



EVIDENCIAS DE METAMORFISMO POLICÍCLICO (PRE-ALPINO Y ALPINO) EN GRANATES DE METAPELITAS DE LA UNIDAD DE TEJEDA (ALPUJÁRRIDE INTERMEDIO, CORDILLERA BÉTICA)

Evidences of polycyclic metamorphism (pre-Alpine and Alpine) from garnets in metapelites of the Tejada Unit (Intermediate Alpujarrides, Betic Cordillera)

Antonio Manjón-Cabeza Córdoba¹, Antonio García-Casco^{1,3}, Antonio Sánchez-Navas^{1,3} y Agustín Martín-Algarra^{2,3}

¹Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada. E-18071, Granada, España. antoled@correo.ugr.es; agcasco@ugr.es; asnavas@ugr.es.

²Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada. E-18071, Granada, España. agustin@ugr.es.

³Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Universidad de Granada-CSIC. E-18100, Armilla, Granada, España.

Abstract: Zonation patterns in garnets and textural relations involving aluminium silicates are not correlated in the medium-grade Permo(?)–Triassic cover light schists and their underlying dark (graphite-rich) schists (pre-Mesozoic substratum) of the Tejada Unit (Intermediate Alpujarrides, Betic Cordillera). Staurolite, garnet and kyanite constitute the main mineral assemblage of the studied samples, are frequently dissolved and are pre-kinematic with respect to the most evident alpine foliation S_{2A} . Garnet porphyroblasts appear locally replaced by biotite plus fibrolite (in the light schists) and by biotite plus kyanite (in the dark schists), which are syn- to post-kinematic with respect to the S_{2A} foliation. Garnets from light schists show gradual normal zoning patterns characteristic of prograde growth during a single Alpine metamorphic event (peak conditions $P = 8-10$ kbar and $T = 550-650$ °C). However, garnets from graphite-rich metapelites show complex compositional patterns, including relatively sharp boundary zones between cores and overgrowths, and chemical reversals at these boundaries. The latter features indicate that the dark schists were involved either in two metamorphic phases during a single metamorphic cycle or in two independent metamorphic cycles. The second hypothesis is here favoured, and suggests that the pre-Mesozoic dark schists from the Tejada Unit record two tectonometamorphic cycles related to pre-Alpine and Alpine orogenies, as recently recognized in the Torrox Unit.

Key words: Garnet, aluminium silicates, chemical zonation, Alpujarride, Sierra Tejada.

Resumen: La zonación de los granates y las relaciones texturales entre silicatos de aluminio no están correlacionadas en los esquistos de grado medio grafitosos y de colores oscuros del sustrato pre-Mesozoico, y los de colores claros de la cobertera del Permo(?)–Triásico de la Unidad de Tejada (Alpujarrides Intermedios, Cordillera Bética). La estaurolita, el granate y la distena son minerales pre-cinmáticos con respecto a la foliación alpina más evidente S_{2A} y forman la asociación mineral más característica de las rocas estudiadas. En los esquistos claros, los porfiroblastos de granate están reemplazados a veces por biotita y fibrolita, mientras que en los esquistos oscuros lo están por biotita y distena, que son en todos los casos minerales sin- a post-cinmáticos con respecto a la foliación S_{2A} . Las zonaciones de los granates de los esquistos claros son graduales y normales, típicas del crecimiento durante un único evento metamórfico progrado (condiciones de pico: $P = 8-10$ kbar y $T = 550-650$ °C). Sin embargo, los granates de las metapelitas grafitosas muestran zonaciones complejas con límites muy netos asociados a inversiones químicas entre núcleos y coronas. Estos rasgos indican que los esquistos oscuros fueron involucrados en dos fases metamórficas durante un único ciclo metamórfico o bien en dos ciclos metamórficos independientes. La segunda hipótesis parece más probable y sugiere que los esquistos oscuros de la Unidad de Tejada registran dos ciclos tectonometamórficos relacionados con dos orogénias (pre-Alpina y Alpina), al igual que se ha constatado recientemente en la Unidad de Torrox.



Palabras clave: Granates, silicatos aluminicos, zonación química, Alpujárride, Sierra Tejeda

Manjón-Cabeza Córdoba, A., García-Casco, A., Sánchez-Navas, A. y Martín-Algarra, A. (2014): Evidencias de metamorfismo policíclico (pre-Alpino y Alpino) en granates de metapelitas de la Unidad de Tejeda (Alpujárride Intermedio, Cordillera Bética). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 327-336.

Las etapas de crecimiento observadas en granates zonados y sus relaciones texturales con los silicatos de aluminio constituyen potenciales registros de historias metamórficas complejas. Cuando se observan variaciones composicionales abruptas entre núcleos y bordes de crecimiento de granate, cabe pensar en la existencia de historias metamórficas policíclicas (e.g. Le Bayon *et al.*, 2006).

El metamorfismo de grado medio y alto registrado por las rocas de las unidades tectónicas superiores del Complejo Alpujárride y equivalentes Sebides del Rif, Marruecos, se ha interpretado como resultado de: (i) una evolución pre-Alpina (Varisca), que explicaría el metamorfismo de mayor grado, seguida de una evolución Alpina de bajo grado (e.g., Kornprobst, 1974, 1976; Reuber *et al.*, 1982; Michard *et al.*, 1991, 1997); (ii) una única evolución Alpina, que incluiría una etapa progradada de alta presión y temperatura intermedia, seguida de una rápida descompresión más o menos isoterma y una posterior exhumación (e.g., Torres-Roldán, 1974, 1979, 1981; Balanyà *et al.*, 1993, 1997; García-Casco *et al.*, 1993; Monié *et al.*, 1994; García-Casco y Torres-Roldán, 1996, 1999; Platt *et al.*, 1996, 1998, 2003; Argles *et al.*, 1999); o (iii) una historia metamórfica Alpina de grado bajo, medio y alto que afectó a rocas metamorfizadas en condiciones de grado medio-alto durante orogenias pre-Alpinas (Varisca; Montel *et al.*, 2000; Sánchez-Navas *et al.*, 2012). Esta polémica está sustentada por dataciones geocronológicas, que registran edades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas en diferentes unidades alpujárrides (Zeck *et al.*, 1989; Monié *et al.*, 1994; Bouybaouène *et al.*, 1998; Platt y Whitehouse, 1999; Zeck y Whitehouse, 1999, 2002; Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000; Zeck y Williams, 2001; Platt *et al.* 2003, Esteban *et al.*, 2011, entre otros).

En este trabajo se presenta un estudio comparado de la composición de porfiroblastos de granate y de sus relaciones texturales con distena/fibrolita en esquistos oscuros y claros de grado medio, cuya edad de sedimentación se asigna, respectivamente, a tiempos anteriores al Permo(?)–Triásico (sustrato pre-Mesozoico) y al Permo(?)–Triásico (cobertera) de la Unidad de Tejeda (Elorza, 1979) (Alpujárride Intermedio del sector central de la Cordillera Bética). El objetivo de este trabajo es explorar la posibilidad de detectar evidencias de polimetamorfismo a través del estudio textural y mineralógico comparado de ambos tipos de rocas de una misma unidad tectónica.

Marco geológico y relaciones de campo

El Complejo Alpujárride está formado por una pila de láminas cabalgantes alpinas, afectadas por una importante tectónica extensional posterior (Vera, 2004). La Unidad de

Tejeda, localizada en la región central de la cadena (Fig. 1), ocupa una posición tectónica intermedia dentro de la pila alpujárride (Sanz de Galdeano y López-Garrido, 2003):

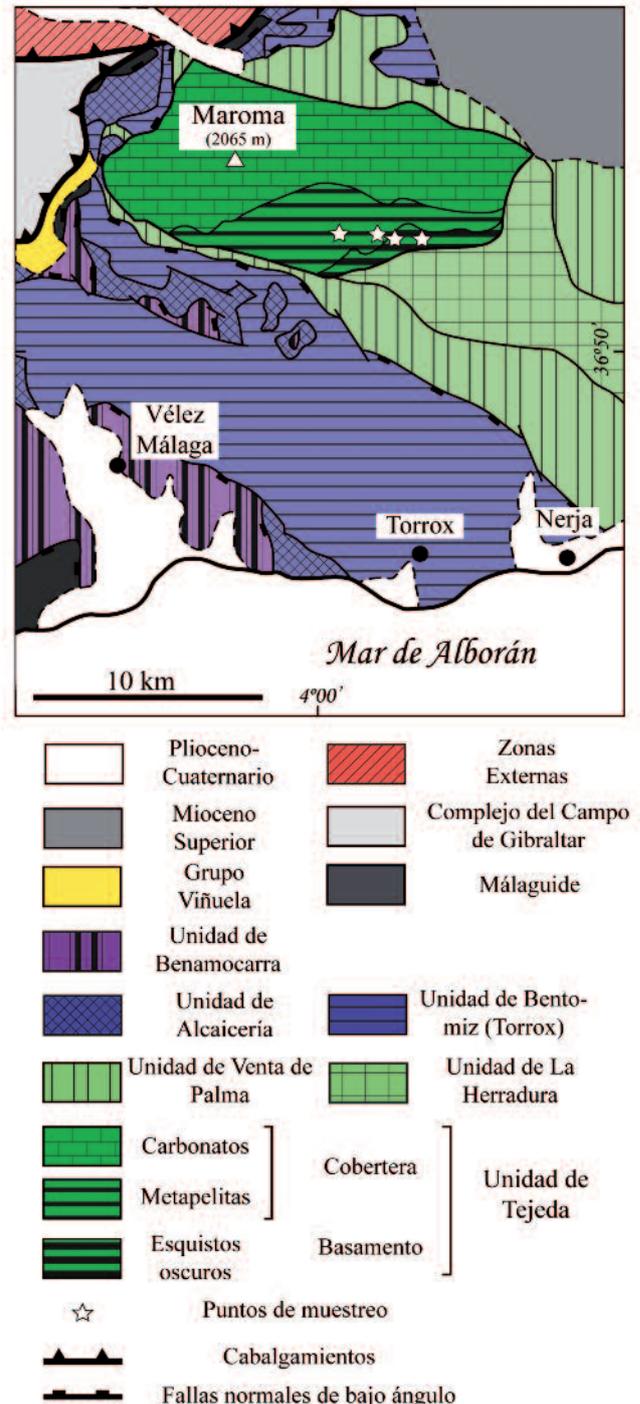


Fig. 1.- Esquema cartográfico de las unidades geológicas que afloran en Sierra Tejeda – La Almirajara. Modificado de Alonso-Chaves y Orozco (2007).

descansa sobre la Unidad de la Herradura y es recubierta por las unidades de Venta de Palma y de Torrox (= Sayalonga, de Elorza y García-Dueñas, 1981; = Benthomiz, de Alonso-Chaves y Orozco, 2012).

La parte inferior de la Unidad de Tejeda está formada por esquistos grafitosos oscuros de supuesta edad sedimentaria pre-Mesozoica (300 m de potencia según Alonso-Chaves, 1995), sobre los que descansa una potente sucesión (1500-1600 m de potencia según Alonso-Chaves, 1995), atribuida a sedimentación del Permo(?)–Triásico Inferior, de micasquistos claros con intercalaciones de calcosquistos en su parte superior, que pasan gradualmente a mármoles tradicionalmente atribuidos al Triásico Medio y Superior (1200-1500 m según Alonso-Chaves *et al.*, Fig. 4.38, *in Vera*, 2004). En el campo, entre esquistos oscuros y claros hemos observado un tránsito muy rápido, pero no un contacto brusco, y en ambos abundan los niveles de cuarcitas y de anfibolitas. No obstante, Alonso-Chaves (1995) señala que, entre ambas sucesiones de esquistos, existe una discontinuidad mecánica que, en algunas zonas, es paralela al bandeado litológico pero que, en otras, constituye una falla extensional oblicua a la sucesión y que se enraíza en el límite inferior de la Unidad de Tejeda. Toda la sucesión está fuertemente replugada en pliegues tumbados muy característicos (Sanz de Galdeano, 1989), que Alonso-Chaves y Orozco (2007, 2012) han interpretado como generados por procesos extensionales asociados a la descompresión y exhumación Alpinas.

A pesar del fuerte grado de trasposición tectónica que afecta a todos los materiales de la unidad, puede identificarse un bandeado composicional que probablemente constituya un relicto de la estratificación original de las sucesiones (S_0). En los esquistos claros, este bandeado está definido por alternancias de niveles pelito-cuarcíticos verdes oscuros (ricos en anfíboles) y verdes claros (ricos en epidota), con otros esencialmente pelíticos de color gris claro (ricos en moscovita) (Fig. 2).

Desde el punto de vista del metamorfismo, llama la atención la abundancia de porfiroblastos de granate, tanto en los esquistos oscuros como en los claros. En algunos niveles de estos últimos también aparecen grandes cristales prismáticos de anfíbol, posiblemente hornblenda, que se alinean según la foliación principal S_{2A} pero que, localmente, crecen desorientados sobre ella. Las condiciones estimadas para el pico metamórfico son: $P = 10 \pm 2$ kbar y $T = 650 \pm 50$ °C, para los niveles más profundos de la sucesión de esquistos oscuros y de $P = 8-10$ kbar y $T = 550 \pm 50$ °C para la parte más alta de los esquistos claros en la zona de contacto con los mármoles antes referidos (García-Casco *et al.*, 1992; Azañón y Alonso-Chaves, 1996).

Metodología

El estudio petrográfico se ha realizado con un microscopio binocular Jenapol (Carl Zeiss-Jena) para establecer las relaciones texturales y seleccionar cristales para su pos-



Fig. 2.- Pliegues asociados a la deformación principal en los esquistos claros de la unidad de Tejeda evidenciando un bandeado litológico.

terior análisis mediante una microsonda electrónica CA-MECA SX-100 (CIC, Universidad de Granada) operada a 15 kV de potencial de aceleración y 15 nA de corriente de sonda con un tamaño de sonda de 5 μm y los siguientes patrones de calibrado: Ab (Na), Qz (Si), Di (Ca), Sa (K), TiO_2 (Ti), MnTiO_3 (Mn), BaSO_4 (Ba), CaF_2 (F), Fe_2O_3 (Fe), y Per sintética (Mg), Al_2O_3 (Al), Cr_2O_3 (Cr), y NiO (Ni). Las abreviaturas de minerales utilizadas en este trabajo son según Whitney y Evans (2010): Ab (albita), Bt (biotita), Di (diópsido), Fi (fibrolita), Gr (grafito), Grt (granate), Ky (distena), Ms (moscovita), Ilm (Ilmellita), Rt (rutilo), Pl (plagioclasa), Qz (cuarzo), Sa (sanidina) y St (estauroilita). La concentración atómica de elementos se expresa como átomos por fórmula unidad (apfu).

Resultados

Relaciones texturales

La paragénesis mineral principal de los esquistos claros está formada por Grt, St, Ky, Bt, Ms y Pl, además de And y Fi en algunos casos. Los porfiroblastos de Grt son anteriores a la foliación principal alpina (pre- S_{2A}) y presentan texturas de idioblásticas a xenoblásticas debido a su reemplazamiento por Bt tardía (Fig. 3). Las inclusiones se encuentran distribuidas uniformemente, por lo que no se

diferencian netamente núcleos y bordes, en contraposición con lo que se observa en los porfiroblastos de Grt de los esquistos oscuros (ver más abajo), y definen una foliación alpina antigua (S_{1A}), anterior a la principal S_{2A} . Esta última envuelve a los cristales de Grt y está definida sobre todo por Ms, Bt, Qz, Pl y Fi (Fig. 3B). Los blastos de St suelen estar libres de inclusiones, a diferencia de lo que se observa en la St de los esquistos oscuros (ver más abajo). Con frecuencia, tanto la St como el Grt se encuentran fuertemente disueltos, con reemplazamientos (esencialmente de Bt) o no, según la foliación principal S_{2A} (Figs. 3B-C). Como producto tardío de la disolución del Grt aparece Ky de grano fino desorientada (Fig. 3B).

La asociación mineral principal de los esquistos oscuros está compuesta de igual manera por Grt, St, Ky, Bt, Ms y Pl. García-Casco *et al.* (1992), Azañón y Alonso-Chaves (1996) y Alonso-Chaves *et al.*, (Fig. 4.39, *in* Vera, 2004) señalan también, en rocas equivalentes de la Unidad de La Herradura, la presencia de Fi y And que, sin embargo, no han aparecido en las muestras aquí estudiadas. Los porfiroblastos de Grt están constituidos por cristales idioblásticos, de hasta varios milímetros de tamaño, que, con frecuencia, muestran una clara diferenciación textural entre núcleos y bordes de recrecimiento. Los núcleos contienen abundantes inclusiones de Gr, Rt, Ilm y Qz que definen una foliación antigua, frecuentemente plegada. En los bordes

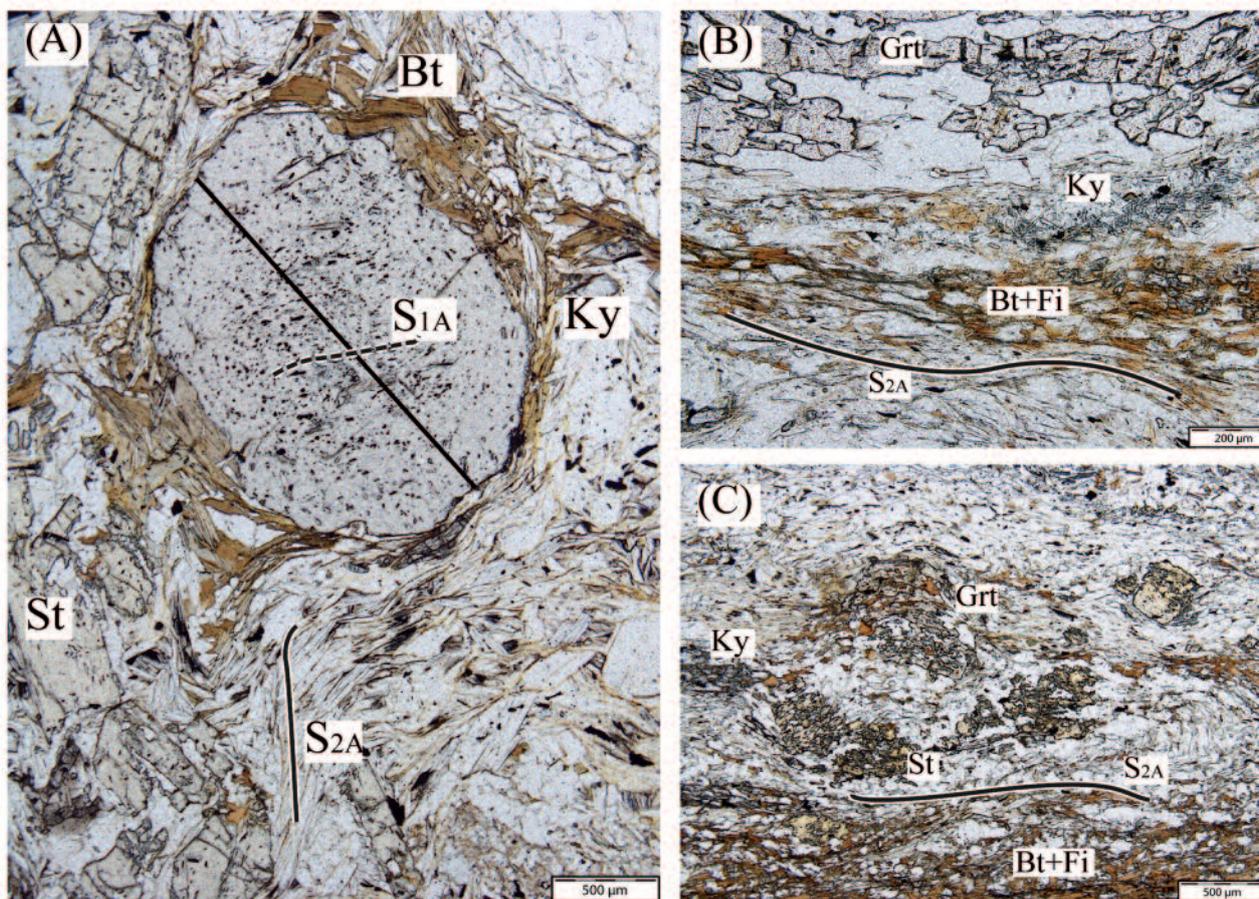


Fig. 3.- (A) Porfiroblasto pre- S_{2A} de Grt de los esquistos claros, rodeado por biotita (Bt) y porfiroblastos de estauroilita (St). Se indica también la traza del perfil de la figura 6A. (B) Foliación principal (S_{2A}) definida por moscovita (Ms), biotita (Bt) y fibrolita (Fi) en los esquistos claros. Se observan también signos de disolución en el Grt pre- D_{2A} , y la formación de pequeños cristales de Ky post- D_{2A} . (C) Porfiroblastos de Grt y St pre- S_{2A} que presentan fuertes signos de disolución.

de recrecimiento las inclusiones son menos frecuentes, pero a veces también definen una foliación antigua, que denominamos S_{1A} y que, a tenor de las observaciones sobre la composición del Grt que se presentan más abajo, más que probablemente es diferente -y mucho más moderna- que la presente dentro de los núcleos, que denominaremos S_{1pre-A} (Fig. 4A). Aunque los porfiroblastos de Grt muestran a menudo formas dodecaédricas, muchos otros aparecen fuertemente corroídos, con formas esqueléticas y golfos de corrosión, y están reemplazados parcial o totalmente por Bt y, en menor medida, Ky que definen, junto con Ms, la foliación principal alpina S_{2A} (Figs. 4A-B), cuya presencia está generalizada en las rocas estudiadas y cuyo carácter milonítico ha sido establecido en trabajos previos (Alonso-Chaves, 1995, entre otros). En algunos porfiroblastos bien preservados de St también se reconoce una foliación antigua, definida sobre todo por inclusiones de Gr, muy parecida a la S_{1pre-A} de los núcleos de los Grt. Inclusiones de Gr similares, fuertemente plegadas, también se observan dentro de la matriz micácea, entre bandas deformadas según la foliación principal S_{2A} (Fig. 4C). Sin embargo, los cristales de St también aparecen frecuentemente libres de inclusiones, estirados y deformados según la S_{2A} . También se reconoce una foliación de crenulación (S_{3A}) posterior a la principal. Además, cerca de los porfiroblastos de Grt a veces aparecen pequeños cristales desorientados de Ky, que no están afectados por la deformación principal D_{2A} (Fig. 4B).

En las figuras 5A y B se resume la secuencia blastesis-deformación reconocida en los esquistos claros y oscuros, respectivamente.

Estudio composicional

Los porfiroblastos de Grt de los esquistos claros presentan patrones de zonación normales (Fig. 6A). Los porfiroblastos de Grt de los esquistos oscuros presentan igualmente patrones de zonación aparentemente continuos (Fig. 6B) tanto en términos de Mn (descenso de núcleo a borde) como de Mg (aumento de núcleo a borde). Sin embargo, en los núcleos ricos en inclusiones, los perfiles de Ca presentan un suave descenso hacia el exterior seguido de un brusco incremento de Ca justo al pasar a los bordes de recrecimiento pobres en inclusiones antes mencionados ($X_{\text{grosularia}} = 0,152$, Tabla 1; Fig. 6B). Por su parte, el Fe muestra un aumento progresivo en los núcleos, seguido de un descenso igualmente brusco en la transición núcleo-borde.

En los esquistos oscuros, la St presenta una razón Fe/Mg menor que la de los núcleos del Grt, pero claramente mayor que la de los bordes con alto contenido en Ca del Grt (Tabla 1). En los esquistos claros, la razón Fe/Mg de los bordes de los porfiroblastos de Grt es menor que en la St (Tabla 1). La Bt tiene en todas las muestras estudiadas una razón Fe/Mg menor que en la St y el Grt.

Por otra parte, la Ms presenta una fuerte fluctuación en los contenidos de silicio (6-6,4 apfu), tanto en los esquistos claros como en los oscuros, que se correlaciona positivamente con una variación de Fe+Mg (0,15-0,5 apfu) indicativa de variaciones en las cantidades de componente fengítico. Los mayores contenidos de componente fengítico corresponden a las partes internas de los cristales de Ms de mayor tamaño de la matriz (Tabla 1).

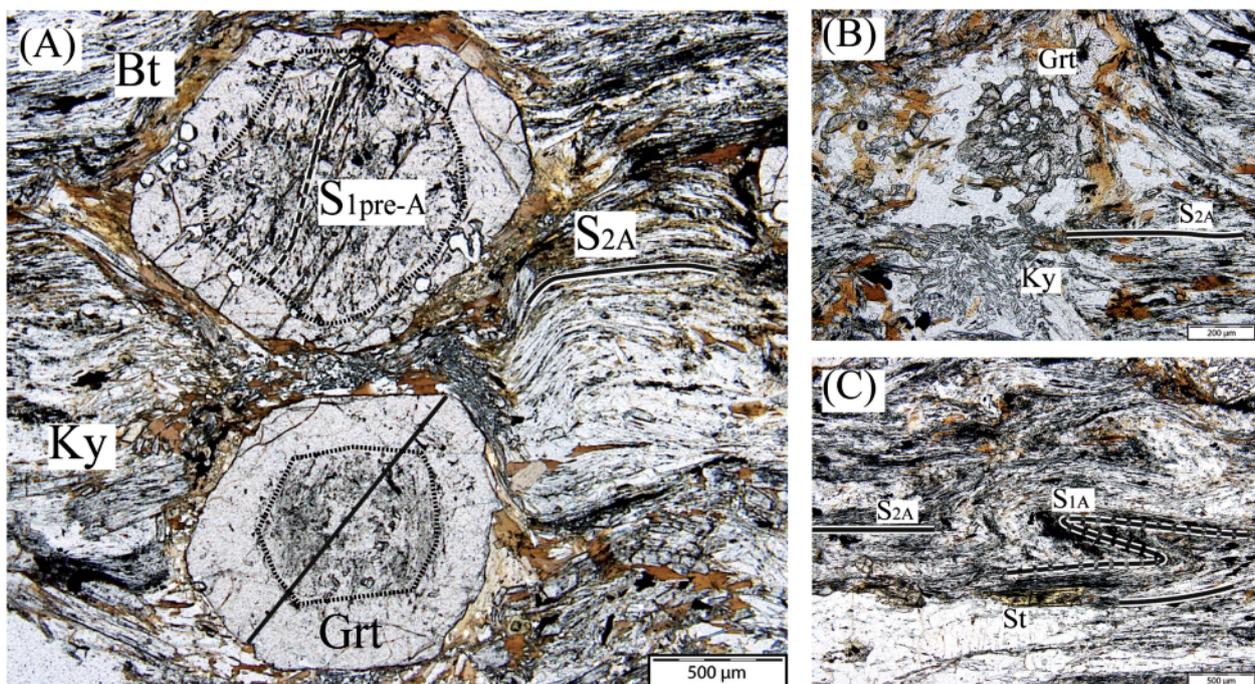


Fig. 4.- (A) Porfiroblastos de granate (Grt) de los esquistos grafitosos en cuyo interior puede reconocerse una foliación anterior a la principal S_{2A} (S_{1pre-A}). La traza indicada corresponde al perfil de la figura 6B. También se aprecian porfiroblastos de distena (Ky) precinemáticos respecto de S_{2A} . (B) Porfiroblasto de granate disuelto. Se observan pequeños granos de distena post-cinemáticos de S_{2A} . (C) Detalle de una foliación antigua (pre S_{2A}) definida por alineaciones de grafito que aparece plegado por D_{2A} .

Muestra Fase Localización Situación	A12-ST-206b Granate Basamento Borde	A12-ST-206b Granate Basamento Núcleo	M-209 Granate Cobertera Borde	M-209 Granate Cobertera Núcleo		A12-ST-206b Estaurolita Basamento Borde	A12-ST-206b Estaurolita Basamento Núcleo	M-209 Estaurolita Cobertera Borde	M-209 Estaurolita Cobertera Núcleo
SiO ₂	37.55	36.95	37.53	37.05	SiO ₂	27.94	27.87	27.91	28.31
TiO ₂	0.09	0.14	0.14	0.15	TiO ₂	0.63	0.56	0.76	0.53
Al ₂ O ₃	21.00	20.49	21.01	20.59	Al ₂ O ₃	52.39	52.66	53.33	52.71
FeO _{Total}	31.34	34.32	35.27	33.35	FeO _{Total}	13.80	13.73	13.02	13.56
MnO	0.23	1.33	0.26	2.80	MnO	0.12	0.13	0.14	0.15
MgO	4.16	1.87	4.22	1.40	MgO	1.40	1.42	1.45	1.79
CaO	5.47	4.84	2.69	5.40	CaO	0.00	0.00	0.01	0.00
BaO	0.04	0.02	0.02	0.00	BaO	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.05	Na ₂ O	0.02	0.03	0.02	0.03
K ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.01	K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.02
Total	99.88	99.99	101.18	100.77	Total	96.34	96.40	96.64	97.12
Si	2.99	2.99	2.98	2.99	Si	7.95	7.91	7.85	7.99
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	Ti	0.14	0.12	0.16	0.11
Al	1.97	1.96	1.96	1.96	Al	17.58	17.62	17.68	17.54
Fe ²⁺ _{Total}	2.09	2.32	2.30	2.25	Fe ²⁺ _{Total}	3.29	3.26	3.06	3.20
Mn	0.02	0.09	0.02	0.19	Mn	0.03	0.03	0.03	0.04
Mg	0.49	0.23	0.52	0.17	Mg	0.59	0.60	0.61	0.75
Ca	0.47	0.42	0.24	0.47	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	Ba	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	Na	0.01	0.01	0.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.01	0.00	0.00	0.01
Total ³⁺	1.97	1.96	1.97	1.97	H	3.27	3.41	3.72	3.14
Total ²⁺	3.06	3.06	3.08	3.07					
Alm	0.68	0.76	0.75	0.73					
Sps	0.01	0.03	0.01	0.06					
Prp	0.16	0.07	0.17	0.06					
Grs	0.15	0.14	0.08	0.15					
Fe/Mg	4.23	10.28	4.47	13.38	Fe/Mg	5.53	5.43	5.04	4.25
Muestra Fase Localización Situación	A12-ST-206b Biotita Basamento	A12-ST-206b Biotita Basamento	M-209 Biotita Cobertera	12A-5ST Biotita Cobertera		A12-ST-206b Moscovita Basamento Borde	A12-ST-206b Moscovita Basamento Núcleo	M-209 Moscovita Cobertera Borde	M-209 Moscovita Cobertera Núcleo
SiO ₂	34.61	34.22	36.06	34.83		44.95	47.98	45.33	47.81
TiO ₂	3.25	2.93	1.91	1.33		0.43	0.34	0.17	1.18
Al ₂ O ₃	18.93	19.01	19.99	19.98		35.75	31.45	36.51	28.36
FeO	21.04	22.11	18.65	19.41		0.85	1.66	0.79	3.52
MnO	0.05	0.05	0.04	0.00		0.00	0.02	0.00	0.04
MgO	7.08	6.85	8.78	9.61		0.38	1.61	0.34	2.39
CaO	0.02	0.01	0.05	0.00		0.00	0.00	0.00	0.01
BaO	0.15	0.13	0.06	0.10		0.42	0.12	0.22	0.05
Na ₂ O	0.27	0.26	0.44	0.26		1.07	0.68	1.38	0.09
K ₂ O	9.06	9.01	8.62	8.99		9.77	9.81	9.56	10.32
Total	94.45	94.57	94.60	94.51		93.60	93.69	94.30	93.77
Si	5.37	5.33	5.47	5.34		6.09	6.48	6.08	6.54
[IV]Al	2.63	2.67	2.53	2.66		1.91	1.52	1.92	1.46
Ti	0.38	0.34	0.22	0.15		0.04	0.04	0.02	0.12
[VI]Al	0.83	0.82	1.04	0.95		3.79	3.49	3.84	3.12
Fe ²⁺ _{Total}	2.73	2.88	2.37	2.49		0.10	0.19	0.09	0.40
Mn	0.01	0.01	0.06	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.64	1.59	1.99	2.16		0.08	0.33	0.07	0.49
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00		0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.01	0.01	0.00	0.01		0.02	0.01	0.01	0.00
Na	0.08	0.08	0.13	0.08		0.28	0.18	0.36	0.02
K	1.79	1.79	1.67	1.76		1.69	1.69	1.64	1.80
[VI]SUM	5.58	5.64	5.62	5.78		4.01	4.04	4.02	4.13
[XII]SUM	1.88	1.88	1.81	1.84		1.99	1.88	2.00	1.83
Al _{Total}	3.46	3.49	3.57	3.61		5.71	5.01	5.77	4.57
Fe/Mg	1.67	1.81	1.19	1.13		1.26	0.58	1.31	0.83

Tabla 1.- Análisis (% en peso) representativos de granate, estaurolita, biotita y moscovita. Cationes normalizados a 20 oxígenos y 4 OH (moscovita y biotita), 44 oxígenos y 4 OH (estaurolita), 12 oxígenos (granate) y 8 oxígenos (plagioclasa). En el caso de la estaurolita el H se ha calculado por estequiometría teniendo en cuenta que Si + Al_{total} = 25.53 apfu y 96 cargas positivas (Holdaway *et al.*, 1986).

*Pto. Granate = Plagioclasa producto de de la disolución del granate.

Muestra Fase Localización Situación	A12-ST-206b Plagioclasa Basamento Matriz	A12-ST-206b Plagioclasa Basamento Pto. Granate	M-209 Plagioclasa Cobertera Matriz	M-209 Plagioclasa Cobertera Pto. Granate
SiO ₂	63.26	61.58	65.62	62.43
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	22.56	23.70	21.54	23.54
FeO	0.07	0.35	0.05	0.05
MnO	0.02	0.00	0.04	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	3.91	5.18	2.44	4.86
BaO	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	9.67	9.08	10.68	9.29
K ₂ O	0.16	0.14	0.17	0.15
Total	99.63	100.04	100.55	100.33
Si	2.81	2.74	2.88	2.76
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.18	1.24	1.11	1.23
Fe _{Total}	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.19	0.25	0.11	0.23
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.83	0.78	0.91	0.80
K	0.01	0.01	0.01	0.01
Ab	0.81	0.75	0.88	0.77
An	0.18	0.24	0.11	0.22
Or	0.01	0.01	0.01	0.01

Tabla 1.- (continuación) Análisis (% en peso) representativos de granate, estaurolita, biotita y moscovita. Cationes normalizados a 20 oxígenos y 4 OH (moscovita y biotita), 44 oxígenos y 4 OH (estaurolita) y 12 oxígenos (granate). En el caso de la estaurolita el H se ha calculado por estequiometría a $Si + Al_{total} = 25.53$ apfu y 96 cargas positivas (Holdaway *et al.*, 1986).

*Pto. Granate = Plagioclasa producto de la disolución del granate.

Discusión

Tanto en los esquistos claros como en los oscuros, las fases Grt, St y Ky forman parte de la asociación mineral principal y constituyen blastos precinemáticos con respecto a la foliación principal S_{2A} (Figs. 3 y 4). Esta foliación está definida por Ms y Bt, cuya edad ⁴⁰Ar-³⁹Ar es sistemáticamente alpina en rocas de cobertera y basamento de la unidad de Tejada y otras unidades alpujarrides (*e.g.*, Zeck *et al.* 1989; Monié *et al.*, 1994). Además de estos minerales, aparecen silicatos de aluminio sin- a post-cinemáticos respecto de la S_{2A} (Fi en los esquistos claros y Ky en los oscuros), que también se interpretan como de edad Alpina. Su formación viene dada por un proceso de disolución del Grt según la reacción: $Grt + Ms = Bt + Als + Qz$, que ha sido interpretada en relación con una descompresión syn-D_{2A} en rocas del Alpujarride Superior (Unidad de Torrox; García-Casco y Torres-Roldán, 1996, 1999).

A diferencia de los patrones de zonación normales de los esquistos claros, indicativos de crecimiento progrado sin discontinuidades/inflexiones en la trayectoria P-T, los patrones de zonación del Grt de los esquistos oscuros son complejos y no pueden explicarse por un único episodio de metamorfismo progrado. Dichos patrones, junto con la distribución de inclusiones, pueden interpretarse como resultado de dos etapas de crecimiento, ambas previas a la descompresión antes mencionada. Sin embargo, los esquistos claros sólo registran uno de estos episodios de crecimiento que sería de edad Alpina puesto que a los protolitos de estas últimas rocas se le atribuye una edad Permo(?)–Triásico. Por otro lado, dada la edad pre-Meso-

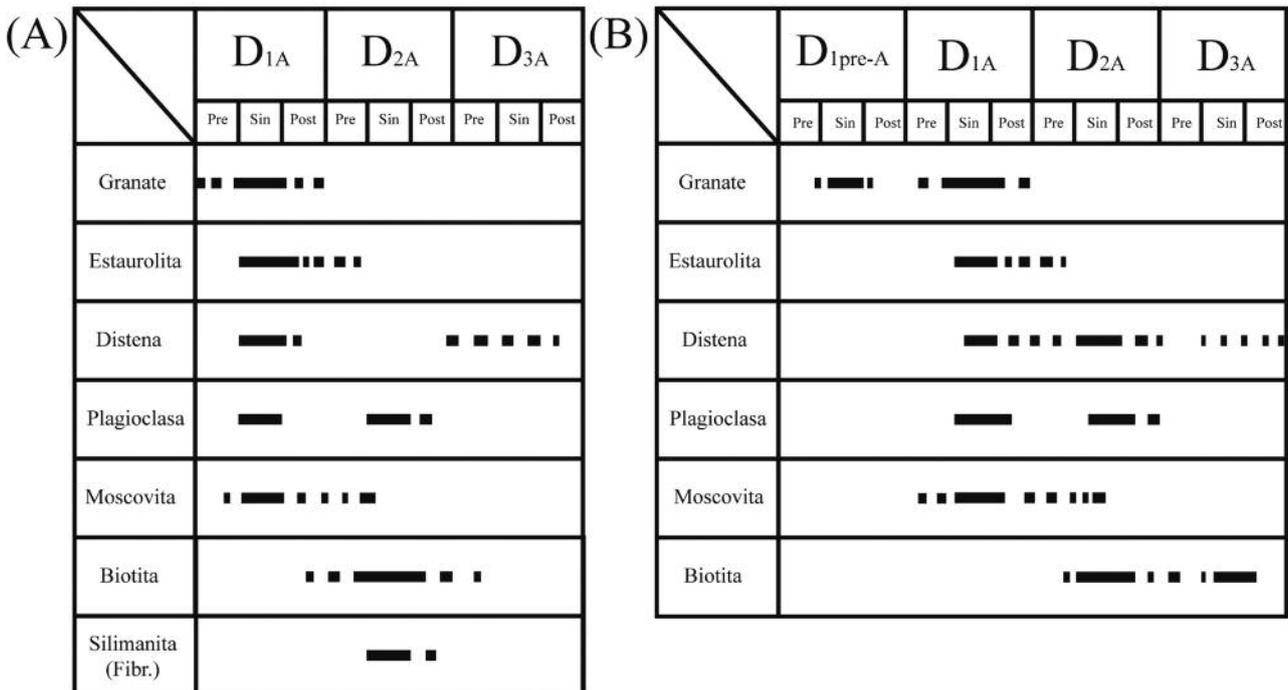


Fig. 5.- Relaciones blastesis-deformación para los esquistos claros de la cobertera (A) y los esquistos oscuros del basamento (B).

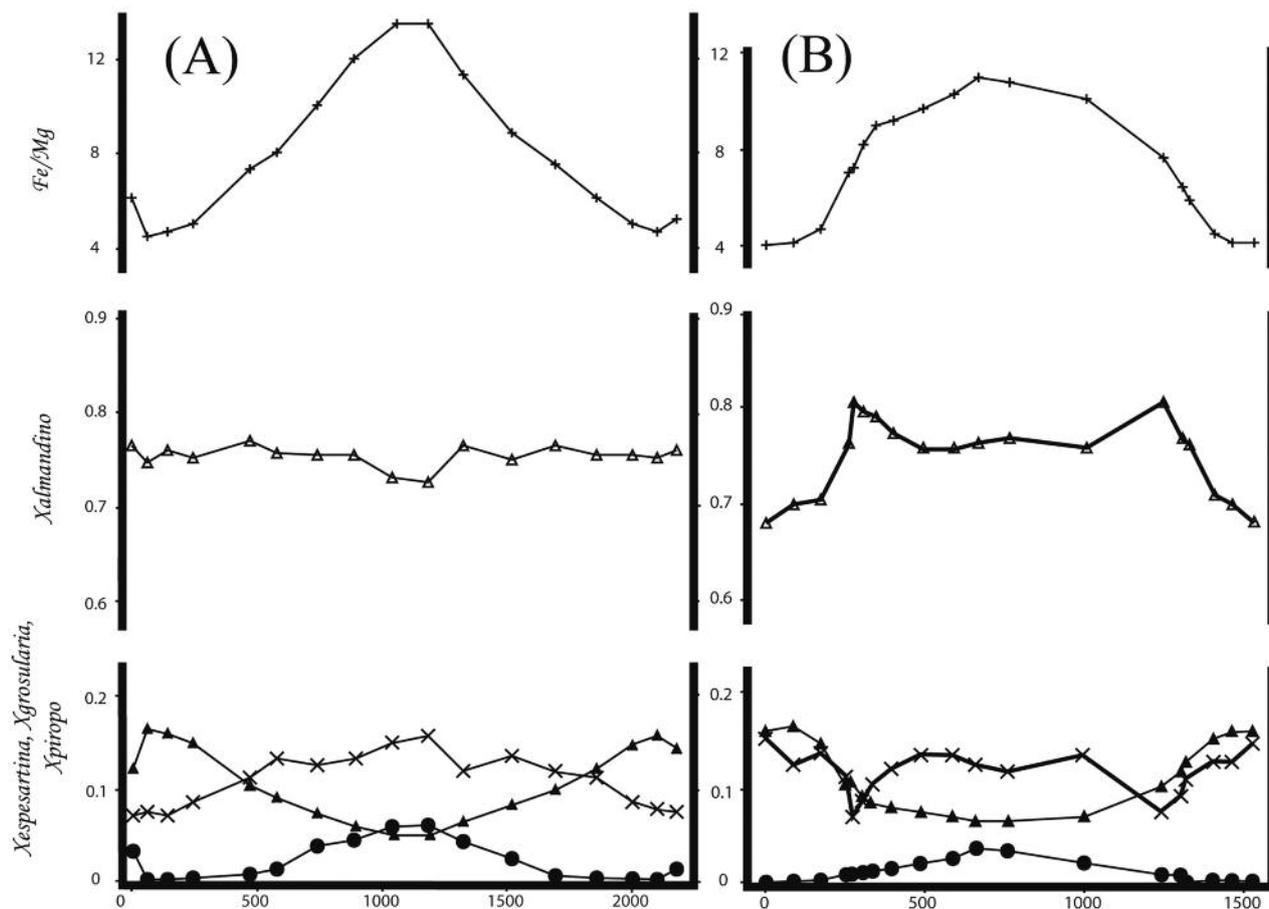


Fig. 6.- Perfiles de zonación de porfiroblastos de granate de los esquistos claros (A) y oscuros (B). Se representa la relación Fe/Mg (cruces) y los componentes almandino (triángulos), espesartina (círculos), grosularia (aspas) y piropo (triángulos coloreados).

zoica tradicionalmente atribuida a los protolitos de los esquistos oscuros y su ubicación estratigráfica bajo la serie de los esquistos claros, es razonable proponer una edad pre-Alpina para el primero de los dos ciclos metamórficos. Granates con recrecimientos y zonación recurrente similares a los aquí descritos han sido también interpretados de igual manera en relación con historias polimetamórficas por otros autores (Argles *et al.*, 1999).

La partición inversa Fe-Mg entre la St de la matriz y el Grt de los esquistos claros o los bordes de los porfiroblastos de Grt de los esquistos oscuros constituye un hecho anómalo, difícilmente explicable en términos de equilibrio termodinámico en esquistos normales ricos en Fe (*e.g.*, García-Casco y Torres-Roldán, 1996, 1999), lo que sugiere que ambas fases coexisten en desequilibrio. Una posible explicación es que la St hubiera continuado su crecimiento al principio de la descompresión (*i.e.*, sin- D_{2A} , en desequilibrio con el borde pre- D_{2A} del Grt; *cf.* García-Casco y Torres-Roldán, 1996) tras una etapa de crecimiento principal pre- D_{2A} . Alternativamente, la partición inversa podría indicar que la St es pre-Alpina (*i.e.*, en desequilibrio con los bordes pre- D_{2A} de edad Alpina de Grt). Sin embargo, según este razonamiento tanto los esquistos claros como los oscuros habrían sufrido un metamorfismo pre-Mesozoico, lo cual es inconsistente con la inexistencia de patrones de zonación complejos y recurrentes en los porfiroblastos de Grt de los esquistos claros y con la presunción de la edad sedi-

mentaria Permo-Triásica de estos últimos. Por ello, consideramos que al menos parte del crecimiento de St, con partición inversa tanto en los esquistos oscuros como en los claros, debe corresponder al inicio del proceso descompresivo de edad Alpina.

Otra cuestión relevante es la existencia de pequeños cristales decusados de Ky, post-cinemáticos respecto de la D_{2A} en los esquistos oscuros (Figs. 3C y 4B). Estos cristales se habrían formado en relación con la disolución de Grt (*e.g.*, $Grt+Ms = Ky + Bt + Qtz$). Esto podría indicar unas condiciones báricas relacionadas con la D_{2A} mayores que las comúnmente aceptadas (*i.e.*, <4 kbar) tras la descompresión casi isoterma de las unidades Alpujarrides (ver revisión en Alonso-Chaves *et al.* pp 420-422 y Fig. 4.42., *in Vera*, 2004). Otra hipótesis involucraría una posible compresión post- D_{2A} desde condiciones de baja P hasta las condiciones de estabilidad de la Ky relacionada con la D_{3A} .

Conclusiones

Un ciclo metamórfico simple (de edad Alpina) no puede explicar las complejas zonaciones químicas observadas para los porfiroblastos de granate de los esquistos oscuros de la Unidad de Tejeda. Por otro lado, los esquistos claros presentan asociaciones minerales y relaciones texturales equivalentes a las observadas en los esquistos oscuros, pero sus porfiroblastos de Grt no muestran ni coronas de recreci-

miento ni zonaciones químicas tan complejas como las del Grt de los esquistos oscuros. Por tanto, la trayectoria progradada sugerida por el Grt para los esquistos claros es relativamente simple y equivalente a la de los bordes de recrecimiento del Grt de los esquistos oscuros. Por ello, y asumiendo una edad Permo(?)–Triásico para los protolitos de los esquistos claros, la serie alpujárride de cobertera de la Unidad de Tejeda habría sido afectada por un único ciclo metamórfico, que sería necesariamente de edad Alpina, mientras que la serie de los esquistos oscuros habría sido afectada, además, por un ciclo metamórfico anterior, de edad probablemente pre-Alpina, cuya impronta ha quedado registrada sobre todo en los núcleos del Grt, sin excluir completamente a los porfiroblastos de St con abundantes inclusiones de grafito. Las relaciones blastesis-deformación de St, Ky, Bt, Ms y Fi, así como los bordes de recrecimiento del Grt de los esquistos oscuros y los porfiroblastos de Grt de los esquistos claros serían el resultado del metamorfismo alpino, incluyendo características de desequilibrio como la partición inversa Fe-Mg entre St desprovista de Gr y deformada por la foliación principal alpina y los bordes de Grt de los esquistos oscuros, o la St y el Grt previos a la foliación principal alpina observable en los esquistos claros. Finalmente, las relaciones texturales de los silicatos de aluminio (Ky y Fi, en particular, sobre todo en los esquistos claros, pero también en los oscuros) sugieren una compleja evolución P-T durante el ciclo alpino de las distintas unidades alpujárrides.

Agradecimientos

Este trabajo rinde tributo a la persona de nuestro común profesor Dr. D. Juan Antonio Vera Torres. Este trabajo ha sido posible gracias a la concesión de la beca de Iniciación a la Investigación del Plan Propio 2012 de la Universidad de Granada a Antonio Manjón-Cabeza Córdoba, y ha sido financiado por los proyectos P11-RNM-7067 (Junta de Andalucía- C.E.I.C.-S.G.U.I.T.), CGL-2009-09249 y CGL-2012-32169 (DGICYT). Agradecemos a Miguel Ángel Hidalgo Laguna (CIC, Universidad de Granada) por su apoyo técnico durante la obtención de los análisis de microsonda electrónica. Igualmente agradecemos la profunda y positiva lectura crítica del trabajo por parte de los revisores Profs. Francisco Manuel Alonso-Chaves y José Francisco Molina Palma, que han mejorado en buena medida este trabajo.

Referencias

Alonso-Chaves, F. M. (1995): Evolución tectónica de Sierra Tejeda y su relación con procesos de engrosamiento y adelgazamiento corticales en las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral, Universidad de Granada.

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

Alonso-Chaves, F. M. y Orozco, M. (2012): El complejo Alpujárride de La Axarquía: Zonas de cizalla dúctiles a escala cortical y pliegues recumbentes asociados. *Geogaceta*, 52: 103-106.

Argles, T.W., Prince, C.I., Foster, G.L. y Vance, D. (1999): New garnets for old? Cautionary tales from young mountain belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 172: 301-309.

Azañón, J.M. y Alonso-Chaves, F.M. (1996): Alpine tectono-metamorphic evolution of the Tejeda Unit. An extensional dismembered Alpujárride Nappe. *Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris*, 322: 47-54.

Bouybaouène, M., Michard, A. y Goffé, B. (1998): Granulites de haute pression au toit des péridotites du Rif (Beni Bousera, Maroc): Des témoins d'une ancienne croûte épaissie dans le domaine d'Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169: 153-162.

Elorza, J. J. (1979): Las Unidades alpujárrides en la transversal de Sierra Tejeda (SW de Sierra Nevada). Tesis doctoral, Universidad de Bilbao.

Elorza, J. J. y García-Dueñas, V. (1981): Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 1054 (Vélez-Málaga) del Mapa Geológico de España, escala 1:50000 (serie Magna). IGME, Madrid.

Esteban, J. J., Tubía, J. M., Cuevas, J., Vegas, N., Sergeev, S. y Lariónov, A. (2011): Peri-Gondwanan provenance of pre-Triassic metamorphic sequences in the western Alpujárride nappes (Betic Cordillera, southern Spain). *Gondwana Research*, 20: 443-449.

García-Casco, A., Haisen, F. y Torres-Roldán, R.L. (1992): Termobarometría en metapelitas de grado medio de unidades alpujárrides de la Zona Bética occidental, España. En: *III Congreso Geológico de España, y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca 1992. Actas tomo 1: 338-342

García-Casco, A., Sánchez-Navas, A. y Torres-Roldán, R.L. (1993): Disequilibrium decomposition and breakdown of muscovite in high P-T geisses, Betic alpine belt (southern Spain). *American Mineralogist*, 78: 158-177.

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: 1207-1240.

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.

Holdaway, M. J., Dutrow, B. L. y Shore, P. (1986): A model for the crystal chemistry of staurolite. *American Mineralogist*, 71: 1142-1159.

Kornprobst, J. (1974): Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 251.

Kornprobst, J. (1976): Signification structurale des peridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tiés de l'étude des détritiques observés dans les sédiments paléozoïques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3: 607-618.

Le Bayon, B., Pitra, P., Balleve, M. y Bohn, M. (2006): Reconstructing P-T paths during continental collision using multi-stage garnet (Gran Paradiso nappe, Western Alps). *Journal of Metamorphic Geology*, 24: 477-496.

Michard, A., Goffé, B., Chalouan, A. y Saddiqui, O. (1991): Les correlations entre les Chaines bético-rifaines et les Alpes et leurs conséquences. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162: 1151-1160.

Michard, A., Goffé, B., Bouybaouene, M. L. y Saddiqui, O. (1997): Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: Metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nova*, 9: 171-176.

- Monié, P., Torres-Roldán, R.L. y García-Casco, A. (1994): Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, 238: 353-379.
- Montel, J.-M., Kornprobst, J. y Vielzeuf, D. (2000): Preservation of old U-Th-Pb ages in shielded monazite: Example from the Beni Bousera Hercynian kinzigites (Morocco). *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 335-342.
- 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.
- Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T.H. y Jermouny, B. (1982): Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A polyphase tectonic interpretation. *Tectonophysics*, 82: 231-251.
- Torres-Roldán, J.L. (1979): The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain); its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine Belt. *American Journal of Science*, 279: 19-51.
- Sánchez-Navas, A., Oliveira-Barbosa, R.C., García-Casco, A. y Martín-Algarra, A. (2012): Transformation of andalusite to kyanite in the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, southern Spain): Geologic implications. *The Journal of Geology*, 120: 557-574.
- Sánchez-Rodríguez, L. y Gebauer, D. (2000): Mesozoic formation of pyroxenites and gabros 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. (1989): Estructura de las Sierras de Tejeda y Cómputa. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 77-84.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A. C. (2003): Revisión de las unidades Alpujarrides de las Sierras de Tejeda, Alpujarras y Guájares (sector central de la zona interna Bética, provincias de Granada y Málaga). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 16: 135-149.
- Vera, J.A. (Ed.) (2004): *Geología de España*. IGME-SGE, 884 pp.
- Whitney, D. L. y Evans, B. W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Zeck, H.D., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A. y Martín-Algarra, A. (1989): A 21 ± 2 Ma age for the termination of the ductile alpine deformation in the internal zone of the Betic cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169: 215-220.
- Zeck, H. P. y Whitehouse, M. J. (1999): Hercynian, Pan-African, Proterozoic and Archean ion-microprobe zircon ages for a Betic-Rif core complex, Alpine belt, W Mediterranean – Consequences for its P-T-t path. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 134-149.
- Zeck, H. P. y Whitehouse, M. J. (2002): Repeated age resetting in zircons from Hercynian-Alpine polymetamorphic schists (Betic-Rif tectonic belt, S. Spain) - A U-Th-Pb ion microprobe study. *Chemical Geology*, 182: 275-292.
- Zeck, H. P. y Williams, I. S. (2001): Hercynian metamorphism in nappe core complexes of the Alpine Betic-Rif belt, Western Mediterranean – A SHRIMP zircon study. *Journal of Petrology*, 42: 1373-1385

MANUSCRITO RECIBIDO EL 16-10-2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 12-02-2014

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 14-02-2014