

Metapelitas de alta presión de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes, NO del Macizo Ibérico)

High - pressure metapelites from the Santiago Unit (Ordenes Complex, NW of the Iberian Massif)

F.J. Rubio Pascual (*), R. Arenas (*) y F. Díaz García (**)

(*) Dpto. de Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense. 28040 Madrid, España.

(**) Dpto. de Geología. Universidad de Oviedo. 33005 Oviedo, España.

ABSTRACT

A high - pressure - low - to intermediate temperature eo - Hercynian metamorphic event characterizes the tectonothermal evolution of the Santiago Unit, in the western margin of the Ordenes Complex. P-T conditions for the mineral assemblages of the high - pressure event (which is essentially preserved as a very thin Si=S1 included in albite porphyroblasts in semipelitic schists) have been estimated at 493 ± 9 °C and 14.7 ± 0.7 kbar (minimum pressure). The development of the high - pressure metamorphism and the lacking of significant reequilibrium of their characteristic mineralogy, suggests that the unit (probably a fragment of the continental margin of Gondwana) has been uplifted immediately after undergoing subduction in the beginning of the Hercynian Orogeny.

Key words: metapelites, high - pressure eo - Hercynian metamorphism, mafic - ultramafic Allochthonous Complexes, Galicia.

Geogaceta, 13 (1993), 101-104
ISSN: 0213683X

Introducción

El Complejo de Ordenes (Fig. 1), el mayor de los Complejos Alóctonos con rocas máficas y ultramáficas que se encuentran en Galicia y norte de Portugal, está constituido por varias unidades apiladas que muestran historias tectonotermales diferentes. La unidad inferior del complejo se conoce como Unidad de Santiago (Martínez Catalán *et al.*, 1984; Díaz García, 1990), y en el sector que se

describe tiene una potencia algo inferior a 3 km. Contiene un conjunto de esquistos pelíticos y semipelíticos con un cuerpo estratiforme de ortogneises hacia la base (Gneis de Santiago; 470.8 ± 5.8 m.a., García Garzón *et al.*, 1981), junto con abundantes intercalaciones de anfibolitas y eclogitas fuertemente retrogradadas.

A escala de los complejos, la Unidad de Santiago fue incluida por Arenas *et al.* (1986) en la Unidad Basal de Meta-

sedimentos, Ortogneises y Metabasitas, y correlacionada con la Banda de Malpica - Tuy. Posteriormente, Díaz García (in press) ha sugerido que la correlación debe extenderse también a los materiales que afloran en el núcleo de los sinformes de Lalín y Forcarey; por lo que el conjunto constituye una extensa lámina alóctona, emplazada sobre los metasedimentos del Grupo de Paraño definido por Marquinez (1984). La unidad se interpreta como un fragmento del margen continental de Gondwana, que teniendo en cuenta la eclogitización local que muestran sus litologías, debió ser subducido al comienzo de la Orogenia Hercínica. Una edad eo - hercínica para el metamorfismo de alta presión, está avalada por la datación en 374 m.a. (Rb - Sr; Van Calsteren *et al.*, 1979) de las fengitas inmediatamente posteclogíticas de La Pioza (Banda de Malpica - Tuy).

La presente contribución describe las características del metamorfismo de alta presión en las metapelitas de la Unidad de Santiago. Un segundo traba-

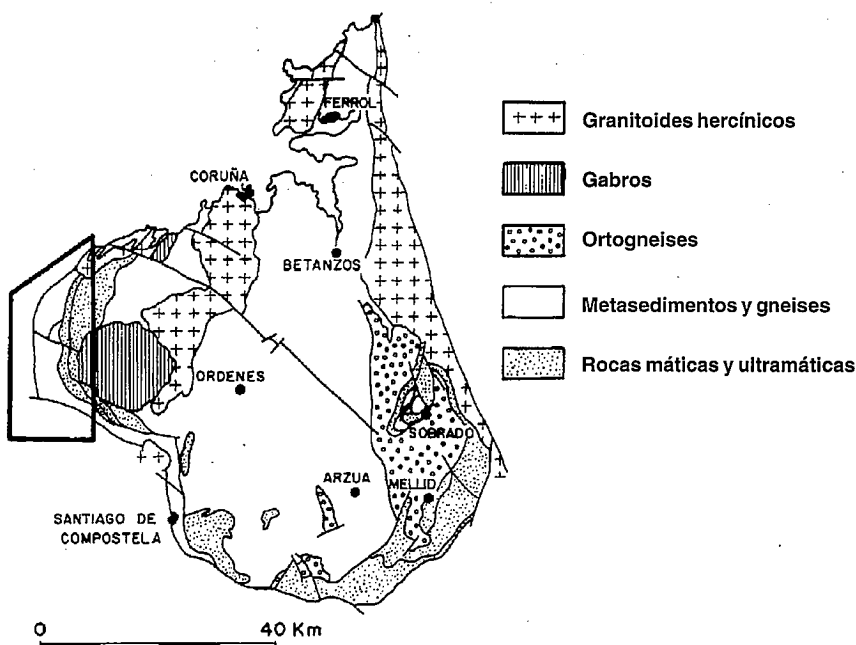


Fig. 1. — Mapa esquemático del Complejo de Ordenes (Martínez Catalán y Arenas, 1992) y situación del área estudiada.

Fig. 1. — Schematic map of the Ordenes Complex (Martínez Catalán and Arenas, 1992) and localization of the studied area.

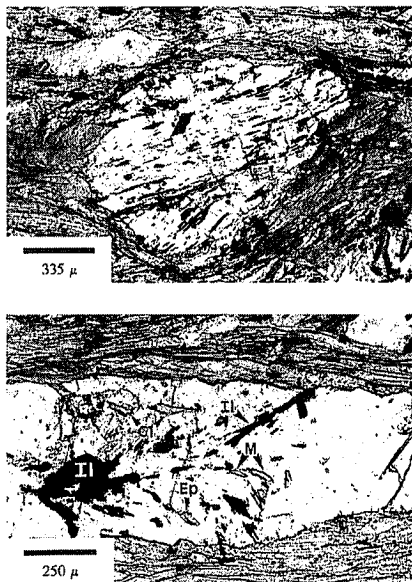


Fig.2. — a) Porfidoblasto de albita envuelto por la esquistosidad externa (S₂) y mostrando una esquistosidad interna (Si=S₁) formada por cristales de epidota, mica blanca, ilmenita y turmalina. b) S₁ schistosity microfolded and trapped inside an albite porphyroblast. It is constituted by ilmenite with some remnants of rutile (Il), white mica (M), chlorite (Cl) and epidote (Ep).

Fig.2.— a) Porphyroblast of albite surrounded by the external schistosity (S₂) and displaying an internal schistosity (Si=S₁) formed by crystals of epidote, white mica, ilmenite and tourmaline. b) S₁ schistosity microfolded and trapped inside an albite porphyroblast. It is constituted by ilmenite with some remnants of rutile (Il), white mica (M), chlorite (Cl) and epidote.

jo contenido en este mismo volumen analiza la evolución tectonotermal completa de la unidad, especialmente la historia descompresiva que sucede al máximo enterramiento.

Petrografía

Los esquistos de la Unidad de Santiago varían desde tipos pelíticos bastante puros hasta términos semipelíticos ricos en porfidoblastos de plagioclasa. La fábrica planar dominante en los esquistos es una esquistosidad de tipo schistosity (S₂), que se considera desarrollada durante el emplazamiento de la unidad en niveles corticales someros. La esquistosidad S₂ traspone y virtualmente borra a una esquistosidad anterior (S₁), originada durante el episodio de presurización de la unidad. La esquistosidad S₁ se conserva como escasos arcos de micas envueltos por la es-



Fig.3. — a) y b) Algunos detalles de la S₁ incluida en dos porfidoblastos diferentes de albita. Cl, clorita; Ep, epidota; G, granate I; Il, ilmenita; M, mica blanca; Ru, rutilo.

Fig.3 — a) and b) Some details of the schistosity S₁ included in two different porphyroblasts of albite. Cl, chlorite; Ep, epidote; G, garnet I; Il, ilmenite; M, white mica; Ru, rutile.

quistosidad S₂, y como una finísima esquistosidad relictas encerrada en porfidoblastos de granate (granate de tipo II; Hilgen, 1971) y, sobre todo, de albita, ambos desarrollados al comienzo de la segunda fase de deformación (F₂).

Los porfidoblastos de albita (2 - 8 mm) incluyen una esquistosidad S₁ recta o microplegada (Fig. 2). Está constituida por finos cristales de fengita (mica blanca de tipo 1), clorita de tipo 1, pequeños (0.10 mm) granates idiomorfos de tipo I (Hilgen, 1971), acículas de epidota, pequeños granos de rutilo que hacia los bordes del porfidoblasto hospedador pasan a ser laminillas de ilmenita, turmalina, cuarzo y ocasionalmente apatito (Fig. 3). Esta mineralogía representa la paragénesis más antigua conservada en los esquistos, que consideramos representativa del episodio de mayor presión M1. En las distintas composiciones, la presencia de granate a un grado inferior al de aparición de biotita implica una evolución bajo un gradiente de alta presión.

Mineraloquímica

Los datos microanalíticos de once muestras de esquistos fueron obtenidos

en la Universidad de Montpellier II con una microsonda electrónica CAME-BAX de cuatro canales, usándose patrones del BRGM francés y siguiéndose el método de correcciones ZAF. Se describirá aquí únicamente la composición de las fases minerales relacionadas con el episodio de alta presión. Por ello, todos los datos están referidos a microinclusiones en los porfidoblastos de albita y a la propia plagioclasa hospedadora.

La plagioclasa que forma los porfidoblastos con una S₁ relictas es una albita prácticamente pura (An < 3%), aunque los bordes, en especial aquellos carentes de microinclusiones, pueden presentar composiciones algo más básicas.

El granate de tipo I es un almandino rico en espesartina. La composición media de sus centros es Alm_(41.90) Esp_(36.40) Gro_(16.40) And_(3.30) Pir_(2.00), siendo la de los bordes Alm_(61.90) Gro_(15.40) Esp_(13.00) And_(4.90) Pir_(4.80). Su zonado presenta una evolución progradada, creciente para FeO y MgO, decreciente para el MnO y con menor variación para el CaO (Fig. 4a, b y c).

La mica blanca es una fengita (mica blanca de tipo 1) con contenido moderadamente alto en Si (en torno a 3.3 c.f.u.), MgO (2.35%) y FeO (4.35%), y una baja relación Na/(Na+K), menor de 0.1. Su proyección en el diagrama de Miyashiro (1973) muestra un agrupamiento dentro del campo de las fengitas de la facies de los esquistos azules (Fig. 4d), en condiciones de baja temperatura y posible alta presión, análogo al encontrado por Díaz García (1987 y 1990) para sus equiparables moscovitas A. La clorita de tipo 1 es una ripidolita con bajos contenidos en Al y una alta relación Fe/(Fe+Mg) de 0.50 ± 0.05. Por último, la epidota alcanza altos contenidos en molécula de pistacita (23.68 - 29.04%), mientras que los óxidos de Fe - Ti son rutilos o ilmenitas pobres en moléculas de hematites y pirofanita.

Termobarometría

Las temperaturas más consistentes para el episodio de alta presión M1 fueron las obtenidas mediante el geotermómetro granate - moscovita de Hynes y Forest (1988), en concreto con su calibración dependiente de la presión (ecuación 10 de los autores). Se emplearon pares de mica blanca de tipo 1 y granate I incluidos en los mismos blastos de albita, utilizándose la composición del borde del granate para obtener las temperaturas máximas y una com-

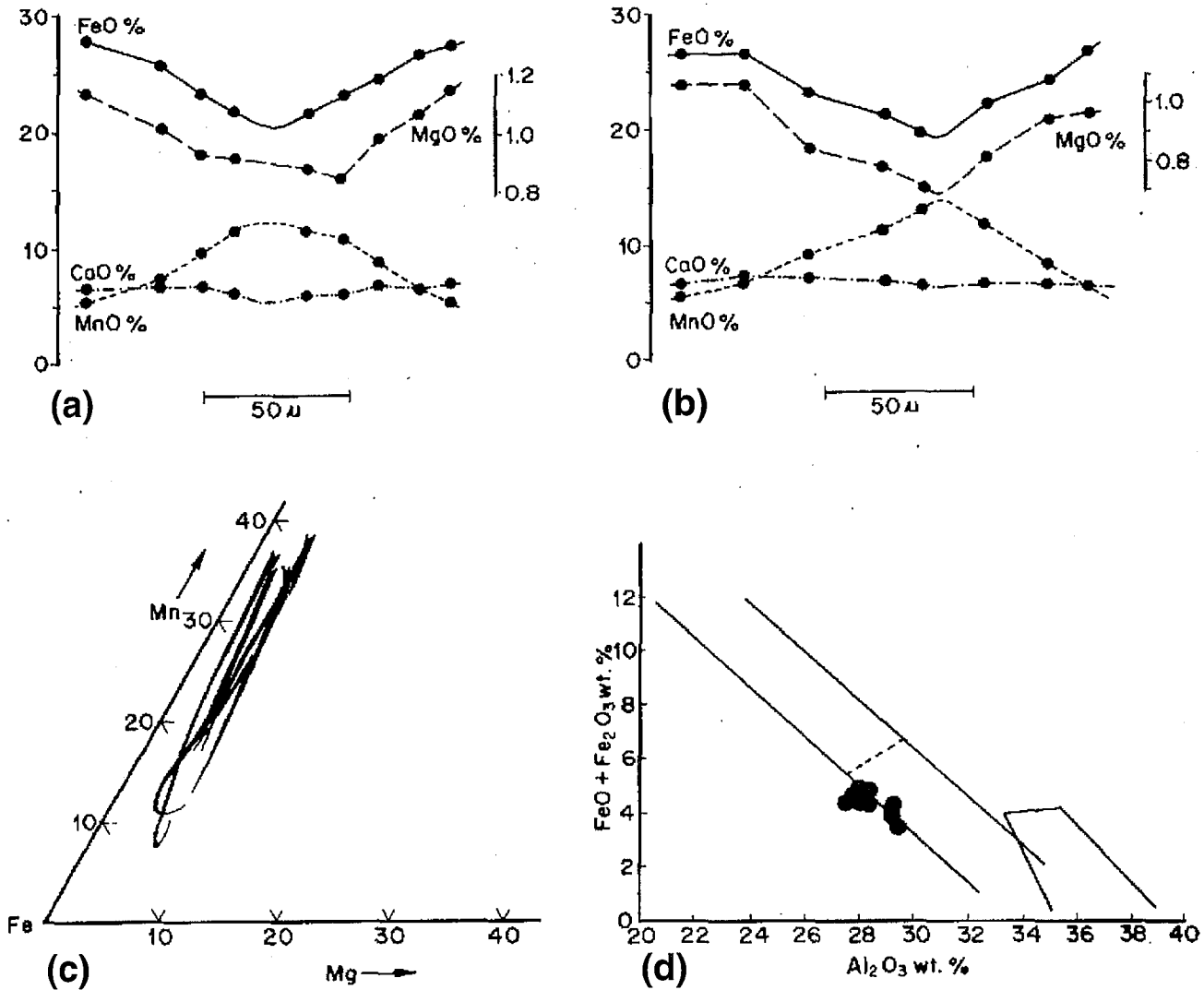


Fig.4. - a) y b) Perfiles composicionales de dos granates de tipo I. c) Diagrama Mn - Fe - Mg mostrando pautas de evolución de granates de tipo I. d) Proyección de las fengitas incluidas en porfiroblastos de albita en el diagrama de Miyashiro (1973).

Fig.4. - a) and b) Concentration profiles of two type I garnets. c) Mn - Fe - Mg diagram showing compositional trends of type I garnets. d) Projection of the phengites included in porphyroblasts of albite in the diagram of Miyashiro (1973).

posición intermedia del granate junto a la misma mica blanca para obtener temperaturas mínimas. Como rectas finales se emplearon las medias de los valores obtenidos, en virtud de su baja dispersión, con un resultado de $475 \pm 8 \pm ^\circ\text{C}$ y $500 \pm 8 \pm ^\circ\text{C}$ a 7.5 y 17 kbar, respectivamente.

Otros termómetros granate - fengita, como la ecuación 9 de Hynes y Forest (1988) y las calibraciones de Krogh y Råheim (1978) y Green y Hellman (1982), proporcionan resultados menos consistentes con la mineralogía de los esquistos. Por otra parte, la aplicación

del geotermómetro granate - clorita de Ghent *et al.*, (1987) sobre pares granate I - clorita 1, incluidos en los mismos blastos de albita, da lugar a temperaturas demasiado bajas, inferiores a los $400 \text{ }^\circ\text{C}$, por lo que sus resultados han sido desestimados. Sin embargo, la utilización del solvus moscovita - paragonita (Eugster *et al.*, 1972) muestra temperaturas mínimas en torno a los $415 - 450 \text{ }^\circ\text{C}$, lo que resulta coherente con los valores aceptados.

En cuanto a la barometría de los esquistos, las presiones obtenidas con el barómetro de Massone y Schreyer (1987) deben considerarse como míni-

mas, dada la ausencia de feldespato potásico y biotita en la paragénesis de M1. Las presiones que se consideran más ajustadas son las calculadas con el barómetro granate - rutilo - ilmenita - plagioclasa - cuarzo (GRIPS) de Bohlen y Liotta (1986), utilizándose composiciones de borde del granate. El modelo de actividad - composición empleado para el granate fue el de Hodges y Spear (1982) y para la anortita el de Hodges y Royden (1984); para la ilmenita se empleó un modelo de mezcla ideal. Los resultados obtenidos oscilan entre 13.8 y 15.2 kbar a $482 - 485 \text{ }^\circ\text{C}$ y 14.2 - 15.6 kbar a $500 - 504 \text{ }^\circ\text{C}$, para los límites in-

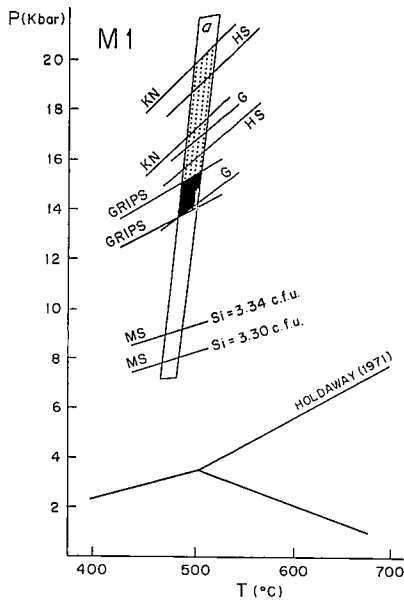


Fig. 5. — Termobarometría del evento metamórfico de alta presión M1. Termómetro: a, granate - moscovita de Hynes y Forest (1988). Barómetros: MS, Massone y Schreyer (1987); GRIPS, Bohlen y Liotta (1986); G, Ghent (1976) (GASP); HS, Hodges y Spear (1982) (GASP); KN, Newton y Haselton (1981) con la corrección de Koziol y Newton (1988) (GASP).

Fig. 5. — Thermobarometry of the high - pressure metamorphic event M1. Thermometer: a, garnet - muscovite of Hynes and Forest (1988). Barometers: MS, Massone and Schreyer (1987); GRIPS, Bohlen and Liotta (1986); G, Ghent (1976) (GASP); HS, Hodges and Spear (1982) (GASP); KN, Newton and Haselton (1981) with the correction of Koziol and Newton (1988) (GASP).

ferior y superior del termómetro, respectivamente (Fig. 5).

La aplicación del barómetro GRIPS se ha realizado asumiendo que: a) la albíta es una fase estable durante M1, en equilibrio con las microinclusiones que encierra el blasto; b) el rutilo y la ilmenita eran fases coexistentes en el de su atrapamiento por el porfidoblasto. Tanto si la primera cristalización de albíta es posterior al cierre del sistema formado por la esquistosidad interna (cristalización inducida por la descompresión; Jamieson y O'Beirne - Ryan, 1991), como si la transformación de rutilo a ilmenita ocurriera después del atrapamiento del primer mineral en el porfidoblasto, habría que considerar como mínimas las presiones obtenidas, y por tanto el

pico bórico de la Unidad de Santiago quedaría aún a mayor presión. Estas consideraciones son particularmente correlacionables con el hecho de que el empleo de varias calibraciones del barómetro granate - plagioclasa - Al_2SiO_5 - cuarzo (GASP), asumiendo la estabilidad de distena, aporta intervalos de presiones mutuamente consistentes pero superiores a las de GRIPS (Fig. 5). Así, las de Hodges y Spear (1982) y Newton y Haselton (1981) con la corrección de Koziol y Newton (1988) incrementan, considerando valores medios, en 2.8 y 3.5 kbar respectivamente el polígono de error generado con GRIPS; y únicamente la calibración de Ghent (1976) muestra un área de intersección con el último barómetro.

Discusión

Las condiciones P-T obtenidas para el evento tectonometamórfico de alta presión y baja - media temperatura en la Unidad de Santiago, mediante el estudio termobarométrico de microinclusiones en porfidoblastos de albíta de los esquistos, son de $493 \pm 9^\circ C$ y 14.7 ± 0.7 kbar (presión mínima); representando una presurización bajo un gradiente de $9.9^\circ C/km$. Esta presurización debió transcurrir a temperaturas inmediatamente superiores a las del campo de estabilidad de la facies de los esquistos azules, ya que no se produjo una recristalización en condiciones de esta facies, sino que las primeras paragénesis que se encuentran son características de la facies de las eclogitas o transicionales a ella.

La evolución metamórfica inicial en condiciones de alta presión de la Unidad de Santiago (probablemente un fragmento del margen continental de Gondwana; Arenas *et al.*, 1986), indica que este conjunto fue subducido en tiempos eo-hercínicos. La preservación, al menos parcial, de paragénesis de moderada temperatura desarrolladas a más de 55 km de profundidad, sugiere que un sector del margen subducido fue exhumado rápidamente, poco después de ser presurizado, durante el desarrollo del segundo de los episodios deformativos que se reconoce en la unidad; este episodio es el responsable de la fábrica planar dominante en los esquistos (S_2) y de la fuerte obliteración de la fábrica (S_1) y asociaciones minerales del episodio de alta presión.

Referencias

Arenas, R.; Gil Iburguchi, J.I.; González Lodeiro, F.; Klein, E.; Martínez Catalán, J.R.; Ortega Girones, E.; Pablo Maciá, J.G. de & Peinado, M. (1986): *Hercynica*, II, 2, 87 - 110.
 Bohlen, S.R. & Liotta, J.J. (1986): *Jour. Petrol.*, 27, 5, 1025 - 1034.
 Calsteren, P.W.C. Van; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Priem, H.N.A.; Tex, E. Den; Verdurmen, E.A.T.H. & Verschure, R.H. (1979): *Chem. Geol.*, 24, 35 - 56.
 Díaz García, F. (1987): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 261 - 273.
 Díaz García, F. (1990): *Nova Terra, Eds. do Castro, Sada, La Coruña*, 3, 230 p.
 Díaz García, F. (in press): Sometido a *Rev. Soc. Geol. España*.
 Eugster, H.D.; Albee, A.L.; Bence, A.E.; Thompson, J.B. Jr. & Waldbaum, D.R. (1972): *Jour. Petrol.*, 13, 1, 147 - 179.
 García Garzón, J.; Pablo Maciá, J.G. de & Llamas Borrajo, J.F. (1981): *Bol. Geol. Min.*, 92, 463 - 466.
 Ghent, E.D. (1976): *Amer. Miner.*, 61, 710 - 714.
 Ghent, E.D.; Stoutz, M.Z.; Black, P.M. & Brothers, R.N. (1987): *Jour. Metamorphic Geology*, 5, 239 - 254.
 Green, T.H. & Hellman, P.L. (1982): *Lithos*, 15, 253 - 266.
 Hilgen, J.D. (1971): *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet., Amsterdam*, 74, 4, 298 - 407.
 Hodges, K.V. & Spear, F.S. (1982): *Amer. Miner.*, 67, 1118 - 1134.
 Hodges, K.V. & Royden, L. (1984): *Jour. Geophys. Res.*, 89, 7077 - 7090.
 Holdaway, M.J. (1971): *Amer. Jour. Sci.*, 271, 97 - 131.
 Hynes, A. & Forest, R.C. (1988): *Jour. Metamorphic Geology*, 6, 297 - 309.
 Jamieson, R.A. & O'Beirne - Ryan, A.M. (1991): *Jour. Metamorphic Geology*, 9, 433 - 439.
 Koziol, A.M. & Newton, R.C. (1988): *Amer. Miner.*, 73, 216 - 223.
 Krogh, E.J. & Råheim, A. (1978): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 75 - 80.
 Marquín, J.L. (1984): *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 100, 231 p.
 Martínez Catalán, J.R.; Klein, E.; Pablo Maciá, J.G. de & González Lodeiro, F. (1984): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7, 139 - 210.
 Martínez Catalán, J.R. & Arenas, R. (1992): *Geogaceta*, 11, 108 - 111.
 Massone, H.J. & Schreyer, W. (1987): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212 - 224.
 Miyashiro, A. (1973): *George Allen & Unwin Ltd., London*, 492 p.
 Newton, R.C. & Haselton, H.T. (1981): *In: Newton, R.C.; Navrotsky, A.; Wood, B.J. (Edits.). Springer - Verlag, New York*, 131 - 147.