

Quimismo de los principales componentes minerales de las rocas volcánicas paleozoicas del área de Atienza (Prov. de Guadalajara)

Por A. APARICIO (*) y L. GARCIA CACHO (*)

RESUMEN

El estudio del quimismo de los principales minerales constituyentes de las rocas andesíticas paleozoicas del área de Atienza y de sus enclaves metamórficos esquistosos, así como de los productos de reacción entre ambos, pone de manifiesto un proceso de asimilación parcial de los enclaves, que confirma el carácter xenolítico del granate en la roca volcánica y justifica el comienzo de cristalización de biotita en esta última.

Se establecen igualmente una serie de consideraciones sobre las relaciones de contacto entre la roca volcánica y el encajante metamórfico, sobre las temperaturas de intrusión, las de comienzo de cristalización magmática y las de génesis de los esquistos, todo ello en relación con la última fase evolutiva del magmatismo calcoalcalino del Sistema Central y la profundidad de génesis de dicho magma.

ABSTRACT

The chemical data of principal minerals (garnet, biotite, plagioclase, amphibol, etc.) from paleozoic andesitic rocks of Atienza (Guadalajara) and their metamorphic inclusions (schists) shows a partial contamination process, that confirm the xenolithic character of garnet and also determine the starting crystallization of biotite in the volcanic rocks.

Different considerations are established concerning relationship between volcanic and metamorphic host rocks, and about intrusion, crystallization and regional metamorphism temperatures respectively. All these factors are related to the late evolution of Hercinian igneous events on the Spanish Sistema Central.

INTRODUCCION

Las rocas volcánicas del área de Atienza (Guadalajara) corresponden a una serie de materiales andesíticos que se presentan en forma masiva atravesando un conjunto pizarroso paleozoico de edad Silúrica (fig. 1) afectado por un metamorfismo de bajo grado (APARICIO y GALÁN, 1980), cubiertos a su vez por rocas sedimentarias Pérmicas y Triásicas (HERNANDO, 1973, 1977). La edad de las rocas volcánicas (HERNANDO et al., 1980) queda circunscrita a finales del Carbonífero.

ANCOCHEA et al. (1980) y HERNÁN et al. (1981) han realizado un estudio detallado de los aspectos cartográfico, petrológico y geoquímico de estas rocas andesíticas, sugiriendo una posible re-

lación genética entre ellas y el magmatismo calcoalcalino que originó la serie plutónica hercínica del Sistema Central Español. Sin embargo, no abordaron otros aspectos, como el quimismo mineral de las rocas volcánicas y sus enclaves, así como su evolución y relaciones mutuas dentro del contexto magmático y metamórfico del Sistema Central, o dejaron planteados otros problemas como, por ejemplo, el origen magmático o xenolítico del granate, a la espera de datos más precisos o concluyentes.

El presente trabajo, continuación de los ya citados, tras la obtención de los datos químicos pertinentes, aporta algunas interpretaciones de tales aspectos complementando el mejor conocimiento de una de las escasas manifestaciones volcánicas en el ámbito plutónico del Sistema Central.

(*) Instituto de Geología, C.S.I.C. C/ J. Gutiérrez Abascal, 2. Madrid-6.

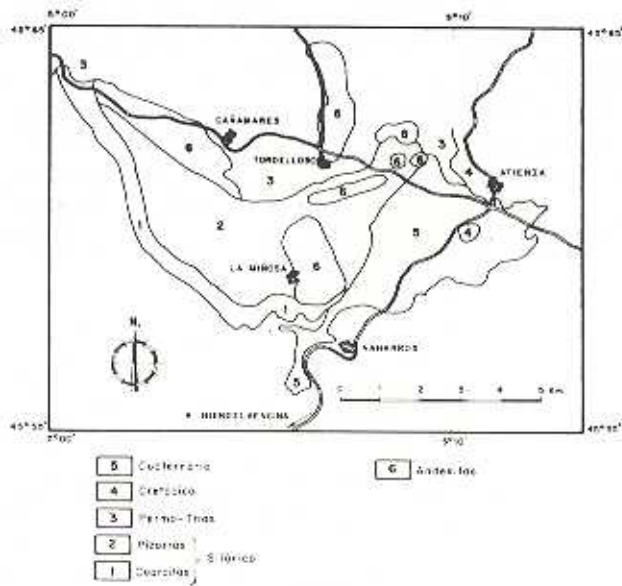


Figura 1.—Localización de los principales afloramientos de rocas volcánicas andesíticas de los alrededores de Atienza (Guadalajara).

Mineralogía

Los fenocristales más abundantes en la roca volcánica (HERNÁN et al., 1981) son biotita, plagioclasa, granate, piroxeno y anfíbol (los dos últimos escasos y en general casi totalmente sustituidos por opacos). Esta paragénesis está generalmente acompañada de otra de carácter secundario, constituida por cuarzo, carbonatos, sericita, clorita, albita, etc., y originada a causa de procesos de transformación posterior (albitización, cloritización, moscovitización, etc.).

Son también muy frecuentes los enclaves de rocas metamórficas esquistosas de dimensiones y estado de asimilación variable, aunque los tamaños más frecuentes oscilan entre 1 y 4 cm. y el grado de transformación es bastante intenso; están constituidos fundamentalmente por biotita, granate, plagioclasa y cuarzo, acompañados por cantidades accesorias de sillimanita, andalucita, cordierita, feldespato potásico, piroxeno y distena (HERNÁN et al., 1981). Con menor frecuencia también aparecen enclaves de pizarras y de cuarcitas.

El granate suele estar representado por cristales de tamaño variable (1 mm - 1 cm) (fig. 2) de idiomorfismo muy variable, aislados en la roca

volcánica o como constituyentes del enclave metamórfico, y en general presentan bordes de reacción muy evidentes (fig. 3), formados por plagioclasa y/o biotita y/o opacos.

La biotita se presenta como fenocristales idiomorfos, bien conservados o con alteración a bandas cloríticas, o como cristales alotriomorfos pequeños en los bordes de reacción del granate. Es también el constituyente fenoblástico fundamental de la esquistosidad en los enclaves metamórficos.

La plagioclasa aparece como fenocristales zonados en la roca volcánica y como pequeños cristales en los bordes de reacción del granate, al que pueden llegar a pseudomorfizar totalmente. Por último, los minerales opacos son pequeños cristales

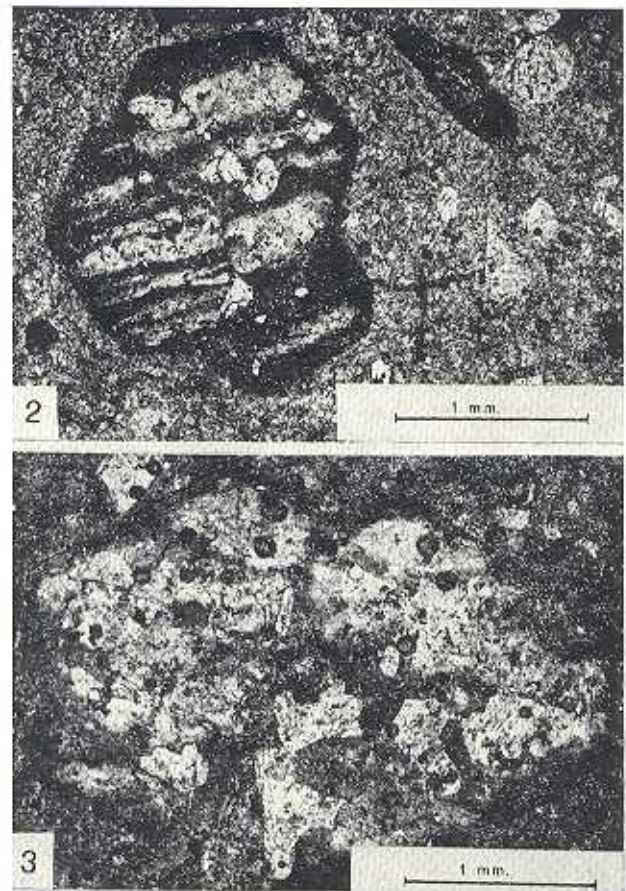


Figura 2.—Cristal de granate idiomorfo parcialmente transformado.

Figura 3.—Granate sustituido por cristales de plagioclasa, biotita e ilmenita.

diseminados en la pasta volcánica, están como inclusiones en otros minerales, o son producto de la reacción y transformación de otros minerales (granate, anfíbol, etc.).

Quimismo mineral

La selección de los minerales analizados (tabla 1) se ha realizado tomando como objetivo fundamental el estudio de las relaciones entre la roca volcánica, sus enclaves y el entorno metamórfico asociado, y ha estado muy condicionada por la fuerte incidencia de los procesos de transformación posteriores, ya citados, que dificultan el hallazgo de ejemplares idóneos. Así, se han analizado cristales de granate, biotita, clorita, plagioclasa y minerales opacos elegidos en base a los siguientes rasgos texturales:

- Fenocristales frescos de granate, biotita y opacos, aislados en la roca volcánica.
- Fenoblastos frescos de granate y biotita pertenecientes a enclaves metamórficos.
- Cristales de biotita, plagioclasa y opacos correspondientes a bordes de reacción de granates aislados en la roca volcánica o pertenecientes a enclaves metamórficos. Se ha distinguido entre bordes de reacción, en los que aparentemente el producto de transformación era sólo biotita y opacos, o bien, bordes en los que se generaba biotita y plagioclasa. Las determinaciones analíticas de estos minerales opacos asociados siempre han dado componentes ilmeníticos, aunque cabe la posibilidad de algún otro tipo, ya que la búsqueda no ha sido exhaustiva.

Dadas la escasez y el grado de alteración de los anfíboles, tan sólo fue posible analizar dos cristales. Por último, se han analizado también cristales de clorita asociados a granate y biotita, tanto en los enclaves metamórficos como en las rocas volcánicas.

Granates

No existen diferencias químicas notables entre los granates aislados en la matriz volcánica, los que presentan bordes de reacción, o los de enclaves metamórficos, y en todos los casos domina la molécula de almandino. En general (fig. 4),

sólo se aprecian pequeñas variaciones en Fe-Mg, manteniéndose constante la proporción de espartina.

Las composiciones encontradas son similares a las de los granates de rocas metamórficas del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1974; LÓPEZ RUIZ et al., 1975) (fig. 4), produciéndose una superposición de los campos de proyec-

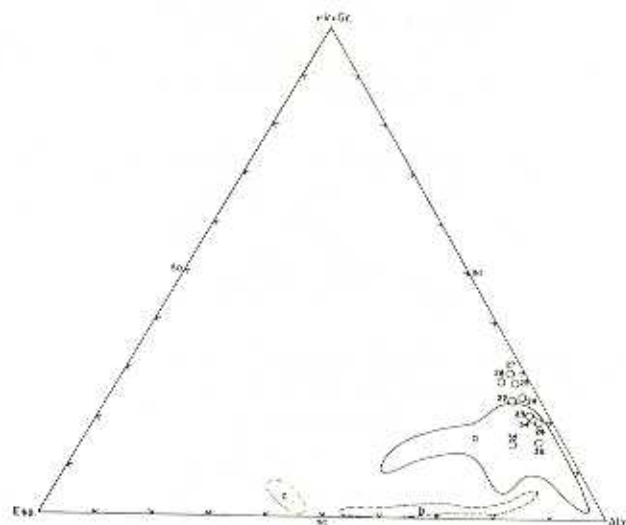


Figura 4.—Composición molecular de los granates de las rocas andesíticas. Las zonas limitadas corresponden:

- granates de rocas metamórficas del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ, et al., 1975);
- granates de rocas graníticas del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1975);
- granates de rocas apliticas (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1975).

34, 35 y 36, granates con borde de reacción de biotita en enclave metamórfico; 22, cristal de granate en enclave metamórfico (esquistos) sin borde de reacción; 23, cristal de granate en roca volcánica; 27, cristal de granate con borde de reacción a biotita en roca volcánica; 24, 26, 28 y 29, cristales de granate con borde de reacción de biotita y plagioclasa en roca volcánica. Los números corresponden a los análisis de la tabla I.

ción, aunque con tendencia al enriquecimiento en Mg y Ca. El campo de proyección de los granates de las rocas plutónicas de este sector (LÓPEZ RUIZ y GARCÍA CACHO, 1975) queda lo suficientemente alejado en esta figura como para descartar cualquier relación genética próxima entre ambos grupos.

Los perfiles borde-centro-borde realizados a través de los granates aislados en la matriz de la roca volcánica (fig. 5), no presentan modelos de

TABLA 1
Biotita

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
SiO ₂	53.34	54.29	50.17	57.70	54.92	22.52	34.11	34.90	35.70	37.66	36.35	36.59	33.21	33.05	30.77	31.37	33.95
Al ₂ O ₃	15.02	15.65	14.56	15.70	14.05	15.35	13.54	14.70	12.36	15.61	16.48	16.71	19.24	16.43	14.70	16.43	17.89
FeO	18.26	17.98	24.23	18.39	21.80	19.92	20.05	13.13	12.62	13.79	15.06	19.48	16.83	15.39	20.27	17.13	16.17
MgO	18.92	15.71	19.79	15.28	13.72	15.52	28.69	18.36	20.88	19.95	14.72	12.07	15.89	17.37	15.82	17.82	15.69
K ₂ O	4.03	3.33	3.74	6.17	4.75	6.74	3.39	3.38	9.78	0.98	7.68	7.45	3.74	3.74	7.49	9.03	8.12
TiO ₂	3.87	3.88	2.77	2.75	3.74	4.37	1.22	3.74	4.62	-	2.67	3.24	2.94	4.35	3.49	3.85	2.38
MnO	-	-	0.10	0.10	-	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	3.94	4.03	3.88	4.07	3.84	3.34	4.06	4.03	4.34	4.08	4.05	4.03	3.97	4.02	3.92	3.91	3.98
TOTAL	99.18	100.54	99.23	100.16	100.32	98.96	99.36	100.67	100.31	99.38	101.01	100.45	99.38	99.45	99.46	99.24	99.93

Si	5.077	5.132	4.658	5.563	5.315	4.965	5.082	5.116	5.294	5.338	5.281	5.142	5.025	5.095	5.157	4.805	5.108
Al ^{IV}	2.687	2.762	2.654	2.460	2.521	2.933	2.900	2.577	2.151	2.462	2.619	2.558	2.985	2.887	2.847	2.994	2.819
Al ^{VI}	-	-	-	0.275	-	-	0.288	-	-	0.273	0.257	0.322	0.262	-	-	0.278	0.234
Fe	2.280	2.249	3.124	2.283	2.774	2.538	2.534	2.381	1.581	1.638	2.359	2.422	2.125	1.880	2.588	2.168	2.131
Mn	-	-	0.013	0.012	-	0.013	0.012	0.022	0.013	0.012	-	-	-	-	-	-	-
Mg	3.898	3.728	4.552	3.352	3.211	3.018	4.151	4.067	4.633	4.273	3.246	2.885	3.974	3.990	3.568	4.288	3.546
K	1.558	1.333	0.736	1.158	1.098	1.337	0.533	1.212	2.844	1.099	1.453	1.423	1.631	1.691	1.483	2.754	1.559
Ti	0.445	0.414	0.321	0.304	0.428	0.530	0.133	0.418	0.515	-	0.267	0.351	0.279	0.487	0.401	0.455	0.337
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

	Granate										Olivita				
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	17	18	19	20	21
SiO ₂	37.18	37.50	37.70	38.81	37.19	39.58	36.32	36.04	36.43	36.44	37.45	35.39	29.94	29.72	29.12
Al ₂ O ₃	22.10	23.20	24.38	25.88	24.26	23.31	25.72	25.22	23.01	24.39	14.22	14.34	16.46	14.25	12.79
FeO	51.24	51.31	29.13	28.39	32.34	27.96	26.13	24.68	30.43	32.13	28.20	25.27	23.64	28.86	23.38
MgO	2.89	2.20	2.63	3.11	3.67	3.18	2.17	3.71	0.71	2.42	21.42	18.81	14.07	17.54	22.00
CaO	4.19	3.61	4.21	4.50	1.49	3.19	5.35	0.94	3.32	1.56	-	0.24	0.13	-	-
MnO	2.25	1.82	1.26	3.93	0.65	1.32	1.95	1.57	3.86	1.58	-	0.53	0.50	-	-
TOTAL	98.95	99.24	99.13	99.77	100.28	98.68	94.24	99.03	95.16	88.91	60.13	45.62	49.8	62.2	68.97

Si	5.839	5.982	5.837	6.037	5.847	6.119	6.124	5.858	5.901	5.882	-	-	-	-	-
Al ^{IV}	0.351	0.408	0.459	-	0.333	-	-	0.342	0.399	0.352	-	-	-	-	-
Al ^{VI}	0.101	0.385	0.463	0.405	0.351	0.375	0.297	0.415	0.295	0.481	-	-	-	-	-
Fe	4.172	4.155	3.830	3.665	4.323	3.536	3.623	3.887	4.256	4.214	-	-	-	-	-
Mn	0.304	0.278	0.166	0.123	0.127	0.134	0.274	0.182	0.302	0.238	-	-	-	-	-
Mg	0.678	0.523	0.661	0.722	0.651	0.752	0.535	0.963	0.171	0.573	-	-	-	-	-
Ca	0.717	0.610	0.710	0.751	0.243	0.652	0.459	0.166	0.660	0.353	-	-	-	-	-

	Amfibol		Flagiolina		
	32	34	29	30	31
SiO ₂	41.54	41.31	58.68	66.46	57.87
Al ₂ O ₃	11.20	15.13	27.70	20.45	20.31
FeO	16.53	15.25	7.77	3.22	6.85
MgO	11.21	11.86	5.75	11.46	10.64
CaO	8.94	9.64	-	-	-
Na ₂ O	1.61	1.69	-	-	-
K ₂ O	0.46	0.47	-	-	-
MnO	0.27	0.20	-	-	-
TiO ₂	1.53	1.42	-	-	-
H ₂ O	1.99	2.04	-	-	-
TOTAL	100.31	100.18	100.03	100.59	98.17

Si	5.255	6.299	10.431	11.882	10.896
Al ^{IV}	1.244	1.301	2.770	2.045	2.031
Al ^{VI}	0.422	0.403	0.777	0.322	0.845
Fe	2.865	1.975	1.188	0.405	1.426
Mn	0.329	0.202	0.166	0.134	0.238
Mg	2.515	2.556	1.188	3.175	2.873
Ca	1.505	1.517	-	-	-
Na	0.470	0.488	-	-	-
K	0.292	0.265	-	-	-
Ti	0.173	0.157	-	-	-
OH	2	2	-	-	-

8
Fórmulas de biotitas en base a 24 Ox
" " granates " " a 24 Ox
" " olivitas " " a 36 Ox
" " plagioclasas " " a 32 Ox
" " anfíbol " " a 24 Ox

Si	5.255	6.299	10.431	11.882	10.896
Al ^{IV}	1.244	1.301	2.770	2.045	2.031
Al ^{VI}	0.422	0.403	0.777	0.322	0.845
Fe	2.865	1.975	1.188	0.405	1.426
Mn	0.329	0.202	0.166	0.134	0.238
Mg	2.515	2.556	1.188	3.175	2.873
Ca	1.505	1.517	-	-	-
Na	0.470	0.488	-	-	-
K	0.292	0.265	-	-	-
Ti	0.173	0.157	-	-	-
OH	2	2	-	-	-

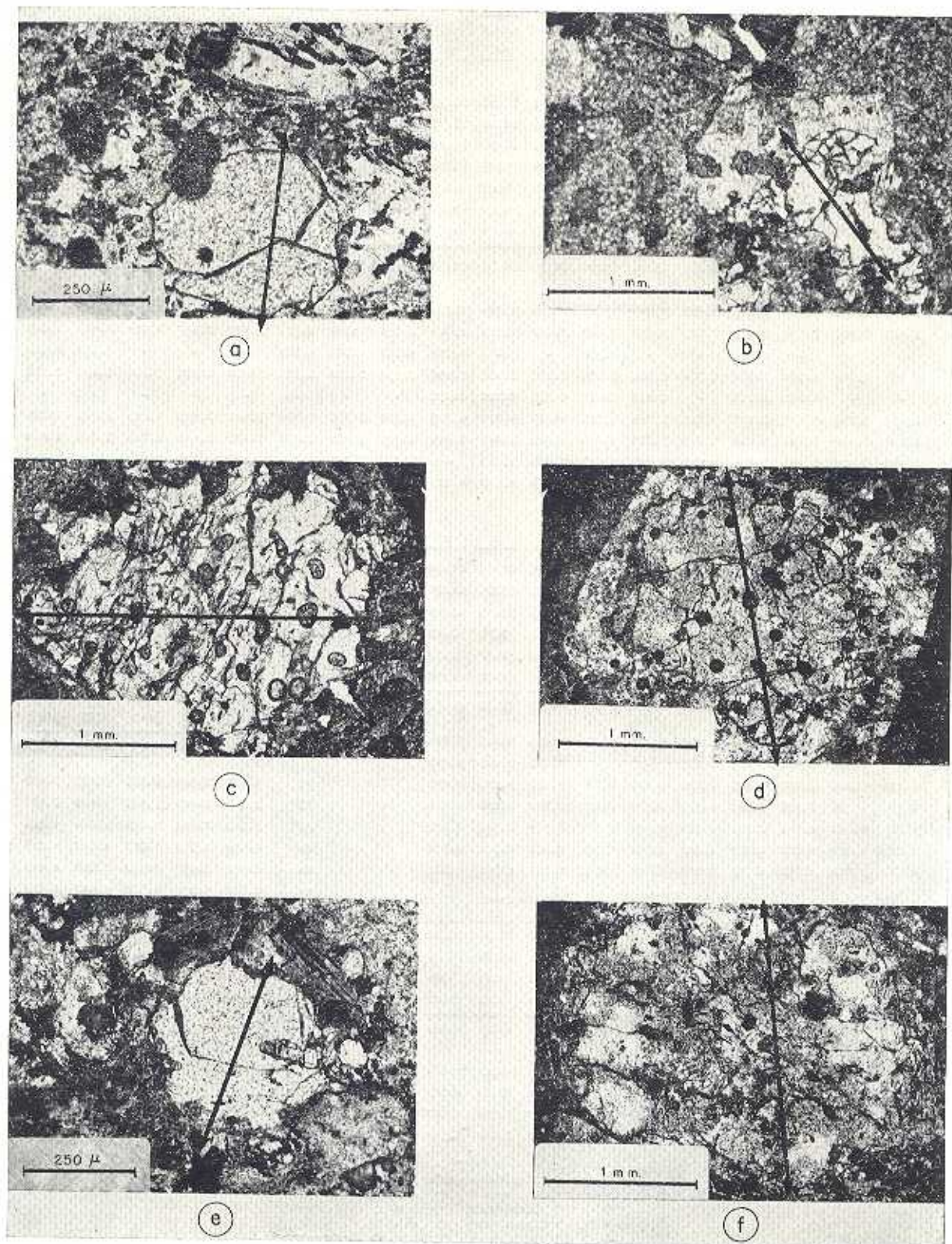


Figura 5.—Perfiles diametrales en granates aislados en las andesitas.

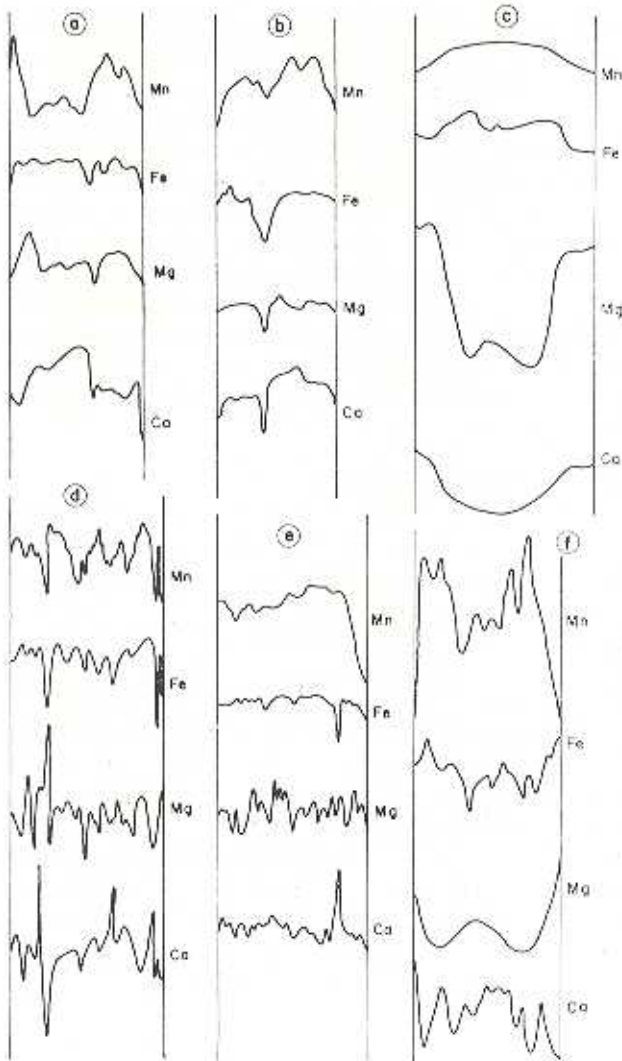


Figura 5.—Continuación.

finidos de variación en ningún elemento, similares, por ejemplo, a los existentes en los granates de la serie metamórfica (LÓPEZ RUIZ et al., 1975). La ausencia de criptozonado definido, e incluso la gran heterogeneidad manifiesta en la distribución de los distintos elementos, parece lógica si se admite que se trata de granates metamórficos, incorporados a la roca volcánica y que han reaccionado con el nuevo ambiente, modificando su primitiva morfología (fig. 6), alcanzando diversos estados en el proceso de difusión interna de los elementos constituyentes, a causa de factores tan variables como son, por ejemplo, el tamaño del enclave, el tiempo transcurrido desde su incorporación como enclave o xenocristal a la roca volcánica, la temperatura del magma, etc.

Por estas mismas causas, en algunos de los granates (fig. 5) todavía se reconocen perfiles algo modificados, pero comparables con los de las rocas metamórficas publicados en LÓPEZ RUIZ et al. (1975). En resumen, si por los datos petrográficos (HERNÁN et al., 1981) se podía afirmar que al menos una parte de los granates que aparecen sueltos en la roca ígnea eran de claro origen metamórfico, la similitud química general y de zonado entre los distintos tipos de granate analizados, siguen apoyando la idea del carácter xenolítico de todos ellos. Por último, cabe decir que otro dato en favor del carácter no magmático del granate, sería la falta de correlación de la relación Fe/Mg entre el granate y biotita (figura 7).

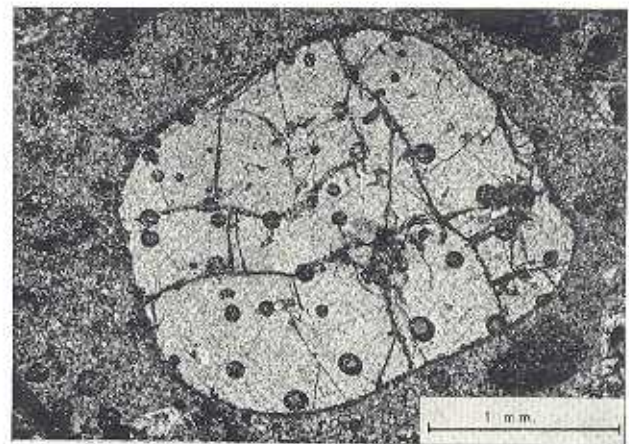


Figura 6.—Granate de bordes redondeados, incluido en la roca volcánica.

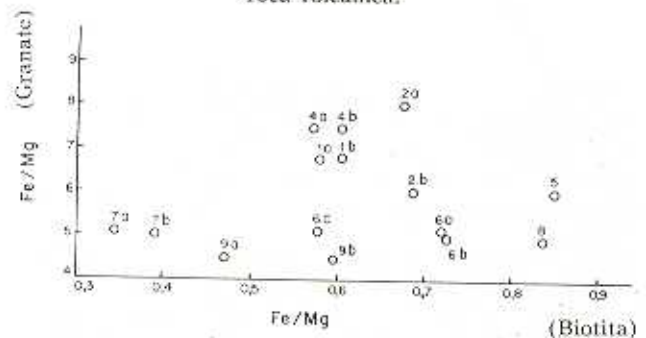


Figura 7.—Relaciones Fe/Mg entre granates y biotitas. 4a y 9b, cristales pertenecientes a enclaves metamórficos; 2a, 7b, 6a y 6b, cristales aislados en rocas volcánicas; 5, 8, 1, 7a y 6c, cristales asociados en borde de reacción granate-biotita en roca volcánica; 1a, 1b, 4b, 9a y 2b, cristales asociados en borde de reacción granate-biotita en enclaves metamórficos.

Los números hacen referencia a la muestra donde están contenidos en abscisas BIOTITA y en ordenadas GRANATE.

Biotita

Las biotitas analizadas no presentan diferencias de composición notables entre sí, aun tratándose de fenocristales aislados en la roca andesítica, cristales constituyentes de la esquistosidad del enclave metamórfico, o cristales generados en bordes de reacción del granate, tanto en enclaves como en andesitas. Esta identidad química entre los distintos tipos de biotitas (fenocristales, bordes de reacción, y de los enclaves) así como las diferencias con respecto a las biotitas de las rocas metamórficas del entorno regional (fig. 8), podría interpretarse como el resultado del alto grado de transformación de los enclaves, que habrían alcanzado el equilibrio con el nuevo medio, en cuanto a la composición de las micas se refiere. Esta hipótesis, como más adelante se indica, no excluye la posibilidad de otras interpretaciones.

Los diagramas 8, 9 y 10 ponen de manifiesto las relaciones composicionales entre las biotitas analizadas y las biotitas de rocas plutónicas y me-

tamórficas en el mismo entorno del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ et al., 1978; APARICIO et al., 1980). Se observa un solapamiento con respecto a las biotitas de las rocas plutónicas y una cierta tendencia hacia valores más bajos en K_2O y más altos en MgO , respectivamente, en las biotitas andesíticas (figs. 8 y 9), en tanto que las variaciones en SiO_2 , TiO_2 y Al_2O_3 son siempre menores o nulas (fig. 10). Una parte de las variaciones citadas, y en particular el menor contenido en K_2O (fig. 8) y TiO_2 de las biotitas de estas rocas con respecto a las de las rocas plutónicas y metamórficas, son el reflejo de los procesos de alteración hacia cloritas (por ejemplo, análisis 3 y 7).

Como ya se ha indicado, las biotitas correspondientes a los enclaves metamórficos de la roca volcánica (fig. 8) no se proyectan estrictamente dentro del campo definido por las biotitas de la serie metamórfica regional. Este hecho, al margen de cualquier posible diferencia inicial entre ambos grupos de biotitas, parece significativo en cuanto que puede ser interpretado como indicador de una modificación de la composición media de la biotita metamórfica, que debe comenzar desde el momento que el enclave es englobado por la roca volcánica y que se pone de manifiesto en cualquier estado de digestión del mismo. En este sentido, la notable uniformidad química ya citada entre los fenocristales de biotita de los enclaves,

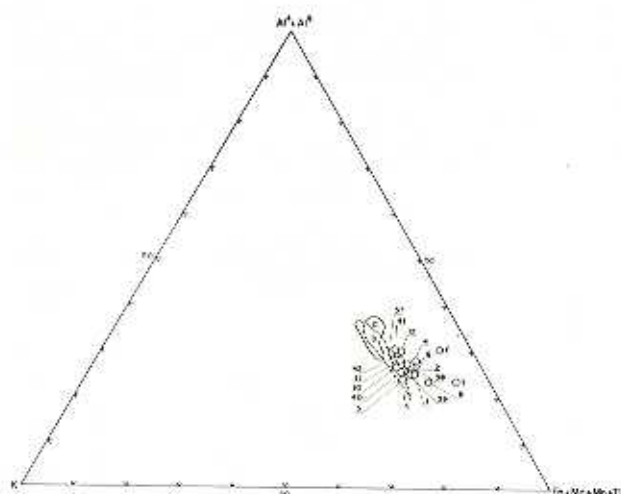


Figura 8.—Proyección $(Al^I + Al^{VI}) - K - (Fe + Mg + Mn + Ti)$ de cristales de biotita. Las zonas limitadas corresponden: a) biotitas de rocas metamórficas del Sistema Central (LÓPEZ RUIZ et al., 1978); b) biotitas de rocas plutónicas del Sistema Central (APARICIO et al., 1980); 2, 42, 39 y 28, cristales de biotita originados en borde de reacción de un granate de enclave metamórfico; 41 y 37, biotita de enclave (esquistosidad); 11, 10, 2, 4, 1, 5, 8, 40 y 6, biotita aislada en la roca volcánica; 12, biotita procedente de borde de reacción de un granate en roca volcánica; 7 y 9, biotita procedente de borde de reacción de granate, con generación de plagioclasa y biotita en roca volcánica.

Los números corresponden a los análisis de la tabla I.

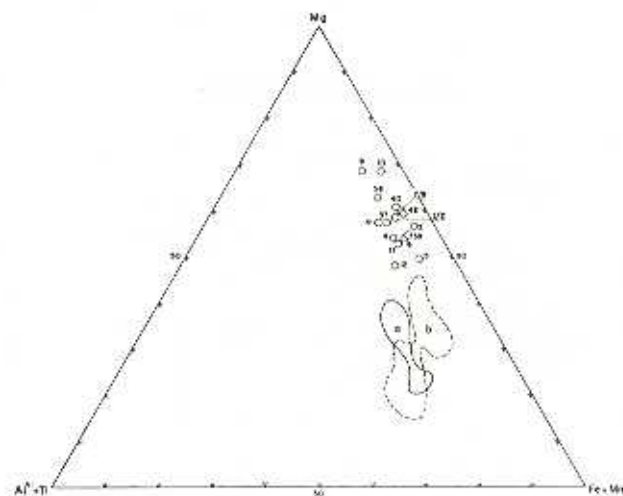


Figura 9.—Proyección $Mg - (Al^I + Ti) - (Fe + Mn)$ de cristales de biotita.

Las muestras proyectadas tienen el mismo significado que en la figura 8.

los fenocristales de biotita aislados en la roca andesítica y la biotita de los bordes de reacción del granate, también podría explicarse si el proceso de cristalización de biotita comienza, en la roca andesítica, en los bordes de reacción del gra-

nate y, al tiempo que se inicia una modificación en la composición de las biotitas metamórficas de los enclaves, cuando el magma andesítico asciende, intruye y extruye, contaminándose por asimilación parcial de los elementos metamórficos incorporados en su ascenso. La contaminación magmática, unida al cambio de condiciones físicas, serían también responsables de la interrupción en la cristalización de piroxenos y anfíboles, toda vez que no se observan diferencias de composición entre biotitas coexistentes o no con anfíboles, lo que viene en apoyo de la cristalización de biotita sin relación y con posterioridad a aquéllos.

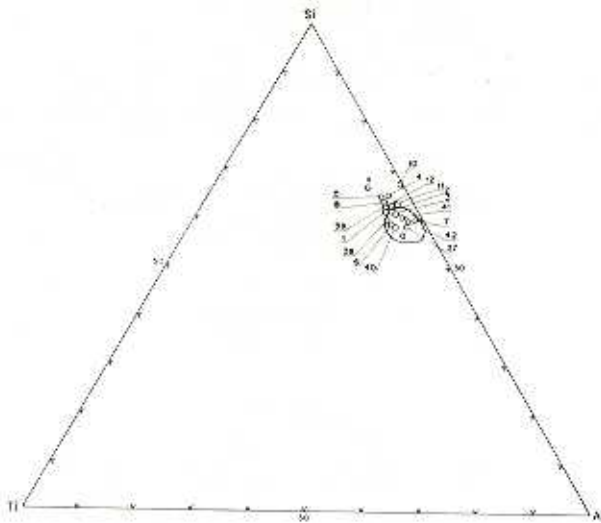


Figura 10.—Proyección Si-Ti-Al de cristales de biotita. Las muestras tienen el mismo significado que en la figura 8.

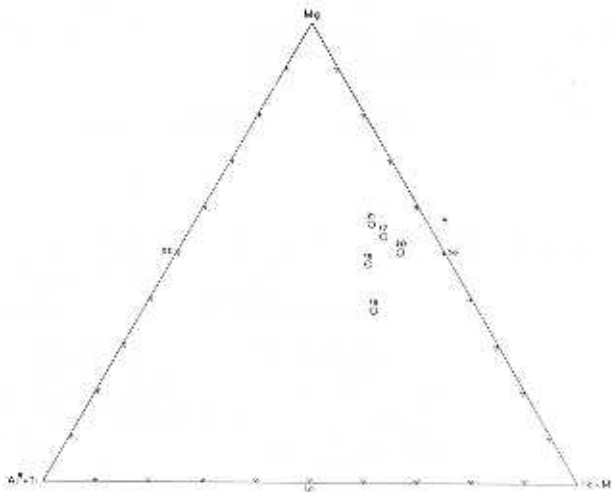


Figura 11.—Proyección Mg — (Al⁶⁺+Ti) — (Fe+Mn) para cloritas asociadas a granates y biotitas de las rocas andesíticas; 19 y 21, cloritas asociadas a granates con borde de reacción en roca volcánica; 17, clorita asociada a borde de reacción granate-biotita en enclave metamórfico; 18 y 20, cloritas asociadas a cristal de granate sin borde de reacción en roca volcánica.

Los números hacen referencia a los cristales analizados de la tabla 1.

Plagioclasa

Los datos de HERNÁN et al. (1981) sobre las composiciones respectivas de andesina-labradorita para los fenocristales y de oligoclasa para los microcristales de las rocas andesíticas, se amplían con los obtenidos aquí a partir del análisis químico de los productos feldespáticos desarrollados en los bordes de reacción del granate. El abanico composicional de estos últimos es relativamente amplio, y se sitúa entre los términos extremos albita y andesina (tabla 1). La incidencia de los procesos de albitización sufridos por el conjunto volcánico posteriormente a su implantación, puede ser responsable de la transformación en albita de algunas de las plagioclasas de los bordes de reacción. Sin embargo, la existencia de composiciones similares, de tipo andesina, entre las de algunos fenocristales y las encontradas en plagioclasas de bordes de reacción del granate, parece algo más que casual y podría explicarse suponiendo que la transformación de éstos ha tenido lugar en un momento inicial de la cristalización magmática, aunque no obstante parece más probable suponer un descenso relativo de calcio en la fase fundida, como consecuencia de la asimilación parcial de los fragmentos metamórficos, que motiva, a partir de un determinado instante, la cristalización de plagioclasas de similar composición en el seno de la roca (micro y fenocristales) y en los bordes de reacción del granate que se desestabiliza.

Cloritas

Todos los datos texturales observados sobre la presencia de clorita están a favor de considerarla

como un producto secundario de transformación de biotita y/o granate. Los datos analíticos ponen de manifiesto en el mismo sentido una cierta relación de dependencia entre los contenidos de Fe, Mg, entre cloritas y biotitas.

DISCUSION

Como ya se ha indicado, los últimos tramos metamórficos atravesados, y sobre los que descansan las rocas volcánicas de este área, están constituidos por pizarras, de edad silúrica, cuya paragénesis (APARICIO y GALÁN, 1980) indica unas condiciones de metamorfismo regional próximas a valores de $T=300\pm 20^\circ\text{C}$ y P 2 kb, equivalentes a 3 km de profundidad. Por otro lado, superficialmente no se observan fenómenos de metamorfismo de contacto entre andesitas y pizarras, lo que implica que aquéllas alcanzaron el exterior a temperaturas relativamente bajas y/o tuvieron un enfriamiento rápido en condiciones atmosféricas. No obstante, como ya se ha visto, son muy notables los fenómenos de transformación y asimilación parcial sufridos por los enclaves metamórficos arrastrados por la masa andesítica. Estos enclaves están constituidos exclusivamente por esquistos granatíferos con \pm estauroлита \pm distena \pm sillimanita, es decir, rocas correspondientes a facies de metamorfismo regional algo más elevado que las pizarras silúricas encajantes, pero a las que se accede sin interrupción en la serie metamórfica, unos 20 km, al oeste del área donde afloran las andesitas (GARCÍA CACHO, 1973; LÓPEZ RUIZ et al., 1975). Las rocas volcánicas, en su ascenso, debieron atravesar, sin duda, la serie de esquistos granatíferos subyacentes, a una profundidad que no debe superar demasiado los 3 km, tomando en consideración la estructura de plegamiento isoclinal de la serie metamórfica regional en este sector y la ausencia de enclaves de tipo neísico o migmatítico.

Las temperaturas obtenidas utilizando el par granate biotita (PERCHUCK, 1977) en los conjuntos constituidos por granate aislado-fenocristal de biotita en roca volcánica, granate-biotita de borde de reacción, granate de enclave-biotita de esquistosidad y granate-biotita de borde de reacción, dentro del esquisto (tabla 2) son bastante homogéneas, como corresponde a la escasa variación química de los cristales analizados pero, no obstante, contrastan con las muy diferentes caracte-

TABLA 2
Geotermómetro Biotita-Granate
(PERCHUK, 1977)

	1	2	4	5	6	7	8	9
T_e ...	—	481	427	—	—	—	—	515
T_{bc} ...	—	—	437	—	—	—	—	476
T_{sv} ...	494	445	—	532	525	438	532	—
T_{bsv} ...	—	—	—	—	549	417	558	—

Geotermómetro Anfíbol-Roca
(TUTHILL, 1979)

	43	44
T	910	850
T Medias		
T_e	474 \pm 36	456 \pm 19
T_{bc}	—	—
T_{sv}	506 \pm 47	—
T_{bsv}	—	508 \pm 63

T_e =Temperaturas de enclaves metamórficos con cristales aislados de biotita-granate.

T_{bc} =Temperaturas en bordes de reacción granate-biotita en enclaves metamórficos.

T_{sv} =Temperatura en cristales aislados de granate-biotita en roca volcánica.

T_{bsv} =Temperatura en bordes de reacción granate-biotita en cristales de roca volcánica.

(*) Todas las temperaturas expresadas en $^\circ\text{C}$.

terísticas texturales y genéticas de los mismos, ya que se trata de minerales de origen volcánico, metamórfico y de transformación de otros previos.

Tomando en consideración las temperaturas calculadas y las atribuidas al entorno metamórfico en el que se desarrolló la serie esquistosa representada por los enclaves (GARCÍA CACHO, 1973; LÓPEZ RUIZ et al., 1975, y APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982) cabe suponer que la temperatura de la roca andesítica, cuando se produce la incorporación de tales enclaves metamórficos, era lo bastante elevada como para iniciar un proceso de digestión y transformación parcial de aquéllos, pero sólo ligeramente más alta que la necesaria para la recrystalización y constitución de los esquistos. En caso contrario, es muy probable que no se hubiera establecido entre las dos rocas y

sus productos de reacción, el paralelismo y casi identidad química que tienen los distintos cristales de biotita.

Por otro lado, una aproximación al cálculo de la temperatura de comienzo de cristalización en el magma andesítico se ha buscado mediante la utilización del geotermómetro de TUTHILL (1979) basado en el quimismo de los anfíboles y de la roca total (relaciones X_{Na} y X_K). Las determinaciones se han realizado sobre los dos anfíboles analizados de la muestra núm. 2 de ANCOCHEA et al. (1980) y las temperaturas medias obtenidas han sido de 880° C.

La evolución y distintas relaciones entre minerales y rocas aquí expuesta viene a confirmar el planteamiento que ANCOCHEA et al. (1980) presentan acerca del volcanismo de Atienza como una última fase evolutiva del magmatismo calcoalcalino del Sistema Central responsable de la serie granítica. APARICIO et al. (1975) establecieron profundidades del orden de 12 km. para la generación de los magmas calcoalcalinos de este sector, que en el caso de los términos andesíticos han de ser algo más someras, como lo pone de manifiesto un ascenso relativamente corto en su recorrido y una relativamente fuerte contaminación de materiales metamórficos exclusivamente esquistosos, pues no se han encontrado enclaves de neises y migmatitas.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. E. Ancochea, por la crítica revisión del manuscrito.

A J. L. Casaseca y T. Ruiz, por los trabajos de mecanografía. J. Arroyo realizó la delineación y E. Molero las láminas delgadas.

Los análisis de microsonda fueron realizados por J. de la Puente.

BIBLIOGRAFIA

- ANCOCHEA, E.; PERNI, A., y HERNAN, F.: *Caracterización geoquímica del volcanismo del área de Atienza (Prov. de Guadalajara, España)*. Estudios Geol., 36, 327-337 (1980).
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M.: *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. Inst. Geol. Min., 88, 145 pp. (1975).
- APARICIO, A., y GALÁN, E.: *Las características del metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central (Prov. de Guadalajara)*. Estudios Geol., 36, 75-84 (1980).
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; GARCÍA CACHO, L., y LÓPEZ RUIZ, J.: *Evolución química de las biotitas y moscovitas de las rocas graníticas de las Sierras de Guadarrama y Gredos (Sistema Central) durante los procesos de diferenciación magmática*. Estudios Geol., 36, 307-317 (1980).
- APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central Español*. Bol. Geol., Min., 93, 426-435 (1982).
- GARCÍA CACHO, L.: *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid, 318 pp. (1973).
- HERNÁN, F.; PERNI, A., y ANCOCHEA, E.: *El volcanismo del área de Atienza. Estudio petrológico*. Estudios Geol., 37, 13-25 (1981).
- HERNANDO, S.: *El Pérmico de la región Atienza-Somolinos (Prov. de Guadalajara)*. Bol. Geol. Min., 84, 225-231 (1973).
- HERNANDO, S.: *Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monográfica II, 408 pp. (1977).
- HERNANDO, S.; SCHOTT, J. J.; THUIZART, R., y MONTIGNY, R.: *Age des andésites et des interstratiphies de la région d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique géochronologique et paléomagnétique*. Sc. Geol. Bull., 32, 119-128 (1980).
- LÓPEZ RUIZ, J., y GARCÍA CACHO, L.: *The garnets of the Eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central (Spain)*. Chem. Geol., 13, 269-283 (1974).
- LÓPEZ RUIZ, J., y GARCÍA CACHO, L.: *Origen de los granates de las rocas graníticas y aplíticas de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 86, 614-618 (1975).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Mem. Inst. Geol. Min., 86, 127 pp. (1975).
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Chemical variations in biotites during prograde metamorphism, Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain*. Chem. Geol., 21, 113-129 (1978).
- PERCHUK, L. L.: *Thermodynamic control of metamorphic processes*. En «Energetics of geological processes». Editores SAXENA y BHATTACHARJ, Ed. Springer-Verlag, New York, 473 pp. (1977).
- TUTHILL HELZ, R.: *Alkali exchange between hornblende and melt: a temperature sensitive reaction*. Amer. Min., 64, 953-965 (1979).