

GEOLOGIA DEL GRANITO DE ALBALÁ. (EXTREMADURA CENTRAL, ESPAÑA).

por Julio Saavedra Alonso y Antonio García Sánchez

Resumen

Con base en los datos proporcionados por un desmuestre de detalle del batolito de Albalá y con ayuda de las informaciones de otros granitos próximos, muy semejantes, se ha establecido un esquema genético. Consideraciones físicas (viscosidad), mineralógicas, geoquímicas y geológicas en general muestran que sobre un zócalo afectado al menos por las fases hercínicas principales (tectónicas y metamórficas) actuó un magma básico de origen profundo, produciendo una removilización e hibridación por mezcla de una pequeña cantidad del mismo con material granítico. La intrusión se produjo en un área parcialmente cratonizada a finales del hercínico. Las intrusiones múltiples, típicas de regiones cratónicas, explican la zonación batolítica, formada por magmas más o menos híbridos. Restos de estos procesos son la cordierita y los silicatos aluminicos puros.

Abstract

On the basis of the results of a widespread sampling in the Albalá granite and the mineralogy of the peripheral batholiths, the data leads to an origin hypothesis. Intrusive velocity, viscosity, mineralogy, and geochemistry of the granite groups suggests the following interpretation: the area has been subjected to regional metamorphism and the sedimentary strata were extensively deformed and strongly folded during the hercynian orogeny, culminating (at or near the climax of metamorphism) in the widespread occurrence of granitoids (gneissic granites); in this area were intruded a basic igneous masse, of deeper domain, with mixing, remobilisation, and creation of a hybrids magma. The facies are different degrees of mixing; and the multiple intrusion was originated in the semi-cratonised area. Cordierite, andalusite, etc., are refractory residuals of these process.

Introducción

En un trabajo anterior (SAAVEDRA, 1976) se efectuó un estudio del granito mineralizado de Albalá (Cáceres), utilizando análisis de elementos ma-

yores y trazas de 40 rocas procedentes de canteras, sin meteorización apreciable, y en el que quedaron esbozados interesantes problemas. Dada la extensión del batolito, el número de facies graníticas y la elevada cantidad de indicios y yacimientos, resulta conveniente ampliar el conocimiento actual en orden a un desmuestre más amplio que permita establecer hipótesis genéticas y evolutivas con base sólida.

Antecedentes geológicos

La síntesis de las informaciones existentes sobre este granito y de interés para el tema aquí abordado ha sido ya realizada (SAAVEDRA, op. cit.). Se trata de un batolito herciniano (313 ± 10 m.a.) encajado en rocas pelíticas y cuarzo-pelíticas (muy pobres en Ca y Na) del complejo esquisto-grauváquico, con una aureola metamórfica, de grado medio o bajo, bien desarrollada; está constituido por granodioritas y granitos monzoníticos de megacrístales con cordierita pinnitizada (idiomorfa), plagioclasas zonadas (sin exceder del término oligoclasa cálcica), andalucita y silimanita escasas, y feldespatos potásicos perfiticos. Existen también granitos biotíticos de grano medio, caracterizados por una disminución de la cantidad de cordierita y del feldespato potásico en megacrístales y por un aumento de la plagioclasa sódica. Finalmente aparecen granitos aplíticos en manchas irregulares.

El estudio precedente indicado concluye que la mitad NW del batolito fue la de emplazamiento más superficial y que la cristalización de los minerales esenciales comenzó alrededor de 4.5 kb de presión y 680° C de temperatura, saturándose en agua durante la ascensión. Se distinguieron tres facies principales, dos de las cuales evolucionan con características peculiares y la tercera posee particularidades híbridas de las dos anteriores. Esta última facies ocupa la zona central, no posee cordierita y sí andalucita y es tardía respecto a las otras dos; no deriva de ellas por diferenciación. Posteriormente hay un fenómeno de microclinización y, luego, una albitización que da lugar al desarrollo de moscovita y preconcentración del Sn en ella. El estudio de los minerales separados confirma el desarrollo apuntado de los procesos aludidos.

La influencia de los fenómenos tardíos y la importancia cuantitativa del contenido en agua para la distribución de los elementos en trazas de este granito ha sido considerada en otro estudio por SAAVEDRA y GARCIA SANCHEZ (1975).

Método experimental

Los elementos mayores y los trazas Ni, Co, Cu y V han sido determinados por cuantometría, en el Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques de Nancy (Francia).

Los restantes elementos se determinaron en el Departamento de Mineralogía de la Universidad de Salamanca por fluorescencia de rayos X (SAAVEDRA y GARCIA SANCHEZ, op. cit.) salvo el Li, al que se le aplicó la espectrofotometría de absorción atómica.

El desmuestre, sistemático, se realizó con la colaboración entre personal perteneciente a los dos organismos científicos aludidos.

Facies graníticas y el problema del emplazamiento

La observación detallada del batolito ha permitido caracterizar seis facies principales (Fig. 1). Las composiciones químicas medias correspondientes a dichas facies están en la tabla 1. Mineralógicamente, la cordierita pinnitizada es característica de la facies porfiroide de grano grueso y, en menor grado, de la facies de grano medio a grueso. En cambio, la andalucita se encuentra mucho más regularmente distribuida y, en especial, es abundante en la facies central, de grano medio. No se han observado nunca granates ni anfíboles. La turmalina, irregular, reemplaza algunas veces a la biotita. La descripción y la paragénesis tipo coinciden prácticamente con la expresada anteriormente (SAAVEDRA, op. cit.); en esencia, las diferencias son cuantitativas.

Como indican CAPDEVILA y cols. (1973) los batolitos de estas características no se han originado, probablemente, por anatexia húmeda, pues su emplazamiento es muy superficial. Pero si su origen fuese más profundo, sería de esperar la presencia de rocas básicas. El problema del emplazamiento de estos granitos está, pues, ligado a su origen y evolución.

La ascensión potencial de un magma granítico depende, entre otros factores, de su viscosidad y velocidad de ascenso. HARRIS y cols. (1970) han revisado el efecto de la composición química (sobre todo, del contenido en agua) en el nivel de emplazamiento. Es bien conocido que la aparición de cristales a partir de un fundido granítico ("liquidus") comienza a temperaturas tanto más elevadas

cuanto menor sea el contenido en agua (a 1.100 - 1.200° C entre unos 0 y 10 kb de presión para un magma granítico anhidro). La cristalización total ("solidus") viene dada por la clásica curva de fusión del granito, que señala el límite del desplazamiento por ascensión de una fase aún no sólida. Por tanto, una cantidad baja de agua implica una

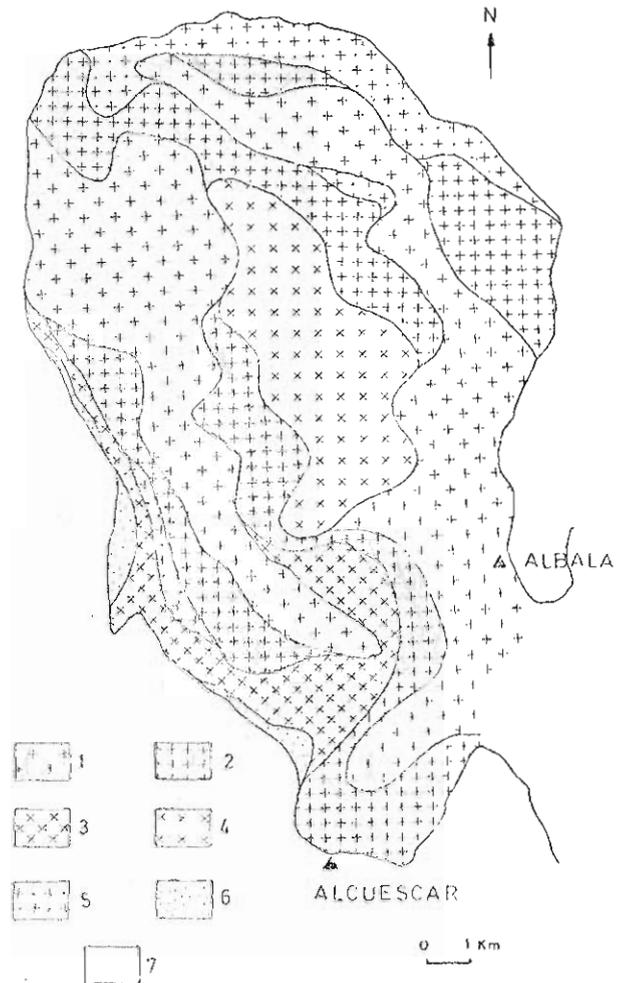


Fig. 1. Esquema cartográfico del granito de Albálá. 1 Granito de grano grueso o muy grueso, muy porfiroide, biotítico, con moscovita subordinada y con cordierita (gigantolita). 2 Granito de grano medio a grueso, biotítico, con algo de moscovita y cordierita esporádica. 3 Granito de dos micas, de grano medio a fino, sin cordierita evidente. 4 Granito isogranular, de grano medio, muy raramente algo porfiroide, de dos micas. 5 Granito de grano medio algo heterogranular, biotítico con un poco de moscovita. 6 Granito biotíticos de grano fino. 7 Esquistos encajantes.

temperatura relativamente elevada y, de acuerdo con la curva de fusión, es factible alcanzar bajas presiones para el "solidus". En el caso límite de un magma granítico prácticamente saturado en agua y

Facies Nº	1	2	3	4	5	6
muestras	n = 35	n = 17	n = 4	n = 9	n = 5	n = 2
SiO ₂	71.82	72.09	72.22	73.06	72.07	69.82
Al ₂ O ₃	14.65	14.68	14.68	14.47	14.61	15.51
Fe ₂ O ₃	2.35	2.18	1.97	1.50	2.36	3.25
TiO ₂	0.35	0.33	0.28	0.18	0.35	0.47
MnO	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05
MgO	0.56	0.52	0.53	0.33	0.58	0.81
CaO	0.69	0.54	0.53	0.41	0.68	0.74
Na ₂ O	3.37	3.34	3.40	3.32	3.39	3.31
K ₂ O	4.49	4.48	4.55	4.75	4.41	4.66
Volátiles	1.16	1.26	1.38	1.21	1.12	1.42
Total	99.49	99.46	99.59	99.26	99.62	100.04

Elementos trazas

Ba	427	394	384	351	429	458
Co	10	10	10	10	10	10
Cr	19	13	15	10	10	19
Cu	27	11	20	10	10	12
Mi	10	10	15	10	10	14
Sr	94	82	76	75	94	03
V	24	25	31	15	20	38
Rb	299	321	328	330	288	298
Nb	15	15	16	14	15	16
Cs	33	37	63	29	47	28
Sn	10	10	10	11	14	13
Zr	144	134	129	121	141	198
Y	10	11	8	8	10	8
Th	20	19	26	19	18	16
Zn	80	75	85	84	88	95
Li	77	84	74	74	75	80

Tabla I.

Valores medios de los contenidos en elementos mayores y trazas de las distintas facies

a una temperatura en torno a 700^o C (dada como comienzo de cristalización en granitos de Albalá), el "solidus" se alcanza a unos 2 kb de presión, límite de la profundidad de emplazamiento.

Sin embargo esto no es más que una aproximación. Al ascender el magma se satura en agua si no lo está, pues hay un descenso de presión y, de acuerdo con HAMILTON y cols. (1964), la concentración de agua en el líquido silicatado crece (esta concentración varía según la raíz cuadrada de la presión en agua). Si ya se tiene la saturación, empiezan la cristalización y la separación de volátiles. Para efectos de temperatura, hay un antagonismo: la cristalización es un fenómeno exotérmico (calor de cristalización correspondiente para un magma granítico, 65 cal/g) y la expansión de la masa gaseosa desprendida es endotérmica (KESLER y HEATH, 1968), por lo que, globalmente, la temperatura no debe variar en exceso. Sin embargo, mínimos cambios de ésta modifican fuertemente la viscosidad.

Establecidas estas consideraciones hay que tener en cuenta que el agua influencia apreciablemente la viscosidad: a más agua más fluidez, permaneciendo iguales los demás factores (más enérgicamente aún obra el flúor, WYLLIE y TUTTLE, 1961). De acuerdo con las teorías modernas hay una cierta estructura cristalina en los líquidos graníticos, con los tetraedros SiO₄⁴⁻ enlazados; el agua provoca una rotura de estos enlaces y cierta despolimerización, es decir, menor viscosidad (POPOLITOV y KOVALENKO, 1973; EPEL'BAUM, 1973). SHAW (1972) propone un cálculo rápido de la viscosidad mediante la fórmula:

$$\ln \eta = \frac{K_1 \cdot S}{T} - K_2 S - K_3$$

donde K₁ (= 10⁴), K₂ (= 1,50) y K₃ (= 6,40) son

constantes, T es la temperatura en grados absolutos y S un factor obtenido a partir de la composición química de la roca y teniendo en cuenta la cantidad de agua presente (mayor en rocas ácidas que en básicas).

Otro factor importantísimo que influye en el emplazamiento es la velocidad de ascenso de un magma (v), sobre el que actúa una presión intrusiva (p), a través de una cámara de radio medio (R) y con un recorrido (l). Siendo η la viscosidad de este magma, estos parámetros se relacionan por la ecuación siguiente (LAUDAU y LIFSHITZ, 1959):

$$v = R^2 p / (4 \eta l)$$

Obviamente, una velocidad mayor favorece un emplazamiento más superficial y, dado que el parámetro más significativo de la fórmula es precisamente el radio de la vía de acceso (puesto que está afectado por un exponente 2), las dimensiones del batolito contribuyen eficazmente a un emplazamiento más superficial.

Finalmente, la cristalización parcial supone un aumento de viscosidad por dos motivos: primero, por cambio de la composición química (los minerales formados, generalmente pobres en sílice, implican que se han retirado del magma ciertas cantidades de elementos, haciéndose éste más ácido y, por tanto, más viscoso) y, segundo, por pasar de una fase líquida a una suspensión (minerales precoces en el medio magmático); en este último caso la nueva viscosidad viene dada por la fórmula de ROSCOE (1952):

$$\eta_e = \eta (1 - 1,35 \Phi)^{2.5}$$

en la que η_e y η son las viscosidades de la suspensión y del fluido, respectivamente, y Φ el volumen del sólido respecto al volumen total.

La síntesis de todos estos factores es complicada. Sin embargo puede ensayarse un intento de explicación. El magma granítico puede alcanzar niveles corticales elevados si su velocidad es alta. De los parámetros que intervienen en su fórmula, $v = R^2 p / (4 \eta l)$, los más sujetos a variación son R y η , pues p y l tienen un margen de variación relativamente pequeño (rango de presiones y profundidades limitadas). Pero el valor de R^2 puede ser elevadísimo. Así, aunque la viscosidad de un granito es unas 1.000 veces mayor que la de un basalto

(SHAW, 1963, 1965; SHAW y cols., 1968), la velocidad puede igualarse si el radio de la vía de acceso del primero es unas treinta veces la del segundo

$$(v_g = \frac{R_g^2}{4 \cdot 10^3 \eta l} = \frac{R_b^2}{4 \eta l})$$

es decir, $R_g = R_b \sqrt{1.000} \approx 30 R_b$);

suponiendo que la superficie del batolito de Albalá (unos 200 km²) es perpendicular a la vía de acceso, el área equivalente del hipotético basalto sería sólo de unos 0.08 km², valor muy razonable en las condiciones naturales.

La viscosidad es el otro parámetro fundamental. La fórmula antes escrita de SHAW (1972):

$$\ln \eta = \frac{K_1 S}{T} - K_2 S - K_3$$

insiste en que el control se efectúa por la temperatura y composición química. Para la composición de las facies graníticas de la tabla 1, el valor de S oscila entre 3 y 4. Pero para rocas básicas es algo más pequeño. Así para un basalto tholeítico medio es alrededor de 2. Tomando como ejemplo S = 3 (granito) y S = 2 (basalto) a una temperatura posible en granitos, p.ej., 1.000° K (727° C), se tiene $\ln \eta$ granito = 19.1 y $\ln \eta$ basalto = 10.6. A temperaturas más elevadas, la viscosidad del basalto se reduce proporcionalmente a la del granito aún más. Dado que son dependencias exponenciales, las relaciones son de miles de veces.

En resumen, para explicar la presencia de este batolito en niveles tan epimetamórficos hay que buscar justificación en una temperatura más elevada de la que correspondería a la anatexia cortical húmeda y/o una composición química más básica. Otros factores secundarios (quimismo, contenido en flúor, etc.) podrían dar cuenta de ciertos detalles y alguna separación de temperatura más amplia entre el "solidus" y el "liquidus", pero son sólo matices.

Origen de los silicatos de metamorfismo

Cordierita y andalucita (frecuentemente, también silimanita) se presentan ampliamente no sólo en granitos de Albalá, sino también en muchos otros batolitos de Extremadura Central. Es, pues, para pensar que su presencia está lejos de ser accidental.

Siempre son precoces, pero es muy difícil establecer sus relaciones paragenéticas con los otros minerales graníticos. La cordierita, idiomorfa, está transformada totalmente en pinnita. La andalucita suele presentar una aureola de moscovita, pero ocasionalmente se aprecia su idiomorfismo.

Aunque no se ha encontrado granate en las rocas graníticas de Albalá, sí ha aparecido almandino ($Al_{75}Py_{20}S_{p5}$) en una facies del batolito de Cabeza de Arayá (CORRETGE, 1972), muy próximo y prácticamente igual que el aquí estudiado. Los cristales de granate, que pueden superar el tamaño de 1 cm, se presentan frecuentemente rodeados de cordierita, más tardía, e incluyen ocasionalmente biotita. La interpretación, tanto de esta paragénesis como las de cordierita o silicatos aluminicos puros, dista de ser unánime en la bibliografía.

Para GREEN y RINGWOOD (1968) los granates se formarían por cristalización directa a presiones superiores a 9 kb, y al ascender el magma calcoalcalino ácido reacciona con dichos cristales para dar cordierita o hiperstena; no cuantifican la influencia del Mn, que es importante aun en mínimas cantidades. CURRIE (1971, 1974) estudia el contenido de Fe y Mg en la cordierita y su transformación en granate, silimanita y cuarzo; la cordierita de Albalá no ha podido encontrarse fresca, pero el análisis químico de sus productos de alteración indican una relación $Fe/(Fe + Mg)$ entre 0,5 y 0,7 y el mineralógico da moscovita y clorita ferrífera, lo que implica presiones netamente inferiores al caso anterior, entre 4 y 6 kb. Los datos experimentales de HENSEN y GREEN (1973) no concuerdan con los del autor anterior, aunque el rango de presiones para este caso no difiere demasiado, situándose entre 5 y 8 kb y una temperatura no inferior a $700^{\circ}C$. HUTCHEON y cols. (1974) dan resultados discrepantes con los de CURRIE (1971) y HENSEN y GREEN (op. cit.), con una presión algo inferior. GREEN y VERNON (1974) establecen como límites máximos de coexistencia cordierita-cuarzo $700^{\circ}C$, 7 kb y $850^{\circ}C$, 9 kb. WEISBROD (1974) insiste en que raramente el granate y la cordierita pueden ser indicadores precisos de presión o temperatura, ya que la presencia de Mn, aun en mínimas cantidades, cambia totalmente los campos de estabilidad, como demuestra experimentalmente.

En resumen, las áreas de estabilidad de dichos minerales en el sistema P-T no son eficaces para determinar condiciones genéticas, por falta de estudios experimentales que tengan en cuenta las composiciones reales. Sin embargo, hay algo que parece claro: la cordierita tiene un límite superior de estabilidad y puede resistir como mineral refractario, sobre todo si su composición es magnesia; pero aquí se trata de un término con predominio del Fe

sobre Mg. Es preciso, pues, discutir sus posibilidades genéticas.

Origen por contaminación magmática con el encajante epimetamórfico. Esta idea implica que, en la corteza superior, el magma habría de tener un gran poder disolvente, es decir, una temperatura muy por encima del "liquidus". Los enclaves del encajante deberían ser abundantes, sobre todo en la periferia del batolito, y presentar todos los grados de transformación; en dichos enclaves la cordierita estaría, naturalmente, presente. Dada la naturaleza de tal encajante, el borde tendría que enriquecerse en ciertos elementos principalmente K. No sería general el idiomorfismo de los cristales. Las zonas graníticas del borde deberían presentar una composición química influenciada por la del encajante.

No hay apoyo a estos argumentos. En el encajante existe cordierita y andalucita (no se ha apreciado silimanita), pero con un aspecto totalmente distinto al de los granitos: la cordierita del metamorfismo de contacto es muy blástica, con abundantes inclusiones de cuarzo, opacos y biotita, principalmente; la andalucita con el fuerte pleocroismo rosa, típica de los granitos (general en las facies), es más escasa y sin estas características. Los enclaves del encajante poco evolucionados están afectados por el metamorfismo de contacto ordinario, sin más peculiaridades, mientras que los más evolucionados son, esencialmente, nódulos biotíticos sin otro mineral ferrífero (JIDIER y LAMEYRE, 1969); en los grados intermedios o dudosos no se ha observado la presencia de cordierita o andalucita de hábitos graníticos. Los enclaves con textura de roca ígnea que pueden interpretarse, según algunos autores, como magmas contaminados, tampoco presentan riqueza en dichos minerales, que sería de esperar. Finalmente los enclaves no son abundantes y aparecen esporádicamente incluso en las facies más centrales.

La presencia de cordierita está asociada, fundamentalmente, a la facies porfiroide de grano grueso. Esta facies no es siempre marginal, y dicha cordierita aparece a veces abundantemente en el interior del batolito. La andalucita está en cantidades más importantes en la facies más central, en la que no hay cordierita, es bastante isogranular y sólo existen muy escasos megacristales feldespáticos y algunos enclaves. Todo esto es incompatible con la asimilación del encajante. Los datos geoquímicos, que tampoco apoyan esta idea, se discutirán más adelante.

Origen por reacción entre granates (almandinos) y magma en niveles corticales elevados. En ninguna lámina delgada se ha visto granate. Sin embargo, en la separación de los minerales pesados a partir de una elevada cantidad de granito meteorizado, han

aparecido algunos granos de almandino (Departamento de Mineralogía, datos no publicados); ya se ha indicado la existencia de este mineral en el batolito muy próximo de Cabeza de Araya (con grandes cristales de feldespato potásico en una mesostasis de grano fino). En estas circunstancias, la paragénesis que citan BIRCH y GLEADOW (1974) es muy semejante a la que aquí se tiene: los granates, ricos en Fe y pobres en Ca y Mn, aparecen en riolitas y riodacitas y la cordierita presente es ferrífera; la biotita, incluida a veces en el granate, es también rica en Fe, con una composición análoga a la de los granitos aquí tratados (SAAVEDRA y GARCIA SANCHEZ, op. cit.). Las condiciones de HENSEN y GREEN (op. cit.) son aceptadas por estos autores para su génesis (en los rangos 690 - 765° C y 4,5 - 6 kb de presión, cuyos valores concuerdan con los obtenidos a partir de otras consideraciones). No obstante, no excluyen la posibilidad de un origen más profundo, y el límite de 6 kb queda establecido simplemente en razón a la estratificación química y mineralógica del cuerpo magmático, que hace difícil que exista un largo recorrido de ascenso; admiten que ambos minerales son restos de metamorfismo de alto grado de rocas pelíticas. La semejanza con algunos granitos de Extremadura Central se acentúa si se considera que no sólo el aludido granito de Cabeza de Araya posee en parte caracteres subvolcánicos, sino que también otros de la misma región, con idéntica problemática, como el de Alburquerque (Departamento de Mineralogía, datos no publicados), tienen facies subvolcánicas cordieríticas.

La inexistencia de granates en muchos granitos cordieríticos (aunque sus cordieritas sean análogas a las citadas) hace que no sea prudente pensar que todos se han transformado ya.

Origen como fase relicta de un nivel de fusión parcial. Teóricamente esto es factible a presiones no muy elevadas. FLOOD y SHAW (1975) aceptan este origen para la cordierita de un granito semejante al de Albalá (con única diferencia de algo más de Ca): el mineral va asociado a los granitos biotíticos, de grano grueso con moscovita subordinada, es independiente de la distancia al contacto o a los enclaves, no aparece en los xenolitos (raros, por otra parte) y es euhedral, en forma de cristales grandes frecuentemente pinnitizados. Las diferencias de esta cordierita son: se presenta sin el acompañamiento de andalucita o silimanita y es bastante magnesianas. Parte de las discusiones dadas anteriormente son también consideradas por otros autores, pero únicamente encuentran dificultades en descartar el origen ortomagmático.

En el granito de Albalá se observa alguna vez silimanita en relación con andalucita, sin que se vea

claramente la edad relativa. Pero en el batolito de Trujillo, muy próximo y semejante a éste, parece existir además una cordierita pinnitizada idiomorfa posterior a la andalucita; el fenómeno se aprecia raramente. Es difícil pensar que un relicto metamórfico conserve a otro relicto metamórfico en un medio ígneo teniendo en cuenta también la vinculación de la cordierita sólo a ciertas facies.

La presencia de porfidoblastos abundantes de feldespato potásico anteriores o contemporáneos a biotita y parte del cuarzo se opone al carácter relicto de la cordierita, puesto que ésta contiene a veces biotita idéntica a la del resto de la roca. Entonces, o bien el feldespato potásico en megacristales es también relicto o su temperatura de cristalización ha sido más alta que la correspondiente al "liquidus" del magma granítico saturado en agua (lo que es compatible con la existencia de un fundido granítico pobre en agua).

Finalmente, el carácter idiomorfo y ferrífero de las cordieritas no favorece la idea de su origen relicto, puesto que son las variedades francamente magnesianas las que aparecen como refractarias (y sólo en grado moderado) en los procesos de fusión de rocas pelíticas.

La presencia general de andalucita, mucho más abundante que la silimanita, sugiere que se ha formado plenamente dentro de su campo de estabilidad y no muy próximo al de la silimanita, es decir, a temperaturas relativamente bajas. De acuerdo con los datos de RICHARDSON y cols. (1969), podría ser ortomagmática, pero entonces cristalizaría muy próxima al "solidus"; dado que posteriormente cristalizan gran parte de los minerales graníticos el magma sería alóctono (e indudablemente se ha desplazado), por lo discutido al considerar la viscosidad. Tampoco es probable que, en principio, hubiese sido silimanita que al bajar la temperatura sufriera un retrometamorfismo a andalucita, puesto que la silimanita actualmente observable tiene un hábito radicalmente distinto, en agujas estrechas y escasas que, lógicamente, deberían haber sido las primeras en desaparecer. El fuerte pleocroísmo rosado es un síntoma de su elevado contenido en hierro, y la probabilidad de su formación en un medio pobre en este elemento (la facies central, con bastante andalucita, contiene un 1,5 por ciento de Fe_2O_3) es escasa. Todos estos factores (algunos incompatibilizan las temperaturas algo elevadas, previstas en anteriores discusiones) apuntan netamente al carácter relicto.

En la Tabla 2 se aprecia que las diferenciaciones pegmatoides con cordierita, anteriores a la consolidación del granito, tienen biotitas idénticas a las de los enclaves dioríticos y del resto del granito (SAAVEDRA, op. cit.), por lo que cabe pensar en un origen común. También se ve que el granito seme-

	Enclave				(1)	(2)
	diorítico	Pegmatita 1	Pegmatita 2	Pegmatita 3		
	Mayores ‰					
SiO ₂	32.10	34.31	31.72	38.50	37.15	38.20
Al ₂ O ₃	22.00	19.67	20.81	19.67	20.20	19.30
Fe ₂ O ₃	27.30	26.60	26.21	25.03	33.13	31.00
TiO ₂	3.20	4.20	3.36	3.02	0.18	0.50
P ₂ O ₅	0.11	0.23	0.13	0.14	0.20	0.00
MnO	0.27	0.55	0.60	0.43	1.16	4.50
MgO	5.40	5.00	4.80	4.80	6.60	3.80
CaO	0.42	0.57	0.48	0.34	1.20	2.51
Na ₂ O	1.17	1.27	1.07	0.43	0.07	0.06
K ₂ O	8.06	7.67	6.88	7.67	0.15	0.20
Volátiles	2.50	3.76	4.47	4.16	0.06	0.07
Clorita	11	8	15	< 5		

Trazas, ppm				
Ba	925	710	456	690
Sn	120	62	87	120
Nb	135	152	130	127
Zr	97	460	552	590
Y	< 15	17	< 15	< 15
Sr	7	7	19	14
Rb	1110	850	864	1070
Pb	57	65	68	68
Zn	555	580	658	686
Cu	25	61	54	49
Ni	110	108	108	102
Be	7	16	7	5
Li	300	390	405	725
Cr	110	256	248	255

Tabla 2.

Resultados analíticos de las determinaciones de elementos mayores y en trazas de biotitas de un enclave diorítico y diversas diferenciaciones pegmatoides del granito de Albalá. (1) y (2) representan la composición en elementos mayoritarios de granates almandínicos de Cabeza de Araya (Cáceres) (1), y Morille (Salamanca), (2), el primero en granitos cordieríticos y el segundo en esquistos estaurolíticos

jante sito al NW tiene granates más ricos en almandino incluso que los contenidos en los esquistos metamorizados del área de Morille (inicialmente, un material arcilloso detrítico, sin Ca y Na), lo que es incompatible con una cristalización a más débil presión (que implica mayor contenido en Mn) para dicho granate del granito. Entonces, la presión debe ser mayor que para los almandinos de Morille, es decir, más de 5-6 kb.

Origen por cristalización magmática. Los argumentos anteriores son puntos de apoyo para este tipo de génesis de cordierita. Sin embargo, no es posible descartar una posibilidad mixta; que sobre núcleos relictos de este mineral haya cristalizado ortomagmáticamente una cordierita más férrica. La razón es que, si existen ciertos xenolitos del encajante transformados en biotita y dada la naturaleza de éste, puede preverse un déficit de aluminio, que ha de quedar bajo alguna forma. Pero, puesto que la

cordierita está totalmente alterada, no han podido estudiarse las hipotéticas zonaciones.

En conclusión, los silicatos aluminicos o aluminicos con Fe y Mg no se han originado por contaminación del magma granítico con el encajante epimetamórfico. Su génesis hay que buscarla en profundidad y debe pensarse en una mezcla de materiales formados en condiciones diferentes.

Geoquímica de las facies graníticas

Para el estudio de las variaciones geoquímicas se ha preferido utilizar esencialmente no los contenidos en elementos químicos o combinaciones arbitrarias entre ellos, sino parámetros que reflejen de alguna manera los procesos naturales. No es recomendable, en general, manipular datos químicos sin tener en cuenta la raíz del problema: los procesos mineralógicos que condicionan a la evolución granítica.

Por tal motivo se han combinado los resultados analíticos de forma que representen a la mineralogía lo más fielmente posible. Para ello se ha recurrido a los parámetros propuestos por SAAVEDRA y cols. (1976) adaptados a este tipo de granitos. Estos se basan en suponer que existen cinco minerales fundamentales: cuarzo, biotita, plagioclasas, moscovita y feldespato potásico. Atribuyendo una fórmula química ideal, un sistema de ecuaciones permite dar el contenido de estos minerales a partir de la composición química. Pasando el tanto por ciento en peso de óxidos a milimoles de elementos, se obtiene:

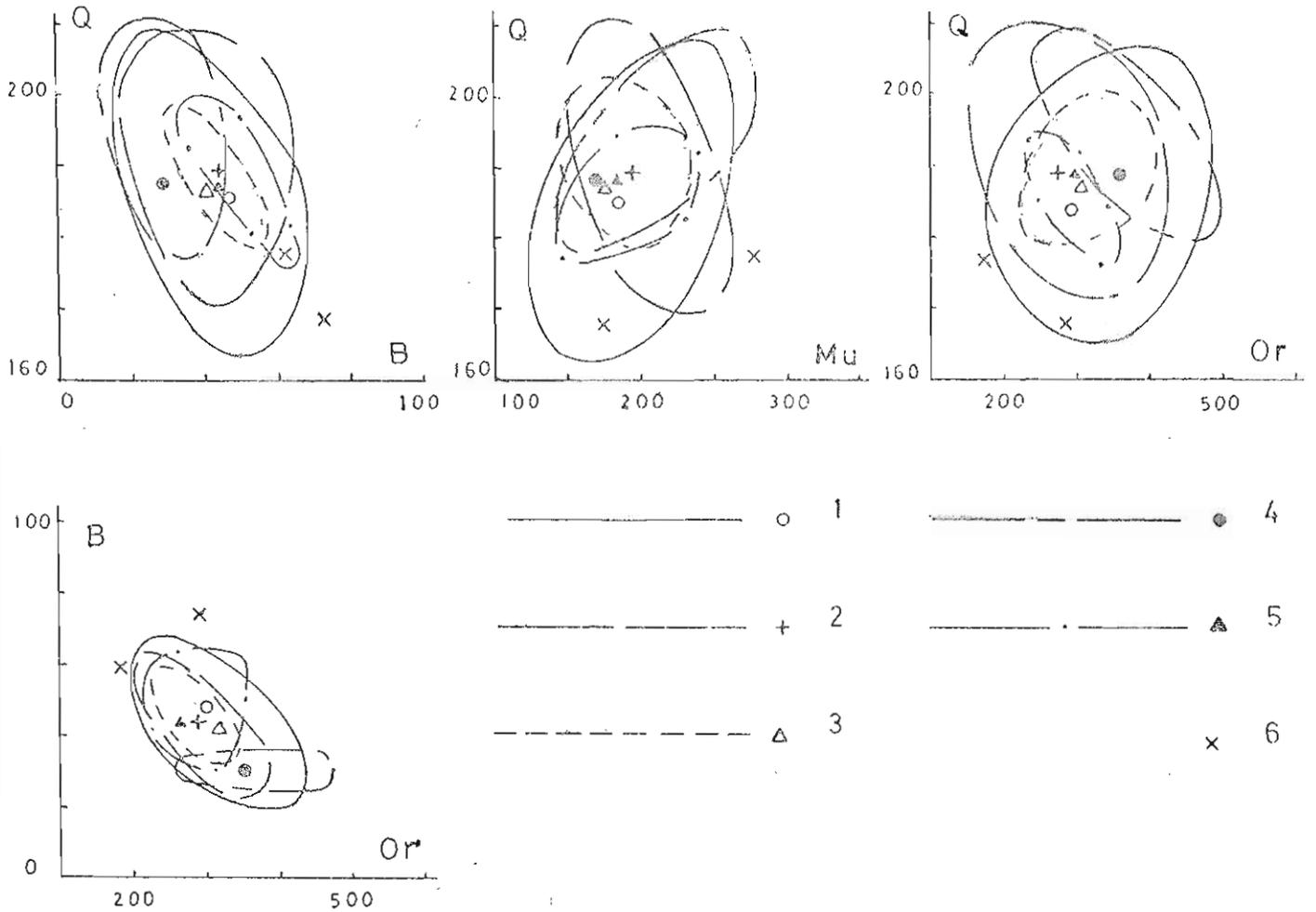
$$\begin{aligned}
 B &= Fe + Mg + Ti; \\
 Q &= Si/3 - (Na + K + 2Ca/3); \\
 Mu &= 3(Al - Na - K) - 6Ca; \\
 Or &= 3(Na + 3K - Al) + 6Ca - 2(Fe + Mg + Ti); \\
 Plg &= Na + Ca, \text{ que son directamente proporcionales}
 \end{aligned}$$

Fig. 2. Variaciones relativas de parámetros químico-mineralógicos, con indicación del valor medio. El número corresponde a las facies de la Fig. 1.

a los porcentajes de biotita, cuarzo, moscovita, feldespato potásico y plagioclasas, respectivamente. Los dos primeros fueron propuestos por LA ROCHE (1964). El sodio albitizable (es decir el sodio que potencialmente puede dar albita, sin combinarse con el calcio para formar plagioclasa) se puede medir por la relación Na-Ca (KARAYEVA, 1968), puesto que albita y anortita tienen ambas un sodio y un calcio en su molécula respectivamente. En caso necesario, al Ca se resta el combinado con el P para dar apatito, y esta diferencia es la que se emplea en las fórmulas. Normalmente varía poco del Ca total.

Los puntos correspondientes a cada facies se han encerrado en superficies curvas, indicando solamente el punto medio. A cada una se le ha asignado un símbolo. Se ha excluido la superficie de la facies de grano fino por disponerse sólo de dos muestras, representadas ambas.

En las Figuras 2 y 3 están indicadas las variaciones respecto a los parámetros químicos que se han creído precisos para definir las tendencias evolutivas. El cociente $Or/(Na-Ca)$ puede medir las variaciones relativas entre microclinización y albitización (prin-



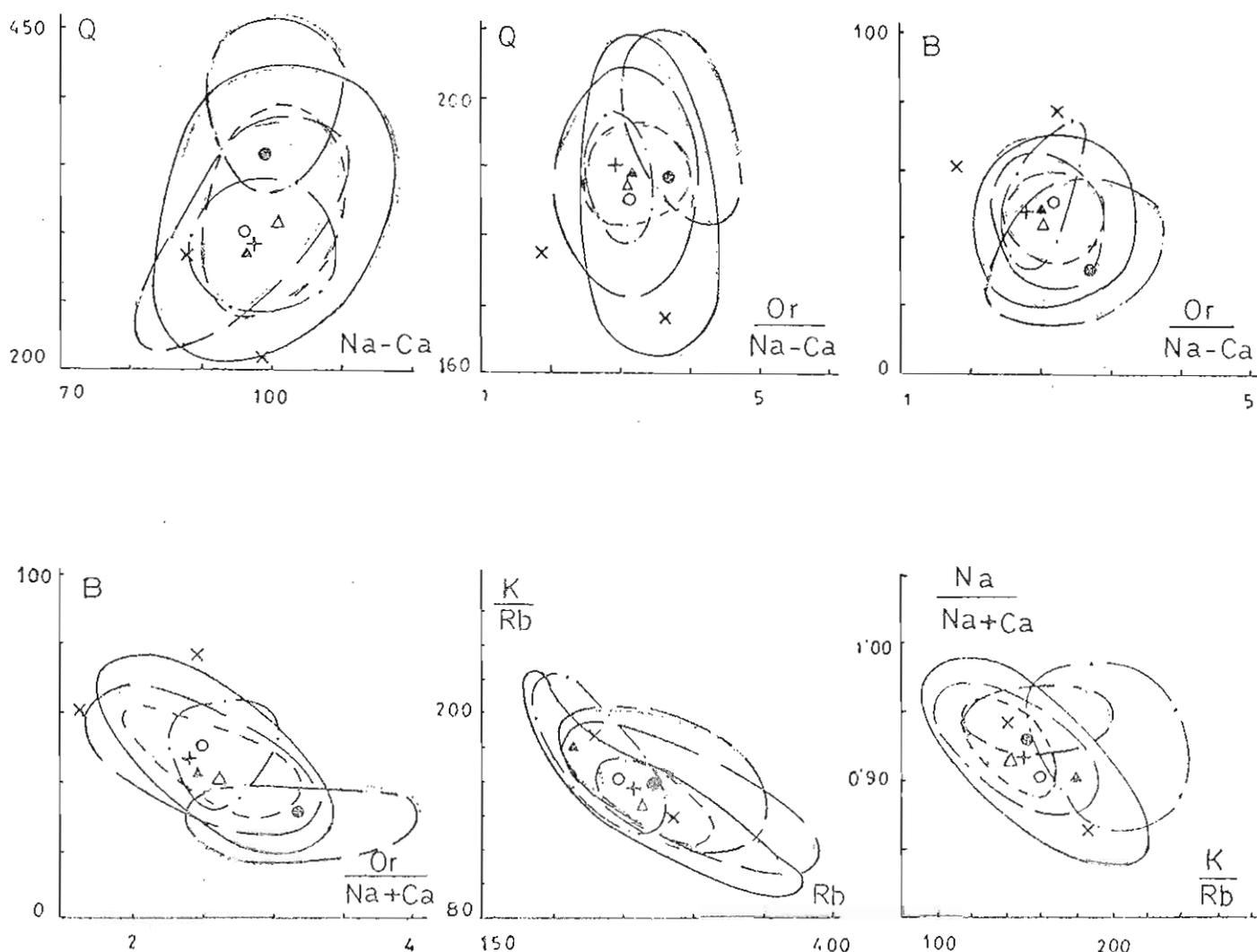


Fig. 3. Variaciones relativas de parámetros químicos y químico-mineralógicos. Misma leyenda que la Fig. 2.

principales fenómenos tardíos que dan lugar a variaciones de elementos metalíferos) en una facies determinada. La relación $Or/(Na+Ca)$ es índice del predominio o subordinación del feldespato potásico frente a las plagioclasas. El contenido en albita de las plagioclasas está en relación directa con el parámetro $Na/(Na+Ca)$. Finalmente, el grado de diferenciación puede evaluarse por los contenidos en Rb y K/Rb : las rocas evolucionan según una tendencia decreciente en el diagrama $K/Rb-Rb$.

En general, de los diagramas destacan por sus peculiaridades dos facies. La facies 4 (isogranular, de grano medio, andalucítica y raramente porfiroide) se caracteriza por sus valores altos en Or, $Or/(Na-Ca)$ y $Or/(Na+Ca)$, siendo especialmente bajo el parámetro B. Con claridad se observa que un desarrollo de Q implica un incremento de Mu y disminución de Or y $Or/(Na-Ca)$, lo que se interpreta como una moscovitización muy tardía del feldespa-

to potásico (proceso que da lugar también a la formación de cuarzo y se corrobora al microscopio); la albitización no supone el proceso principal de corrosión de ortosa o microclina y moscovitización de biotitas, puesto que la relación $Or-(Na-Ca)$ no es neta y el margen de variación del parámetro B es muy reducido. En el sistema $K/Rb-Rb$ esta facies aparece como las demás, según un proceso magmático normal; sin embargo, el diagrama muestra que hay términos de otras facies más evolucionadas que ésta, pese a que, mineralógicamente, el mayor contenido en feldespato potásico y el mínimo en ferromagnesianos, es contradictorio al respecto. Esta discrepancia de la geoquímica con el aspecto cuantitativo de la mineralogía se corrobora al microscopio. Hay dos tipos muy diferentes de feldespatos potásicos: uno de ellos tipo ortosa, en cristales centimétricos, idiomorfo, con inclusiones en coronas concéntricas de otros minerales, muy escaso. El otro tipo, abundante, ha perdido el neto idiomorfismo, presenta frecuentemente la macla de microclina, etc. Diferencias menores, pero significativas, se aprecian en los minerales esenciales (pocas plagioclasas idiomorfas o subidiomorfas de corazón co-

roído junto a albitas casi puras, zonados inexistentes en presencia de otros, muy abundantes, etc.). Hay, pues, más de una paragénesis mineralógica, y no se puede pensar en uniformidad.

La otra facies destacable del conjunto, la 6 (la más ferromagnesiana, de grano fino), no permite avanzar mucho las consideraciones en razón al número de muestras. Las relaciones inversas Q-B, Q-Or, K/Rb-Rb y Na/(Na + Ca) - K/Rb y la directa Q-Mn son fácilmente explicables: a mayor diferenciación (K/Rb bajo y Rb alto), menos ferromagnesianos, plagioclasas más sódicas, más cuarzo y más moscovita a expensas del feldespato potásico (en las fases más tardías, por pasar del campo de estabilidad del feldespato potásico al de la moscovita + cuarzo, de menor temperatura). Es la más básica, pobre en cuarzo, rica en ferromagnesianos y con relación feldespato alcalino/plagioclasa elevada. Al microscopio se aprecia un proceso tardío, la microclinización precoz que corroe a plagioclasas y cloritiza biotitas. Este fenómeno es poco ácido, por lo que los ferromagnesianos (parámetro B) no son lixiviados y quedan bajo la forma de clorita; el K de la biotita da lugar a microclina de neoformación, pero, en cualquier caso, la cantidad es despreciable y no justifica grandes diferencias. Entonces, las dependencias directas B-Or y sus derivadas [(B-Or)/(Na-Ca), B-Or/(Na + Ca)] se explican por una transformación de feldespato potásico en moscovita, mineral que es frecuente también en estas rocas. No obstante, no es recomendable inclinarse por conclusión alguna a partir de sólo dos muestras.

Para las otras cuatro facies sólo las relaciones inversas Q-B, K/Rb-Rb y Na/(Na + Ca)-K/Rb se cumplen en todos los casos, de acuerdo con las explicaciones dadas precedentemente. Pero con ayuda de los restantes diagramas se pone de relieve algo interesante. En orden decreciente a su basicidad media relativa (esto es, contenido en ferromagnesianos, calcio y elementos trazas asociados), tabla 1, se tienen las facies 5, 1, 2, 3. En todos los casos se aprecia que las tendencias geoquímicas van cambiando, con más o menos nitidez, de un modo regular de acuerdo con el orden indicado (tendencia inversa, sin tendencia y, finalmente, tendencia directa, en permutación circular). En general, la evolución implica aumento de cuarzo y feldespato potásico con disminución de biotita, pero en los términos más evolucionados hay también más albitización y moscovitización (a expensas de parte del feldespato potásico) dependiendo de la temperatura y contenido en agua de cada facies. Esto implica una cierta gradación en dichos factores.

Antes de comparar los resultados analíticos de Albalá con los valores geoquímicos de granitos de otras partes del mundo ha sido preciso efectuar una selección, principalmente para los elementos en tra-

zas. La regla de que no se deben mezclar en las interpretaciones valores absolutos de trazas, obtenidos por diversos métodos en diversos laboratorios sin una previa comprobación, es indispensable. En muchos casos se utilizan como patrones los minerales o rocas naturales standard, de las que existen valores medios muy dudosos. Así, en general, el Li tiene muy pocos resultados, y el valor recomendado en alguno de sus mejores standard (frecuentemente empleado en análisis para la geoquímica de este elemento) se obtiene de la media de una docena escasa de determinaciones, todas muy heterogéneas y de contenidos que discrepan entre sí hasta más del 500 por cien: un análisis realizado cuidadosamente y con garantías da una diferencia con respecto al valor recomendado del 150 por cien. Es necesario, pues, tener en cuenta no sólo la bondad del método empleado para cada elemento, sino también los patrones utilizados en la calibración. Superadas estas objeciones, lo que destaca de la comparación de las cifras de la tabla 1 con los valores medios de la bibliografía (p.ej., TUREKIAN y WEDEPOHL, 1961; KOLBE y TAYLOR, 1966) es que el CaO es bajo y el Al₂O₃ un poco alto para los contenidos en sílice y demás elementos mayores; si se redujese ligeramente la sílice a expensas de un aumento del CaO, el contenido en Al₂O₃ sería normal. Con los trazas también hay netas desviaciones; Ba, Sr y Zr están en cantidades que debían corresponder a términos bastante más básicos. El Y ofrece la misma problemática que el Ca. Cs y Sn están en concentraciones que superan ampliamente los límites máximos. Los restantes elementos ofrecen problemas de diversa índole para una adecuada contrastación.

En resumen, la geoquímica pone de manifiesto una ambivalencia: alta y baja evolución, traducida por solapamientos de fenómenos típicos de materiales ácidos con otros mucho más básicos. No hay regularidad si se considera un solo esquema evolutivo.

Origen de la zonación granítica

Las hipótesis sobre este problema son numerosas. Pero muchas de ellas se pueden eliminar, pues su posible validez se refiere a casos particulares, ninguno de los cuales se da en las condiciones aquí estudiadas; en general quedan reducidas sólo a tres. Gran parte de los factores que contribuyen al apoyo de la naturaleza de esta zonación han sido abordados precedentemente.

Origen por diferenciación in situ. No hay argumentos sólidos que apoyen la idea. Ya en el trabajo de SAAVEDRA (op. cit.) se indica que los minerales esenciales presentaban huellas de que estaban cristalizando durante el ascenso del magma. Tam-

poco se aprecia una regularidad en los productos de cristalización, que debían ser gradualmente más ácidos, mientras que la geoquímica muestra multiplicidad de tendencias yuxtapuestas. La discontinuidad mineralógica también ha sido puesta de relieve anteriormente, lo que no favorece esta idea. En fin, los tránsitos bruscos entre algunas facies son problemas más secundarios para la hipótesis, pero también se dan.

Origen por asimilación del encajante. Aparentemente es una hipótesis atrayente por la presencia de minerales metamórficos refractarios típicos. Pero, modernamente, ha sido criticadísima por muchos autores (BOISSONNAS, 1973), revisándose y cambiando de idea incluso en batolitos a los que tradicionalmente se había dado este origen (MURSKY, 1972). Al considerar la génesis de cordierita y andalucita ya se dieron argumentos en contra de tal asimilación.

Aun considerando las diferencias químicas relativamente débiles, si hubiese existido asimilación del encajante (esquistos pobres en Ca y Na y ricos en Al, Fe y K, sobre todo) el borde granítico debería ser el más rico en K_2O , y es al contrario; las rocas del borde, de cualquier facies, no contienen más potasio que la media de la facies correspondiente, siendo la zona central precisamente la más rica en este elemento. Tendrían que existir numerosos enclaves del encajante con todos los grados de asimilación y con todos los cambios de hábito de cordierita y andalucita (que deberían abundar también), desde las típicas de rocas de contacto hasta las características de la roca granítica.

La disolución de los esquistos sólo sería factible si la temperatura del magma fuese elevada, muy por encima del "liquidus". Pero en ese caso la aureola metamórfica debería ser potente y el grado de metamorfismo alto; **cosa no observada.**

El contenido en elementos traza no es argumento para discutir este problema sin un cuidadoso criterio geoquímico. Como señalan LUTKOV y MOGAROVSKIY (1973) la bibliografía es muy contradictoria a este respecto, pues estos elementos pueden formar complejos volátiles y concentrarse por mecanismos peculiares. No obstante, la asimilación debería implicar un aumento de K/Rb en el borde granítico, que tampoco se observa.

Origen por intrusiones múltiples. Es la única hipótesis que coincide en líneas generales con los hechos actualmente corroborados y de acuerdo con las discusiones sostenidas a lo largo de este trabajo. Las peculiares evolución geoquímica y la mineralogía de la facies central, la imposibilidad de que las reducidas áreas de las facies más básicas puedan dar por diferenciación otras más ácidas mucho más extensas, los cambios bruscos, las mineralogías caracte-

terísticas de cada facies, etc. están a favor de esta génesis. Ello no implica que no exista yuxtaposición de mecanismos.

La bibliografía indica que este origen es muy común en zonas cratónicas. Dado que este batolito se ha emplazado en un área ya afectada por el metamorfismo regional herciniano (más tardío, por tanto), aquí débil, y es posterior también a las fases de deformación principales, tal emplazamiento puede decirse que se ha producido, en efecto, en una zona ya cratonizada, parcialmente al menos. Otra de las características señaladas en la literatura es la evidencia de caracteres subvolcánicos, encontrados como se dijo en varios batolitos de la región, semejantes en todo al de Albalá.

Otras posibilidades genéticas. No se pretende que este mecanismo sea lo bastante satisfactorio a la luz de los conocimientos actuales, positivos o negativos. HUANG y WYLLIE (1973) dan una alternativa sugerente válida como hipótesis en este caso. Estudian ambos autores el proceso final del conjunto de las reacciones entre un granito leucocrático en el seno de un medio de alta presión (hasta unos 120 km de profundidad) y temperatura, y concluyeron que el magma, relativamente frío respecto al manto superior, podía ascender notablemente prescindiendo del origen. La geología conduce a dos problemas básicos: a) ¿Cómo puede introducirse un material cortical (granito leucocrático o sus equivalentes) en el manto superior? . b) Dado que, en estas circunstancias, la temperatura es lo suficientemente elevada para que exista una fusión total, ¿qué le ocurre a este magma frío en un medio más cálido?

Como se ve, estas interrogantes son, en esencia, las mismas que las expresadas anteriormente. Hay que considerar primero, la transferencia de calor en un determinado ambiente, entre dos masas muy desiguales en todos los aspectos y, segundo, la explicación del descenso de rocas corticales a profundidad elevada. HUANG y WYLLIE (op. cit.) proporcionan datos geoquímicos y petrológicos que son válidos aquí (paragénesis mineralógica, quimismo, grado de saturación en agua, etc.); en esquema, son modelos teóricos de transferencia térmica físicos, y condicionamientos geológicos. Respecto a los primeros, la deficiencia teórica es notoria hasta el momento, y respecto a los segundos, el mecanismo (general, pero no exclusivo) más simple de descenso de silicatos corticales hasta el manto es una subducción. Por un lado, un material frío, evolucionado, en un medio de temperatura más elevada que en su génesis, tiende a rodearse de elementos distintos (si es químicamente afín a materiales graníticos, saturados en K_2O y ácidos, agrupa a elementos poco ácidos y anfóteros) y, por otro, la fusión total y ascenso se producirían en las zonas más alejadas

(sometidas a mayor profundidad). La relación con las bases teóricas que hoy manifiesta la bibliografía exige unos límites estrictos (pendientes de hundimiento de 45° , cantidad de agua de los sedimentos bien conocida, etc.). La falta considerable de base geológica preliminar del Hercínico del Centro Oeste de España es un problema más que se acumula al conocimiento imperfecto de los procesos físicos y químicos a temperaturas elevadas. Sobrepasados éstos, intuitivamente, éste es un mecanismo prometedo. Al carecer de datos, resulta prudente ceñirse a una explicación más sencilla y parcial.

Síntesis y esquema evolutivo

La interpretación realizada de los datos de campo y laboratorio del granito de Albalá permite establecer un esquema coherente de origen y evolución, válido incluso a nivel regional.

Las posibilidades puramente físicas de ascenso del magma a los niveles actuales son nulas si éste se ha originado por anatexia húmeda cortical: si bien las grandes dimensiones batolíticas favorecen la velocidad de ascenso, la viscosidad no permite que, en este caso, la movilización sea apreciable. Considerando los diversos parámetros se concluye que es la viscosidad la que, en último extremo, regula el emplazamiento. Valores suficientemente bajos de viscosidad pueden obtenerse bien por una composición química tendiendo a básica o bien por un incremento de temperatura; todo esto puede cuantificarse con la composición química actual de la roca. En cualquier caso, todo apunta a un origen más profundo, bien sea por quimismo (rocas básicas) o por magnitudes físicas (temperatura).

La mineralogía, en especial de andalucita y cordierita, revela superposición de paragénesis bastante diferentes. Las consideraciones teóricas, hábito, medio químico, etc., apuntan hacia un origen relicto de la andalucita y relicto o mixto (metamórfico y ortomagmático) de la cordierita, no dilucidable por estar siempre alterada.

La geoquímica revela discontinuidades y cambios graduales en las tendencias evolutivas al pasar de una facies a otra. No hay ninguna prueba de asimilación del encajante. Hay solapamiento de afinidades, básicas y ácidas.

Los orígenes de la zonación por asimilación del encajante (descartado antes) o por diferenciación *in situ* (no apoyada por la ausencia de cambios graduales y presencia de discontinuidades mineralógicas) no tienen argumentos convincentes. A la génesis por intrusiones múltiples (mecanismo simple o combinado) no se le pueden poner objeciones serias. Además, en el área regional, hay otros ejemplos. La literatura señala que son típicas de zonas

cratónicas, situación en la que se encontraba el encajante al intruirse el granito (había sufrido ya, al menos, las fases principales de deformación y metamorfismo del Hercínico).

El carácter geoquímico de las facies (evolucionadas en sílice, álcalis y ferromagnesianos; ultraevolucionadas en Ca; poco evolucionadas en Al; los trazas, igualmente, con distinta evolución), unido a las consideraciones anteriores sugieren quimismo típicos de rocas diferentes. Los altos contenidos en Rb y Cs, p. ej., indican un material altamente evolucionado, producido sólo en procesos ígneos de gran diferenciación. En este caso, la composición actual únicamente puede lograrse por combinación de este material con otros de naturaleza básica o muy básica en pequeña proporción. Indudablemente el material pelítico del encajante no puede contribuir a ello. Es preciso recurrir a un material más evolucionado hacia el granito o bien un producto derivado de un granito evolucionado.

A la luz de estos hechos la reconstrucción de la historia del granito puede esbozarse. Prescindiendo de los tiempos prehercínicos, las diversas fases hercínicas dieron lugar a uno (o más) metamorfismos, que cratonizaron, parcialmente al menos, la zona. Como consecuencia, debieron de generarse granitos que pudieron ser neisificados; en cualquier caso, el zócalo presentaba un nivel a cierta profundidad afectado por un metamorfismo de grado medio, al menos. Posteriormente, una intrusión profunda (¿corteza inferior-manto superior?) provocó en este nivel una removilización parcial con hibridación de este magma juvenil con una parte mucho menor del que originó la reactivación: la temperatura se elevó. La mezcla debía de ser ligeramente variable, y aquellos magmas híbridos más básicos, por la mayor temperatura, ascendieron más rápidamente y se emplazaron en los niveles superiores (la zona NW del batolito, ya considerada precedentemente de emplazamiento más superficial); las facies más viscosas, más ácidas, fueron las más tardías. Durante el ascenso los restos de los minerales típicos del primitivo magma básico (muy escaso) desaparecieron, subsistiendo alguno del nivel metamorfizado en razón a su menor recorrido y mayor abundancia; ello es compatible con las transformaciones mineralógicas y, en algún momento, pudiera haberse generado un sílicato de metamorfismo de baja presión.

Dado que pudo originarse un magma híbrido (fusión de parte del zócalo metamórfico, incorporación de leucocratos de bajo punto de fusión por el incremento de temperatura, y aporte del material básico) se tendría un granito superespecializado, sobre todo en ciertas facies: serían elementos reciclados, lo que explica las anomalías y la abundancia de yacimientos e indicios de más o menos interés.

BIBLIOGRAFIA

- BIRCH, W.D. and GLEADOW, A.J.W. (1974). The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: evidence from the Cerberean Cauldron, Central Victoria, Australia. *Contr. Mineral. and Petrol.* 45, 1-13.
- BOISSONNAS, J. (1973). Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne panafricaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). Tesis doctoral, París VI, 662 págs.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. et FLOOR, P. (1973). Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bul. Soc. Geol. Franç.* 15, 209-228.
- CORRETGE, G. (1972). Contribución para el conocimiento del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): el microgranito granatífero-cordierítico con megacrístales feldespáticos. *Stv. Geol.*, 3, 43-65.
- CURRIE, K.L. (1971). The reaction $3 \text{ cordierite} = 2 \text{ garnet} + 4 \text{ sillimanite} + 5 \text{ quartz}$ as a geological thermometer in the Opinicin Lake Region, Ontario. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 33, 215-226.
- (1974). A note on the calibration of the garnet-cordierite geothermometer and geobarometer. *Contr. Mineral. and Petrol.* 44, 35-44.
- DIDIER, J. et LAMEYRE, J. (1969). Les granites du Massif Central français: étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 24, 219-238.
- EPEL'BAUM, M.B. (1973). Effect of dissolved water on basicity of silicate melts at high pressures. *Internat. Geology Rev.*, 16, 654-664.
- FLOOD, R.H. and SHAW, S.E. (1975). A cordierite-bearing granite suite from the New England batholith, N.S.W., Australia. *Contr. Mineral. Petrol.*, 52, 157-164.
- GREEN, T.H. and RINGWOOD, A.E. (1968). Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 18, 163-174.
- GREEN, T.H. and VERNON, R.H. (1974). Cordierite breakdown under high-pressure, hydrous conditions. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 46, 215-226.
- HAMILTON, D.L., BURNAM, C.W. and OSBORN, E.F. (1964). The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *J. Petrol.*, 5, 21-36.
- HARRIS, P.C., KENNEDY, W.Q. and SCARFE, C.M. (1970). Volcanism versus plutonism—the effect of chemical composition. In "Mechanism of igneous intrusion". G. Newall and N. Rast eds., Liverpool Geological Society, Liverpool, 187-200.
- HENSEN, B.J. and GREEN, D.H. (1973). Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. III. Synthesis of experimental data and geological applications. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 38, 151-166.
- HUANG, W.L. and WYLLIE, P.J. (1973). Melting relations of muscovite-granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contr. Mineral and Petrol.*, 42, 1-14.
- HUTCHEON, I., FROESE, E. and GORDON, T.M. (1974). The assemblage quartz-sillimanite-garnet-cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay Complex, N.W.T. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 44, 29-34.
- KARAYEVA, Z.G. (1968). Geochemistry of mineralized granitoids. *Dok. Akad. Nauk. SSSR*, 179, 164-166.
- KESLER, S.E. and HEATH, S.A. (1968). The effect of dissolved volatiles on magmatic heat sources at intrusive contacts. *Am. J. Sci.*, 266, 824-865.

- KOLBE, P. and TAYLOR, S.R. (1966). Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 12, 202-222.
- LA ROCHE, H. de (1964). Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux Vosges cristallines. *Sci. de la Terre*, 92, 293-337.
- LANDAU, L.D. and LIFSHITZ, E.M. (1959). *Fluid mechanics*. Pergamon Press, Oxford.
- LUTKOV, V.S. and MOGAROVSKIY, V.V. (1973). Geochemistry of hybridism in granitoids (illustrated by the Pamirs). *Geochem. Internat.*, 10, 1199-1208.
- MURSKY, G. (1972). Origin and significance of zonation in a granitic intrusion. 24 Intern. Geol. Cong., Sec. 2, 181-190.
- POPOLITOV, E.I. and KOVALENKO, V.I. (1973). On the influence of the melt composition on the behavior of rare elements. *Geochem. Internat.*, 10, 240-248.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. and BELL, P.M. (1969). Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267, 259-272.
- ROSCOE, R. (1952). The viscosity of suspension of rigid spheres. *British Jour. Appl. Physics*, 3, 267-269.
- SAAVEDRA, J. (1976). Etudes pétrologique et géochimique du granite minéralisé d'Albalá (Cáceres, Espagne), en prensa.
- y GARCIA SANCHEZ, A. (1975). La composición química como factor genético en el estudio de rocas y minerales. Aplicación al granito de Albalá (Cáceres). *Tecniterrae*, 4, 8-17.
- PELLITERO, E., GARCIA SANCHEZ, A. y MADRUGA, F. (1976). Estudio del granito mineralizado del Jálama, Salamanca-Cáceres, España. *Bol. Geol. Min.*, en prensa.
- SHAW, H.R. (1963). Obsidian-H₂O viscosities at 1.000 and 2.000 bars in the temperature range 700 to 990° C. *J. Geophys. Res.*, 68, 6337-6339.
- (1965). Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. *Am. J. Sci.*, 263, 120-152.
- WRIGHT, T.H., PECK, D.E. and OKAMURA, R. (1968). The viscosity of basaltic magma: and analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Am. J. Sci.*, 266, 225-231.
- (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids: and empirical method of prediction. *Amer. Jour. Sci.*, 272 870-893.
- TUREKIAN, K.K. and WEDEPOHL, W.H. (1961). Distribution of the elements in some mayor units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 72, 175-192.
- WEISBROD, A. (1974). Etude expérimentale de l'équilibre grenat-cordiérite dans le système Mn-Fe-Al-Si-O-H, à 750° C. Implications thermodynamiques et pétrologiques. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 97, 261-270.
- WYLLIE, P.J. and TUTTLE, O.F. (1961). Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH₃ and HF, in addition to H₂O on the melting temperatures of albite and granite. *Amer. Jour. Sic.*, 269, 128-143.