

# Los Mármoles con Olivino del Collado de La Flecha, Sierra de Guadarrama (Madrid-Segovia)

/ LUIS GONZÁLEZ-MENÉNDEZ (1a\*), GLORIA GALLASTEGUI (1b), ANDRÉS CUESTA (2), FRANCISCO JAVIER RUBIO-PASCUAL (1c), LUIS ROBERTO RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ (1c), SILVIA MENÉNDEZ (1c), ANDRÉS DíEZ-HERRERO (1c), FABIÁN LÓPEZ-OLMEDO (1d), ÁNGEL SALAZAR (1d), JUANA VEGAS (1c)

(1) Instituto Geológico y Minero de España. 1a. Unidad de León. Avda. Real 1. 24006, León (España). 1b. Unidad de Oviedo. C/ Matemático Pedrayes 25. 33005, Oviedo (España). 1c. Ríos Rosas 23. 28003, Madrid (España). 1d. La Calera 1. 28760, Tres Cantos-Madrid (España)  
 (2) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. Jesús Arias de Velasco s/n. 33005, Oviedo (España)

## INTRODUCCIÓN

La Sierra de Guadarrama, en el Sistema Central, se encuentra en la parte medio-oriental de la Zona Centroibérica y está formada por rocas metasedimentarias y metaígneas del Neoproterozoico /Paleozoico inferior y diferentes tipos de granitoides variscos.

Las rocas metasedimentarias fueron afectadas durante el Paleozoico inferior por la extrusión/intrusión de rocas representadas por ortogneises glandulares. Durante la orogenia Varisca todo este conjunto fue deformado, metamorfizado y en parte migmatizado en el Misisípico Medio-Inferior e intruido por varios tipos de granitoides en el Pensilvánico Superior (Escuder-Viruete et al., 1998; Valverde-Vaquero y Dunning, 2000; Rubio-Pascual et al., 2013).

En el Collado de La Flecha (o de La Felecha), al noroeste de Rascafría, afloran niveles de mármoles dentro de los ortogneises glandulares (Fig. 1. Arenas-Martín et al., 1991). Con motivo de la realización de la Guía Geológica del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama se estudiaron y recogieron muestras de mármoles afectados por pliegues y mármoles intercalados con niveles calcosilicatados.

La presencia de mármoles con diversas paragénesis minerales (Carandell, 1914; Tornos y Casquet, 1985; Arenas-Martín et al., 1991) es de interés para el estudio del metamorfismo en este sector.

## LOS ORTOGNEISES GLANDULARES

Los ortogneises que engloban a los mármoles son Cambro-Ordovícicos y en

este sector su mineralogía consiste en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita (fibrolita). Como fases de más retrogradación aparecen moscovita, andalucita y clorita. Pueden contener pseudomorfos de sericita /pinnita ( $\approx$  cordierita).

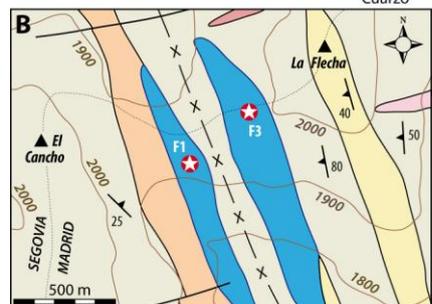


Fig. 1. A. Situación geográfica de la zona de estudio. B. Mapa geológico del collado de La Flecha (Hoja 1:50.000 nº 483 de Segovia. Arenas-Martín et al., 1991). F1 y F3, muestras analizadas por microsonda electrónica.

Las paragénesis más antiguas conservadas en metasedimentos y ortogneises incluyen distena, granate y rutilo (Arenas-Martín et al., 1991), y probablemente corresponden al episodio que generó eclogitas en rocas básicas ( $\approx$  14 kbar, 725-775 °C; Barbero y Villaseca, 2000). Sin embargo la superposición de paragénesis de menor presión con feldespato potásico + sillimanita  $\pm$  cordierita, indica un reequilibrio entre  $\approx$  3.5 y 7.5 kbar y  $\approx$  670-750 °C.

## METODOLOGÍA

Para determinar la composición mineralógica de los mármoles se seleccionaron las muestras F1 y F3 (Fig. 1B). Los análisis se realizaron en los Servicios Científico Técnicos de la Univ. de Oviedo (España) en una microsonda electrónica Cameca SX-100, con una tensión de aceleración de 15 kV, intensidad de corriente de 15 nA y tiempo de adquisición de 10 s. La calibración fue realizada mediante una combinación de silicatos y óxidos según patrones del Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM).

## PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE LOS MÁRMOLES

Los mármoles F1 están constituidos por calcita, olivino, clintonita (una mica trioctaédrica de Ca y Mg), flogopita y opacos. Es frecuente observar asociaciones de olivino + clintonita  $\pm$  flogopita (Fig. 2). Los mármoles F3 tienen una mineralogía más sencilla y están formados por dolomita, olivino, espinela y opacos. Ambos presentan textura granoblástica y una orientación muy débil, que en la muestra F1 está marcada por la flogopita y la clintonita.

En la Tabla 1 se presentan análisis representativos de estos minerales. Además se han analizado minerales opacos, que en los dos casos corresponden a magnetita e ilmenita magnésiana.

El olivino es forsterita y muestra alguna diferencia composicional en los dos mármoles analizados. En el mármol F1 el contenido en FeO de la forsterita es bastante más alto (7.69-7.97 wt%) que en el mármol F3 (1.72-1.96 wt%). La clintonita tiene bajos contenidos en SiO<sub>2</sub>

<b>palabras clave:</b> Mármoles, Olivino, Metamorfismo, Guadarrama.	<b>key words:</b> Marbles, Olivine, Metamorphism, Guadarrama.
---	---

(17.75-18.42 wt%) y elevados en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (40-41 wt%). La flogopita presenta contenidos algo elevados en  $\text{MgO}$  ( $\approx 25$  wt%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\approx 17$  wt%),  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\approx 10.5$  wt%) y bajos en  $\text{FeO}$  ( $\approx 2\%$ ) y  $\text{TiO}_2$  (0.3-0.5 wt%). La espinela tiene contenidos bastante altos en  $\text{MgO}$  ( $X_{\text{Mg}} \approx 0.95$ ) y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (70-71 wt%). La dozyita es una fase de alteración de olivino formada por un interstratificado 1:1 de serpentina-clorita.

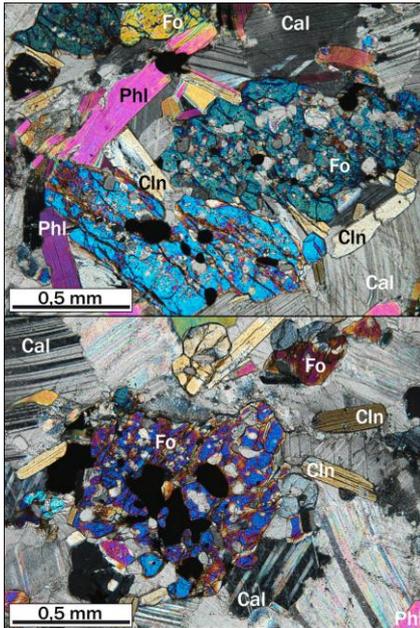


Fig. 2. Fotomicrografías de los mármoles (F-1). Calcita (Cal), forsterita (Fo), clintonita (Cln), flogopita (Phl) y opacos. Abreviaturas de Whitney y Evans (2010).

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La ausencia de clinopiroxeno (diópsido) en estos mármoles es destacable ya que suele coexistir con forsterita en este tipo de rocas metamórficas. Este hecho puede ser debido a las condiciones P-T del metamorfismo y/o a las condiciones composicionales. La forsterita puede

reemplazar al diópsido en reacciones de alta temperatura ( $\geq 700-800$  °C) o puede formarse en reacciones de menor temperatura ( $\geq 540$  °C) reemplazando a tremolita, en ausencia de diópsido (Bucher y Grapes, 2011). La composición del fluido metamórfico influye en la temperatura de las reacciones y en los campos de estabilidad de determinadas asociaciones. Con mayor relación  $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$  en el fluido la forsterita es estable a temperaturas más bajas ( $< 700-800$  °C).

La presencia de componentes adicionales como aluminio también permite la formación de forsterita, sin diópsido involucrado, en un rango de temperaturas variable según la presión ( $\approx 580-715$  °C; Bucher y Grapes, 2011). En nuestro caso es posible que el contenido algo elevado en aluminio y  $\text{H}_2\text{O}$  favorezca la estabilidad de flogopita y clintonita en lugar de clinopiroxeno. En concreto la clintonita también reemplaza al diópsido en contextos de metamorfismo de contacto (Fleet, 2003). La clintonita es estable en un amplio rango de presión y temperatura aunque parece requerir unas relaciones composicionales bastante concretas de Al, Mg y Ca, así como ratios elevados de Al/Si en roca total y una elevada relación de  $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$  en el fluido metamórfico (Fleet, 2003; Houzar y Novak, 2006). La presencia de magnetita puede indicar un estado de oxidación elevado, en consonancia con la introducción de fluidos y otros componentes ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ), quizás procedentes, en parte, de los ortogneises y metapelitas adyacentes.

Según estas consideraciones y los datos de los ortogneises glandulares encajantes, las condiciones T- $X_{\text{CO}_2}$  del metamorfismo que transformó estas

rocas carbonatadas en mármoles podrían estar en un intervalo de temperaturas de  $\approx 620-720$  °C (para presiones entre 4-7 kbar) y relaciones de  $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$  del fluido metamórfico entre 0.80-0.60 aproximadamente.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por "Proyecto para la elaboración de diverso material divulgativo de índole geológico en la Red de Parques Nacionales (OAPN)". Agradecemos a los gestores del Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama la autorización para el acceso a la zona de estudio.

## REFERENCIAS

- Arenas Martín, R., Fuster, J.M., Martínez Salanova, J., Olmo Sanz, A., Villaseca, C. (1991): Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja nº 483 (Segovia). Ed. IGME.
- Barbero, L., Villaseca, C. (2000): Eclogite facies relics in metabasites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): P-T estimations and implications for the hercynian evolution. *Mineral. Mag.*, 64(5), 815-836.
- Bucher, K., Grapes, R. (2011): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Ed. Springer, 428 p.
- Carandell, J. (1914): Las calizas cristalinas del Guadarrama. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.*, 1-69.
- Escuder-Viruet, J., Hernaiz Huerta, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R., Dunning, G.R. (1998): Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, 290, 87-109.
- Fleet, M.E. (2003): *Rock Forming Minerals. Volume 3A. Sheet silicates: Micas*. Ed: Geol. Soc. Publishing house. 2<sup>nd</sup> edition.
- Houzar, S., Novak M. (2006): Clintonite-bearing assemblages in chondrodite marbles from the contact aureole of the Trevic Pluton, Moldanubian Zone, Bohemian Massif. *J. Czech Geol. Soc.*, 51(3-4), 249-258.
- Rubio Pascual, F.J., A., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Rodríguez Fernández, L.R., Wijbrans, J.R. (2013): Thickening and exhumation of Variscan roots in the Spanish Central System. *Tectonothermal processes and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages*. *Tectonophysics*, 587, 207-221.
- Tornos, F., Casquet, C. (1985): Rasgos generales de los skarns y mineralizaciones asociadas del Sistema Central español. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe (Coruña)*, 10, 311-329.
- Valverde-Vaquero, P., Dunning, G.R. (2000): New U-Pb ages for Early Orodovician magmatism in Central Spain. *J. Geol. Soc. London*, 157, 15-26.
- Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010): *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. *Am. Min.*, 95, 185-187.

Mineral	Muestra F-1			Muestra F-3				
	Cal	Fo	Phl	Cln	Dol	Fo	Spl	Do
Wt%								
Na <sub>2</sub> O	0	0	0.32	0.29	0	0	0.01	0
SiO <sub>2</sub>	0	41.03	39.09	18.42	0.03	42.31	0.02	29.58
MgO	1.00	50.11	24.90	20.19	23.15	55.55	25.88	32.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	16.88	40.63	0	0.02	70.99	21.54
K <sub>2</sub> O	0	0	10.49	0.01	0	0	0.01	0.00
CaO	61.73	0.12	0.04	13.34	35.39	0.07	0.06	0.03
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.01	0.36	0.43	0	0	0.06	0
NiO	0	0.02	0.01	0.03	0	0	0	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0
FeO	0.05	7.84	2.19	1.46	0.26	1.79	2.13	0.76
MnO	0.04	0.26	0.05	0.03	0.06	0.09	0	0.03
Total	62.89	99.38	94.35	94.87	58.92	99.84	99.17	84.24

Tabla 1. Análisis representativos de minerales. Abreviaturas de Whitney y Evans (2010) excepto Do (dozyita).