6: 50-52, 1989.
- Cathelineau, M., y Nieva, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91: 235-244.
- Crespo-Blanc A. (1995): Interference pattern 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. 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: 1615-1630.
- Decaritat, P., Hutcheon, I. y Walshe, J.L. (1993): Chlorite geothermometry: a review. *Clays and clay minerals*, 41: 219-239.
- De Jong, K. (1991): *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)*. Tesis Doctoral, Vrije Univ., Amsterdam, Holanda, 204 p.
- De Jong, K. (1993): The Tectono-Metamorphic and Chronological development of the Betic Zone (SE Spain) with implications for the geodynamic evolution of the Western Mediterranean Area. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie voor Wetenschappen*, 96: 295-333.
- De Jong, K., Wijbrans, J.R. y Feraud, G. (1992): Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacén complex (Betic Zone, Southeastern Spain) Shown by Ar-40/Ar-39 Step Heating and Single Grain Laser Probe Dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 110: 173-191.
- De Jong, K., Feraud, G., Ruffet, G., Amouric, M. y Wijbrans, J.R. (2001): Excess argon incorporation in phengite of the Mulhacén Complex: submicroscopic illitization and fluid ingress during late Miocene extension in the Betic Zone, south-eastern Spain. *Chemical Geology*, 178: 159-195.
- Delgado, F., Estévez, A., Martín, J. y Martín Algarra, A. (1981): Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordillera Bética). *Estudios Geológicos*, 37: 47-57.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., y Rossetti, F. (2001): History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145: 809-820.
- García-Casco, A. y Torres-Roldán, R.L. (1996): Disequilibrium induced by fast decompression in St-Bt-Grt-Ky-Sil-And metapelites from the Betic Belt (southern Spain). *Journal of Petrology*, 37: 1207-1239.
- García-Dueñas, V., Martínez-Martínez, J.M. y Navarro-Vilá, F. (1986): La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides (Sierra Alhamilla, Béticas orientales). *Geogaceta*, 1: 17-19.
- 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, F. (1989): First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordillera (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 1: 139-142.
- Gómez-Pugnaire, M.T. y Fernández-Sóler, J.M. (1987): High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 231-244.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L. y Spakman, W. (2002): Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30: 1071-1074.
- Hillier, S. y Velde, B. (1991): Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites. *Clay Minerals*, 26: 146-168.
- Holland, T.J.B., Baker, J. y Powell, R. (1998): Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *European Journal of Mineralogy*, 10: 395-406, 1998.
- Jenkins, D.M. y Chernosky, J.V. (1986): Phase equilibria and crystallochemical properties of Mg-chlorites. *American Mineralogist*, 71: 924-936.
- Jolivet, L., Faccenna, C., D'Agostino, N., Fournier, M. y Worrall, D. (1999): The kinematics of back-arc basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. En: *Continental Tectonics* (C. Mac Niocaill y P.D. Ryan, Eds.).

- Geological Society of London Special Publication, 164: 21-53.
- Kampschuur, W., Langenberg, C.W. y Rondeel, H.E. (1973): Poliphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic zone of Spain. *Estudios Geológicos*, 29: 209-222.
- Kozur, H., Mulder-Blanken, C.W.H. y Simon, O.J. (1985): On the triassic of the Betic Cordilleras (S. Spain), with special emphasis on holothurian sclerites. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie voor Wetenschappen, Serie B*, 88: 83-110.
- Leoni, L., Sartori, F. y Tamponi, M. (1998): Compositional variation in K-white micas and chlorites coexisting in Al-saturated metapelites under late diagenetic to low grade metamorphic conditions (Internal Liguride Units, Northern Apennines, Italy). *European Journal of Mineralogy*, 10: 1321-1339.
- Loneragan, L., y White, N. (1997): Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16/3: 504-522.
- Malinverno, A. y Ryan, W. (1986): Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5: 227-245.
- Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. y Balanyá, J.C. (1995): Large scale structures in the Nevado-Filabride Complex and crustal seismic fabrics of the deep seismic reflection profile ESCI-Béticas 2. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8: 477-489.
- Martínez-Martínez, J.M. y Azañón, J.M. (1997): Mode of extensional tectonics in the south-eastern Betics (SE Spain). Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16: 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: 3-1, 3-20.
- Massonne, H.J. (1995): Experimental and petrogenetic study of UHPM. En: *Ultra High Pressure Metamorphism* (R.G. Coleman y X. Wang, Eds.). Cambridge University Press, 33-95.
- Massonne, H.J. y Schreyer, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 214-224.
- Massonne, H.J. y Szpurka, Z. (1997): Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Lithos*, 41: 229-250.
- McPhail, D., Berman, R.G. y Greenwood, H.J. (1990): Experimental and theoretical constraints on aluminium substitutions in magnesian chlorite, and a thermodynamic model for H_2O in magnesian cordierite. *Canadian Mineralogist*, 28: 859-874.
- Monié, P., Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F., Goffé, B., y Jabaloy, A. (1991): $40Ar/39Ar$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, 148: 288-297.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L. y García-Casco, A. (1994): Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, 238: 353-379.
- Morten, L., Bargossi, G.M., Martínez-Martínez, J.M., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1987): Metagabbro and associated eclogites in the Lubrín area, Nevado-Filabride complex, Spain. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 155-174.
- Nieto, F., Velilla, N. Peacor, D.R. y Ortega-Huertas, M. (1994): Regional retrograde alteration of sub-greenschist facies chlorite to smectite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 243-252.
- Ott d'Estevou, P., y Montenat, C. (1990): Le Bassin de Sorbas-Tabernas. En: *Les Bassins Neogenes du Domaine Betique Orientale* (Espagne) (C. Montenat, Ed.). Documents et Travaux IGAL, Paris, 12-13: 101-128.
- Parra, T., Vidal, O. y Agard, P. (2001): A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K-white micas using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132: 706-732.
- Parra, T., Vidal, O. y Jolivet, L. (2002): Relation between the intensity of deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos Island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria. *Lithos*, 63: 41-66.
- Platt, J.L. (1986): Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97: 1037-1053.
- 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. (1998): Comment on "Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betic, Gibraltar Arc)" by Juan C. Balanyá *et al.* *Tectonics*, 17: 973-976.
- Platt, J.P., Soto, J.I., Whitehouse, M.J., Hurford, A.J. y Kelley, S.P. (1998): Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran Extensional Basin, Western Mediterranean. *Tectonics*, 17: 671-689.
- 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., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A. y Hollick, L. (2003a): Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31: 251-254.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A., Mandeville, C., Mayfield, A., Platzman, E.S. y Rimi, A. (2003b): The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, 22: 2-3, 2-29.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Oen, I.S., Verdumen, E.A.T. y Verschure, R.H. (1979): Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serrania de Ronda, southern Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70: 103-109.
- Puga, E. y Torres Roldán, R.L. (1989): Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra Carrascoy (Eastern Betic Zone, Southeastern Spain). *Estudios Geológicos*, 45: 325-336.
- Puga, E., Nieto, J.M. y Díaz de Federico, A. (2000): Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic association, Mulhacén Complex, Southeastern Spain. *Canadian Mineralogist*, 38: 1137-1161.
- Royden, L.H. (1993): Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12: 629-638.
- Sánchez-Rodríguez, L. y Gebauer, D. (2000): Mesozoic formation of pyroxenites and gabbros in the Ronda Area (Southern Spain), followed by Early Miocene subduction

- metamorphism and emplacement into the middle crust - U-Pb Sensitive High-Resolution Ion Microprobe Dating of Zircon. *Tectonophysics*, 316: 19-44.
- Sanz de Galdeano, C. y García-Tortosa, F. (2002): Alpujarride attribution of the supposed 'Almagrider complex' (Betic Internal Zone, Almería Province, Spain). *Comptes Rendus Geoscience*, 334: 355-362.
- Sánchez-Vizcaino, V.L., Gómez-Pugnaire, M.T. y Fernández-Soler, J.M. (1991): Petrological features of some alpujarride mafic igneous bodies from the Sierra de Almagro (Betic Cordilleras, Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4: 321-335.
- Seber, D., Barazangi, M., Ibenbrahim, A. y Demnati A. (1996): Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alborán Sea and Rif-Betic mountains. *Nature*, 379: 785-790.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. y Bardaji, T. (2003): Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50: 203-225.
- Simancas, J.F. y Campos, J. (1993): Compresión NNW-SSE tardi a postmetamórfica y extensión subordinada en el Complejo Alpujarride (Dominio de Alborán, Orógeno Bético). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6: 23-35.
- Simon, O.J. (1963): *Geological investigations in the Sierra de Almagro, southeastern Spain*. Tesis Doctoral, Amsterdam Univ., Holanda, 164 p.
- Simon, O.J. (1987): On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 385-402.
- Sosson, M., Morillon, A.C., Bourgeois, J., Feraud, G., Poupeau, G. y Saintmarc, P. (1998): Late exhumation stages of the Alpujarride complex (Western Betic Cordilleras, Spain) - New thermochronological and structural data on Los-Reales and Ojen Nappes. *Tectonophysics*, 285: 253-273.
- Stokes, M. y Mather, A. (2002): Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: the Río Almazora, Betic Cordillera, Southeast Spain. *Geomorphology*, 50: 59-81.
- Tanaka, H. (1992): Cataclastic lineations. *Journal of Structural Geology*, 14: 1239-1252.
- Trotet, F., Jolivet, L. y Vidal, O. (2001): Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, 338: 179-206.
- Tubía, J.M. y Gil-Ibarguchi, J.I. (1991): Eclogites of the Ojén nappe: a record of subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *Journal of the Geological Society of London*, 148: 801-804.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G. y Nowell, G.M. (1999): Magmatism associated with orogenic collapse of the Betic-Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40: 1011-1036.
- Vidal, O., Goffé, B., Bousquet, R. y Parra, T. (1999): Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite thermometer and thermodynamic data for daphnite. *Journal of Metamorphic Geology*, 10: 603-614.
- Vidal, O. y Parra, T. (2000): Exhumation paths of high pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-wKln assemblages. *Geological Journal*, 35: 139-161.
- Vidal, O., Parra, T. y Trotet, F. (2001): A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600 °C, 1-25 kbar P-T range. *American Journal of Science*, 301: 557-592.
- 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.
- Weijermars, R., Roep, T.B., Van den Eeckhout, B., Postma, G., y Kleverlaan, K. (1985): Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geologische en Mijnbouw*, 64: 397-411.
- 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 3 de julio de 2003

Aceptado el manuscrito revisado el 19 de noviembre de 2003