



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER EN PROCESOS Y RECURSOS GEOLÓGICOS

Especialidad en Procesos Internos y Recursos Minerales

Un canal de subducción preservado en la Mélange
de Somozas: El bloque tectónico con vulcanitas
submarinas de Espasante

Irene NOVO FERNÁNDEZ

MADRID, CURSO 2014-2015

TUTOR 1: Dr. Ricardo ARENAS MARTÍN

Universidad Complutense de Madrid

TUTOR 2: Dr. Antonio GARCÍA CASCO

Universidad de Granada

TUTOR 3: Dr. Rubén DÍEZ FERNÁNDEZ

Universidad Complutense de Madrid



Facultad de Ciencias Geológicas



Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER EN PROCESOS Y RECURSOS GEOLÓGICOS

Especialidad en Procesos Internos y Recursos Minerales

Un canal de subducción preservado en la Mélange
de Somozas: El bloque tectónico con vulcanitas
submarinas de Espasante

Irene NOVO FERNÁNDEZ

MADRID, CURSO 2014-2015

Autorizo la presentación del Trabajo Fin de Máster.

TUTOR 1: Dr. Ricardo ARENAS MARTÍN

Universidad Complutense de Madrid

TUTOR 2: Dr. Antonio GARCÍA CASCO

Universidad de Granada

TUTOR 3: Dr. Rubén DÍEZ FERNÁNDEZ

Universidad Complutense de Madrid

AGRADECIMIENTOS

Cuando comencé este proyecto estaba llena de entusiasmo e ilusión, con ganas de trabajar y aprender, algo que me fue posible gracias al apoyo, comprensión y, sí, muchas veces paciencia, de todas esas personas que han compartido conmigo este año. Espero que con unas líneas sepa agradecer lo mucho que he apreciado que me hayan ayudado y acompañado en esta aventura.

Si hay algo que he aprendido de mis tres tutores es que la experiencia científica es importante, pero también lo es la calidad humana. El primero a quien debo nombrar, no podría ser de otra manera, es a Ricardo. Nunca podré agradecer lo suficiente todo el esfuerzo y la confianza que pusiste en mí desde el primer momento. Me has orientado, ayudado, apoyado y también aconsejado, como debe ser, para que pudiera hacer de estas páginas algo más que unas palabras juntas al azar. Gracias por enseñarme a ver el mundo de otra manera. Otra persona cuya participación en este trabajo ha sido imprescindible es Antonio. Gracias por acogerme en Granada como lo hiciste, brindarme todo tu apoyo y llenarme de energía y ganas de seguir trabajando. Aprendí tanto... Estoy deseando volver. También quisiera agradecer a Rubén por toda su ayuda en el campo y las buenas conversaciones durante nuestros trayectos. Tus conocimientos y experiencia han sido muy importantes para que este proyecto terminara de coger forma y pueda ser lo que es.

Jamás podría haber mostrado las distenas en todo su esplendor sin la ayuda de Paco Rubio. Gracias por permitirme hacer que este trabajo sea un poco más bonito y por tratarme tan bien en el IGME. A Lidia Butjosa, por nuestras aventuras aprendiendo termodinámica juntas. A Sonia, por todos tus buenos consejos y unos pocos téis. Y a Richard, por su buena compañía en el campo.

Papá, mamá, gracias por apoyarme desde siempre en todas mis decisiones, ya fueran correctas o erróneas, y por construir ese puente que me ha llevado a cumplir mis sueños. A mis hermanos, sin vosotros no sería la persona que soy ahora. A Lore y Gela, por todos esos momentos de relax que me habéis dado, especialmente cuando más lo necesitaba. A Mar y Andrea, siempre cuento con vosotras cuando más lo necesito. Y por último a mis dos grandes compañeros del máster, Ángel y Harold. Me llevo conmigo a dos amigos que me han soportado y apoyado en todo momento. Sin vosotros, el máster no hubiera sido lo mismo.

Al proyecto de investigación "Ensamblado de Pangea: Eventos críticos en el basamento de Europa Occidental" (CGL2012-34618) por financiar este trabajo.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS DEL TRABAJO	1
2. METODOLOGÍA	2
3. CONTEXTO GEOLÓGICO	4
4. ESTRUCTURA INTERNA DEL BLOQUE TECTÓNICO DE METAVULCANITAS	12
5. GEOQUÍMICA DE LAS METAVULCANITAS (ELEMENTOS MAYORES)	15
6. PETROGRAFÍA	16
7. MAPAS DE RAYOS-X	19
8. COMPOSICIÓN QUÍMICA MINERAL	24
9. DIAGRAMAS DE FASES (PSEUDOSECCIONES): TRAYECTORIA P-T	29
10. EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL DEL BLOQUE TECTÓNICO DE METAVULCANITAS	35
11. CONCLUSIONES	37
REFERENCIAS	38
ANEXO 1. TABLAS	43

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS DEL TRABAJO

Durante la subducción de litosfera oceánica tiene lugar la formación de una asociación compleja de rocas que se conoce con el nombre de mélanges serpentinitica. Dichas mélanges están compuestas por distintos bloques tectónicos poco deformados, en su mayoría metabasitas, que comúnmente registran condiciones P-T diferentes y que se encuentran rodeados por una matriz serpentinitica fuertemente cizallada (Guillot *et al.*, 2009). La exhumación de estas rocas transcurre en la interfase entre la placa que subduce y la cuña de manto suprayacente, en un canal de baja viscosidad que se genera mediante la hidratación, y en consecuencia serpentización, de la cuña del manto (Gerya *et al.*, 2002; Guillot *et al.*, 2009).

En los complejos alóctonos del NO de la Península Ibérica aflora una mélanges serpentinitica que se encuentra en la base del Complejo de Cabo Ortegal, la Mélanges de Somozas (Arenas *et al.*, 1986, 2009; Marcos *et al.*, 2002). Arenas *et al.* (2009) realizaron una descripción de la estructura y los tipos de bloques presentes en la unidad de mezcla, así como la datación de cuatro rocas metaígneas de estos bloques (edades de sus protolitos) y un estudio de la geoquímica de las rocas ígneas representadas en los bloques, lo que permite proponer un origen para la mélanges. Sin embargo, la falta de trabajos posteriores en esta unidad impide conocer los detalles del contexto dinámico preciso para la formación de la mélanges, el rango temporal asociado a la formación del canal de baja viscosidad y a la propia mélanges, y las condiciones P-T más extremas que se registraron en ella. Se desconoce por tanto la profundidad máxima alcanzada en la formación de la mélanges y si realmente existen en ella verdaderas rocas de alta presión.

En este trabajo se realiza el estudio de un único bloque tectónico de la Mélanges de Somozas, constituido por rocas volcánicas submarinas, brechas de pillow lavas fragmentadas y pillow lavas empaquetadas dispersas en una matriz hialoclastítica (Arenas y Peinado, 1981; Arenas *et al.*, 2009). El principal objetivo es determinar la evolución tectonometamórfica del bloque a partir de un estudio detallado de la matriz hialoclastítica, basado en la petrografía, química mineral, mapas de Rayos-X y análisis termodinámico de las rocas, y discutir las implicaciones que pueden tener los resultados obtenidos para el desarrollo de la mélanges.

2. METODOLOGÍA

Con el objetivo de establecer la evolución tectonometamórfica del bloque tectónico de metavulcanitas se sigue una serie de procedimientos descritos a continuación.

En primer lugar se ha realizado un estudio de la bibliografía regional y temática, y un reconocimiento detallado de los mapas geológicos de la región, en base a material publicado e inédito del grupo de trabajo de referencia. Se disponía de un conocimiento previo del sector de cierto detalle, alcanzado tanto como alumna de Grado como durante la colaboración en el desarrollo de una excursión geológica del congreso GONDWANA 15, celebrada en el verano del pasado 2014.

Se ha realizado una petrografía sobre 15 láminas delgadas pertenecientes a una colección ya existente preparada por el Profesor Ricardo Arenas. De esas 15 láminas, se han escogido las 7 muestras más representativas. Tras un estudio en profundidad de su mineralogía y características texturales, se ha analizado la composición de roca total de la pastilla correspondiente a cada lámina en los laboratorios ACTLABS (Ontario, Canadá). Para la cuantificación de los elementos mayores se ha utilizado la técnica de Fusión-ICP, mientras que los elementos traza se han establecido mediante Fusión-ICP-MS. Además, se ha determinado el contenido en agua por gravimetría y el FeO mediante complexometría.

Posteriormente se ha obtenido una composición química mineral preliminar a partir de 2 ejemplares analizados en la Microsonda Jeol JXA-8900 M del Centro Nacional de Microscopía Electrónica (Universidad Complutense, Madrid). Con un mayor control sobre los problemas planteados, se han elaborado mapas de Rayos-X sobre los ejemplares 76236 y 104769 en la Microsonda Cameca SX100 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. Para ello las condiciones de operación de la microsonda fueron 300 nÅ y 20 kV, barriendo un área de 6.27x6.27 mm, realizando un microanálisis cada 8 µm con un tiempo de integración (contaje) de 20 ms. El tiempo de trabajo operativo de la microsonda para cada uno de los dos mapas realizados ha sido de aproximadamente 10 horas. Con posterioridad a la preparación de estos mapas, se han realizado nuevos análisis de microsonda de mayor calidad sobre puntos seleccionados en los mapas de Rayos-X.

Las imágenes obtenidas han sido tratadas con el software Imager (Torres-Roldán y García-Casco, 2003), que procesa las señales de Rayos-X de las líneas espectrales ($K\alpha$, excepto $L\alpha$ para el caso del Ba) de los elementos (o relaciones de elementos) generando una imagen con un código de color, expresado en número de cuentas, que se superpone a

una imagen en escala de grises que contiene la información básica textural. Los elementos analizados para la obtención de los mapas son Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Ba, Na, K, P.

Para la obtención de los diagramas baricéntricos que permiten describir el espacio composicional se ha utilizado el software CSpace (Torres-Roldán *et al.*, 2000). Para la realización de cálculos de fórmulas estructurales, relaciones catiónicas y cualquier otro dato numérico requerido, se han preparado hojas de cálculo “inteligentes” específicas por parte de la autora de este trabajo. Para calcular las fórmulas estructurales se han normalizado las micas a 22 oxígenos, mientras que granate, distena, clorita, epidota, apatito y hematites se han normalizado a 12, 5, 28, 12.5, 13 y 3 oxígenos respectivamente, calculando el Fe^{3+} y Fe^{2+} en granate y hematites por estequiometría, $Fe^{2+} = Fe_{total}$ en micas y clorita, y $Fe^{3+} = Fe_{total}$ en distena y epidota. Los minerales se abrevian según Whitney y Evans (2010), a excepción del término extremo pistacita (Ps).

A continuación se ha realizado el cálculo de diagramas de fases para composiciones específicas (o pseudosección). Se ha trabajado sobre las muestras que presentaban una composición y mineralogía más apropiada, generando diferentes proyecciones P-T de las regiones de estabilidad de las asociaciones de fases y también de diferentes tipos de isopletras (Si en fengitas, Fe y Mn en granate espesartínico, etc.). Se ha trabajado 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) (“tddb55c2d”). Este software tiene ventajas en la calidad de los “output” en relación a Perple_X (Connolly, 1990) y resulta mucho más rápido y menos subjetivo que THERMOCALC (Powell y Holland, 1988). No obstante, los cálculos habrían requerido preferentemente del uso de computadoras de altas prestaciones, ya que realizados en un PC convencional (como en el presente trabajo) pueden requerir más de 20 horas de cálculo automático por diagrama.

Por último, se ha realizado una campaña de campo dedicada especialmente a la obtención de datos sobre la estructuración del bloque de metavulcanitas y su entorno, así como al perfeccionamiento del mapa geológico de los alrededores del bloque estudiado. Se ha prestado especial atención al análisis cinemático de las deformaciones dentro del bloque de metavulcanitas, para una mayor comprensión de la historia deformativa de este bloque tectónico y de la propia mélangé.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

La Cadena Varisca es un orógeno desarrollado durante el Devónico-Carbonífero como resultado de la colisión progresiva entre Gondwana y Laurasia que culminó con el ensamblado de Pangea (Matte, 1991). Este orógeno se extiende de forma continuada desde el SO de la Península Ibérica hasta el Macizo de Bohemia, y más allá en el basamento de los Alpes, Córcega y Cerdeña. Aunque su desarrollo inicial fue rectilíneo, se encuentra afectado por grandes pliegues oroclinales, que tuvieron probablemente un desarrollo tardi-orogénico (Matte, 2001; Martínez Catalán, 2011; Díez Fernández y Arenas, 2015) (Figura 1).

La zona más interna del orógeno se caracteriza por la presencia de terrenos alóctonos que definen la sutura de Pangea. En el NO de la Península Ibérica, en Galicia, se encuentran tres complejos alóctonos, de este a oeste, los complejos de Cabo Ortegal, Órdenes y Malpica-Tui, que afloran en los núcleos de grandes estructuras sinformales. Dentro de los complejos alóctonos se distinguen tres terrenos alóctonos diferentes que definen un gigantesco apilamiento de mantos, emplazados sobre un conjunto parautóctono con un desplazamiento tangencial probablemente mucho menor. Se trata de las unidades superiores, las unidades ofiolíticas y las unidades basales, además de una mélangé tectónica frontal, la Mélangé de Somozas (Arenas *et al.*, 1986; Arenas *et al.*, enviado).

Las unidades superiores están constituidas por rocas metasedimentarias e ígneas que incluyen ortogneises calcoalcalinos, gabros con composición de toleíta de arco-isla, rocas máficas de grado alto y medio, y rocas ultramáficas. La edad máxima de sedimentación obtenida para las metagrauvas situadas en la sección culminante es de 550-530 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2003), mientras que las edades para los protolitos de los gabros y granitoides se encuentran entre 520 y 490 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2007; Andonaegui *et al.*, 2012). Las unidades superiores fueron inicialmente interpretadas como un arco magmático de procedencia

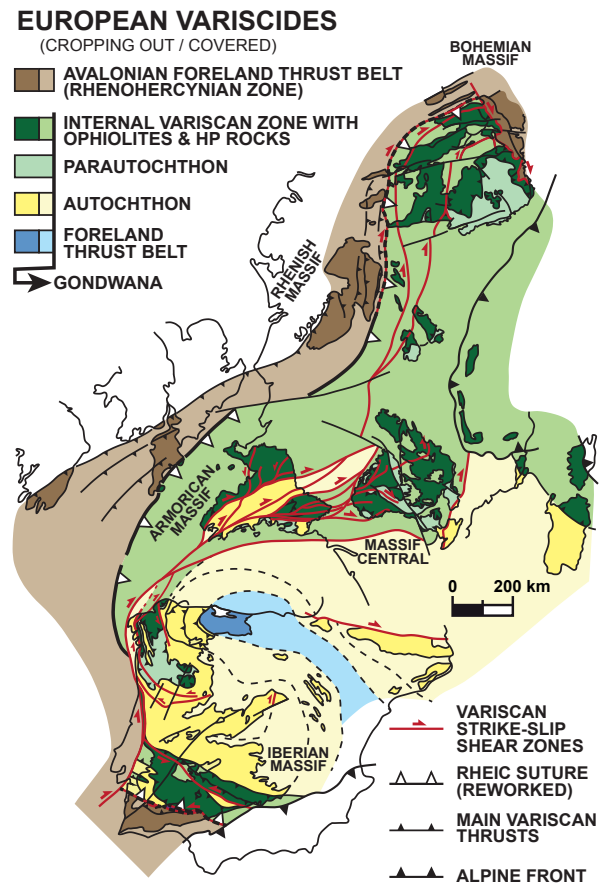


Figura 1. Zonación del Cinturón Varisco Europeo. Según Díez Fernández y Arenas (2015).

peri-Gondwánica (Fernández-Suárez *et al.*, 2003; Fuenlabrada *et al.*, 2010; Andonaegui *et al.*, 2012). Se caracterizan por una evolución tectonotermal polimetamórfica, donde la intensidad del metamorfismo se incrementa de techo a base, en un sentido normal. Sin embargo, se pueden distinguir dos conjuntos según el evento metamórfico sufrido. La parte superior de la unidad se caracteriza, esencialmente, por un primer estadio de metamorfismo de presión intermedia relacionado con la dinámica del arco y ocurrido hace 490-480 Ma (Abati *et al.*, 1999; 2007). La parte inferior de la unidad registra dos eventos metamórficos principales. El primero de ellos está datado en 500-480 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2002), coincidiendo con el primer evento tectonotermal descrito para las unidades superiores de presión intermedia. En consecuencia, este estadio metamórfico se puede asociar también como parte de la dinámica del arco magmático peri-Gondwánico durante el Cámbrico. El segundo evento metamórfico, ocurrido entre los 410 y 390 Ma (Fernández-Suárez *et al.*, 2007), es un episodio de alta-P y alta-T interpretado como la manifestación de una primera colisión del margen de Gondwana con Laurussia. Representa por tanto el evento más antiguo que puede relacionarse con el ensamblado de Pangea en el basamento de Europa (Arenas *et al.*, 2014b).

Las unidades ofiolíticas están formadas por rocas máficas y ultramáficas, y generalmente no presentan rocas metasedimentarias asociadas. Las edades obtenidas para los protolitos de estas unidades cubren un amplio rango, lo que permite afirmar que su generación no está asociada a un único estadio en la evolución de un único dominio oceánico (Arenas *et al.*, 2014a). En este contexto se diferencian dos grupos de ofiolitas. Las unidades ofiolíticas inferiores se desarrollaron en diferentes contextos geodinámicos, y corresponden ya sea a los primeros estadios de apertura del Océano Rheico en el Cámbrico (Arenas *et al.*, 2007), o bien a estadios previos a la apertura de este océano, en relación al Océano Iapetus-Tornquist (Sánchez Martínez *et al.*, 2012). Las unidades ofiolíticas superiores son de edad Devónico Medio, y han sido consideradas como pertenecientes a zonas de supra-subducción donde se generó corteza oceánica en el dominio del Rheico justo antes de su cierre. Sin embargo, Arenas *et al.*, 2014a realizan un estudio isotópico de las ofiolitas devónicas que muestra la interacción de los protolitos gabroicos de composiciones juveniles y procedencia mantélica con una corteza continental antigua. En consecuencia se descarta un contexto intraoceánico para las unidades ofiolíticas superiores, cuyo origen está más bien relacionado con la formación de una cuenca oceánica efímera en un dominio continental. Esta conclusión permite proponer dos eventos colisionales sucesivos entre Gondwana y Laurussia, separados por la formación de una cuenca oceánica efímera, donde las unidades ofiolíticas superiores representan a este dominio oceánico (Arenas *et al.*, 2014b).

Las unidades basales están compuestas por esquistos, paragneises y metagrauvascas,

además de ortogneises, anfibolitas y eclogitas. La edad de los protolitos para las rocas metasedimentarias va desde el Ediacárico hasta el Ordovícico Inferior (Díez Fernández *et al.*, 2010, 2011, 2013; Fuenlabrada *et al.*, 2012). Se trata de un fragmento de la parte más externa del margen de Gondwana, que subdujo durante el segundo evento de colisión bajo la cuña orogénica previamente estructurada y resultante de la interacción entre Gondwana y Laurussia (Martínez Catalán *et al.*, 1996; Díez Fernández *et al.*, 2012; Arenas *et al.*, 2014b). Las unidades basales registran un metamorfismo de alta presión y baja a media temperatura datado en 370 Ma (Arenas *et al.*, 1995; 1997; Abati *et al.*, 2010; López-Carmona *et al.*, 2010).

La Mélange de Somozas se encuentra en la base del Complejo de Cabo Ortegal (Figuras 2 y 3), en una posición que representa el frente de avance de los complejos alóctonos de Galicia (Arenas *et al.*, 2009). Esta unidad de mezcla tiene una disposición estructural general que buza suavemente hacia el oeste, bajo las otras unidades del Complejo de Cabo Ortegal, y aflora en los núcleos de antiformas verticales tardías (Figura 3). Estructuralmente cabalga sobre el parautoctono y su límite superior corta el contacto entre las unidades basales y ofiolíticas (Arenas *et al.*, 2014). La Mélange de Somozas está formada por dos miembros claramente distinguibles entre sí (Arenas *et al.*, 2009). El miembro inferior está constituido por una matriz de filitas ocreas que rodean a bloques tectónicos variados. El miembro superior, objeto de este estudio, constituye una mélangé ofiolítica típica, con una matriz serpentinitica fuertemente cizallada que envuelve bloques de tamaño métrico a kilométrico. Las litologías más comunes presentes en los bloques de la mélangé de serpentinitas son variantes metamorfizadas de gabros, diabasas, granitoides y rocas volcánicas (Figura 4), aunque también se describen otros bloques tectónicos de filitas, metaconglomerados y mármoles, así como bloques de mayor temperatura constituidos por ortogneises y diferentes tipos de anfibolitas (Arenas *et al.*, 2009).

Arenas *et al.* (2009) han estudiado la geoquímica de roca total en distintos bloques tectónicos de la mélangé ofiolítica, y han diferenciado dos series ígneas con diferente composición: una serie ígnea con composición calcoalcalina y otra con composición de toleíta de arco-isla. La relación de ambas series está muy bien definida en el bloque tectónico estudiado en este trabajo, en donde las rocas volcánicas calcoalcalinas aparecen intruidas por un conjunto de diques diabásicos de composición toleítas de arco-isla (Arenas y Peinado, 1981; Arenas, 1988). En consecuencia, estas rocas son consideradas como restos de un arco volcánico calcoalcalino maduro, que fue afectado por una extensión en un estadio tardío, e intruido por una nueva serie magmática con química de arco-isla (Arenas *et al.*, 2009). Las edades obtenidas para granitoides de afinidad calcoalcalina indican que el arco estuvo activo al menos entre los 527-500 Ma. Por otro lado, los bloques de alta temperatura (ortogneises

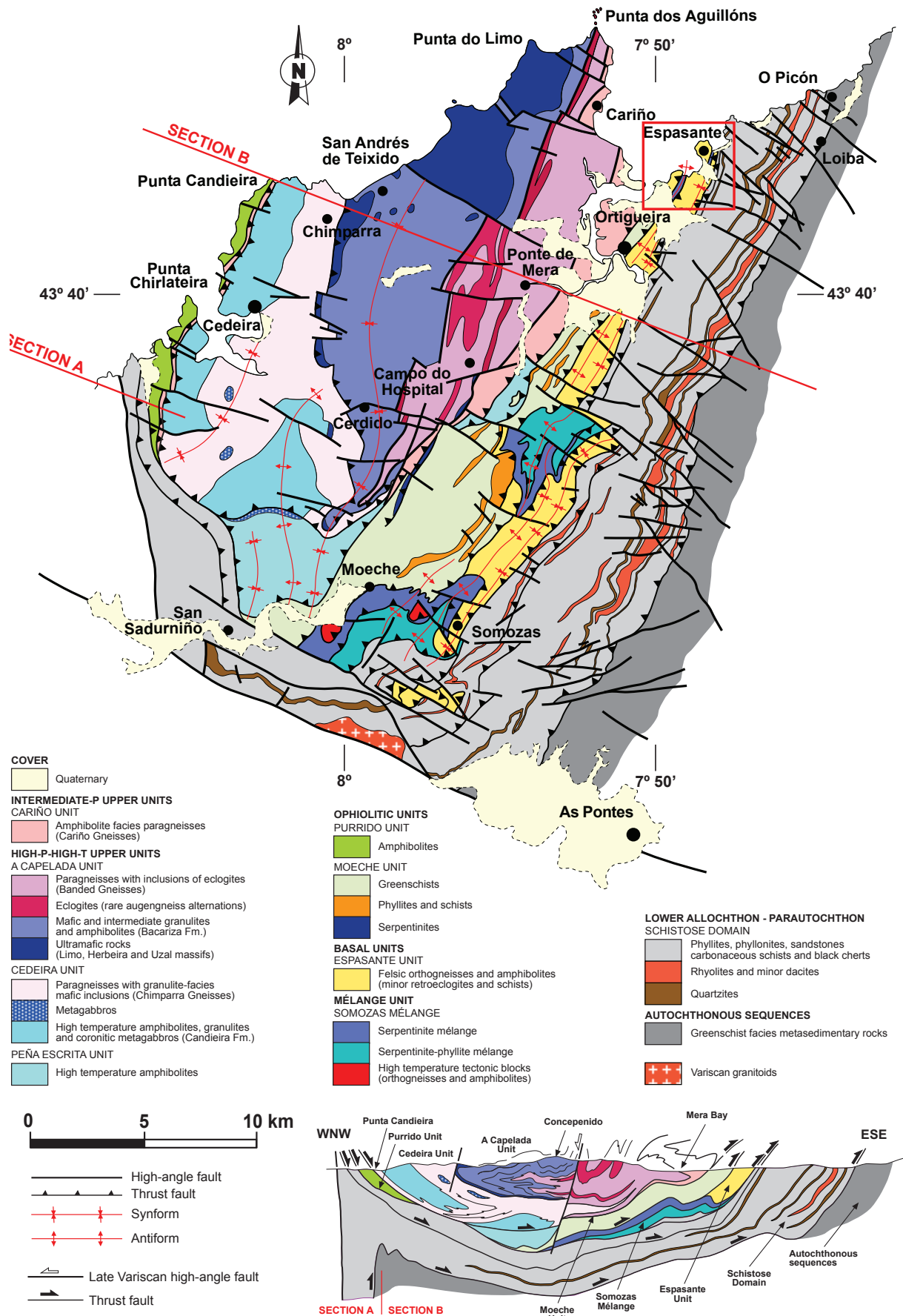


Figura 2. Mapa geológico del Complejo de Cabo Ortegal. En el recuadro se observa el área de estudio. Según Arenas *et al.* (2014).

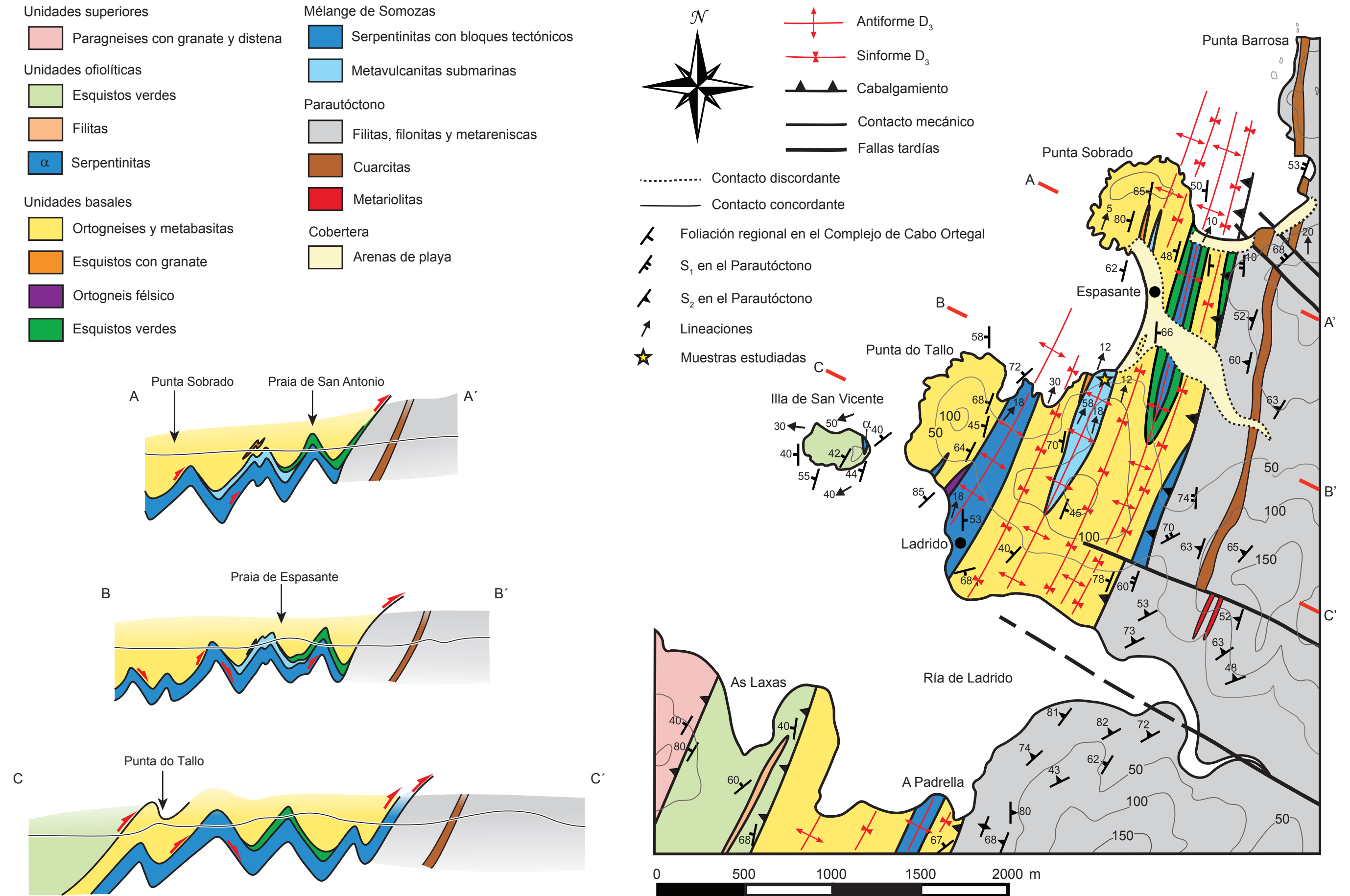


Figura 3. Mapa y cortes geológicos del sector oriental del Complejo de Cabo Ortegal en los alrededores de la localidad de Espasante.

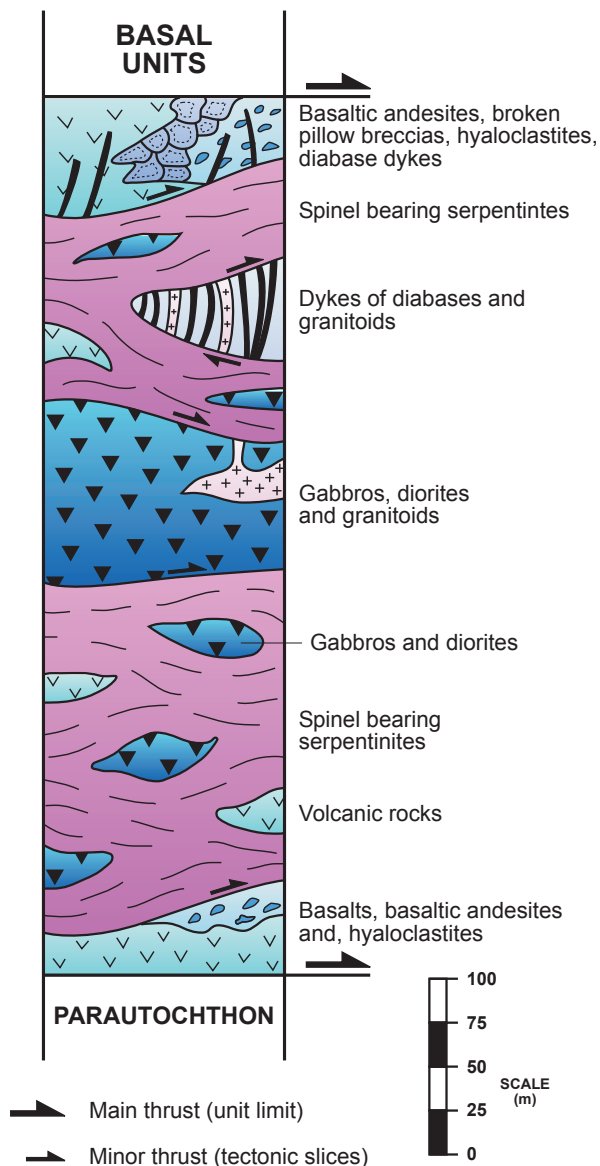


Figura 4. Columna idealizada de la Mélange de Somozas. Según Arenas *et al.* (2009).

y anfibolitas) muestran una evolución tectonotermal similar a algunas litologías de las unidades basales, por lo que se identifican como bloques derivados de estas unidades.

La aparición en la Mélange de Somozas de bloques tectónicos procedentes del arco de isla Cámbrico y bloques pertenecientes a las unidades basales permite proponer un origen para la mélangé de serpentinitas (Arenas *et al.*, 2009). No es posible relacionar la Mélange de Somozas con la zona de subducción principal que afectó al margen más externo de Gondwana durante el Devónico Superior, ya que la incorporación de bloques procedentes de las unidades basales indica que la subducción ocurrió necesariamente por debajo de estas unidades. Por tanto se requiere considerar la existencia de una zona de subducción secundaria desarrollada por debajo del margen de Gondwana ya subducido durante la convergencia oblicua entre Gondwana y Laurrusia (Arenas *et al.*, 2009) (Figura 5).

El bloque de metavulcanitas incluido en la mélangé de serpentinitas se halla en las proximidades de la localidad de Espasante. El afloramiento principal fue descrito por primera vez por Arenas y Peinado (1981) y más tarde por Arenas (1988). Tiene una longitud de 200 metros aproximadamente, una estructura anticlinal, y está constituido por rocas volcánicas submarinas masivas, brechas de pillow lavas fragmentadas, pillow-lavas empaquetadas y hialoclastitas, todo ello intruido por una red de diques diabásicos. En la parte más oriental y en contacto mecánico con las unidades basales aparecen las brechas de pillow fragmentadas, con fragmentos de rocas básicas de morfologías angulosas a subredondeadas, cuyo tamaño varía de milimétrico a decimétrico. Estos fragmentos se encuentran incluidos en una matriz oscura. Hacia el oeste aparecen pillow lavas completas de color verdoso, que pueden alcanzar tamaños métricos, y que muestran una deformación muy variable, hasta encontrarse tipos virtualmente indeformados.

De nuevo aparecen envueltas por una matriz hialoclastítica de color oscuro. Arenas y Peinado (1981) diferencian dos tipos de matriz. Por un lado una matriz constituida por agregados de microfragmentos con composición similar a los fragmentos de mayor tamaño, y por otro lado una matriz de aspecto esquistoso, grano fino y color oscuro, constituida (según estos autores) por mica blanca+cuarczo+clorita+epidota-clinozoisita y hematites accesoria que le da el color oscuro. Arenas (1988) también describió estas litologías, completando el estudio de las paragénesis minerales y realizando una termobarometría muy preliminar. Este autor reconoce la presencia de silicatos alumínicos en las metahialoclastitas, quedando poco clara su naturaleza concreta y origen. Este segundo tipo de matriz constituye la roca estudiada en este trabajo. En los sectores de techo del bloque se encuentran las andesitas basálticas masivas. Los diques diabásicos aparecen en todo el afloramiento intruyendo al resto de las litologías, con una potencia que varía de escasos centímetros hasta un metro (Figura 6). Todas estas litologías están afectadas por un primer evento de metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico (Arenas y Peinado, 1981). El hidrotermalismo de fondo oceánico juega un importante papel en la modificación de la composición química inicial de las rocas básicas. En los próximos capítulos se describirá por primera vez un segundo evento metamórfico de alta presión relacionado con la subducción de estos materiales durante estadios previos a su incorporación a la mélangé.

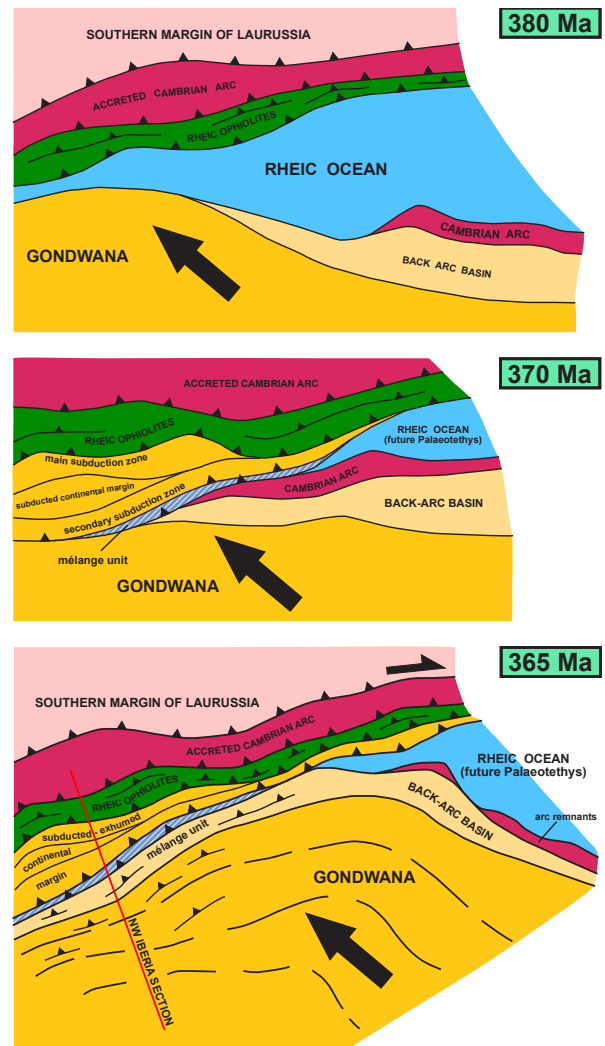


Figura 5. Distribución de terrenos y secuencia acrecionaria durante los estadios finales del ensamblado de Pangea. La colisión oblicua de Gondwana con una cuña orogénica desarrollada previamente en el margen meridional de Laurussia, provocó la subducción del margen más externo del continente. La continuación de la colisión oblicua favoreció la acreción de nuevas secciones del sistema de arcos cámbricos peri-Gondwánicos. En este contexto, la generación de la Mélangé de Somozas indica la existencia de una zona de subducción secundaria. De acuerdo con la naturaleza de los bloques tectónicos que aparecen en la mélangé, esta zona de mezcla se desarrolló en la zona de contacto entre un conjunto de rocas de alta-P exhumadas y pertenecientes al margen de Gondwana, y los restos de un arco volcánico cámbrico. Según Arenas *et al.* (2009).

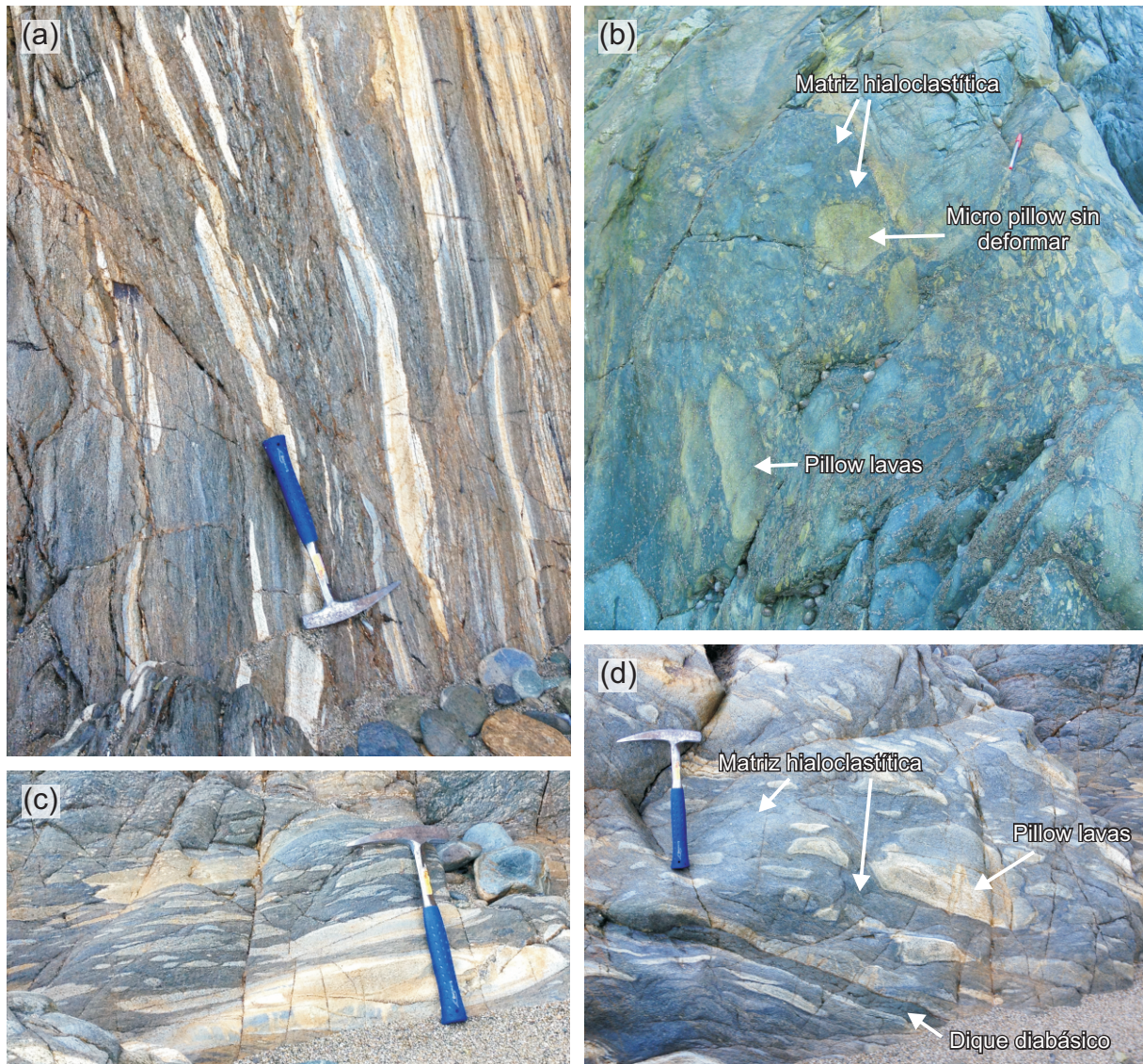


Figura 6. Fotografías de campo. a) Pillow lavas fuertemente cizalladas. b) Brechas de pillow lavas empastadas por la matriz hialoclastítica. Esta matriz se caracteriza en muestra de mano por su color oscuro. c) Pillow lavas cizalladas. d) Pillow lavas cizalladas englobadas en la matriz hialoclastítica. El afloramiento está atravesado por un dique de composición diabásica afectado por el mismo tipo de deformación que las pillow lavas.

4. ESTRUCTURA INTERNA DEL BLOQUE TECTÓNICO DE METAVULCANITAS

En el bloque tectónico de metavulcanitas se observa una superposición de estructuras que serán descritas de forma cronológica, de más antiguas a más modernas.

En primer lugar, el bloque muestra una fábrica planolinear penetrativa, de moderada intensidad de deformación, que es visible en los sectores menos afectados por fases de deformación posteriores. Esta fábrica, S_1 , está asociada a la primera fase de deformación, D_1 , y tiene una dirección N145°E y un buzamiento de 53°E. El significado tectonometamórfico de esta primera deformación no es evidente, pero probablemente representa una fábrica compleja desarrollada durante la presurización o ya en las proximidades del máximo P-T conservado.

Una segunda fase de deformación dúctil y penetrativa, D_2 , intersecta a S_1 . Asociada a D_2 se observa una foliación patente en casi todo el bloque, S_2 . S_2 se caracteriza por un desarrollo irregular y un gradiente de deformación alto, según el cual se observa una rápida transición de sectores no afectados por ella a dominios muy deformados, incluso miloníticos-ultramiloníticos. S_2 es de plano axial de pliegues tumbados (F_2), los cuales doblan a las litologías previamente deformadas, probablemente por D_1 (Figura 7a). Ocasionalmente, F_2 dobla a la propia fábrica S_2 a nivel local, sugiriéndose un carácter complejo, y probablemente prolongado en el tiempo para el conjunto de estructuras D_2 . S_2 tiene una dirección dominante NE-SO, y un buzamiento medio-alto, en un rango de 25° a subvertical, tanto hacia el NO, N, NE, E y SE (Figura 8). Las lineaciones mineral y de estiramiento visibles sobre S_2 (L_2) son coincidentes y en conjunto definen un patrón disperso. Su orientación varía desde NNO-SSE hasta NE-SO, y excepcionalmente lineaciones ENE-OSO. Los criterios cinemáticos D_2 muestran consistentemente una componente de cizallamiento general de techo al S (Figura 7b), que oscila entre SE y SSO en función de la orientación de L_2 (Figura 8). La cinemática visible en los afloramientos con lineación ENE-OSO es de techo hacia el E.

El cizallamiento desarrollado durante D_2 afecta a un bloque tectónico relativamente competente, que había experimentado previamente deformación dúctil (D_1) y (como se verá más adelante) metamorfismo de alta presión. El metamorfismo asociado a D_2 tiene un carácter retrogradante, esencialmente descompresivo. D_2 se desarrolla durante la exhumación del bloque tectónico. Sin embargo S_2 no es una fábrica de carácter regional, sino de desarrollo específico en la unidad de mélangé. Por lo tanto, podría representar la fábrica original generada durante el flujo de retorno que caracteriza al canal de baja viscosidad serpentinitico, donde se forma una mélangé de estas características.

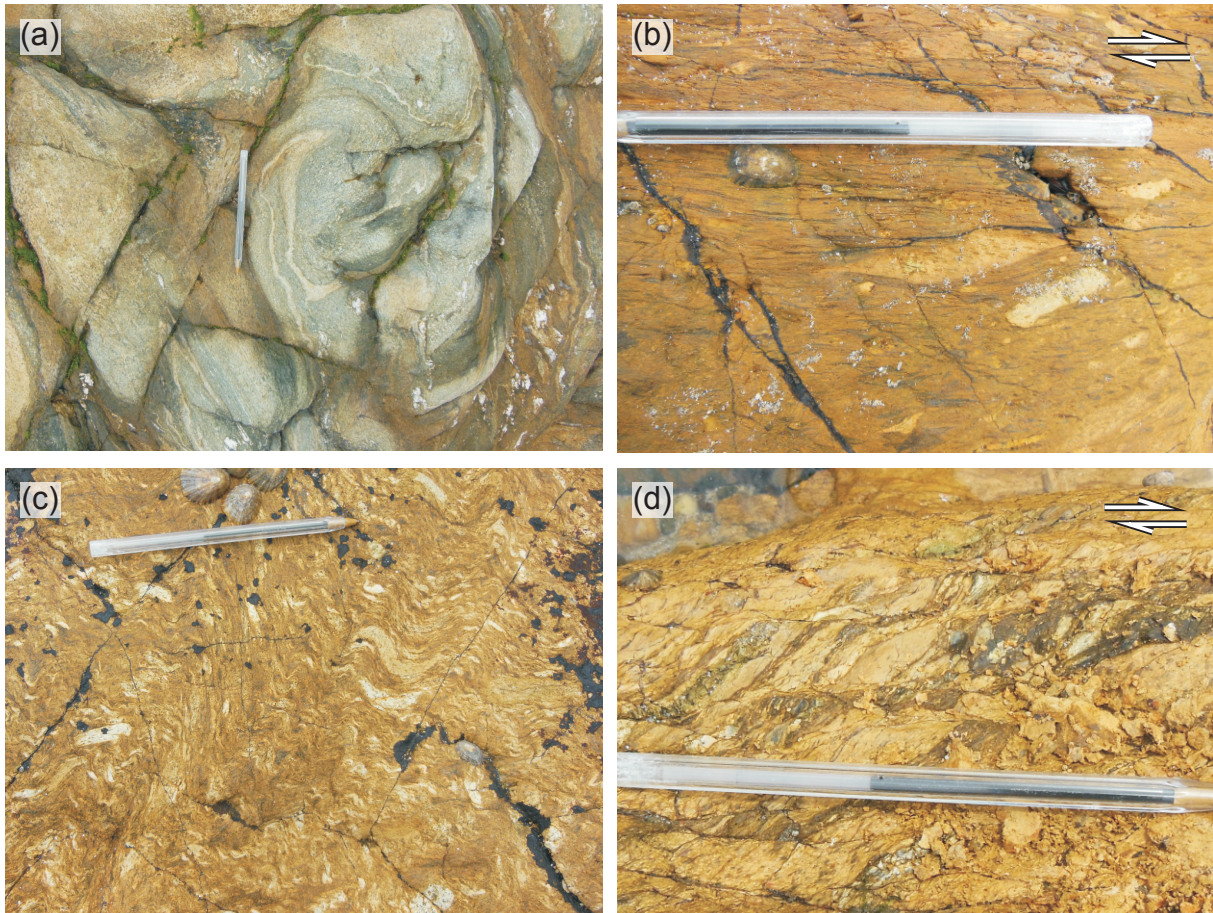


Figura 7. a) Pliegues tumbados (F_2) con foliación de plano axial (S_2). Los pliegues doblan a una roca previamente deformada (D_1). Nótese el estiramiento y aplastamiento previos de los dominios plegados. b) Estructuras sigma indicando sentido de movimiento local dextro (techo al SE) para S_2 . c) S_2 afectada por un clivaje de crenulación subvertical (S_3) asociado a estructuras D_3 . d) Estructuras C-S dexas en zonas de cizalla discretas D_3 .

Por último, existe una tercera fase de deformación, D_3 , que da lugar a pliegues erguidos (Figura 7c) con dirección $N25^\circ E$ (F_3 ; Figura 8). Estos pliegues no son únicos del bloque tectónico, ya que son cartografiables en la región y afectan también a las unidades ofiolíticas y basales, tal y como se observa en el mapa (Figura 3). La unidad de la mélangé aflora en los núcleos antiformales D_3 , quedando patente su posición estructural inferior respecto del resto de las unidades alóctonas. D_3 lleva asociado el desarrollo local de un clivaje de crenulación subvertical (S_3 ; Figura 7c) y, paralelo a él, zonas de cizalla discretas y con extensión limitada que intersectan a todas las estructuras previas. En torno a estas cizallas, los pliegues F_3 se amplifican y reducen su longitud de onda, siendo más probable encontrar clivajes de crenulación (S_3). Por estos motivos, dichas cizallas también se han considerado parte de D_3 . Los criterios cinemáticos observables en estas cizallas son dextros (Figura 7d), mientras que la lineación de estiramiento coincide con los ejes de los pliegues F_3 .

D_3 es responsable del patrón sinuoso de S_2 , cuya dispersión e intersecciones mutuas

en falsilla estereográfica revelan pliegues post- D_2 con inversión dominante hacia el NNE (Figura 8), coincidente con la que muestran las crenulaciones ligadas a F_3 a escala local (Figura 8). Por otro lado, L_2 oscila entre la dirección NNE-SSO de F_3 y una dirección NNO-SSE, lo que sugiere que la dispersión de L_2 podría deberse a una reorientación heterogénea durante D_3 . Así, la dirección original más probable para L_2 se aproximaría a un vector NO-SE y, en consecuencia, el transporte tectónico deducible para D_2 sería hacia el SE *sensu lato*.

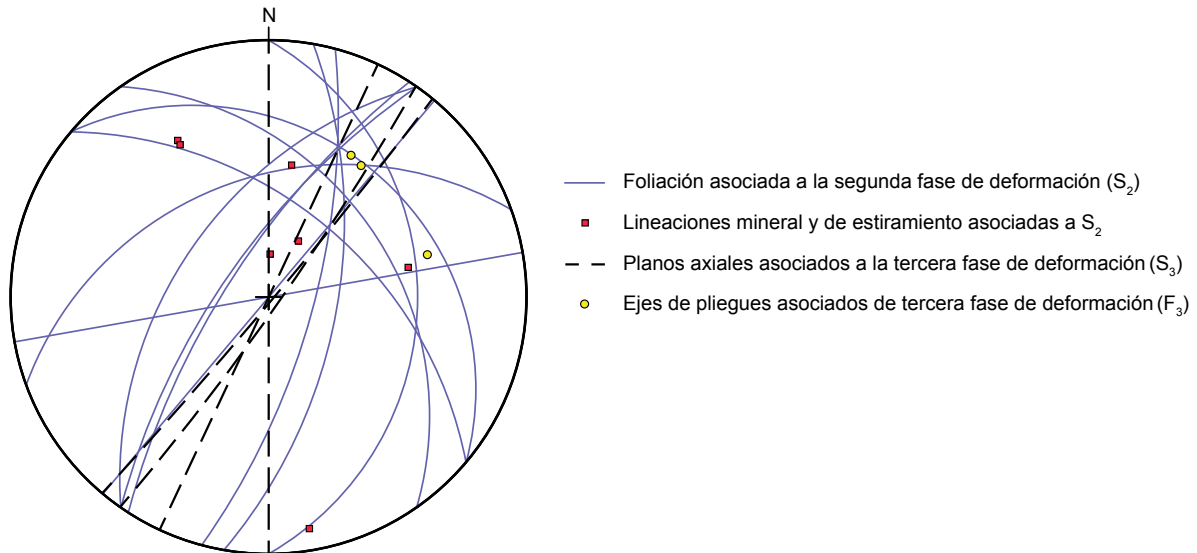


Figura 8. Proyección estereográfica de los principales elementos estructurales del bloque de metavulcanitas de Espasante.

5. GEOQUÍMICA DE LAS METAVULCANITAS (ELEMENTOS MAYORES)

Arenas *et al.* (2009) clasifican las metavulcanitas submarinas de Espasante como andesitas basálticas. Sin embargo, la geoquímica de elementos mayores de las metahialoclastitas es compleja y poco común debido a la gran alteración hidrotermal que modificó su composición primaria (Tabla 1, ANEXO 1). Al comparar las rocas sin alterar con las metahialoclastitas, se observan diferencias significativas. Se trata de rocas con valores ligeramente inferiores en SiO_2 con respecto a las andesitas basálticas, contenidos variablemente superiores en Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 y MnO , un fuerte enriquecimiento en K_2O , un empobrecimiento en Na_2O , y un acusado empobrecimiento en CaO y MgO (Figura 9).

Las rocas básicas afectadas por un hidrotermalismo de fondo oceánico son discutidas por Spear (1993). Se caracterizan por un fuerte empobrecimiento en CaO que se compensa con un enriquecimiento en Al_2O_3 , MgO y Na_2O . A este tipo de rocas se las han denominado comúnmente como anfibolitas pobres en Ca. En las metahialoclastitas de Espasante, la pérdida de CaO y el enriquecimiento en Al_2O_3 se ajustan bien al patrón común del metasomatismo ligado a hidrotermalismo submarino. No obstante, tanto el MgO como el Na_2O muestran una evolución que difiere de las pautas de empobrecimiento/enriquecimiento consideradas más comunes. También es poco usual un enriquecimiento en K_2O de hasta unas 50 veces el contenido inicial. En cualquier caso, todas las pautas de metasomatismo deben ser anteriores al metamorfismo de alta-P y debieron producirse muy probablemente durante el proceso de fragmentación extrema de las rocas volcánicas submarinas (formación de las hialoclastitas) y de su interacción a elevada temperatura con agua marina.

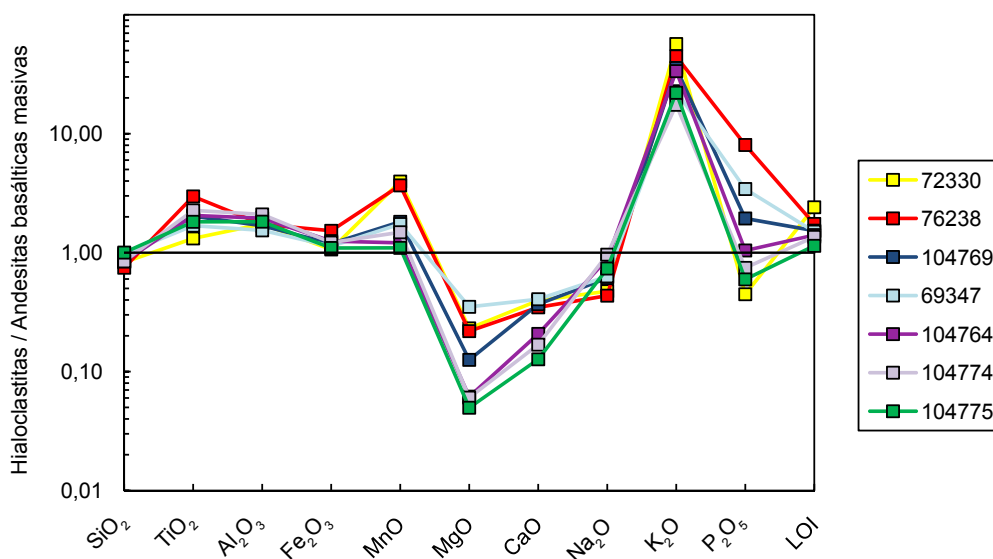


Figura 9. Diagrama mostrando la relación de los elementos mayores de las metahialoclastitas con las andesitas basálticas masivas sin alterar.

6. PETROGRAFÍA

Las rocas estudiadas en este trabajo constituyen la matriz hialoclastítica de las metavulcanitas de Espasante, que se caracterizan por su complejidad textural y mineral.

La asociación mineral del pico metamórfico de estas muestras está formada por mica blanca+cuarzo+opacos+distena+granate+clorita+epidota, con rutilo, apatito y turmalina como minerales accesorios. La roca presenta una textura pórfido-granolepidoblástica, con un tamaño de grano muy fino, donde la mica blanca, los opacos y el cuarzo definen la foliación principal y la distena, el granate y la clorita aparecen como porfidoblastos (Figuras 10a y 10d).

La mica blanca se presenta sobre todo en la matriz y es el mineral más abundante en la roca. Está constituida por finos lepidoblastos de moscovita, paragonita y margarita. La moscovita y la paragonita no son distinguibles entre sí en el microscopio óptico, pero sí identificables mediante microanálisis. Forman cristales idiomorfos a subidiomorfos y en la mayoría de las ocasiones se presentan marcando la foliación junto con el cuarzo y los opacos. El tamaño de estos minerales es muy pequeño, variando de escasas micras hasta 0.2 mm. La margarita tampoco es distinguible petrográficamente, pero en función de los datos microanalíticos se ha reconocido que aparece únicamente en el interior de la distena.

El cuarzo compone el fondo microgranoblástico de la matriz. Son granos finos, con un tamaño máximo de 0.2 mm, alotriomorfos y con extinción ondulante.

Una característica destacable de las hialoclastitas es la gran cantidad de opacos que componen parte de la matriz. Se trata de hematites y hematites titanada que varían su tamaño desde escasas micras hasta 1 mm. En ocasiones se presentan formando agregados, pero generalmente aparecen como minerales tabulares o alotriomorfos que marcan la foliación.

La distena es el silicato aluminico presente en las hialoclastitas, pudiendo llegar a ser aproximadamente el 30% del total. Se trata del mineral que más destaca en las muestras, ya que sus texturas son poco comunes. Así, se pueden diferenciar hasta tres tipos de distena según el hábito que presentan. El primer tipo se caracteriza por agregados de morfología circular a elíptica, constituidos por finos cristales de distena alargados y con relieve alto, que se disponen creciendo radialmente alrededor de un núcleo, generalmente formado por un único cristal opaco, por una mica, o por ambos minerales. Además el primer tipo puede estar en ocasiones rodeado por opacos, por micas, o por ambos (Figuras 10b y 10c). El segundo tipo constituye agregados con morfología aproximadamente tabular, formados de nuevo por

finos cristales de distena de alto relieve, que crecen en forma de abanico a lo largo de todo el porfidoblasto, sin que exista un núcleo a partir del cual se dispongan. El tercer tipo se organiza en agregados de formas variadas, en donde los microcristales de distenas pueden crecer en forma de abanico u orientadas aleatoriamente. Todos estos tipos de agregados de distena tienen tamaños que van desde 0.5 a 2 mm. La birrefringencia suele ser baja, aunque en ocasiones muestra una birrefringencia alta anómala, cuyo origen puede estar asociado a la presencia de margarita en su interior.

El granate se presenta como pequeños cristales dispersos en la matriz, con un tamaño máximo de 150 μm , idiomorfos a subidiomorfos, generalmente con abundantes inclusiones de minerales opacos en el núcleo y fracturado. La abundancia de este mineral tiene una relación inversa con la distena (Figuras 10e y 10f).

La clorita es un mineral relativamente frecuente en la roca. Puede ser clasificada en dos tipos texturales. El primer tipo de clorita constituye lepidoblastos subidiomorfos a alotriomorfos orientados según la foliación. En ocasiones también crece junto a los agregados de distena orientados. Suelen contener pocas inclusiones de minerales opacos. El segundo tipo forma tanto lepidoblastos como porfidoblastos, de subidiomorfos a alotriomorfos, que crecen oblicuos a la foliación principal. Contienen gran cantidad de inclusiones de opacos, cuarzo y en mucha menor cantidad granate y epidota (Figuras 10d y 10e).

La epidota está contenida en la matriz en forma de cristales alotriomorfos y ocasionalmente como granos prismáticos alargados. Se reconocen fácilmente por su característica birrefringencia alta y de tonos variables. Tiene tamaños máximos de hasta 0.5 mm, pero su media está alrededor de las 100 μm .

El rutilo se identificó únicamente en los mapas de Rayos-X, pues componen cristales de tamaño tan fino que su distinción mediante la petrografía es prácticamente imposible. El apatito forma cristales subidiomorfos a alotriomorfos de tamaño máximos de 0.1 mm. La turmalina es un mineral que ha aparecido en una única lámina de las 15 estudiadas. Se presenta como un agregado alargado fibroso, alotriomorfo y de 0.3 mm de tamaño.

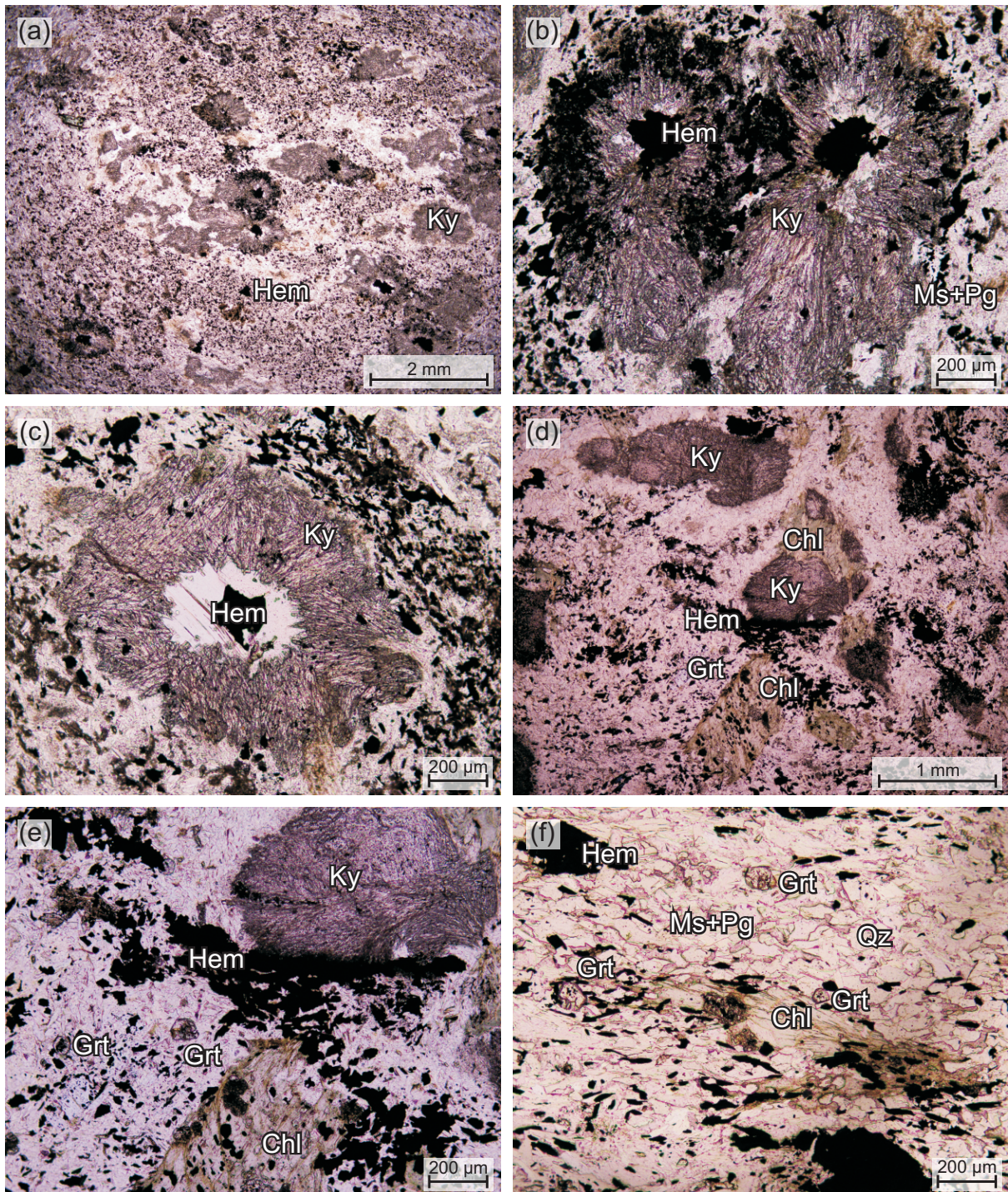


Figura 10. a) Textura general de las metahaloclastitas. b) Agregados radiales de distena creciendo alrededor de núcleos con hematites. c) Agregado de distena creciendo radialmente alrededor de un núcleo de hematites y mica blanca. d) Distintos tipos de agregados de distena, clorita y granate, envueltos en una matriz de mica blanca, opacos y cuarzo, con pequeños granos de epidota. e) Clorita con inclusiones de opacos, granate y epidota. Granate en la matriz con abundantes inclusiones de opacos en el núcleo. Agregado de distena creciendo con morfología de abanico. f) Granates subidiomorfo con inclusiones de opacos y fracturados en una matriz de mica blanca, opacos y cuarzo.

7. MAPAS DE RAYOS-X

Para avanzar en la interpretación de la evolución P-T de litologías metamórficas complejas, es necesario obtener una información precisa de las variaciones composicionales a escala mineral y sus relaciones texturales en áreas relativamente extensas de las secciones delgadas. Para ello, es posible realizar un microanálisis detallado sobre una superficie elegida de la lámina delgada y obtener mapas de Rayos-X con la microsonda de electrones. En las metahialoclastitas de Espasante se ha utilizado este procedimiento, lo que ha permitido la identificación de fases minerales no distinguibles petrográficamente, así como disponer de un control sobre su distribución textural y en definitiva sobre la evolución mineral desarrollada a través de la trayectoria P-T. De hecho, los mapas de Rayos-X permiten deducir de forma cualitativa e inmediata la historia P-T de una roca.

A partir de los análisis de microsonda previos a la realización de los mapas de Rayos-X se detectó la presencia de dos micas distribuidas en la matriz: moscovita y paragonita. Ambos minerales tienen una considerable variación composicional. Se diferencian dos tipos de moscovita, una más fengítica que constituye los núcleos con mayor contenido en Mg y cuyo origen está relacionado con el evento de mayor presión que sufrió la roca, y otra menos fengítica que rodea a los núcleos magnésicos y que se originó posteriormente durante la descompresión (Figuras 11a y 11b). La paragonita se distribuye, al contrario que la moscovita, en dos dominios claramente diferenciables entre sí. Por un lado se encuentra formando parte de la matriz en menor proporción que la moscovita, y tiene un crecimiento difuso. Por otro lado aparece rodeando a los granos de distena, formando finas coronas, en ocasiones discontinuas, donde el contenido en Na disminuye hasta alcanzar su mínimo en el contacto con la distena (Figura 11b). Se trata por tanto de bordes de reacción que se forman durante estadios posteriores al pico metamórfico.

Los mapas de Rayos-X han permitido identificar la presencia de una tercera mica dioctaédrica, en este caso una mica dura rica en Ca, la margarita. Este mineral aparece exclusivamente asociado a los granos de distena y los reemplaza desde sus bordes hacia el interior sin mostrar un patrón de variación composicional en el Ca (Figura 12a). Por tanto, se puede considerar a la margarita como un mineral retrógrado.

Los minerales opacos están constituidos por dos tipos de óxidos de Fe, hematites pura y hematites titanada. En ocasiones se pueden observar en el segundo tipo núcleos con mayor contenido en Ti que los bordes.

La composición química de la distena no difiere de su composición estequiométrica teórica. Como ya se ha indicado, aparece normalmente rodeada por paragonita y en su interior se distingue un mineral cálcico que corresponde a la margarita (Figura 12a).

El granate aparece tanto en la matriz como incluido en blastos de clorita. El granate presente en la matriz tiene relaciones $Mg/(Mg+Fe)$ bajas. El granate incluido en la clorita, a diferencia del anterior, tiene un menor contenido en Fe, que se refleja en una mayor relación $Mg/(Mg+Fe)$. La correlación con otros elementos es menos perceptible. El granate incluido en clorita es ligeramente menos cálcico y con menor contenido en Mn que los de la matriz. No es posible diferenciar núcleo y borde en los cristales de granate, o bien por su pequeño tamaño, o bien porque no se han desarrollado bordes de distinta composición (Figura 12b).

La clorita es un mineral que se presenta fuertemente zonado. Los núcleos tienen una relación $Mg/(Mg+Fe)$ alta, mientras que los bordes son ricos en Fe. Además, pueden aparecer parches difusivos más ricos en Fe en el interior de la clorita. Se pueden diferenciar dos tipos de clorita según el mineral al que se encuentre asociada. La clorita en contacto directo con distena tiene un contenido en Al y Fe elevado, mientras que la que aparece rodeada por la matriz tiene menor cantidad de estos dos elementos (Figura 13a).

Los minerales del grupo de la epidota que aparecen en la matriz pertenecen a la serie epidota-clinozoisita. Los granos se presentan con núcleos más pobres en Al (epidota) y se enriquecen hacia los bordes en este elemento (clinozoisita). La epidota incluida en la clorita no muestra una variación química de núcleo a borde, y es relativamente rica en Al (Figura 13b).

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 aparejado picos de otros elementos (por ejemplo, Ca, titanita; Fe, ilmenita). El apatito no muestra variación composicional.

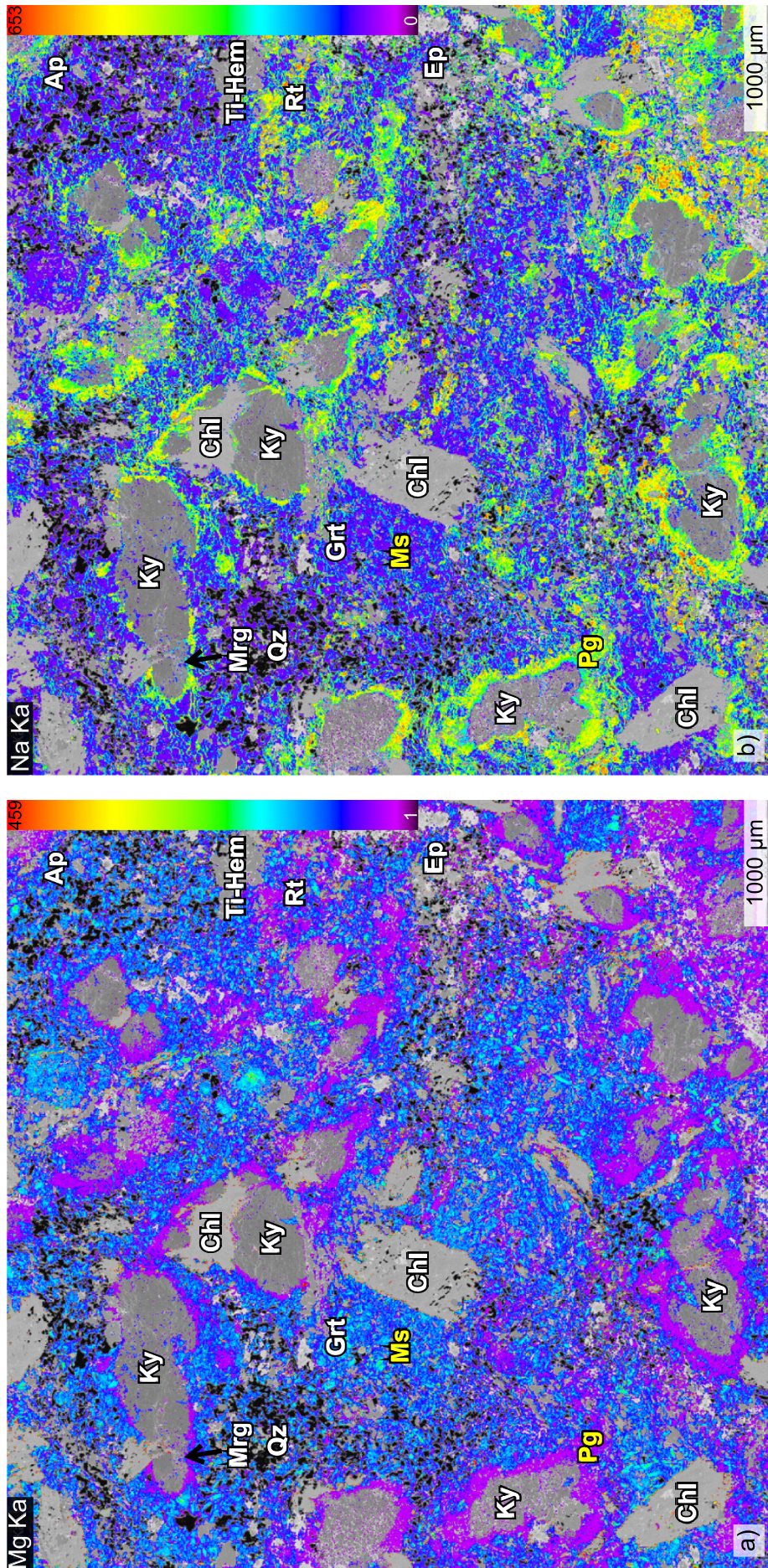


Figura 11. Mapas de Rayos-X. En gris, imagen que contiene la información textural básica. a) Distribución del Mg en la mica blanca. El mineral con mayor contenido en Mg es moscovita. Se observan núcleos más fengíticos rodeados de zonas con menos Mg. b) Distribución del Na en la mica blanca. En tonalidades morado-azul oscuro la moscovita. En tonos de azul claro a amarillo la paragonita. Nótese la distribución de la paragonita alrededor de la distena y en la matriz.

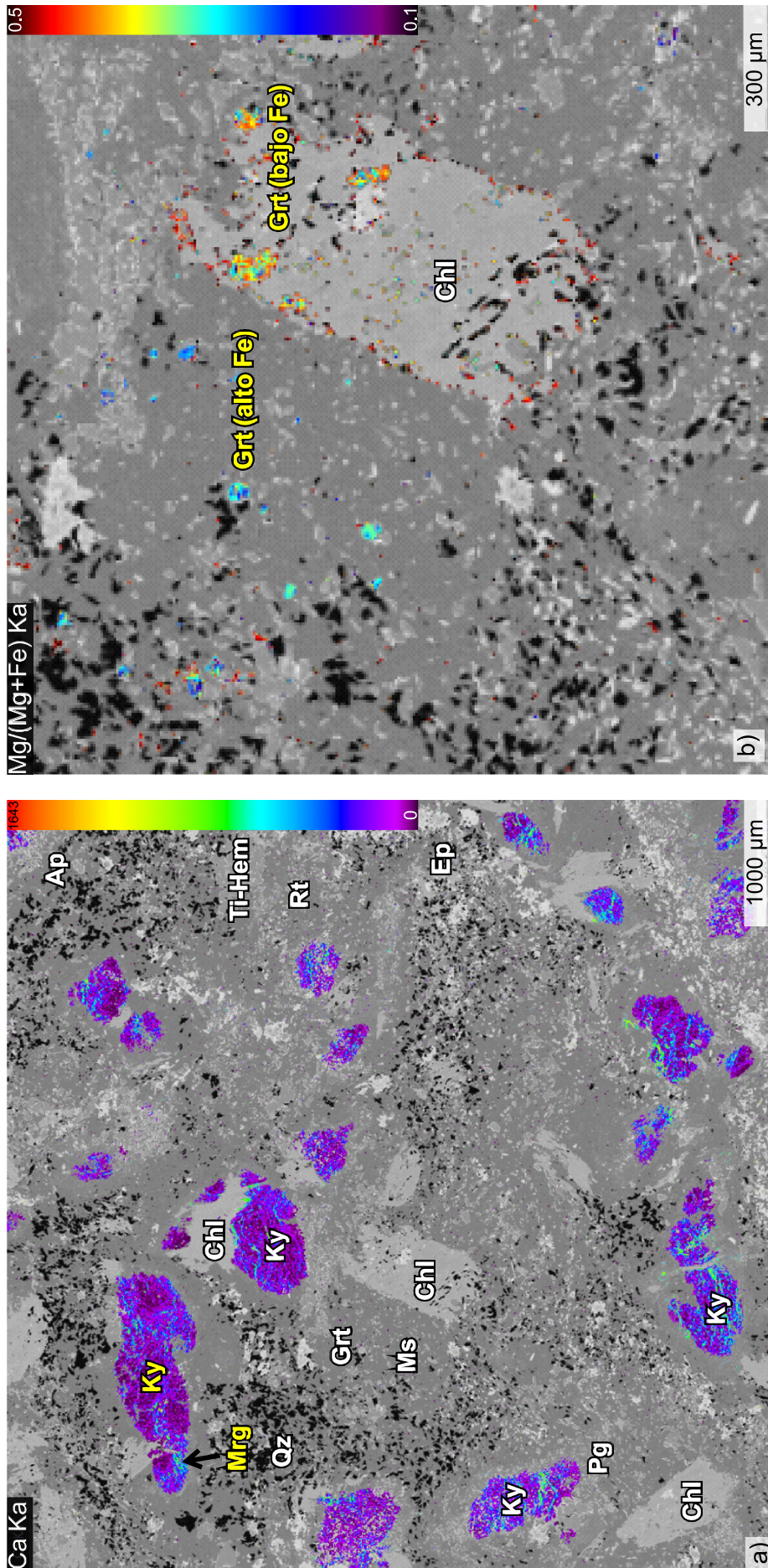


Figura 12. Mapas de Rayos-X. a) Distribución del Ca en el interior de la distena. La distena no contiene Ca en su estructura (tonalidades moradas). En tonalidades azul-verdosas la margarita. b) Distribución de Mg/(Fe+Mg) en granate. En el interior de la clorita, tonalidades rojizas que indican un menor contenido en Fe. En la matriz, tonalidades azuladas indican un mayor contenido en Fe.

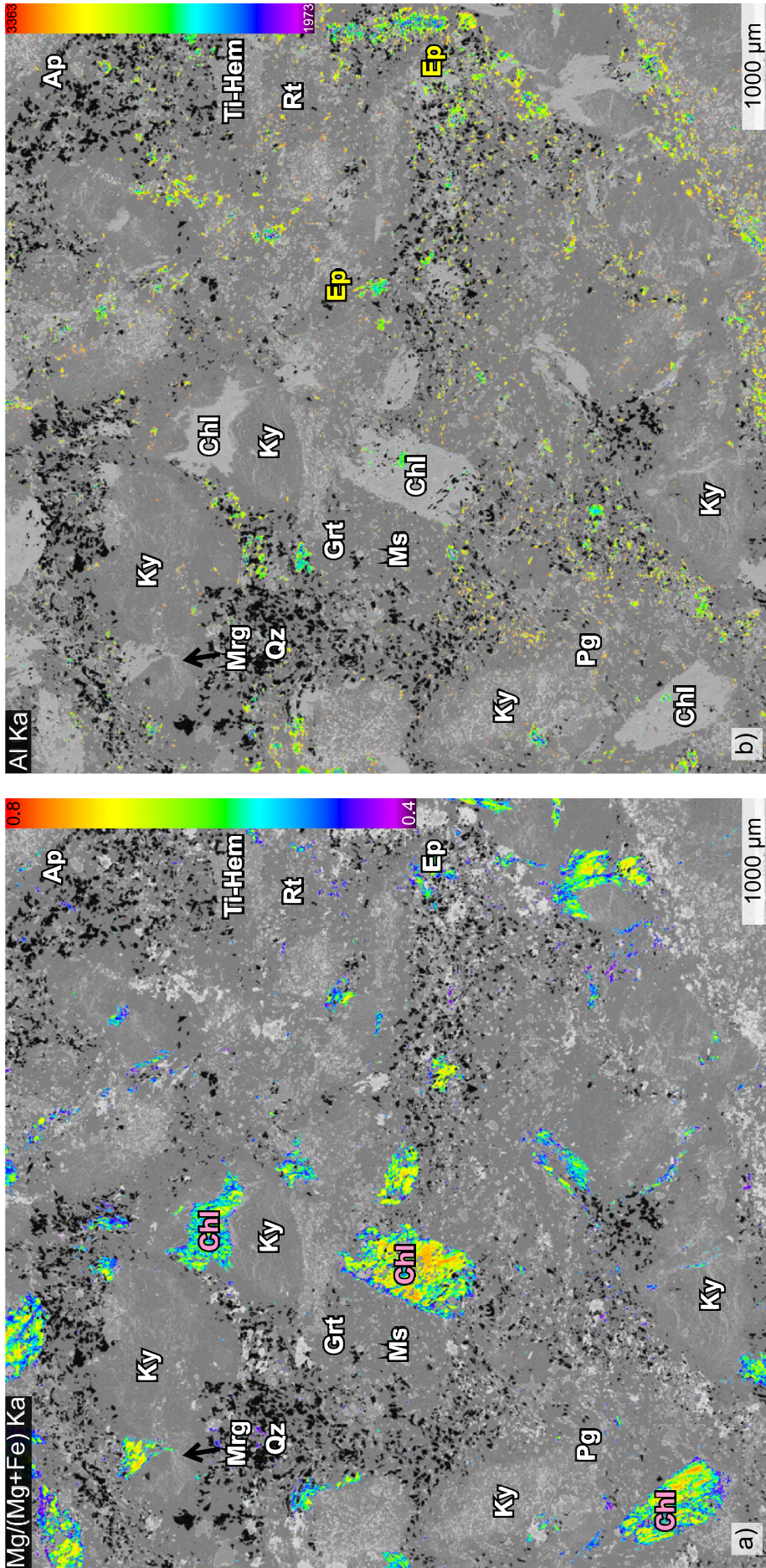


Figura 13. Mapas de Rayos-X. a) Distribución del Mg en la clorita. Nótese la fuerte zonación del núcleo con respecto a los bordes. b) Distribución del Al en la epidota. Los núcleos aparecen con menor contenido en Al que los bordes.

8. COMPOSICIÓN QUÍMICA MINERAL

La composición química de las micas blancas y duras en la roca es compleja, y tiene fuertes desviaciones de las series de solución moscovita-fengita, moscovita-paragonita y paragonita-margarita (Figuras 14a y 14b).

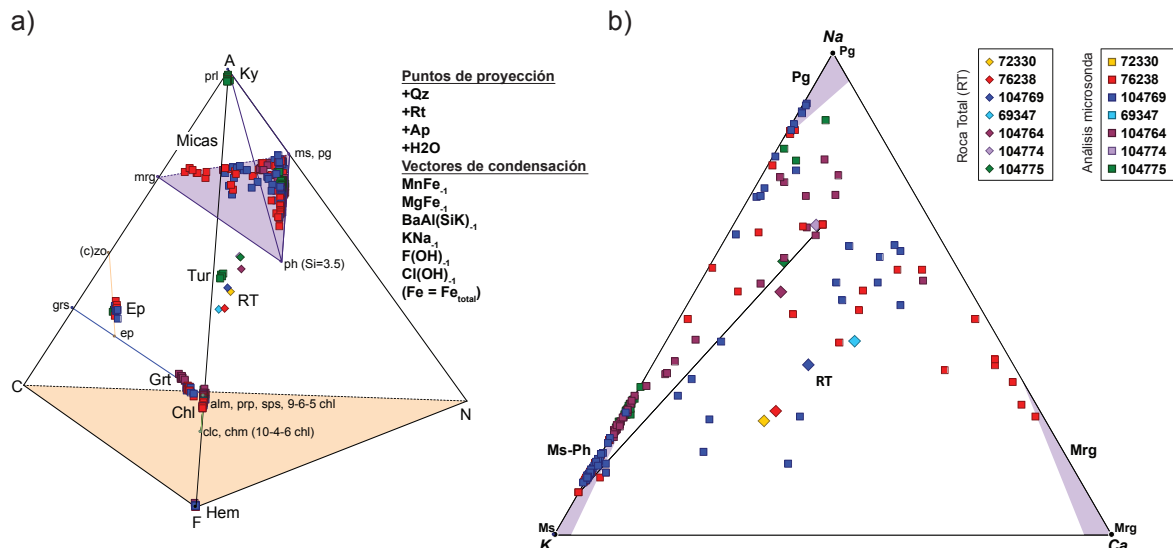


Figura 14. a) Diagrama baricéntrico mostrando la disposición de las micas blancas y duras en el espacio composicional. La proyección se realiza desde el cuarzo, rutilo, apatito, H_2O , y a lo largo de los vectores de condensación $MnFe_{-1}$, $MgFe_{-1}$, $BaAl(SiK)_{-1}$, KNa_{-1} , $F(OH)_{-1}$, $Cl(OH)_{-1}$. b) Diagrama ternario que muestra la composición química de las micas blancas y duras en las hialoclastitas. Nótese la solución sólida que existe entre las tres micas. Parte de los análisis pueden representar mezclas de distintas micas intercrecidas.

La moscovita es el término extremo potásico de la solución sólida moscovita-paragonita/fengita ($K_2^{[VI]}Al_4(Si_6^{[IV]}Al_2O_{20})(OH,F)_4$) que forma parte de la matriz de la roca (Tabla 2, ANEXO 1). Se caracteriza por un rango composicional amplio, donde el Na entra a sustituir al K en su posición interlamilar de coordinación 12 mediante el vector de intercambio simple NaK_{-1} (Figura 15a). El contenido en sodio oscila entre los 0.17 y 0.62 átomos por fórmula unidad (apfu). Además, el Si entra a reemplazar al Al en su posición tetraédrica ($Si = 6.06-6.32$ apfu), mientras que el Mg sustituye al Al en su posición octaédrica ($Mg = 0.06-0.29$ apfu), ambos mediante el vector de intercambio acoplado Mg-Tschermak ($SiMg^{[IV]}Al_{-1}^{[VI]}Al_{-1}$) (Figuras 15b y 15c). La correlación inversa entre el Fe y Al indica que también existe un intercambio simple $Fe^{3+}Al_{-1}$ ($Fe = 0.18-0.44$ apfu) y/o Fe^{2+} -Tschermak (Figura 15d).

La paragonita es el término extremo sódico ($Na_2^{[VI]}Al_4(Si_6^{[IV]}Al_2O_{20})(OH)_4$) de las series moscovita-paragonita y paragonita-margarita (Tabla 3, ANEXO 1). Este mineral tiene una variación composicional más pequeña que la moscovita. El K reemplaza al Na en la posición interlamilar ($K = 0.17-0.86$ apfu) desviando a la paragonita hacia composiciones moscovíticas (Figura 16a). Existe una pequeña sustitución entre el Si y el Al ($Si = 6.01-6.23$ apfu, $Al = 5.68-$

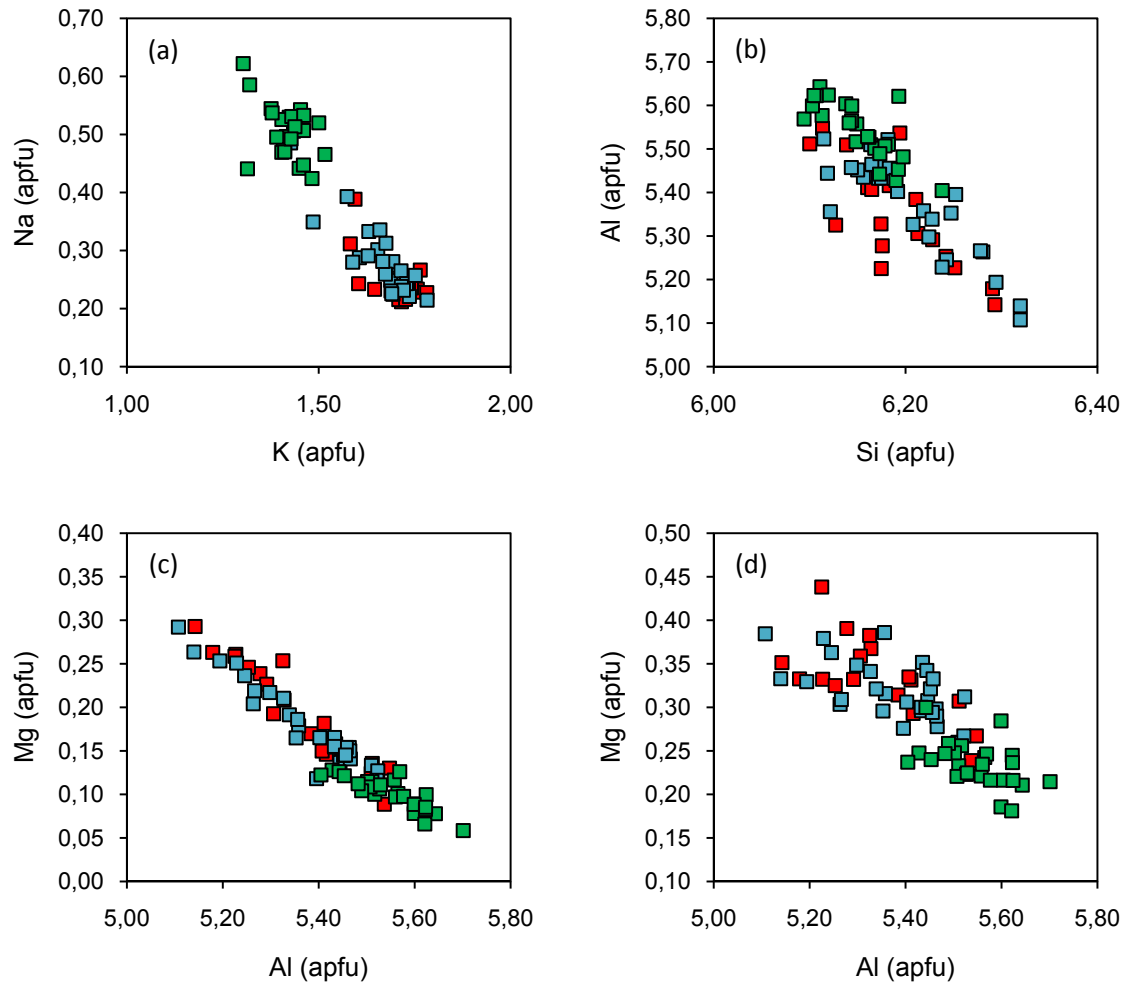


Figura 15. Diagramas de variación binarios para la moscovita que muestran: a) Correlación inversa entre el K y el Na, producto de su intercambio dentro de la solución sólida moscovita-paragonita. b) Correlación inversa del Si con el Al a consecuencia de la sustitución Tschermak. c) Correlación inversa entre el Al y Mg, que indica la entrada de Mg para sustituir al Al octaédrico mediante la sustitución Tschermak. d) Intercambio catiónico entre el Al y el Fe. El código de colores utilizado es el mismo que para la Figura 14.

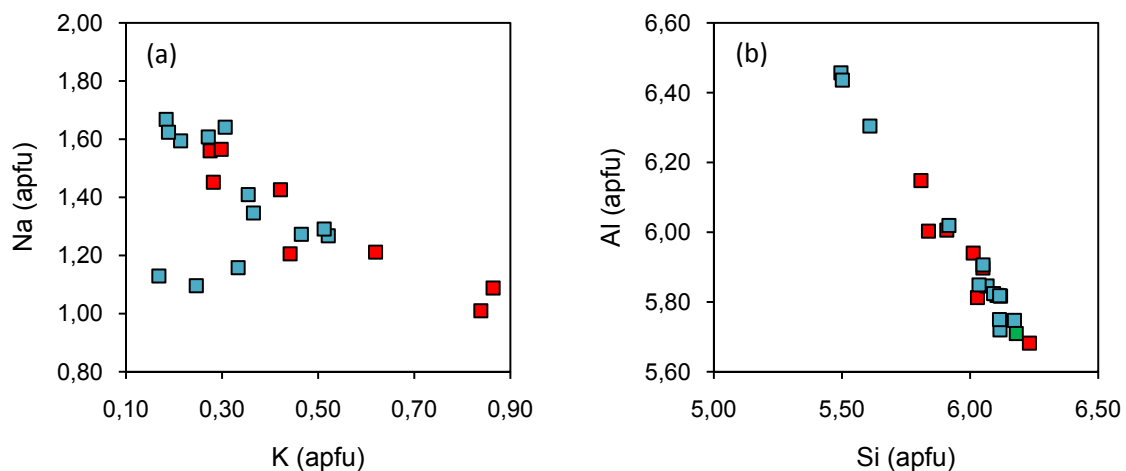


Figura 16. Diagramas de variación binarios para la paragonita que muestran: a) Correlación inversa entre el K y el Na, producto de su intercambio dentro de la solución sólida moscovita-paragonita. b) Correlación inversa del Si con el Al a consecuencia de las sustituciones Tschermak y margarita. El código de colores utilizado es el mismo que para la Figura 14.

5.94 apfu) que denota cierta contribución de la sustitución Tschermak (Figura 16b), y algunos cristales de paragonita pueden presentar cierto contenido en Ca que apunta a una sustitución margarita $\text{Ca}^{\text{IV}}\text{AlNa}_{-1}\text{Si}_{-1}$.

La margarita es una mica dura donde el catión que ocupa la posición interlaminar es el Ca ($\text{Ca}_2^{\text{IV}}\text{Al}_4(\text{Si}_6^{\text{IV}}\text{Al}_2\text{O}_{20})(\text{OH})_4$) (Tabla 3). Se aprecia una considerable solución sólida de la margarita hacia composiciones paragoníticas ($\text{Na} = 0.47\text{-}0.98$ apfu) (Figura 17a), que va acompañada de una pequeña sustitución NaK_{-1} ($\text{K} = 0.03\text{-}0.07$). La sustitución de Ca por Na se compensa con un incremento de la relación $^{\text{IV}}\text{Al}/\text{Si}$ (Deer *et al.*, 1992), siendo el contenido en Al de 7.18 a 7.79 apfu, y en Si de 4.31 a 4.74 apfu (Figura 17b). Pequeñas cantidades de Fe y Mg reemplazan al Al en su posición octaédrica mediante la sustitución Tschermak y $\text{Fe}^{3+}\text{Al}_{-1}$.

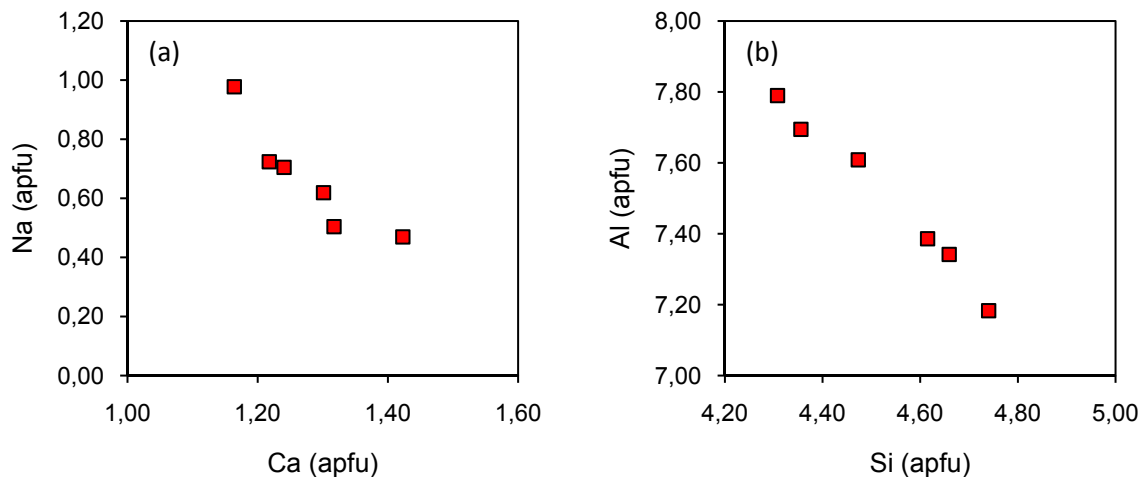


Figura 17. Diagramas de variación binarios para la margarita que muestran: a) Correlación inversa entre el Ca y el Na, producto de su intercambio dentro de la solución sólida margarita-paragonita. b) Correlación inversa del Si con el Al a consecuencia de la sustitución entre ambos elementos. El código de colores utilizado es el mismo que para la Figura 14.

La composición química de la distena es pura, con pequeñas cantidades de Fe^{3+} que entran en las posiciones octaédricas de la estructura del mineral (Deer *et al.*, 1992) ($\text{Fe} = 0.01\text{-}0.03$ apfu) (Tabla 4, ANEXO 1).

El granate $((\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Ca})_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_3\text{O}_{12}])$ de las hialoclastitas representa una solución sólida de los diferentes términos finales del granate (Deer *et al.*, 1992) (Tabla 4). De acuerdo con la molécula dominante, el nombre que se le asigna a este mineral es el de almandino ($X_{\text{Alm}} = 0.45\text{-}0.55$). Con valores relativamente altos, la siguiente molécula que se presenta es la espesartita ($X_{\text{Sps}} = 0.15\text{-}0.33$). Este granate es más pobre en piropro ($X_{\text{Prp}} = 0.11\text{-}0.20$) y grosularia ($X_{\text{Grs}} = 0.03\text{-}0.05$) (Figura 18).

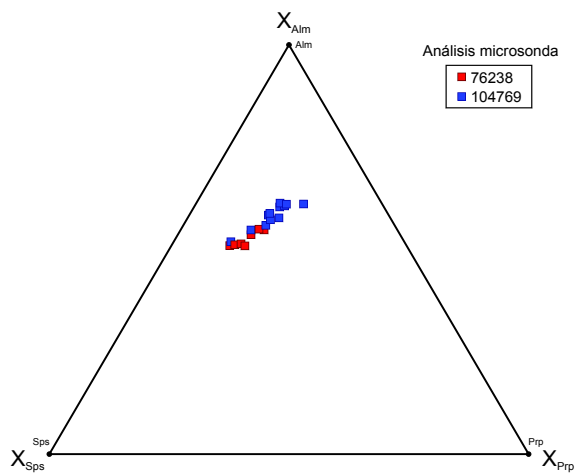


Figura 18. Diagrama ternario para el granate en el que se muestra la entre tres de los términos extremos: espesartina, almandino y piropo.

La clorita $((Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Al)_{12}[(Si, Al)_8 O_{20}](OH)_{16})$ tiene una composición heterogénea (Tabla 5). El contenido en Si oscila de 5.20 a 5.46 apfu, y el de Al es elevado (Al = 5.32-5.87 apfu). Se trata de minerales ricos en Mg, donde este elemento entra a sustituir al Al en su posición octaédrica mediante la sustitución Tschermak (Figura 19a). A medida que el contenido de Mg aumenta, el contenido en Fe disminuye (Mg = 3.86-6.85 apfu, Fe = 2.46-4.77 apfu), lo que indica el intercambio simple $Fe^{2+}Mg_{-1}$ (Figura 19b). De acuerdo con sus características

químicas se puede englobar a este mineral dentro de la solución sólida clinocloro-chamosita, donde predomina el término extremo magnésico clinocloro.

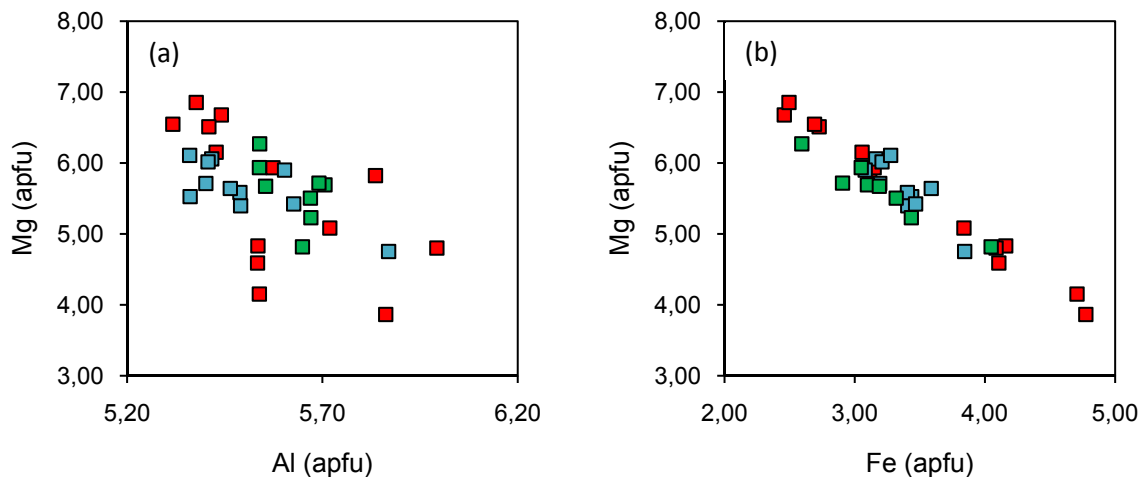


Figura 19. Diagramas de variación binarios para la clorita que muestran: a) Correlación inversa entre el Mg y el Al que indica sustitución Tschermak. b) Correlación inversa entre el Fe y el Mg, que señala el vector de intercambio $FeMg_{-1}$. El código de colores utilizado es el mismo que para la Figura 14.

El grupo de la epidota está compuesto por minerales de la serie epidota-clinozoisita ($Ca_2Al_2O_7(OH)(Al, Fe^{3+})[Si_2O_7][SiO_4]$ y $Ca_2Al_2O_7(OH)Al[Si_2O_7][SiO_4]$ respectivamente) (Tabla 5, ANEXO 1). El contenido en molécula de pistacita es alto, y se encuentra en un rango de 0.52 a 0.70 moles por unidad ($X_{Ps} = Fe^{3+}/((Al-2)+Fe^{3+})$). Según Armbruster *et al.* (2006), aquellos miembros que se encuentran en un rango entre 0.45 y 1 se denominan epidota. El Fe sustituye al Al y ocupa las posiciones octaédricas M3, con contenidos de entre 0.58 y 0.79 apfu. El Al ocupa por completo los octaedros M2 en coordinación con los grupos OH (2 apfu), y las posiciones octaédricas M1 y M3 con contenidos de 0.34 a 0.52 apfu.

La hematites ($(\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ti})_2\text{O}_3$) pertenece a la serie de solución sólida hematites-ilmenita, y se presenta en dos variedades: hematites pura y hematites titanada. La segunda tiene contenidos de Ti del orden de 0.24 a 0.44 apfu, con una correlación inversa con el Fe^{3+} , que denota la sustitución $\text{Fe}^{2+}\text{Ti}(\text{Fe}^{3+})_{-2}$.

Respecto a los fosfatos, el fluorapatito es el que se presenta en las muestras, teniendo contenidos de F entre 0.68 a 0.81 apfu (sobre 12 O y 1 (OH,F,Cl)).

9. DIAGRAMAS DE FASES (PSEUDOSECCIONES): TRAYECTORIA P-T

Con el objetivo de determinar la trayectoria P-T que sigue una roca metamórfica, puede utilizarse un diagrama de fases que muestre el espacio reaccional que cabe esperar para la composición considerada (rocas pelíticas, básicas, etc.), y el dominio de estabilidad de las asociaciones minerales que se desarrollan. Cuando el diagrama de fases se calcula específicamente para una roca concreta de composición conocida, se suele denominar "pseudosección". El cálculo termodinámico de pseudosecciones es complejo, y requiere un largo proceso de computación. En este trabajo se ha utilizado el programa de modelización termodinámica Theriak-Domino (de Capitani y Brown, 1987; de Capitani y Petrakakis, 2010), que tiene ventajas por su mayor sencillez frente a otros programas existentes (Perple-X, THERMOCALC). No obstante, un cálculo de complejidad media con Theriak-Domino requiere entre 10-12 horas de computación en un ordenador de sobremesa convencional.

La asociación mineral del pico metamórfico está constituida por moscovita+paragonita+granate+clorita+distena+hematites+epidota+cuarzo+rutilo. Para una mayor comprensión de las relaciones que se establecen entre los minerales en el espacio composicional, se generan diagramas baricéntricos que, a pesar de perder información de las cantidades absolutas en la normalización, muestran las cantidades relativas de los componentes que conforman las fases. La Figura 20a muestra un tetraedro AFMS proyectado desde los puntos de proyección de la moscovita, paragonita, epidota, rutilo, apatito y H₂O, y a lo largo de los vectores de intercambio (o de condensación) MnFe₋₁, BaAl(SiK)₋₁, F(OH)₋₁, Cl(OH)₋₁. Además, el diagrama muestra las soluciones sólidas ideales del granate y la clorita, que permite discernir, especialmente en el caso del granate, hacia qué composición final es más próxima la fase mineral. La proyección tetraédrica se puede simplificar si a los puntos de proyección anteriores se le suma el cuarzo. Se genera entonces un diagrama AFM (Figura 20b), donde se puede observar que las composiciones de la clorita son próximas al término magnésico clinocloro y las del granate al almandino y espesartita. La proyección de la composición de roca total en estos diagramas debería encontrarse dentro de las *tie-line* o *tie-triangles* (líneas o triángulos de compatibilidad) que unen dos o tres fases minerales, respectivamente, para definir la paragénesis metamórfica. Sin embargo solamente dos muestras cumplen esta premisa. La problemática de estas proyecciones viene determinada por el Fe, ya que FeO y Fe₂O₃ no se han considerado como componentes independientes (la proyección se ha realizado con FeO = FeO_{total}, incluso para minerales con Fe³⁺ como epidota y hematites) dado que Fe³⁺ no se puede estimar por estequiometría en clorita y micas.

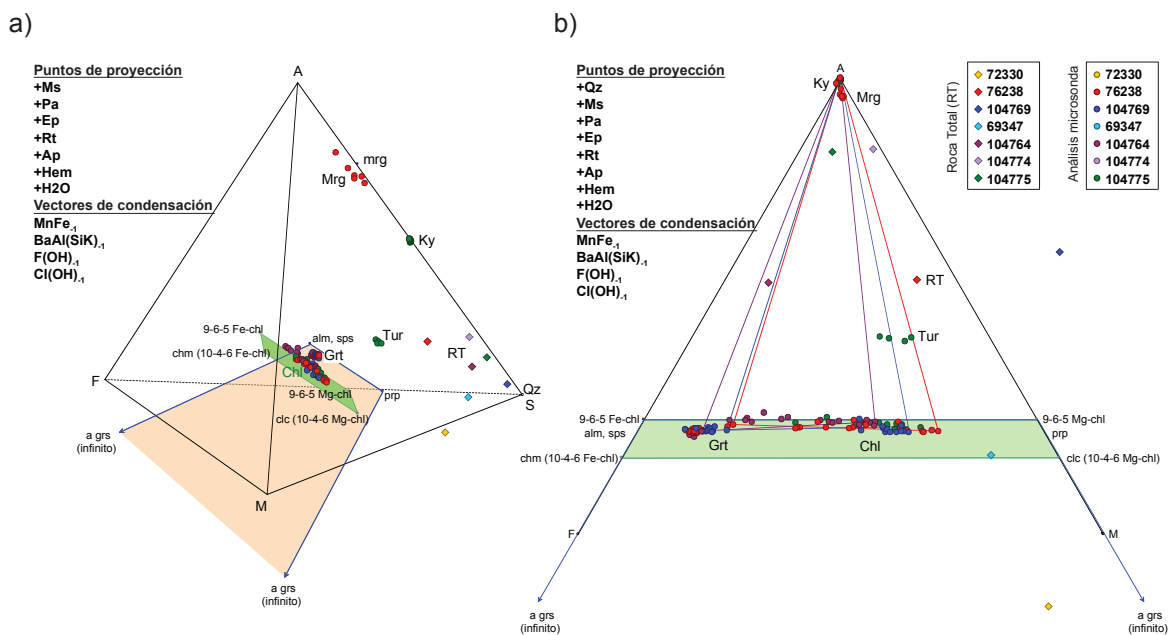


Figura 20. Proyecciones baricéntricas. a) Tetraedro AFMS mostrando la disposición de las fases minerales en el espacio composicional. b) Diagrama AFM mostrando la disposición de los minerales, con indicación de líneas y triángulos de compatibilidad. En ambos diagramas se han proyectado las rocas estudiadas (RT).

Para el cálculo de pseudosecciones, las rocas hialoclastíficas se han modelizado en el sistema químico MnCNTKFMASH (MnO-CaO-Na₂O-TiO₂-K₂O-FeO-Fe₂O₃-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O), considerando al H₂O en exceso. Los diagramas de fases se han calculado en un rango de presión de 5 a 25 kbar, mientras que la temperatura se ha establecido en un rango de 200 a 700°C. Los resultados obtenidos se muestran en las Figuras 21 y 22.

La Figura 21 presenta el diagrama de fases calculado para la roca 104769, que tiene una composición química intermedia en relación al resto de las muestras. Los campos aparecen divididos en diferentes colores en función al número de grados de libertad que poseen. Así, los colores más claros indican menos grados de libertad, mientras que las tonalidades más oscuras mayor varianza.

Mientras que la moscovita, el granate, la hematites, el cuarzo y el rutilo son estables en todos los campos de la pseudosección, algunos minerales restringen su estabilidad solamente a ciertas áreas del diagrama. Así, la paragonita desaparece a bajas temperaturas y altas presiones, o a elevadas temperaturas sea cual sea la presión. La distena se forma a temperaturas superiores a 450°C y a partir de 5 kbar de presión. El máximo de presión en que puede formarse la clorita se encuentra aproximadamente a 19 kbar, y a partir de los 600°C no cristaliza. Por último, la margarita se forma a presiones inferiores a 11 kbar y en un rango de temperatura de 340 a 500°C aproximadamente. Todo ello resulta en el acotamiento de

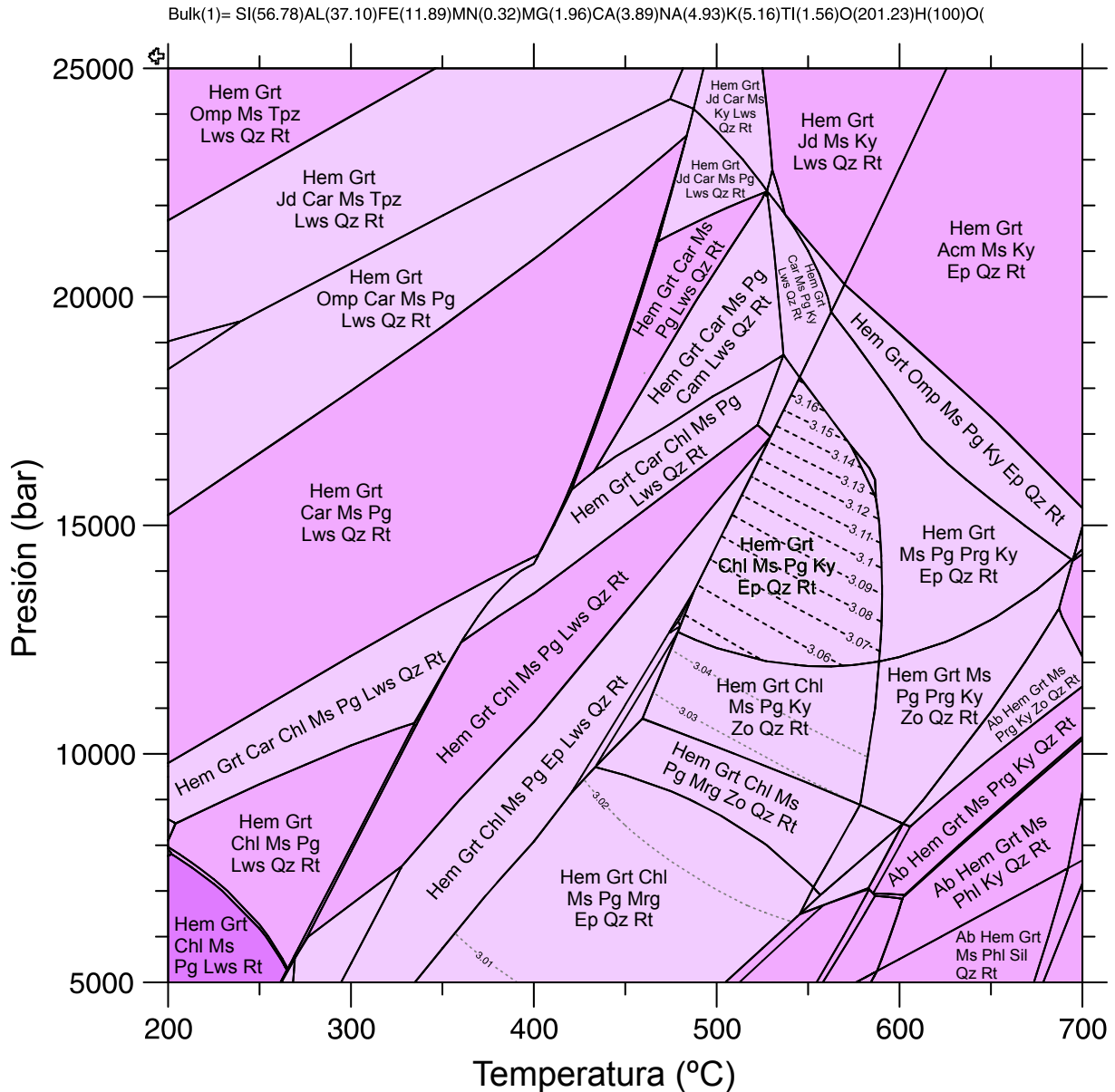


Figura 21. Diagrama de fases (pseudosección) calculado para la muestra 104769. Las líneas discontinuas muestran el contenido de Si en fengitas calculado a 11 O.

la asociación mineral que constituye el pico metamórfico en un campo de estabilidad donde la presión máxima supera ligeramente los 18 kbar y la mínima se encuentra a 12 kbar, y la temperatura está en un rango de 475 a 600°C. Además, el mineral retrógrado que aparece en el interior de la distena, la margarita, se forma entre los 7 y 11 kbar, y a temperaturas de 425 a 575°C. Las isopleetas representadas en la pseudosección corresponden a las cantidades calculadas de Si en moscovita (fengita), y están en un rango de entre 3.05 y 3.16 apfu en el campo de estabilidad del pico metamórfico, correspondiendo estos valores a fórmulas estructurales calculadas en base a 11 oxígenos.

El diagrama de fases calculado para esta roca es prácticamente igual que el resultado obtenido en tres de las restantes muestras (por ello, no mostrados), donde los campos de

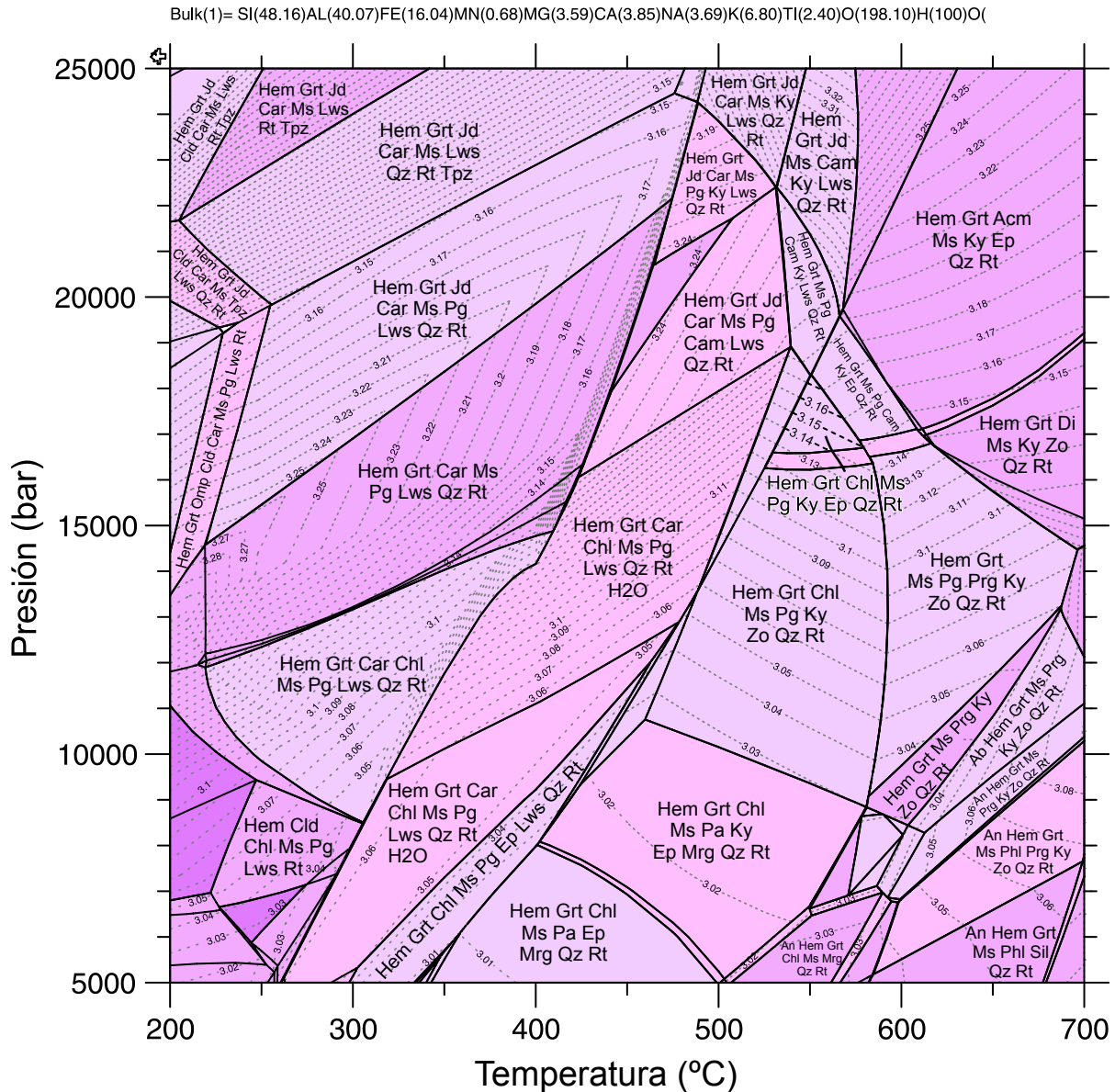


Figura 22. Diagrama de fases (pseudosección) calculado para la muestra 76238. Las líneas discontinuas muestran el contenido de Si en fengitas calculado a 11 O.

estabilidad modifican tenuemente sus rangos de presión y temperatura, y existen pequeñas variaciones en la aparición de ciertos minerales. Sin embargo la muestra 76238 difiere ligeramente de los anteriores (Figura 22). En este caso, el campo de estabilidad que contiene la paragénesis del pico metamórfico restringe las condiciones P-T en las que aparece, y acota la presión a 16.5-18.5 kbar, y la temperatura entre 525 y 575°C. Este cambio se debe a la composición química de la muestra, donde el contenido en SiO_2 es muy bajo (36.97 %, 48.16 % normalizado a anhidro), y el contenido en TiO_2 y Fe_2O_3 es ligeramente superior al del resto de los ejemplares (Tabla 1, ANEXO 1).

Durante el pico metamórfico se forman la mayoría de las fases minerales que se preservan en las metahialoclastitas. A partir de las isopletras de Si en fengita se puede

determinar la presión a la que estuvieron sometidas las rocas durante el pico metamórfico. Las moscovitas formadas durante este estadio son ricas en fengita, y los valores de Si son de 6.30 apfu (3.15 apfu normalizado a 11 oxígenos). De acuerdo con los resultados obtenidos para las isopleetas, la presión a la que estuvieron sometidas las rocas se encuentra en un rango de 17.5 a 18 kbar, lo que corresponde a aproximadamente 66 km de profundidad. La temperatura está acotada por dicho campo de estabilidad en 525 a 575°C.

Por último, la roca sufre una retrogradación que se manifiesta principalmente con la aparición de margarita en el interior de la distena, granos de clorita que cortan la foliación principal, paragonita dispuesta en forma de corona alrededor de la distena, y moscovita de composición menos fengítica alrededor de núcleos más fengíticos. La trayectoria retrógrada se puede dividir en dos sectores. En primer lugar se produce una descompresión isotérmica hasta alcanzar los 10 kbar de presión aproximadamente, continuando a partir de ahí su descompresión al tiempo que desciende la temperatura de forma significativa.

La trayectoria P-T deducida para las metahialoclastitas de Espasante (Figura 23) es muy vertical, con disminución poco acusada de la temperatura. Esto indica la drástica descompresión de unas litologías que comenzaron a exhumarse inmediatamente después de alcanzar su pico bórico. Una permanencia más dilatada en niveles mantélicos conllevaría una elevación de temperatura importante a estas profundidades, y el desarrollo eventual de fusión parcial. Thomson y England (1984) discuten por primera vez trayectorias de este tipo e indican que una exhumación con estas características sólo puede obedecer a causas tectónicas. Considerando las presiones alcanzadas y las características de la trayectoria descompresiva, las metavulcanitas de Espasante fueron subducidas y luego experimentaron un rápido ascenso a través del canal de retorno donde se formó la mélange en sí.

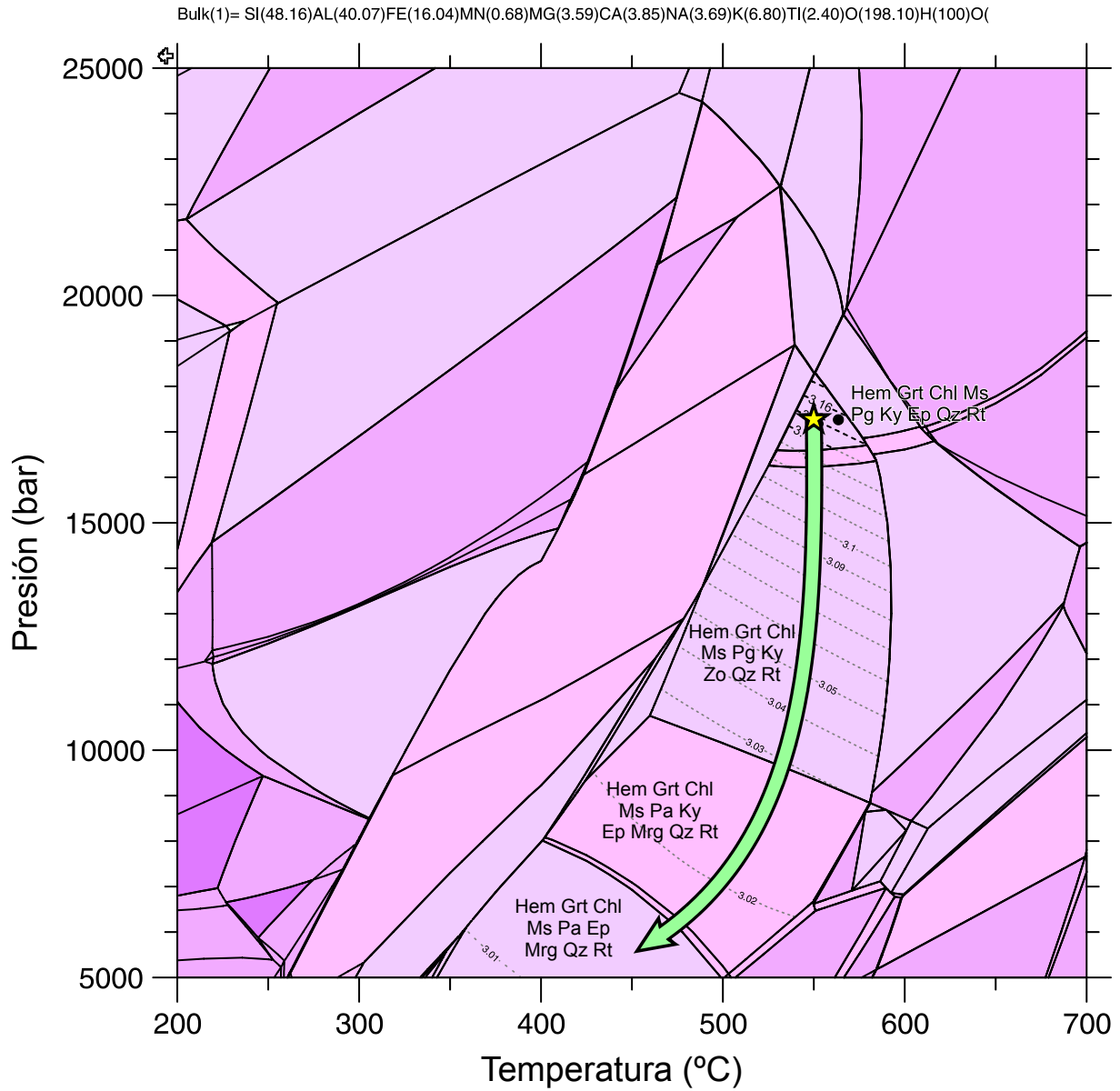


Figura 23. Trayectoria P-T propuesta para las metahyaloclastitas.

10. EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL DEL BLOQUE TECTÓNICO DE METAVULCANITAS

Durante la subducción que está en el origen de la unidad de mélangé, los materiales fueron enterrados a grandes profundidades (al menos 17 kbar o 66 km; Figura 23). La trayectoria progradada seguida por las rocas no se conoce debido a la ausencia de fases relictas. Esta ausencia puede ser el resultado de reacciones progradadas que llevaron a consumir completamente fases previas reactantes de grano fino a muy fino, aunque también podría deberse a un proceso de enterramiento rápido, que habría dificultado la formación de asociaciones minerales progradadas durante la subducción. En este sentido, cabe indicar que la ausencia de paragénesis de alta presión es más bien la norma que la excepción en el bloque tectónico de metavulcanitas, ya que su presencia no es evidente en la mayor parte de la brecha de pillow lavas fragmentadas ni en las metavulcanitas masivas. Una parte de las litologías que constituyen este bloque se encuentran poco o muy poco deformadas, y con ausencia de asociaciones de alta presión. Aparentemente sólo las matrices hialoclastíticas recristalizaron bajo altas presiones durante la subducción. El carácter relativamente rígido del bloque durante la subducción, con desarrollo menos penetrativo de una fábrica planar (S_1) que puede interpretarse como ligada al enterramiento, ha dificultado la formación de paragénesis de alta presión. Sin embargo, la composición fuertemente alterada muy diferente de las hialoclastitas ha resultado favorable en este contexto para la formación de la mineralogía de alta presión. Por otra parte, no existe dato alguno que confirme que la presión obtenida fue la máxima que se registró durante la subducción. Se desconoce por tanto si el máximo bórico es el calculado o si fue mayor.

La exhumación tuvo un carácter tectónico y conllevó un descenso bórico drástico de unos 10 kbar (37 km; Figura 23) sin apenas variación de la temperatura. Posteriormente, la temperatura también comenzó a descender junto con la presión. Una descompresión tan intensa, en una unidad de mélangé serpentinitica como la estudiada, sólo puede explicarse como ligada al flujo de retorno que se establece en el canal de baja viscosidad formado entre la placa que subduce y el manto suprayacente (Gerya *et al.*, 2002; Guillot *et al.*, 2009). Con este proceso de exhumación debe relacionarse el cizallamiento dúctil de segunda fase de deformación (D_2) que se distribuye de forma heterogénea en la mayor parte del bloque tectónico. Se trata de un proceso de deformación complejo y progresivo, con la generación de varias familias de pliegues recumbentes, que intersecta también a las fábricas D_1 previamente desarrolladas, durante la progradación o ya cerca del máximo P-T.

Las presiones máximas obtenidas en la roca indican que el canal de subducción alcanzó profundidades considerables. Sin embargo, no abundan los bloques de alta presión

en la Mélange de Somozas, y las serpentinitas que afloran se encuentran poco soldadas y no evidencian paragénesis mineral de alta presión con antigorita, polimorfo de la serpentinita de alta presión y temperatura. Por tanto, parece que la sección inferior de la mélange no se conserva, y que el bloque de metavulcanitas constituye uno de los escasos fragmentos corticales que retornaron por el canal de baja viscosidad, lo cual realza la importancia de estas rocas para deducir la larga y compleja historia subductiva de los complejos alóctonos del NO de Iberia.

11. CONCLUSIONES

Las hialoclastitas del bloque tectónico de metavulcanitas de Espasante, a diferencia del resto de las litologías presentes en este bloque, manifiestan un evento de metamorfismo de alta presión. Esto es probablemente debido a la gran alteración hidrotermal de fondo oceánico que hidrató considerablemente a las hialoclastitas, afectando a su composición química y favoreciendo el desarrollo de paragénesis de alta presión.

Las pseudosecciones, junto a la química mineral, revelan las condiciones P-T registradas por las metahialoclastitas. Estas rocas registran un pico bórico de 17.5 a 18 kbar y temperaturas de 525 a 575°C, que las sitúan entre la facies de esquistos azules y la facies de eclogitas. Estas condiciones de alta presión no tienen por qué ser las máximas alcanzadas en el bloque tectónico de metavulcanitas, ya que la falta de minerales relictos impide conocer la parte anterior de la trayectoria calculada, y por lo tanto se desconoce si la presión pudo ser incluso mayor. El metamorfismo progrado conlleva el desarrollo de una primera fábrica planar en el bloque de metavulcanitas (D_1).

La drástica descompresión tectónica, puesta de manifiesto por la sucesión paragenética, estuvo acompañada por el desarrollo de una fábrica exhumativa inicialmente ligada a un cizallamiento dúctil heterogéneo D_2 , que aparece distribuido en todo el bloque tectónico. La exhumación tuvo lugar sin tiempo para un calentamiento estático. Es decir, fue una exhumación muy rápida y drástica. Su contexto dinámico más probable, teniendo en cuenta sus características y el tipo de unidad considerada, fue un canal de subducción. Es decir, un canal de baja viscosidad de serpentinitas, desarrollado en la base de la cuña del manto y sobre una zona de subducción. En este canal se estableció un flujo de retorno que explica el ascenso de los bloques de alta-P y su mezcla con otros bloques en la matriz serpentinitica. La cinemática asociada a la fase principal de exhumación indica una paleoinclinación del canal de subducción hacia el Oeste en sentido amplio.

A pesar de que no se conserva la parte inferior de la mélangé, con bloques tectónicos y serpentinitas de alta presión, es evidente que la zona de subducción que se desarrolló fue de una importancia considerable, alcanzando profundidades mínimas de 66 km. Esta afirmación deriva de la presencia del bloque de alta presión de metavulcanitas, que consiguió retornar hasta la sección superior de la mélangé.

REFERENCIAS

- Abati, J., Dunning, G.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Martínez Catalán, J.R., Andonaegui, P. (1999): Early Ordovician orogenic event in Galicia (NW Spain): evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes Complex. *Earth and Planetary Science Letters*, 165: 213-228.
- Abati, J., Castiñeiras, P., Arenas, R., Fernández-Suárez, J., Gómez-Barreiro, J., Wooden, J. (2007): Using SHRIMP zircon dating to unravel tectonothermal events in arc environments. The early Palaeozoic arc of NW Iberia revisited. *Terra Nova*, 19: 432-439.
- Abati, J., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Whitehouse, M.J., Díez Fernández, R. (2010): Magmatism and early-Variscan continental subduction in the northern Gondwana margin recorded in zircons from the basal units of Galicia, NW Spain. *Geological Society of America Bulletin*, 122: 219-235.
- Andonaegui, P., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Abati, J., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R. (2012): The Corredoiras orthogneiss (NW Iberian Massif): Geochemistry and geochronology of the Paleozoic magmatic suite developed in a peri-Gondwanan arc. *Lithos*, 128-131: 84-99.
- Arenas, R. (1988): Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del Complejo Metamórfico Básico – Ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico Parautóctono (NW de España). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 4: 543 p.
- Arenas, R. y 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 Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J.G. de, 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., Rubio Pascual, F.J., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R. (1995): High-pressure microinclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Órdenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): evidence of subduction and syn-collisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 141-164.
- Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J. (1997): P-T evolution of eclogites from the Agualada Unit (Órdenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): implications for crustal subduction. *Lithos*, 40: 221-242.

- Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., Sánchez Martínez, S., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Pearce, J.A., Corfu, F. (2007). The Vila de Cruces Ophiolite: A remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (NW Iberian Massif). *Journal of Geology*, 115: 129-148.
- Arenas, R., Sánchez Martínez, S., Castiñeiras, P., Jeffries, T.E., Díez Fernández, R., Andonaegui, P. (2009): The basal tectonic mélangé 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., Gerdes, A., Albert, R., Díez Fernández, R., Andonaegui, P. (2014a): Re-interpreting the Devonian ophiolites involved in the Variscan suture: U-Pb and Lu-Hf zircon data of the Moeche Ophiolite (Cabo Ortegal Complex, NW Iberia). *International Journal of Earth Sciences*, 103: 1358-1402.
- Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Fernández-Suárez, J., Albert, R. (2014): Two-stage collision: Exploring the birth of Pangea in the Variscan terranes. *Gondwana Research*, 25: 756-763.
- 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. (enviado): Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Gieré, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., Pasero, M. (2006): Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, 18: 551-567.
- Connolly, J.A.D. (1990): Multivariable phase diagrams; an algorithm base don generalized thermodynamics. *American Journal of Sciences*, 290: 666-718.
- De Capitani, C. y 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. y Petrakakis, K. (2010): The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *American Mineralogist*, 95: 1006-1016.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992): An introduction to the rock-forming minerals. *Longman*, 696 p.
- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R., Fernández-Suárez, J. (2010): U-Pb ages of detrital zircons from the basal allochthonous units of NW Iberia: provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during Neoproterozoic and Paleozoic. *Gondwana Research*, 18: 385-399.

- Díez Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J. (2011): Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain. *Tectonics*, 30: TC3009.
- Díez Fernández R., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J. (2012): The onset of the assembly of Pangaea in NW Iberia: constraints on the kinematics of continental subduction. *Gondwana Research*, 22: 20-25.
- Díez Fernández, R., Foster, D.A., Gómez Barreiro, J., Alonso-García, M. (2013): Rheological control on the tectonic evolution of a continental suture zone: the Variscan example from NW Iberia (Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 102: 1305-1319.
- Díez Fernández, R. y Arenas, R. (2015): The Late Devonian Variscan suture of the Iberian Massif: A correlation of high-pressure belts in NW and SW Iberia. *Tectonophysics*, 654: 96-100.
- Fernández-Suárez, J., Corfu, F., Arenas, R., Marcos, A., Martínez-Catalán, J.R., Díaz García, F., Abati, J., Fernández, F.J. (2002): U-Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP-HT units of the NW Iberian Massif. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 236-253.
- Fernández-Suárez, J., Díaz García, F., Jeffries, T.E., Arenas, R., Abati, J. (2003): Constraints on the provenance of the uppermost allochthonous terrane of the NW Iberian Massif: Inferences from detrital zircon U-Pb ages. *Terra Nova*, 15: 138-144.
- Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J.R., Whitehouse, M.J., Jeffries, T.E. (2007): U-Pb chronometry of polymetamorphic high-pressure granulites: An example from the allochthonous terranes of the NW Iberian Variscan Belt. En: *Hatcher, R.D. Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H. and Martínez Catalán, J.R. (Eds.). 4-D Framework of Continental Crust*. Geological Society of America Memoir, 200: 469-488.
- Fuenlabrada, J.M., Arenas, R., Sánchez-Martínez, S., Díaz García, F., Castiñeiras, P. (2010): A peri-Gondwana arc in NW Iberia. I: Isotopic and geochemical constraints on the origin of the arc – A sedimentary approach. *Gondwana Research*, 17: 338-351.
- Fuenlabrada, J.M., Arenas, R., Díez Fernández, R., Sánchez Martínez, S., Abati, J., López Carmona, A. (2012): Sm-Nd isotope geochemistry and tectonic setting of the metasedimentary rocks from the basal allochthonous units of NW Iberia (Variscan suture, Galicia). *Lithos*, 148: 196-208.
- Gerya, T., Stöckhert, B., Perchuk, A.L. (2002): Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, 21: 1-15.

- Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S., Vidal, O. (2009): Exhumation Processes in Oceanic and Continental Subduction Contexts: A Review. En: *Lallemand, S. y Funiciello, F.: Subduction Zone Geodynamics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 175-205.
- 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.
- López-Carmona, A., Abati, J., Reche, J. (2010): Petrologic modeling of chloritoid-glaucophane schists from the NW Iberian Massif. *Gondwana Research*, 17: 377-391.
- Marcos, A., Farias, P., Galán, G., Fernández, F.J., Llana-Fúnez, S. (2002): Tectonic framework of the Cabo Ortegal Complex: A slab of lower crust exhumed in the Variscan orogen (northwestern Iberian Peninsula). En: *Martínez Catalán, J.R., Hatcher, R.D. Jr., Arenas, R., Díaz García, F. (Eds.). Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Late Paleozoic basement*. Geological Society of America Special Paper, 364: 143-162.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F.J., Abati, J., Marquínez, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal units of the Órdenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15: 106-121.
- Martínez Catalán, J.R. (2011): Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23: 241-247.
- Matte, Ph. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- Matte, Ph. (2001): The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate; a review. *Terra Nova*, 13: 122-128.
- Powell, R. y Holland, T.J.B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 173-204.
- Sánchez Martínez, S., Gerdes, A., Arenas, R., Abati, J. (2012): The Bazar Ophiolite of NW Iberia: a relict of the Iapetus-Tornquist Ocean in the Variscan suture. *Terra Nova*, 24: 283-294.
- Spear, F.S. (1993): Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph*, 799 p.
- 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.

Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A., García-Sánchez, P.A. (2000): CSpace: An integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit Wintel platforms. *Computers and Geosciences*, 26: 779-793.

Thompson, A.B. y England, P.C. (1984): Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 929-955.

Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.

ANEXO 1. TABLAS

Muestra	72330	76238	104769	69347	104764	104774	104775
SiO ₂	41.03	36.97	45.77	48.36	41.72	41.81	49.60
TiO ₂	1.08	2.45	1.67	1.39	1.69	1.87	1.50
Al ₂ O ₃	26.23	26.10	25.38	23.21	29.42	31.62	27.48
FeO	1.20	1.00	0.30	1.20	1.50	0.30	0.90
Fe ₂ O ₃	10.06	15.25	12.41	10.78	11.72	12.67	10.72
MnO	0.67	0.62	0.31	0.29	0.20	0.25	0.19
MgO	1.95	1.85	1.06	2.96	0.52	0.51	0.42
CaO	3.15	2.76	2.93	3.23	1.65	1.34	1.01
Na ₂ O	1.59	1.46	2.05	2.12	2.97	3.23	2.47
K ₂ O	5.19	4.09	3.26	2.08	3.07	1.60	2.02
P ₂ O ₅	0.03	0.54	0.13	0.23	0.07	0.05	0.04
LOI	7.74	5.61	4.92	4.83	4.52	4.36	3.67
Total	99.92	98.70	100.18	100.68	99.06	99.61	100.01

Tabla 1. Composición de roca total de las muestras estudiadas.

Muestra	76238	76238	104769	76238	76238	104769
	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
	Pico	Pico	Pico	Retrógrado	Retrógrado	Retrógrado
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46.54	46.77	46.46	45.73	45.17	45.83
TiO ₂	0.38	0.35	0.22	0.31	0.39	0.23
Al ₂ O ₃	32.51	32.43	32.06	33.99	33.31	34.23
FeO _{Total}	2.94	3.12	2.93	2.59	3.37	2.66
MnO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
MgO	1.31	1.46	1.30	0.72	1.25	0.82
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.32	0.02
Na ₂ O	0.81	0.89	0.81	0.89	0.92	1.04
K ₂ O	9.95	9.96	10.27	10.19	10.02	9.85
BaO	0.22	0.26	0.17	0.23	0.13	0.21
F	0.10	0.19	0.11	0.11	0.21	0.11
Total	94.77	95.44	94.35	94.77	95.10	95.00
Si	6.29	6.29	6.32	6.18	6.13	6.17
Ti	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02
Al	5.18	5.14	5.14	5.42	5.33	5.43
Fe	0.33	0.35	0.33	0.29	0.38	0.30
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.26	0.29	0.26	0.15	0.25	0.17
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
Na	0.21	0.23	0.21	0.23	0.24	0.27
K	1.72	1.71	1.78	1.76	1.73	1.69
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.04	0.08	0.05	0.05	0.09	0.05

Tabla 2. Análisis representativos de la composición química de la moscovita (normalizados a 22 O).

Muestra	76238	104769	76238	76238	76238	76238
	Pg		Pg	Mrg		Mrg
	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	46.98	47.49	46.01	33.54	34.00	35.96
TiO ₂	0.10	0.01	0.12	0.02	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	39.39	38.53	37.65	50.27	49.08	48.08
FeO _{Total}	0.80	0.99	1.46	0.47	0.31	0.41
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
MgO	0.07	0.10	0.23	0.10	0.06	0.08
CaO	0.14	0.08	0.10	10.23	9.35	8.77
Na ₂ O	5.75	6.47	4.28	1.86	1.98	2.88
K ₂ O	2.58	1.66	5.17	0.17	0.28	0.33
BaO	0.09	0.02	0.10	0.00	0.01	0.01
F	0.08	0.03	0.06	0.08	0.10	0.09
Total	95.99	95.38	95.18	96.75	95.17	96.62
Si	6.01	6.09	6.03	4.36	4.47	4.66
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	5.94	5.82	5.81	7.69	7.61	7.34
Fe	0.09	0.11	0.16	0.05	0.03	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.01
Ca	0.02	0.01	0.01	1.42	1.32	1.22
Na	1.43	1.61	1.09	0.47	0.50	0.72
K	0.42	0.27	0.86	0.03	0.05	0.05
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04

Tabla 3. Análisis representativos de la composición química de la paragonita y la margarita (normalizados a 22 O).

Muestra	76238	104775	76238	104769	76238	76238
	Ky		Grt		Grt	Grt
	1	2	1	2	3	4
SiO ₂	36.47	37.07	36.94	36.76	37.22	36.97
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.12	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	62.58	61.86	20.84	21.38	20.89	20.73
FeO _{Total}	0.88	1.19	21.61	24.54	22.28	21.74
MnO	0.03	0.00	14.26	9.74	11.75	13.60
MgO	0.03	0.04	2.65	3.81	3.27	2.84
CaO	0.02	0.00	3.82	3.55	4.53	4.19
Na ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.07	0.04	0.03
K ₂ O	0.05	0.00	0.02	0.03	0.04	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
F	0.01	0.00	0.15	0.17	0.19	0.19
Total	100.08	100.17	100.34	100.18	100.30	100.37
Si	0.99	1.00	2.98	2.94	2.98	2.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	2.00	1.97	1.98	2.02	1.97	1.97
Fe ²⁺	-	-	1.34	1.50	1.39	1.34
Fe ³⁺	0.02	0.03	0.11	0.14	0.10	0.12
Mn	0.00	0.00	0.97	0.66	0.80	0.93
Mg	0.00	0.00	0.32	0.45	0.39	0.34
Ca	0.00	0.00	0.33	0.30	0.39	0.36
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.04	0.04	0.05	0.05

Tabla 4. Análisis representativos de la composición química de la distena y el granate (normalizados a 5 y 12 O, respectivamente).

Muestra	76238	104775	76238	104775	104769	104775
	Chl	Chl	Chl	Ep	Ep	Ep
	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	25.70	25.49	23.94	37.72	37.84	38.20
TiO ₂	0.05	0.09	0.01	0.02	0.14	0.03
Al ₂ O ₃	23.20	22.82	24.28	24.97	26.51	25.49
FeO _{Total}	18.47	17.71	23.32	9.10	8.52	10.09
MnO	0.36	0.61	0.41	0.34	0.21	0.28
MgO	19.53	19.33	15.38	0.09	0.03	0.13
CaO	0.00	0.03	0.04	22.96	22.90	22.46
Na ₂ O	0.01	0.07	0.02	0.07	0.03	0.01
K ₂ O	0.01	0.05	0.05	0.04	0.10	0.04
BaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01
F	0.13	0.03	0.07	0.00	0.08	0.15
Total	87.47	86.24	87.54	95.31	96.40	96.89
Si	5.24	5.25	5.01	3.09	3.06	3.09
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	5.57	5.54	5.99	2.41	2.52	2.43
Fe	3.15	3.05	4.08	0.62	0.58	0.68
Mn	0.06	0.11	0.07	0.02	0.01	0.02
Mg	5.93	5.94	4.80	0.01	0.00	0.02
Ca	0.00	0.01	0.01	2.02	1.98	1.95
Na	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00
K	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Ba	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.02	0.04	0.00	0.02	0.04

Tabla 5. Análisis representativos de la composición química de la clorita y la epidota (normalizados a 28 y 12.5 O, respectivamente).