

## Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora).

A. SEBASTIÁN y F. J. MARTÍNEZ

Departamento de Geología (Petrología). Universidad Autónoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Barcelona.

### RESUMEN

El estudio de la zonación en los granates de gneises pelíticos pertenecientes al núcleo del domo del Tormes indica el carácter retrógrado de éstos y confirma la existencia de las siguientes reacciones observadas petrográficamente en anteriores trabajos:  $Gt+Als+Qz+H_2O \rightarrow Cd$ ;  $Bi+Als+Qz \rightarrow Cd+Fk+H_2O$ ;  $Bi+Als+Qz \rightarrow Gt+Cd+Fk+H_2O$ ;  $CaGt+Als+Qz \rightarrow CaPl$ . El conocimiento de los campos de estabilidad de las reacciones que se producen en estas rocas y las observaciones petrográficas indican que ha tenido lugar la reacción de retrogradación  $Cd+Fk+H_2O \rightarrow Bi+Mu+Qz$ , siendo probable además que parte del granate se haya formado según  $Bi+Mu+Qz \rightarrow Gt+Fk+H_2O$ . Finalmente se propone una trayectoria P-T para los estadios finales de evolución del núcleo del domo basada en los anteriores equilibrios y en sus campos de estabilidad teóricos.

*Palabras clave:* Asociación mineral. Campo de estabilidad. Difusión. Zonado.

### ABSTRACT

Garnets in the Tormes dome core area show a conspicuous retrograde diffusion zoning. The Fe, Mg, Ca, and Mn distribution in this mineral is consistent with the reactions  $Gt+Als+Qz+H_2O > Cd$ ;  $Bi+Als+Qz \rightarrow Cd+Fk+H_2O$ ;  $Bi+Als+Qz \rightarrow Gt+Cd+Fk+H_2O$ ;  $CaGt+Als+Qz \rightarrow CaPl$  petrographically predicted in previous papers. In addition, petrographic observations contrasted with a petrogenetic grid developed for these rocks suggest that reactions  $Cd+Fk+H_2O \rightarrow Bi+Mu+Qz$  and  $Gt+Fk+H_2O \rightarrow Bi+Mu+Qz$  take place. Previous data allow to draw a semiquantitative P-T-t path for the latest metamorphic stages.

*Key words:* Assemblage. Stability field. Diffusion. Zoning.

### INTRODUCCIÓN

En las áreas con alto grado de metamorfismo pertenecientes a las zonas internas de cadenas montañosas, es habitual encontrar estructuras en domos y cubetas. En estas áreas el metamorfismo aumenta en general hacia la zona central de las cadenas aunque en detalle puede verse, tal y como ha sido puesto de manifiesto por Martínez y Rolet (1988), y Martínez *et al.*, (1988), franjas con metamorfismo de mayor y menor grado, coincidiendo las de mayor grado con las estructuras en domos, y las de mas bajo grado con las de sinformes y cubetas. La disposición de las isogradas indica además que estas estructuras dómicas coinciden con domos térmicos. Se observa también que las paragénesis en los domos son típicas de un metamorfismo de baja presión, aunque se encuentran a veces fases relictas de un metamorfismo de presión intermedia anterior.

El área motivo de estudio está situada al NW de la provincia de Salamanca, y se encuentra en la zona tipo tres según la nomenclatura de Julivert *et al.*, (1972, 1980) para el Hercínico de la Península Ibérica. Esta zona se caracteriza por estructuras en domos y cubetas, un metamorfismo de alto grado y abundancia de granitoides.

En las páginas siguientes el estudio se centra en el núcleo del domo del Tormes, formado esencialmente

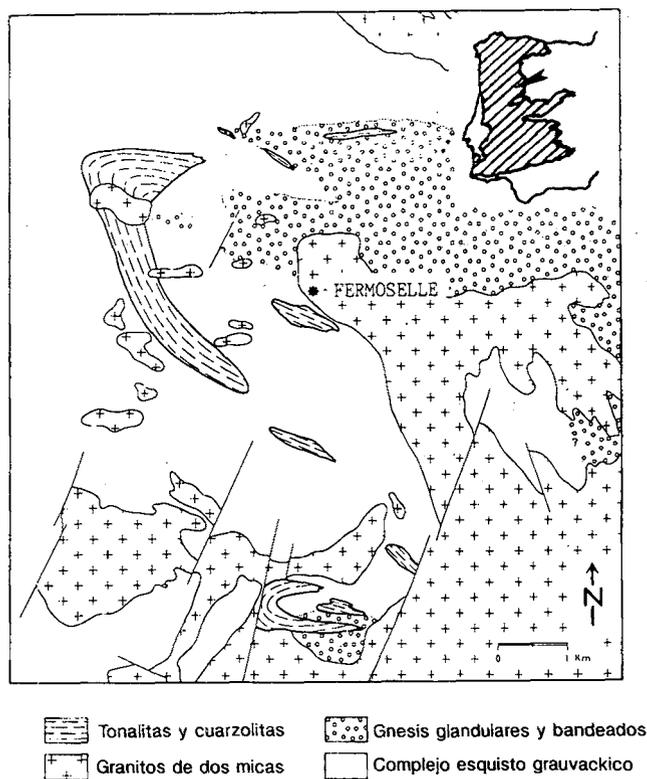


Figura 1.- Esquema geológico de los alrededores de Fermoselle.

Figure 1.- Geological map of Fermoselle area.

por gneises pelíticos y cuarzofeldespáticos haciendo especial hincapié en unos niveles con granate y cordierita situados a menos de un kilómetro al S del pueblo de Fermoselle (figura 1). Hay que recalcar que todos los gneises del núcleo presentan movilizados y se sitúan en un nivel metamórfico de anfibolitas de alto grado-granulitas de bajo, traspasada ya la isograda de la Sill-Fk. Las características geológicas generales del área pueden verse en Martínez (1974 a,b).

### PETROGRAFÍA Y EQUILIBRIOS

La mayoría de reacciones que a continuación se citan están referidas a los sistemas simplificados  $K_2O, FeO, Al_2O_3, SiO_2, H_2O$  (KFASH) o bien  $K_2O, FeO, MgO, Al_2O_3, SiO_2, H_2O$  (KFMASH). Para estos sistemas está también calculada la red de la figura 2, en donde se muestran los campos de estabilidad de las reacciones que se producen en metapelitas con asociaciones minerales similares a las aquí tratadas. La Tabla 1 muestra las reacciones numeradas en la figura 2. Los números de reacción que aparecen en lo sucesivo se refieren a la citada tabla excepto cuando se trata de reacciones que no aparecen en ella.

TABLE 1.- Reacciones de la Fig. 2 escritas según el incremento de volumen positivo. Qz:cuarzo; Fk:feldespato potásico; Als: $Al_2O_3$  (sillimanita, andalucita o distena); Bi:biotita; Mu:moscovita; Gt:granate; Cd:cordierita; St:estaurolita.

TABLE 1.- Reactions of Fig. 2 written according to positive volume increase. Qz:quartz; Fk:K feldspar; Als: $Al_2O_3$  (sillimanite, andalusite or kyanite); Bi:biotite; Mu: muscovite; Gt:garnet; Cd: cordierite; St: staurolite.

- (1)  $Gt + Als + Qz \rightarrow Cd$
- (2)  $St + Qz \rightarrow Cd + Als + H_2O$
- (3)  $St + Qz \rightarrow Gt + Als + H_2O$
- (4)  $Gt + St + Qz + H_2O \rightarrow Cd$
- (5)  $Bi + Als + Qz + H_2O \rightarrow Mu + Cd$
- (6)  $Gt + Mu \rightarrow Bi + Als + Qz$
- (8)  $St + Mu + Qz \rightarrow Bi + Als + H_2O$
- (9)  $Bi + St + Qz \rightarrow Mu + Cd + H_2O$
- (10)  $Gt + Mu + H_2O \rightarrow St + Bi + Qz$
- (11)  $St + Qz \rightarrow Gt + Cd + Als + H_2O$
- (12)  $Bi + Als + Qz \rightarrow Cd + Fk + H_2O$
- (13)  $St + Mu + Cd \rightarrow Bi + Als + Qz + H_2O$
- (14)  $St + Mu + Qz \rightarrow Gt + Als + Bi + H_2O$
- (15)  $Bi + Mu + Qz \rightarrow Gt + Fk + H_2O$
- (16)  $Bi + Als + Qz \rightarrow Gt + Cd + Fk + H_2O$
- (17)  $Gt + Fk + H_2O \rightarrow Bi + Als + Qz$
- (18)  $Gt + Fk + H_2O \rightarrow Bi + Cd + Qz$
- (19)  $Bi + Mu + Qz \rightarrow Cd + Fk + H_2O$
- (20)  $Mu + Qz \rightarrow Als + Fk + H_2O$

Los gneises motivo de estudio presentan una mineralogía formada principalmente por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, granate, cordierita, biotita y sillimanita, además de cantidades menores de apatito, rutilo, circón, ilmenita, grafito, moscovita y clorita.

Los granates se encuentran en diversos estados de retrogradación. Normalmente entre este mineral y cristales de sillimanita adyacentes se ven películas de cordierita, habiéndose propuesto la reacción (1) para explicar esta relación (Gil y Martínez 1982, Martínez *et al.*, 1988). Aunque en favor de esta hipótesis está el hecho de que los granates más reabsorbidos presentan mayor cantidad de cordierita, la cantidad de plagioclasa aumenta aún en mayor proporción indicando que en la naturaleza la reacción es más compleja o que tienen lugar a la vez otras reacciones acopladas.

Para la presencia de relictos redondeados de sillimanita y biotita en cristales de cordierita Gil y Martínez (1982) proponen la reacción (12), la cual se produciría al mismo tiempo que la (1), siendo ambas posteriores a la foliación más manifiesta de la roca. Finalmente, para la plagioclasa pelicular que se encuentra entre granate y cuarzo, con un contenido en calcio

mayor que los cristales, se ha propuesto (Gil y Martínez 1982, Martínez *et al.*, 1988) que se forma según  $\text{CaGt} + \text{Als} + \text{Qz} \rightarrow \text{CaPl}$ . (21)

La figura 2 muestra que sí tienen lugar simultáneamente las reacciones (1) y (12) necesariamente se produce la reacción (16).

Además, la formación de cordierita y destrucción de granate en estadios sucesivos implica, según la misma figura, un camino descendente hacia el polo férrico con el consiguiente enriquecimiento en hierro de los minerales ferromagnesianos.

Respecto a reacciones posteriores en el tiempo, la presencia de moscovita secundaria al lado de cordierita y biotita verde en las proximidades de la cordierita indican probablemente la reacción (19).

Es difícil establecer paragénesis anteriores a las condiciones máximas de metamorfismo aunque la presencia de relictos de plagioclasa, biotita, cuarzo, sillimanita, feldespato potásico y rutilo en granates hacen prever asociaciones con estas fases. En particular, la presencia de rutilo en los granates así como la de estauroлита relicta en la periferia del domo (Martínez *et al.*, 1988), e igualmente la existencia de distena en otros domos como el de Oporto (Atherton *et al.*, 1974) son indicativos de una etapa metamórfica anterior de más alta presión que las que muestran las paragénesis actuales.

La presencia de grafito debió de tamponar los incrementos de la fugacidad de oxígeno manteniéndola en niveles bajos. Como consecuencia, el campo de estabilidad del almandino se habría conservado para un amplio rango de temperaturas (ver Hsu, 1968). El manganeso y calcio en los granates habría favorecido igualmente la existencia de un amplio campo de estabilidad por lo que probablemente el crecimiento de granate debió de producirse por más de una reacción. Parte de él, dadas las inclusiones observadas, debió de formarse por la reacción (15), aunque es bastante probable que se hayan producido reacciones previas con participación de estauroлита o clorita.

## ZONACIÓN EN GRANATES Y TRAYECTORIA P-T

### Introducción

La baja velocidad de difusión en los granates respecto a otras fases permiten que éstos conserven en su zonación parte de la historia geológica por la que han pasado, pudiéndose obtener de este modo información adicional sobre las condiciones físicas que han sufrido las rocas. Estas características y el hecho de ser el granate uno de los minerales más comunes en rocas metamórficas ha provocado que en la actualidad sea ampliamente utilizado y que la literatura al respecto sea abundante.

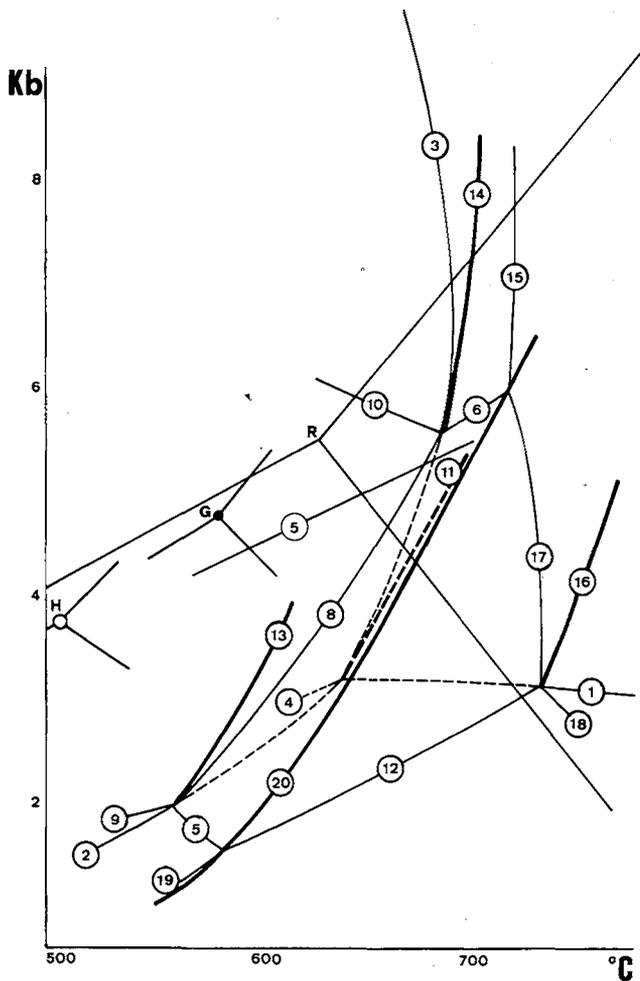
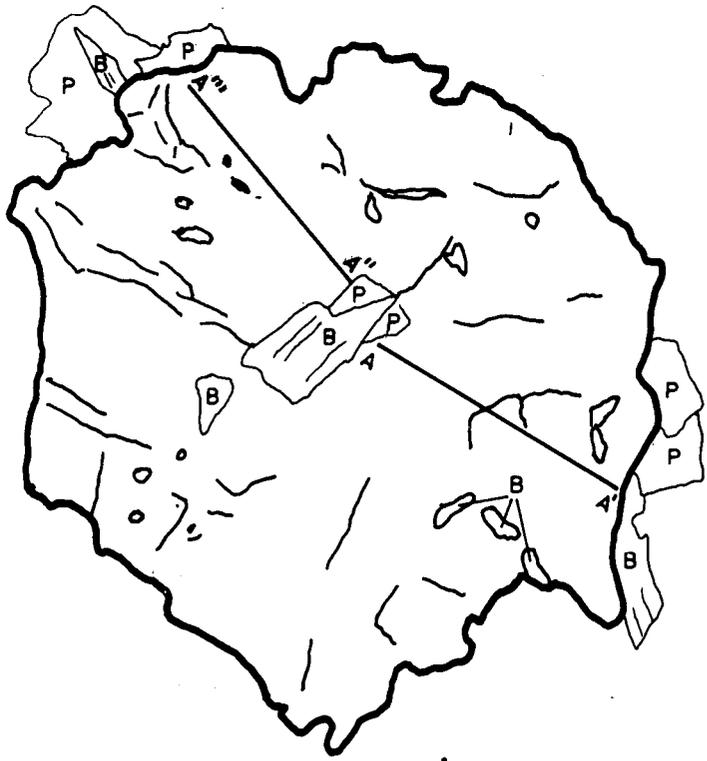
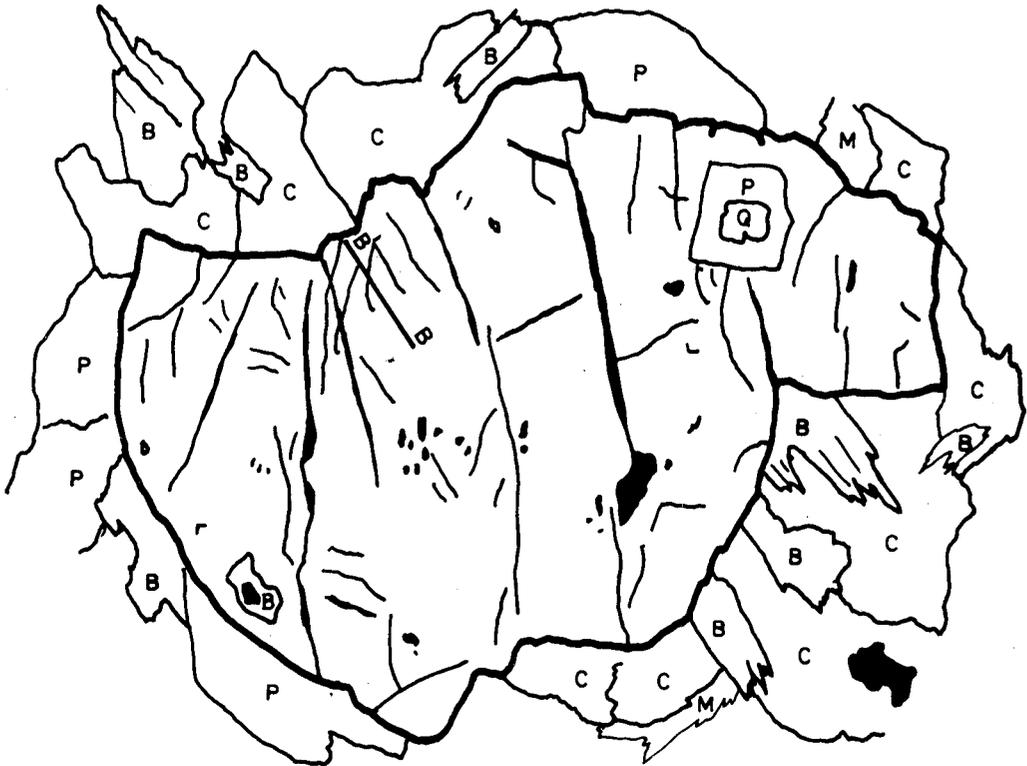


Figura 2.- Red petrogenética para metapelitas de grado medio-alto con exceso de moscovita y cuarzo. Construcción para condiciones de baja fugacidad de oxígeno (tampón Q.F.M), y presión de agua igual a presión total. (R),(H),(G): Puntos triples para los polimorfos del  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  según Richardson *et al.* (1969), Holdaway (1971) y Greenwood (1976). Líneas delgadas: polo Mg; líneas intermedias: polo Fe; líneas gruesas: reacciones univariantes en KFMASH. Las líneas a trazos representan segmentos metaestables de las reacciones correspondientes en pelitas con moscovita en exceso.

Figure 2.- Petrogenetic grid for low  $f\text{O}_2$  (QFM buffer) and  $\text{P H}_2\text{O} = \text{P}_{\text{total}}$  in metapelites with excess quartz and muscovite. (R), (H), (G) stand for Al-silicate polymorphs stability after Richardson *et al.* (1969), Holdaway (1971) and Greenwood (1976). Light lines: Mg pole; regular lines: Fe pole; heavy lines: KFMASH univariant reactions. Dashed lines represent metastable segments in metapelites with excess muscovite.

**A**

0 1mm

**B**

0 1mm

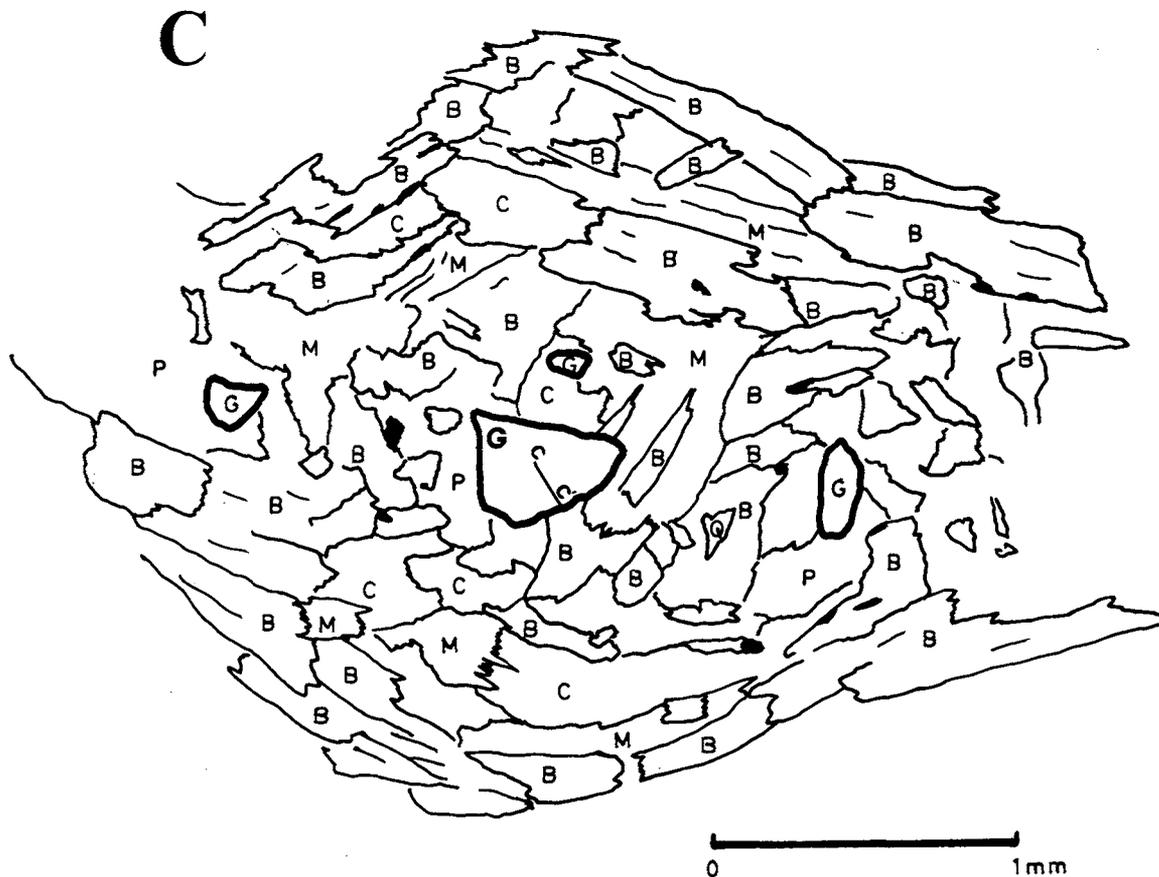


Figura 3.- Situación de los perfiles en tres granates A, B y C con diferente grado de retrogradación. G: granate; B: biotita; C: cordierita; P: plagioclasa; Q: cuarzo, M muscovita.

Figure 3.- Garnets A, B, C showing different resorption degrees and profiles location. G: garnet; B: biotite; C: cordierite; P: plagioclase; Q: quartz; M: muscovite.

Para efectuar el estudio, se han efectuado perfiles en tres granates con diverso grado de retrogradación (figura 3) cuyos resultados pueden verse en la figura 4. En la Tabla 2 se muestran una selección de análisis químicos representativos del zonado en estos minerales. Como representación auxiliar para obtener información sobre posibles reacciones y/o confirmar las enunciadas se muestran también los diagramas Fe-Mg-Mn y Fe-Mg-Ca (figura 5) en donde se indican las variaciones de relación entre esos elementos desde el centro de los granates hasta el borde.

Normalmente se acepta que los granates que han sobrepasado la isograda Sill+Fk han perdido, al menos en su mayor parte, el primitivo zonado por crecimiento y que los que han alcanzado temperaturas superiores a los 650°C se han homogeneizado prácticamente (Anderson y Buckley, 1973; Blackburn 1969; Woodsworth, 1977; Loomis, 1983). El zonado que se observa

en los granates estudiados se habría formado por tanto después de la homogeneización, durante la última etapa de la difusión y antes de que ésta dejara de actuar. Este proceso se habría producido durante el enfriamiento, bien desde el borde del granate hacia el interior o hacia el exterior, dependiendo de las fases adyacentes y de los elementos difundidos.

Según la mayoría de los modelos de difusión, este tipo de zonación tendría lugar, bien por reacción del granate con otras fases, con transferencia neta de materia además de intercambio, o bien por intercambio de materia sin variación de volumen. La segunda situación se daría sólo con fases ferromagnesianas adyacentes y ha sido observada únicamente en algunos granates en facies granulítica produciéndose, a diferencia de los demás casos, una zonación localizada en las proximidades de la fase o fases de intercambio.

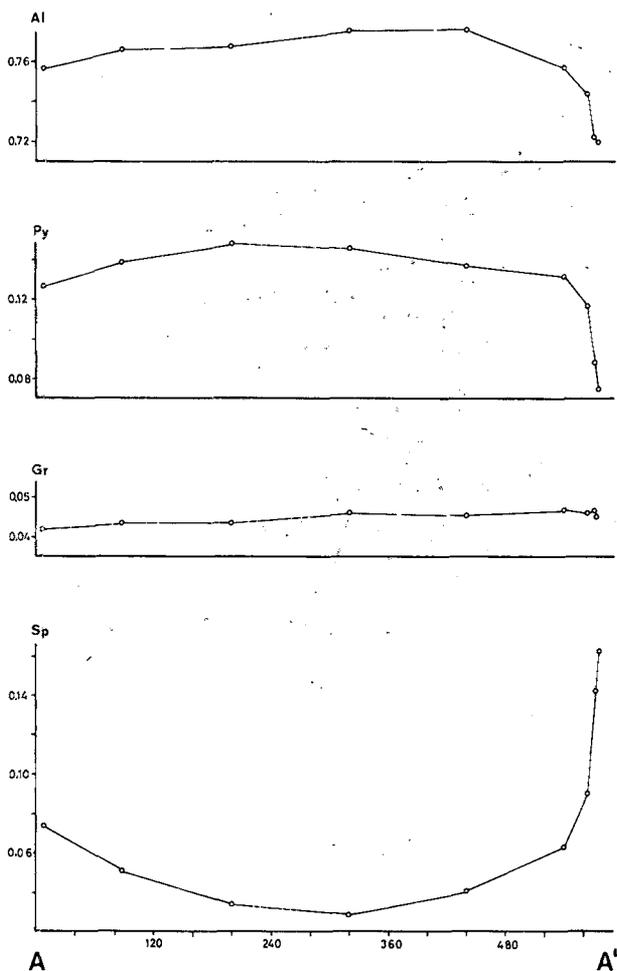


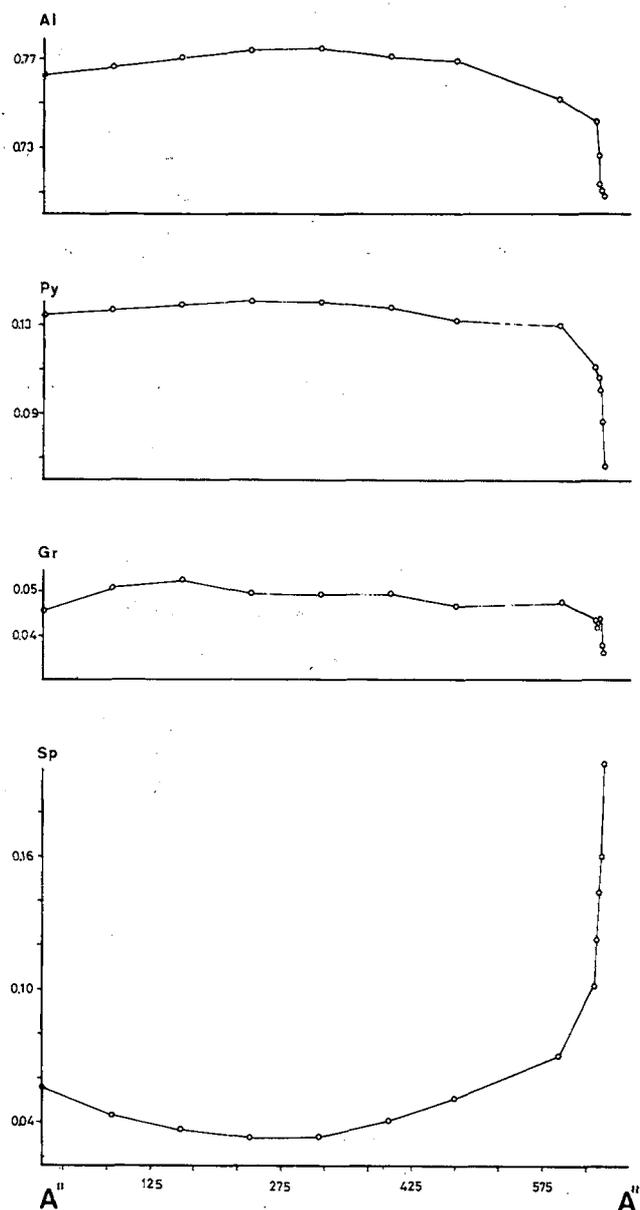
Figura 4.- Perfiles de composición de los granates A, B y C (ver fig. 3). Ordenadas: fracciones molares de almandino (Al), piropo (Py), grosularia (Gr), y espesartina (Sp). Abscisas: distancias desde el núcleo en micras.

Figure 4.- Composition profiles of garnets A, B, and C (see fig. 3). Ordinates: almandine (Al), pyrope (Py), grossular (Gr) and spesartine (Sp) molar fractions. Abscissa: distance from core (microns).

### Perfiles

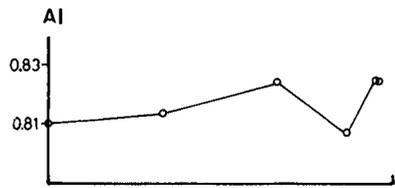
Los perfiles de la figura 4 muestran una zonación concéntrica, con el núcleo relativamente homogéneo, y un zonado muy acentuado en las cincuenta micras más próximas a los bordes.

En principio, estas características son indicativas de una trayectoria de no muy baja presión si se toman como correctos y extrapolables los ejemplos de Tracy

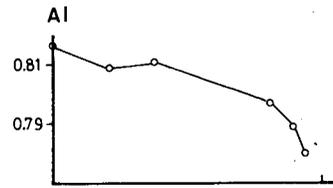


y Robinson (1980). Se observa además una disminución hacia el borde en los contenidos de Mg y Fe aumentando en cambio el de Mn.

El zonado de magnesio y manganeso es el típico de los granates descritos para estas paragénesis y aunque estas distribuciones se han explicado por diferentes hipótesis (Kretz, 1973; Thewhey y Hess, 1976), para el caso presente lo más plausible es que esta zonación sea debida a la reacción del granate en la que éste se



B-B'



C-C'

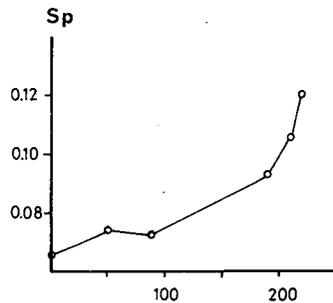
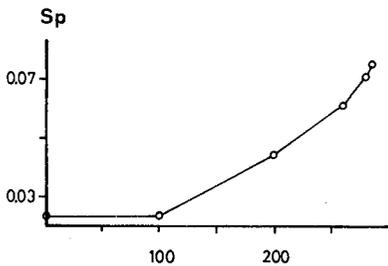
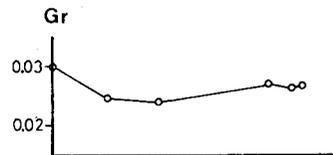
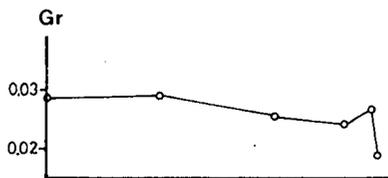
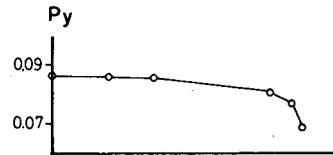
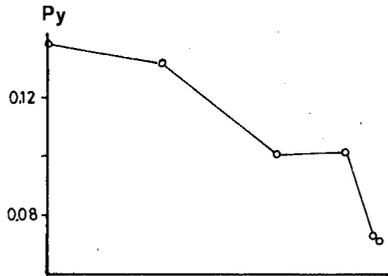


Figura 4.- (Continuación)

consume para formar otras fases ferromagnesianas como biotita o cordierita, en las que se distribuye con preferencia el magnesio, pero no el manganeso ni el hierro. Así por ejemplo, el incremento de manganeso hacia el borde del granate en este tipo de rocas es una evidencia de la destrucción de granate dada la fuerte fraccionación del manganeso hacia este mineral. Reacciones como (1), (16) o para los últimos estadios de retrogradación la (19), expuestas en el apartado sobre equilibrios, en las que se producen esas fases destruyéndose granate explicarían el zonado y confirmarían su presencia en el área estudiada así como la trayectoria con disminución de P y T propuesta para estas rocas.

El empobrecimiento en el contenido de hierro hacia el borde mostrado en dos de los granates, está en con-

tradición con lo anteriormente razonado y podría explicarse por la reacción de éstos para dar óxidos.

El incremento en el contenido de manganeso que se observa en los perfiles del granate A (fig 3), puede ser debido a difusión con la biotita incluida o a mantenimiento en el núcleo de un primitivo zonado por crecimiento para el elemento en el que la velocidad de difusión es mas lenta.

El calcio muestra unos perfiles con valores casi constantes sufriendo un descenso en los perfiles A''-A''' y B-B' los cuales tienen plagioclasa o cordierita como mineral mas próximo en contacto con el granate.

El descenso en calcio del borde ha sido atribuido por Hollister (1977) a la formación de componente

TABLA 2.- Análisis representativos de los granates mostrados en la figura 3.

TABLE 2.- Representative garnet analyses of figure 3.

MUESTRA Nº ANALISIS	F.83.13.24 (GRANATE A)									
	1G	8G	14G	17G	19G	20G	23G	26G	29G	32G
SiO <sub>2</sub>	36.74	36.81	36.89	36.87	36.76	36.81	36.58	36.84	36.58	36.44
TiO <sub>2</sub>	.20	.05	.07	.02	.02	.03	.10	.09	.04	.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.01	20.88	21.18	21.03	20.58	20.92	21.02	20.82	21.04	20.81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0	0.0	.06	.05	.03	.5	0.0	0.0	0.0	.05
FeO	33.53	34.83	34.81	32.99	31.61	34.29	34.54	34.31	32.01	30.14
MnO	3.90	2.43	1.28	3.95	7.05	2.51	1.45	2.22	5.38	8.71
MgO	2.99	3.26	3.67	2.92	1.77	3.40	3.51	3.29	2.62	1.62
CaO	1.14	1.72	1.76	1.67	1.60	1.63	1.91	1.74	1.51	1.33
Na <sub>2</sub> O	.04	.04	0.0	.02	.02	.03	0.0	.01	.02	.01
Total	99.85	100.03	99.72	99.53	99.46	99.62	99.15	99.34	99.21	99.14

FÓRMULA EN BASE A 24 OXIGENOS

Si	5.9495	5.9481	5.9450	5.9746	6.0110	5.9571	5.9368	5.9763	5.9606	5.9812
Ti	.0311	.0081	.0101	.0030	.0035	.0047	.0153	.0140	.0061	.0051
Al	4.0108	3.9764	4.0230	4.0158	3.9665	3.9903	4.0208	3.9801	4.0411	4.0263
Cr	0.0	0.0	.0076	.0069	.0042	0.0	.0060	0.0	0.0	.0068
Fe	4.5413	4.7058	4.6911	4.4708	4.3222	4.4619	4.6889	4.6543	4.3624	4.1380
Mn	.5352	.3331	.1743	.5425	.9770	.3434	.1988	.3055	.7431	1.2115
Mg	.7220	.7855	.8817	.7044	.4324	.8192	.8488	.7954	.6363	.3956
Ca	.2469	.2984	.3039	.2905	.2807	.2832	.3317	.3032	.2628	.2331
Na	.0114	.0110	.0004	.0059	.0073	.0106	0.0	.0047	.0077	.0043
Total	16.0482	16.0665	16.0372	16.0145	16.0047	16.0504	16.0471	16.0334	16.0202	16.0019

MUESTRA Nº ANALISIS	F.75.85.1 (GRANATE C)					GK2 (GRANATE B)				
	117G	120G	123G	124G	127G	101G	103G	106G	108G	109G
SiO <sub>2</sub>	36.72	36.85	36.61	36.78	36.55	36.84	36.62	36.37	36.74	36.50
TiO <sub>2</sub>	.03	.03	.07	.07	.13	.12	.11	.09	.10	.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.05	20.90	20.76	20.98	20.76	21.07	20.79	20.78	20.82	20.91
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.14	0.0	.16	.18	0.0	.11	.11	.08	.00	0.00
FeO	34.97	34.76	35.58	35.77	33.83	35.78	36.24	35.77	35.78	35.09
MnO	4.10	4.73	3.23	3.16	5.15	.89	1.92	3.04	1.02	.97
MgO	2.16	1.79	2.11	2.11	1.68	3.30	2.47	1.77	3.26	3.36
CaO	.76	.38	1.11	1.12	1.07	1.22	1.14	1.12	1.14	1.09
Na <sub>2</sub> O	.02	.03	.02	0.0	.01	.02	.03	.03	.05	.04
Total	99.94	99.47	99.65	100.18	99.18	99.33	99.42	99.08	98.91	98.05

FÓRMULA EN BASE A 24 OXIGENOS

Si	5.9700	6.0212	5.9758	5.9689	5.9972	5.9704	5.9747	5.9767	5.9852	5.9818
Ti	.0051	.0043	.0115	.0112	.0193	.0173	.0176	.0144	.0157	.0134
Al	4.0325	4.0248	3.9931	4.0135	4.0153	4.0239	3.9974	4.0243	3.9985	4.0383
Cr	.0178	0.0	.0202	.0225	0.0	.0135	.0141	.0110	0.0	0.0
Fe	4.7540	4.7504	4.8569	4.8540	4.6427	4.8492	4.9441	4.9158	4.8746	4.8096
Mn	.5649	.6554	.4461	.4343	.7157	.1221	.2653	.4234	.1411	.1350
Mg	.5224	.4358	.5136	.5110	.4120	.7971	.6008	.4341	.7912	.8206
Ca	.1328	.0666	.1945	.1951	.1882	.2121	.1986	.1978	.1986	.1911
Na	.0051	.0107	.0064	0.0	.0039	.0055	.0085	.0107	.0158	.0133
Total	16.0047	15.9691	16.0181	16.0104	15.9944	16.0110	16.0212	16.0083	16.0207	16.0031

anortítico según la reacción (21) el cual iría a parar a las plagioclasas adyacentes.

Esta es la situación observada en los bordes de algunos granates como ya se ha comentado en el apartado anterior y confirma lo allí enunciado.

Las predicciones sobre velocidad de difusión para Fe y Mg (Freer, 1981) así como algunos perfiles realizados en granates con zonado por difusión (Tracy *et al.*, 1976) parecen indicar unas velocidades de difusión según  $Mg > Fe > Mn$ . Esta relación es inversa a la mostrada en los perfiles de la figura 4. No se ha encontrado una explicación convincente para este fenómeno en el caso de que las reacciones que tengan lugar sean solamente las arriba indicadas, aunque debe observarse que la velocidad de intercambio Fe-Mn es mayor que la de Fe-Mg según han demostrado diversos autores (Elphick *et al.*, 1982; Lasaga *et al.*, 1977) y que un intercambio Fe-Mn con otras fases como por ejemplo óxidos, podrían haber provocado las actuales amplitudes de zonado.

Es importante también observar cómo los granates más reabsorbidos conservan una zonación similar a la de los que son casi hipidiomórficos aunque con pendientes menos abruptas en los bordes. En una primera aproximación, esto indicaría que al menos la mayor parte de la reabsorción debió de tener lugar antes que el zonado y que, por tanto, debió de producirse por reacciones situadas por encima de los 600°C para las condiciones de presión de agua en las que estaba la roca. Las reacciones dadas petrográficamente como responsables principales de la destrucción de granate como las (1) (16) y (12) cumplen, según la red de la figura 2, esta condición y es un argumento más en favor de lo anteriormente enunciado. Respecto a los zonados menos abruptos presentados por los granates muy reabsorbidos Tracy (1982, p.382) propone que si las reacciones y las velocidades de recristalización tienen lugar a mayor velocidad que la difusión en volumen, los perfiles con pendientes más abruptas en el borde representarían estadios inmediatamente posteriores a la reabsorción del granate, mientras que los más suaves se darían un tiempo después, una vez que se ha dado tiempo a que actúe la difusión en mayor medida. En nuestro caso estos supuestos no se han podido comprobar dada la carencia de datos sobre los anteriores aspectos cinéticos.

## Representaciones triangulares

La figura 5 muestra las relaciones Fe-Mg-Mn y Fe-Mg-Ca de los análisis seriados efectuados en los granates de la figura 3. Las puntas de las flechas indican el análisis más próximo al borde del granate y los orígenes el análisis situado más al centro.

En el diagrama Fe-Mg-Mn puede verse hacia los bordes un aumento del contenido en manganeso y un ligero incremento del hierro respecto al magnesio. La tendencia es similar a la que suelen presentar los granates que han sobrepasado la isograda Sill-Fk (O'Connor, 1973; Woodsworth, 1977) aunque con un incremento más marcado en el manganeso y menor en el hierro en las rocas aquí estudiadas. Estas relaciones son perfectamente compatibles con las reacciones anteriormente expuestas y no se incidirá más en el tema.

En las flechas pertenecientes al granate A puede observarse, sin embargo, en la zona del núcleo, una

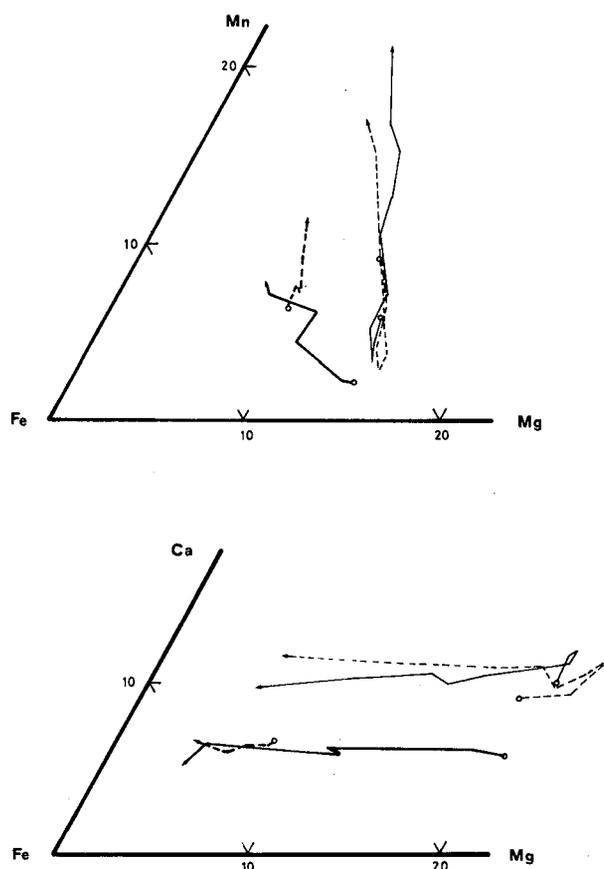


Figura 5.- Diagramas triangulares Fe-Mg-Mn y Fe-Mg-Ca expresados en porcentajes atómicos mostrando los perfiles de los granates A, B y C (fig. 3), desde el núcleo (circunferencias) al borde (puntas de flechas). A-A': líneas finas; A''-A''': Líneas finas a trazos; B-B': líneas gruesas; C-C': líneas gruesas a trazos.

Figure 5.- Fe-Mg-Mn and Fe-Mg-Ca ternary atomic percent plots showing A, B and C garnets zoning from core (open circles) to rim (arrows). A-A': light lines; A''-A''': light dashed lines; B-B': heavy lines; C-C': heavy dashed lines.

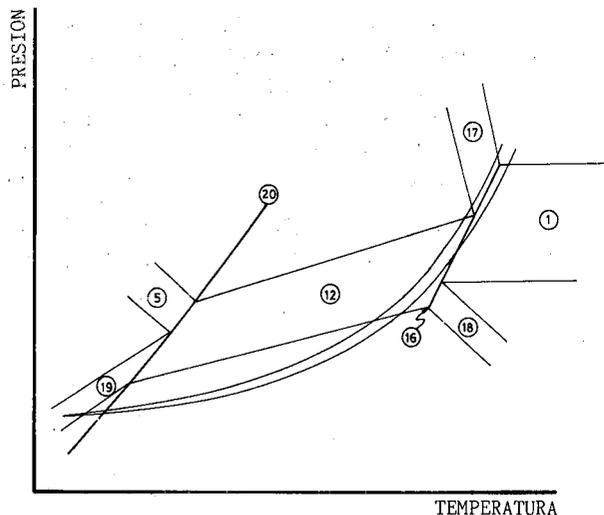


Figura 6.- Proyección esquemática P-T-X sobre el plano P-T mostrando la probable trayectoria de retrogradación para el núcleo del domo del Tormes. Los números corresponden a las reacciones según la Tabla 1. Las bandas de las reacciones divariantes no están cuantificadas para una composición de la roca.

Figure 6.- P-T-X diagram showing the path followed during the retrogradation of the Tormes dome core. Reaction numbers are according to Table 1. Divariant reaction boundaries are schematic.

disminución inicial en el contenido en manganeso. Esta tendencia es similar a la que presentan los granates con zonado por crecimiento, sin embargo, en el diagrama Fe-Mg-Ca la zona del núcleo de las mismas flechas presenta una tendencia acorde al zonado por difusión y contraria al zonado por crecimiento. Ambas trayectorias del zonado son, no obstante, perfectamente compatibles con una difusión respecto a la biotita incluida en el granate A, por tanto es más probable que este sea el origen de la suave zonación que se observa en el núcleo de este granate. Situaciones parecidas a esta en la que minerales incluidos en granates sufren difusión en mayor o menor grado han sido citadas p. ej. en Loomis, (1983 p.11).

### Trayectoria P-T

La información obtenida en los párrafos anteriores a partir de la petrografía, la red petrogenética y el zonado en los granates permite dibujar, al menos esquemáticamente, una aproximación sobre parte del

recorrido P-T para las rocas del núcleo del domo del Tormes (figura 6) así como de las reacciones por las que pasa. Los campos divariantes son igualmente esquemáticos y su amplitud no está cuantificada para una composición global de la roca.

### CONCLUSIONES

El metamorfismo progrado en los gneises pelíticos del domo del Tormes se produjo bajo condiciones de fugacidad de oxígeno bajas propiciando un amplio campo de estabilidad en los granates. El zonado por difusión que tienen estos minerales indica que en este área se alcanzaron temperaturas superiores a los 600-650°C.

La distribución catiónica del zonado refleja las reacciones de retrogradación  $Gt + Cd + Fk + H_2O \rightarrow Bi + Als + Qz$  y  $Cd + Fk + H_2O \rightarrow Bi + Mu + Qz$  e indica que el diferente grado de absorción en los granates se debe a cuestiones cinéticas propiciadas por la heterogénea circulación de fluidos por la roca. En todo caso la retrogradación de los granates se produjo a temperaturas en donde la difusión catiónica es eficiente en este mineral (superiores a 600°C). Los anteriores equilibrios, sus relaciones P-T-X y composicionales delimitan el recorrido P-T-t de retrogradación en los gneises según indica la figura 6, pudiendo destacarse el hecho de que gran parte de la descompresión del núcleo del domo se realizó a temperaturas superiores a los 600°C con pequeña disminución de ésta.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a J. Lameire las facilidades dadas para la realización de los análisis en la microsonda y a J. Carreras por la revisión del trabajo. El presente estudio recibió la ayuda de una beca F.P.I del Ministerio de Educación y Ciencia y de un "Ajut per l'acabament de Tesi Doctoral" por parte de la Generalitat de Catalunya.

### APÉNDICE

Los análisis químicos se obtuvieron con una microsonda CAMEBAX del laboratorio de Petrología de la Universidad de París VI bajo las siguientes condiciones: Potencial de activación 15Kv., tiempo de conteo 20 seg., corriente de imagen 20 nA. Se utilizó el programa ZAF para la corrección de las concentraciones. Como estándar se utilizó granate.

### BIBLIOGRAFÍA

ANDERSON, D.E. y BUCKLEY, G.R., 1973: Zoning in garnets and diffusion models. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 40 : 87-104.

- ATHERTON, M. P., ATKIN, B. P. y NAGGAR, M.H., 1974: Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viseu belt, North Portugal. *Geol. en Mignb.*, 53: 189-192.
- BLACKBURN, W.H., 1969: Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Gananoque. Ontario. *Canadian Mineral.*, 9 : 691-698.
- ELPHIC S.C., GANGULY J. y LOOMIS T.P., 1982: Experimental study of Fe-Mn interdiffusion in aluminosilicate garnet. *Geol. Soc. Amer. Abs. with Pgm.*, 14: 483.
- FREER, R., 1981: Diffusion in silicate minerals and glasses: A data digest and guide to the literature. *Contrib. Min. Petrol.*, 76 : 440-454.
- GIL IBARGUCHI, J.I. y MARTÍNEZ F.J., 1982: Petrology of Garnet-Cordierite-Sillimanite gneisses from the el Tormentes thermal dome, Iberian hercynian foldbelt (NW Spain). *Contrib. Min. Petrol.*, 66: 113-117.
- GREENWOOD, H.J., 1976: Metamorphism at moderate temperatures and pressures. In: Bailey D.K. and Mac.Donal R. eds. *The evolution of the crystalline rocks.*, pp. 187-259, Lon. Ac. Press.
- HOLDAWAY, M.J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Jour. Sci.*, 271 : 97-131.
- HOLLISTER, L.S., 1977: The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia. *Canadian Mineral.*, 55 : 742-766.
- HSU, L.C., 1968: Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *Jour. Petrol.*, 9 : 40-83.
- JULIVERT, M., MARCOS, A., y TRUYOLS, J., 1972: L'évolution paléogéographique du nord-ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Soc. Géol. Minéral. Bretagne Bull.*, 4: 1-7.
- JULIVERT, M., MARTÍNEZ, F.J., y RIBEIRO, A., 1980: The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. In Colloque CG Geol. of Europe from Prec. to the post Herc. Sed. basins. *Geol. Cong., 26th, Paris, Mem.*, 108, 122-158.
- KRETZ, R., 1973: Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Canadian Miner.*, 12 : 1-20.
- LASAGA, A.C., RICHARDSON, S.M. y HOLLAND H.D., 1977: The mathematics of cation diffusion and exchange between silicate minerals during retrograde metamorphism. In S.K. Saxena and S. Bhattacharji, eds. *Energetics of Geologic Processes*, New York, Springer-Verlag.
- LOOMIS, T.P., 1983: Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history. In Saxena S.K., eds. *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*, pp. 1-60, New York, Springer.
- MARTÍNEZ, F.J., 1974a: Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitoides del N.W. de Salamanca (Cordillera Herciniana. España). *Trabajos del Geol.*, 7:61-141.
- MARTÍNEZ, F.J., 1974b: Estudio del área metamórfica del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana España). *Trabajos de Geología*, 7: 3-59.
- MARTÍNEZ, F.J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A., ARBOLEYA, M.L. y IBARGUCHI J.I., 1988: Structural and thermal evolution of high grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. Jour. Sci.*, 288 : 969-996.
- MARTÍNEZ, F.J. y ROLET, J., 1988: Late Paleozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe. *Geol. Soc. London Sp. Pub.* : 279-288.
- O'CONNOR, B.J., 1973: A petrologic and Electron Microprobe Study of Pelitic Mica Schists in the Vicinity of the Staurolite Disappearance Isograd in Philadelphia, Pennsylvania and Waterbury, Connecticut. Ph.D. Thesis. The Johns Hopkins Univ. Baltimore.
- RICHARDSON, S.W. y GILBERT, M.C., BELL, P.M. 1969: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. Jour. Sci.*, 267 : 259-272.
- TEWHEY, J.D. y HESS, P.C., 1974: Continuous metamorphic facies changes related to chlorite-disappearance in a contact metamorphic aureole. *Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs*, 6 : 80.
- TRACY, R.J., 1982: Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In Ferry J.M., Ed. *Characterization of metamorphism through mineral equilibria*, *Reviews in Min.*, 10 : 335-397, Washington, Min. Soc. Am.
- TRACY, R.J. y ROBINSON, P., 1980: Evolution of metamorphic belts: Information from detailed petrologic studies. In Wones, D.R., Ed. *The Caledonides in the U.S.A.*, 2 : 189-195, Virginia Polytechnic Inst. and St. Univ. Memoir.
- TRACY, R.J., ROBINSON P. y THOMPSON, A.B., 1976: Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure metamorphism, central Massachusetts. *Am. Mineral.*, 61 : 762-775.
- WOODSWORTH, G.J., 1977: Homogenization of zoned garnet from pelitic schists. *Canadian Mineral.*, 15 : 230-242.

Recibido, junio 1989.