

METAMORFISMO, EXHUMACIÓN Y TERMOCRONOLOGÍA DE LA UNIDAD DE YUNQUERA (ALPUJÁRRIDES OCCIDENTALES, CORDILLERAS BÉTICAS)

J. J. Esteban¹, J. Cuevas¹, J. M. Tubía¹, J. I. Gil Ibarguchi² y D. Seward³

¹ Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco, Apartado 644, 48080 Bilbao. gpbsegui@lg.ehu.es

² Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco, Apartado 644, 48080 Bilbao

³ Department of Earth Sciences, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich, Switzerland

Resumen: En este trabajo presentamos los resultados obtenidos a partir del estudio estructural, petrográfico, geotermobarométrico y termocronológico de la Unidad de Yunquera (Alpujárrides occidentales, Cordilleras Béticas). Los datos obtenidos permiten proponer una evolución tectonometamórfica en tres etapas: una evolución metamórfica progradada, asociada a un engrosamiento cortical, desde condiciones de recristalización de baja temperatura y presión baja-intermedia hasta condiciones de alta presión y temperatura; una segunda etapa, ligada al descenso de presión y ascenso de temperatura registrado durante la exhumación de la unidad desde unos 40 km, y responsable del desarrollo de la esquistosidad principal y una última con desarrollo de crenulación durante el emplazamiento de la Unidad de Yunquera sobre la de las Nieves. La termocronología mediante trazas de fisión en circones y apatitos ha permitido determinar, por correlación con las tasas de enfriamiento calculadas en el Manto de Los Reales, la presencia de altas tasas de enfriamiento durante la exhumación de la unidad entre 21 y 19,5 Ma; además, el registro de tasas de enfriamiento inferiores a 10 °C/Ma, desde hace 18,5 Ma hasta la actualidad, permiten deducir la existencia de una reducción de las tasas de exhumación de los Mantos Alpujárrides desde dicha edad.

Palabras clave: Cordilleras Béticas, Complejo Alpujárride, Unidad de Yunquera, estructura, geotermobarometría, termocronología.

Abstract: In this work we report new structural, petrological, geothermobarometric and thermochronologic data from the Yunquera Unit rocks. The new data suggest that the tectonometamorphic evolution of the unit took place in three stages: a) prograde metamorphic evolution from low temperature and low-medium pressure to high pressure and temperature, resulted in thickening of the crust; b) evidenced by the main schistosity, a second stage was associated with a drop of pressure and rise of temperature during exhumation from depths at least of 40 km; c) the final, evidenced by the crenulation of the main schistosity, was developed during thrusting of the Yunquera Unit over the Las Nieves Unit. The timing and rates of the final cooling are based on a correlation with the cooling rate of the overlying rocks of the Los Reales nappe, and the fission-track analysis carried out on zircons and apatites of the Yunquera Unit. Extremely high rates of cooling occurred from 21 to 19.5 Ma during the exhumation of the unit. From about 18.5 Ma cooling rates decreased dramatically to less than 10 °C/my until the present time, pointing to a possible decrease of the exhumation rates of the Alpujarride Nappes at this time.

Key words: Betic Cordilleras, Alpujarride Complex, Yunquera Unit, structure, geothermobarometry, thermochronology.

Esteban, J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M., Gil Ibarguchi, J.I. y Seward, D. (2005): Metamorfismo, exhumación y termocronología de la Unidad de Yunquera (Alpujárrides occidentales, Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (1-2): 61-74.

El Orógeno Bético-Rifeño forma la terminación occidental de las cadenas alpinas del Mediterráneo, alrededor del estrecho de Gibraltar. Las Cordilleras Béticas, localizadas al sur de la Península Ibérica (Fig. 1), han sido divididas clásicamente en las *Zonas Externas*, constituidas por los materiales depositados en el Paleomargen Sudibérico y deformados

durante la orogenia alpina, y las *Zonas Internas*. En estas últimas se han diferenciado diversos conjuntos, entre los que cabe destacar por su extensión de afloramiento: el Complejo Nevado-Filábride, el Alpujárride y el Maláguide (Egeler y Simon, 1969). Los tres Complejos, se han diferenciado atendiendo a su evolución tectónica, edad de la deformación y cinemáti-

ca y características de presión y temperatura (P-T) diferentes. De entre ellos, el mejor conocido en la actualidad es el Complejo Alpujárride, que es un conjunto alóctono con una posición tectónica intermedia entre el Nevado-Filábride, por debajo y el Maláguide, en posición superior.

En este trabajo abordamos el estudio de la Unidad de Yunquera, definida por Dürr en 1963, con afloramientos limitados al sector nordoccidental de la cordillera (Fig. 1). Esta unidad es uno de los conjuntos tectónicos más desconocidos del Complejo Alpujárride y no tiene publicados datos precisos de su evolución P-T. Este hecho es tanto más sorprendente si se tiene en cuenta que su posición, inmediatamente por debajo de las peridotitas de Ronda en los sectores localizados alrededor de Yunquera (donde recibe el nombre la Unidad) y de Casarabonela (Málaga), y por encima de la Unidad de Las Nieves, le dota de un indudable interés para comprender la evolución tectónica del sector. Esta imprecisión es extensible incluso a su delimitación cartográfica ya que, si bien en los alrededores de Yunquera la unidad se encuentra bien identificada cartográficamente (del Olmo Sanz *et al.*, 1981), no ocurre así en los alrededores de Casarabonela (Chamón Cobos *et al.*, 1976), donde ha sido incluida bajo el epígrafe de «Alpujárride indiferenciado».

En el trabajo que aquí presentamos se aportan nuevos datos litológicos, estructurales, petrográficos, termobarométricos y termocronológicos que permiten precisar diversos aspectos de la evolución tectono-térmica de la Unidad de Yunquera.

La Unidad de Yunquera

La Unidad de Yunquera (Dürr, 1963) se encuentra situada estructuralmente por debajo de las peridotitas del macizo de Sierra Bermeja, en los alrededores de Yunquera. También existen pequeños afloramientos por debajo de peridotitas y de otros materiales metamórficos del Manto de Los Reales, al norte de Casarabonela (Esteban, 2003), que previamente no habían sido atribuidos a esta unidad. El Manto de Los Reales es el que ocupa la posición tectónica superior dentro del Complejo Alpujárride en esta región (Navarro-Vilá y Tubía, 1983). La Unidad de Yunquera aflora sobre los materiales carbonatados de la Unidad de las Nieves, tanto en los alrededores de Yunquera como de Casarabonela. Dürr (1963) atribuyó la Unidad de Yunquera al Complejo Alpujárride aunque también sugirió la posibilidad de incluirla en la «*Mischungszone*» del Complejo Nevado-Filábride; sin embargo, hoy en día, existe consenso en cuanto a la atribución de estos materiales al Complejo Alpujárride.

Litología

En los alrededores de Yunquera, la unidad está formada por dos tramos principales (Fig. 2A) que, de muro a techo, son:

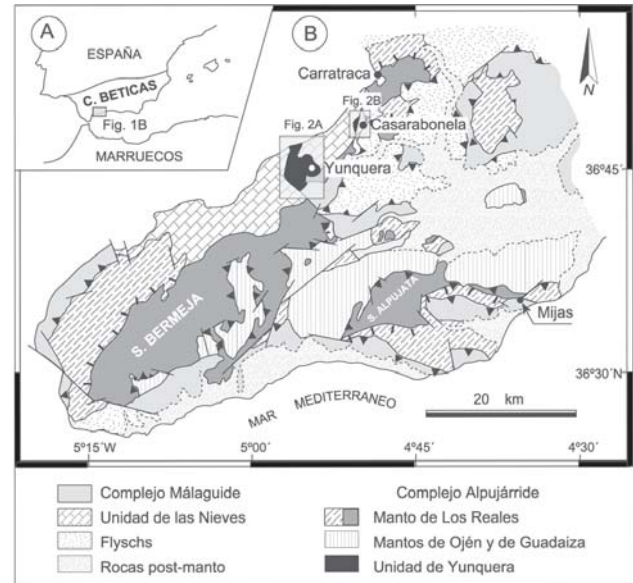


Figura 1.- A) Localización geográfica de las Cordilleras Béticas, B) Localización geográfica y geológica de la Unidad de Yunquera en el sector occidental de las Cordilleras Béticas (Tubía, 1994, modificada). Se han recuadrado las áreas correspondientes a la figura 2. Dentro del Manto de Los Reales se han diferenciado los materiales metamórficos y las peridotitas (en gris oscuro).

(1) Gneises migmatíticos de edad presumiblemente paleozoica, con niveles de colores pardos oscuros más esquistosos y ricos en micas blancas. Los diferenciados cuarzo-feldespáticos son volumétricamente muy variables pudiendo alcanzar dimensiones cartografiables. Este tramo contiene intercalaciones de mármoles con tremolita y, en su parte superior, pasa gradualmente a micaesquistos.

(2) Por encima existe un tramo formado por mármoles dolomíticos de carácter masivo, muy fracturados. Entre estos dos tramos, existe una zona más heterogénea en la que alternan niveles de mármoles, filitas y cuarcitas, así como mármoles dolomíticos. A los materiales carbonatados se les atribuye una edad Trías medio-superior (del Olmo Sanz *et al.*, 1981).

Al oeste y norte de Casarabonela, la Unidad de Yunquera no había sido identificada anteriormente (Fig. 2B). En esa zona el espesor de la Unidad queda reducido a 250 m. Se sitúa sobre los materiales carbonatados de la Unidad de las Nieves y por debajo de peridotitas y otras rocas metamórficas de la sucesión del Manto de Los Reales. En los alrededores de Casarabonela, la Unidad de Yunquera está constituida por una alternancia de micaesquistos y gneises de grano fino con distena, granate y feldespato potásico, entre los que se intercalan niveles de gneises migmatíticos, más abundantes hacia la base de la unidad. Entre los esquistos y los gneises también hay niveles de esquistos cuarcíticos de grano fino. Culminando la sucesión aflora un tramo de mármoles dolomíticos de grano grueso con bandas de tonalidad azul.

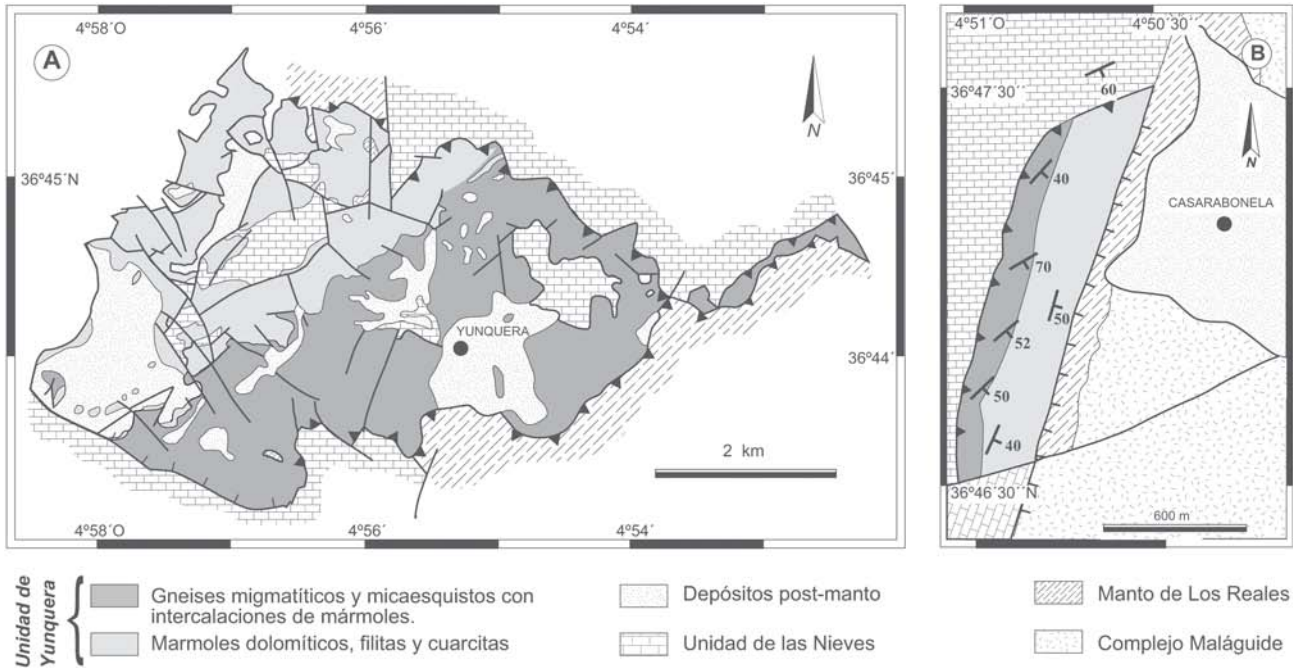


Figura 2.- Cartografía simplificada de la Unidad de Junquera, A) En Yunquera (del Olmo Sanz *et al.*, 1981, modificada), B) En las inmediaciones de Casarabonela (Esteban, 2003, modificada).

Técnicas analíticas

Los minerales más representativos de la evolución metamórfica se han analizado en láminas delgadas seleccionadas y pulidas mediante una microsonda electrónica modelo CAMECA SX50 en la Universidad de Oviedo. Las condiciones de análisis han sido: diámetro del haz, 5 mm de diámetro; intensidad, 15 nA y tensión de aceleración de 15 kV. Se han tratado los datos mediante la corrección ZAF (Z: número atómico; A: absorción de masas; F: fluorescencia). Los detalles sobre el cálculo de las fórmulas estructurales de las fases analizadas se indican en las tablas I y II.

Para la datación mediante trazas de fisión se extrajeron los cristales necesarios de apatito y circón a partir de cinco a seis kilogramos de muestra inicial, utilizando las técnicas de separación mineral rutinarias de la *Universidad del País Vasco*: trituración, molienda, tamizaje, mesa Wilfley, líquidos densos y separación magnética. Una vez separadas las fases minerales, los circones fueron montados en porta-muestras de teflón a una temperatura inferior a 260 °C, y los apatitos en una resina «Epoxi» a menos de 50 °C en el *ETH* (Zurich). Los cristales de apatito y circón fueron biseccionados utilizando papel de corindón y, seguidamente, pulidos con pasta de diamante de 1 a 3 mm y polvo de Al₂O₃ de 0,05 mm (Seward, 1989). Posteriormente, los circones fueron atacados químicamente mediante una solución eutéctica KOH-NaOH a 210 °C durante periodos de tiempo comprendidos entre 4 y 9 horas; los apatitos fueron tratados con una disolución al 7 % HNO₃ a 21 °C durante 55 segundos. Las micas blancas, utilizadas como detector externo (Fleischer *et al.*, 1975) debido a su bajo contenido en U, fueron atacadas por una disolución de HF al 40 % durante 45 minutos. En todos los

casos el ataque químico fue parado con agua. Las muestras se irradiaron en el reactor nuclear de ANSTO, Lucas Heights (Australia), con una densidad de 1 x 10¹⁵ neutrones /cm² para los circones y de 1 x 10¹⁶ neutrones

Mineral	Ms	Ms	Bt	Grt	PI
Muestra	sa-111XZ	sa-111XZ	sa-111XZ	sa-111XZ	sa-111XZ
	4.8-Por	1.5-Matriz	2.8-Matriz	7.2-Matriz	5.3-Por/C
SiO ₂	48,89	46,47	33,82	35,57	65,23
TiO ₂	0,73	0,91	3,10	nd	nd
Al ₂ O ₃	31,73	33,20	17,60	20,00	20,86
Cr ₂ O ₃	nd	0,01	0,01	0,04	nd
NiO	nd	nd	nd	0,01	0,06
FeO _t	2,79	2,26	25,98	32,95	0,03
MgO	1,24	0,71	4,30	1,12	0,07
MnO	0,06	0,07	0,29	6,39	0,01
CaO	0,01	nd	nd	2,62	2,56
Na ₂ O	0,41	0,47	0,06	0,26	10,41
K ₂ O	10,28	10,39	9,38	0,03	0,37
Total	96,14	94,48	94,55	99,00	99,59
Si	3,24	3,13	2,78	2,93	2,89
Al ^{IV}	0,76	0,87	1,22	0,07	1,09
Al ^{VI}	1,71	1,77	0,48	1,87	-
Ti	0,04	0,05	0,19	-	-
Cr	-	-	-	< 0,01	-
Fe ³⁺	-	-	-	0,13	-
Fe ²⁺	0,15	0,13	1,73	2,14	-
Mg	0,12	0,07	0,53	0,14	< 0,01
Ni	-	-	-	< 0,01	< 0,01
Mn	< 0,01	< 0,01	0,02	0,45	< 0,01
Ca	< 0,01	-	-	0,23	0,12
Na	0,05	0,06	0,01	0,04	0,89
K	0,87	0,89	0,98	< 0,01	0,02
X _{Mg}	0,44	0,36	0,23	-	-
Par.	0,06	0,06	-	-	-

Tabla I. Análisis químicos representativos y fórmulas estructurales de biotita (Bt), moscovita (Ms), plagioclasa (PI) y granate (Grt) de las migmatitas de la Unidad de Yunquera. Las proporciones catiónicas y las relaciones Fe³⁺/Fe²⁺ han sido calculadas por balance de cargas y regresión (De Bruijn *et al.*, 1983; Droop, 1987) asumiendo 11 oxígenos (Bt y Ms), 8 cationes y 12 oxígenos (Grt) y 8 oxígenos (PI); Matriz: cristal de la matriz de la roca; Por: porfiroblasto; /C: centro; nd: por debajo del límite de detección; Par: paragonita; X_{Mg} ([Mg/(Mg+Fe)]).

/cm² para los apatitos. Para la determinación de la densidad de trazas espontáneas e inducidas se utilizaron valores de zeta_{CN1} de 100 ± 3 y zeta_{CN5} de 293 ± 11 en los circones y apatitos, respectivamente. El conteo de las trazas de fisión tanto espontáneas como inducidas se realizó con un microscopio óptico Zeiss equipado con una platina automática mediante el software «Langstage» (Dumitru, 1993). Las longitudes de las trazas horizontales y confinadas de los apatitos se midieron a partir de una tableta digital calibrada previamente con un micrómetro.

Estructura

El conjunto de estructuras observadas en los materiales metapelíticos de la Unidad de Yunquera, en las inmediaciones de Casarabonela, es similar al de la mayor parte de los mantos del Complejo Alpujárride (Aldaya *et al.*, 1979; Cuevas, 1991; Tubía *et al.*, 1992). Así, se puede reconocer: (1) una esquistosidad residual, S₁, que se conserva localmente como una esquistosidad interna, definida por el alineamiento de pequeñas inclusiones de minerales opacos en porfiroblastos de granate (Fig. 3A) y estauroлита, y (2) una esquistosidad regional sinmetamórfica, S₂ (Fig. 3A), definida principalmente por la orientación preferente de mica blanca. Sobre la S₂, se reconoce la presencia de una lineación mineral de estiramiento, definida por turmalinas boudi-

nadas (Fig. 3B) y distenas. La S₂ está afectada por planos C (Fig. 3C) orientados según dos direcciones conjugadas lo que, combinado con las sombras de presión alrededor de los porfiroblastos sin un sentido de asimetría predominante, refleja la existencia de una deformación con una componente coaxial importante.

Localmente, la esquistosidad principal está crenulada por micropliegues asimétricos (Fig. 3D) con ejes subhorizontales de dirección NE-SO. La inexistencia de una recristalización mineral sobre los planos axiales de los micropliegues confirma el carácter netamente post-metamórfico de la crenulación. La asimetría de los micropliegues, probablemente relacionados con el emplazamiento tardío de la Unidad de Yunquera sobre la Unidad de las Nieves, indica un sentido de movimiento del bloque de techo hacia el NO.

Petrografía y mineralogía

Gneises migmatíticos

Los gneises de la Unidad de Yunquera se caracterizan por poseer una importante proporción de porfiroblastos de mica blanca (1-2 mm) que definen la esquistosidad principal de la roca (S₂). Estas micas muestran morfologías tabulares asimétricas con extinción ondulante e inclusiones de cuarzo, granate y circón. Son moderadamente fengíticas (Si_{3,2}) y pobres en molécula de paragonita (< 7 mol % en promedio), con contenidos

Mineral	Ms _I	Ms _{II}	Bt _I	Bt _{II}	Grt _I	Grt _I	Grt _{II}	Grt _{III}	Grt _{III}	St	Pl	Pl	Pl
Muestra	sa-95XZ	sa-95 XZ	sa-112XZ	sa-112XZ	sa-95 XZ	sa-95 XZ	sa-95YZ	sa-112XZ	sa-112XZ	sa-95 YZ	sa-95 YZ	sa-95 XZ	sa-105 XZ
	10.2	2.3	7.5	4.3	11.2-Por/C	11.3-Por/B	1.3-Inc	Z3.Por/C	Z3-Por/B	3.4-Por	5.2-Por/C	8.2-Por/B	4.2-Matriz
SiO ₂	50,01	47,63	36,15	35,36	36,82	38,61	38,34	37,45	37,56	28,01	63,54	60,47	58,40
TiO ₂	0,94	0,89	2,16	1,61	nd	0,08	0,14	0,08	0,05	0,85	0,03	nd	nd
Al ₂ O ₃	33,25	34,84	19,52	18,60	20,55	21,43	21,08	21,02	21,19	52,68	23,20	24,38	25,73
Cr ₂ O ₃	0,06	nd	0,01	0,10	nd	0,08	0,05	nd	nd	0,16	nd	0,04	0,02
NiO	nd	nd	0,09	0,04	nd	0,06	nd	nd	0,09	nd	nd	0,01	nd
FeO _t	1,30	0,91	16,36	17,66	32,60	30,05	29,57	31,09	35,49	13,75	0,13	0,11	nd
MgO	1,30	0,82	11,74	9,13	1,93	4,47	4,24	4,23	5,02	1,58	0,02	0,03	nd
MnO	nd	nd	0,09	0,07	5,65	0,38	0,36	0,36	0,57	0,15	nd	nd	0,04
CaO	nd	nd	0,06	0,26	1,40	5,72	6,95	5,98	1,73	0,03	5,18	7,26	8,79
Na ₂ O	0,80	0,96	0,39	0,08	0,04	0,05	0,02	0,04	0,10	nd	8,47	7,33	6,55
K ₂ O	9,73	9,68	8,36	8,24	nd	0,01	nd	nd	nd	nd	0,17	0,11	0,12
Total	97,39	95,72	94,94	91,13	98,99	100,94	100,74	100,25	101,79	97,20	100,73	99,73	99,66
Si	3,23	3,13	2,75	2,84	3,02	3,02	3,00	2,96	2,94	7,92	2,79	2,70	2,62
Al ^{IV}	0,77	0,87	1,25	1,16	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	1,20	1,28	1,36
Al ^{VI}	1,76	1,83	0,50	0,61	1,99	1,97	1,95	1,91	1,89	17,57	0,00	0,00	0,00
Ti	0,05	0,04	0,12	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00
Cr	< 0,01	-	< 0,01	0,01	-	< 0,01	< 0,01	-	-	0,04	-	< 0,01	< 0,01
Fe ³⁺	-	-	-	-	0,01	0,02	0,04	0,08	0,11	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,07	0,05	1,02	1,16	2,22	1,95	1,89	1,97	2,21	3,25	< 0,01	< 0,01	-
Mg	0,12	0,08	1,33	1,09	0,24	0,52	0,49	0,50	0,59	0,66	< 0,01	< 0,01	-
Ni	-	-	0,01	< 0,01	-	< 0,01	-	-	0,01	-	-	< 0,01	-
Mn	-	-	0,01	< 0,01	0,39	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	-	-	< 0,01
Ca	-	-	0,01	0,02	0,12	0,48	0,58	0,51	0,15	0,01	0,24	0,35	0,42
Na	0,10	0,12	0,06	0,01	0,01	0,01	< 0,01	0,01	0,01	-	0,72	0,63	0,57
K	0,80	0,81	0,81	0,84	-	< 0,01	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01
X _{Mg}	0,64	0,62	0,57	0,49	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Par.	0,11	0,11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla II. Análisis químicos representativos y fórmulas estructurales de biotita (Bt), moscovita (Ms), granate (Grt), estauroлита (St) y plagioclasa (Pl) de los micaesquistos de Yunquera. Las proporciones catiónicas y la relaciones Fe³⁺/Fe²⁺ han sido calculadas por balance de cargas y regresión (De Bruijn *et al.*, 1983; Droop, 1987) asumiendo 11 oxígenos (Bt y Ms), 8 cationes y 12 oxígenos (Grt), 8 oxígenos (Pl) y Si+Al+Cr = 25,53 (St: Holdaway *et al.*, 1986); Matriz: cristal de la matriz de la roca; Por: porfiroblasto; /C: centro; /B: borde; Inc: en inclusión; nd: por debajo del límite de detección; Par: paragonita; X_{Mg} ([Mg/(Mg+Fe)]).

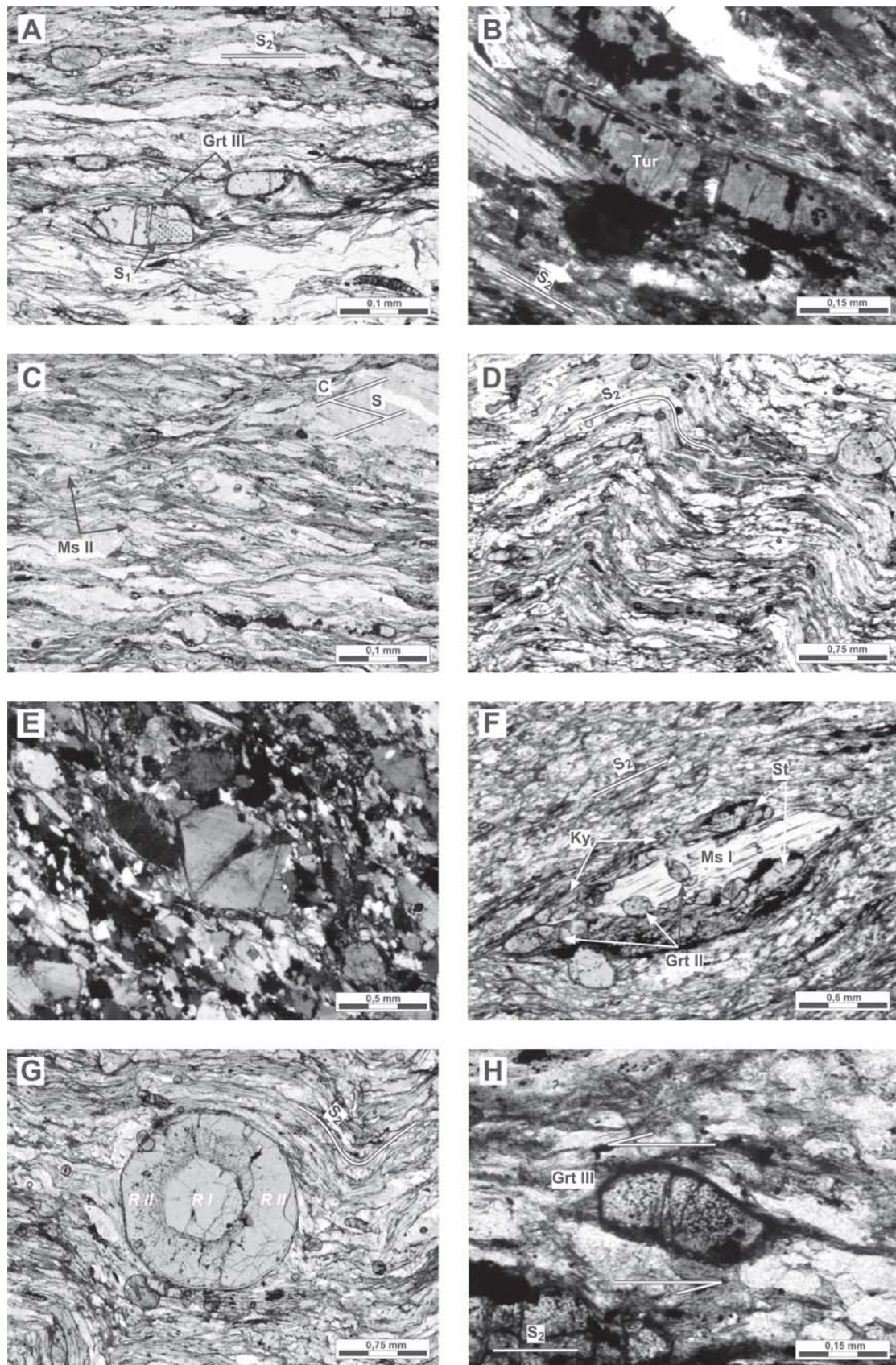


Figura 3.- Microfotografías de la Unidad de Yunquera. A) Aspecto general de un micaesquisto con granates Grt_{III} dispuestos paralelamente a S₂. Nícoles paralelos, B) Turmalina (Tur) boudinada en un micaesquisto. Nícoles cruzados, C) Planos C-S en un micaesquisto. Nícoles paralelos, D) Esquistosidad principal (S₂) microplegada en un micaesquisto. Nícoles paralelos, E) Microfractura en una plagioclasa de las migmatitas de Yunquera rellena de cuarzo. Nícoles cruzados, F) Porfiroblasto de mica blanca (Ms_I) en un micaesquisto con coronas e inclusiones de granate Grt_{II}, estaurolita (St), y distena (Ky). Nícoles paralelos, G) Porfiroblasto de Grt_I con evidencias de, al menos, dos etapas de recristalización (R₁ y R₂), H) Porfiroblasto de Grt_{III} con morfología sigmoidal en un micaesquisto. Nícoles paralelos.

en TiO_2 relativamente altos (ca. 0,8 % de promedio). Las micas más pequeñas de la matriz tienen composiciones similares aunque son ligeramente menos fengíticas ($\text{Si}_{3,1}$) que las de los porfiroblastos (Tabla I). La *biotita* es de carácter secundario, con una distribución aleatoria cuando aparece en agregados a partir del granate, o bien orientada, cuando reemplaza a la mica blanca. En este último caso puede encontrarse en los bordes o intercrecida a lo largo de los planos de exfoliación de la moscovita, poseyendo contenidos relativamente altos en Ti (hasta > 3,7 % TiO_2) y bajos en Mg ($X_{\text{Mg}} = 0,23-0,27$; Tabla I).

El *granate* posee generalmente hábito subidiomorfo a xenomorfo (0,1-1 mm) con bordes corroídos y retrogradación a biotita. Menos frecuentemente, el granate se encuentra alargado paralelamente a la esquistosidad principal y tiene un crecimiento sigmoidal con desarrollo de sombras de presión asimétricas y simétricas, lo que confirma su carácter precinemático con respecto a la S_2 . Los granates subidiomorfos de las migmatitas apenas están zonados, lo que es coherente con una importante homogeneización de sus contenidos en Mn, Ca, Mg y Fe mediante procesos de difusión a temperaturas lo suficientemente elevadas como para producir el desarrollo de la migmatización. Estos granates son ricos en almandino y espesartina, pobres en piropo y grosularia y, teniendo en cuenta los valores calculados de la relación $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, moderadamente ricos en andradita. El rango composicional observado, debido probablemente a la falta de un número significativo de análisis, es muy reducido: $\text{Alm}_{72-76}\text{Sp}_{14-15}\text{Grs}_{0-4}\text{Prp}_{4-5}\text{And}_{4-7}$ (Tabla I).

El *feldespato potásico* aparece como cristales xenomorfos, inequigranulares (0,5-2 mm) y pertíticos, que pueden encontrarse aislados o agrupados en bandeos de cuarzo-feldespáticos orientados. La *plagioclasa* es de composición muy homogénea (Ab_{85-86} , Tabla I) y se presenta como porfiroblastos subidiomorfos alargados de 0,1-1 mm, paralelos a la esquistosidad y con inclusiones de biotita, moscovita y cuarzo subredondeado. Este mineral desarrolla texturas propias de deformación en estado sólido (maclas mecánicas, extinción ondulante, kink-bands), así como en condiciones submagmáticas (Fig. 3E: fracturas intracristalinas rellenas por cuarzo). El *cuarzo* posee hábito xenomorfo y se dispone principalmente en bandas policristalinas generadas por procesos de recristalización dinámica; presenta texturas incipientes en damero y forma cintas de cuarzo con desarrollo de límites de subgranos.

Micaesquistos

En los micaesquistos, la *mica blanca fengítica* aparece como porfiroblastos de 2-6 mm (Ms_I) y también formando parte de la matriz en cristales de < 1 mm (Ms_{II}). Ambos tipos de mica definen la esquistosidad principal de la roca (S_2). Los porfiroblastos presentan morfologías tabulares y un gran número de inclusiones de cuarzo, granate y distena (Fig. 3F). Asimismo, en los bordes de estos cristales se observa a menudo la forma-

ción de agregados de granate, distena y estauroлита (Fig. 3F). Los pequeños cristales de Ms_{II} carecen de inclusiones. Ambas generaciones de cristales presentan extinción ondulante y geometrías sigmoidales que proporcionan criterios de movimiento asimétricos tanto dextros como siniestros. Los porfiroblastos de moscovita fengítica (Ms_I) son sustancialmente más ricos en celadonita que los cristales más pequeños de la matriz (Ms_{II}): $\text{Si}_{3,16-3,23}$ y $\text{Si}_{3,09-3,17}$, respectivamente, con contenidos, asimismo, más altos de Fe y Mg. Los contenidos en molécula de paragonita son igualmente más altos en las Ms_I que en las Ms_{II} (13 y 11 mol %, respectivamente) y, en ambas, más altos que en las moscovitas de los gneises migamáticos (Tabla II).

La *biotita* aparece como pequeños cristales precinemáticos incluidos en granate (Bt_I), así como con aspecto de mineral retrógrado desarrollado a partir de granate, mica blanca y estauroлита (Bt_{II}). La Bt_I posee una composición algo más rica en Mg-Fe que la Bt_{II} (ca. 11,8-16,4 y 9,9-15,4, respectivamente) y ambas son moderadamente ricas en TiO_2 (Tabla II).

Existen varios tipos de *granate* diferenciables por sus características texturales, ópticas y composicionales. Los granates de primera generación (Grt_I) son xenomorfos, subesféricos e inequigranulares, presentando a menudo una parte central limpia de contorno subidiomórfico y una zona periférica rica en inclusiones de cuarzo, opacos y localmente Bt_I (Fig. 3G). Los granates Grt_{II} corresponden a pequeñas inclusiones o granates coroníticos alrededor de mica blanca (Fig. 3F), y poseen composiciones muy similares a las de los bordes de crecimiento sobre Grt_I . Finalmente, se puede distinguir un tercer tipo de granate, Grt_{III} , correspondiente a porfiroblastos alargados (Fig. 3A y 3H). Los granates Grt_{III} se disponen paralelamente a S_2 mostrando un elevado grado de alargamiento, atribuible a procesos de resorción en combinación, posiblemente, con deformación plástica a alta temperatura. Todos los granates, en particular los de mayor tamaño, pueden presentar fracturas de tensión, rellenas por biotitas tardías orientadas paralelamente a S_2 , lo que confirma el carácter precinemático del granate con respecto a la deformación principal.

A la vista de la diversidad textural observada, y dada su utilidad para establecer el registro de los episodios sucesivos en la historia metamórfica de las rocas que los contienen (Tracy *et al.*, 1976; Thompson *et al.*, 1977; Tracy, 1982; Spear y Selverstone, 1983; Spear *et al.*, 1990; Spear, 1993), se han realizado ocho perfiles químicos de detalle en los granates de los micaesquistos. Del estudio efectuado se puede deducir la existencia de zonados de crecimiento, difusión y retrógrados en un gran número de granates, lo que sugiere una evolución compleja para estos materiales.

Los perfiles químicos obtenidos en los granates de mayor tamaño, tipo Grt_I , revelan varias fases de crecimiento de estos minerales, probablemente en condiciones cambiantes de presión y temperatura (Fig. 4A, I y 4A, II). Los núcleos limpios muestran trazas de zona-

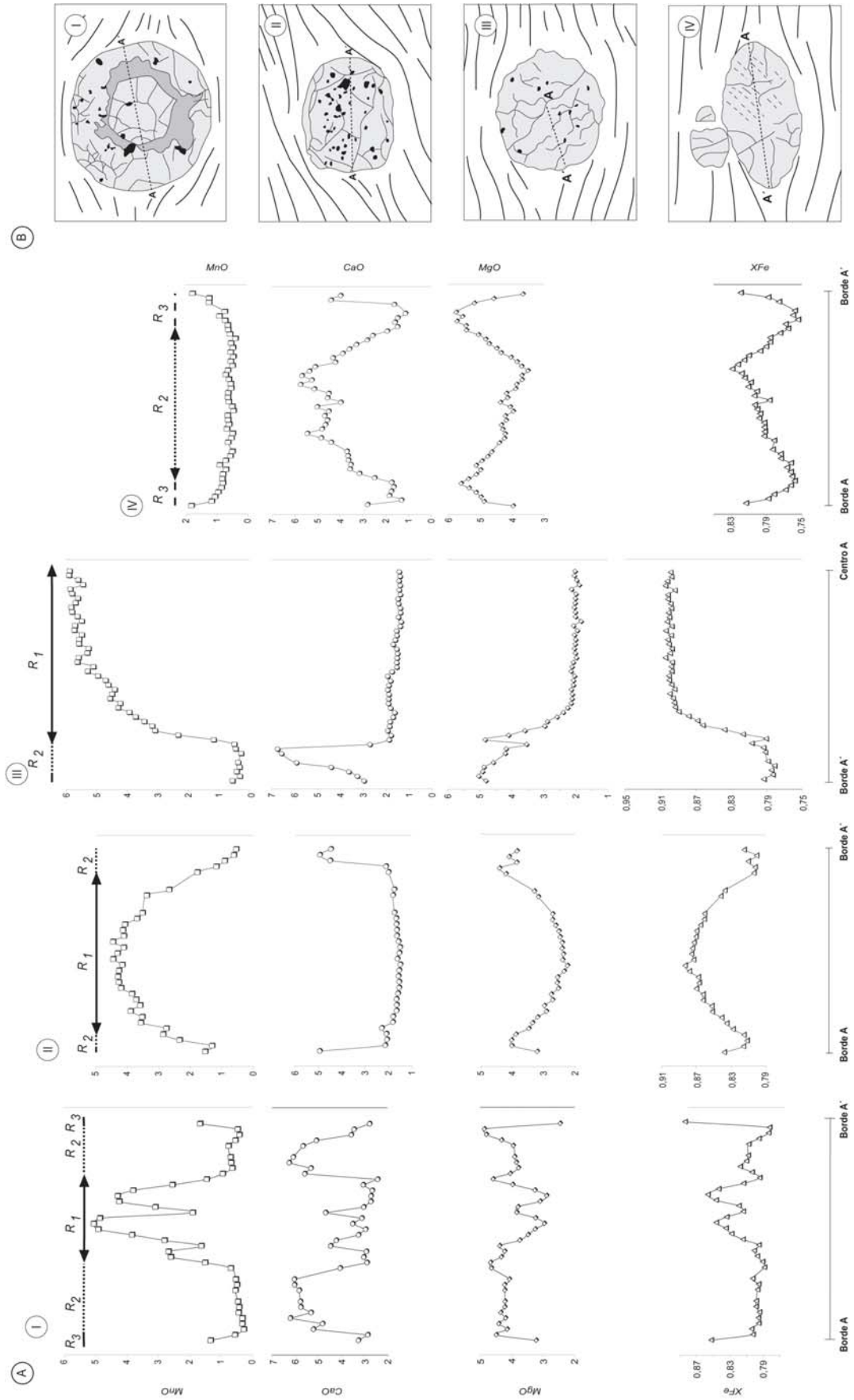


Figura 4.- A) I-IV, Perfiles químicos de granates de los micaesquistos de la Unidad de Yunquera. Los perfiles se han realizado según secciones estructurales XZ, B) I-IV, Esquema de los granates sobre los que se han realizado los perfiles químicos: I) Grt_I; II) Grt_{II}; III) Grt_{III}; IV) Grt_{III}. R₁₋₃: Etapas de recrystalización. Los esquemas de los granates I-IV se corresponden con los perfiles químicos I-IV en la figura 4A.

dos de crecimiento, con enriquecimiento en Mn y X_{Fe} , empobrecimiento en Mg y Ca y morfologías típicas en campana (Fig. 4A, I), lo que denota condiciones metamórficas progradadas durante una primera etapa de recristalización (R_1). El rango composicional de estas zonas centrales es: $Alm_{66-71}Sps_{3-11}Grs_{0-7}Prp_{8-19}And_{1-9}$ (Tabla II). Hacia los bordes, estos granates se enriquecen rápidamente en Ca y en Mg, y se empobrecen en Mn y X_{Fe} , dando lugar a un granate composicionalmente afín a los Gr_{II} o Gr_{III} ; el rango composicional para estas zonas externas es: $Alm_{65-68}Sps_{1-2}Grs_{7-10}Prp_{15-17}And_{6-10}$ (Tabla II). Los núcleos de Gr_{I} homogeneizados o con zonados de difusión (Fig. 4A, III) son típicos de los granates xenomorfos y subredondeados, carentes de zonación petrográfica. Estos granates se caracterizan por presentar perfiles casi planos en el núcleo, con un aumento generalizado de Ca y Mg y descenso de X_{Fe} y Mn hacia la periferia (Fig. 4A, III).

Los pequeños granates incluidos o rodeando a los porfiroblastos de mica blanca, Gr_{II} , junto con las partes externas de Gr_{I} y los núcleos de Gr_{III} , presentan los contenidos más altos en grosularia de todos los granates analizados (Tabla II), así como contenidos relativamente bajos en espesartina con un rango composicional: $Alm_{63-75}Sps_{1-4}Grs_{6-17}Prp_{11-19}And_{0-4}$ (Tabla II). La ausencia de variaciones significativas a través del cristal de los contenidos en Mn, Ca y Mg, y el ligero descenso de X_{Fe} de núcleo a borde, sugieren una homogeneización casi completa de su composición a temperaturas relativamente altas.

Los porfiroblastos de Gr_{III} , con o sin esquistosidad interna (Fig. 4A, IV) y dispuestos paralelamente a S_2 , son ligeramente más pobres en grosularia que los pequeños granates Gr_{II} asociados a los porfiroblastos de moscovita. En los perfiles realizados según la dimensión mayor de los cristales, esto es, paralelamente a la esquistosidad, muestran zonados complejos, con perfiles planos o ligeramente curvados para Mg, Ca, Mn y X_{Fe} en las partes internas y composiciones comparables a los bordes de Gr_{I} (Tabla II), y bordes empobrecidos en Ca y X_{Fe} y enriquecidos en Mg y Mn. Estos datos sugieren una etapa adicional de recristalización final en condiciones retrógradas (R_3), no observada en los otros tipos de granates.

La *estaurolita* es un mineral frecuente en los esquistos, apareciendo como porfiroblastos ($\gg 0,5$ mm) con texturas esqueléticas e inclusiones de minerales opacos que definen una esquistosidad interna (S_1), y como cristales boudinados con fracturas de tensión. Presenta composiciones muy homogéneas con valores de $X_{Mg} = 0,15-0,19$ (Tabla II).

La *plagioclasa* forma grandes porfiroblastos elongados (Pl_I) de hasta 4 mm de largo y pequeños neoblastos (Pl_{II}) de 0,5 mm que constituyen la matriz de la roca. Las Pl_I poseen composiciones variables (An_{24-42} , Tabla II), con núcleos generalmente ricos en albita y bordes más ricos en anortita, mientras que los neoblastos presentan composiciones más homogéneas y, en general, contenidos más altos en anortita que los porfiroblastos

(An_{36-43} , Tabla II). Los porfiroblastos de mayor tamaño de *turmalina* (Fig. 3B) y *distena* se encuentran boudinados y se disponen paralelamente a la foliación principal definiendo la lineación mineral de estiramiento en los esquistos. Al igual que en los gneises migmatíticos, el *feldespato potásico* aparece en menor proporción que la plagioclasa formando porfiroblastos xenomorfos elongados paralelamente a la foliación principal, localmente con geometrías sigmoidales. En algunas muestras se encuentra *sillimanita* reemplazando a *distena*, dispuesta paralelamente a S_2 .

Condiciones P-T, evolución metamórfica y termocronología mediante trazas de fisión

Gneises migmatíticos

Su mineralogía es indicativa de una evolución tectonotérmica relativamente simple consistente en: (1) una etapa inicial, con cristalización de granate, posiblemente en equilibrio con grandes cristales de mica blanca y feldespato, en condiciones próximas al pico metamórfico, y (2), una etapa posterior, en condiciones de menor P y T, relacionada con el desarrollo de la esquistosidad más visible (S_2) y la formación de pequeños cristales de mica blanca, así como, probablemente, de biotita secundaria a partir de los porfiroblastos de moscovita. Las evidencias de homogeneización, posiblemente en relación con procesos de difusión a T elevada, así como de desestabilización de los porfiroblastos de mica blanca, no permiten establecer, aunque sea de modo aproximado, las condiciones del metamorfismo inicial. Así, y utilizando las composiciones de los minerales que, a priori, más podrían aproximarse a los valores del pico metamórfico, esto es, las micas blancas más fengíticas, los granates más ricos en Ca y las plagioclasas más ricas en albita, y resolviendo simultáneamente para P y T las formulaciones del geotermómetro granate-moscovita (Hynes y Forest, 1988) y el geobarómetro granate-moscovita-plagioclasa-cuarzo (Hoisch, 1990) se obtienen valores de *ca.* 500 °C y 900 MPa. Se trata, evidentemente, de valores de T sumamente bajos como para corresponder al pico metamórfico en estas rocas, lo que, en principio, no permite atribuir un significado geológico relevante al resultado obtenido; como mucho, esos valores podrían corresponder a temperaturas y presiones mínimas, subsecuentes a la fase de migmatización.

Micaesquistos

La rápida variación del contenido en Ca de los granates se puede interpretar como un indicador de cambio en las condiciones de presión debido al bajo coeficiente de difusión de este elemento y a que, en este tipo de litología, su fraccionación implica necesariamente una reacción de transferencia entre granate, silicato de aluminio y plagioclasa (Jones y Brown, 1990; Martignole y Pouget, 1993; Spear, 1993). Por lo tanto, y asumiendo una asociación mineral globalmente comparable en el transcurso de su desarrollo, los elevados contenidos

en Ca de las partes externas de los granates Grt_I, en particular de los de mayor tamaño, apuntan claramente a un cambio significativo en las condiciones del metamorfismo en estas rocas con un aumento substancial en las condiciones de P. La homogeneización de los núcleos de dichos granates sugiere unas condiciones de T relativamente elevadas durante los estadios previos a la fase de aumento de presión. Si a ello añadimos el resto de datos petrográficos, microestructurales y las zonaciones observadas en los diferentes tipos de granates, es posible asumir para los esquistos la existencia de varias fases de recristalización, a las que hemos denominado: *metamorfismo inicial* (R₁), *metamorfismo de alta presión* (R₂) y *etapa de descompresión* (R₃).

- *Metamorfismo inicial* (R₁). Debido a la escasez de fases minerales relacionadas con este episodio, no es posible efectuar una estimación precisa de las condiciones de equilibrio durante la etapa inicial del metamorfismo progrado, R₁. Se ha efectuado, no obstante, una aproximación a las condiciones mínimas de P-T teniendo en cuenta la existencia de núcleos con perfiles de crecimiento y bajos contenidos en Ca y Mg y altos en Mn y X_{Fe} en los Grt_I, y la presencia de biotitas incluidas en dichos núcleos con composición diferente de la de las biotitas de la matriz. Para el cálculo se han utilizado las formulaciones de los geotermómetros granate-biotita (Perchuck, 1991) y granate-moscovita (Hynes y Forest, 1988) y del geobarómetro granate-moscovita-biotita-plagioclasa-cuarzo (Hoisch, 1990; en el caso de las asociaciones sin biotita se han utilizado las reacciones propuestas por este autor con participación sólo de la moscovita) y se ha asumido un hipotético equilibrio entre las composiciones de Grt_I con valores altos de Mn y X_{Fe}, las biotitas incluidas ricas en Mg y Ti (aunque metodológicamente no sea lo más aconsejable, la ausencia de zonación en el granate alrededor de las biotitas incluidas permite suponer que no ha habido una modificación substancial de la composición de éstas por intercambio catiónico tardío) y una plagioclasa de composición análoga a la de la matriz, esto es, relativamente rica en Ca dado que los granates son pobres en dicho elemento. Como composición de la moscovita en equilibrio se ha utilizado, asimismo, la de la moscovita de la matriz, dado que la moscovita más fengítica de los porfiroblastos debe reflejar más bien la recristalización subsecuente en condiciones de presión más elevada. Aunque no se trata de un reflejo de las condiciones reales de R₁, dado que no hay ninguna certeza de cual pudo ser la composición de los minerales de la matriz durante aquel episodio, es posible calcular dos puntos de la hipotética fase inicial R₁: (1) un punto para el inicio del zonado de crecimiento en granates, correspondiente a centros con Mn_{máx} y X_{Fe-máx}, siendo el resultado de ca. 465 °C, > 200 MPa, en el caso de los núcleos de grandes granates Grt_I (asociaciones sin biotita), y ca. 510 °C, 500 MPa en el caso de los Grt_I con biotitas incluidas; y (2) otro punto para las partes internas de los mismos granates con Mn_{mín} correspondiente al fin del zo-

nado de crecimiento, siendo el resultado de ca. 545 °C, 550 MPa (Grt_I) y ca. 600 °C, > 600 MPa (Grt_I), respectivamente. Dadas las limitaciones impuestas al procedimiento, debido a la ausencia de fases prístinas correspondientes a R₁, estos valores poseen solamente un valor estimativo o de referencia, aunque, en cualquier caso, son coherentes con un gradiente metamórfico típico de presiones intermedias con formación de biotita previamente a la formación del granate. Cabe señalar que, de haberse utilizado una composición más cálcica que la de la plagioclasa actualmente presente en la matriz, composición que posiblemente pudo haber existido a juzgar por la posterior formación de granates cálcicos mediante reacciones en las que debió participar dicho mineral (cf. más abajo), las presiones calculadas habrían sido inferiores y, consecuentemente, se debería hablar más bien de gradientes de presiones bajas o medias para el primer episodio metamórfico.

- *Metamorfismo de alta presión* (R₂). El episodio de metamorfismo R₂ está bien definido por los cambios texturales y composicionales registrados por los minerales de estas rocas. Esto es, por el rápido enriquecimiento en Ca de los bordes de los grandes granates Grt_I, los contenidos elevados en Ca de los centros de los granates alargados Grt_{III} paralelos a la esquistosidad, y el desarrollo de pequeños granates Grt_{II} ricos en Ca, junto con estauroлита y distena, a modo de coronas reaccionales o inclusiones en porfiroblastos de mica blanca fengítica, posiblemente como resultado de reacciones de desestabilización de una asociación previa incluyendo plagioclasa cálcica y biotita.

La cuantificación precisa de las condiciones de recristalización durante este episodio no es fácil debido a los posibles efectos sobre las fases representativas de R₂ de los procesos relacionados con la etapa posterior de descompresión en estas rocas, así como a la inexistencia de buenas calibraciones para algunas de las posibles reacciones involucradas (caso de las reacciones con participación de estauroлита). Se ha efectuado una aproximación utilizando las formulaciones de los geotermómetros y geobarómetros mencionados previamente, así como la del geotermómetro granate-estauroлита (Perchuk, 1991) y el geobarómetro granate-silicato de aluminio-plagioclasa-cuarzo (Holdaway, 2001). Para el cálculo se ha asumido el equilibrio, sin participación de biotita (mineral escaso en la matriz de estas rocas), de las composiciones de los granates más ricos en Ca con los núcleos de porfiroblastos de plagioclasa ricos en albíta o la plagioclasa más albítica analizada de la matriz. Se han utilizado, asimismo, las composiciones de los porfiroblastos de mica blanca de composición algo más fengítica que la de las pequeñas moscovitas de la matriz y, en su defecto, la de las más fengíticas de estas últimas aunque es evidente que estos minerales pudieron haber sufrido una mayor reequilibración con posterioridad a R₂ por lo que los resultados obtenidos podrían corresponder a valores mínimos para dicho episodio.

Para la formación de las partes externas ricas en Ca de grandes granates (Gr_I), las condiciones calculadas son *ca.* 570 °C, 1300 MPa. Para las asociaciones con pequeños granates en corona o incluidos en moscovita (Gr_{II}), las condiciones varían entre *ca.* 560 °C, 1250 MPa, si se utiliza el geotermómetro granate-moscovita, y *ca.* 695 °C a la misma presión, si se utilizan los resultados del geotermómetro granate-estaurolita. Finalmente, para los núcleos de granates orientados (Gr_{III}) (Fig. 3H) se han obtenido condiciones de *ca.* 560 °C, 1200 MPa.

Aunque los datos texturales y composicionales permiten distinguir sin ambigüedad las paragénesis R₁ de las R₂, en ausencia de datos radiométricos precisos sobre la edad de la recrystalización es imposible decidir si el episodio de altas presiones corresponde a un segundo estadio en el transcurso de una evolución metamórfica simple, esto es, a un cambio de gradiente durante un único ciclo orogénico, o bien representa un proceso metamórfico independiente de R₁ y separado de éste por una fase de enfriamiento: polimetamorfismo.

- *Etapa de descompresión (R₃)*. La etapa de descompresión, R₃, está marcada por: (1) la transformación localmente de distena en sillimanita, (2) la formación generalizada de plagioclasas en la matriz y en bordes de porfiroblastos, más ricas en Ca que los núcleos de los porfiroblastos, y (3) los bordes de crecimiento retrógrado en algunos granates, en particular en los granates orientados Gr_{III}. Se ha asumido igualmente que las escasas biotitas presentes en la matriz de estas rocas pudieron haberse formado durante este evento de descompresión. Las condiciones de recrystalización durante este estadio se han calculado utilizando las formulaciones mencionadas previamente y las composiciones de biotita, moscovita y plagioclasa de la matriz junto con las de los bordes de granates con los menores contenidos en Ca y X_{Mg}, y los mayores de Mn. Los valores de P

y T obtenidos para la única muestra que reúne esta asociación se sitúan en torno a 600 MPa y 700 °C, lo que sugiere un posible aumento de la T durante la descompresión del conjunto metapelítico, hecho que podría haber originado las intercalaciones migmatíticas observadas (aunque, como ya se ha señalado, las condiciones P-T para las migmatitas no han podido ser determinadas, por lo que no es posible una mayor precisión en este sentido).

Termocronología mediante trazas de fisión

Los antecedentes termocronológicos para los materiales de la Unidad de Yunquera se limitan a una datación de moscovitas de un gneis pelítico próximo a dicha localidad en *ca.* 19,3 Ma (⁴⁰Ar/³⁹Ar, Monié *et al.*, 1994; temperatura de cierre, T_c, 430 ± 30 °C). En este trabajo se presentan los primeros resultados de la datación mediante trazas de fisión en circones y apatitos de la Unidad mencionada. Las muestras se recogieron en las inmediaciones de Casarabonela (Az-1 y Az-15).

Las edades de fisión obtenidas (Tabla III) se sitúan entre 19,5 ± 2,8 y 18,7 ± 2,0 Ma para los circones (edades 2s; T_c: 260 ± 50 °C), y entre 18,6 ± 3,6 y 16,5 ± 2,4 Ma para los apatitos (edades 2s; T_c: 110 ± 25 °C). El solapamiento entre las edades determinadas por el sistema ⁴⁰Ar/³⁹Ar (Monié *et al.*, 1994) y las edades de enfriamiento mediante trazas de fisión en circones es indicativo de un enfriamiento cuasi instantáneo de la Unidad estudiada entre las temperaturas de cierre de ambos sistemas.

Las trazas de fisión formadas de manera continua a lo largo del tiempo en los apatitos poseen una longitud media uniforme de alrededor de 16,3 μm (Wagner y van den Haute, 1992), pudiendo reducirse dicha longitud e incluso ser totalmente eliminada por procesos esencialmente de calentamiento (Fleischer *et al.*, 1965; Green, 1980; Donelick *et al.*, 1990). Debido a la esca-

Muestra	Mineral	Altitud (m)	granos	ρ _e (N _e)	ρ _s (N _s)	ρ _i (N _i)	U (ppm)	PX ² (%)	Var (%)	Edad central	Longitud	Dev. St.
				(10 ⁶ t/cm ²)	(10 ⁶ t/cm ²)	(10 ⁶ t/cm ²)				σ (Ma)	σ (μm)	σ (μm)
AZ-1		708,0	22	0,4126 (2175)	3,148 (874)	3,477 (965,5)	337,1	32,7	6,54			
AZ-15		650,0	22	0,3083 (2175)	3,334 (509)	2,638 (402,8)	342,3	100,0	0,00			
AZ-1	Apatito	708,0	31	1,252 (6704)	0,1379 (120)	1,358 (1182,1)	13,6	98,1	0,10			
AZ-15	Apatito	650,0	19	1,062 (7422)	0,1934 (220)	1,821 (2072,0)	21,4	92,4	0,01	12,98	0,19 (94)	1,84

ρ_e: Densidad de trazas en el dosímetro.

ρ_s: Densidad de trazas espontáneas.

ρ_i: Densidad de trazas inducidas.

U: Concentración de uranio en la muestra.

PX²: Probabilidad de superar el test PX² con un intervalo de confianza del 95%. (Galbraith, 1981).

Var: Varianza.

Dev. St.: Desviación estándar.

Todas las edades se dan como edades centrales (Galbraith y Laslett, 1993). Las edades de los apatitos fueron utilizadas usando el patrón CN-5 con un factor personal (J. Esteban) de 293,13, mientras que para el cálculo de las edades de los circones se utilizó el patrón CN-1 y un valor de ζ (J. Esteban) de 100,48. Las muestras se irradiaron en ANSTO, Lucas Heights, Australia.

N_e: Número de trazas contadas en el dosímetro.

N_s: Número de trazas espontáneas contadas.

N_i: Número de trazas inducidas contadas.

Tabla III. Datos de las trazas de fisión en las muestras estudiadas de la Unidad de Yunquera en las inmediaciones de Casarabonela.

sez de cristales de apatito adecuados para la medición de trazas de fisión confinadas y horizontales en la muestra Az-1, la edad obtenida para esta muestra no puede ser considerada estadísticamente representativa. Para la muestra Az-15, la longitud media de las trazas horizontales y confinadas es de $12,98 \pm 0,19$ μm (Tabla III). Esta longitud podría ser indicativa de procesos de recalentamiento tardíos (metamorfismo térmico, no detectado) o bajas tasas de enfriamiento, asociados a la permanencia de la unidad durante largos periodos de tiempo en la zona de borrado térmico parcial del apatito (ZBTP: zona comprendida entre las isoterma de 110 y 60 °C, en la que se produce el acortamiento de la longitud de las trazas; Gleadow y Duddy, 1981). Esta permanencia estaría relacionada posiblemente con una reducción de su tasa de exhumación.

La modelización térmica realizada mediante el programa Monte Trax (Gallagher, 1995) utilizando una longitud inicial media de las trazas de fisión de 15,5 μm , en combinación con las edades de fisión obtenidas en los circones (Fig. 5) y el algoritmo de barrido térmico de Laslett *et al.* (1987) proporciona resultados novedosos en relación con los que actualmente se dispone para el Manto de Los Reales suprayacente (Monié *et al.*, 1994; Sosson *et al.*, 1998; Sánchez-Rodríguez, 1998; Esteban *et al.*, 2004. La trayectoria Temperatura-tiempo (T-t) obtenida se caracteriza por presentar altas tasas de enfriamiento fuera de la ZBTP del apatito, del orden de 150 °C/Ma, y bajas o muy bajas en ella desde el intervalo de tiempo comprendido entre aproximadamente 18,5 Ma y 5 Ma. Esta última trayectoria T-t coincide, grosso modo, con la propuesta para el último episodio de enfriamiento del Manto de Los Reales, definida como trayectoria cuasi-isotérmica por Sánchez-Rodríguez (1998) y Sosson *et al.* (1998).

Discusión

A partir de la comparación de los resultados geotermobarométricos y termocronológicos obtenidos en el presente estudio, con los de Monié *et al.* (1994), se infiere que la Unidad de Yunquera ha debido sufrir, al menos, tres episodios con diferentes tasas de enfriamiento durante su exhumación desde una profundidad máxima del orden de 40 km. Los dos primeros eventos, con tasas de enfriamiento de aproximadamente 400 °C/Ma y 150 °C/Ma, y delimitados entre las temperaturas de 425-260 °C y 260-110 °C (Fig. 6), son del orden de los calculados por otros autores para el Manto de Los Reales mediante las edades obtenidas entre sistemas basados en temperaturas de cierre más elevadas (U-Pb SHRIMP) y los de las trazas de fisión en apatitos (Monié *et al.*, 1994; Zeck, 1996; Sánchez-Rodríguez, 1998; Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000; Esteban *et al.*, 2004). El tercero, en cambio, difiere de los deducidos anteriormente y se caracteriza por presentar tasas de enfriamiento bajas, menores de 10 °C/Ma, en consonancia con la modelización térmi-

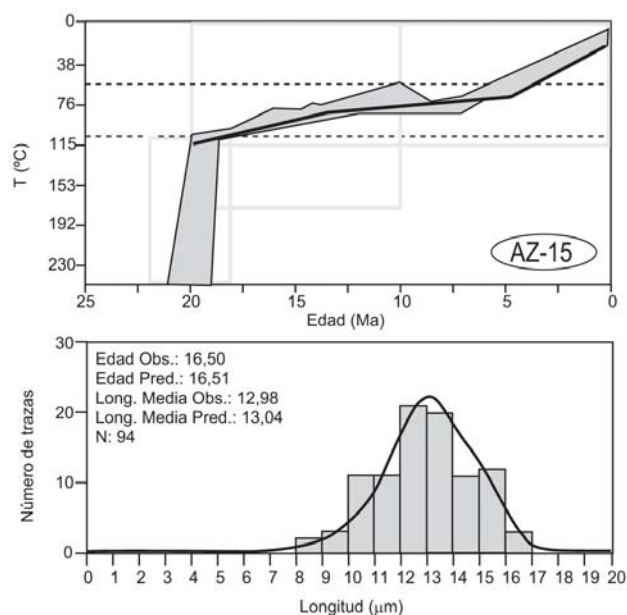


Figura 5.- Modelización térmica para los apatitos de la Unidad de Yunquera obtenida mediante el programa «Monte-Trax» (Gallagher, 1995). La línea oscura representa la mejor trayectoria obtenida, mientras que el área sombreada representa las 50 mejores soluciones. La distribución de la longitud de las trazas horizontales y confinadas viene representada mediante los histogramas (N: número de trazas medidas; Obs.: observados; Pred.: Predicidos; Long.: Longitud).

ca realizada (Fig. 5). Estas diferencias en las tasas de enfriamiento son coherentes con el acortamiento de las trazas de fisión y la permanencia de la Unidad de Yunquera durante un largo lapso de tiempo en la ZBTP del apatito (60-110 °C). Dicha permanencia, podría explicarse por una disminución brusca en las tasas de exhumación de los Mantos Alpujárrides, en torno a una edad mínima de 18,5 Ma (Fig. 5); ya que las modelizaciones térmicas de los mantos suprayacentes a la Unidad de Yunquera, como el de Los Reales, se caracterizan siempre por presentar mayores tasas de enfriamiento incluso en la ZBTP (> 100 °C/Ma). Esto es coherente con una posición estructural más elevada. De esta forma, y a tenor de la disposición estructural observada entre la Unidad de Yunquera y el Manto de Los Reales, cabe esperar que este último durante su exhumación, habría superado de forma rápida e instantánea el límite superior de la ZBTP del apatito (60 °C), no quedando en dicho manto registro alguno del acortamiento de las trazas de fisión. En contraposición, la Unidad de Yunquera situada estructuralmente por debajo, se encontraría introduciéndose en la ZBTP del apatito en el momento de la disminución de la tasa de exhumación. Esta interpretación apoyaría el hecho de que hayan quedado registradas trazas superiores a 14 μm en el Manto de Los Reales (Sánchez-Rodríguez, 1998; Esteban *et al.*, 2004) e inferiores a 14 μm en la Unidad de Yunquera y, además, explicaría las tasas de enfriamiento registradas, altas y bajas, respectivamente. Por lo tanto, la edad mínima de 18,5 Ma parece delimitar el momento en que se produciría dicha reducción en la tasa de exhumación de los Mantos Alpujárrides más occidentales.

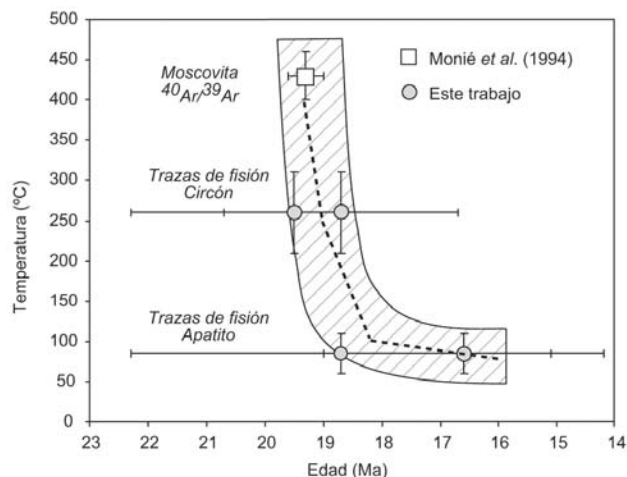


Figura 6.- Evolución T-t de la Unidad de Yunquera.

Conclusiones

La combinación de los datos geotermobarométricos, petrográficos y microestructurales de la Unidad de Yunquera lleva a plantear una evolución metamórfica en tres etapas (Fig. 7): engrosamiento cortical, exhumación y descenso térmico generalizado. El engrosamiento de la Unidad correspondería a una evolución metamórfica progradada, definida por la recrystalización desde las condiciones de R_1 , a bajas temperaturas y presiones bajas a intermedias, hasta las condiciones de mayor presión y temperatura de R_2 . Desde el punto de vista estructural podría relacionarse con el desarrollo de la esquistosidad interna (S_1) preservada en porfiroblastos de granate y estauroilita. El desarrollo de la esquistosidad principal (S_2) estaría ligado a un descenso significativo de la presión y un ligero aumento de temperatura, relacionado con la exhumación de la Unidad desde profundidades cercanas a los 40 km y, a pesar de que no se dispone de edades obtenidas mediante sistemas con altas temperaturas de cierre (U-Th-Pb o Sm-Nd), los datos termocronológicos de que se dispone indican tasas de enfriamiento muy elevadas. La similitud de las tasas de enfriamiento (400 °C/Ma) durante este episodio con las determinadas para el Manto de Los Reales sugiere que, por correlación, se le pueda asignar en el área estudiada una edad de entre 21 Ma (Sánchez-Rodríguez y Gebauer, 2000; Platt *et al.*, 2003) y 19,5 Ma. Finalmente, y en condiciones estructurales mucho más someras, la Unidad de Yunquera se emplazaría sobre la Unidad de las Nieves con una dirección de transporte hacia el NO, desarrollando la crenulación postmetamórfica observada. La termocronología mediante trazas de fisión en circones y apatitos, en combinación con las dataciones publicadas previamente, permite deducir la existencia de, al menos, tres episodios con diferentes tasas de enfriamiento ($\gg 400$ °C/Ma, 150 °C/Ma y < 10 °C/Ma). Estas diferencias en las tasas de enfriamiento son interpretadas como el resultado de una disminución brusca en la velocidad de exhumación de los Mantos Alpujarrides hace ca. 18,5 Ma, como mínimo.

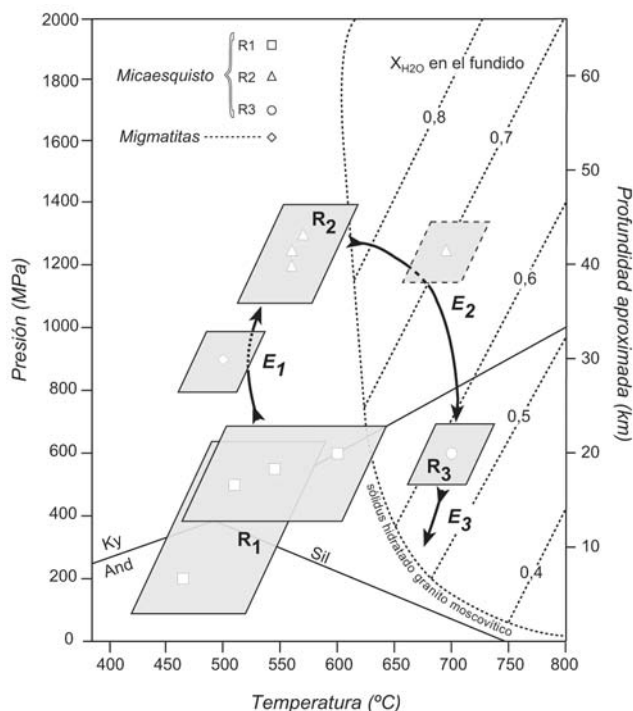


Figura 7.- Evolución tectonometamórfica de la Unidad de Yunquera (E_1 : Engrosamiento cortical; E_2 : Exhumación; E_3 : Descenso térmico; R_1 : Metamorfismo Inicial; R_2 : Metamorfismo de alta presión; R_3 : Descompresión). Curvas del sólido granítico moscovítico tomadas de Le Breton y Thompson (1988). Se han asumido desviaciones estándares en los valores de las P-T calculadas de ± 50 MPa y ± 25 °C.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación BTE 2001-0634 y BTE 2001-0071 (Ministerio de Ciencia y Tecnología), y U.P.V. 0001.310-14478/2002 (Subvención a Grupos Consolidados de Investigación). Agradecemos la revisión del manuscrito efectuada por el Dr. Barbero y el Dr. Martínez, así como la del editor, Dr. Sancho Marcén.

Referencias

- Aldaya, F., García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá F. (1979): Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 154-166.
- Cuevas, J. (1991): Internal structure of the Adra Nappe (Alpujarride Complex, Betics, Spain). *Tectonophysics*, 200: 199-212.
- Chamón Cobos, C., Quinquer Agut, R., Crespo, V., Aguilar, M. y Reyes, J.L. (1976): *Mapa Geológico de España 1:50.000*, hoja nº 1052 (Álora). IGME, Madrid.
- De Bruijn, H., Van Der Westhuizen, W.A. y Schoch, A.E. (1983): The estimation of FeO, F and H_2O^+ by regression in microprobe analyses of natural biotite. *Journal of Trace Microanalysis Techniques*, 1: 399-413.
- Del Olmo Sanz, A., Moreno Serrano, F., Campos Fernández, J., Estévez, A., García-Dueñas, V., García Rosell, L., Martín Algarra, A., Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C. (1981): *Mapa Geológico de España 1:50.000*, hoja nº 1038 (Ardales). IGME, Madrid.
- Donelick, R.A., Roden, M.K., Mores, J.D., Carpenter, B.S. y

- Miller, D.S. (1990): Etchable length reduction of induced fission tracks in apatite at room temperature (~23 °C): Crystallographic orientation effects and initial mean lengths. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17: 261-265.
- Droop, G.T.R. (1987): A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51:431-435
- Dumitru, T.A. (1993): A new computer-automated microscope stage system for fission track analyses. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21: 575-580.
- Dürr, S.H. (1963): *Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalousien)*. Tesis doctoral, Univ. de Bonn, 134 p.
- Egeler, C.G. y Simon, O.J. (1969): Sur la tectonique de la zone bétique. *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, AFD. Natuurkunde*, 25: 90 p.
- Esteban, J.J. (2003): *Evolución estructural de los macizos ultramáficos de Carratraca (Málaga): influencia de la serpentinización*. Tesis doctoral, Univ. del País Vasco, 323 p.
- Esteban, J.J., Sánchez-Rodríguez, L., Seward, D., Cuevas, J. y Tubía, J.M. (2004): Late thermal history of the Ronda area, southern Spain. *Tectonophysics*, 389: 81-92.
- Fleischer, R.L., Price, P.B. y Walker R.M. (1965): Effects of temperature, pressure and ionisation of the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *Journal of Geophysical Research*, 70: 1497-1582.
- Fleischer, R.L., Price P.B. y Walker R.M. (1975): *Nuclear Tracks in Solids: Principles and Applications*. Univ. de California, Berkeley, 605 p.
- Galbraith, R.F. y Laslett, G.M. (1993): Statistical model for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 21: 456-470.
- Gallagher, K. (1995): Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 421-435.
- Gleadow, A.J.W. y Duddy I.R. (1981): A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks*, 5: 169-174.
- Green, P.F. (1980): On the cause of the shortening of spontaneous fission tracks in certain minerals. *Nuclear Tracks*, 4: 91-100.
- Holdaway, M.J. (2001): Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 86: 1117-1129.
- Holdaway, M.J., Dutrow, B.L. y Shore, P. (1986): A model for the crystal chemistry of staurolite. *American Mineralogist*, 71: 1142-1159
- Hoisch, T.D. (1990): Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104: 225-234.
- Hynes, A., y Forest, R.C. (1988): Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 297-309.
- Jones, K.A. y Brown, M. (1990): High-temperature 'clockwise' P-T paths melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 551-578.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. y Gleadow, A.J.W. (1987): Thermal annealing of fission tracks in apatite: 2 – A quantitative analysis. *Isotope Geoscience*, 65: 1-13.
- Le Breton, N. y Thompson, A.B. (1988): Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 226-237.
- Martignole, J. y Pouget, P. (1993): Contrasting zoning profiles in high-grade garnets, evidence for the allochthonous nature of the Greenville province terrane. *Earth Planetary and Science Letters*, 120: 177-185.
- Monié, P., Torres-Roldán, R.L. y García-Casco A. (1994): Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronological constraints on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, 238: 353-379.
- Navarro-Vilá, F. y Tubía, J.M. (1983): Essai d'une nouvelle différentiation des Nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordillères Bétiques (Andalousie, Espagne). *Comptes Rendus de la Academie des Sciences de Paris*, 296: 111-114.
- Perchuck, L.L. (1991): Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. En: *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology* (L.L. Perchuck, Ed.). Cambridge University Press, 93-111.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A. y Hollick, L. (2003). Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31: 251-254.
- Sánchez-Rodríguez, L. (1998). *Pre-Alpine y Alpine evolution of the Ronda Ultramafic Complex and its country-rocks (Betic Chain, southern Spain): U-Pb SHRIMP zircon and fission track dating*. Tesis doctoral, Swiss Federal Institute of Technology Zürich (ETH), 168 p.
- 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.
- Seward, D. (1989): Cenozoic basin histories determined by fission track dating of basement granites, south Island, New Zealand. *Chemical Geology*, 19: 501-531.
- Sosson, M., Morillon A-C., Bourgois, J., Feraud, G., Poupeau, G. y Saint-Marc, 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.
- Spear, F.S. (1993): Metamorphic P-T paths and tectonic evolution, examples. En: *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, 737-766.
- Spear, F.S. y Selverstone, J. (1983): Quantitative P-T paths from zoned minerals, Theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83: 348-357.
- Spear, F.S., Kohn, M.J. y Menard, T. (1990): A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists, implications for thermobarometry and P-T path determinations. *Journal of Metamorphic Geology*, 8: 683-696.
- Thompson, A.B., Tracy, R.J., Lyttle, P. y Thompson, J.B.Jr (1977): Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusion in garnet from Gassetts schist, Vermont. *American Journal of Science*, 277: 1152-1167.
- Tracy, R.J. (1982): Compositional zoning and inclusions in

- metamorphic minerals. En: *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria* (J.M. Ferry, Ed.). Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, 10: 355-397.
- Tracy, R.J., Robinson, P. y Thompson, A. (1976): Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, 61: 762-775.
- Tubía, J.M. (1994): The Ronda peridotites (Los Reales nappe): an example of the relationship between lithospheric thickening by oblique tectonics and extensional deformation within the Betic Cordillera (Spain). *Tectonophysics*, 283: 381-398.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro-Vilá, F., Alvarez, F., y Aldaya, F. (1992): Tectonic evolution of the Alpujarride complex (Betic Cordillera, South Spain). *Journal of Structural Geology*, 14: 193-203.
- Wagner, G.A. y van der Haute P. (1992): *Fission track dating*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 285 pp.
- Zeck, H.P. (1996): Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254: 1-16.

Manuscrito recibido el 23 de junio de 2004

Aceptado el manuscrito revisado el 22 de diciembre de 2004