

Estudio Mineralógico y Termodinámico de las Meta-Hialoclastitas de Espasante (Complejo de Cabo Ortegal)

/ IRENE NOVO-FERNÁNDEZ (1), RICARDO ARENAS (1), ANTONIO GARCÍA-CASCO (2), RUBÉN DÍEZ FERNÁNDEZ (3)

(1) Departamento de Petrología y Geoquímica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC). Universidad Complutense. 28040, Madrid (España)

(2) Departamento de Mineralogía y Petrología e Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR, CSIC). Universidad de Granada. 18071, Granada (España)

(3) Departamento de Geodinámica e Instituto de Geociencias (UCM, CSIC). Universidad Complutense. 28040 Madrid (España)

INTRODUCCIÓN

En el NO de la Península Ibérica, en Galicia, aflora la zona más interna del Orógeno Varisco, que se caracteriza por la presencia de tres complejos alóctonos, los Complejos de Cabo Ortegal, Órdenes y Malpica-Tui. Estos complejos están constituidos a su vez por tres terrenos diferentes: las unidades superiores, las unidades ofiolíticas y las unidades basales. Además, en la base del Complejo de Cabo Ortegal, aparece una mélangé serpentinitica conocida como Mélangé de Somozas (Arenas et al., 1986; Arenas et al., 2016). Esta mélangé representa el frente de avance de los complejos alóctonos de Galicia y aflora en los núcleos de antiformalas verticales tardías. La matriz serpentinitica está fuertemente cizallada y envuelve bloques de diferente tamaño. En este trabajo se realiza el estudio de un bloque tectónico de la mélangé, que se encuentra próximo a la localidad de Espasante, y está constituido por rocas volcánicas submarinas, brechas de pillow lavas fragmentadas, pillow lavas empaquetadas y hialoclastitas, todo ello intruido por una red de diques diabásicos (Arenas y Peinado, 1981; Arenas et al., 2009). El objetivo es determinar las condiciones P-T del bloque a partir de un análisis petrográfico, mineralógico y termodinámico de las hialoclastitas.

METODOLOGÍA

Para la determinación de las condiciones P-T de las hialoclastitas se ha realizado un estudio petrográfico sobre 15 láminas delgadas, de las que se han escogido las 2 muestras más representativas. Estos ejemplares han sido analizados de forma preliminar en

la Microsonda Jeol JXA-8900 M del Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Universidad Complutense, Madrid). Posteriormente se han realizado mapas de Rayos-X en la Microsonda Cameca SX100 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. Las condiciones de operación de la microsonda fueron 300nA y 20kV, realizando análisis cada 8 µm, con un tiempo de conteo de 20ms. Las imágenes obtenidas fueron tratadas con el software Imager (Torres-Roldán y García Casco, 2003). A continuación, se han realizado nuevos análisis de microsonda de mayor calidad sobre puntos seleccionados en los mapas de Rayos-X. Por último, se han calculado pseudosecciones de las muestras elegidas en el sistema químico KNCFMnMASHTO, considerando el agua en exceso. Estos cálculos se han realizado con el software de modelización termodinámica Theriak-Domino (de Capitani y Brown, 1987; de Capitani y Petrakakis, 2010), utilizando la base de datos internamente consistente 5.5 de Holland y Powell (1998).

PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA

Petrográficamente, las hialoclastitas tienen un tamaño de grano muy fino y presentan una textura pórfido-granolepidoblástica. La asociación mineral del pico metamórfico está constituida por cuarzo-opacos-mica blanca-distena-clorita-granate-epidota, con turmalina, apatito y rutilo como minerales accesorios. Mientras que la distena, el granate y la clorita aparecen como porfidoblastos, la mica blanca, los opacos y el cuarzo se encuentran en la matriz marcando la foliación principal.

La mica blanca se distribuye en la matriz y se distinguen dos términos, moscovita y paragonita, que se caracterizan por su variabilidad composicional. Se diferencian dos tipos de moscovita, una más fengítica formada durante el pico metamórfico que constituye los núcleos con mayor contenido en Mg, y otra menos fengítica, originada durante la retrogradación, que se dispone rodeando a estos núcleos. La paragonita aparece en dos dominios claramente diferenciables entre sí. Por un lado se encuentra en la matriz en menor proporción que la moscovita. Por otro lado aparece rodeando a los granos de distena, formando finas coronas donde el contenido en Na disminuye hasta alcanzar su mínimo en el contacto con la distena (Fig. 1). Los mapas de Rayos-X han permitido identificar la presencia de una tercera mica rica en Ca, la margarita. Ésta aparece exclusivamente asociada a los granos de distena, y los reemplaza desde sus bordes hacia el interior (Fig. 2).

La distena muestra texturas complejas, formando agregados circulares donde la distena crece de forma radial, o agregados tabulares. Este mineral alcanza aproximadamente el 30% del total de la muestra.

El granate se presenta como pequeños cristales idiomorfos a subidiomorfos, donde no es posible diferenciar núcleo y borde, bien por su pequeño tamaño, bien porque no se han desarrollado bordes de distinta composición.

La clorita forma porfidoblastos con fuertes zonados, donde los bordes son ricos en Fe mientras que los núcleos están enriquecidos en Mg.

La epidota aparece generalmente como

palabras clave: Mélangé serpentinitica, Metavulcanitas, Alta presión, Pseudosecciones

key words: Serpentinic mélangé, Metavolcanic rocks, High-pressure, Pseudosections

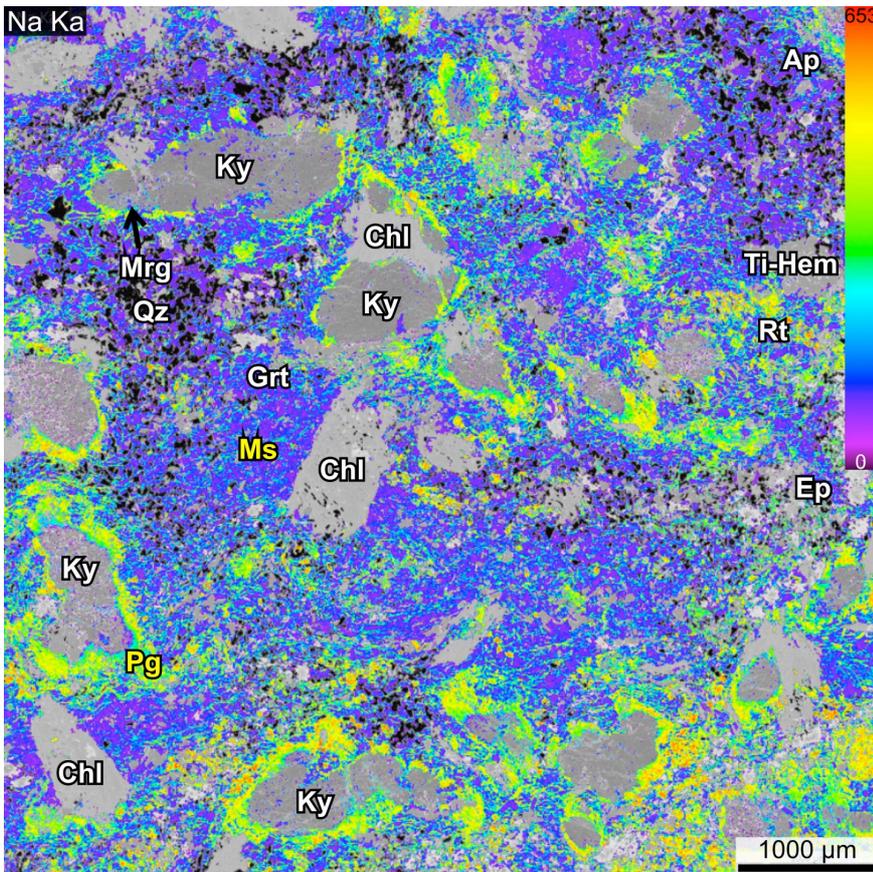


Fig. 1. Mapa de Rayos-X que muestra la distribución del Na en la mica blanca. Nótese la distribución en forma de coronas de la paragonita alrededor de la distena, y su presencia de forma dispersa en la matriz.

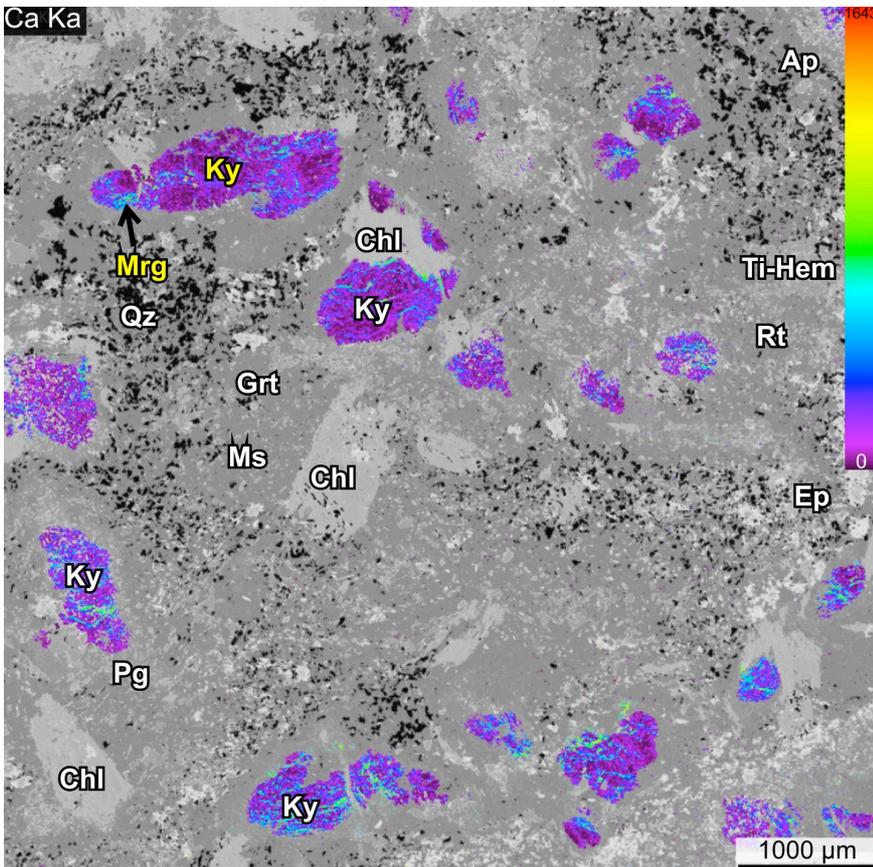


Fig. 2. Mapa de Rayos-X que muestra la distribución del Ca en el interior de la distena, indicando la presencia de margarita reemplazándola desde los bordes hacia el interior.

crisales idiomorfas, donde se observan núcleos empobrecidos en Al (tienden al término epidota) y bordes enriquecidos en este elemento (tienden al término clinzoisita).

Los opacos aparecen en la matriz y son muy abundantes. Se trata de hematites y hematites titanadas, tanto con hábito tabular como alotriomorfas, que marcan la foliación. El rutilo se presenta como cristales de tamaño muy pequeño, que se diferencian en los mapas de Rayos-X al generar picos de Ti muy altos que no llevan aparejados picos de otros elementos.

El apatito forma cristales subidiomorfas a alotriomorfas y no muestra variación composicional.

CONDICIONES P-T

Para determinar la trayectoria P-T seguida por las hialoclastitas se calculan diagramas de fases para la composición determinada de las mismas (o pseudosecciones). La Fig. 3 muestra la pseudosección calculada para una de las muestras, en un rango de presión de 5 a 20 kbar y un rango de temperatura entre 400 y 700°C. Los campos de estabilidad aparecen coloreados en función del grado de libertad, siendo los colores más claros los que indican menor grado de libertad.

La paragénesis mineral del pico metamórfico aparece acotada en el campo de estabilidad donde la presión se encuentra entre los 16.5 y 18.5 kbar, mientras que la temperatura está en un rango entre los 525 y 575°C. Las isopletras de Si en fengita permiten determinar con mayor exactitud la presión a la que estuvieron las rocas durante el pico metamórfico. Las moscovitas formadas en este estadio son ricas en fengita, con valores de Si de 3.15 apfu (normalizado a 11 oxígenos). De acuerdo con estos datos, la presión del pico metamórfico se encuentra entre los 17.5 y 18 kbar, lo que corresponde a aproximadamente 66 km de profundidad. La margarita, mineral retrógrado asociado a las distenas, aparece por debajo de los 11 kbar. Todo esto permite deducir una trayectoria P-T (Fig. 3) que se caracteriza por ser muy vertical, casi isotérmica hasta los 10 kbar de presión, donde comienza un enfriamiento moderado. Esto indica una drástica descompresión de unas rocas que comenzaron a exhumarse inmediatamente después de alcanzar su

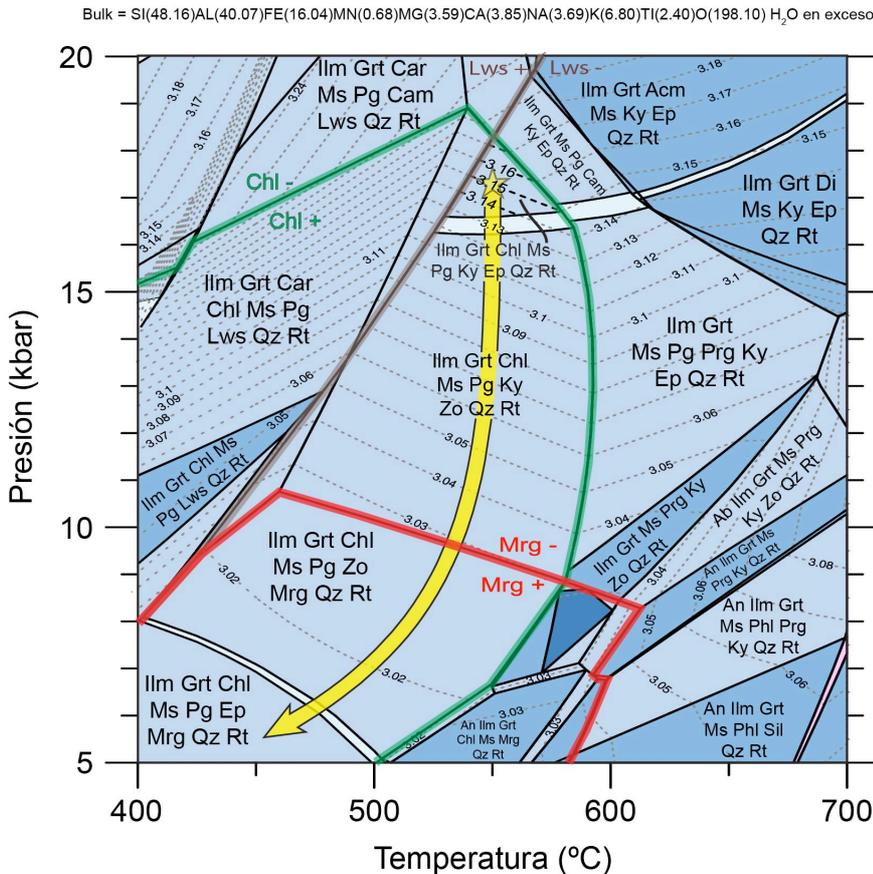


Fig. 3. Pseudosección calculada para una de las muestras. Las líneas discontinuas muestran las isopletas de Si en fengita.

pico bórico. Teniendo en cuenta las características del metamorfismo de alta presión y la trayectoria, se puede afirmar que las hialoclastitas fueron subducidas y posteriormente exhumadas mediante el canal de baja viscosidad que se desarrolla en la interfase de la placa que subduce y la cuña de manto suprayacente.

CONCLUSIONES

Las hialoclastitas manifiestan un evento de metamorfismo de alta presión. Muestran una petrografía compleja, caracterizada la presencia de minerales estables a una presión significativa (distena, granate, rutilo).

La alta presión calculada para este bloque, así como la drástica y rápida exhumación deducida, pone de manifiesto que la Mélange de Somozas representa una zona de subducción. El metamorfismo de alta presión registrado por las metahialoclastitas ocurrió durante la subducción. El bloque tectónico de metavulcanitas fue subducido hasta 66 km de profundidad y experimentó una exhumación

consistente con la existencia de un flujo de retorno en el canal de subducción.

REFERENCIAS

Arenas, R. & Peinado, M. (1981): *Presencia de pillow-lavas en las metavulcanitas submarinas de las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NW de España. Cuadernos Geología Ibérica*, **7**, 105-119.

Arenas, R., Gil Ibarra, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J.G., Peinado, M. (1986): *Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. Hercynica*, **2**, 87-110.

Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Jeffries, T.E., Díez Fernández, R., Andonaegui, P. (2009): *The basal tectonic mélange of the Cabo Ortegal Complex (NW Iberian Massif): a key unit in the suture of Pangea. Journal of Iberian Geology*, **35**, 85-125.

Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Díez Fernández, R., Gerdes, A., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P.,

González Cuadra, P., López Carmona, A., Albert, R., Fuenlabrada, J.M., Rubio Pascual, F.J. (2016): *Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution. Earth-sciences reviews*, **161**, 140-178.

De Capitani, C. & Brown, T.H. (1987): *The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, 2639-2652.

De Capitani, C. & Petrakakis, K. (2010): *The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. American Mineralogist*, **95**, 1006-1016.

Holland, T.J.B. & Powell, R. (1998): *An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.

Torres-Roldan, R. & Garcia-Casco, A. (2003): *DWImager: Una Implementación para el Procesamiento de Matrices de Intensidades de Rayos X. Artículo no publicado, Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada. Disponible en: <http://www.ugr.es/~agcasco/personal/>Imágenes de RX>DWImager>*