

topos abiertos y secos (Aldana, 1991). En las localidades del Interior de la Península por el contrario, la persistencia del dichos esciurópteros terrestres y la ausencia de esciurópteros, según los datos de Van de Weerd y Daams (1978) y Cuenca (1986) entre otros, hacen pensar en el predominio de biotopos abiertos y secos. Las diferencias de distribución de los esciurópteros entre localidades del Interior y del Mediterráneo, es congruente con la subdivisión en dos provincias biogeográficas de la Península Ibérica, cuyo reconocimiento fue puesto de manifiesto en Agustí (1978, 1981, 1990) y posteriormente confirmado en los trabajos de Alberdi *et al.* (1981) y García-Moreno (1987).

#### Referencias

- Agustí, J. (1978). *Acta Geol. Hisp.* 13: 137-141.
- Agustí, J. (1981): Tesis. Univ. de Barcelona.
- Agustí, J. (1982): *Acta Geol. Hisp.*, 17 (1-2): 21-26.
- Agustí, J. (1990): *European Neogene Mammal Chronology*, p. 375-404. Lindsay *et al.*, Eds. New York.
- Agustí, J. *et al.*, (1984): *Paleobiol. Continent.*, XIV 2: 33-46.
- Alberti, M. T. *et al.* (1981): *Estudios Geol.*, 37: 503-511.
- Aldana Carasco, E. J. (1991): Tesis. Univ. Autónoma de Barcelona.
- Bruijn, H. de y Motzer, J. G. (1974): *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* B 77: 129-145.
- Cuenca, G. (1986): Tesis. Univ. de Zaragoza.
- Daams, R. (1977): *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, B 80 (5): 356-359.
- García-Moreno, E. (1987): Tesis, Univ. de Madrid.
- Mein, P. (1970): *Geobios.* 3 (3): 7-77.
- Mein, P. (1975): Report on activity of the RCMNS Working groups: 78-81. Bratislava.
- Villata, J. F. (1950): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 48 (1): 53-60.
- Van de Weerd, A. y Daams, R. (1978): *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.* B 81 (4): 448-473.

Recibido el 3 de septiembre de 1991  
Aceptado el 25 de octubre de 1991

# Los granates de rocas metapelíticas de la Región Central Española: implicaciones en el origen de granates en granitoides

## *Garnets of metapelitic rocks in the Spanish Central Region: constraints on the origin of garnets in granitoids*

C. Villaseca y L. Barbero

Dpto. Petrología y Geoquímica. Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

#### ABSTRACT

*The differences in garnet composition of three grade-metamorphic zones of Central Hercynian Belt, can be used to estimate the thermobaric conditions of the rocks. The unusual garnet composition in granulite xenoliths of alkaline dikes suggest a younger granulite episode linked with the late-hercynian granite generation. The restitic origin of garnets in some granitoids of this region is also argued.*

**Key words:** Garnet composition, pelites, Hercynian Iberian Belt.

*Geogaceta*, 11 (1992), 116-119.  
ISSN: 0213683X

#### Introducción

El área de estudio es la Región Central Española entendiendo como tal el extremo oriental del Sistema Central Español (Sierra de Guadarrama s.l.) y el sector septentrional de los Montes de Toledo, es decir, la parte más oriental de la Zona Centroeuropea del orógeno Hercínico (fig. 1).

En este segmento hercínico afloran diversos materiales de edad paleozoica o previa (fig. 1). Los materiales metamórficos de edad Arenigiense o posterior no suelen presentar granate por su

bajo grado de recristalización (López Ruiz *et al.*, 1975). Así, pues, los dos grandes conjuntos litoestratigráficos que presentan cantidades variables de este mineral son: los materiales metamórficos preordovícicos y los granitos hercínicos (fig. 1). Los materiales preordovícicos son fundamentalmente de dos tipos: ortoneises metagraníticos variados y metasedimentos, predominantemente pelíticos, que alternan con niveles de menor potencia de composición cuarcítica, metacarbonatada o semipelítica (Bellido *et al.*, 1981).

En este trabajo se pretende abordar

el estudio de los cambios de composición del granate en rocas metapelíticas que han sufrido diverso grado de metamorfismo durante la orogénesis hercínica y comparar su composición con la de los que accesoriamente aparecen en algunos granitoides, interpretados como fases restíticas residuales del área de fusión.

#### Características de las rocas metapelíticas

Se han distinguido tres grandes

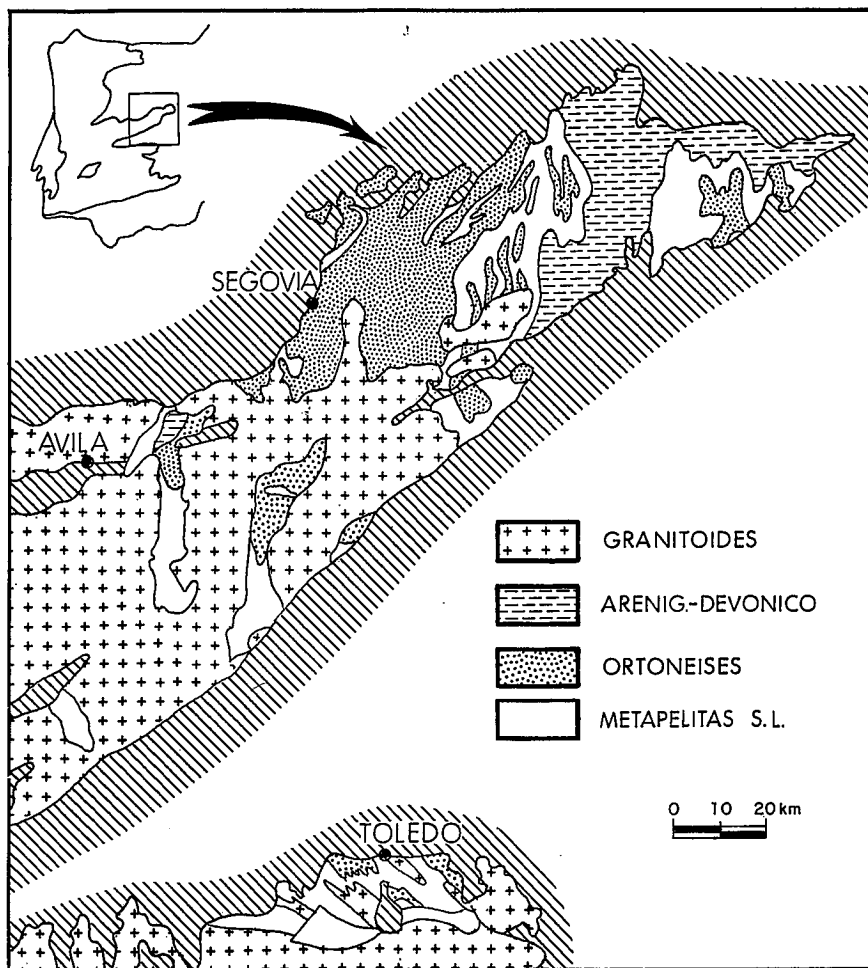


Fig. 1.—Esquema cartográfico de los principales litotipos de la Región Central Española (Zona Centro-Ibérica Hercínica).

Fig. 1.—Geological sketch of the main lithotypes of the Spanish Central Region (Hercynian Central-Iberian zone).

y en el Complejo Plutono-migmatítico de Toledo, en facies de anfibolitas y granulitas (Villaseca, 1983; Barbero y Villaseca, 1992).

— Grupo 3: Metapelitas expatriadas. Son las metapelitas de la corteza inferior, infrayacentes a los materiales hercínicos aflorantes, y que aparecen como xenolitos en lamprófidos alcalinos y diabasas del Mesozoico Inferior, siempre en paragénesis granulíticas (Villaseca y Nuez, 1986).

Las rocas metapelíticas estudiadas presentan siempre una composición marcadamente peraluminica ( $Al_2O_3=16-28\%$ ) y tienen relaciones  $K/Na > 1$ , características típicas de pelitas (fig. 2). Las concentraciones de  $CaO$  y  $MnO$  son menores a 1,50% y 0,15%, respectivamente, salvo excepciones. Así pues, todas las metapelitas estudiadas son químicamente muy parecidas, salvo ligeras variaciones en la relación  $MgO/(MgO+FeO)$  que presenta valores de 0,4 a 0,5 en las rocas catazonales mientras que en las rocas epi-mesozonales es de 0,20 a 0,58. No obstante, la relación  $MgO/FeO$  de

grupos de materiales pelíticos atendiendo al grado de metamorfismo que han sufrido, siendo en todos ellos común la presencia del par mica coloreada/granate así como cantidades variables de cuarzo +/- plagioclasa y fases accesorias.

— Grupo 1: Metapelitas epi-mesozonales. Afloran más extensamente en el sector oriental de la Sierra de Guadarrama, en facies de los esquistos verdes y también en facies de las anfibolitas (López Ruiz *et al.*, 1975).

— Grupo 2: Metapelitas catazonales. Aparecen generalmente en el sector central de la Sierra de Guadarrama

Fig. 2.—Composición química de las metapelitas del sector en un diagrama (Al/3-K)-(Al/3-Na), con campos de metasedimentos según De La Roche (1968). Los análisis de las metapelitas epi-mesozonales provienen de López-Ruiz *et al.* (1975); de las metapelitas catazonales de Villaseca (1983) y Barbero (inéditos); de las granulitas expatriadas de Villaseca y Nuez (1986).

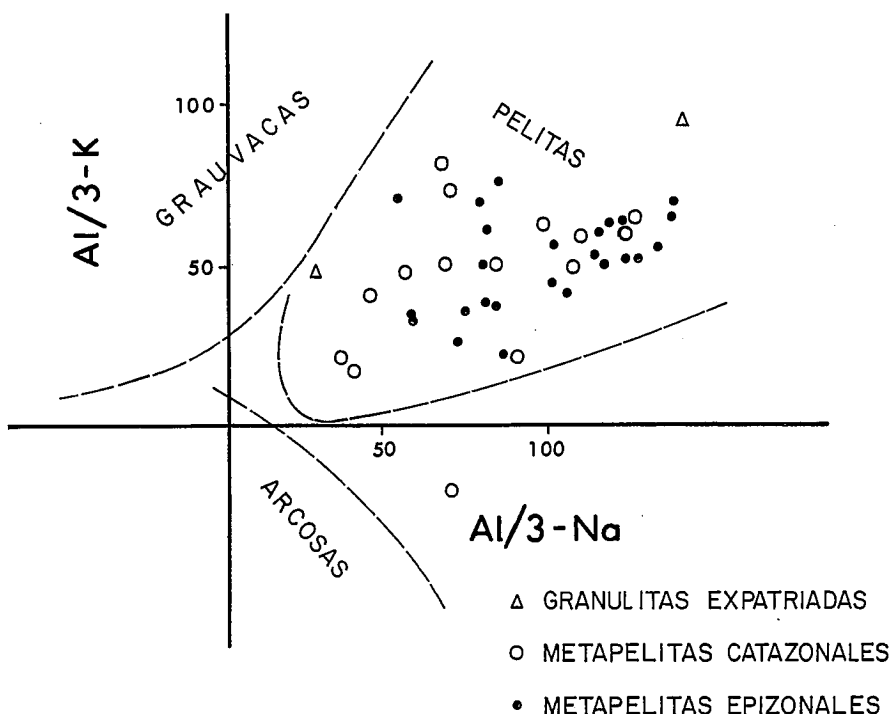


Fig. 2.—Chemical composition of pelites on (Al/3-K) vs (Al/3-Na) diagram with metasedimentary fields after De La Roche (1968). Data sources are from López Ruiz *et al.* (1975) for epi-mesozonal types; Villaseca (1983) and Barbero (unpubl.) for catazonal types; Villaseca and Nuez (1986) for granulitic xenoliths.

la roca no parece controlar la del granate, pues es en los tipos catazonales donde aparecen las mayores diferencias en piropo/almandino de los granates estudiados.

**Composición de los granates en metapelitas**

Una característica común a las rocas metapelíticas preordovícicas de la Región Central Española es la presencia de granate en proporciones variables, en paragénesis y equilibrio textural con el resto de los minerales fundamentales de la roca (metapelitas de los grupos 1 y 3), y otras veces corroído o reaccional (metapelitas catazonales del grupo 2).

El campo global del quimismo de estos granates se muestra en el dia-

grama almandino-piropo-espesartina (fig. 3). El contenido en grosularia es normalmente inferior al 5%, salvo en metapelitas del grupo 1 que puede alcanzar un 13-17% en los tipos de bajo grado metamórfico sin plagioclasa o del principio del grado medio con plagioclasa poco cálcica (análisis 1 y 19-21, respectivamente, López Ruiz *et al.*, 1975).

En líneas generales se pueden distinguir tres dominios composicionales que corresponden a los grupos definidos:

— Un conjunto de granates epi-mesozonales que son los que admiten mayores concentraciones (hasta el 20%) de espesartina (y grosularia), y las menores de piropo, normalmente <5% (fig. 3). Estos granates suelen presentar un zonado normal (López Ruiz *et al.*, op. cit.; Casquet y Navi-

dad, 1985), es decir progrado, con disminución de Ca y Mn hacia el borde y enriquecimiento relativo de Fe y Mg. Este tipo de granates coincide, a grandes rasgos, con los granates que accesoriamente aparecen en rocas más cuarzofeldespáticas (ortogneises metagraníticos), abundantes en las zonas de alto grado metamórfico del sector, aunque en ellos no se tiene constancia de la presencia de un zonado directo (fig. 3b).

— Un conjunto de granates catazonales, pobres en componente espesartínico y con proporciones de piropo que varían normalmente entre el 10-25%. Presentan zonados claramente inversos, es decir con disminución del contenido en Mg hacia el borde y aumento correlativo del Fe y Mn (Casquet y Navidad, op. cit.; Barbero, inédito). Este zonado puede de-

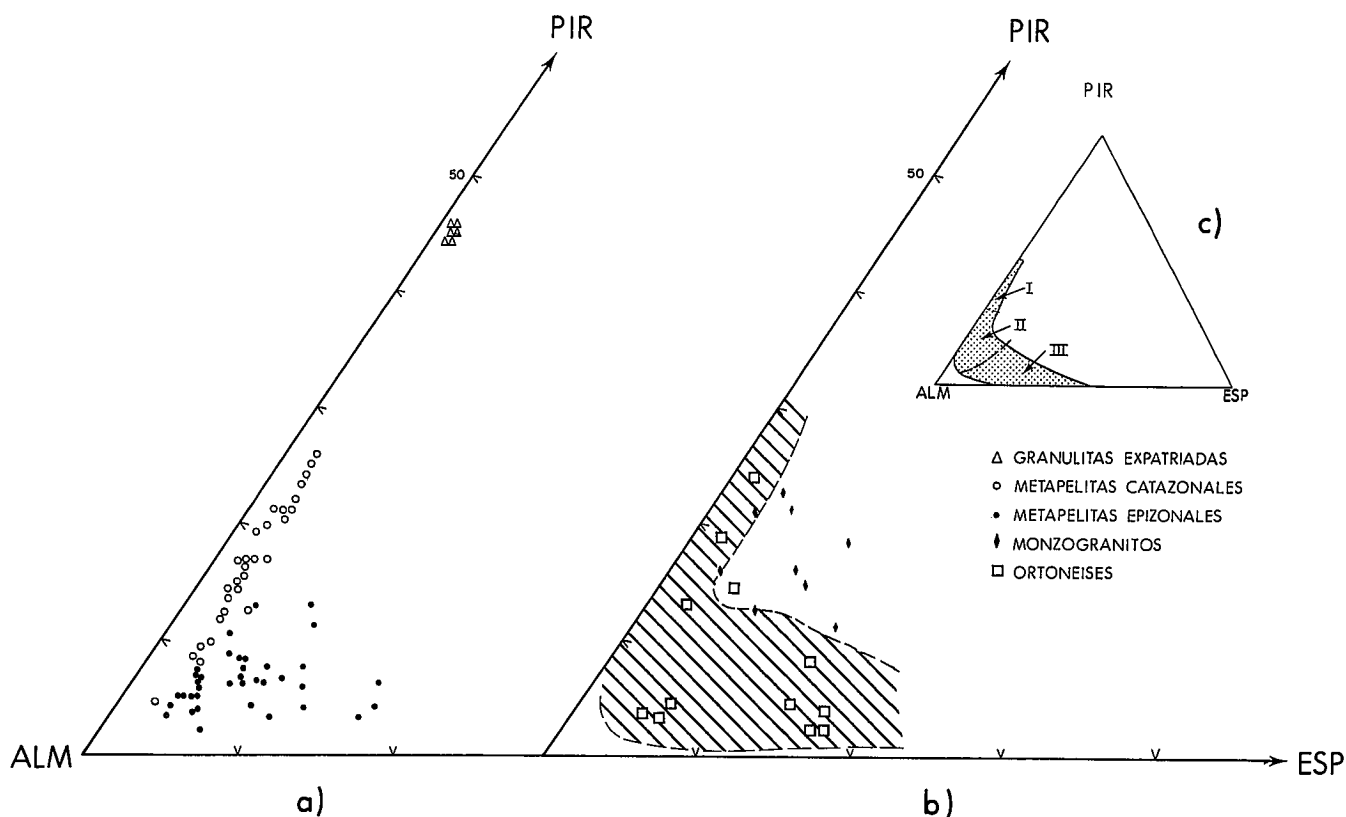


Fig. 3.—Diagrama almandino-piropo-espesartina de los granates estudiados. En el triángulo (a) se han proyectado los granates de metapelitas epi-mesozonales (López Ruiz *et al.*, 1975), catazonales (Villaseca, 1983; Barbero, inédito) y de los xenolitos granulíticos en diques alcalinos (Villaseca y Nuez, 1986). En el triángulo (b) se han proyectado los granates de ortogneises en áreas de alto grado metamórfico (Villaseca, 1983) y los granates que aparecen en monzogranitos con enclaves (Casillas, 1989; Andonaegui, 1990). El campo rayado corresponde a los tipos metapelíticos de la figura (a). El triángulo (c) insertado es una simplificación de los campos generales de composición de granates en metapelitas según condiciones termobáricas de crecimiento (Chenevoy y Ravier, 1989). Campo I.-facies granulítica de alta presión; II.-facies granulítica de baja presión y anfíbolitas de alto grado metamórfico; III.-facies con moscovita estable.

Fig. 3.—Almandine-pyrope-spessartine garnets plot. Diagram (a) show garnets from different pelites types; epi-mesozozone (López Ruiz *et al.*, 1975), catazone (Villaseca, 1983; Barbero, unpubl.), xenoliths in alkaline dikes (Villaseca and Nuez, 1986). Diagram (b) show garnets from catazonal orthogneises (Villaseca, 1983) and from monzogranitic plutons (Casillas, 1989; Andonaegui, 1990). Shaded field are garnets of figure (a). Inset diagram show the chemical variability of pelitic garnets under different thermobaric conditions (Chenevoy and Ravier, 1989). I.-High-pressure granulites; II.-Low-pressure granulites and high-grade amphibolite; III.-muscovite zones.

berse al carácter claramente metaestable del granate que se transforma en paragénesis de menor presión, con cordierita, fase más magnésica (López Ruiz *et al.*, op. cit.; Ibarra y Martínez, 1982; Jones y Brown, 1990).

— Un conjunto de granates granulíticos, muy ricos en piropro (40-50%), que sólo aparecen en xenolitos en los diques básicos alcalinos y que corresponden a paragénesis de mayor presión que los tipos precedentes. Estos granates no presentan zonado importante (Villaseca y Nuez, 1986).

En resumen, se observa un cambio significativo en la composición del granate de las rocas pelíticas según sea la intensidad del metamorfismo sufrido, hecho éste que quedó oscurecido en los trabajos previos por la diversidad de protolitos en estudio (López Ruiz y García Cacho, 1974; López Ruiz *et al.*, 1975). Este aspecto, que coincide con el de otras áreas orogénicas (Tracy, 1982) ha sido utilizado recientemente por Chenevoy y Ravier (1989), para manifestar que la composición del granate en tipos metapelíticos sirve de estimación de las condiciones termobarométricas del metamorfismo sufrido por la roca (fig. 3c).

La composición algo exótica y la diferente historia evolutiva de los granates de metapelitas granulíticas expatriadas, apunta la existencia de granulitas policíclicas o, al menos, de metamorfismos granulíticos de edad diferente. Los granates de estos tipos de mayor presión no muestran la historia descompresiva típica del pico metamórfico hercínico del área. Este hecho unido a datos geoquímicos e isotópicos en otras granulitas expatriadas en rocas alcalinas recientes en área hercínica europea (Pin y Vielzeuf, 1983; Downes *et al.*, 1990), plantea la posibilidad de una granulitización más joven de la corteza inferior hercínica, ligada a la fusión cortical importante, de edad tardi-posthercínica (Ibarra *et al.*, 1987), que genera los grandes batolitos graníticos del sector.

### Problemática del origen de los granates en granitoides

En trabajos recientes sobre petro-

génesis de granitoides del sector se cita la presencia de granates probablemente restílicos en algunos batolitos monzograníticos aluminio-cafélicos (Casillas, 1989; Andonaegui, 1990). Así como sobre los granates de la serie almandino-espesartina que aparecen en granitos más ácidos y leucogranitos no se discute su origen magmático (Aparicio *et al.*, 1983) sí se plantean otras alternativas en granitoides poco fraccionados de tendencia granodiorítica que presentan granates más ricos en molécula de piropro. Aún así, estos granates suelen tener contenidos mayores en espesartina (3,5-13%) y también, pero menos notable, en grosularia (2-6%) con respecto a los de tipos metapelíticos y cuarzofeldespáticos catazonales de igual relación Fe/Mg (fig. 3b). Esto puede indicar que, o bien los litotipos en los que intruyen los granitoides no son de composición química parecida a los que fundieron en el origen de los granitos, o bien no se trata de granates estrictamente residuales. Es interesante resaltar que en tipos graníticos más fuertemente peraluminicos y con una más clara participación de material restílico en su génesis sí aparecen granates pobres en espesartina (normalmente <5%) de composición idéntica a los de metapelitas de alto grado (Plank, 1987; Barbero y Villaseca, 1992).

### Conclusiones

Los granates con contenido en molécula de espesartina superior al 7% no son frecuentes en rocas metamórficas catazonales de composición variada (metasedimentos, ortoneises). De ello se deduce que la presencia de granates ricos en Mn en magmas graníticos peraluminicos puede no ser debida a un origen restílico, pues, los protolitos corticales más comúnmente involucrados en la génesis de granitoides no los presentarían en condiciones de anatexia. El origen más probablemente magmático de los mismos estaría de acuerdo con estudios experimentales y petrogenéticos en los que se observa el papel favorecedor del Mn en la estabilidad de los granates ígneos (ver recopilación reciente en Drummond *et al.*, 1988).

### Agradecimientos

Queremos agradecer a R. Arenas la revisión crítica de un manuscrito previo que ha mejorado significativamente el contenido del trabajo. Este artículo se inserta en las líneas de investigación de los proyectos 1329 UCM y PB88-0117 de la CICYT.

### Referencias

- Andonaegui, P. (1990): Tesis Doctoral U.C.M., 365 pp.
- Aparicio, A.; Bellido, F.; Brandle, J. L.; García Cacho, L. y Santos, V. (1983): *Estudios Geol.*, 39, 271-306.
- Bellido, F.; Capote, R.; Casquet, C.; Fúster, J. M.; Navidad, M.; Peinado, M. y Villaseca, C. (1981): *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 15-51.
- Barbero, L. y Villaseca, C. (1992): *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Scie.* 83 (in press).
- Casillas, R. (1989): Tesis Doctoral U.C.M., 316 pp.
- Casquet, C. y Navidad, M. (1985): *Rev. Real Acad. C. Exact. Físicas y Naturales*, 79, 523-548.
- Chenevoy, M. y Ravier, J. (1989): *Bull. Soc. Geol. France*, 189, V-2, 295-307.
- De la Roche, H. (1968): *C.R. Acad. Sc. Paris*, 267, 39-42.
- Downes, H.; Dupuy, C. y Leyreloup, A. F. (1990): *Chem. Geol.*, 83, 209-231.
- Drummond, M. S.; Wesolowski, D. y Allison, D. (1988): *J. Petrol.*, 29, 869-897.
- Ibarra, J. G. y Martínez, F. J. (1982): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 14-24.
- Ibarra, E.; Villaseca, C.; Vialette, Y.; Fúster, J. M.; Navidad, M.; Peinado, M. y Casquet, C. (1987): En Bea *et al.*, editores, Ed. Rueda. 377-383.
- Jones, K. A. y Brown, M. (1990): *Jour. Metamorphic. Geology*, 8, 551-578.
- López Ruiz, J. y García Cacho, L. (1974): *Chem. Geol.*, 13, 269-283.
- López Ruiz, J.; Aparicio, A. y García Cacho, L. (1975): *Mem. Inst. Geol. Min. España.*, 86, 127 pp.
- Pin, C. y Vielzeuf, D. (1983): *Tectonophysics*, 93, 47-74.
- Plank, T. (1987): *Amer. Miner.*, 72, 681-688.
- Tracy, R. J. (1982): *Reviews in Mineralogy*, 10, 355-397.
- Villaseca, C. (1983): Tesis Doctoral, U.C.M., 331 pp.
- Villaseca, C. y Nuez, J. (1986): *Estudios Geol.*, 42, 69-77.

Recibido el 1 de octubre de 1991  
Aceptado el 25 de octubre de 1991