

Comparación de calibraciones termobarométricas en metapelitas de medio-alto grado: aplicación a las condiciones P-T de los Arribes del Duero

A. SEBASTIÁN y F.J. MARTÍNEZ

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

RESUMEN

Se comparan cinco calibraciones del geotermómetro granate-biotita en gneises pelíticos de los Arribes del Duero. Los resultados muestran como más adecuadas las de Thompson (1976), e Indares y Martignole (1985), ofreciendo las demás gran dispersión de resultados o temperaturas exageradamente altas para las paragénesis que se dan en la roca. Se constata además, que para rocas ricas en aluminio al principio de la facies granulítica se obtendrían mejores aproximaciones de temperatura con una calibración que tuviera en cuenta la sustitución del Al^{VI} en las biotitas por mecanismo de vacancia.

La utilización de este termómetro junto al barómetro granate-plagioclasa-silicato de aluminio-cuarzo sugieren unas condiciones sobre 5-5.5 Kb a 700-730°C. para el climax de metamorfismo, y de 2.5-3 Kb a 600-650°C. para condiciones de retrogradación. La comparación de estos valores con la reacción $Bi+Als+Qz \rightarrow Gt+Cd+Fk+H_2O$, implica una $X_{H_2O} < 0.4$.

Los cálculos barométricos utilizando la asociación granate-rutilo-ilmenita dan unas presiones de 8-8.2 Kb que podrían pertenecer a un episodio metamórfico anterior.

Palabras clave: Geotermómetro. Geobarómetro. Calibraciones. Facies granulítica.

ABSTRACT

A comparative study of several calibrations of the garnet-biotite geothermometer applied to pelitic gneisses in the Arribes del Duero area has been carried out.

Thompson (1976) and Indares and Martignole (1985) calibration results are more adequate with the observed paragenesis although the Al content in biotites is greater than calculated in Indares and Martignole calibration.

The garnet-plagioclase-Alsilicate-quartz assemblage using Koziol and Newton (1988) experimental results, in addition to Newton and Haselton (1981) expression was selected as geobarometer.

Values of 5-5.5 Kb at 700-730°C. during the metamorphic peak conditions, and 2.5-3 Kb at 600-650°C. for retrogradation has been estimated. In addition a $X_{H_2O} < 0.4$ is suggested by comparison with the experimental reaction (Lee and Holdaway 1977) $Bi+Als+Qz \rightarrow Gt+Cd+Fk+H_2O$.

Calculations using the garnet-rutile-ilmenite assemblage, results in 8-8.2 Kb pressure and suggest a previous metamorphic event.

Keywords: Geothermometer. Geobarometer. Calibration. Granulite facies.

INTRODUCCIÓN

El hecho de que la composición de las soluciones sólidas en fases que forman parte de equilibrios multivariantes venga determinada por variables intensivas como P-T y no por la composición del sistema, se ha utilizado ampliamente en geología para cuantificar las condiciones físicas que ha sufrido una roca. Para la mayoría de los geotermómetros y geobarómetros basados en equilibrios minerales se dispone en la

actualidad de diversas calibraciones obtenidas experimental, teórica o empíricamente, con diferentes grados de complejidad en el tratamiento de las soluciones sólidas. Como resultado, algunas calibraciones suelen ser más adecuadas para tratar determinadas composiciones y condiciones físicas de las rocas. En los párrafos siguientes se exponen los resultados de un estudio-comparativo sobre diversas calibraciones para el geotermómetro granate-biotita, y el geobarómetro plagioclasa-granate-silicato de aluminio-cuarzo, con el fin de determinar las más adecuadas a las metapelitas de los Arribes del Duero (núcleo del domo del Tormes)

Las asociaciones minerales del citado núcleo lo sitúan en el límite entre la facies anfibolítica y granulítica presentando abundancia de movilizados. Para efectuar las mediciones se han elegido dos niveles con diferente mineralogía próximos entre sí. Un nivel de gneises pelíticos con granate, cordierita, biotita, plagioclasa, sillimanita, feldespato potásico y cuarzo, además de moscovita y clorita secundarias, y un nivel de granatitas formado principalmente por granate biotita y cuarzo.

Las características petrológicas del núcleo del domo pueden verse en Gil y Martínez(1982), Sebastián y Martínez (1989).

Descripciones más generales del domo se encuentran en Martínez (1974a,b), Martínez *et al.* (1988)

GEOTERMÓMETROS

En las asociaciones motivo de estudio, se han desechado los geotermómetros que implican fluidos, como el granate-cordierita, debido a la incertidumbre que esta última fase origina respecto al comportamiento del agua en la misma.

Uno de los termómetros más efectivos para efectuar estimaciones en metapelitas de grado medio y alto es el basado en la reacción de intercambio intercrystalino $Fe\ Mg_1$ entre granate y biotita cuyo K_D puede expresarse simplíficadamente como $(Fe/Mg)_{Bi}/(Fe/Mg)_{Gt}$.

La reacción ha sido objeto de numerosas calibraciones, bien basadas en datos experimentales (Ferry y Spear 1978; Perchuk y Laurenteva 1983), semiempíricas o empíricas (Perchuk 1967; Saxena 1969; Thompson 1976; Goldman y Albee 1977; Holdaway y Lee 1977) o teóricas (Perchuk *et al.* 1981), por sólo citar las más modernas. Entre las ventajas de este termómetro, aparte de ser un equilibrio «seco», se encuentra la de estar poco influido por las variaciones de la presión, como suele ser típico de las reacciones de intercambio puras

ya que éstas, por su misma naturaleza, suelen implicar pequeños cambios de volumen.

El empleo de este geotermómetro en rocas de alto grado permite, además, debido al zonado por difusión que suelen presentar los granates, calcular varias temperaturas: una cercana al clímax metamórfico, y una o varias posteriores a dicho clímax.

La utilización de las composiciones del núcleo y borde de granates para hallar tales temperaturas está muy generalizada, sin embargo, no existe un acuerdo unánime sobre los tipos y localizaciones de biotitas a utilizar en tales mediciones. En cualquier caso, en los cálculos efectuados en el presente trabajo se tuvieron en cuenta las siguientes precauciones y consideraciones:

Las biotitas de la matriz en facies granulítica pueden mostrar rangos Fe/Mg relativamente amplios (ver p. ej. proyecciones AFM del mineral con estas características en Loomis 1976,1983), con las implicaciones de incertidumbre que esto produce en geotermometría. En este sentido las biotitas incluidas preservarían más exactamente el estado del sistema antes de las reacciones de retrogradación. Si además se cumple que el núcleo del granate ha sufrido posteriormente a la difusión una «congelación» rápida y poca difusión posterior con la biotita incluida, las temperaturas que se obtengan con el núcleo del granate y biotitas de este tipo deberán estar cercanas al clímax de metamorfismo.

Si el enfriamiento se ha efectuado lentamente, las temperaturas obtenidas con el núcleo de los granates se alejarán algo más del clímax de metamorfismo. Las obtenidas con los bordes en cambio darán valores de retrogradación correctos, al haber tenido tiempo estas zonas del granate a reequilibrarse con las áreas adyacentes.

Siguiendo razonamientos similares algunos autores como Tracy *et al.* (1976) o Ghent *et al.* (1979) han utilizado composiciones de núcleos de granates junto a biotitas incluidas para hallar las temperaturas máximas.

Por otra parte Tracy (1982 p.386) indica que las biotitas que se forman a partir de granate por reacciones como $Gt+Fk+H_2O \rightarrow Bi+Als+Qz$ pasan a formar parte de biotitas anteriores situadas en la matriz, por lo cual si se utilizan estos cristales para hallar las temperaturas de retrogradación obtendremos datos irrealmente altos. Para paliar en parte este problema recomienda la utilización de biotitas adyacentes al granate para encontrar este tipo de temperaturas.

Dado que en las rocas estudiadas las biotitas incluidas han sufrido una ligera difusión con el granate (Sebastián y Martínez, 1989) las temperaturas que se obtienen en el núcleo, tanto utilizando biotitas inclu-

TABLA 1A. Análisis químicos de biotitas y plagioclasas (análisis 5A, 35B).

TABLE 1A. Microprobe analyses of biotites and plagioclas-feldspars (5A, 35B analyses)

MUESTRA	GK2	F.85.1		F.13.1	F.13.5		F.13.19	
ANALISIS	24B	1B	22B	6A	43B	44B	45B	46B
SiO ₂	34.62	34.77	34.85	35.33	35.06	34.44	34.69	34.74
TiO ₂	3.44	2.51	3.18	.82	.58	1.92	.14	1.98
Al ₂ O ₃	19.62	20.03	20.06	21.56	20.77	21.13	19.80	19.24
Cr ₂ O ₃	.06	.10	.05	.09	.01	0.00	0.00	.11
FeO	22.97	21.47	22.06	21.03	24.33	24.04	22.93	23.25
MnO	.13	.06	.14	.09	.18	.05	.27	.11
MgO	5.51	6.74	6.35	7.71	6.27	5.28	7.80	6.87
CaO	0.00	0.00	.03	.01	.01	0.01	.05	0.00
Na ₂ O	.34	.34	.29	.24	.10	.15	.03	.25
K ₂ O	8.85	9.38	9.15	9.26	9.54	9.92	9.25	9.13
Total	95.54	95.41	96.14	96.13	96.85	96.94	94.95	95.68

FORMULA SEGUN DYMEK (MODELO D)								
Si	2.671	2.674	2.661	2.675	2.683	2.637	2.695	2.686
Ti	.110	.145	.182	.047	.033	.111	.008	.115
Al	1.784	1.816	1.805	1.924	1.873	1.908	1.813	.754
Fe	1.482	1.381	1.409	1.332	1.557	1.540	1.489	1.503
Mn	.008	.004	.009	.006	.011	.003	.018	.007
Mg	.633	.773	.722	.871	.715	.603	.903	.791
Ca	.000	0.00	.002	.000	.001	0.00	.004	0.00
Na	.051	.051	.043	.035	.015	.022	.004	.004
K	.872	.921	.891	.894	.932	.969	.916	.900

MUESTRA	F.13.24		F.13.25		F.5.1.1		F.13.1	F.13.24
ANALISIS	68A	34B	61A	22A	24A		5A	35B
SiO ₂	34.19	35.17	34.91	34.36	34.29		62.07	57.04
TiO ₂	1.99	2.19	1.02	2.53	2.25		0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.92	21.19	21.61	20.07	19.87		24.37	26.47
Cr ₂ O ₃	.05	.02	.06	.02	.04		0.00	.10
FeO	20.06	19.76	19.54	25.35	26.40		.14	.20
MnO	.21	.30	.10	.09	.03		.03	0.00
MgO	7.27	7.08	7.93	4.25	4.37		0.00	0.00
CaO	0.00	.03	0.00	0.00	.04		5.56	8.70
Na ₂ O	.16	.27	.24	.38	.33		8.45	6.57
K ₂ O	9.47	9.46	9.76	8.29	8.39		.08	.10
Total	94.32	95.46	95.17	95.34	95.99		100.70	99.18

FORMULA SEGUN DYMEK (MODELO D)					F. EN BASE A 8 OX.		
Si	2.643	2.673	2.663	2.678	2.668	2.735	2.579
Ti	.115	.125	.058	.157	.131	0.000	0.000
Al	1.907	1.898	1.942	1.845	1.823	1.265	1.411
Fe	1.298	1.256	1.246	1.492	1.718	.005	.008
Mn	.013	.019	.006	0.00	.002	.001	0.000
Mg	.838	.802	.903	.641	.506	0.000	.000
Ca	0.000	.002	0.000	.000	.003	.263	.422
Na	.023	.040	.037	.060	.050	.721	.576
K	.933	.917	.950	.799	.832	.004	.006

TABLA 1B. Análisis químicos de granates.

TABLE 1B. Microprobe analyses of garnets.

MUESTRA	GK2	F.85.1		F.13.1	F.13.5		F.13.19		
ANALISIS	102G	111-112	127G	33-36	37-4	89G	92G	98G	99G
SiO ₂	36.56	36.85	36.55	36.79	37.51	36.47	36.43	36.80	36.47
TiO ₂	.10	.08	.13	.11	.07	.01	.07	0.00	.01
Al ₂ O ₃	20.69	20.89	20.76	20.96	21.49	21.02	21.10	20.99	20.84
Cr ₂ O ₃	.07	.10	0.00	.04	.02	.10	0.00	0.00	0.00
FeO	35.03	35.84	33.83	36.30	35.20	34.91	35.79	33.82	34.10
MnO	1.50	2.95	5.15	.51	2.36	3.39	.64	3.07	2.89
MgO	2.80	2.44	1.68	3.30	2.87	2.31	3.35	3.04	3.12
CaO	1.12	.64	1.07	1.13	1.08	.89	1.15	.71	.74
Na ₂ O	.05	.01	.01	.01	.00	.02	.02	.03	.06
Total	97.93	99.80	99.18	99.15	100.60	99.12	98.55	98.47	98.50

FORMULA EN BASE A 24 OXIGENOS

Si	6.015	5.988	5.997	5.975	6.001	5.965	5.949	6.011	6.006
Ti	.015	.010	.019	.013	.008	.002	.010	0.00	.002
Al	4.012	4.013	4.015	4.012	4.052	4.053	4.062	4.041	4.015
Cr	.009	.013	0.000	.005	.003	.012	0.000	0.000	0.000
Fe	4.819	4.871	4.643	4.930	4.710	4.775	4.888	4.619	4.661
Mn	.209	.406	.716	.070	.320	.470	.089	.425	.400
Mg	.687	.591	.412	.799	.685	.563	.815	.739	.759
Ca	.197	.111	.188	.197	.185	.156	.201	.124	.130
Na	.016	.003	.004	.003	.000	.005	.006	.011	.019
Total	15.980	15.996	15.994	16.005	15.963	16.002	16.020	15.971	15.993

MUESTRA	F.13.24		F.13.25		F.5.1.1		F.13.1	F.13.24	
ANALISIS	12-16	28G	29	30G	31G	84G	39-51	57G	58G
SiO ₂	36.74	36.62	36.58	36.65	36.56	36.95	36.62	36.67	36.38
TiO ₂	.08	.01	.04	0.00	.03	.15	.04	.04	.05
Al ₂ O ₃	21.11	20.90	21.04	20.80	20.72	21.25	20.87	20.56	20.44
Cr ₂ O ₃	.03	.03	0.00	0.00	.11	.01	.03	.01	.03
FeO	34.40	33.06	32.01	31.15	31.28	34.49	38.71	39.13	39.27
MnO	1.93	4.51	5.38	6.27	6.98	1.03	.36	.45	.53
MgO	3.52	2.78	2.62	2.46	2.13	4.16	1.99	1.47	1.29
CaO	1.71	1.55	1.51	1.53	1.46	1.60	.94	.88	.90
Na ₂ O	.01	.01	.02	.02	.03	0.00	.02	0.00	.03
Total	99.53	99.48	99.21	98.88	99.30	99.66	99.58	99.21	98.92

FORMULA EN BASE A 24 OXIGENOS

Si	5.940	5.958	5.961	5.993	5.978	5.940	5.983	6.028	6.013
Ti	.010	.001	.006	.000	.005	.023	.005	.006	.007
Al	4.022	4.007	4.041	4.009	3.993	4.027	4.019	3.983	3.982
Cr	.004	.003	0.000	0.000	.015	.001	.004	.002	.003
Fe	4.651	4.498	4.362	4.259	4.278	4.637	5.289	5.379	5.427
Mn	.264	.621	.743	.868	.967	.141	.050	.063	.075
Mg	.848	.673	.636	.510	.519	.997	.485	.361	.318
Ca	.296	.271	.263	.268	.256	.276	.165	.156	.159
Na	.003	.004	.008	.0051	.008	.000	.006	0.000	.010
Total	16.039	16.037	16.020	16.002	16.019	16.043	16.004	15.977	15.996

idas como de la matriz, son probablemente algo inferiores a las del climax de metamorfismo, habiéndose utilizado en la mayoría de los casos composiciones del núcleo del granate junto a biotitas aisladas de la matriz para hallar las temperaturas máximas, y composiciones de los bordes de los granates junto a biotitas adyacentes para encontrar temperaturas posteriores.

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 contaje 20 seg., corriente de imagen 20 nA. Se utilizó el programa ZAF para la corrección de las concentraciones. Como estándar se utilizaron diversos silicatos y

óxidos, empleando granate como estándar cuando esta fase fue analizada.

La Tabla 1 muestra los análisis seleccionados según los anteriores criterios para efectuar las mediciones.

Como calibraciones se han utilizado las siguientes: Thomson (1976); Ferry y Spear (1978); Hodges y Spear (1982); Ganguly y Saxena (1984); Indares y Martignole (1985).

La calibración experimental de Ferry y Spear (1978) está efectuada en el sistema Fe/Mg puro, habiendo sido probada inicialmente para temperaturas de alrededor de 530 °C.

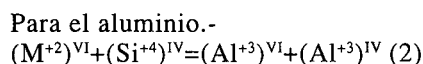
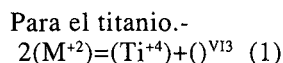
Hodges y Spear (1982) presentan una corrección empírica a la anterior calibración introduciendo coeficientes de actividad y parámetros de Margules para las soluciones en el granate. En este trabajo se ha dado el valor cero al parámetro W_{Mg-Mn} siguiendo la recomendación de los autores.

Ganguly y Saxena (1984) mediante tratamiento termodinámico y estadístico introducen parámetros de Margules para la relación Fe-Ca en el granate y modificaciones por desviación de la idealidad en la relación Fe-Mg, recomendando un $W_{Ca} = 2500-3500$ para una fracción molar de calcio en el granate menor o igual a 0.35 y un $W_{Mn} = 2500-3500$ cal/mol para una fracción molar de manganeso en el granate menor o igual a 0.4. Para las rocas aquí estudiadas, los valores más razonables de temperatura se obtuvieron dando 2500 a ambos parámetros.

Thompson (1976) obtiene una calibración empírica comparando asociaciones naturales con equilibrios de fases experimentales. Esta calibración posiblemente minimiza los efectos composicionales. En facies anfibolítica, según Hodges y Spear (1982) suele dar temperaturas ligeramente inferiores a otras calibraciones, mientras que para facies granulítica según Indares y Martignole (1985 p. 277 y fig. 5) la calibración concuerda bien con la de estos autores.

Finalmente, Indares y Martignole (1985) presentan dos modelos, uno con correcciones empíricas y otro teórico-empíricas para las desviaciones de la idealidad, tomando como base la calibración de Ferry-Spear (1978). En esta corrección se tienen en cuenta las altas cantidades de Ti y Al^{VI} que presentan las biotitas de alto grado al sustituir estos elementos al Fe y Mg, así como las interacciones de calcio en el granate. La entrada de Ti y Al en lugar de Fe y Mg da lugar a una disminución de volumen que, según estos autores, es compensada por la sustitución de Fe^{+2} en lugar de Mg^{+2} dando lugar a un aumento del K_D lo que provoca temperaturas desmesuradamente altas en termómetros del tipo Ferry-Spear.

Esta calibración, según los autores, es apropiada para muestras en facies granulítica cuyas biotitas hayan sufrido las sustituciones anteriormente citadas mediante los siguientes mecanismos:



En donde el paréntesis vacío indica un lugar vacante y el número romano el tipo de coordinación.

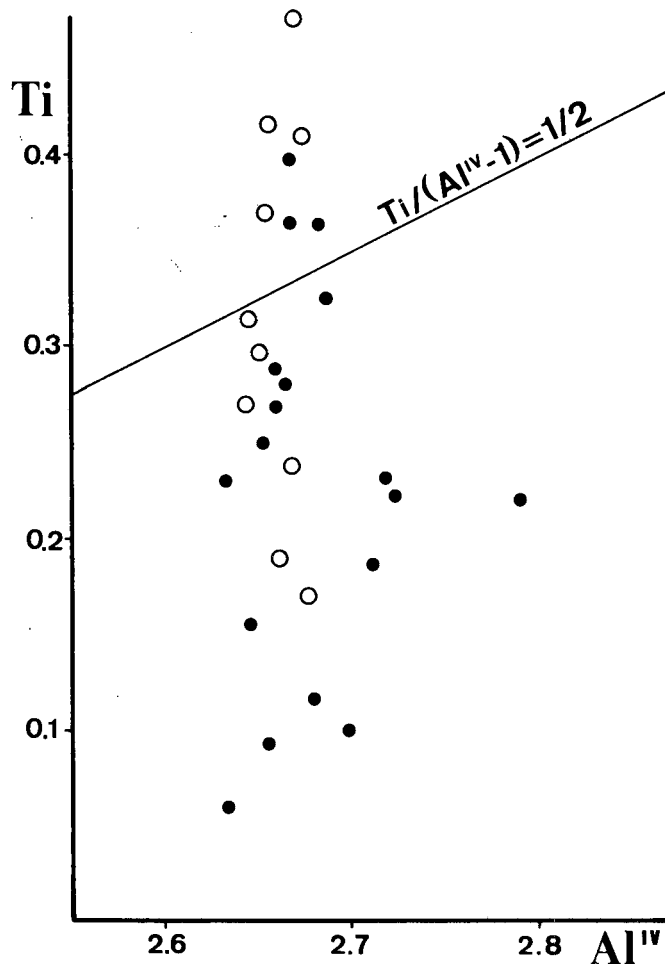


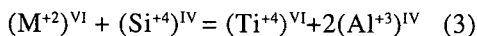
Fig. 1.- Relaciones Ti- Al^{IV} para las biotitas del núcleo del domo del Tormes con la fórmula estructural basada en la normalización a 22 oxígenos. Circulos = gneises; circunferencias = granatitas.

Fig.1.- Ti- Al^{IV} relations for the biotites from the Tormes dome, with structural formula recalculated on 22-oxygens basis. Full circles: gneises; Open circles: granatites.

Dado el alto contenido de Ti y Al en las biotitas del área estudiada, y con el fin de afinar sus fórmulas estructurales y ver el tipo de sustitución que presentan, se ha efectuado la normalización iterativa de las mismas según los modelos de Dymek (1983). El resultado es que las biotitas resultan consistentes con el modelo de normalización (D) de Dymek, en el cual se tiene en cuenta las sustituciones de titanio y aluminio pudiéndose resumir como: $7 = \text{Total de cationes} - (\text{K} + \text{Na} + \text{Ca} + \text{Ba}) + \text{Ti} + 1/2 \text{Al}^{\text{VI}}$ (en exceso), dando para los modelos (A) y (C) unas cantidades hipotéticas de Fe^{+3} de -0.5 ± 0.2 y -0.1 ± 0.05 respectivamente, indicando en ambos casos lugares vacantes para el titanio y aluminio.

El modelo (D) implica que la sustitución de titanio y aluminio se efectúa esencialmente por mecanismos de vacancia, por tanto, el mecanismo de sustitución del aluminio es diferente al dado en el termómetro de Indares y Martignole (1985), el cual, en principio, está calibrado para rocas con una cantidad menor de Al^{VI} (modelo C). Con el fin de confirmar este supuesto se han efectuado varias gráficas que permiten discernir entre los diversos modelos de sustitución del titanio y aluminio.

La figura 1 basada en la normalización a 11 oxígenos (modelo B de Dymek) muestra una considerable variación en el contenido en titanio de las muestras respecto a la variación de Al^{IV} . Estas relaciones no se sitúan a lo largo de la recta $\text{Ti}/(\text{Al}^{\text{IV}} - 1) = 1/2$, por tanto, debe descartarse que todo el titanio y el Al^{IV} se equilibren por la sustitución:



Los puntos situados por encima de la recta tienen parte de Ti no balanceable por Al^{IV} e implican una sustitución adicional o diferente para este elemento. Respecto a los puntos situados por debajo de esta recta pueden explicar sus relaciones en principio por una combinación de la sustitución (3) y la:



Aunque otras sustituciones son posibles.

La figura 2, construida con una normalización en base a 14 cationes, muestra una correlación relativamente buena entre los puntos y la recta: Exceso de carga = 2Ti . Esto según Dymek (1983, p. 884) sugiere la presencia de Ti^{+4} en lugar de Ti^{+3} .

El hecho de situarse los puntos por encima de las rectas es además indicativo de que existe un exceso de carga no atribuible al titanio sino a otros elementos como el aluminio, y que, según la figura, es aproximadamente constante respecto a las variaciones del titanio.

En la figura 3 construida con el mismo tipo de normalización que la anterior se muestra la relación

$\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Al}^{\text{VI}}$, observándose un contenido más constante en el Al^{IV} que en el Al^{VI} .

Si la sustitución de Al^{VI} se efectuara sólo mediante el mecanismo (4), los puntos se situarían a lo largo de la recta $\text{Al}^{\text{IV}} - 1 = \text{Al}^{\text{VI}}$. La situación de los puntos por encima de la recta indica que no todo el Al^{VI} se equilibra por el Al^{IV} .

La figura 4 arroja cierta luz sobre el exceso de carga del Al^{VI} . Los puntos de los gneises, aun que no en la

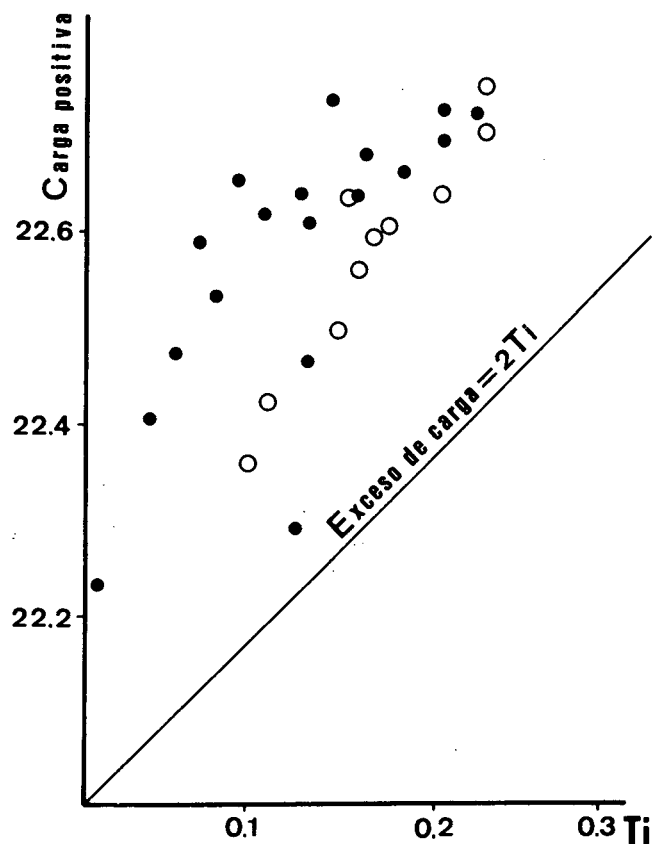


Fig. 2.- Relaciones Ti-Total de carga positiva para biotitas normalizadas según el modelo (A) de Dymek (1983).

Fig. 2.- Ti- Total positive charge for biotites following Dymek (1983) A-model normalization

granatita, presentan una cierta correlación, aunque defectuosa, con la recta en la que el exceso de carga es proporcional a 3/2 de Al^{VI} y que corresponde a una sustitución tipo vacancia como

$$3(M^{+2})^{VI} = (Al^{+3})^{VI} + ()^{VI} \quad (5)$$

La defectuosa correlación puede deberse a que parte de la sustitución se realiza por el mecanismo (4), y/o al efecto de enmascaramiento que produce la sustitución de titanio.

Puede observarse como en la roca con menos aluminio (la granatita) el efecto del Al^{VI} sobre el exceso de carga es prácticamente nulo y muestra mayor correlación entre Ti y exceso de carga.

En resumen, puede decirse que para rocas con mucho aluminio situadas en el comienzo de la facies granulítica, la sustitución del Al^{VI} mediante vacancia puede ser todavía importante y debe considerarse a la hora de efectuar las mediciones termométricas y las calibraciones.

Los mecanismos encontrados para las rocas tratadas en las anteriores figuras, concuerdan además con el tipo de normalización elegida al principio de este apartado.

Es evidente por tanto, que el termómetro de Indares y Martignole (1985) está calibrado para el mismo tipo de mecanismo de sustitución para la entrada del titanio que presentan las muestras aquí tratadas, pero diferente para el aluminio ya que está preparado para sustitución exclusivamente tschermakítica que da lugar a una menor cantidad de Al^{VI} (modelo C de Dymek). Por tanto, aunque este termómetro debe trabajar para las muestras aquí estudiadas mejor que los anteriores, se debe tener en cuenta un error propio de la calibración-tipo de muestra.

La tabla 2 muestra las temperaturas obtenidas para los gneises y granatitas del núcleo del domo del Tormes utilizando las calibraciones anteriormente comentadas, a unas condiciones de presión de 2 y 6Kb Para la de Indares y Martignole (1985) se muestran los dos modelos que dan los autores.

Las temperaturas máximas (M) se han obtenido a partir de valores medios de varios análisis. Las temperaturas de retrogradación (R), cuando hay varias en una muestra, están dispuestas según análisis realizados correlativamente hacia el borde de los granates.

Las temperaturas anormalmente altas para el núcleo de la muestra F.13.5 se deben muy probablemente a que los únicos análisis de biotita eran de un cristal en contacto con el granate.

Las temperaturas ligeramente bajas para las condiciones de clímax metamórfico que se obtienen en la muestra

F.85.1 probablemente sean debidas al avanzado estado de retrogradación, tanto de los granates existentes, de los cuales quedan solamente pequeños restos, como de la roca en general.

La comparación de los datos de la tabla 2 muestra que el conjunto de temperaturas más homogéneo y consistente respecto a las paragénesis observadas (ver introducción), corresponde a las calibraciones de Thompson (1976) e Indares y Martignole (1985), tal y como era de prever por las consideraciones anteriormente efectuadas. Tanto el termómetro de Ferry-Spear como las

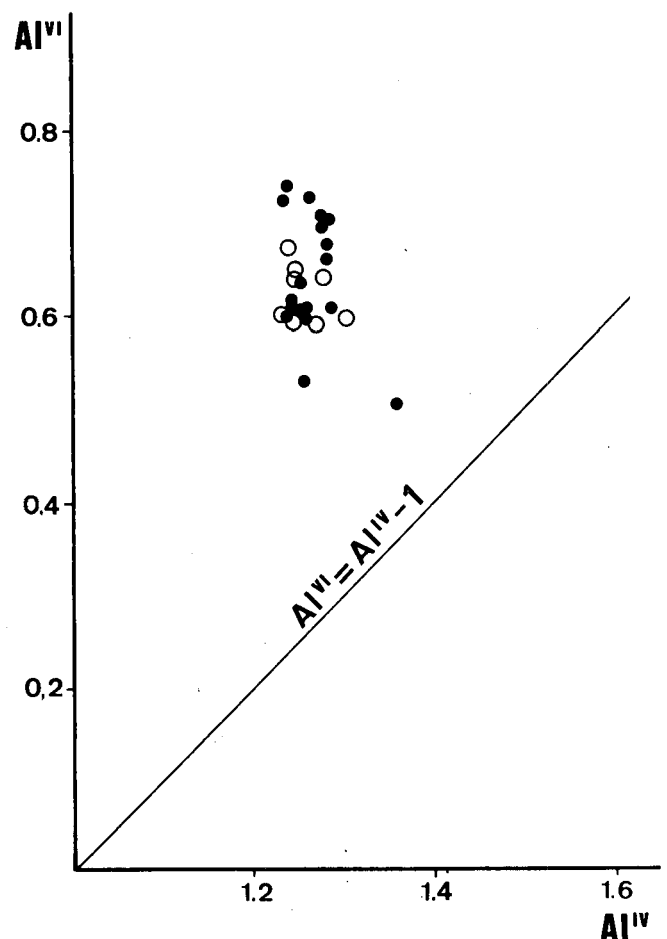


Fig. 3.- Relaciones Al^{IV} - Al^{VI} para biotitas normalizadas según el modelo (A) de Dymek (1983).

Fig. 3.- Al^{IV} - Al^{VI} relations for biotites following Dymek (1983) A-model normalization.

modificaciones de Hodges-Spear o Gánguly-Saxena muestran buenas coincidencias de resultados con los anteriores cuando se miden temperaturas de retrogradación del orden de 550°C, es decir, cercanas al entorno para los que fueron calibrados, pero ofrecen resultados irrealmente altos y dispersos a temperaturas por encima de 600-650 °C. De estos tres termómetros, el que da temperaturas más aceptables es el de Ganguly-Saxena, siendo el de Hodges-Spear el que sufre mayores desviaciones a altas temperaturas. La inadecuación de estos termómetros para altas temperaturas ha sido puesta de manifiesto por otros autores como

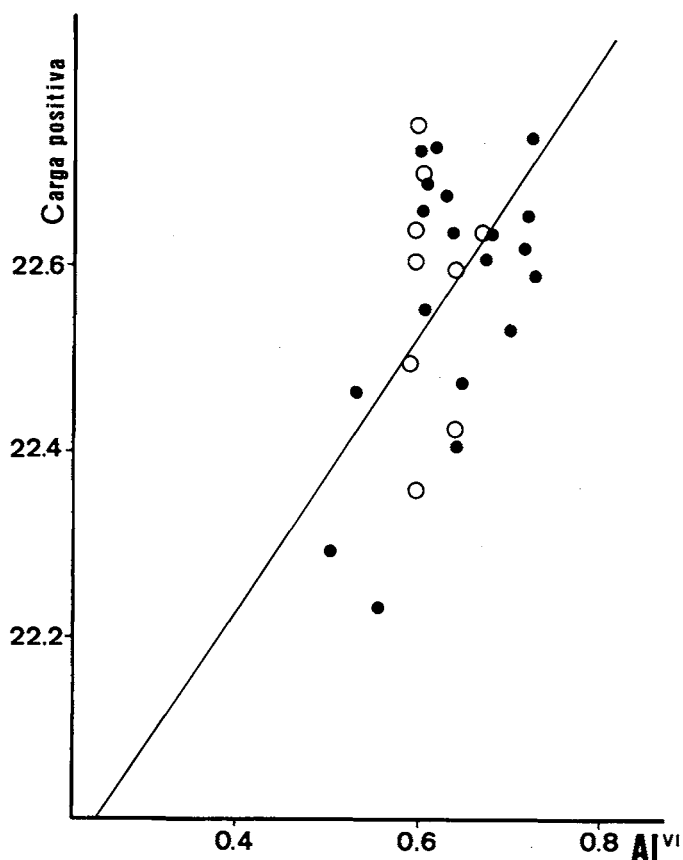


Fig. 4.- Relaciones Al^{VI}-Total de carga positiva para biotitas normalizadas según el modelo (A) de Dymek (1983).

Fig. 4.- Al^{VI}-Total positive charge relations for biotites following Dymek (1983) A-model normalization

TABLA 2. Temperaturas (°C.) para el núcleo del domo del Tormes.

TABLE 2. Temperatures (°C.) for the core of the Tormes dome.

Muestra	H-S		F-S	G-S		Th	I-M			
	2Kb	6Kb		2Kb	6Kb		2Kb		6Kb	
							A	B	A	B
F.13.1	M 707	725	696	662	680	654	660-618		677-635	
	R 661	677	649	638	654	621	616-604		632-620	
F.13.5	M 1028	1050	1016	985	1009	862	920-872		943-895	
	R 721	739	712	745	763	666	682-690		699-708	
	R 800	821	790	826	847	719	710-715		730-734	
F.13.19	M 814	835	806	804	825	729	727-734		746-753	
	R 797	816	786	768	787	716	711-729		730-748	
	R 733	751	724	705	723	674	710-720		724-735	
F.13.24	M 776	794	757	743	761	696	687-671		705-690	
	R 689	706	672	669	686	637	600-620		617-637	
	R 678	694	660	664	681	629	590-622		607-640	
	R 664	680	646	657	674	618	578-625		594-642	
	R 605	620	589	610	626	576	523-575		539-591	
F.13.25	M 800	816	784	735	753	715	740-706		765-731	
F.85.1	M 680	698	674	738	756	638	563-560		580-577	
	R 541	555	531	561	576	533	458-488		473-502	
GK2	M 860	884	851	849	870	759	686-711		701-731	
F.5.1.1	M 811	830	802	823	842	727	700-651		718-671	
	R 668	685	658	700	716	627	582-544		599-561	
	R 616	631	609	652	668	591	533-499		550-515	

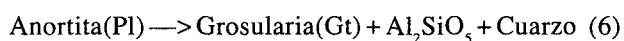
H-S= Hodges-Spear (1982); F-S= Ferry-Spear (1978)
G-S= Ganguly-Saxena (1984); Th= Thompson (1976)
I-M= Indares-Martignole (1985). M=Máxima; R=Retrog.

Bohlen y Essene (1980) o, de forma indirecta, por Hodges y Crowley (1985) para muestras con más del 5% molar de titanio o 20% molar de aluminio en biotitas.

En resumen puede decirse que las condiciones máximas de temperatura en el núcleo del domo del Tormes debieron de ser algo superiores a los 700 °C, probablemente entre 700-730 °C y que debieron darse una serie de equilibrios de retrogradación congelados en la roca entre 600-650 °C.

GEOBARÓMETROS

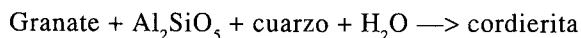
Entre los diferentes barómetros utilizables con las paragénesis y equilibrios que presentan las rocas estudiadas se ha elegido el basado en la reacción:



Este barómetro tiene la ventaja de estar construido según un equilibrio multivariante anhidro y por tanto no está influido por las variaciones en la actividad del agua, siendo además estable en un amplio rango de presiones y temperaturas. Como principales inconvenientes pueden destacarse un incremento en el volumen de reacción no muy elevado, lo que implica que el equilibrio es relativamente dependiente de la temperatura, debiéndose conocer aproximadamente la temperatura si se desean obtener buenas aproximaciones para la presión, y la incertidumbre que existe sobre el valor del incremento de volumen de la reacción.

Para rocas pelíticas debe además tenerse en cuenta el bajo contenido en grosularia que suelen presentar los granates, con lo cual pequeños errores en los análisis adquieren cierta importancia en los resultados finales. Finalmente, debe recordarse que para grandes diluciones la actividad de la grosularia en el granate no está bien determinada, introduciendo en estos casos una nueva fuente de incertidumbre.

Otros barómetros de posible utilización, como el basado en la reacción



se han desechado por el desconocimiento que existe sobre el papel que desempeña el agua en la cordierita, lo que ha producido discrepancias serias entre las diversas calibraciones realizadas, tanto experimentalmente (Hensen y Green 1971; Currie 1971) como semi empíricas o teóricas (Thompson 1976; Perchuk *et al.* 1981; Martignole y Sisi 1981).

El equilibrio (6) ha sufrido numerosas calibraciones o simples modificaciones de parámetros (Ghent 1976; Ghent *et al.* 1979; Newton y Haselton 1981 etc.).

En el presente trabajo se han escogido las calibraciones de Newton y Haselton (1981); Hodges y Spear (1982); Ganguly y Saxena (1984), Hodges y Royden (1984) y la modificación experimental de Koziol y Newton (1988).

Newton y Haselton (1981) proponen una calibración el la que se abandona la idealidad para la grosularia del granate y de la anortita en la plagioclasa, aprovechando los nuevos datos termodinámicos existentes. Trabajan con granates de un pequeño contenido en manganeso y no tienen en cuenta este elemento. Las expresiones aquí utilizada son: la primitiva modificada según las indicaciones dadas en el trabajo de Ganguly y Saxena (1984) en la que $P^0(\text{Sill}) = -1.17 + 0.0238 T$ (etiquetada como N-H en la tabla 3), y la modificada con la curva experimental obtenida por Koziol y Newton (1988) (etiquetada en la tabla como K-N).

Hodges y Spear (1982) presentan una corrección empírica al calibrado de Newton y Haselton (1981)

referente a los coeficientes de actividad y parámetros de Margules para el granate y la plagioclasa asumiendo igualmente pureza en las demás fases. En la Tabla 3 se presentan además de los resultados obtenidos con este barómetro, otros cuya etiqueta es Hodges y Spear modif. confeccionados con las modificaciones de estos autores pero sobre la expresión primitiva del trabajo de Newton y Haselton (1981).

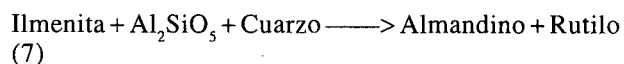
Para el cálculo de la actividad de la anortita en la calibración de Ganguly y Saxena (1984) se ha utilizado la gráfica dada por los autores (p.94) basada en el modelo de Saxena y Ribbe (1972), mientras que los datos de volumen para la grosularia se han tomado a partir de Newton y Haselton (1981), y los del piropro de Haselton y Newton (1980).

Los resultados para las diferentes calibraciones del barómetro basado en la ecuación (6) en los gneises pelíticos se muestran en la Tabla 3.

No existen datos objetivos para la elección de una calibración sobre las demás ya que: a) las composiciones de la roca entran dentro del margen para el cual las calibraciones han sido preparadas; b) la homogeneidad de resultados es similar en las diferentes calibraciones (excepto en la de Ganguly y Saxena que es peor); c) la asociación que ofrece la roca es compatible con todos los resultados de la Tabla 3. No obstante, dada la menor incertidumbre que ofrece la curva experimental de Koziol y Newton sobre sus homólogas anteriores (Goldsmith 1980, Gasparik 1984) se han elegido los resultados de esta calibración como más aproximados.

La intersección de las rectas de presión con las temperaturas obtenidas en el apartado anterior para las mismas muestras dan unos valores entre 5-5.5 Kb para las condiciones máximas de metamorfismo y entre 2.5-3 Kb para los obtenidos en los bordes de los granates. Estos últimos valores deben corresponder al período de congelación de la difusión en los granates.

La presencia de abundantes agujas de rutilo en el interior de algunos granates y su coexistencia con ilmenita, analizada con la sonda en la muestra F.13.1, hacen pensar, en la existencia de la reacción



Este equilibrio se ha utilizado como base de un buen geobarómetro calibrado experimentalmente por Bohlen *et al.* (1983), siendo útil para el cálculo de las presiones en los núcleos de granates que presenten la anterior reacción.

En los cálculos aquí efectuados se ha escogido el modelo de actividad del almandino presentado en Hodges y Royden (1984) utilizando la expresión de Ghent y Stout (1984) para el cálculo de la presión.

TABLA 3. Presiones (Kb) para el núcleo del domo del Tormes.

TABLE 3. Pressures (Kb) for the core of the Tormes dome.

	N-H		H-S		H-S(M)		G-S		H-R		K-N	
	500	700	500	700	500	700	500	700	500	700	500	700
F.13.1	M 0.9	4.1	0.8	2.6	1.2	3.0	5.9	2.6	2.5	6.0	1.9	5.1
	R 1.0	4.0	1.0	2.9	1.4	3.3	0.7	2.8	2.7	6.3	1.9	5.1
F.13.24	M 1.2	4.3	1.0	2.9	1.4	3.3	1.4	3.5	2.7	6.4	2.1	5.2
	R 0.9	4.0	0.8	2.7	1.2	3.1	0.9	3.0	2.5	6.2	1.8	4.9

N-H = Newton y Haselton (1981); H-S = Hodges y Spear (1982).

H-S(M) = Hodges y Spear (1982) modificado.

G-S = Ganguly y Saxena (1984); H-R = Hodges y Royden (1984).

K-N = Koziol y Newton (1988).

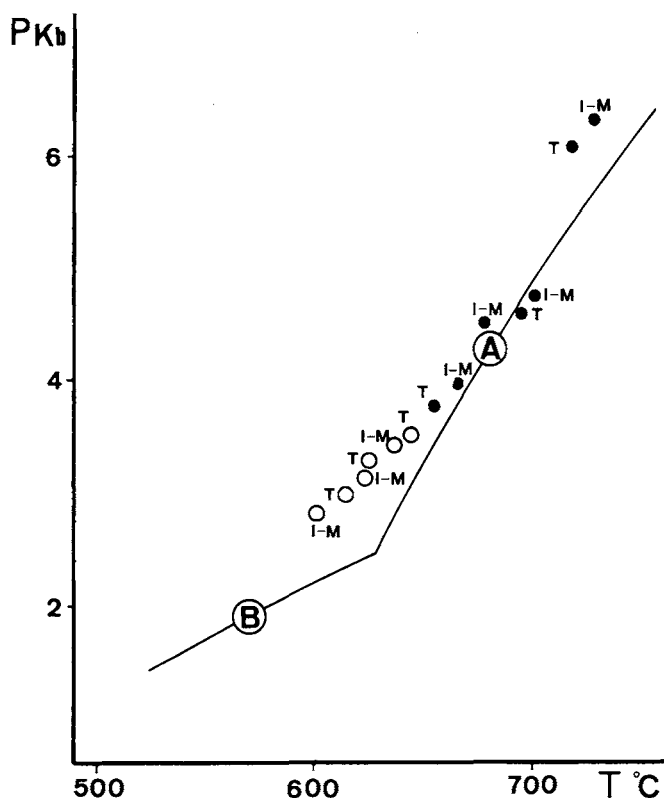


Fig. 5.- Situación P-T del núcleo del domo del Tormes durante el clímax metamórfico (círculos), y la descompresión (circunferencias). T: Según la calibración de Thompson (1976). I-M: Tomando la calibración de Indares y Martignole (1985). A: biotita+Al₂SiO₅+cuarzo → granate+cordierita+feldespatok+H₂O. B: biotita+Al₂SiO₅+cuarzo → cordierita+feldespatok+H₂O. Reacciones A y B tomadas de Lee y Holdaway (1976) para una X_{H₂O}=0.4

Fig. 5.- P-T situation for peak metamorphic conditions (full circles) and uplift (open circles) in the Tormes dome core. T: after Thompson (1976) geothermometer. I-M: calculated according to Indares and Martignole (1985). A: biotite+Al₂SiO₅+quartz → garnet+cordierite+k feldspar+H₂O. B: biotite+Al₂SiO₅+quartz → cordierite+k feldspar+H₂O. Reactions A and B according to Lee and Holdaway (1977) for X_{H₂O}=0.4

Los resultados, utilizando análisis del núcleo en granates, dan unos valores medios de 6.2 Kb a 500 °C y 8.1 Kb a 700 °C. Estos datos, discrepantes con los ofrecidos por los anteriores barómetros, podrían indicar un equilibrio alcanzado en un estado geológico anterior (ver p.ej. Martínez y Rolet 1988), aunque otras dos posibilidades son también factibles: a) que se haya medido un estado de no equilibrio; b) que la asociación granate-rutilo se haya formado por otra reacción. Finalmente, debe observarse que las asociaciones existentes en este tipo de rocas están a favor de unas presiones no tan elevadas.

CONDICIONES DE FLUIDOS

Durante las condiciones máximas de metamorfismo y comienzo de la retrogradación tuvo lugar la reacción biotita + Al₂SiO₅ + cuarzo → granate + cordierita + feldespatopotásico + H₂O (Gil y Martínez 1982, Martínez *et al.* 1988, Sebastián y Martínez (1989). La proyección de los resultados P-T obtenidos, sobre la calibraciones efectuadas por Holdaway y Lee (1977), Lee y Holdaway (1977) para la anterior reacción con diferentes fracciones molares de agua (Fig.5), indican unas XH₂O ligeramente inferiores a 0.4 para el climax de metamorfismo, y algo menores para la etapa de retrogradación congelada en la roca. Estos valores coinciden con los que se suelen observar en granulitas con granate y cordierita (Lee y Holdaway 1977 p. 91).

CONCLUSIONES

Las biotitas del núcleo del domo del Tormes ofrecen unos contenidos altos en titanio, acordes con las condiciones de P y T que han sufrido, y muy altos en aluminio, adaptándose su fórmula estructural al modelo D de Dymek.

No existen calibraciones del geotermómetro granate biotita adaptadas a las composiciones que presentan las biotitas aquí estudiadas. Para temperaturas superiores a 650-700 °C, las calibraciones de Thompson (1976) e Indares y Martignole (1985) son las que ofrecen resultados más homogéneos y acordes con las paragénesis observadas, a inferiores temperaturas se muestran adecuadas todas las calibraciones excepto la de Indares y Martignole (1985).

La intersección de las funciones de P calculadas mediante las anteriores calibraciones, y las de T a

partir de Koziol y Newton (1988) ofrecen unos valores entre 700-730 °C a 5-5.5 Kb para el clímax metamórfico, y unos registros posteriores sobre 600-650 °C a 2.5-3 Kb. Estos datos indican una descompresión del domo con poca disminución de la temperatura, cuantificando y corroborando el recorrido P-T-t cualitativo sugerido en Sebastián y Martínez (1989). Las estimaciones barométricas basadas en la asociación granate-ilmenita rutilo dan unas presiones de alrededor de 8 Kb que podrían pertenecer a un episodio metamórfico anterior.

La fracción molar del agua se mantuvo en valores cercanos a 0.4 durante el clímax metamórfico disminuyendo en el período de descompresión del Domo. La pérdida de agua durante la descompresión debe estar relacionada, de acuerdo con Martínez et al. (1988), con la fusión parcial de la roca.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio se realizó con la ayuda de una beca F.P.I del Ministerio de Educación y Ciencia y con un «Ajut per l'acabament de Tesi Doctoral» de la Generalitat de Catalunya.

Los autores agradecen al Dr. J. Lameyre las facilidades dadas para la realización de los análisis en la microsonda y a R. L. Torres Roldán y J. Carreras por la detallada revisión que hicieron del trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- BOHLEN, S.R. y ESSENE, E.J., 1980: Evaluation of coexisting garnet-biotite, garnet-clinopyroxene and other Mg-Fe exchange thermometers in Adirondack granulites: Summary. *Geological Soc. of Am. Bull.*, 1: 105-107.
- BOLHEN, S.R., WALL, V.J. y BOETCHER, A.L., 1983: Experimental investigations and geological application of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Am. Mineral.*, 68: 1049-1058.
- CURRIE, K.L., 1971: The reaction 3 cordierite = 2 garnet + 4 sillimanite + 5 quartz as a geological thermometer in the Opinicon Lake Region, Ontario. *Contribut. Min. Petrol.*, 33: 215-226.
- DYMEK, R., 1983: Titanium, aluminium and interlayercation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68: 880-899.
- FERRY, J.M. y SPEAR, F.S., 1978: Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contrib. Min. Petrol.*, 66: 113-117.
- GANGULY, J. y SAXENA, S.X., 1984: Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *American Mineralogist*, 69: 88-97.
- GASPARIK, T., 1984: Experimental study of subsolidus phase relations and mixing properties of pyroxene in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂. *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 48: 2537-2545.
- GHENT, E.D., 1976: Plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Min.*, 61: 710-714.
- GHENT, E.D., ROBBINS, D.B. y STOUT, M.Z., 1979: Geothermometry geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites. Mica Creek British Columbia. *Am. Mineral.*, 64: 874-885.
- GHENT, E.D. y STOUT, H.Z., 1984: TiO₂ activity in metamorphosed pelitic and basic rocks: principles and applications to metamorphism in southeastern Canadian Cordillera. *Contr. Mineral. petrol.*, 86: 248-255.
- GIL IBARGUCHI, J.I. y MARTÍNEZ, F.J., 1982: Petrology of Garnet-Cordierite-Sillimanite gneisses from the el Tormes thermal dome, Iberian Hercynian foldbelt (NW Spain): *Contrib. Min. Petrol.*, 66: 113-117.
- GOLDMAN, D.S. y ALBEE, A.L., 1977: Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with O¹⁸/O¹⁶ partitioning between quartz and magnetite. *Am. Jour. Sci.*, 277: 750-761.
- GOLDSMITH, J.R., 1980: The melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures. *Am. Min.*, 65: 272-284.
- HASELTON, H.T. y NEWTON, R.C., 1980: Thermodynamics of pyrope-grossular garnets and their stabilities at high temperatures and pressures. *Jour. of Geophys. Reseach*, 85: 6973-6982.
- HENSEN, B.J. y GRENN, D.H., (1971: Experimental study of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. I Composition with excess aluminosilicate *Contrib. Min. Petrol.*, 33: 309-330.
- HODGES, K.V. y CROWLEY, P.D., 1985: Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Am. Min.*, 70: 702-704.
- HODGES, K.V. y ROYDEN, L., 1984: Geologic thermobarometry of retrograded metamorphic rocks: an indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. *Jour. of Geoph. Research*, 89: 7077-7090.
- HODGES, K.V. y SPEAR, F.S., 1982: Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilavke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67: 1118-1134.
- HOLDAWAY, M.J. y LEE, S.M., 1977: Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 175-198.
- INDARES, A. y MARTIGNOLE, J., 1985: Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *American Mineralogist*, 70: 272-278.
- KOZIOL, A.M. y NEWTON, R.C., 1988: Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz-geobarometer. *Am. Min.*, 73: 216-223.
- LEE, S.M. y HOLDAWAY, M.J., 1977: Significance of Fe-Mg cordierite stability relations on temperature pressure and water pressure in cordierite granulites. *Geophys. Monogr.* 20 AGU. Washington D.C., 79-94.

- LOOMIS, T.P., 1976: Irreversible reactions in high-grade metamorphic rocks. *Jour. Petrol.*, 17: 559-588.
- LOOMIS, T.P., 1983: Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history. In: S. K. Saxena ed. *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*, 1-60, New York, Springer Verlag.
- MARTIGNOLE, J. y SISI, J.CH., 1981: Cordierite-Garnet-H₂O Equilibrium: A Geological Thermometer, Barometer and Water Fugacity Indicator. *Contrib. Min. Petrol.*, 77: 38-46.
- 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., SEBASTIÁN, A., ARBOLEYA, M.L., e 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 north western Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, 279-288.
- NEWTON, R.C. y HASELTON, H.T., 1981: Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. In: R.C. Newton et al ed. *Thermodynamics of Minerals and Melts*, pp. 131-147, New York, Springer-Verlag.
- PERCHUK, L.L., 1967: The analysis of thermodynamic conditions of mineral equilibria in the amphibole-garnet rocks. *Izu. Akad. Nauk. S.S.S.R. ser Geol.*, 57-83.
- PERCHUK, L.L. y LAURENT'EVA, I.V., 1983: Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: S.K. Saxena ed. *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*, pp. 199-239, Berlin, Springer-Verlag.
- PERCHUK, L.L., PODLESSKII, K.K. y ARANOVICH, L.Y., 1981: Calculation of thermodynamic properties of end-member minerals from natural parageneses. In: R.C. Newton, A. Nabrotsky and B.J. Wood eds., *Thermodynamics of minerals and melts*, pp.111-129, New York, Springer Verlag.
- SAXENA, S.K., 1969: Silicate solid solution and geothermometry: 3. Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 22: 258-267.
- SAXENA, S.K. y RIBBE, P.H., 1972: Activity-composition relations in feldspars. *Contrib. to Min. and Petrol.*, 37: 131-138.
- SEBASTIÁN, A. y MARTÍNEZ, F.J., 1989: Equilibrios minerales y zonación de granates en el núcleo del domo del Tormes (provincias de Salamanca y Zamora). *Acta Geol. Hisp.*, 24 (2): 103-113.
- THOMPSON, A.B., 1976: Mineral reactions in pelitic rocks: II calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Am. Jour. Sci.*, 276: 425-454.
- TRACY, R.J., 1982: Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry J.M. ed. *Characterization of metamorphism throug mineral equilibria*, pp. 335-397, Soc. Am., Washington.
- 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.

Recibido, noviembre 1989