

GRANATES METAMORFICOS ALPINOS EN ROCAS METAPELITICAS DEL GRUPO DEL MULHACEN (SIERRA NEVADA, SE. ESPAÑA)

N. Velilla (*)

RESUMEN

El grupo del Mulhacén está constituido mayoritariamente por rocas metapelíticas, tanto en sus tramos basales, correspondientes a un zócalo paleozoico o más antiguo, como en la cobertera permotriásica en la que presentan una notable variedad mineralógica. En este tipo de rocas, durante la primera fase de metamorfismo alpino (de alta P y baja T), se forman granates a partir de porfiroblastos prealpinos de biotita y de estaurólita. Estos granates son muy ricos en almandino (Alm 82, Pir 11, Gro 6, Esp 1) y están zonados respecto al Fe y al Ca. La segunda fase de metamorfismo alpino (facies anfíbolitas) produce una cristalización muy abundante de granates, con una profusión de tipos texturales y químicos. Sus composiciones están comprendidas entre los siguientes términos: Alm 63-80, Pir 6-20, Gro 8-29, Esp. 0.3-4. Presentan una marcada y, a veces, compleja zonación química. Se discuten los factores que determinan las características químicas de los granates, entre los que cabe destacar: *a)* composición química de la roca huésped, *b)* condiciones P-T del metamorfismo, *c)* estado de oxidación de la roca, *d)* proceso de nucleación y crecimiento, y *e)* relaciones con minerales ferromagnesianos y/o cálcicos coexistentes.

PALABRAS CLAVE: granate, composición química, zonación, texturas, rocas metapelíticas, metamorfismo, Sierra Nevada, España.

ABSTRACT

The Paleozoic, or older, basement and the Permo-Triassic cover of the Mulhacén group are made up mainly of metapelitic rocks. In these rocks the first alpine metamorphic phase (high P and low T) produced the breakdown of prealpine biotite and staurolite porphyroblasts to form garnets and other minerals. These garnets are very rich in almandine end-member (Alm 82, Pyr 11, Gro 6, Spe 1) and they show Fe and Ca zoning. The main alpine phase of metamorphism (amphibolite facies) gave rise to a great amount of garnet of various textural and chemical types. Their compositions range between Alm 63-80, Pyr 6-20, Gro 8-29, and Spe 0.3-4, and they are strongly, and sometimes complexly, zoned. The main factors controlling the chemical characteristics of garnets are discussed. Among these it can be emphasized: *a)* the host-rock chemistry, *b)* the metamorphic conditions, *c)* the oxidation ratio of the rock, *d)* the nucleation and growth processes, and *e)* the relationships with other Fe-Mg and/or Ca coexisting minerals.

KEY WORDS: garnet, chemical composition, zoning, textures, metapelitic rocks, metamorphism, Sierra Nevada, Spain.

Introducción

Desde finales de los años sesenta, y coincidiendo con el desarrollo de las técnicas de microanálisis, se ha prestado una gran atención al estudio de las variaciones composicionales de los minerales de las

rocas metamórficas. Los granates han sido, probablemente, los minerales más estudiados a este respecto, fundamentalmente por dos causas: una es su ubicuidad, ya que el complejo quimismo de estos minerales permite su formación en rocas de composición muy diferente y en un amplio espectro de con-

(*) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad de Granada. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Centro mixto, Universidad de Granada. C.S.I.C.

diciones metamórficas. Otra causa es el generalmente admitido carácter «refractario» del granate, que permite preservar mediante zonaciones químicas y texturales importantes rasgos de la historia metamórfica de las rocas.

Este trabajo recoge el estudio de los granates correspondientes a las series metapelíticas del Grupo del Mulhacén y forma parte de un estudio más amplio concerniente a las diferentes litologías del área de Sierra Nevada (Velilla, 1983).

Técnicas analíticas

Los análisis de los granates se han realizado en una microsonda electrónica automática ARL-SEMQ en el modo de dispersión de longitud de onda, operando con una corriente de haz de 15 kV y 0.2 μ A, y utilizando un haz focalizado de aproximadamente una micra de diámetro. Los análisis cuantitativos se han efectuado con tiempos de conteo de 2, 20 y 2 segundos para el fondo, pico y fondo, respectivamente. El tratamiento de datos, en línea, está basado en el método de Ziebold y Ogilvie (1964), utilizando los factores de corrección de Bence y Albee (1968) y de Albee y Ray (1970). Además, se han realizado algunos análisis y perfiles de zonación en la modalidad de dispersión de energía. La composición química de las rocas se ha analizado mediante espectrofotometría de absorción atómica y la determinación de Fe²⁺ por análisis volumétrico con K₂Cr₂O₇. La pérdida por calcinación (P. C.) corresponde a calentamiento a 1.100°C durante una hora.

Contexto geológico

Los grupos del Mulhacén y del Veleta constituyen el denominado Complejo de Sierra Nevada, definido por Puga *et al.* (1974), y que comprende las rocas metamórficas más profundas de las zonas internas del sector central de la Cordillera Bética. Los materiales del grupo del Mulhacén forman un manto de corrimiento desplazado sobre el grupo del Veleta y afloran en torno a este a modo de orla, o como isleos tectónicos.

El grupo del Mulhacén consta de un zócalo paleozoico o más antiguo integrado por rocas metapelíticas ricas en grafito, que alcanzan una potencia máxima de unos 200 metros, y de una cobertera más potente (hasta 800 metros) caracterizada por su variada y alternante litología. Esta se compone de micasquistos de varios tipos, cuarcitas, gneises, anfíbolitas, eclogitas, mármoles y serpentinitas.

Las rocas del zócalo presentan evidencias de haber sido afectadas por fases de deformación y metamorfismo regional prealpino (¿hercínico?) de medio a alto gradiente, que dio lugar a la formación de grandes cristales de andalucita, estauroлита, cloritoide, granate y biotita.

El metamorfismo alpino es polifásico. Puga y Díaz de Federico (1978) han distinguido dos acontecimientos metamórficos principales: el acontecimiento

eoalpino (atribuible al Cretáceo superior) y el acontecimiento alpino s. str. (atribuible al Eoceno - Oligoceno). El primero de ellos (M₁), con facies de esquistos verdes glaucofaníticos, se caracteriza por la elevada presión de confinamiento (~ 10 kbar.) y temperaturas moderadamente bajas (< 500°C). El metamorfismo alpino s. str. (M₂) se desarrolló en condiciones de la facies de anfíbolitas, y representa, respecto a la fase M₁, un incremento de la temperatura (hasta 550-600°C) y una disminución de la presión (6-7 kbar.) (Puga y Díaz de Federico, 1978; Gómez-Pugnaire, 1981).

Composición mineralógica y química de las rocas metapelíticas

En la formación de rocas metapelíticas del zócalo del grupo del Mulhacén pueden distinguirse dos tramos. El tramo inferior está constituido por micasquistos con grandes cristales de andalucita (pseudomorfizada por distena), estauroлита, granate y biotita. Estas rocas presentan un aspecto corneánico y el tamaño de sus porfiroblastos (de varios milímetros a varios centímetros) contrasta con el de los minerales de la matriz, que son de grano fino. La composición mineralógica general de estos micasquistos es la siguiente: micas incoloras (moscovita + paragonita) + cuarzo + granate + grafito \pm cloritoide \pm estauroлита \pm distena \pm clorita \pm biotita + ilmenita \pm rutilo \pm turmalina \pm zircón. Es frecuente que este tramo se encuentre muy adelgazado o, incluso, que falte en numerosos afloramientos del grupo del Mulhacén, como consecuencia de laminaciones tectónicas producidas durante el desplazamiento de los mantos. El tramo superior corresponde a micasquistos grafitosos con granate y cloritoide. Este tramo difiere del inferior fundamentalmente por la ausencia de estauroлита y de andalucita pseudomorfizada, y por tener una textura esquistosa muy bien desarrollada en lugar de masiva y corneánica.

En la cobertera del grupo del Mulhacén las rocas metapelíticas son las predominantes y presentan una notable variedad en cuanto a composición mineral se refiere. En relación con este tipo de rocas pueden distinguirse, básicamente, tres formaciones que, de abajo a arriba, se han denominado formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos, formación de micasquistos con granate y turmalina, y formación de micasquistos granatíferos.

La formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos es la mejor representada y puede superar los 500 metros de potencia. Teniendo en cuenta la diversidad de asociaciones minerales que pueden encontrarse en las rocas de esta formación, no parece adecuado establecer una composición mineralógica global. Son minerales comúnmente presentes en todos los tipos de rocas los siguientes: cuarzo, mosco-

vita, paragonita y pequeñas proporciones de clorita, turmalina, rutilo, hematites y/o ilmenita, apatito y zircón. Las variedades de micasquistos presentes se establecen en función de la presencia de uno o varios (hasta 5) de los siguientes minerales: granate, anfíbol (barroisita), plagioclasa (albita - oligoclasa), epidota (predominantemente pistacita, y pequeñas cantidades de clinozoisita, zoisita y allanita), cloritoide, estaurolita y distena. Además, en algunas rocas se encuentra magnetita y, excepcionalmente, biotita. Las variedades de micasquistos más frecuentes son, por este orden: micasquistos con granate \pm an-

que, localmente, llegan a constituir capas diferenciadas de turmalina con espesores de orden centimétrico a decimétrico. En esta formación son también frecuentes las intercalaciones de gneises de hasta un metro de potencia. La asociación mineral más generalizada en los micasquistos está integrada por mica incolora + cuarzo + granate + turmalina + clorita \pm biotita \pm ilmenita. En algunas rocas existen, además, pequeñas proporciones de algunos de los siguientes minerales: albita, anfíbol, cloritoide, epidota, zircón y rutilo.

La formación metapelítica superior es la de mi-

TABLA 1

Análisis químicos de rocas metapelíticas del grupo del Mulhacén.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	56.54	66.65	60.71	60.03	58.72	67.12	56.32	60.23	55.92	67.35	62.54	58.91
Al ₂ O ₃	23.62	16.86	19.06	20.89	21.41	15.92	21.06	18.71	21.10	15.99	18.82	19.12
TiO ₂	1.08	0.74	0.73	1.17	1.03	0.94	1.05	0.46	0.72	0.74	0.49	1.07
Fe ₂ O ₃	1.95	2.14	2.60	1.42	1.40	2.01	6.40	3.24	4.49	1.81	1.15	2.62
FeO	5.40	3.80	5.98	5.66	5.56	4.79	2.60	4.61	3.55	4.63	6.23	5.27
MnO	0.09	0.09	0.11	0.09	0.10	0.10	0.10	0.13	0.12	0.09	0.13	0.11
MgO	1.41	1.04	1.56	1.53	1.47	1.16	1.44	2.80	2.04	1.34	1.59	1.80
CaO	0.38	0.33	0.25	0.46	0.39	0.58	0.33	0.82	1.66	0.58	0.80	1.78
Na ₂ O	1.10	0.95	1.00	1.19	1.26	1.00	0.95	1.07	2.46	0.98	1.12	1.25
K ₂ O	3.58	2.60	3.22	2.87	3.40	2.60	6.02	4.12	3.94	2.67	3.93	3.89
P.C.	4.44	4.12	4.51	4.35	5.00	3.44	3.39	3.39	3.65	3.44	2.69	3.97
Total	99.59	99.32	99.73	99.66	99.74	99.66	99.66	99.58	99.65	99.62	99.49	99.77
Fe ³ /Fe ² + Fe ³	0.25	0.34	0.28	0.18	0.19	0.27	0.69	0.39	0.53	0.26	0.14	0.31
Mg/Mg + Fe ²	0.32	0.33	0.32	0.33	0.32	0.30	0.50	0.52	0.51	0.34	0.31	0.38

1, 2 y 3: Tramo de micasquistos con pseudomorfos de distena, estaurolita, granate y biotita (zócalo). 4, 5 y 6: Tramo de micasquistos con granate y cloritoide (zócalo). 7, 8, 9 y 10: Variedades de micasquistos de la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos (cobertera). 11: Formación de micasquistos granatíferos. 12: Formación de micasquistos con granate y turmalina (cobertera).

fíbol \pm plagioclasa \pm epidota; micasquistos con granate \pm epidota; micasquistos con granate \pm cloritoide \pm estaurolita \pm distena y micasquistos con granate + cloritoide + grafito.

La formación de micasquistos con granate y turmalina se caracteriza por el grano fino de sus rocas y por la presencia de concentraciones de turmalina

casquistos granatíferos, que incluye también algunas intercalaciones delgadas de gneises, alcanzando el conjunto de la formación una potencia máxima de unos 200 metros. Los micasquistos se caracterizan por la presencia constante de gran cantidad de cristales de granate de diámetro comprendido entre 1 y 3 milímetros. La composición mineralógica es la

siguiente: cuarzo + mica incolora (moscovita + paragonita) + granate + turmalina + rutilo + ilmenita \pm biotita \pm clorita \pm epidota \pm grafito. En algunas muestras se encuentran también estaurolita, cloritoide, plagioclasa, zircón y titanita.

En la tabla 1 se muestra una selección representativa de análisis químicos correspondientes a rocas pelíticas y semipelíticas del zócalo (análisis 1 a 6) y de la cobertera (análisis 7 a 12) del grupo del Mulhacén. En líneas generales, las rocas estudiadas se caracterizan, en comparación con las rocas pelíticas típicas (según los datos de Poldervaart, 1955; Shaw, 1956; Wedepohl, 1969), por el elevado contenido en Al_2O_3 y la baja proporción de CaO. Además, pueden considerarse como moderadamente pobres en MgO y en Na_2O . Al representar la composición química de las rocas analizadas en varios tipos de diagramas (Leake, 1964; Garrels y Mackenzie, 1971; ACF, AFM, AKF) se aprecia un fuerte agrupamiento de los puntos, que es más acusado en las rocas pertenecientes al zócalo que en las de la cobertera, a la vez que existe un solapamiento parcial entre unas y otras, que varía según el diagrama que se considere. Como diferencias generales más notables entre ambas poblaciones se encuentran el mayor contenido en Al_2O_3 y en TiO_2 en la del zócalo, y el mayor contenido en CaO y, en menor magnitud, en MgO y K_2O en la de la cobertera,

Granates de la fase eoalpina

Las condiciones del metamorfismo eoalpino no han sido apropiadas para la formación generalizada de granate en las rocas metapelíticas. Si bien un ambiente de presiones elevadas favorece la formación de granate almandínico, las temperaturas existentes durante esta fase fueron relativamente bajas y, probablemente, próximas al límite inferior de estabilidad del granate almandínico.

En las rocas del zócalo es atribuible a la fase M_1 la formación de agregados de pequeños granates. De acuerdo con los minerales que acompañan al granate y con la disposición textural, pueden distinguirse, fundamentalmente, tres tipos de agregados: a) Agregados de biotita y granate (lám. 1.1); se encuentran en enclaves de rocas poco deformadas, los granates son de tamaño muy pequeño (10-100 micras) y se disponen formando una corona en torno a biotita o formando alineaciones en el interior del porfiroblasto de biotita; contienen una pequeña cantidad de ilmenita y, a veces, sericita. b) Agregados nodu-

lares de granate con mica incolora (y otros minerales) (lám. 1.2); estos agregados son los más abundantes y su forma es comúnmente amigdaloides, pero varía de acuerdo con el grado de deformación de la roca; en casos extremos la unidad del agregado se rompe, quedando los granates dispersos en la matriz. La proporción de granate en los agregados varía entre el 50% y el 80%, siguiéndole en orden de abundancia la mica incolora y el cuarzo; en menores cantidades pueden contener grafito, ilmenita, rutilo, clorita, cloritoide y turmalina. c) Agregados de pequeños granates (50-70 micras) en hileras (lámina 1.3); se encuentran asociados a porfiroblastos de estaurolita, parcialmente pseudomorfizada por mica incolora y cloritoide; este tipo es el más escasamente representado.

Los granates que forman parte de agregados constituyen un grupo composicional bastante homogéneo. En la tabla 2 (análisis 1-4) se muestran los análisis mediante microsonda correspondientes a las zonas central y periférica de varios granates pertenecientes a este grupo. Su composición promedio puede expresarse en los siguientes términos: almandino 82%, piropo 11%, grosularita 6%, espesartita 1%. Se caracterizan por ser muy ricos en Fe (> 36% expresado como FeO) y por su bajísimo contenido en Mn (< 0.4% MnO). En comparación con los restantes tipos de granates de las rocas metapelíticas presentan las máximas concentraciones en FeO y TiO_2 , y las mínimas en CaO y MnO (fig. 1).

Los granates de los agregados están químicamente zonados, especialmente en relación a la distribución del Fe y del Ca. El contenido en FeO aumenta progresivamente desde el centro a la periferia de los cristales, en proporciones comprendidas entre el 5 y el 10 por 100. En compensación, el contenido en CaO disminuye muy acusadamente en el mismo sentido, hasta valores inferiores al 1% en la periferia. Los restantes componentes significativos (Mg, Mn, Ti), aunque también están zonados, presentan una distribución mal definida e irregular.

En las rocas de la cobertera del grupo del Mulhacén no se han encontrado evidencias texturales claras que permitan con seguridad asignar granates a la fase M_1 . Algunas relaciones con las esquistosidades de la roca, aunque un tanto ambiguas, o con minerales formados durante la fase M_2 sugieren la existencia de granates eoalpinos, pero los análisis de microsonda han revelado una composición y unas tendencias de zonación equivalentes a las de otros granates de la misma roca claramente atribuibles a la fase M_2 .

TABLA 2

Análisis de microsonda de granates de rocas metapelíticas del zócalo del grupo del Mulhacén.

	1(c)	1(p)	2(c)	2(p)	3(c)	3(p)	4(c)	4(p)
SiO ₂	37.39	37.77	36.65	36.85	37.67	36.60	37.31	37.29
Al ₂ O ₃	20.42	20.99	21.49	21.43	21.54	21.63	20.96	20.98
Cr ₂ O ₃	0.05	0.08	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TiO ₂	0.62	0.08	0.16	0.02	0.09	0.06	0.03	0.03
FeO*	34.50	37.03	33.00	37.27	35.98	37.78	35.24	39.08
MnO	0.25	0.43	0.59	0.69	0.34	0.79	0.91	0.22
MgO	2.98	3.24	2.46	2.81	2.88	2.59	1.30	1.91
CaO	3.90	0.88	5.65	0.93	2.49	0.54	4.25	0.49
Na ₂ O	0.00	0.00	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Total	100.11	100.50	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Alm	76.56	83.46	72.96	84.37	80.57	86.08	80.24	90.10
Esp	0.56	0.98	1.33	1.58	0.78	1.82	2.09	0.52
Pir	11.79	13.02	9.71	11.35	11.51	10.52	5.26	7.84
Gro	11.08	2.54	16.00	2.70	7.14	1.58	12.40	1.45

	5(c)	5(p)	6(c)	6(p)	7(c)	7(p)	8(c)	8(p)
SiO ₂	37.33	37.11	37.06	36.54	37.01	36.65	37.57	37.00
Al ₂ O ₃	20.80	20.85	20.54	20.34	20.61	20.88	20.95	20.86
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
TiO ₂	0.09	0.00	0.20	0.11	0.15	0.06	0.12	0.00
FeO*	32.25	37.00	30.65	36.29	30.98	38.29	29.85	37.84
MnO	2.05	0.95	2.62	0.93	1.64	0.58	2.74	0.93
MgO	1.71	2.39	1.33	2.44	0.73	2.51	0.70	2.40
CaO	5.92	1.83	6.96	2.34	7.98	0.80	8.65	1.02
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00
Total	100.23	100.13	99.36	98.89	99.10	99.77	100.70	100.05
Alm	71.73	83.02	68.76	81.41	70.11	86.26	66.38	85.30
Esp	4.62	2.16	5.95	2.11	3.76	1.32	6.18	2.11
Pir	6.78	9.56	5.31	9.76	2.97	10.08	2.78	9.64
Gro	16.87	5.26	19.98	6.73	23.16	2.31	24.65	2.93

1, 2, 3 y 4: Granates en agregados. 5: Recrecimiento sobre granate preal pino. 6: Granate grafitoso. 7 y 8: Granates peciloblásticos. (c)=centro (p)=periferia.

rotación, y permite estimar la rotación máxima simultánea con el crecimiento en ángulos próximos a 200°. El desarrollo de la zona que rodea a los núcleos es muy desigual y difiere mucho de unos cristales a otros, incluso en una misma lámina delgada (lám. 2.8).

En la formación de micasquistos granatíferos los porfiroblastos de granate son de menor tamaño (1-3 milímetros) y presentan una menor proporción de inclusiones en el núcleo y un buen desarrollo de la zona externa (lám. 2.9). Los micasquistos con granate y turmalina contienen un único tipo de granate. Corresponde a cristales euhédricos muy pequeños (100-400 micras), con pocas inclusiones (cuarzo, ilmenita, grafito) que preferentemente se localizan en la zona central. Se encuentran diseminados en la roca o concentrados en niveles, en los que la densidad de nucleación puede superar 5.000 cristales por cm² en lámina delgada (lám. 2.10).

Uno de los aspectos texturales más llamativos lo constituye el desarrollo de extraordinarios ejemplos de texturas en atolón, especialmente en la formación de micasquistos granatíferos (lám. 2, 11-12). La zona exterior del atolón está constituida por granate euhédrico y la zona interna por cuarzo y mica incolora, aunque, excepcionalmente, la biotita se encuentra en lugar de mica incolora. Los minerales de la zona central suelen estar recristalizados y llega a formarse un único cristal por cada fase presente. La formación de la textura en atolón se ha producido por transformación selectiva de la parte central del granate. Este proceso puede seguirse en su totalidad por la existencia de una gama transicional de texturas entre el granate íntegro y el granate del que solo resta una parte de la zona externa. La transformación aprovecha las fracturas, se inicia con preferencia en la zona de contacto núcleo-zona externa y evoluciona hacia el interior del cristal. Los perfiles de zonación química de los granates en atolón descartan la idea de un crecimiento centrípeto del granate.

Los granates formados durante la fase M₂ son de composición predominantemente almandínica. En todos los cristales analizados el contenido medio en almandino supera el 65%, siendo el valor promedio del 78% en los granates del zócalo y del 70% en los de la cobertera. Contienen proporciones intermedias de grosularita (entre el 10% y 30%) y de piropo (5%-20%), con valores promedio del 13% y del 11%, respectivamente. Por el contrario, la proporción de espesartita es muy baja, siempre inferior al 5% y, comúnmente, < 3%. En la tabla 3 se presenta una selección de análisis de microsonda de granates pertenecientes a los tipos de rocas más característicos dentro de las metapelitas de la cobertera. Los diagramas triangulares de la figura 1 permiten comparar el quimismo de los granates estu-

diados. Aunque existe un solapamiento parcial entre los granates del zócalo y de la cobertera, se aprecia un mayor contenido en Fe y Mn, compensado por proporciones menores de Ca y de Mg, en los granates del zócalo. Respecto a los elementos minoritarios debe apuntarse que los contenidos medios en TiO₂ (0.08%), Cr₂O₃ (0.03%) y Na₂O (0.01%) son los normales en este tipo de granates y de rocas.

La comparación global del quimismo de los granates estudiados con los correspondientes a otras regiones de metamorfismo de grado medio y presiones intermedias, indica una notable semejanza en líneas generales, observándose, no obstante, que los granates del grupo del Mulhacén son algo más ricos en Ca y pobres en Mn respecto a los valores más habituales.

Los granates analizados muestran en todos los casos zonación química, pero no puede diseñarse un modelo de zonación común a todos ellos. Existe un predominio de cristales con zonación de tipo «normal» a grandes rasgos (figs. 2 y 3). El contenido en Fe incrementa desde el centro (promedio en FeO: 29.9%) hasta la periferia de los cristales (promedio: 31.5% FeO). En el mismo sentido evoluciona el Mg (2.4% MgO frente a 3.6%). En contraposición, tanto el contenido en Mn como en Ca disminuyen hacia el exterior de los cristales. De los cuatro elementos mencionados solamente el Mg y el Mn varían de un modo gradual. Ambos, independientemente del tipo de zonación del cristal, siguen la pauta antes mencionada sin apenas irregularidades. Los perfiles son los característicos en forma de curva de Gauss para el caso del Mn, y de forma similar, pero invertida, para el Mg.

Excepcionalmente, en las proximidades del borde del cristal, tanto el Mn como el Mg pueden presentar una inversión en la tendencia de zonación, aunque por causas diferentes, como se discute más adelante.

El comportamiento del Fe y del Ca es en muchos casos irregular, dando lugar a perfiles oscilantes que pueden presentar saltos bruscos entre puntos próximos del cristal. Es característico que los perfiles de estos dos elementos sean especularmente opuestos (figs. 2 y 3).

En relación a otros cationes cabe indicar que la proporción de Si y de Al permanece casi constante a lo largo de los perfiles y que las pequeñas variaciones que presentan son correlacionables con las proporciones relativas de los componentes Fe, Mn, Mg y Ca. El Cr y el Ti, presentes en pequeñas cantidades, se distribuyen bastante irregularmente, aunque se aprecia una ligera tendencia a un cierto enriquecimiento relativo en la zona central de los cristales.

En los granates alpinos que poseen una clara zonación textural ésta no implica necesariamente una correspondencia con la zonación química. En muchos

TABLA 3

Análisis de microsonda de granates de rocas metapelíticas de la cobertera del grupo del Mulhacén.

	1(c)	1(p)	2(c)	2(p)	3(c)	3(p)	4(c)	4(p)
SiO ₂	37.16	37.94	37.67	38.20	37.96	37.94	37.52	37.71
Al ₂ O ₃	21.15	21.37	21.23	21.29	20.98	21.15	20.72	21.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.19	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.05
TiO ₂	0.06	0.05	0.07	0.07	0.10	0.07	0.13	0.07
FeO*	29.33	29.18	28.58	28.21	29.50	32.57	29.30	30.73
MnO	3.20	0.53	3.15	0.31	1.75	0.06	3.67	0.31
MgO	3.64	5.76	3.36	5.93	3.51	3.02	1.97	3.99
CaO	4.84	4.53	6.13	5.58	6.34	5.42	6.70	5.75
Na ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00
Total	99.38	99.58	100.19	99.69	100.19	100.27	100.01	99.87
Alm	64.81	63.74	62.68	61.01	64.63	72.45	64.96	67.48
Esp	7.15	1.16	6.97	0.69	3.87	0.13	8.23	0.70
Pir	14.33	22.44	13.14	22.84	13.72	11.99	7.77	15.63
Gro	13.71	12.66	17.21	15.46	17.78	15.43	19.04	16.19
	5(c)	5(p)	6(c)	6(p)	7(c)	7(p)	8(c)	8(p)
SiO ₂	37.75	38.05	37.80	37.82	36.97	37.20	37.33	37.41
Al ₂ O ₃	20.94	21.41	21.20	21.14	21.21	21.06	20.96	20.80
Cr ₂ O ₃	0.07	0.05	0.05	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00
TiO ₂	0.17	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00	0.10	0.13
FeO*	30.77	33.54	32.59	31.96	32.80	35.99	30.01	29.79
MnO	1.41	0.33	0.47	0.74	1.13	0.67	1.40	0.26
MgO	1.08	4.59	5.89	4.61	1.46	2.62	0.74	1.01
CaO	8.12	2.67	1.23	3.43	5.74	2.25	9.36	0.87
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.31	100.64	99.27	99.81	99.50	99.79	99.95	99.27
Alm	69.11	73.75	71.92	70.51	74.76	81.38	67.07	66.96
Esp	3.19	0.73	1.23	1.66	2.60	1.54	3.16	0.60
Pir	4.34	17.99	23.17	18.13	5.90	10.55	2.96	4.04
Gro	23.36	7.53	3.48	9.70	16.75	6.53	26.81	28.40

1,2,3 y 4: Granates de la formación de micasquistos feldespáticos y anfibólicos. 5 y 6: Formación de micasquistos granatíferos. 7 y 8: Formación de micasquistos con granate y turmalina. (c)=centro, (p)=periferia.

casos la transición entre los núcleos peciloblásticos y las aureolas sin inclusiones apenas tiene repercusión sobre los perfiles de zonación química. En otros (fig. 2d), existen saltos bruscos en los perfiles, particularmente en lo que se refiere al Fe y al Ca. En estos casos, el contenido en Fe se incrementa bruscamente, mientras que el de Ca disminuye en mag-

nitud semejante al pasar a la zona externa de los cristales, dentro de la cual ambos elementos evolucionan normalmente. En los recrecimientos de idio-blastos prealpinos la discontinuidad química es extraordinariamente clara, de modo que el quimismo del granate alpino no guarda relación alguna con el de los núcleos prealpinos (fig. 2a).

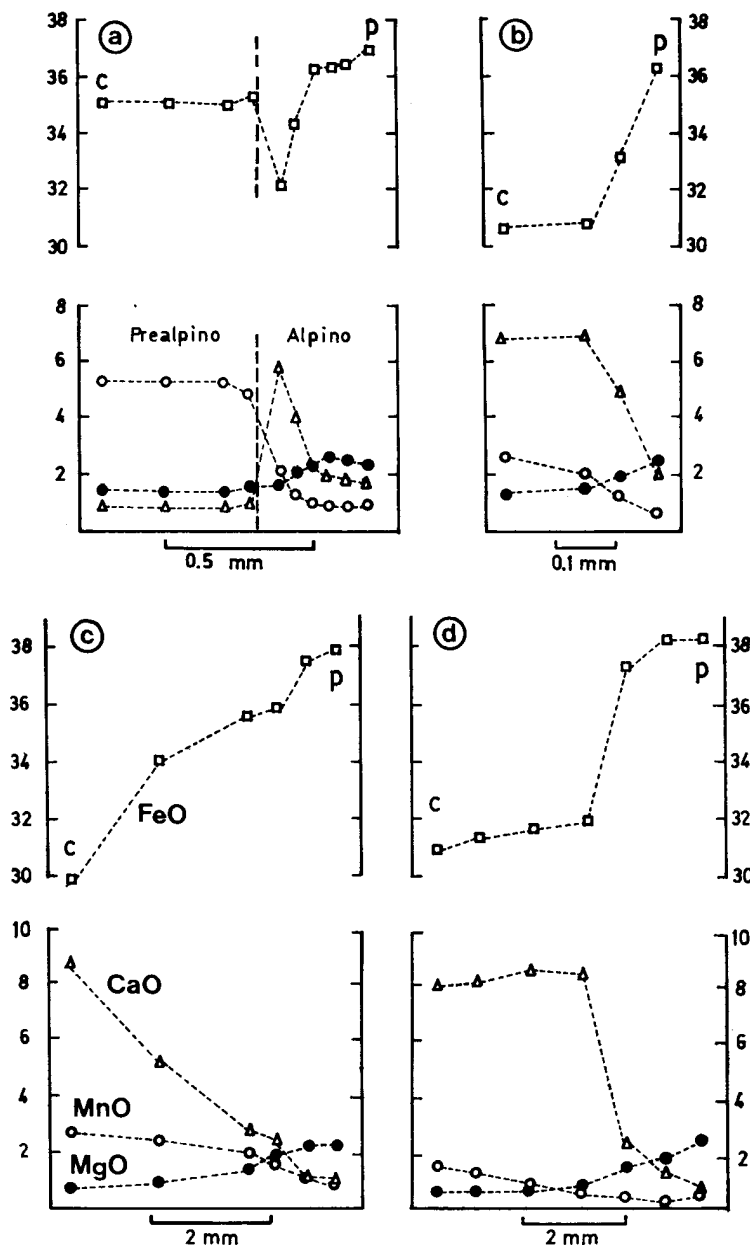


Fig. 2.—Perfiles de zonación química, desde el centro (c) a la periferia (p), representativos de granates de las rocas metapelíticas del zócalo.

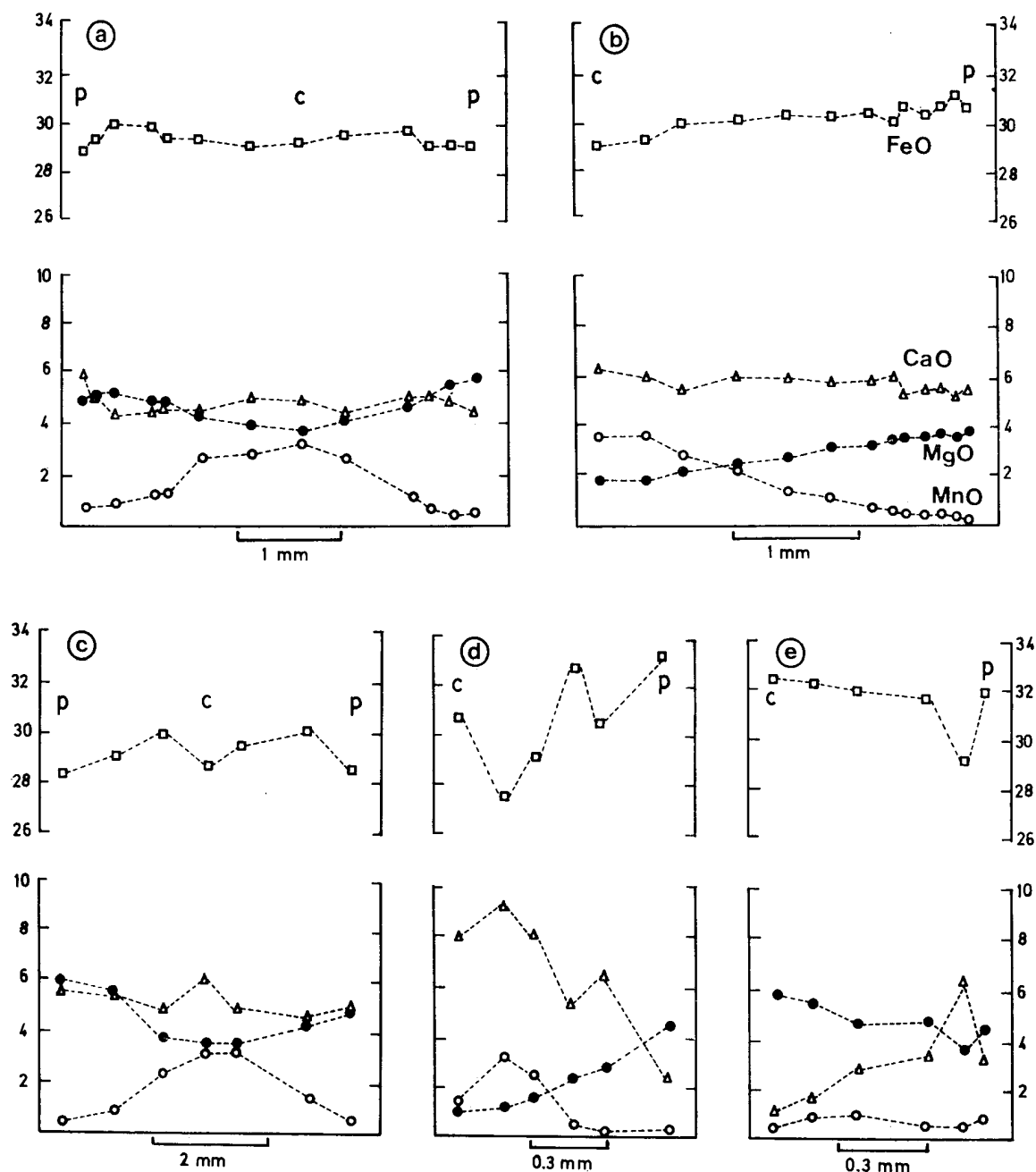


Fig. 3.—Perfiles de zonación química, desde el centro (c) a la periferia (p), representativos de granates de las rocas metapelíticas de la cobertera.

Discusión y conclusiones

Los agregados de granates formados durante la primera fase de metamorfismo alpino están relacionados espacialmente y genéticamente con porfiroblastos prealpinos inestabilizados en las nuevas condiciones de alta presión y temperatura moderadamente baja existentes durante la fase M_1 .

Los agregados de tipo (a) proceden de antiguas biotitas prealpinas y aún conservan la forma del cristal original. Los granates forman frecuentemente texturas coroníticas originadas por reacción de biotita con la matriz, dando lugar a granate almandínico y a una nueva generación de biotita con una relación Mg/Fe superior a la de la biotita inicial. En los agregados de tipo (b) la naturaleza del porfi-

roblasto original no es tan evidente como en el tipo anterior, pero su composición mineral —bastante heterogénea—, la composición química de los granates, así como la existencia de una serie de casos intermedios entre los tipos (a) y (b) sugiere que también se trata de biotita. A veces, los agregados se encuentran incluidos en grandes porfiroblastos de antiguas andalucitas o en contacto con ellos, en cuyo caso cabe considerar la posibilidad de una reacción del tipo andalucita + biotita + cuarzo = granate + moscovita como responsable de la formación de los agregados de tipo (b). Cuando la andalucita no ha sido implicada en la reacción, podría haber tenido lugar una reacción como la indicada para los agregados (a), pero con formación de moscovita y de una pequeña cantidad de biotita más granate como productos de reacción. Cuando existiese disponible una mayor proporción de alúmina en el lado de los reactivos pudo tener lugar la formación adicional de cloritoide. La composición química de los granates de los agregados (a) y (b) es muy semejante y evidencia que su cristalización ha tenido lugar en un microsistema fuertemente condicionado por la composición de la biotita original. Esto se traduce en: 1) una elevada relación Mg/Fe (0.13-0.14); 2) bajo contenido en Mn (< 0.4% MnO) y 3) relativamente alto contenido en Ti (0.15% TiO₂).

Los agregados de tipo (c) se han originado a partir de porfiroblastos de estauroлита prealpina. La composición de los granates es parecida a la de los otros tipos de agregados, pero tienen un mayor contenido en Fe y menor contenido en Mg y Ti en correspondencia al quimismo de la estauroлита original. Las reacciones que dan lugar a la inestabilización de estauroлита en ambientes de presiones altas son complejas, y el área en que se produce la textura de reemplazamiento debe de considerarse abierta y sometida a un importante intercambio de elementos con el exterior (Kwak, 1974). En este contexto, la formación de los agregados compuestos por moscovita, cloritoide y una pequeña cantidad de granate han podido formarse por reacción de estauroлита con cuarzo con aporte exterior de K y, probablemente, de Ca.

La proporción de Ca, relativamente importante en el núcleo de muchos de los granates agregados, indica una rápida consunción por el granate del poco Ca existente en los porfiroblastos originales y una difusión limitada de este elemento desde el exterior en relación con la velocidad de crecimiento del granate. Esto se traduce en una fuerte disminución del contenido en Ca hacia la periferia de los cristales que es contrarrestada por una mayor incorporación de Fe.

Granates de la fase alpina

A partir del estudio comparativo de un elevado número de láminas delgadas (más de 500) se deduce

que la diversidad de disposiciones texturales observadas en los núcleos sintectónicos de granates de la fase M₂ resulta de una serie de factores tales como: 1) la naturaleza (relación cuarzo/filosilicatos) del entorno en que se forma el granate; 2) el tipo de deformación de la matriz; 3) el momento de nucleación y el proceso de nucleación; 4) la velocidad de crecimiento del granate (Velilla, 1983). La zona externa que rodea muchos de los núcleos sintectónicos corresponde a un cambio en las condiciones de crecimiento hacia un régimen estático y de temperatura más elevada que la existente durante la formación del núcleo.

Entre los factores que determinan más directamente las diferencias de composición de los granates estudiados, así como su evolución química (zonación), indudablemente el más importante es la composición de la roca huésped. Este hecho se ha puesto de manifiesto particularmente bien en relación con el contenido en Ca. En primer lugar, se ha encontrado una buena correlación positiva entre el contenido en Ca en la roca y en el granate (coeficiente de correlación $r = 0.80$ y nivel de confianza > 99%). Además, se ha observado que en las rocas con contenidos en Ca más bajos (< 1% CaO) el granate es la única fase con Ca existente. A este respecto, cabe señalar que el carácter de presiones moderadamente altas de la fase M₂ favorece y adelanta la formación del granate en relación a otros minerales con Ca (Turner, 1981; Laird, 1982). En las rocas antes mencionadas, al comienzo de la cristalización del granate, existe una mayor disponibilidad de Ca y la parte central de los cristales es rica en este elemento; pero a medida que el proceso continúa, y como consecuencia del fuerte fraccionamiento de Ca entre el granate y la roca, la proporción de Ca en el granate disminuye progresivamente hasta llegar en la periferia de los cristales a valores inferiores al 1% CaO. En rocas con contenido en CaO más elevado —pertenecientes exclusivamente a la serie de la cobertera— se han formado junto al granate otros minerales con Ca, tales como anfíboles, epidota o plagioclasa. El granate de este tipo de rocas contiene una elevada proporción de CaO (6%-10%) y muestra una débil zonación normal del Ca. La morfología de los perfiles de zonación de este elemento obedecen, en este caso, a una alta disponibilidad de Ca, al incremento modal de granate y al incremento progresivo de la temperatura que facilita la entrada de iones más pequeños. Aparte de los perfiles de Ca mencionados, es un hecho común la existencia de fuertes irregularidades y fluctuaciones en la distribución del Ca en los granates, habiéndose observado este hecho por numerosos autores (Linthout y Westra, 1968; Crawford, 1974; Olimpio y Anderson, 1978). Generalmente se ha atribuido a la existencia de reacciones continuas y discontinuas que implican al granate y a otras fases cálcicas (Craw-

ford, 1966; McAteer, 1976). En las rocas estudiadas los perfiles irregulares se han observado en granates de rocas con contenidos medios o bajos en CaO, en las que otros minerales con Ca están ausentes o en muy escasa proporción. Su origen probablemente sea debido a la existencia de fuertes gradientes químicos, con oscilaciones en el aporte de Ca, especialmente si los cristales de granate se encontraban apartados de las proximidades de la reacción implicada en el suministro de Ca (Crawford, 1977).

En relación con el Mn cabe aplicar también varios de los razonamientos expuestos anteriormente. El granate es el mineral petrogenético que tiene mayor factor de fraccionamiento respecto al Mn, por lo que este elemento está siempre fuertemente concentrado en el granate en comparación con cualquier otro ferromagnesiano coexistente (Thompson, 1976). De aquí que sea lógico esperar que exista una buena correlación entre los contenidos en MnO en el granate y en la roca. Sin embargo, en las muestras estudiadas no ocurre así y, además, los granates son pobres en Mn en comparación con los de rocas metapelíticas de otras regiones, aunque éstas tengan contenidos en MnO y grado metamórfico análogos.

Estas aparentes anomalías pueden explicarse principalmente en términos de la cantidad de granate existente en cada roca y del proceso de nucleación y crecimiento de los granates. Las condiciones metamórficas de la fase M_2 , junto al quimismo de las rocas estudiadas, han favorecido la formación de notables cantidades de granate en detrimento de otros minerales ferromagnesianos, tales como biotita, estaurolita o cloritoide. Estas circunstancias determinan que el contenido medio en Mn en cada cristal sea bajo, habiéndose encontrado una correlación inversa entre el porcentaje modal de granate y su contenido en Mn ($r = 0.70$; nivel de significación $> 95\%$). Además, se ha observado que los valores más altos de Mn en la zona central de los cristales corresponden a rocas con una densidad de nucleación de granate baja y, en consecuencia, con una mayor disponibilidad de Mn por parte de cada uno de los núcleos estables de granate existentes.

Los perfiles de zonación del Mn responden a un progresivo agotamiento de Mn en el medio de cristalización del granate a medida que éste crece, habiéndose propuesto varios modelos acerca de este proceso por parte de diferentes autores (Hollister, 1966; Atherton, 1968; Miyashiro y Shido, 1973; Kretz, 1973; Trzcienski, 1977). La inversión en la tendencia de zonación del Mn observada en la zona más externa de algunos cristales obedece, en unos casos, a un efecto retrogresivo (De Bethune *et al.*, 1975), pero, en otros en que no existen evidencias aparentes de retrogresión, cabe pensar, de acuerdo con Edmund y Atherton (1971), en una disminución de la velocidad de crecimiento en la fase final de la cristalización, de modo que para un aporte muy pe-

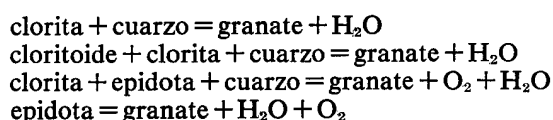
queño pero casi constante de Mn se produce un incremento en el coeficiente de distribución efectivo. Otros autores (Kretz, 1973; Banno y Chii, 1978) han atribuido este tipo de enriquecimientos marginales a gradientes composicionales (zonación) en los filosilicatos a partir de los que se incorpora el Mn al granate.

Las concentraciones medias de Fe y de Mg en los granates analizados están dentro de los valores habitualmente encontrados en granates formados en condiciones de metamorfismo barrowiano y a temperaturas propias del grado medio (zona de la estaurolita). Sin embargo, dentro de las series estudiadas, existe una gama de contenidos en Fe y Mg bastante amplia, con valores extremos del 1% y 5% para el MgO y del 29% al 35% para el Fe. Si se examinan estas diferencias en función de una serie de factores considerados individualmente, se perfilan algunas tendencias generales, pero con bastantes excepciones, como consecuencia de la intervención de otros factores. De modo que puede considerarse que los contenidos en Fe y Mg son el resultado de la interacción compleja de una serie de factores, procesos o hechos tales como: 1) proporción de Ca y Mn incorporada por el granate; 2) relación Mg/Fe²⁺ y estado de oxidación de la roca; 3) minerales ferromagnesianos coexistentes; 4) grado metamórfico: temperatura en relación con el inicio y cese del crecimiento.

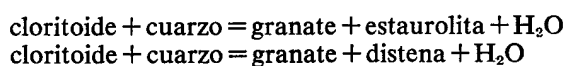
La singular disposición de los cationes X en la estructura del granate, con coordinación 8, favorece que cationes del tamaño del Ca (1.04 Å) y del Mn (0.91 Å) sean acomodados con preferencia a otros más pequeños como Fe²⁺ (0.80 Å) y, especialmente, Mg (0.74 Å) (Zemann, 1962). Por tanto, la cantidad de Mg y de Fe en el granate está determinada, en primer lugar, por la cantidad de Ca + Mn y por los factores que afectan a la misma. Existe en las rocas estudiadas una relación directa entre la razón Mg/Fe²⁺ del granate y los valores de Mg/Fe²⁺ y de la relación de oxidación (Fe³⁺ / Fe²⁺ + Fe³⁺) de la roca. Esta puede ser la causa fundamental de que los granates de la cobertera del grupo del Mulhacén posean, en general, mayores proporciones Mg/Fe²⁺ que los del zócalo, donde la presencia de gran cantidad de grafito mantiene estados de oxidación más bajos. La coexistencia de otros minerales ferromagnesianos con el granate tiende a disminuir la relación Mg/Fe en este mineral. La relación disminuye en el siguiente orden: clorita > biotita > cloritoide > estaurolita > granate (véase Thompson, 1976). La relación Mg/Fe en el granate también es función de la temperatura (Schmid, 1966; Crawford, 1977). A medida que la temperatura aumenta, el contenido en Mg y la relación Mg/Fe incrementan. La evolución de la relación Mg/Fe durante el crecimiento de los granates estudiados evidencia que éste ha tenido lugar en condiciones crecientes de

temperatura, ya que el incremento de esta relación es continuo desde el centro a la periferia de los cristales. En la zona más externa de algunos granates se ha observado una inversión en la zonación del Mg y una disminución hacia el borde de la relación Mg/Fe. En ausencia de evidencias texturales de alteración retrógrada, puede interpretarse este hecho como una continuación del crecimiento durante un determinado tiempo en condiciones decrecientes de temperatura, una vez superado el máximo térmico. Esto concuerda con el gran desarrollo de la zona externa de crecimiento estático que presentan generalmente estos granates.

Las posibles reacciones que han dado lugar a la formación del granate no son fáciles de establecer y, en muchos casos, son especulativas, tal como han puesto de manifiesto numerosos autores. A la vista de la composición de la mayor parte de las rocas estudiadas parece razonable recurrir a la clorita como principal fuente de los elementos que dan lugar al granate, y a minerales ricos en Ca — tal como la epidota — como fuente de este elemento. Reacciones tales como:



han podido ser operativas en los diferentes tipos de rocas. En rocas aluminicas la naturaleza y la disposición de las inclusiones en el granate sugieren una progresiva inestabilización del cloritoide en condiciones progradadas y su participación en la formación del granate de acuerdo con reacciones del tipo:



Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento al profesor G. Gottardi y al Consiglio Nazionale delle Ricerche (Italia) por las facilidades prestadas para la utilización del laboratorio de microsonda electrónica del Istituto di Mineralogia e Petrología de la Universidad de Módena. A los doctores S. Sinigoi y R. Rinaldi por su inestimable asistencia durante el trabajo de microsonda. Especial gratitud a la profesora P. Fenoll Hach-Ali por sus útiles comentarios y discusión durante la preparación del trabajo.

Bibliografía

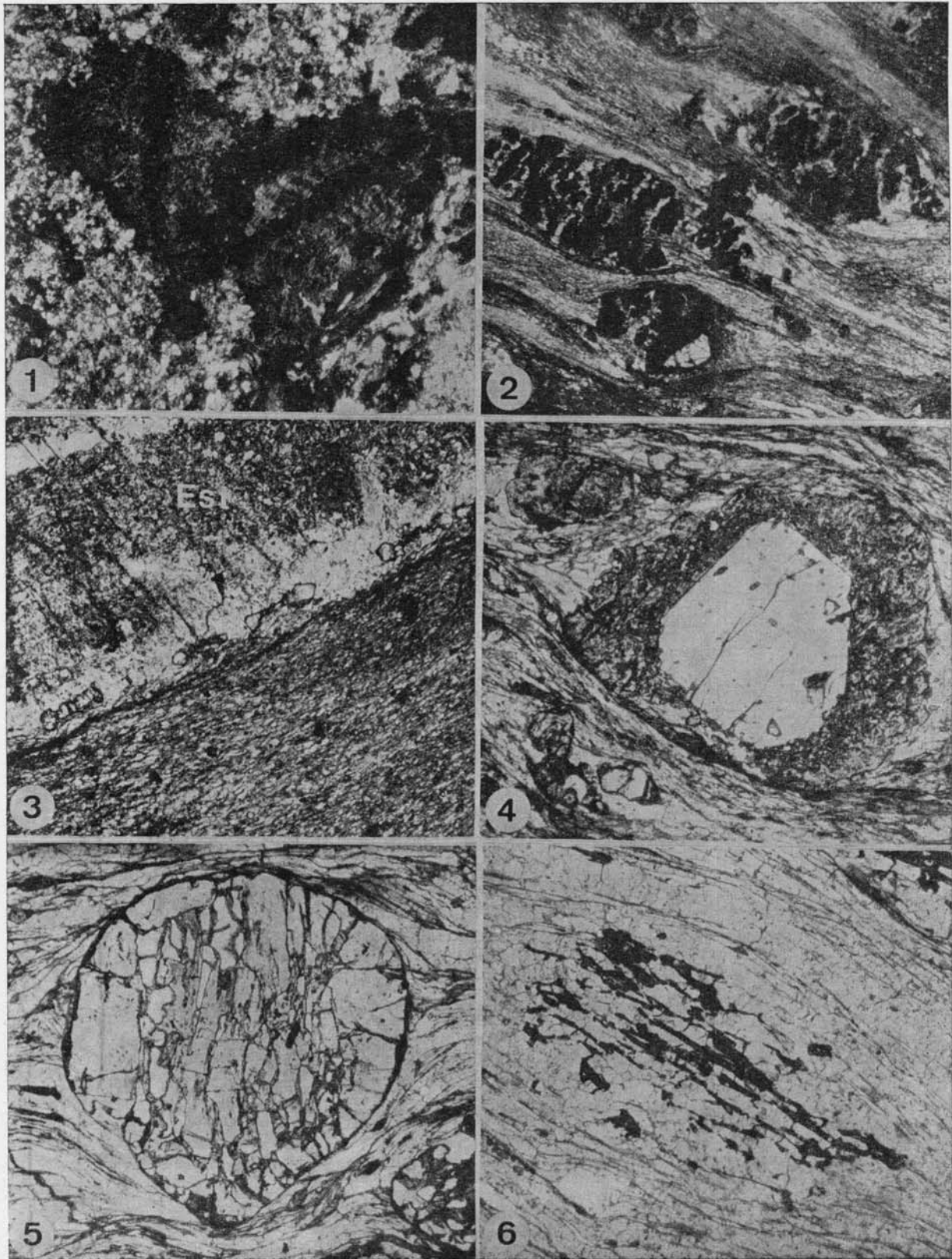
- ALBEE, A. L. y RAY, L.
1970. Correction factors for electron probe microanalysis of silicates, oxides, carbonates, phosphates and sulphates. *Anal. Chem.*, **42**, 1408-1414.
- ATHERTON, M. P.
1968. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **18**, 347-371.
- BANNO, S. y CHII, S.
1978. A model to explain the Mn enrichment in the rim of zoned garnets. *Geochim. J.*, **12**, 253-257.
- BENCE, A. E. y ALBEE, A. L.
1968. Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, **76**, 382-403.
- CRAWFORD, M. L.
1966. Composition of plagioclase and associated minerals in some schists from Vermont, USA and south Westland, New Zealand, with inferences about the peristerite solvus. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **13**, 269-294.
1974. Calcium zoning in almandine: a model based on plagioclase equilibria. In: *The Feldspars* (W. S. Mackenzie y J. Zussman, edit.), Manchester University Press, 629-644.
1977. Calcium zoning in almandine garnet, Wissahickon Formation, Philadelphia, Pennsylvania. *Canadian Mineral.*, **15**, 243-249.
- DE BETHUNE, P.; LADURON, D. y BOCQUET, J.
1975. Diffusion processes in resorbed garnets. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **50**, 197-204.
- EDMUND, W. M. y ATHERTON, M. P.
1971. Polymetamorphic evolution of garnet in the Fanad aureole, Donegal, Eire. *Lithos*, **4**, 147-161.
- GARRELS, R. M. y MACKENZIE, F. T.
1971. *Evolution of sedimentary rocks*. Norton, New York, 397 págs.
- GÓMEZ-PUGNAIRE, M. T.
1981. *Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)*. *Tecniterrae*, **41**, 130 págs.
- HOLLISTER, L. S.
1966. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, **154**, 1647-1651.
- KRETZ, R.
1973. Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Canadian Mineral.*, **12**, 1-20.
- KWAK, T. A. P.
1974. Natural staurolite breakdown reactions at moderate high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **44**, 57-80.
- LAIRD, J.
1982. Amphiboles in metamorphosed basaltic rocks. In: *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations* (D. R. Veblen y P. H. Ribbe, edit.), *Reviews in Mineralogy*, **9B**, 113-159.
- LEAKE, B. E.
1964. The chemical distinction between ortho and para amphibolites. *J. Petrology*, **5**, 238-254.
- LINTHOUT, K. y WESTRA, L.
1968. Compositional zoning in almandine-rich garnets and its relation to the metamorphic history of their host rocks. An electron-microprobe study on garnet in (quartz)-pelitic metamorphites of the deeper tectonic units of the Betic Cordillera (SE Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, **71**, 297-312.

- MC ATEER, C.
1976. Formation of garnet in a rock from Mallaig. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 293-301.
- MIYASHIRO, A. y SHIDO, F.
1973. Progressive compositional change of garnet in metapelite. *Lithos*, 6, 13-20.
- OLIMPIO, J. C. y ANDERSON, D. E.
1978. The relationship between chemical and textural (optical) zoning in metamorphic garnets, South Morar, Scotland. *Amer. Mineral.*, 63, 677-689.
- POLDERVAART, A.
1955. Chemistry of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 62, 119-144.
- PUGA, E. y DÍAZ DE FEDERICO, A.
1978. Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Granada, 79-112.
- PUGA, E.; DÍAZ DE FEDERICO, A. y FONTBOTÉ, J. M.
1974. Sobre la individualización de las unidades profundas de la zona Bética. *Estudios geol.*, 30, 543-548.
- SCHMID, R.
1966. Granatchemismus als indicator des metamorphosegrades in der Zone Ivrea-Verbano (Nord Italien). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 46, 683-687.
- SCHONEVELD, C.
1977. A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline-rotated garnets. *Tectonophysics*, 39, 453-471.
- SHAW, D. M.
1956. Geochemistry of pelitic rocks. III. Major elements and general geochemistry. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 919-934.
- THOMPSON, A. B.
1976. Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, 276, 401-424.
- TRZCIENSKI, W. E. J.
1977. Garnet-zoning-product of a continuous reaction. *Canadian Mineral.*, 15, 250-256.
- TURNER, F. J.
1981. *Metamorphic petrology. Mineralogical, field and tectonic aspects*. Mc Graw-Hill, New York, 524 págs.
- VELILLA, N.
1983. *Los granates del Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética)*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 441 págs.
- WEDEPOHL, K. H.
1969. *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlín.
- ZEMANN, J.
1962. Zur Kristallchemie der granate. *Beitr. Mineral. Petrol.*, 8, 180-188.
- ZIEBOLD, T. O. y OGILVIE, R. E.
1964. An empirical method for electron microanalysis. *Anal. Chem.*, 36, 322-327.

Recibido el 1 de diciembre de 1985.
Aceptado el 30 de diciembre de 1985.

LAMINA 1

- Fig. 1.—Porfiroblastos de biotita prealpina parcialmente transformados en agregados de granates (negro) ($\times 38$).
- 2.—Agregados nodulares de granates formados a partir de biotita prealpina ($\times 12$).
 - 3.—Parte de un porfiroblasto de estaurolita prealpina transformado parcialmente en granate, moscovita y cloritoide ($\times 30$).
 - 4.—Núcleo idioblástico de granate prealpino con notable recrecimiento de granate alpino con abundante grafito incluido ($\times 30$).
 - 5.—Granate peciloblástico alpino con zonación textural, perteneciente a las rocas del zócalo ($\times 30$).
 - 6.—Porfiroblasto esquelético de granate desarrollado en lechos muy ricos en cuarzo (cobertera) ($\times 20$).



LAMINA 2

- Fig. 7.—Granate sintectónico con desarrollo de textura en espirales dobles y concéntricas. Los granos de cuarzo recrystalizados en las sombras de presión son incorporados al granate a medida que éste crece y gira ($\times 12$).
- 8.—Núcleo de granate sintectónico con notable desarrollo de una zona externa de crecimiento estático ($\times 12$).
- 9.—Aspcto típico de los granates de la formación de micaesquistos granatíferos, con dos zonas texturales muy bien definidas ($\times 38$).
- 10.—Concentración de pequeños granates en rocas de la formación de micaesquistos de grano fino con granate y turmalina ($\times 12$).
- 11 y 12.—Dos aspectos del desarrollo de granates con texturas en atolón correspondientes a la formación de micaesquistos granatíferos (11: $\times 30$; 12: $\times 65$).

