

# **Evolución metamórfica P-T-d-t y significado geodinámico de la unidad eclogítica del complejo de Cabo Ortegal (NO de España)**

Metamorphic evolution P-T-d-t and geodynamic  
meaning of the eclogitic unit of the Cabo  
Ortegal complex (NW of Spain)

MENDIA, M.<sup>1</sup>; GIL IBARGUCHI, J. I.<sup>1</sup> & ÁBALOS, B.<sup>2</sup>

## **RESUMEN**

Se presentan los resultados obtenidos a partir del estudio petrológico detallado de las eclogitas que componen la unidad eclogítica del Complejo de Cabo Ortegal estableciéndose un modelo para la evolución metamórfica de la misma. Desde el punto de vista petrológico se han reconocido tres tipos de eclogitas: comunes, con distena y ferrotitaníferas, definiéndose las características de afloramiento y estructurales de las mismas. La unidad eclogítica está compuesta por diversas láminas de eclogitas comunes limitadas por importantes zonas de cizalla en las que afloran principalmente las eclogitas con distena. Se han reconocido y cuantificado (condiciones P-T) los distintos estadios en la evolución metamórfica de estas rocas, los cuales se han relacionado con los datos estructurales y geocronológicos disponibles para obtener una idea global de la evolución P-T-deformación-tiempo que han seguido las eclogitas. Los datos obtenidos indican condiciones de 780-800 °C y c. 22 kbar para el máximo metamórfico asociado a la primera fase de deformación reconocida, D1, relacionada con un proceso de subducción. Posteriormente se produjo una segunda fase de deformación en condiciones todavía eclogíticas, a 660 - 700 °C y 20 kbar, relacionada con el apilamiento de las unidades y probablemente con el comienzo de la exhumación tectónica de estas rocas. La evolución retrógrada se caracteriza por un primer estadio de descompresión casi isotérmica con un posterior enfriamiento más importante. Durante este periodo tuvieron lugar las fases de

**deformación D3 y D4 en condiciones extensionales y relacionadas con el emplazamiento final del complejo. El ascenso de las rocas de la unidad eclogítica habría sido fundamentalmente tectónico lo que permitió una preservación considerable durante los posteriores eventos metamórfico-deformativos de menor grado. La evolución de la unidad eclogítica constituye un ejemplo de un fragmento de corteza oceánica subducida hasta profundidades superiores a 70 km con formación de una cuña orogénica relacionada con la superposición tectónica de las diferentes unidades estructurales que componen el alóctono superior del complejo. Este proceso se considera que marcó el comienzo de la Orogénesis Hercínica en este sector hace unos 390-400 Ma.**

(1) Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad del País Vasco /EHU

(2) Departamento de Geodinámica de la UPV/EHU, e-mail: nppmearm@lg.ehu.es

## INTRODUCCIÓN

Los avances realizados en el campo de la Petrología Metamórfica derivados de la determinación sistemática de las condiciones físicas del metamorfismo mediante geotermómetros y geobarómetros experimentales y modelos termodinámicos, así como la aportación de datos geocronológicos cada vez más precisos han permitido refinar substancialmente en los últimos años las trayectorias presión-temperatura-tiempo (P-T-t) de las áreas metamórficas. La integración de los datos estructurales y geomecánicos (evolución P-T-t-deformación), aunque menos frecuente, ha permitido por otra parte un mejor conocimiento de la evolución de los orógenos.

El estudio de las relaciones entre las trayectorias P-T-t y los mecanismos de evolución en rocas metamórficas de alto grado representa una importante llave para el conocimiento de la litosfera en profundidad. Las condiciones que prevalecen en las zonas de subducción infieren a las rocas texturas específicas y asociaciones minerales características. En algunos casos, se ha podido establecer la formación de asociaciones eclogíticas de alta presión, a partir de rocas granulíticas formadas previamente en condiciones de menor presión, en relación con la circulación de fluidos y la deformación a lo largo de zonas de cizalla dúctil. Sin embargo, el estudio de los mecanismos de deformación en rocas metamórficas de alta presión es bastante escaso, con la excepción quizás del clinopiroxeno onfacítico presente en dichas rocas. Por otra parte, la escasez de afloramientos importantes de eclogitas deformadas, así como la ausencia generalizada de buenos

indicadores cinemáticos, debido a la recristalización estática o incompleta en las rocas (máficas y ácidas) de alta presión, limita en gran manera el alcance de los estudios petrológicos y estructurales en este tipo de rocas a pesar de su interés manifiesto.

Las eclogitas que aparecen en las zonas internas de las cadenas orogénicas juegan un papel fundamental en la elaboración de modelos geodinámicos de márgenes de placa convergentes. Esto se debe al potencial que ofrecen las rocas metamórficas de alta presión para determinar las condiciones físicas de la cristalización metamórfica y reconstruir la evolución termo-mecánica de los cinturones de alta presión (HP) y zonas de subducción. Uno de los rasgos más significativos de las zonas internas del Macizo Ibérico (Galicia-Trás-os-Montes, zona Centro-Ibérica) es la presencia de complejos alóctonos con rocas metamórficas de alta presión. El complejo de Cabo Ortegal en el noroeste de España constituye uno de los mejores ejemplos por lo que se refiere a las condiciones de afloramiento de tales rocas. Así, dentro de las unidades alóctonas superiores del complejo de Cabo Ortegal, aparece un gran volumen de eclogitas junto con granulitas y gneises de alta presión y rocas ultramáficas. Todas estas rocas forman afloramientos kilométricos que, en el caso de las eclogitas, hacen de éstas el que probablemente sea el mayor afloramiento continuo de eclogitas conocido en todo el mundo.

Se ha realizado un estudio detallado de campo, estructural y mineralógico de las eclogitas del complejo de Cabo Ortegal a fin de comprender las relaciones entre el desarrollo de las características macro y

microestructurales y la evolución de las condiciones P-T. La información sobre la respuesta química y morfológica de los minerales eclogíticos al cambio en las condiciones físicas debe permitir una mejor comprensión de la estructura de la corteza profunda y del manto litosférico durante los eventos de subducción / obducción. Los datos obtenidos servirán, así mismo, para obtener un conocimiento más preciso de la evolución del Orógeno Hercínico con anterioridad a la etapa carbonífera intracontinental.

## MARCO GEOLÓGICO

El Complejo de Cabo Ortegal es uno de los cinco complejos alóctonos situados en el noroeste del Macizo Ibérico caracterizados por la presencia de rocas con metamorfismo de alta presión y/o la abundancia de rocas máficas y ultramáficas. Está formado por un apilamiento de unidades que pueden agruparse en dos grupos principales: (i) las unidades basales, constituidas por rocas metamórficas de grado bajo a medio de origen oceánico junto con restos del correspondiente margen continental, y (ii) las unidades superiores o alóctono superior formadas principalmente por tectonitas de grado alto y alta presión. Este alóctono superior presenta una estructura compleja con imbricaciones tectónicas de las diferentes unidades, aunque a grandes rasgos está formado por un apilamiento de gneises migmáticos de alta presión en la base sobre los que aparecen rocas máficas y ultramáficas. En el sector oriental del complejo, una potente banda de eclogitas aparece entre los gneises y las granulitas

máficas, se trata de la unidad eclogítica que será descrita a continuación (figura 1).

## DATOS GEOQUÍMICOS Y GEOCRO-NOLÓGICOS

Los datos sobre composición química de las eclogitas (incluyendo tierras raras e isótopos de Sr y Nd) indican que se trata probablemente de un fragmento de litosfera oceánica metamorfozada (BERNARD-GRIFFITHS *et al.*, 1985; PEUCAT *et al.*, 1990; GRAVESTOCK, 1992; MENDIA, 1996, 2000). Los diferentes tipos de eclogitas podrían estar relacionados genéticamente desde el punto de vista geoquímico. Sus protolitos podrían representar distintos términos de una serie toleítica con grados variables de diferenciación geoquímica. Así, podrían distinguirse desde términos poco evolucionados y empobrecidos en elementos incompatibles que corresponderían a las eclogitas con distena ricas en Mg y Al, hasta los términos más diferenciados ricos en Fe y Ti, pasando por las eclogitas comunes con composición de basaltos de dorsal medio oceánica empobrecidos en elementos incompatibles (N-MORB). La edad de los protolitos de las eclogitas no se conoce con precisión habiéndose obtenidos edades de zircones entre 473 y 507 Ma (PEUCAT *et al.*, 1990; ORDÓÑEZ, 1998). Por lo que respecta al metamorfismo de alta presión, ORDÓÑEZ (1998) obtuvo edades de  $397 \pm 28$  Ma para las eclogitas masivas y de  $382 \pm 13$  Ma para las de las zonas de cizalla eclogíticas, que aunque presentan un error importante son coherentes con edades en torno a 390-400 Ma obtenidas para diferentes minerales de

alta presión en otras unidades del complejo (SANTOS *et al.*, 1996).

## TIPOS LITOLÓGICOS Y ESTRUCTURA

La unidad eclogítica de Cabo Ortegal conforma un macizo alargado de c. 20 km de longitud y hasta 700 m de espesor que aflora en la mitad oriental del complejo. Se ha realizado una cartografía detallada (escala 1:10.000) que ha permitido distinguir tres tipos litológicos: eclogitas comunes (oscuras), eclogitas con distena (claras) y eclogitas ferrotitaníferas (muy oscuras), en orden de abundancia. El primer tipo tiende a aflorar de forma masiva y los otros dos en zonas de cizalla. No obstante, no son infrecuentes en toda la unidad las bandas y/o lentejones de tamaño variable de unos tipos de eclogita en otros.

La unidad eclogítica está compuesta por tres grandes láminas de eclogitas comunes masivas, limitadas por zonas de cizalla en las que afloran principalmente eclogitas con distena. En estas zonas de cizalla aparecen otras litologías menores como eclogitas Fe-Ti o gneises miloníticos.

Las *eclogitas comunes* afloran formando láminas de potencia variable, de 100 a 300 m, y su desarrollo lateral alcanza 5-10 km. Desde el punto de vista estructural son generalmente masivas y muestran distintos grados de deformación y retrogradación. Las *eclogitas con distena* afloran principalmente en zonas de cizalla dúctil que a escala cartográfica rodean escamas o unidades mucho mayores de eclogita masiva con potencias también variables (en ocasiones de hasta 200 m), o bien la separan

de las unidades supra e infrayacentes (figura 1). Desde el punto de vista estructural, estas eclogitas suelen estar por lo general deformadas y variablemente retrogradadas. El hecho de que las eclogitas con distena se encuentren normalmente más deformadas formando las zonas de cizalla, se debe a una diferencia de comportamiento con respecto a la deformación, ya que estas rocas deben ser más dúctiles debido al mayor contenido en minerales hidratados. Las *eclogitas ferrotitaníferas* se han encontrado de dos maneras diferentes: (i) formando láminas similares a las anteriores, pero de potencia decimétrica, situadas también en las zonas de contacto entre dos láminas de eclogitas comunes o entre eclogitas comunes y granulitas, (ii) menos abundantes, como niveles centimétricos dentro de las eclogitas comunes. Las que se encuentran en láminas en las zonas de contacto están algo más deformadas y retrogradadas.

Se han reconocido 4 fases de deformación en estas rocas en base a un estudio petro-estructural. D1 sería la fase responsable de la orientación de los minerales formadores de la paragénesis eclogítica en las eclogitas masivas, y estaría relacionada con un proceso de subducción. D2 se reconoce principalmente a escala cartográfica y es la responsable del apilamiento de láminas y unidades durante un proceso de acreción activa que se produce todavía en condiciones eclogíticas. Las fases tercera y cuarta D3 y D4, son extensionales, desarrollan paragénesis de anfibolitas y esquistos verdes respectivamente y se relacionan con la posterior extensión que actuó durante la exhumación de estas rocas.



mente por la orientación de los piroxenos, está orientada 15/010 (ÁBALOS *et al.*, 1994).

La estructura que muestra la banda de eclogitas es la de un dúplex antiformal (ÁBALOS *et al.*, 1994), según se ha obtenido a partir de un corte en dirección perpendicular a la foliación y que contiene la lineación. Las distintas láminas de eclogitas han sido apiladas y están limitadas por importantes zonas de cizalla. Así mismo, el apilamiento de unidades se refiere también a las unidades superior e inferior, por lo que los contactos de la banda de eclogitas con las granulitas, estructuralmente situadas encima, y los gneises, situados debajo, son tectónicos.

## PETROGRAFÍA

Las eclogitas comunes y ferrotitaníferas son de grano fino a medio, poseen onfacita, granate, cuarzo, rutilo  $\pm$  zoisita  $\pm$  anfíbol  $\pm$  fengita y textura granonematoblástica orientada. Las eclogitas ferrotitaníferas tienen más rutilo y los minerales son más férricos, además de no poseer zoisita, por todo lo cual estas rocas son más oscuras que las eclogitas comunes. Las eclogitas con distena son de color más claro, varían de grano fino a grueso, poseen onfacita, granate, anfíbol, distena, rutilo, cuarzo  $\pm$  zoisita  $\pm$  fengita  $\pm$  dolomita y texturas que varían de granonematoblástica orientada a porfidonematoblástica orientada (fotografías I.A, I.B, I.C, I.D)

En las eclogitas comunes y ferrotitaníferas, en general los clinopiroxenos muestran una disposición orientada que, junto con la orientación preferente de zoisita ( $\pm$  distena), rutilo y los agregados de cuarzo,

define la foliación originada durante la primera fase de deformación, D1, en condiciones eclogíticas. El bandeado composicional es el resultado de diferentes concentraciones de los minerales mencionados y de variaciones en el tamaño de grano. Existe otro bandeado resultado de las cizallas que afectaron a estas rocas y en las cuales se produjo una retrogradación variable durante las sucesivas fases de deformación posteriores.

Los granates contienen inclusiones de rutilo, cuarzo, zoisita y, menos frecuentemente, de anfíbol verde azulado y marrón claro, piroxeno, distena, fengita, paragonita, plagioclasa, feldespato potásico, ilmenita y piritita. Los granates de las eclogitas con distena son los que poseen mayor abundancia de inclusiones, pudiendo presentar un aspecto muy turbio. Los minerales incluidos tienen un origen diverso: residuales del protolito, pre-eclogíticos, sin-eclogíticos, e incluso formados durante el estadio de anfíbolitización. La zona de inclusiones delimita ocasionalmente un núcleo limpio con bordes idiomorfos, aunque también pueden aparecer sólo en el núcleo, o bien repartidas por todo el granate. En ocasiones se reconocen inclusiones con disposición sigmoide que indican un crecimiento sintectónico del granate.

Las variedades masivas no son abundantes entre las eclogitas con distena o ricas en Al-Mg, pudiéndose distinguir toda una serie de variedades petrográficas, según la mineralogía predominante y según los diversos grados de milonitización y retrogradación registrados. Las eclogitas con distena de las zonas de cizalla mayores tienen la característica común de presentar granates relativamente grandes

(centimétricos) mientras que los minerales de la matriz, piroxeno, distena, zoisita y cuarzo, se han reducido ligeramente en relación con las mismas eclogitas masivas, y muestran una foliación y lineación bien desarrolladas (fotografías II.A y II.B). Esta asociación demuestra que la deformación se produjo en condiciones eclogíticas y se ha interpretado como el resultado de la segunda fase de deformación, D2, reconocida a escala cartográfica. Las eclogitas comunes y ferrotitaníferas no desarrollan tipos equivalentes al descrito para las eclogitas con distena afectadas por la D2.

Las eclogitas con distena dan lugar frecuentemente a una roca que forma afloramientos hectométricos caracterizada por la presencia de porfidoclastos de granate de gran tamaño (fotografía II.C), generalmente unos 2 cm de diámetro, aunque pueden llegar hasta 6 cm, en los que es habitual la presencia de inclusiones de piroxeno onfacítico apreciable incluso a simple vista. Éstos granates han crecido antes de la milonitización de la matriz y algunos se forman por unión de granates más pequeños sobre los cuales crece un borde común. Este hecho indica condiciones de alta difusión iónica que estaría favorecida por la presencia de fluidos (GOLDBLUM & HILL, 1992). Los fluidos podrían proceder de reacciones de deshidratación a alta P/alta T en los gneises asociados a las eclogitas, mas abundantes en relación con las eclogitas con distena, lo que explicaría la mayor deformación y retrogradación de éstas. Los minerales de la matriz de estas rocas, distena, zoisita, anfíbol, clinopiroxeno simplectitizado (más plagioclasa secundaria) y cuarzo definen una foliación milonítica bien desarro-

llada formada en condiciones post-eclogíticas. Las bandas de cizalla en las que aparece este tipo de rocas se han relacionado con la tercera fase de deformación, D3. El tipo petrográfico correspondiente a las rocas afectadas por la D3 es bastante similar en los otros dos grupos de eclogitas, las comunes y ferrotitaníferas: se produce un aumento en el tamaño del granate (aunque no tanto como en las eclogitas con distena) y se desarrolla una matriz milonítica compuesta principalmente por piroxeno secundario (más plagioclasa), anfíbol y zoisita.

Existen eclogitas afectadas por bandas miloníticas a ultramiloníticas, de tamaño centimétrico a milimétrico en las que se observan porfidoclastos de granate, anfíbol y zoisita férrica o epidota en una matriz de grano muy fino con aspecto de pseudotaquilita (fotografía II.D). Estas bandas de cizalla se han relacionado con la cuarta fase de deformación, D4. Los porfidoclastos de granate se encuentran completamente redondeados, reducidos de tamaño (1 mm) y, frecuentemente, alterados a clorita a lo largo de las fracturas. El cuarzo forma colas de presión asimétricas muy alargadas (hasta 1 cm) en torno a algunos granates. Los porfidoclastos de anfíbol y zoisita, de menor tamaño, presentan extinción ondulante y a menudo textura en mortero. Es prácticamente imposible distinguir minerales en la matriz debido a la reducción extrema del tamaño de grano. Por las características de los porfidoclastos, se deduce que esta deformación muy intensa afectó a una eclogita fuertemente anfíbolitizada y retrogradada previamente. Son rocas prácticamente sin recristalización o,



en todo caso, en facies de los esquistos verdes.

La retrogradación puede darse también sin deformación asociada, especialmente en las eclogitas comunes, en cuyo caso se desarrollan simplectitas de clinopiroxeno-plagioclasa secundarios a partir de la onfacita primaria, así como anfíboles a partir de granate y piroxeno, los cuales crecen con una orientación cristalográfica próxima a la de la onfacita. Las coronas de anfíbol secundario alrededor de granate centimétrico así como los agregados simplectíticos dan un aspecto característico a las eclogitas retrogradadas.

## MINERALOGÍA

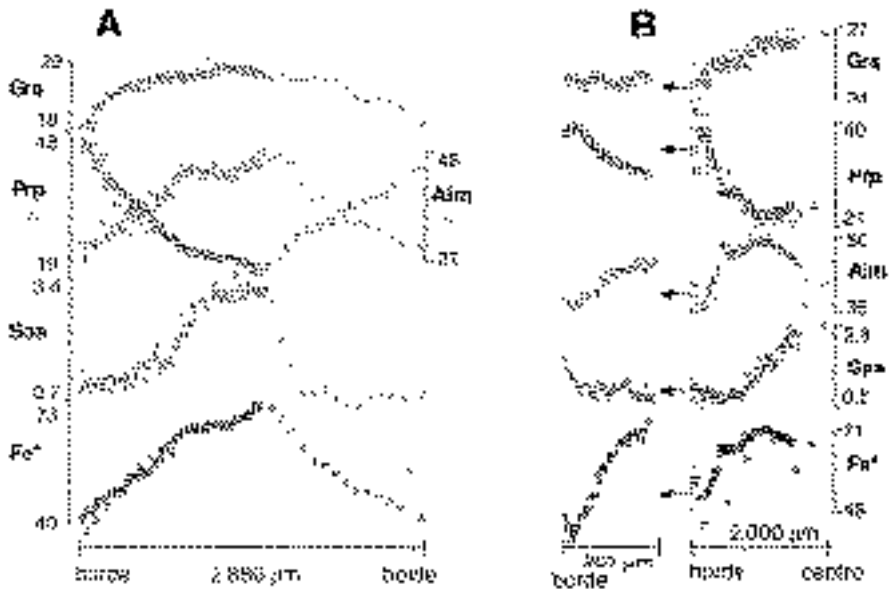
Se han realizado unos 700 análisis de minerales de 50 muestras seleccionadas de eclogitas. Los análisis se han realizado con una microsonda electrónica Camebax Micro en la Universidad Clermont-Ferrand (Francia) con las siguientes condiciones físicas: 15 kV de tensión de aceleración, 10 nA de intensidad del haz y 10 s. De tiempo de contaje. Los patrones utilizados han sido óxidos y silicatos suministrados por el B.R.G.M. y los resultados obtenidos fueron corregidos por el programa ZAF de CAMECA. Las fórmulas estructurales y las cantidades de  $\text{Fe}^{3+}$  se han calculado mediante balance de cargas asumiendo estequiometría de los minerales. Para establecer el modelo de zonación que presentan los granates se ha utilizado la técnica del barrido y análisis puntuales realizados sobre una transversal.

Granate. Según la clasificación de COLEMAN *et al.* (1965), los granates de las eclogitas de Cabo Ortegal correspon-

den mayoritariamente a eclogitas del tipo B (eclogitas de terrenos metamórficos de grado medio-alto), en menor proporción a eclogitas del tipo C (eclogitas de zonas orogénicas alpinas asociadas con esquistos azules), y sólo algunos poseen composiciones de eclogitas tipo A (eclogitas mantélicas o relacionadas con kimberlitas o peridotitas). La variación composicional de los granates refleja las diferencias en el quimismo de la roca total siendo los de las eclogitas ferrotitaníferas los más ricos en molécula de almandino, con una composición media de  $\text{Alm}_{48}\text{Grs}_{29}\text{Prp}_{23}$ , los de las eclogitas con distena los más ricos en piropro,  $\text{Alm}_{37}\text{Grs}_{21}\text{Prp}_{42}$ , mientras que la composición media en las eclogitas comunes es  $\text{Alm}_{45}\text{Grs}_{24}\text{Prp}_{30}$ . El contenido en espesartina es  $< 2\%$  generalmente. Los granates pueden estar zonados y presentar composiciones variables dentro de una misma muestra. Entre los granates zonados se pueden distinguir las siguientes pautas:

1) Granates con zonado de **crecimiento progrado** (HOLLISTER, 1966; TRACY, 1982; FROST & TRACY, 1991; SPEAR, 1993, entre otros), se conserva sobre todo en granates de las eclogitas con distena, donde Mn, Ca y la relación  $X_{\text{Fe}}$  disminuyen de centro a borde mientras que el Mg aumenta (figura 2). Pueden presentar un zonado inverso en el borde (generalmente en las últimas 100 mm) con aumento de Mn, Ca y  $X_{\text{Fe}}$  y disminución de Mg, que se interpreta como un **zonado retrógrado** debido al intercambio del granate con las fases de la matriz durante el enfriamiento de la roca (MEDARIS *et al.*, 1995, entre otros).

2) Granates con **zonado de difusión** (ROBINSON, 1991; CHAKRABORTY & GANGULY, 1991; SPEAR, 1993,

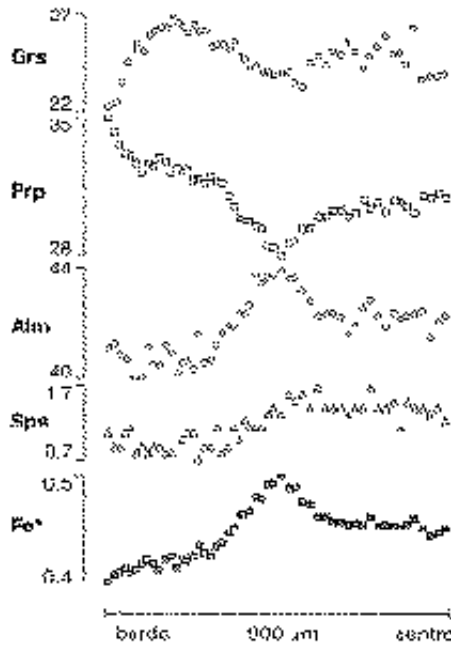


**Figura 2. A) Granate con perfil progrado de eclogita con distena; B) Detalle del borde retrógrado (aprox. 50  $\mu\text{m}$ ) de un granate zon zonado progrado. Grs: molécula de granularia; Prp: de piropro; Alm: almandino; Sps: espesartina; Fe\*: relación Fe/Fe+Mg. Unidades en proporciones molares, salvo Fe\*.**

entre otros), esto es, con perfil totalmente plano para todos los elementos, o para todos excepto el Ca (que puede disminuir hacia el borde). Implicaría una difusión intracristalina a T suficientemente elevada como para borrar la zonación preexistente. Los granates homogeneizados también presentan en ocasiones un zonado retrógrado, ya sea en la zona de borde o afectando a la mayor parte del cristal, con Mn, Fe y  $X_{\text{Fe}}$  aumentando hacia el borde, Mg disminuye y Ca es variable.

3) Los granates con *zonado irregular* presentan perfiles que no se puede asignar a ninguno de los tipos descritos anteriormente. Se pueden distinguir dos subtipos, que además están relacionados con el grado de deformación de la roca: (i) en

eclogitas con un grado de retrogradación nulo o incipiente, el zonado presenta oscilaciones de algunos elementos como el Mn, lo que podría reflejar la presencia de varios núcleos de granates; (ii) en eclogitas que muestran una deformación y retrogradación mayores (aunque se conserva el piroxeno primario), el perfil tiene dos partes claramente diferenciadas con tendencias inversas: zona central con disminución del contenido en Mg a partir del centro y zona externa con aumento considerable de dicho elemento hacia el borde; Fe y  $X_{\text{Fe}}$  varían a la inversa, mientras que el Mn muestra un perfil continuo de disminución del contenido de centro a borde (figura 3); una variante a este perfil corresponde a granates con un núcleo homogéneo.



**Figura 3.** Perfil de granate con zonado irregular. Grs: molécula de grosularia; Prp: de piropo; Alm: de almandino; Sps: de espesartina; Fe\*: relación Fe/Fe+Mg. Unidades en proporciones molares, salvo Fe\*.

Zonados irregulares análogos en eclogitas se han interpretado como dos estadios diferentes del metamorfismo, o bien como el producto de un cambio durante el mismo evento metamórfico (e.g., GHENT, 1988; O'BRIEN, 1993).

Los granates con perfiles irregulares se encuentran generalmente en rocas milonitizadas de zonas de cizalla, las cuales además, han sufrido una recristalización con crecimiento de los granates y disminución del tamaño de los minerales de la matriz (especialmente Omp y Ky), de donde se deduce que ambos procesos están relacionados. Así, estos granates con perfiles irregulares tendrían una zona de núcleo formado durante el primer evento metamórfico

(sin-D1) y registrarían un segundo evento en el que se produjo un recrecimiento del granate en condiciones progradadas. Este crecimiento progrado se correlaciona con los efectos de la D2 (zonas de cizalla) y posteriormente se cuantificará (P-T) como tal. Los mencionados eventos metamórficos podrían estar relacionados primero con la formación de la roca (eclogitización) y segundo, posterior apilamiento de láminas con formación de las zonas de cizalla.

Otras características observadas en estos granates son que el tamaño del mismo no siempre se correlaciona directamente con el tipo de zonado, existiendo granates centimétricos homogéneos y

otros milimétricos zonados, dependiendo del proceso que los ha formado, es decir, por unión de varios núcleos previos o recrecimiento. Los zonados retrógrados no son muy frecuentes, lo que junto a la conservación de zonaciones progradadas sugiere velocidades de exhumación relativamente rápidas.

**Clinopiroxeno.** Su composición refleja también, aunque en menor medida, la composición de la roca. La composición media de los clinopiroxenos primarios (componentes según ESSENE & FYFE (1967) de eclogitas comunes es de  $\text{Aeg}_{60}\text{Aug}_{69}\text{Jd}_{31}$ , (con un contenido máximo en Jadeíta de 44 mol %), en las eclogitas con distena es de  $\text{Aeg}_{60}\text{Aug}_{70}\text{Jd}_{30}$  ( $\text{Jd}_{\text{max}}$ , 47 mol % ) y en las ferrotitaníferas de  $\text{Aeg}_{60}\text{Aug}_{59}\text{Jd}_{35}$  ( $\text{Jd}_{\text{max}}$ , 41 mol %). Localmente el piroxeno puede contener importantes cantidades de Cr (hasta 4.08 % de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). En general el piroxeno está poco zonado y las zonaciones observadas no siguen pautas sistemáticas.

Existe otro tipo textural de clinopiroxeno sódico,  $\text{cpx}_2$ , observable sólo en eclogitas con distena de las zonas de cizalla. En estas rocas la onfacita primaria aparece en agregados granoblásticos ( $\text{cpx}_1$ ) rodeados de onfacita ( $\text{cpx}_1$ ) y distena orientadas y de menor tamaño (fotografía II.B). Los  $\text{cpx}_2$  no muestran cambios importantes en cuanto a su composición con respecto a los  $\text{cpx}_1$ .

También aparece piroxeno secundario en simplectitas con plagioclasa y composición variable desde onfacita menos sódica que el clinopiroxeno primario hasta augita sódica.

**Anfibol.** Las eclogitas con distena poseen los anfíboles más magnesianos. Las

composiciones de los anfíboles varían desde tschermakita a tremolita y de pargasita ferrosa a hornblenda edenítica, habiendo unos pocos que se proyectan en el campo de las hastingsitas. No existe una clara relación entre composición y textura. Los cambios en la composición de los anfíboles se pueden describir en general en términos de sustitución tipo pargasita y tschermakita (Al-, Ti- y Fe-) en las eclogitas con distena y ferrotitaníferas, y de edenita, tschermakita (Ti-, y menos, Al-) y en menor medida otras sustituciones no comunes con participación de otros cationes, en las eclogitas comunes.

**Grupo de la epidota.** La zoisita primaria ortorrómbica posee composición de zoisita a zoisita férrica dependiendo del contenido en Fe de la roca y se encuentra tanto en la matriz en forma de cristales prismáticos como incluida en granate. En eclogitas retrogradadas puede aparecer clinozoisita secundaria. La epidota sólo está presente en algunas venas tardías en eclogitas muy retrogradadas en facies de los esquistos verdes.

**Distena.** Contiene cantidades de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  que varían entre 61.73 y 63.87 % y posee contenidos bajos de  $\text{TiO}_2$  (0-0.08 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0.06-0.65 %) y  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0-0.42 %). Excepcionalmente aparece **distena** cromífera con contenidos en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  de hasta 10.87 %. No existen diferencias composicionales significativas entre las distenas de la matriz y las incoloras incluidas en otros minerales.

**Micas.** La mica potásica estable presente en los tres tipos de eclogita es **fengita**. El valor del Si puede tomarse como una función lineal de la sustitución tschermakítica, y puede ser aplicado con fines

termobarométricos. En las eclogitas ricas en Fe-Ti la **biotita** es relativamente abundante, tanto incluida en otros minerales como en la matriz. Es por tanto, un mineral estable en la asociación eclogítica.

Entre los minerales considerados relictos debido a que únicamente se encuentran como inclusiones en granate y a veces distena se encuentran: **paragonita**, **estauroлита** (ky-eclogitas) y **albita** texturalmente primaria ( $Ab_{97}$ ). El **feldespato-K** puede representar una fase de alta presión resultado de la fusión parcial, o bien tener un origen secundario. La presencia de **carbonato** primario indica en primer lugar que la actividad del agua ha sido en muchos casos  $< 1$ , y su composición dolomítica podría indicar altas P (LAPPIN & SMITH, 1981; SMITH, 1988).

## EVOLUCIÓN METAMÓRFICA

### Estadio eclogítico I (EE-I)

En las rocas mejor preservadas la paragénesis eclogítica está representada por la asociación presente en la matriz: onfacita<sub>1</sub> + granate + cuarzo + rutilo ± zoisita ± distena ± anfíbol ± fengita, formada durante la primera fase de deformación (D1). Se puede distinguir una etapa previa al máximo eclogítico representada por los núcleos de granates progradados y los minerales incluidos ocasionalmente en las zonas centrales de éstos: anfíbol, mica y, más raramente, clinopiroxeno o, en las eclogitas con distena, estauroлита, los cuales constituyen la asociación en equilibrio que registra la trayectoria progradada previa al máximo bórico. El estadio de recristali-

zación a mayor profundidad estaría representado por los minerales de la matriz (clinopiroxeno con  $Jd_{max}$ , fengita con  $Si_{max}$ ) y el granate progrado de máximo contenido en Mg (sin evidencias de retrogradación) en contacto y equilibrio textural con los mismos. No obstante, aunque tal asociación permite calcular las condiciones P-T máximas, no es seguro que corresponda al máximo real del metamorfismo dado que el granate presenta a menudo indicios de homogeneización (los granates con perfiles homogéneos representarían una asociación muy próxima al máximo metamórfico siempre que no muestren bordes retrógradados).

### Estadio eclogítico II (EE-II) o estadio post-pico metamórfico

Este estadio está mejor representado en las eclogitas con distena deformadas de las zonas de cizalla, caracterizadas por el crecimiento de granates centimétricos y reducción del tamaño de grano de la matriz (formación de  $cpx_2$ ). Se ha considerado como representativo de este estadio, EE-II, el borde progrado recrecido del granate (máximo de Mg) en contacto con los minerales eclogíticos de menor tamaño de la matriz. Los datos texturales que apoyan esta interpretación (ver apartado de descripción) son la existencia de grandes cristales de onfacita en agregados granoblásticos ( $cpx_1$ ) rodeados por agregados de onfacita y distena orientados y de menor tamaño ( $cpx_2$ ) (fotografía IIB). Este segundo estadio, todavía en condiciones eclogíticas es sintectónico con la segunda fase de deformación, D2, responsable del apilamiento de las diferentes láminas de eclogi-

tas (y otras unidades del Complejo) y el comienzo del levantamiento del conjunto.

### **Estadio anfíbolítico y subsecuentes, post-HP**

Corresponde a las reacciones de desestabilización de las fases primarias con simplectización de piroxeno y fengita y formación generalizada de anfíbol secundario. La onfacita da lugar a clinopiroxeno secundario y plagioclasa sódica con desarrollo de varios tipos de simplectitas. Así mismo, la fengita se desestabiliza para dar lugar a biotita más plagioclasa. La distena se altera generalmente a un agregado de micas de muy pequeño tamaño entre las que se han podido determinar fengita y margarita, aunque otras veces se producen simplectitas formadas por corindón y plagioclasa. Esta retrogradación puede ir acompañada de deformación. Si la tasa de deformación es alta se produce una considerable reducción del tamaño de grano de la matriz dando lugar a rocas miloníticas a ultramiloníticas. El proceso de retrogradación se continúa con la formación de asociaciones típicas de la facies de los esquistos verdes con clorita, albita, actinolita y epidota a partir de los minerales preexistentes.

Se considera que los primeros estadios o comienzo de la retrogradación de las eclogitas están representado por los bordes retrógrados del granate en contacto con el piroxeno secundario (menos onfacítico o diopsídico), anfíbol secundario y plagioclasa. Las asociaciones con plagioclasa permiten estimaciones relativamente precisas de la P para este estadio, sin embargo, existe una gran incertidumbre debido a la

ausencia general de equilibrio textural entre las fases descritas, las variaciones composicionales (e.g., plagioclasa sódica o cálcica según se forme a partir de piroxeno o de granate; piroxeno más o menos pobre en Na dependiendo del estadio de simplectización, etc.) o la imposibilidad de cuantificar el momento en el que se produjeron estos equilibrios locales.

### **CONDICIONES P-T**

Las estimaciones termobarométricas se han realizado utilizando las calibraciones experimentales o formulaciones consideradas más fiables, de entre las que destacamos: Grt-Onf (ELLIS & GREEN, 1979; POWELL, 1985; KROGH, 1988; BERMAN *et al.*, 1995), Grt-Phe (GREEN & HELLMAN, 1982), Grt-Am (POWELL, 1985; PERCHUK, 1991), Grt-Bt (LAVRENT'ÉVA & PERCHUK, 1981), etc. así como el contenido de jadeita en el clinopiroxeno para calcular la presión mínima según el método de HOLLAND (1980, 1990). Las T obtenidas para el par Grt-Cpx presentan una gran dependencia del contenido en Fe<sup>2+</sup> del clinopiroxeno, reflejo a su vez del contenido en Fe de la roca. La formulación de POWELL (1985) es la que ha proporcionado los resultados más coherentes para eclogitas comunes y ferrotitaníferas, y la de ELLIS & GREEN (1979) para las eclogitas con distena. Los resultados se presentan como valores promedio de los obtenidos para cada tipo de rocas en cada estadio.

Así mismo, se ha utilizado el método del multiequilibrio basado en la asociación Grt-Omp-Phe ± Am para lo cual se ha

utilizado la versión PTAX del programa GEO-CALC de BROWN *et al.* (1988), con la base de datos modificada por MASSONNE (1992). Esta modificación consiste en una ampliación de la base de datos previamente existente, añadiendo nuevas fases (e.g., celadonita, cloritoide, etc.) y datos termodinámicos para fases ya existentes (e.g., piropro y moscovita) a partir de nuevos datos experimentales del autor y modelos de  $a$ -X para las fases Grt, Ms, Cpx y Am. Este último método permite calcular la presión independientemente del contenido en Jd de la onfacita, lo que, en principio, daría presiones más acordes con la realidad, superiores a las mínimas. Este método permite también calcular la actividad del agua en presencia de anfíbol y cuarzo en equilibrio con la asociación eclogítica. Los resultados obtenidos son bastante coherentes para las condiciones eclogíticas (estadios EE-I y EE-II) obteniéndose datos en un rango bastante limitado del espacio P-T.

### Condiciones del estadio eclogítico I

Las condiciones del **metamorfismo progrado** previo al máximo eclogítico corresponden ya a la facies de las eclogitas de acuerdo con los dos métodos utilizados: c. 700 °C y 15 kbar. La trayectoria progradada de estas rocas indicaría un simple aumento de P-T hacia el máximo registrado, para el que se han obtenido las siguientes condiciones: c. 780 °C y 22 kbar por el método de multiequilibrio, y c. 770 - 800 °C, y > 17,9 kbar, por el método convencional. Los resultados obtenidos utilizando granates homogeneizados indican temperaturas ligeramente

más elevadas y presiones más bajas (c. 20 °C y 2 kbar, método del multiequilibrio), lo que implicaría un máximo térmico a P algo inferior al máximo bórico como resultado de la recuperación térmica al inicio del levantamiento.

### Condiciones del estadio eclogítico II

Las condiciones obtenidas para las rocas en las zonas de cizalla de las eclogitas con distena: 650 °C, > 14 kbar (método convencional), y c. 660 °C, 20,3 kbar (multiequilibrio), corroboran que el segundo evento de recristalización importante se produjo, así mismo, en facies de las eclogitas. Los resultados obtenidos para granates homogeneizados (granates centimétricos homogéneos y matriz de grano más fino) proporcionan valores de T algo más altos, c. 700 °C, y P unos 2,5 kbar más bajas.

### Condiciones de la retrogradación

La evolución retrógrada se caracteriza en primer lugar por un rápido levantamiento con una descompresión importante bajo condiciones de T aproximadamente isotérmicas: c. 700 °C y 14 kbar para las asociaciones del tipo Grt<sub>borde</sub>-Cpx<sub>2</sub>-Pl y Grt<sub>borde</sub>-Am-Pl, en rocas con restos eclogíticos. Siguió un proceso de descompresión menos acusada acompañada de enfriamiento, hasta llegar a condiciones de c. 600 °C y 12 kbar, en rocas sin restos eclogíticos. Posteriormente tuvo lugar la tercera fase de deformación, D3, que se desarrolló en condiciones anfíbolíticas y para la que los anfíboles secundarios y la plagioclasa formados durante esta etapa dan

condiciones de c. 550 °C y 8-10 kbar. La evolución posterior, relacionada con el desarrollo de zonas de cizalla centimétricas (D4) tuvo lugar en condiciones de la facies de los esquistos verdes y durante la misma la unidad alcanzaría los niveles corticales mas superficiales.

### **EVOLUCIÓN P-T-DEFORMACIÓN, INTERPRETACIÓN GEODINÁMICA Y CONCLUSIONES**

Los resultados obtenidos permiten reconstruir buena parte de la evolución seguida por las eclogitas de Cabo Ortegal (figura 4). La evolución progradada alcanzó condiciones de la facies eclogítica (c. 700 °C, 15 kbar) antes del máximo bórico aumentando tanto la T como la P hasta llegar a unos 780 °C y 22 kbar. Durante esta etapa tuvo lugar la deformación, D1, que dio lugar a la orientación preferente de la onfacita y el desarrollo de las foliaciones y lineaciones principales (ENGELS, 1972; ÁBALOS, 1997). La recuperación de las isothermas subsecuente al máximo enterramiento provocó un ligero aumento de temperatura alcanzándose el máximo térmico a una presión ligeramente inferior (c. 800 °C, 20 kbar), lo que indica una trayectoria en sentido horario análoga a la reconocida en numerosos terrenos metamórficos de alta presión (ENGLAND & RICHARDSON, 1977; THOMPSON & ENGLAND, 1984; THOMPSON & RIDLEY, 1987). Dicha temperatura correspondería, así mismo, a la de homogeneización de los granates en las eclogitas estudiadas.

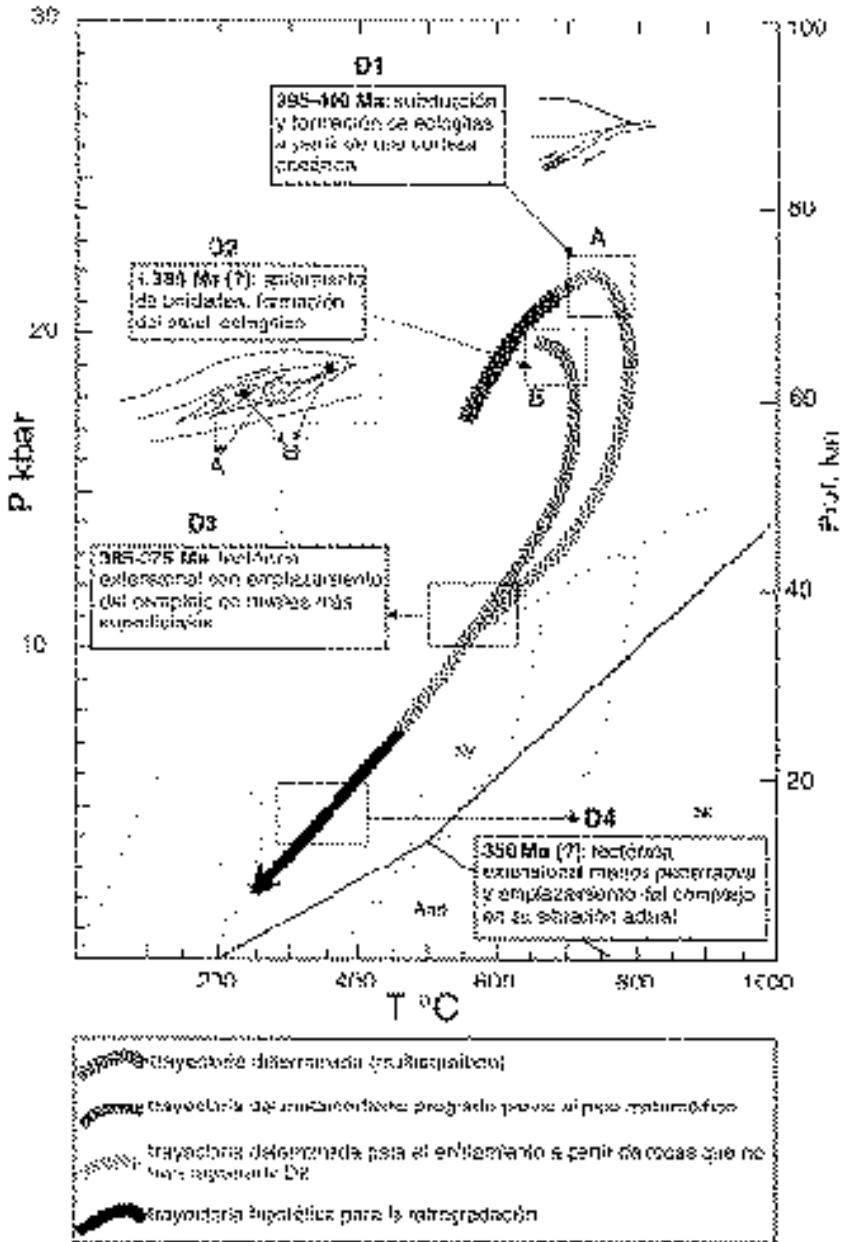
Sin embargo, esta relajación térmica no debió extenderse mucho tiempo ni ser el

único mecanismo de exhumación de estas rocas como se deduce de los datos estructurales y los valores de P-T para los sucesivos estadios de recristalización. Tras el inicio del levantamiento de los materiales eclogíticos tuvo lugar una fase de recristalización sin-cinemática (sin-D2) en condiciones aún eclogíticas pero de menor P y T (660 °C, 20 kbar). El proceso ha quedado registrado principalmente en las rocas situadas en zonas de cizalla mayores de la unidad eclogítica que limitan distintas láminas de eclogitas comunes o aparecen entre dichas eclogitas y las unidades supra e infrayacentes. La deformación y recristalización asociada se han relacionado con el apilamiento de las unidades que formarían parte del prisma de acreción (ÁBALOS *et al.*, 1996) y sería el responsable del levantamiento tectónico del conjunto hacia niveles de la corteza media.

La evolución retrógrada incluye una fase posterior de recristalización con escasa deformación asociada (simplectitas de grano fino no orientadas) que indica que tuvo lugar una rápida descompresión en condiciones prácticamente isothermas o con un débil descenso de la temperatura (hasta 14 - 15 kbar, y 700 °C). Dos nuevos episodios de deformación, D3 y D4, dieron lugar a abundantes estructuras extensionales desarrolladas en facies de las anfibolitas y esquistos verdes, respectivamente, lo que sugiere una evolución con un descenso continuo de P y T hasta el emplazamiento de la unidad en su posición actual .

Teniendo en cuenta los datos de edad disponibles para los distintos episodios descritos es posible precisar la trayectoria P-T-deformación con una dimensión temporal. Los protolitos de las eclogitas, rocas





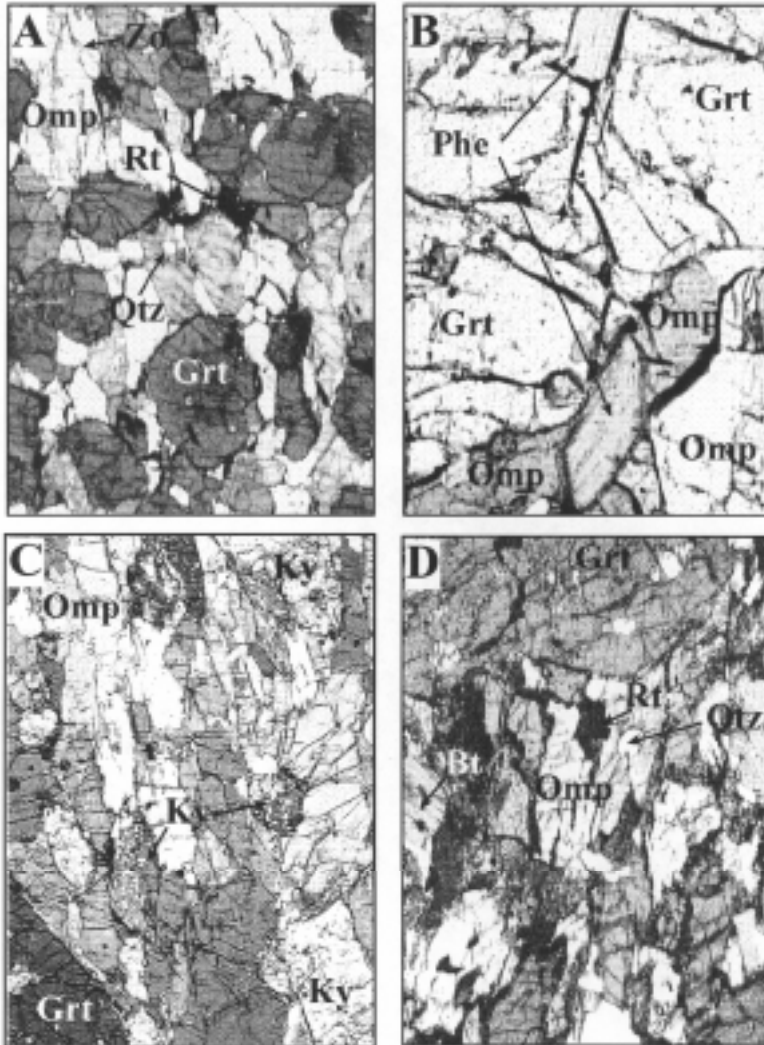
**Figura 4.** Trayectoria P-T-d-t para las eclogitas del complejo de Cabo Ortegal. A: condiciones del pico metamórfico estimadas en rocas que han registrado D1 (multiequilibrio). B: condiciones del máximo metamórfico calculado para D2 en zonas de cizalla. Límites de las facies metamórficas según Spear (1993). Silicatos de aluminio según HOLDAWAY (1979).

básicas de afinidad MORB con diversos grados de evolución magmática (MENDIA, 1996, 2000) se habrían formado hace unos 480-510 Ma, al igual que los de otras rocas básicas del Complejo afectadas por el metamorfismo de alta presión. Podría tratarse de un segmento de corteza oceánica desarrollado durante el Paleozoico Inferior correspondiente en términos generales al océano situado entre Gondwana y Laurentia. La formación de las eclogitas durante la primera fase de deformación (D1) se habría producido a c. 70-75 km de profundidad, lo que unido a la afinidad oceánica de los protolitos de estas rocas sugiere un contexto de subducción. Este evento tectono-térmico de alta presión y alta temperatura ocurrió hace c. 390-400 Ma (PEUCAT *et al.*, 1990; SANTOS ZALDUEGUI *et al.*, 1996; VALVERDE & FERNÁNDEZ, 1996; ORDÓÑEZ, 1998) y puede considerarse el inicio del ciclo orogénico Hercínico en estos materiales. El gradiente geotérmico resultante para la formación de las eclogitas sería inferior a 12 °C/km.

El apilamiento subsecuente de las distintas láminas de eclogitas y de las distintas unidades del complejo durante D2 atestiguan que nos hallamos ante un fragmento de cuña orogénica relacionada con el margen activo de Gondwana. La edad del episodio de apilamiento no ha sido establecida con precisión aunque algunos datos de recristalización en zircones de eclogitas apuntan a una edad próxima a 385 Ma (ORDÓÑEZ, 1998). La anfiboli-

tización generalizada de las rocas con metamorfismo de alta presión del Complejo se produjo entre 375 y 385 Ma (Van CALSTEREN *et al.*, 1979; PEUCAT *et al.*, 1990; VALVERDE VAQUERO & FERNÁNDEZ, 1996). La evolución posterior hasta condiciones de facies de los esquistos verdes se relaciona con el desarrollo de estructuras extensionales de carácter local (D4) y culminaría hace unos 350-360 Ma (PEUCAT *et al.*, 1990; DALLMEYER *et al.*, 1997). Estos últimos episodios tectonometamórficos estarían relacionados con las etapas finales de exhumación y emplazamiento del Complejo en su posición estructural actual. El levantamiento tectónico de las eclogitas, junto con la localización en zonas discretas de las últimas fases de deformación producidas a T netamente más bajas (400 °C) y tasas de deformación bastante más rápidas (c. 7 mm/año) permitió la conservación de estas rocas y las preservó de una deformación interna tardía más penetrativa (ÁBALOS *et al.* 1996). La exhumación se relacionaría, al igual que en el caso de otros complejos de Galicia (e. g., Órdenes), con un proceso de extensión sin-colisional. Los datos estructurales, petrológicos y geocronológicos sugieren una evolución común para las distintas unidades que componen el 'alóctono superior' o 'Unidad Catazonal Superior' del Complejo, esto es, para el conjunto de granulitas, eclogitas, metaperidotitas y gneises con metamorfismo de alta presión.

## LÁMINA I



## LÁMINA I

A.- Eclogita común (oscura) con textura granoblástica orientada. Ancho de fotografía: 4 mm

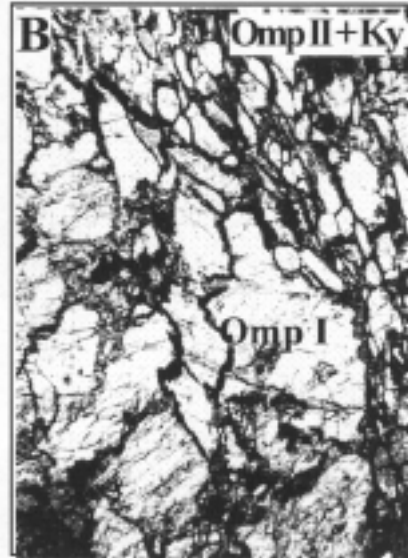
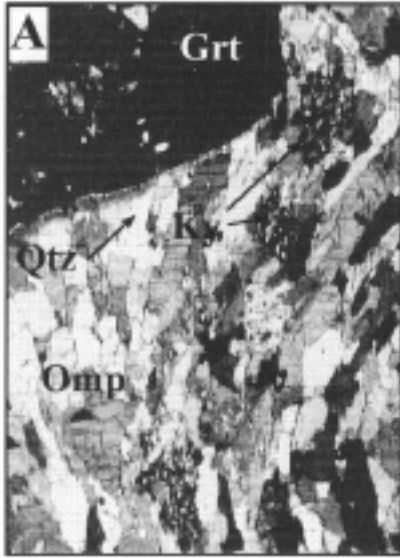
B.- Fengita primaria en equilibrio con granate y onfacita en eclogita con distena. Ancho de fotografía: 0,8 mm

C.- Eclogita con distena (clara) con textura granonematoblástica. Ancho de fotografía: 4 mm

D.- Eclogita rica en Fe y Ti (muy oscura) con textura granoblástica orientada. Ancho de fotografía: 4 mm

Abreviaturas utilizadas: Omp: onfacita; Grt: granate; Zo: zoisita; Rt: rutilo; Qtz: cuarzo; Phe: fengita; Ky: distena.

## LÁMINA II



**LÁMINA II**

**A.- Eclogita con distena de una zona de cizalla eclogítica (D2), mostrando granates relativamente grandes (el de la foto mide 1,3 cm) y matriz de tamaño reducido, mostrando una foliación y lineación bien desarrolladas. Ancho de fotografía: 6 mm**

**B.- Detalle de clinopiroxenos primarios (Omp I) rodeados por un agregado de distena y clinopiroxeno (Omp II) recristalizados de menor tamaño. Ancho de fotografía: 2,3 mm**

**C.- Eclogita con distena retrogradada y deformada en zonas de cizalla (condiciones anfibolíticas, D3), con textura milonítica donde destacan los porfidoclastos de granate de gran tamaño, los cuales le dan el aspecto característico a estas retroeclogitas. La matriz se compone de distena, zoisita, anfíbol, clinopiroxeno totalmente simplectitizado (más plagioclasa secundaria) y cuarzo, los cuales definen la foliación milonítica bien desarrollada que presentan estas rocas. Ancho de fotografía: 6 mm**

**D.- Retroeclogita ultramilonítica en bandas de cizalla centimétricas relacionadas con D4. Destacan los porfidoclastos de granate, y de menor tamaño, de anfíbol y zoisita, en una matriz de grano muy fino. Ancho de fotografía: 4 mm**

**Abreviaturas utilizadas: Omp: onfacita; Grt: granate; Zo: zoisita; Rt: rutilo; Qtz: cuarzo; Phe: fenigita; Ky: distena**

**BIBLIOGRAFÍA**

- ÁBALOS, B.; MENDIA, M. & GIL IBARGUCHI, J. I. (1994). Structure of the Cabo Ortegal eclogite-facies zone (NW Iberia). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319** (II): 1231-1238
- ÁBALOS, B.; MENDIA, M.; GIL IBARGUCHI, J. I.; AZKARRAGA, J. & SANTOS ZALDUEGUI, J. F. (1996). Flow stress, strain rate and effective viscosity evaluation in a ohigh-pressure metamorphic nappe (Cabo Ortegal, Spain). *Journal of Metamorphic Geology*, **14**: 227-248.
- ÁBALOS, B. (1997). Omphacite fabric variation in the Cabo Ortegal eclogite (NW Spain): relationships with strain symmetry during high-pressure deformation. *Jour. Struct. Geol.*, **19**: 621-637.
- BERMAN, R. G.; ARANOVICH, L. Y. & PATTISON D. R. M. (1995). Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **119**: 30-42.
- BERNARD GRIFFITHS, J.; PEUCAT, J. J.; CORNICHE, J.; IGLESIAS PONCE DE LEON, M. & GIL IBARGUCHI, J. I. (1985). U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section)*, **52**: 217-225.
- BROWN, T. H.; BERMAN, R. G. & PERKINS, E. H. (1988). GEO-CALC: software package for calculation and display of pressure - temperature - composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. *Comput. & Geosci.*, **14**: 279-289.
- COLEMAN, R. G.; LEE, D. E.; BEATTY, L. B. & BRANNOCK, W. W. (1965). Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **76**: 483-508.
- CHAKRABORTY & GANGULY, J. (1991). Compositional zoning and Cation Diffusion in Garnets. In: J. Ganguly (Ed) *Diffusion, Atomic Ordering and Mass Transport. Selected topics in Geochemistry*. Vol **8**, 567 pp. Springer-Verlag, pp.: 120-175.
- DALLMEYER, R. D.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; ARENAS, R.; GIL IBARGUCHI, J. I.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; FARIAS, P.; BASTIDA, F. & ALLER, J. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, **277**: 307-337
- ELLIS, D. J. & GREEN, D. H. (1979). An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71**: 12-22.
- ENGELS, J. P. (1972). The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study. *Leidsche Geologische Medelingen*, **48**: 83-133.
- ENGLAND, P. C. & RICHARDSON, S. W. (1977). The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Geological Society of London Journal*, **134**: 201-213 p.
- ESSENE, E. J. & FYFE, W. S. (1967). Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **15**: 1-23.
- FROST, B. R. & TRACY, R. J. (1991). P-T paths from zoned garnets: Some minimum criteria. *Am. J. Sci.*, **291**: 917-939.
- GHENT, E. D. (1988). A review of chemical zoning in eclogite garnets. In: D.C. Smith (ed) *Eclogites and eclogite-facies rocks. Developments in Petrology*, **12**: 207-236.
- GOLDBLUM, D. R. & HILL, M. L. (1992). Enhanced Fluid Flow Resulting from Competency Contrast within a Shear Zone: The Garnet Ore Zone at Gore Mountain, NY. *The Journal of Geology*, **100**: 776-782.
- GRAVESTOCK, P. J. (1992). *The chemical causes of uppermost mantle heterogeneities*. Tesis Doctoral, Department of Earth Sciences, The Open University, 299 pp.
- GREEN, T. H. & HELLMAN, P. L. (1982). Fe - Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet - phengite geothermometer. *Lithos*, **15**: 253 - 266.
- HOLLAND, T. J. B. (1980). The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200°C. *American Mineralogist*, **65**: 129-134.
- HOLLAND, T. J. B. (1990). Activities of components in omphacitic solid solutions.

- Contributions to Mineralogy and Petrology*, **105**: 446-453.
- HOLLISTER, L. S. (1966). Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, **154**: 1647-1651
- KROGH, E. J. (1988). The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**: 44-48.
- LAPPIN, M. A. & SMITH, D. C. (1981). Carbonate, silicate and fluid relationships in eclogites, Selje district and environs, SW Norway. *Transactions Royal Society Edinburgh: Earth Sciences*, **72**: 171-193.
- LAVRENT'ÉVA I. V. & PERCHUK, L. L. (1981). Phase correspondence in the system biotite-garnet: experimental data. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **310**: 179-182.
- MASSONNE, H. J. (1992). Thermochemical determination of water activities relevant to eclogitic rocks. In: Kharaka & Maest (eds) *Water-Rock Interaction*. Balkema, Rotterdam.
- MEDARIS, G. Jr.; JELINEK, E. & MISAR, Z. (1995). Czech eclogites: Terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy*, **7**: 7-28
- MENDIA, M. S., (1996). *Petrología de la unidad eclogítica del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España)*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, Bilbao, 463 pp.
- MENDIA, M. S., (2000). *Petrología de la unidad eclogítica del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España)*. Serie Nova Terra. Edicions do Castro, Grupo sargadelos. O Castro, Sada, A Coruña, **16**: 479 pp.
- O'BRIEN, P. J. (1993). Partially retrograded eclogites of the Munchberg Massif, Germany: records of a multi-stage Variscan uplift history in the Bohemian Massif. *J. Metamorphic Geol.*, **11**: 241-260.
- ORDÓÑEZ, B. (1998). Geochronological studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zone and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone [Ph.D. dissert.]: Zürich, Switzerland, *Eidg. Tech. Hochsch.*, **12,940**: 235 pp.
- PERCHUK, L. L. (1991). Derivation of a thermodynamically consistent set of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. In: L.L.Perchuk (ed): *Progress in Metamorphic and Magmatic Petrology*. Cambridge, pp.: 93-111.
- PEUCAT, J. J.; BERNARD-GRIFFITHS, J.; GIL IBARGUCHI, J. I.; DALLMEYER, R. D.; MENOT, P.; CORNICHE, J. & IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1990). Geochemical and geochronological cross-section of the deep Hercynian crust: the Cabo Ortegal high pressure nappe (NW Spain). *Tectonophysics*, **177**: 263-292.
- POWELL, R. (1985). Regression diagnostic and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metamorphic Geol.*, **3**: 231-243.
- ROBINSON, P. (1991). The eye of a petrographer, the mind of a petrologist. *American Mineralogist*, **76**: 1781-1810.
- SANTOS ZALDUEGUI, J. F.; SCHÄRER, U.; GIL IBARGUCHI, J. I. & GIRARDEAU, J. (1996). Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal ultramafic-mafic complex (NW Spain): U-Pb, Rb-Sr and Pb-Pb isotope data. *Chemical Geology*, **129**: 281-304.
- SMITH, D. C. (1988). A review of the peculiar mineralogy of the "Norwegian coesite-eclogite province", with crystal-chemical, petrological, geochemical and geodynamical notes and an extensive bibliography. In: Eclogites and eclogite-facies rocks. *Developments in Petrology*, **12**: 1-206.
- SPEAR, F. S. (1993). *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time-paths*. Mineralogical Society of America. Monograph. Washington, 779 pp.
- THOMPSON, A. B. & 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.
- THOMPSON, A.B. & RIDLEY, J.R. (1987). Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. Phil. *Transactions of the Geological Society of London*, **A-321**: 27-44 p.
- TRACY, R. J. (1982). Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. *Rev. Mineral*, **10**: 355-397.
- VALVERDE VAQUERO, P. & FERNANDEZ, F. J. (1996). Edad de enfriamiento U/Pb en rutilos del Gneis de Chimparra (Cabo Ortegal, NO de España). *Geogaceta*, **20** (2): 475-478.

VAN CALSTEREN, P. W. C.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N. A.; DEN TEX, E.; VERDURMEN, E. A. T. H. & VERSCHURE, R. H. (1979). Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian Orogen of NW Spain: Manifestations of a presumed Early Paleozoic Mantle-Plume. *Chem. Geol.*, **24**: 35-56.