

# LAS CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS DEL BATOLITO DE CABEZA DE ARAYA (CACERES, ESPAÑA): IMPLICACIONES PETROGENETICAS

L. G. CORRETGE, F. BEA Y O. SUAREZ

TRABAJOS DE  
GEOLOGIA



Corretgé, L. G., Bea, F. y Suárez, O. (1985).—Las características geoquímicas del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España): Implicaciones petrogenéticas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 219-238. ISSN 0474-9588.

En el batolito de Cabeza de Araya (Cáceres, España), se diferencian tres facies graníticas fundamentales de granito de dos micas con cantidades importantes de cordierita, andalucita, o ambas. Mediante el empleo de diagramas multicatiónicos se ha puesto de manifiesto que pertenecen a la asociación aluminosa, leucocrática y con fuerte tendencia sódica producida en la evolución postmagmática. El análisis de los componentes principales permite precisar la existencia de una notable discontinuidad en la «Serie de diferenciación de Cabeza de Araya», llegándose a la conclusión de que las facies aplíticas centrales (grupo C) no son producto de la diferenciación de las facies de megacristales (grupo A) y granitos de grano medio (grupo B), sino que se trata de un fundido independiente con evolución geoquímica paralela, originado en un área fuente de composición algo diferente.

Three main granitic facies can be separated in the Cabeza de Araya Batholith (Caceres, Spain), namely two-mica granites with important proportions of cordierite, andalusite or both. Use of multicationic diagrams permitted its attribution to the aluminous, leucocratic association with strong sodic tendency of post-magmatic origin. The principal components analysis shows the existence of remarkable discontinuity in the «differentiation sequence of Cabeza de Araya», moving us to propose that the central aplite facies (group C) is not produced by differentiation of the megacrystal facies (group A) and medium-grained granite (group B), but from an independent melt with parallel geochemical evolution and an originally different composition.

L. G. Corretgé y O. Suárez, Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Oviedo. F. Bea, Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Salamanca. Manuscrito recibido el 19 de enero de 1985.

El objeto principal de este trabajo es proporcionar información cuantitativa de uno de los tipos graníticos más característicos de la submeseta sur. Los granitos de esta región han sido punto de arranque importante en el estudio de los plutones graníticos per-alumínicos españoles, muy especialmente de los stocks y batolitos emplazados posteriormente a las etapas esquistogenéticas de deformación hercínica.

Los primeros rasgos distintivos de los granitos tipo «Cabeza de Araya», dentro de las series graníticas españolas fueron resaltados por Corretgé (1971) y dieron lugar a la definición de una serie granítica de caracteres mixtos entre los batolitos graníticos de carácter aluminico alcalino, muy ligados, genética y espacialmente al metamorfismo regional hercínico y los batoli-

tos típicamente calcoalcalinos (Capdevila *et al.* 1973; Corretgé *et al.* 1977). Más recientemente (Dpto. of Petrology, Univ. of Salamanca 1980), se ha propuesto una redefinición de series graníticas, basada en criterios geoquímicos, aplicable a la submeseta norte, que puede ser útil en el sector considerado en nuestro estudio, pero que deja una incógnita abierta en el aspecto referente a la conexión entre las denominadas series de feldespatos alcalino y los granitoides de feldespatos calcoalcalino. Este aspecto creemos puede resolverse en unidades graníticas multifaciales como el batolito de Cabeza de Araya, objeto de este estudio.

Estos granitoides se han caracterizado geoquímicamente a partir de la determinación de los siguientes óxidos y elementos: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>,

$\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Sr}$  y  $\text{Ba}$ . El análisis de mayores y menores ha sido llevado a cabo según el esquema de Bea y Polo (1976), el  $\text{FeO}$  según el método de Wilson (1960), y los elementos traza siguiendo el esquema de Abbey (1972).

Para niveles de concentración del 10 %, 1 % y 0,1 %, los errores relativos estimados son inferiores a  $\pm 1$  %,  $\pm 5$  % y  $\pm 7$  %, respectivamente.

Los cálculos petroquímicos y estadísticos se han efectuado en un miniordenador con intérprete Basic, según programas escritos por F. Bea.

## MARCO GEOLOGICO

La región de Extremadura central se caracteriza por cuatro rasgos geológicos de interés.

1. Presencia de una penillanura constituida esencialmente por materiales pizarrosos y grauvacas intercaladas (c.x.g.). Este complejo esquisto-grauváquico es de edad precámbrica.

2. Alineaciones cuarcíticas y cuarcítico-pizarrosas de edad ordovícica y ordovícico-silúrica que forman las sierras de la región. En los núcleos sinformales aparecen en ocasiones, materiales devónicos y carboníferos.

3. Presencia de batolitos graníticos alóctonos epizonales de edad hercínica.

4. Existencia de depósitos esporádicos de «rañas» plio-cuaternarias.

De todos estos aspectos, únicamente tomaremos en consideración, en este trabajo, los referentes a la geología granítica.

Los batolitos graníticos de Extremadura central se encuentran aflorando preferentemente, en un gran ojal de materiales del C.X.G. limitado por las unidades ordovícicas y supraordovícicas de la Sierra de Cañaverál y su compleja prolongación oriental al norte y la Sierra de S. Pedro al Sur.

Los batolitos que afloran en el área poseen geometrías diapíricas circunscritas tales como los batolitos de Trujillo, Plasenzuela y Torrequemada-Albalá; geometrías irregulares: batolitos de Almoharín-Salvatierra de Santiago y Herguifuela; o bien, geometrías alargadas, paraconcordantes con las estructuras hercínicas principales: batolitos de Cabeza de Araya y Zarza la Mayor. Aparte de estas unidades, aparecen pequeños cuerpos o apófisis de menor importancia aunque de notable interés econó-

mico: stocks de Logrosán, Trasquilón y Pedroso de Acím.

Todos ellos, en conjunto, pueden considerarse como plutones alóctonos intrusivos, pertenecientes al ciclo variscico. Tienen edades mínimas comprendidas entre 323 y 282 m.a., partiendo de los escasos estudios geocronológicos realizados en el área o en regiones próximas (Mendes 1968; Penha y Arribas 1974) sobre biotitas y moscovitas. De ellos tomaremos como tipo más característico el batolito de Cabeza de Araya (Corretgé 1971), cuyas características geoquímicas se expondrán con detalle a lo largo de este trabajo.

Aunque pueden citarse algunas excepciones, el emplazamiento de los batolitos graníticos se ha realizado en momentos posteriores a la primera fase de deformación hercínica que es la que produce los grandes pliegues cartografiables y la que genera la esquistosidad principal. El dominio metamórfico regional es de bajo grado; está constituido, generalmente, por asociaciones pelíticas con  $Q + Ab + \text{clorita} + \text{moscovita} + \text{sericita} + \text{opacos}$  y, más excepcionalmente,  $Q + Ab + \text{clorita} \pm \text{biotita} + \text{moscovita} + \text{opacos}$ . A las paragénesis de metamorfismo regional se superponen las desarrolladas en las aureolas de los batolitos graníticos que originan un metamorfismo de contacto bastante monótono en lo referente a paragénesis metamórfica. Los tipos de asociaciones minerales encontradas son las siguientes: (Corretgé *et alt.* 1981):

- 1 - Cuarzo + clorita + moscovita  $\pm$  Ab.
- 2 - Cuarzo + clorita + biotita + moscovita  $\pm$  Ab.
- 3 - Cuarzo + biotita + moscovita + Plag + And.
- 4 - Cuarzo + biotita + moscovita + Plag + And + Cord.
- 5 - Cuarzo + biotita + moscovita + Plag + Cord.
- 6 - Cuarzo + biotita + moscovita + Cord + Fk

de todas estas asociaciones la 2.<sup>a</sup> y la 5.<sup>a</sup> son las más normales en las rocas del C.X.G. Conviene señalar también dos aspectos de la petrología del metamorfismo de contacto en la región extremeña. En primer lugar, la escasez y, en muchas ocasiones, ausencia de asociaciones tipo 3 y 4. Tipomórficamente, el metamorfismo de contacto de los batolitos extremeños es, como hemos visto, cordierítico-biotítico. En segundo

lugar, se debe destacar el significado de la moscovita en las asociaciones tipo 5 y 6. A este respecto, podemos decir que la moscovita en grandes placas anhedrales, presente en las paragénesis, suele ser tardía y pone en evidencia la existencia de una acción neumatolítico hidrotermal en la etapa de enfriamiento de las masas graníticas.

Saavedra y García Sánchez 1976; Tena y Corretgé 1980; Corretgé *et alt. op. cit.*), Plasenzuela (Corretgé *et alt.* 1981), Trujillo (Blanco 1975).

El batolito de Cabeza de Araya es, desde el punto de vista petrográfico, bastante complejo; consta de varias facies y tipos que siguiendo los trabajos de Corretgé (1971), con modificaciones, pueden reducirse a las siguientes fundamentales:

A) Granitos y granodioritas biotítico-moscovítico-cordieríticos con megacrístales de feldespato potásico.

B) Granitos de dos micas de grano grueso no porfídicos.

C) Granitos aplíticos y leucogranitos de grano medio.

D) Pórfidos granatífero-cordieríticos con megacrístales feldespáticos.

E) Granitos cataclásticos y ortoneises de Garrovillas.

F) Cuarzodioritas y granodioritas de Arroyo de La Luz.

**LA SERIE DE DIFERENCIACION DEL BATOLITO DE CABEZA DE ARAYA**

Un rasgo muy característico de los batolitos extremeños es el carácter zonado que presentan. Este carácter se va poniendo cada vez más de manifiesto a medida que se intensifican los trabajos cartográficos de detalle en las diferentes unidades graníticas (Castro 1984). Así pues, puede afirmarse ya sin duda el carácter zonado plurifacial de los siguientes plutones: batolito de Cabeza de Araya (Corretgé *op. cit.*; Corretgé *et alt.* 1981), Torquemada-Albalá (Penha 1973;

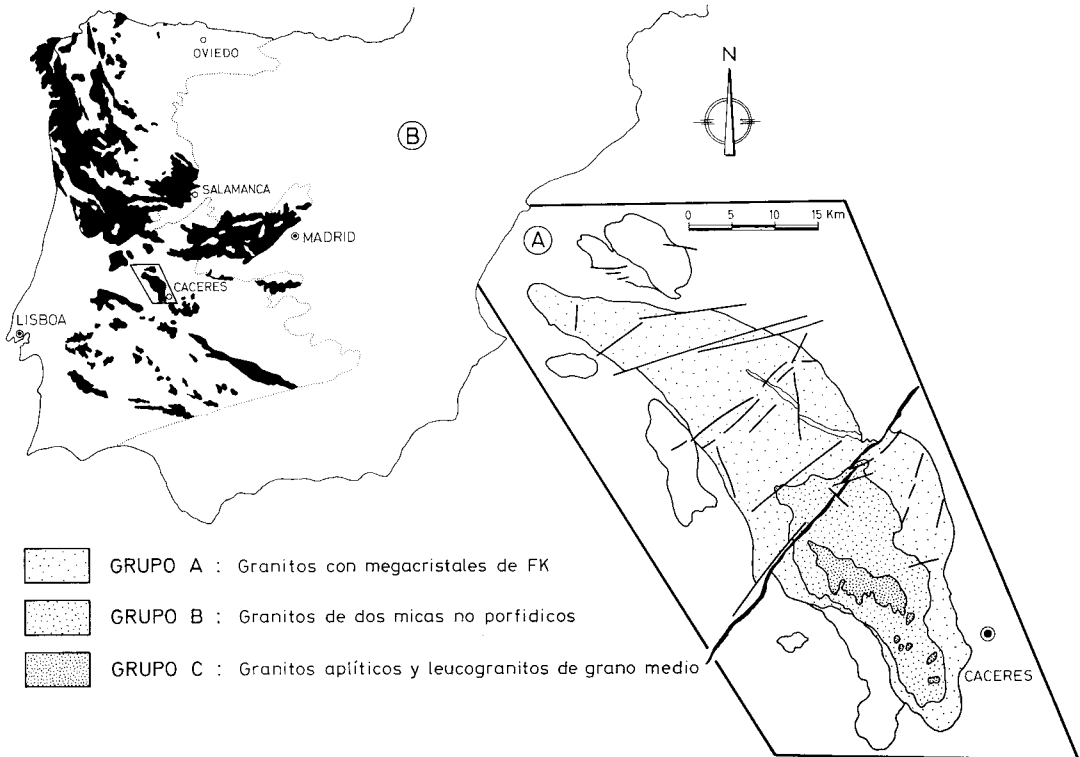


Fig. 1.-Disposición espacial de las facies graníticas de la «Serie de diferenciación de Cabeza de Araya» (A). Principales afloramientos de granitoides en la Meseta Ibérica (España y Portugal) (B).

G) Granitos cataclásticos de Brozas-Mata de Alcántara

de todos estos tipos sólo los cinco primeros corresponden al batolito de Cabeza de Araya propiamente dicho. El pórfido granatífero-cordierítico es una formación fisural ligada a las fases finales de la actividad magmática (Corretgé 1972), y los granitos cataclásticos y ortoneises de Garrovillas no son más que una tectofacies de los granitos y granodioritas biotítico-moscovítico-cordieríticas con megacrístales de feldespato potásico.

La serie de diferenciación queda, por tanto, reducida a las relaciones evolutivas petrográficas y geoquímicas entre los tipos de facies A, B y C cuyas relaciones espaciales y discusión de detalle puede verse en Corretgé (1971) y Corretgé *et al.* (1981); únicamente diremos, para la correcta comprensión del problema, que los granitos tipo A están situados siempre en las partes más periféricas del batolito y pasan in-

sensiblemente a los granitos tipo B, mediante contactos graduales progresivos. Los granitos tipo C se encuentran en las partes centrales y más altas del plutón y son, o bien, aparentemente, facies de transición del tipo B, o bien se instruyen en ellos (Fig. 1). El conjunto de los tres tipos principales, contadas sus subfacies subsidiarias (Corretgé *op. cit.*) constituye, por tanto, una secuencia petrográfica que puede englobarse dentro del amplio concepto de diferenciación, entendiendo por tal el proceso o los procesos que dan lugar a la génesis de una variedad de sustancias (Cox *et al.* 1979) o masas de rocas ígneas (Carmichael *et al.* 1974), a partir de un material original o magma original. El concepto de serie de diferenciación utilizado aquí, engloba, por tanto, el viejo concepto de mayor o menos grado de «consanguinidad» de IDDING dentro de una provincia petrográfica tal como la entendió Judd (*in* Harker 1909), no implica, sin embargo, que los procesos de dife-

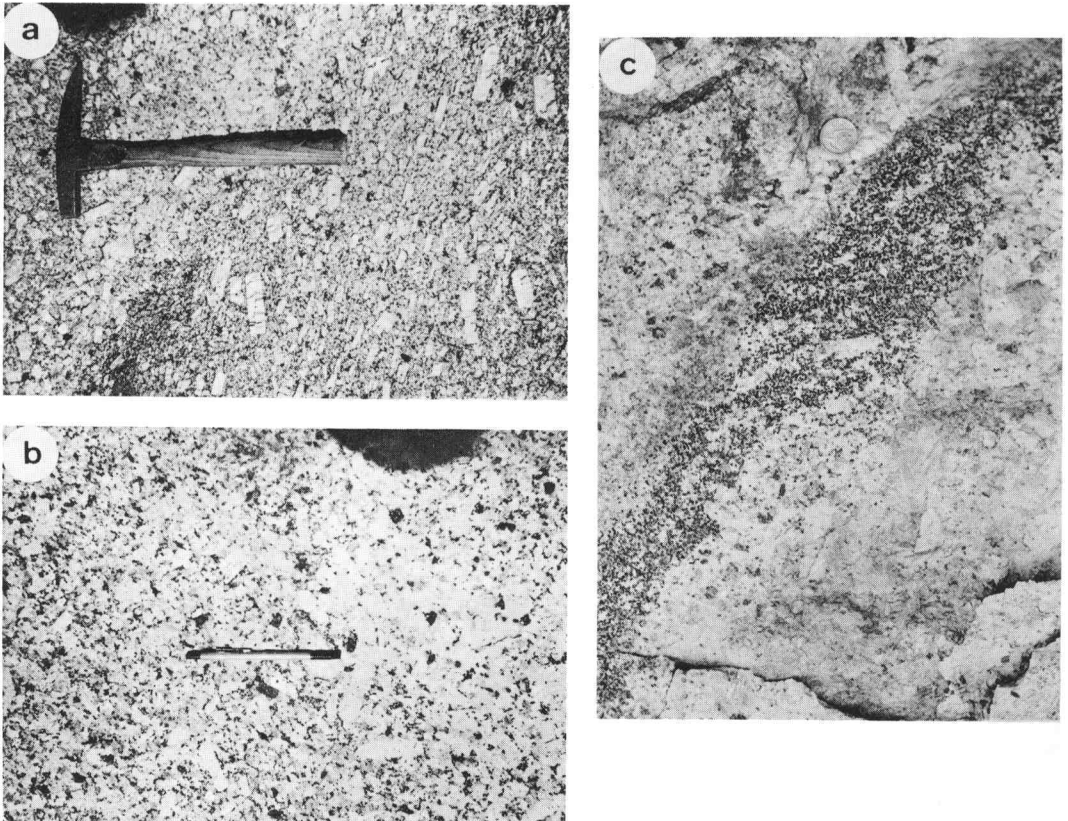


Fig. 2.—Granito de megacrístales. a) Facies muy porfídica al S de Cáceres. b) Facies cordierítica al N de Cáceres. c) Schlieren biotíticos y facies cuarzofeldspáticas (QFK) al N de Cáceres.

renciación sean forzosamente *in situ* como se desprende de algunos conceptos de diferenciación magmática (Hughes 1982).

#### CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS SUMARIAS

*Granitos y granodioritas biotítico-moscovítico-cordierítico con megacrístales de feldespato potásico (Grupo A).*

No son totalmente uniformes en tamaño de grano, tienen siempre grano muy grueso y exhiben numerosos megacrístales de feldespato potásico que confieren a la roca carácter marcadamente porfídico (Fig. 2 a y b) especialmente en algunas áreas en las que dichos megacrístales tabulares alcanzan los 10 cm de longitud. Con cierta frecuencia se encuentran zonas esencialmente cuarzo feldespáticas asociadas, en ocasiones, a Schlieren biotíticos. (Fig. 2 c).

La mineralogía es bastante uniforme en todo el batolito. Como minerales fundamentales se encuentran:

*Feldespato potásico* muy pertítico, rico en inclusiones de cuarzo, plagioclasas y, ocasionalmente, cordierita.

*Plagioclasas* con tamaño muy inferior al de los feldespatos potásicos. Suelen estar zonadas, con núcleos de basicidad intermedia,  $An\ 25 \pm 5$ , y progresiva albitización periférica, zona en la que se llegan a observar fenómenos de mirmequitización.

*Cuarzo*, corresponde a varias generaciones o tecnologías; el más precoz aparece con formas dihexaédricas englobado frecuentemente en las plagioclasas. El cuarzo principal siempre tiene formas anhedrales, extinción muy ondulante y bordes suturados o indentados. El cuarzo tardío aparece ligado a fracturillas anastomosadas o lineares de los feldespatos, principalmente (Fig. 3 a). Es, sin duda, un cuarzo de transformación hidrotermal.

*Biotita*, suele aparecer en forma de láminas subidiomorfas de color pardo. En las facies más «granodioríticas» suele ser rica en inclusiones de circón y apatito.

*Moscovita*, bastante abundante. Es un mineral blástico tardío, relacionado con el feldespato potásico del que deriva, en parte (Fig. 3 b) y de la andalucita a la cual sustituye. Siempre es muy anhedral y se encuentra corroído tan sólo por el cuarzo reticular (hidrotermal) tardío.

*Cordierita*, es sin lugar a dudas el mineral más característico del batolito de Cabeza de Araya. Se manifiesta casi siempre en forma de prismas idiomórficos de notables dimensiones de hasta 4 cm de longitud. Es sumamente raro encontrar prismas cordieríticos frescos; en mayor o menor grado están pinnitizados o alterados a una variedad micéica conocida de antiguo con los nombres de gigantolita o iberita (Fig. 3 c).

Entre los minerales accesorios cabe destacar la andalucita, circón y apatito. Los minerales opacos son muy escasos.

*Granitos de dos micas de grano grueso no porfídicos (Grupo B).*

Algunas facies pueden considerarse casi moscovíticas pero, en general, son granitos de dos micas típicos con tamaños de grano grueso a medio.

Texturalmente son rocas hipidiomórficas de grano grueso, formadas por feldespato potásico, plagioclasa ácida (albita-oligoclasa), cuarzo, moscovita y biotita, como componentes principales, y circón, apatito, andalucita, sillimanita, cordierita y turmalina, como elementos accesorios.

Ocasionalmente la proporción de andalucita es tan elevada que puede hablarse de verdaderos granitos andalucíticos. La andalucita es, pues, el mineral característico del grupo de los granitos de dos micas de grano grueso, al igual que la cordierita es el mineral típico de los granitos de megacrístales anteriormente descritos. Normalmente la andalucita está corroída total o parcialmente por moscovita (Fig. 3 d).

Las características mineralógicas son semejantes a las presentes en los granitos de megacrístales con ligeras diferencias como son una menor zonación de las plagioclasas, que llegan a ser netamente albiticas; la presencia de abundante andalucita en asociación simplectítica con biotita y cordierita o bien andalucita corroída y sustituida por cordierita y la presencia en muchas muestras de sillimanita con hábito fascicular.

*Granitos aplíticos y leucogranitos de grano medio (Grupo C).*

Estos granitos que se encuentran fundamentalmente en la parte sur-oriental del batolito, ocupando el centro del mismo, son rocas de color blanquecino con ligeros tonos amarillentos y morfología ruiforme, tienen grano medio y con frecuencia su aspecto es sacaroideo. En anteriores trabajos han sido designados con el nombre de «granitos de la Zafrilla del Casar» (Corretgé *op. cit.*) y «granitos de feldespato alcalino aplíticos de la Zafrilla del Casar» (Corretgé *et al.* 1981); pero dado que en este trabajo de carácter geoquímico incluimos dentro del grupo facies aplíticas muy alejadas de la Zafrilla del Casar, hemos preferido utilizar una terminología más amplia.

El carácter apical de los granitos de todo este grupo, muy especialmente de los que se encuentran en la parte sur oriental del batolito, es un hecho que puede deducirse de la cartografía (Corretgé *op. cit.*), (Corretgé *et al. op. cit.*).

Desde el punto de vista petrográfico, estas rocas no son muy diferentes a determinados tipos graníticos de la familia granítica anteriormente descrita. Tienen, sin embargo, una plagioclasa totalmente albitica, una mayor proporción de moscovita, excepción hecha de algunas aplitas filonianas, donde la moscovita es bastante escasa y su feldespato potásico más anhedral y menos pertítico. Este feldespato potásico es parcialmente blástico, observándose, en ocasiones, verdaderas digestiones de plagioclasa ácida debidas a la acción blástica (Fig. 3 e). Los fenómenos de albitización son igualmente acusados (Fig. 3 f).

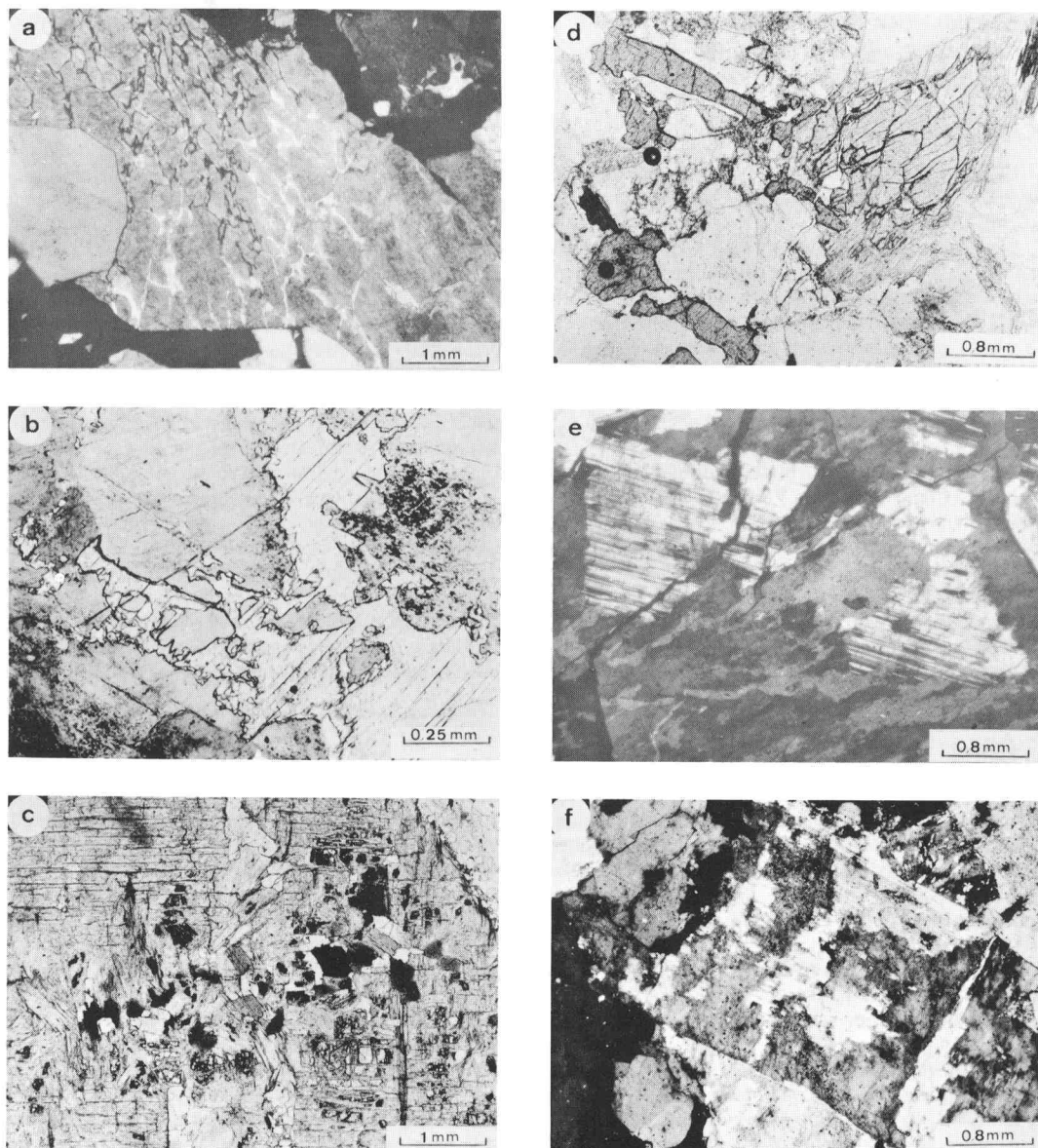


Fig. 3.-a) Cuarzo reticular tardío en Feldes K. b) Moscovita histerógena sustituyendo al Feldes K. c) Fragmento de gran fenocristal de cordierita alterado. d) Andalucita rodeada de moscovita y cristales de turmalina. e) Sustitución de plagioclasa ácida por feldespato K. f) Albitización de Feldes K.

### CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS

Se han analizado un total de 86 muestras, de las que 43 corresponden al grupo A, 27 al grupo B y 16 al grupo C. En la Tabla I se exponen los valores medios y desviación standard de las variables químicas; en la Fig. 4 están representados los correspondientes histogramas.

Como características geoquímicas más notables conviene resaltar las siguientes:

1. Contenidos muy altos en  $K_2O$ ; normalmente más altos que los de rocas graníticas calcoalcalinas de otros orógenos.
2. Concentraciones de Li y Rb muy elevadas.
3. Relaciones K/Rb de bajas a muy bajas.

TABLA I.—Composición química de los tres grupos graníticos principales del batolito de Cabeza de Araya.

A — granitos biotítico-moscovíticos cordieríticos con megacristales de Feldespato K.  
 B — granitos de dos micas de grano grueso no porfídicos.  
 C — granitos aplíticos y leucogranitos de grano medio.

GRUPO	A		B		C	
N.º de muestras	43		27		16	
% en peso	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	72,67	2,23	74,76	1,29	75,85	1,23
TiO <sub>2</sub>	0,254	0,14	0,195	0,13	0,09	0,05
M <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,10	0,95	13,77	0,78	13,18	0,84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	2,14	0,56	1,49	0,80	1,11	0,40
MgO	0,45	0,17	0,38	0,19	0,25	0,20
MnO	0,034	0,01	0,026	0,01	0,023	0,01
CaO	0,81	0,22	0,58	0,22	0,54	0,12
Na <sub>2</sub> O	3,45	0,38	3,36	0,14	3,69	0,34
K <sub>2</sub> O	4,78	0,35	4,40	0,28	4,21	0,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,05	0,17	0,10	0,26	0,07
M.V	1,02	0,54	0,97	0,49	1,04	0,48
TOTAL	99,93		100,09		100,14	

p. p. m.

Li	147	46	212	68	175	104
Rb	261	42	315	50	327	64
Sr	51	15	33	11	37	15
Ba	726	282	517	131	529	167

Inclusive se rebaja el umbral de K/Rb = 160 considerado como el límite de los granitos muy diferenciados o pegmatoides (Ahrens *et al.* 1952).

En los histogramas (Fig. 4) puede apreciarse que:

— Los granitos del grupo A son los que presentan la mayor variedad de todo el conjunto; entre ellos se encuentran los miembros menos silíceos de la serie. También es el grupo más rico en K<sub>2</sub>O.

— El espectro composicional del grupo B es más restringido; los valores modales de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Na<sub>2</sub>O, y Ba son iguales a los del grupo A, mientras que los de TiO<sub>2</sub>, FeO (total), CaO, K<sub>2</sub>O y Sr son inferiores, y los de Si y Rb son más elevados. Los modelos de distribución de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MgO y Na<sub>2</sub>O son bimodales. Con respecto a las medias, los granitos del grupo B, comparados con los del grupo A, son más ricos en SiO<sub>2</sub>, Li y Rb, pero más pobres en los demás elementos.

— El grupo C posee una escasa variabilidad y contiene las rocas más ricas en SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O y Rb de la serie.

#### DIAGRAMAS DE VARIACIÓN Y CORRELACIONES INTERELEMENTALES

Obtenida la matriz de correlación entre las variables químicas determinadas para la totalidad de la serie (Tabla II), destaca la ausencia de valores elevados de los coeficientes de correlación interelemental. Habitualmente son inferiores a  $r = 0,5$ , y sólo superan  $r = 0,70$  en la correlación de SiO<sub>2</sub> con Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y CaO.

No obstante, el que sílice y alúmina sean las dos variables con mayor concentración obliga a considerar con precaución dicho valor, ya que puede resultar artificialmente elevado por la correlación inducida en un conjunto cerrado.

Las series de rocas ígneas ligadas entre sí por un mecanismo de cristalización fraccional se caracterizan por correlaciones interelementales muy bien desarrolladas; por lo general se distinguen dos grupos de elementos: unos con comportamiento residual y otros de comportamiento precipitado; los elementos que pertenecen al mismo grupo guardan entre sí una fuerte correlación positiva, mientras que correlacionan negativamente con los del otro grupo; un buen

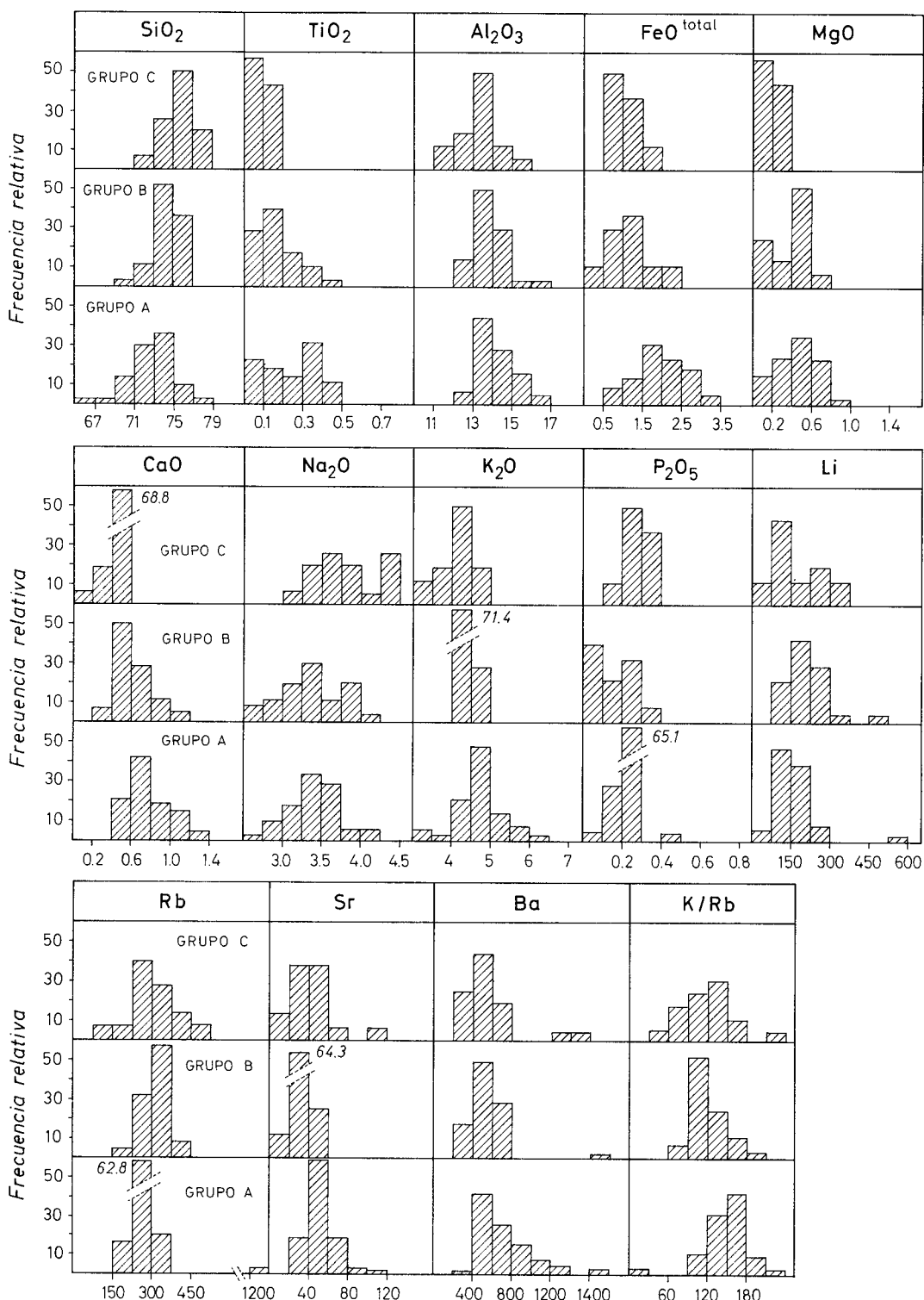


Fig. 4.-Histogramas de elementos mayores y trazas de los grupos A, B y C. (En abscisas porcentaje en SiO<sub>2</sub>).



TABLA II.-Matriz de Correlación.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Li	Rb	Sr	Ba	K/Rb
SiO <sub>2</sub>	1,00															
TiO <sub>2</sub>	-0,55	1,00														
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,79	0,42	1,00													
FeO	-0,75	0,70	0,37	1,00												
MgO	-0,47	0,43	0,35	0,52	1,00											
MnO	-0,50	0,50	0,41	0,54	0,27	1,00										
CaO	-0,72	0,62	0,40	0,79	0,43	0,51	1,00									
Na <sub>2</sub> O	-0,09	-0,26	0,07	-0,18	-0,48	-0,01	-0,01	1,00								
K <sub>2</sub> O	-0,40	0,20	0,27	0,25	0,17	0,05	0,16	-0,19	1,00							
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,11	-0,05	-0,03	0,11	-0,51	0,11	0,10	0,52	0,10	1,00						
H <sub>2</sub> O	-0,20	-0,25	-0,06	0,12	0,08	-0,02	0,04	0,03	-0,06	0,09	1,00					
Li	0,09	-0,03	-0,03	-0,10	0,12	-0,09	-0,11	-0,13	0,01	-0,18	0,01	1,00				
Rb	0,18	-0,31	0,10	-0,36	-0,33	-0,09	-0,16	0,21	-0,28	0,07	0,09	0,19	1,00			
Sr	-0,51	0,21	0,45	0,35	0,12	0,42	0,42	0,06	0,05	0,28	0,17	0,18	0,08	1,00		
Ba	-0,39	0,39	0,42	0,30	0,26	0,34	0,13	-0,06	0,18	0,09	-0,01	-0,11	-0,33	0,52	1,00	
K/Rb	-0,47	0,38	0,28	0,49	0,34	0,30	0,29	-0,14	0,50	0,04	0,06	-0,35	-0,76	0,31	0,55	1,00

ejemplo de este fenómeno puede encontrarse en la serie lamprofídica de la Sierra de Gredos.

Aunque se considere el posible enmascaramiento producido por los procesos post-magmáticos, el cuadro que ofrecen los granitoides de Cabeza de Araya es totalmente diferente y, por tanto, resulta difícil de compatibilizar con una serie diferenciada en el estado magmático por cristalización fraccional.

Los diagramas de variación frente a la sílice (Figs. 5 y 6) muestran una considerable dispersión; se observan los siguientes hechos:

- No hay una secuencia continua: grupo A -> grupo B -> grupo C, según los modelos habituales de evolución magmática.

- El grupo B coincide casi exactamente con la mitad más silícica del grupo A. No obstante, presenta incrementos de Na<sub>2</sub>O, Li y Rb, que sugieren con claridad la existencia de una acción post-magmática (hidrotermal o neumatolítica) como principal mecanismo evolutivo. Los efectos globales de tal mecanismo, que petrográficamente consiste en una albitización, se discutirán posteriormente.

- El grupo C no representa la culminación de los procesos de concentración de elementos alcalinos observados en el grupo B; es más, la tendencia interna del grupo es opuesta a la de dichos procesos; sobre este aspecto se insistirá más adelante. La discontinuidad química del grupo C también se refleja en las diagramas de variación de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. 5), Rb y Ba (Fig. 6), así

como en las proyecciones de los parámetros de Niggli: Al K - al y fm - Al (Fig. 7 a y b).

#### NOMENCLATURA

Debido a su gran tamaño de grano, el análisis modal de los granitos de Cabeza de Araya resulta excesivamente impreciso; por esta razón se ha preferido clasificarlos cuantitativamente a partir de la composición química, determinada sobre muestras suficientemente representativas. Para ello se han utilizado dos aproximaciones diferentes: (1) La norma de Rittman (1973); (2) El diagrama de nomenclatura de Debon y Le Fort (1982).

#### La Norma de Rittman

El haber seleccionado este sistema normativo sobre otros cálculos petroquímicos responde a dos razones principales: (1) La buena aproximación con la composición modal que se obtiene si la roca está en equilibrio, y (2) al haber sido utilizada profusamente en los granitoides de área inmediatamente al norte (Dept. Petrología 1980; Bea y Morenoventas 1985), constituyendo una buena base de comparación.

En la Fig. 8 se han proyectado los porcentajes relativos de Q, FA, y Pl (cuando el contenido de An es inferior al 5 %, la plagioclasa se suma al FA); puede observarse lo siguiente:

- Las muestras del grupo A son mayoritariamente granitos normales con una fuerte tendencia adamellítica (monzogranítica); sin embargo, algunos especímenes pertenecientes a facies ho-

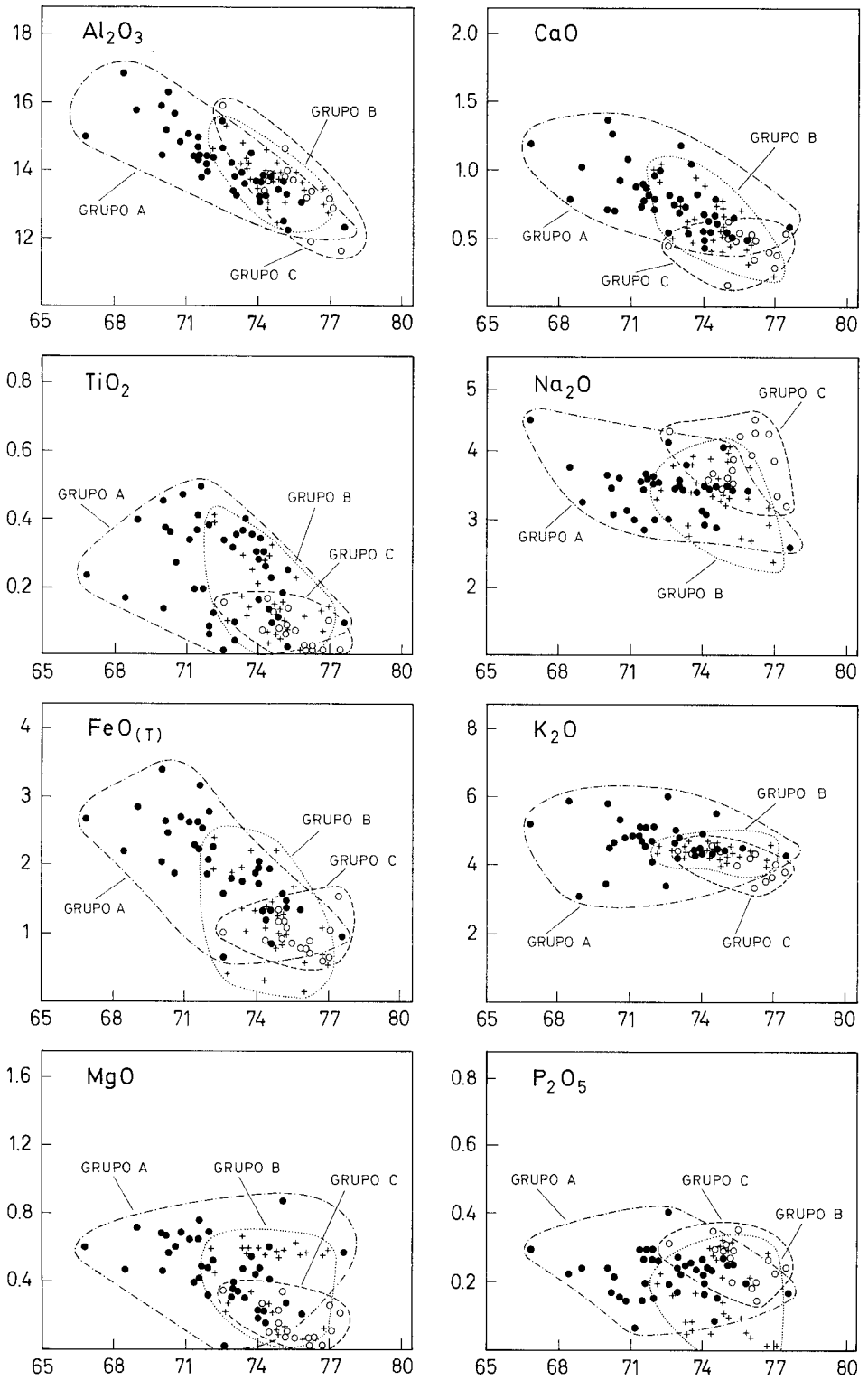


Fig. 5.—Diagramas de variación de los elementos mayores de los grupos A, B y C. (En abscisas porcentaje en SiO<sub>2</sub>).

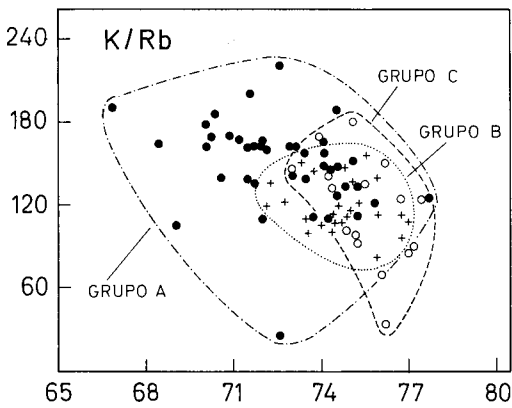
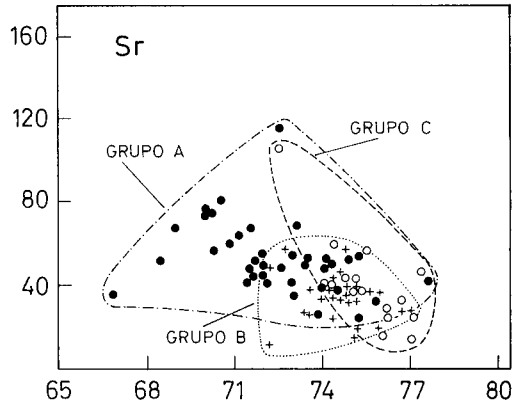
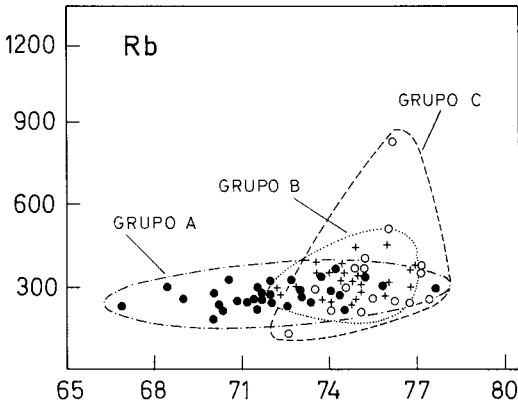
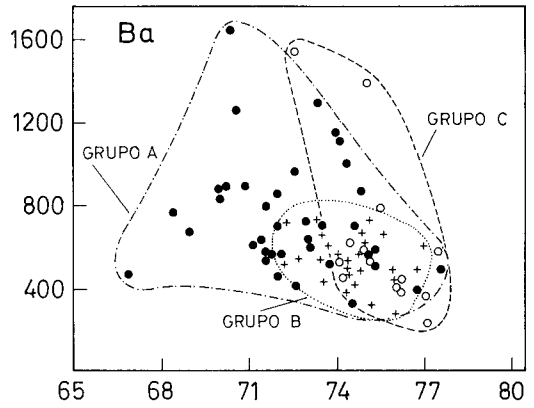
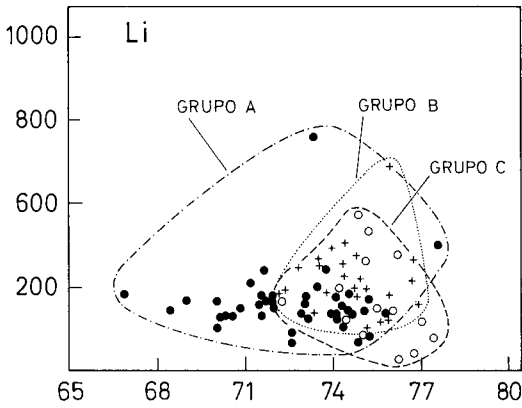


Fig. 6.—Diagramas de variación de los elementos traza de los grupos A, B y C. (En abscisas porcentaje en SiO<sub>2</sub>).

lofeldespáticas (Corretgé 1971) caen en el campo de los granitos de feldespato alcalino.

— El grupo B muestra una distribución muy parecida a la del grupo A; la única diferencia es

de naturaleza estadística y consiste en una mayor tendencia hacia el vértice Q.

— El grupo C se proyecta exclusivamente en el campo de los granitos de feldespato alcalino.

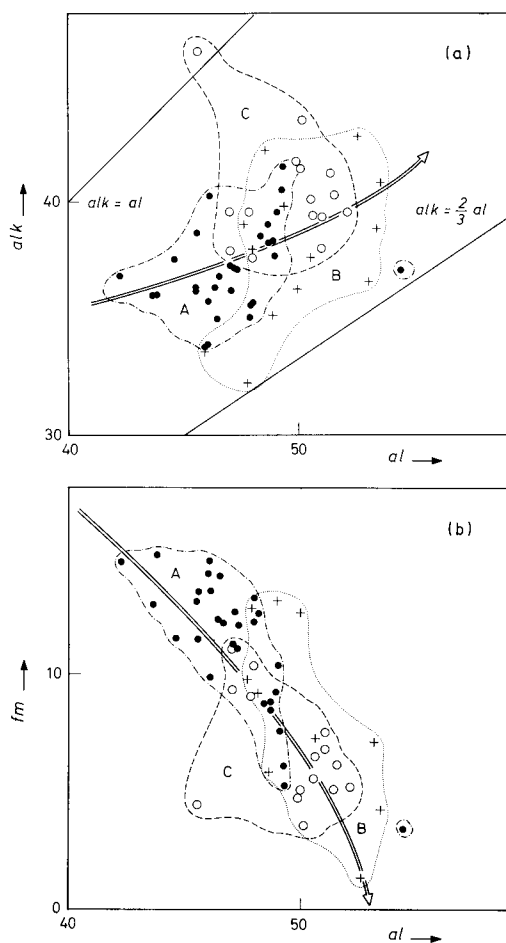


Fig. 7.—Diagramas de Niggli: (a) Alk-Al y (b) fm-Al respectivamente de los grupos A, B y C.

Hay que resaltar que en los cálculos normativos sobre las muestras de este grupo se suele observar mayor cantidad de fósforo que la necesaria para formar apatito a partir de todo el calcio disponible. Este fenómeno, cuidadosamente controlado desde el punto de vista analítico, responde a la escasez de Ca y presencia de otros fosfatos diferentes al apatito.

La inexistencia de facies intermedias o básicas dentro del conjunto de Cabeza de Araya no permite situar la evolución espacio-temporal dentro de las series propuestas por Lameyre y Bowden (1982).

#### Diagrama Q/P

En el diagrama de nomenclatura de Debon y Le Fort (1982) todo el conjunto de muestras analizadas se proyecta en los campos correspondientes a granitos y adamellitas (Fig. 9).

Pero a diferencia de lo observado con la norma de Rittmann, aquí aparece una tendencia adamellítica progresiva desde el grupo A al grupo C, de tal manera que el primero estaría constituido mayoritariamente por granitos mientras que el último lo haría por adamellitas. Tal tendencia es contradictoria con la petrografía y no debe ser tomada en cuenta; surge como consecuencia de la propia geometría del diagrama que, al no discriminar entre las proyecciones de  $An_{100}$  y  $Ab_{100}$ , causa que la presencia de Albita modal en el grupo C se traduzca, erróneamente, en una tendencia adamellítica.

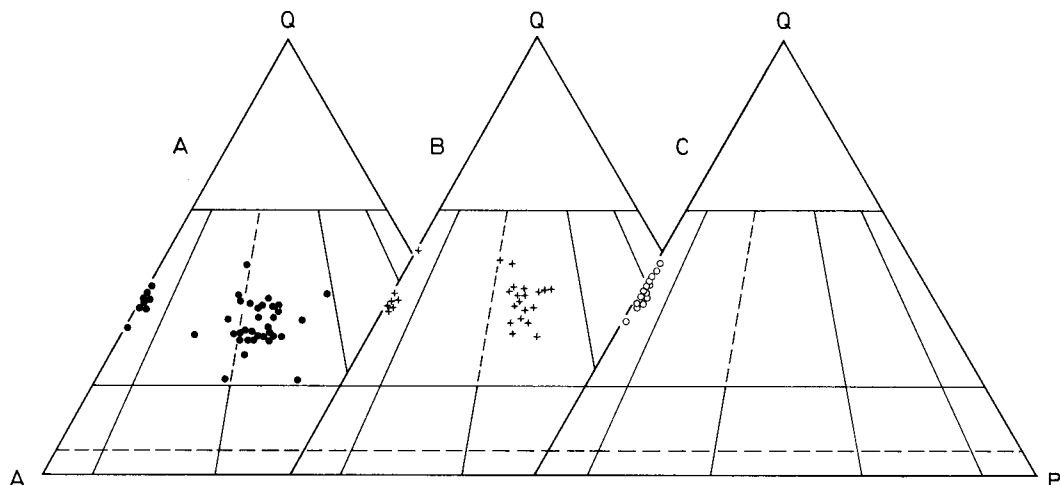


Fig. 8.—Triángulo Q-Feldes Alc. - Plag. de Streckeissen y I.U.G.S. Grupos A, B y C, respectivamente.

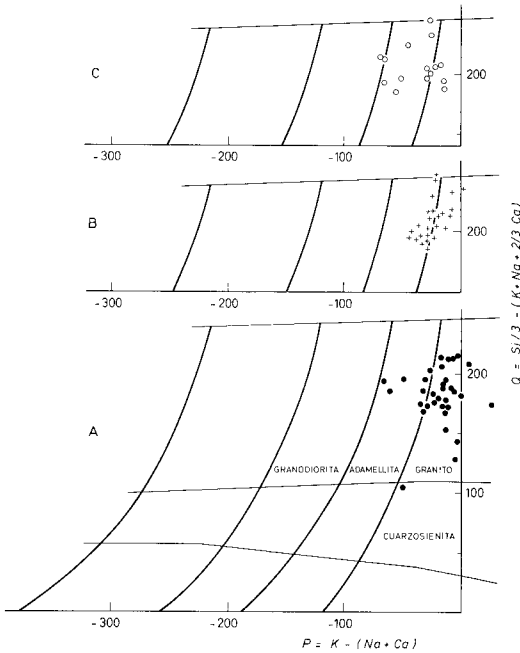


Fig. 9.—Proyección de los granitos de los grupos A, B y C, en el diagrama de nomenclatura de Debon y Le Fort (1982).

**TIPOLOGÍA GRANÍTICA**

La proyección de las muestras en el diagrama de minerales característicos de Debon y Le Fort (*op. cit.*) se realiza fundamentalmente dentro de los sectores I y II del dominio peraluminoso (Fig. 10). Las tendencias intragrupo varían desde netamente verticales (Grupo C) hasta inclinadas con fuerte pendiente positiva (Grupo A). Por tanto, se concluye que los granitos de Cabeza de Araya definen una asociación aluminosa; además el conjunto de características geoquímicas y mineralógicas permiten clasificarlas inequívocamente como granitos de tipo S (Chappel y White 1974; véase también Beckingsale 1979; Pitcher 1982, 1983).

En cuanto a la tendencia relativa de los elementos alcalinos y evolución del índice de color, la proyección en la Fig. 11 pone de relieve lo siguiente:

- El grupo A forma una asociación mesocrática a leucocrática, con tendencia potásica o sódico-potásica.
- El grupo B está formado por rocas subleucocráticas y leucocráticas. Y corresponden a asociaciones sódico-potásicas y sódicas.
- El grupo C forma una asociación leucocrática con fuerte tendencia sódica.

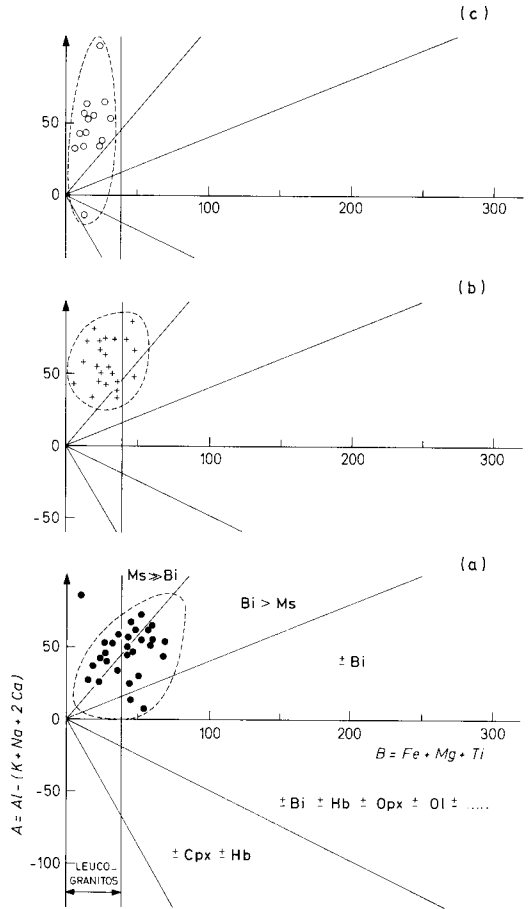


Fig. 10.—Proyección de los granitos de los grupos A, B y C, estudiados, en el diagrama de minerales característicos de Debon y Le Fort (1982).

La fuerte tendencia alcalina (sódica) de los granitos del grupo C y algunos del grupo B queda perfectamente reflejada en el diagrama de La Roche P/B (Fig. 12).

**ESTADÍSTICA DE MULTIVARIACIÓN: ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES**

Se ha realizado un análisis de componentes principales sobre la matriz de correlación anteriormente expuesta. Se ha preferido partir de dicha matriz en vez de hacerlo sobre la varianza-covarianza a efectos de conferir igual importancia a las variables independientemente de su magnitud. Los dos componentes principales, junto con sus correspondientes valores propios y porcentajes de varianza, se encuentran en la Tabla II.

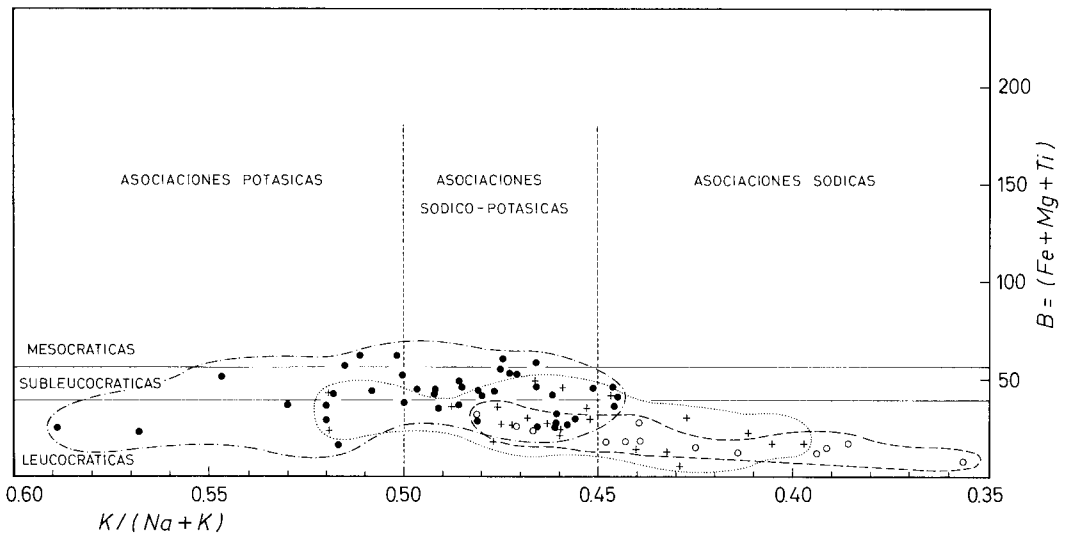


Fig. 11.—Diagrama  $B/ K/ (Na + K)$ . Representación de los grupos A, B y C estudiados.

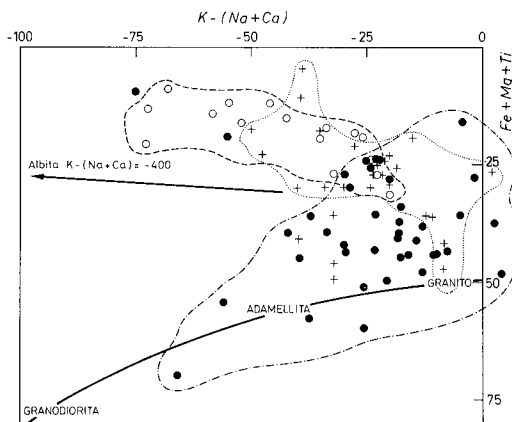


Fig. 12.—Diagrama  $K - (Na + Ca)/Fe + Mg + Ti$ , de De la Roche. Obsérvese la tendencia sódica de los granitos del grupo C.

Entre ambos vectores sólo contienen el 48 % de la varianza total del sistema, lo que se debe a la falta de correlación general anteriormente evidenciada. El primer vector (Fig. 13) está dominado por la carga con signo positivo de  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  y Rb frente a todos los demás. Puede interpretarse como un vector de evolución que refleja los fenómenos de albitización. En el segundo vector las cargas de  $P_2O_5$ ,  $Na_2O$ , Rb y Sr operan frente a las de  $MgO$ ,  $K_2O$  y Li; su interpretación no puede efectuarse a la luz de los cambios producidos en los procesos magmáticos y/o post-magmáticos; será discutido en detalle más adelante.

La proyección de las muestras en el plano de máxima varianza, definido por ambos vectores (Fig. 13), resulta muy significativa; los grupos A y B aparecen de nuevo ampliamente solapados y el tránsito de uno a otro se realiza según el vector  $V_1$ . Pero el grupo C muestra una disposición diferente: se dispersa según  $V_1$  tanto como los grupos A y B juntos, pero desplazado hacia la zona positiva del vector  $V_2$ .

Este diagrama, que refleja con la mayor precisión posible en proyección bidimensional las posiciones de los tres grupos en el espacio petrológico (véase Le Maitre 1982), de nuevo sugiere la falta de continuidad geoquímica entre las tendencias evolutivas de los grupos A y B con el grupo C.

## DISCUSION

Los problemas más importantes planteados a partir de la exposición precedente se pueden resumir en las siguientes cuestiones:

1.—Dilucidar las posibles relaciones genéticas entre las tres facies que forman la «serie de diferenciación» del batolito de Cabeza de Araya.

2.—Establecer la posición de estos granitoides dentro de los esquemas de clasificación de asociaciones graníticas del Macizo Hespérico, de manera especial respecto a aquellos vigentes en zonas próximas.

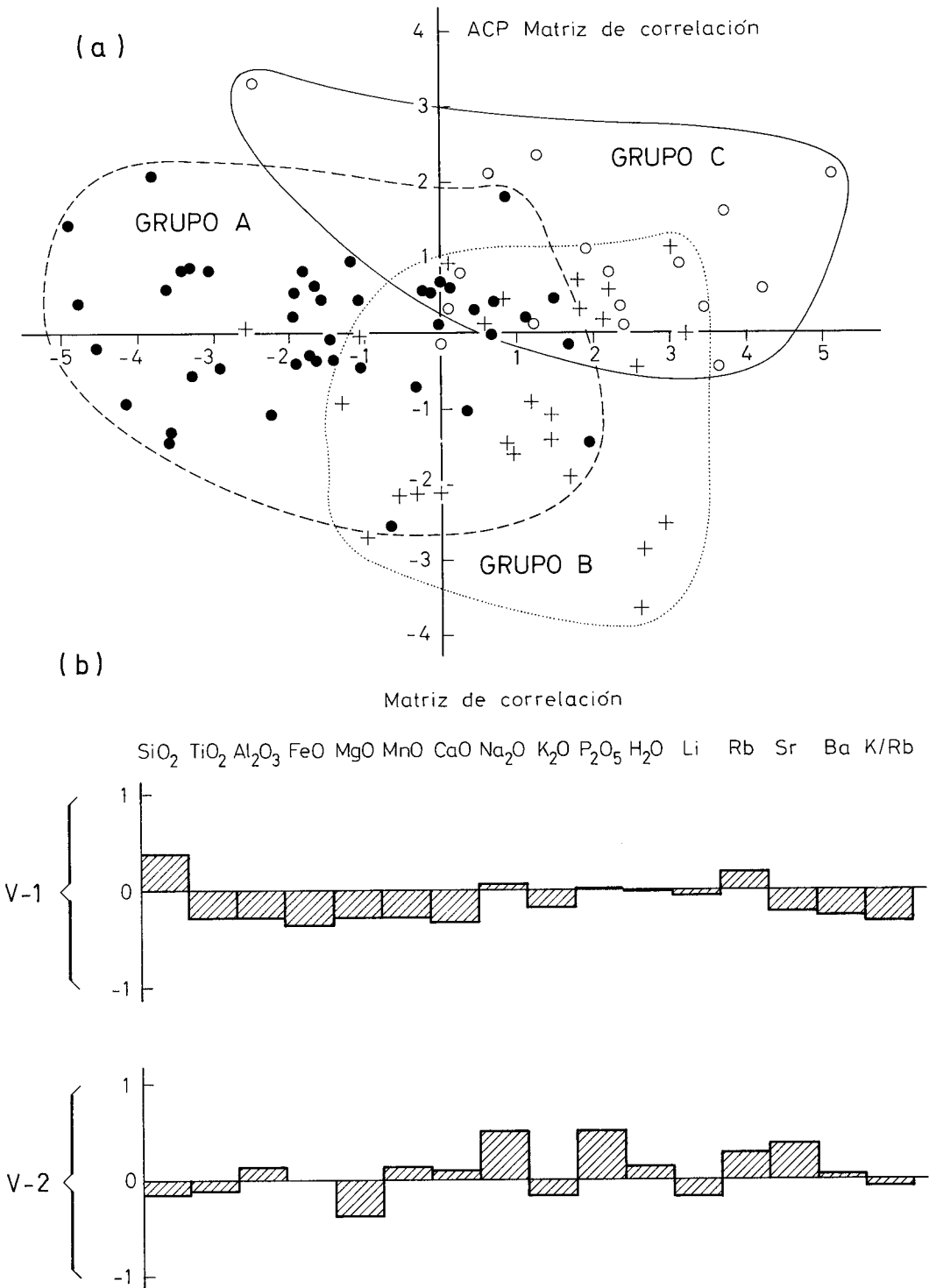


Fig. 13.-Representación de los vectores V<sub>1</sub> y V<sub>2</sub> y de la matriz de correlación en el análisis de componentes principales para los granitos de los grupos A, B y C.

## RELACIONES GENÉTICAS

Sólo se discutirán en términos de aquellos fenómenos evolutivos que puedan probarse en la petrografía, o bien ser inferidos geoquímicamente o a partir de las relaciones de campo.

El tipo de contactos con el encajante, así como la escasez de xenolitos, permiten descartar el que la serie de diferenciación observada sea consecuencia de fenómenos de reacción o asimilación, producidos en niveles próximos al actual de emplazamiento; no se excluye que tales fenómenos hayan actuado en niveles más profundos y que puedan tener una cierta importancia en cuanto al quimismo global de la serie, pero difícilmente puede invocarse su responsabilidad en la individualización de las facies. Tampoco existe ninguna clase de evidencias que permitan suponer otros mecanismos de fraccionamiento por interacción con material de procedencia exoplutónica, tal como hibridación, incorporación de fluidos acuosos, etc...

Las observaciones petrográficas y geoquímicas son coherentes con procesos de cristalización fraccional y, sobre todo, con transferencias de fluidos ricos en sílice, alúmina y álcalis, y reacción entre éstas y las fases cristalinas. La estructura zonal del batolito con las facies más félsicas en posición central (Fig. 1) sugiere un esquema de diferenciación centrípeto, compatible incluso con una cristalización por congelación (Hughes 1982).

En cuanto a las relaciones de campo (Corretgé 1972) parece indudable la existencia de un tránsito gradual entre los granitos del grupo A (periféricos) y muchas de las subfacies incluidas dentro del grupo B (en posición intermedia), ya que se pasa insensiblemente del primero al segundo por disminución progresiva del tamaño de grano y desaparición paulatina de los megacristales de feldespato potásico. El grupo C aparece en las zonas centrales del batolito, pero con una disposición esencialmente cupuliforme, suprayacente a los granitos del grupo B; el contacto con estos parece transicional sólo en contadas ocasiones, al contrario de lo observado entre los grupos A y B.

En párrafos anteriores se expuso que la diversidad química de la serie —considerada en su conjunto— no se explica mediante un proceso evolutivo basado exclusivamente en la cristalización fraccional. Pero la evolución geoquímica de los plutones graníticos es un fenómeno complejo, que no puede concebirse de manera recti-

línea. La etapa de diferenciación por cristalización fraccional se sigue por otra, realizada a partir de los fluidos residuales intercrystalinos, ricos en agua y otros volátiles, y, por consiguiente, dotados de una gran movilidad y capacidad fraccionante, tanto por su propia moción diferencial como por reacción con las fases cristalinas (albitización, moscovitización, etc...); este fenómeno es conocido desde antiguo y ha sido documentado fehacientemente por Exley y Stone (1964) en los granitos hercínicos del SO de Inglaterra. Para los fines aquí perseguidos, sus efectos geoquímicos pueden resumirse en (1) lixiviación de K, Ca y Sr; (2) aporte de Al, Na, Li y Rb.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, hay que precisar el comportamiento individual de cada grupo:

A pesar de la dispersión inducida por el reequilibrio post-magmático, las tendencias internas del grupo A (véase diagramas de variación, Fig. 6) son compatibles con un esquema de cristalización fraccional; la disminución progresiva del grado de hiperaluminismo, que sólo se observa en este grupo (Figs. 5 y 6), parece indicar la extracción de una fase aluminica (Anderson 1980), probablemente cordierita; los términos leucograníticos que forman parte del grupo tienen tendencia potásica y pueden considerarse, por tanto, como productos de la cristalización fraccional.

La evolución interna del grupo A lleva hacia un quimismo idéntico al de la mayor parte de los granitos del grupo B. Esto, unido a los tránsitos graduales observables en el campo, señala una conexión genética entre ambos grupos por cristalización fraccional; se sugiere, pues, que los *magmas* del grupo B han derivado a partir del grupo A.

Pero dentro del propio grupo B, y como consecuencia de su composición cuasi-eutéctica, la evolución por cristalización fraccional es muy pequeña o nula. Las tendencias internas del grupo señalan hacia un desarrollo sódico y aluminico, con aumento del Li y Rb (Figs. 5 y 6); petrográficamente se constata que los procesos de albitización y moscovitización son mucho más importantes que dentro del grupo A. En consecuencia parece lícito concluir que la evolución interna del grupo B está dominada por procesos de autometasomatismo y alteración causados por los líquidos acuosos residuales.

La diferenciación del grupo A ocurre durante



las postrimerías del estadio magmático principal, mientras que la del B es esencialmente post-magmática; pero una y otra forman parte de un mismo proceso de fraccionación, que tiene lugar de manera continua; el establecimiento de límites rígidos entre ambos procesos es, pues, artificioso y carente de sentido.

Así como no parecen existir contactos transicionales generalizados entre los grupos B y C, tampoco son claras sus relaciones geoquímicas. En principio cabría pensar que los granitos del grupo C representan la culminación de los procesos observados en el grupo B, al igual que éste es la resultante de la evolución del grupo A. Pero tal hipótesis presenta graves problemas, entre los que cabe mencionar los siguientes:

a) Los fenómenos post-magmáticos que actúan en el grupo B originan un aumento notable de las concentraciones de Li y Rb. Sin embargo, los contenidos de dichos cationes dentro de los granitos del grupo C son inferiores a los de los miembros evolucionados del grupo B; al no existir ninguna razón geoquímica que justifique el cambio en la tendencia del proceso, se apunta ya a una posible discontinuidad.

b) La proyección de las muestras en el plano definido por los dos componentes principales pone de relieve que, dentro del espacio petrológico considerado, el tránsito entre los grupos A y B ocurre según el primer vector principal,  $v_1$ , y tiene lugar de manera gradual, reflejando con exactitud la secuencia diferenciada. Dicho vector está dominado por las cargas positivas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y Rb, lo que resalta la importancia cuantitativa de los procesos de albitización. Si el grupo C representase la culminación de estos, cabría esperar que las relaciones con el grupo B se produjesen según el mismo vector. Sin embargo, el diagrama muestra un cuadro diferente, ya que las relaciones entre los grupos B y C se realizan mediante el segundo componente principal,  $V_2$ ; el vector  $V_1$  juega un papel muy importante en la evolución interna del grupo C, pero su punto de partida no se sitúa dentro del grupo B, lo que descarta la idea de una secuencia de diferenciación continua entre ambos.

Al rechazar dicha hipótesis, aún adquiere mayor importancia la interpretación de  $V_2$ , a efectos de establecer la posición del grupo C. Dicho vector se encuentra dominado por las cargas en sentido negativo de Mg, K y Li,

frente a las de Ca, Na, P y Rb que aparecen con signo positivo. El que actúen con el mismo signo variables con un comportamiento geoquímico tan dispar en el plutonismo ácido, como Mg y K, Ca y Na, o Rb y Sr, indica que  $V_2$  no responde a un proceso evolutivo, sea magmático o post-magmático; pero si puede relacionarse con un factor de heterogeneidad en la fuente anatética, en la que se encontrarían zonas con diferentes proporciones de material pelítico (Mg, K y Li) y cuarzofeldespático (Ca y Na); sobre esta cuestión merece la pena destacar que Rodríguez Alonso (1982) ha mostrado la existencia de materiales volcanosedimentarios ricos en fósforo y con bajo K/Rb (Bea ined.) intercalados dentro de los niveles pelíticos del complejo esquistograuváquico, lo que explicaría la adscripción de P y Rb a la parte positiva del vector.

Por tanto se propone que dentro del batolito de Cabeza de Araya coexisten espacial y temporalmente dos familias graníticas, con evoluciones geoquímicas paralelas, pero que se han generado a partir de materiales diferentes. Los granitos de los grupos A y B forman una verdadera serie de diferenciación, y provienen de un área fuente con mayor componente pelítico, mientras que el grupo C es independiente de ellos y procede de niveles más cuarzofeldespáticos. Fenómenos similares a estos han sido demostrados de manera concluyente, mediante geoquímica isotópica, por Fourcade y Allegre (1981) en las asociaciones plutónicas calcoalcalinas de los Pirineos.

### LOS GRANITOS DE CABEZA DE ARAYA EN RELACION A LAS ASOCIACIONES GRANITICAS HERCINICAS

La división de los granitoides hercínicos en dos series litológicas diferentes –alcalina y calcoalcalina– efectuada por Capdevila (1969) en Galicia Oriental y posteriormente extendida a todo el Macizo (Capdevila *et al.* 1973) ha sido ampliamente utilizada por los granitólogos del Hercínico, puesto que refleja la existencia indudable de un bimodalismo composicional.

Aunque con diferencias notables en cuanto a la posición de las rocas básicas, los autores del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca (1980) mantienen un esquema similar para la zona centro-occidental en dos ti-

pos de asociaciones, ambas peraluminosas: (1) granitoides de feldespato alcalino (FA), y (2) granitoides de feldespato calcoalcalino (FCA). La discriminación entre ellas se efectúa esencialmente por métodos geoquímicos, utilizando la norma de Rittmann (1973) calculada en facies plutónica-húmeda.

No obstante, los esquemas bimodales no se adaptan bien a determinadas áreas, de tal manera que ha sido necesario definir una nueva asociación, llamada la «serie mixta» (Corretgé *et al.* 1977), con características intermedias entre las dos asociaciones clásicas. Este fenómeno ocurre esencialmente en los granitos intrusivos en la epizona, y, sin duda, los aquí estudiados constituyen un magnífico ejemplo.

Así, al reexaminar la posición de los granitos de Cabeza de Araya con los criterios definidos por el Dpto. de Petrología (*op. cit.*) se observan los siguientes hechos:

- La proyección de los componentes normativos en el triángulo Q-A-P (Fig. 8) muestra que el grupo C pertenece a la asociación de feldes-

pato alcalino, mientras que los grupos A y B lo hacen a la de feldespato calcoalcalino. Sin embargo, el % de An en la plagioclasa de dicha facies (7 %-14 %) es menor que en las típicas asociaciones calcoalcalinas catazonales de la Sierra de Gredos (Bea y Morenoventas 1985).

- Los términos leucograníticos asociados a las facies A y B caen dentro del campo de los granitos FA e ilustran cómo los procesos de evolución magmática y postmagmática hacen converger el quimismo de la asociación FCA hacia el de la de feldespato alcalino.

- Gran parte de los miembros del grupo A poseen paragénesis Cord-Biot, característica de la asociación FCA; además en la Fig. 14 se disponen sobre el eje de evolución magmática, reflejando los procesos descritos anteriormente. Pero parte de los miembros más ácidos de este grupo, así como la totalidad del grupo B, poseen paragénesis Mos-Cord que, tal como fue definida, es más típica de la asociación de feldespato alcalino. Este fenómeno no ha sido constatado con tanta claridad en los dominios

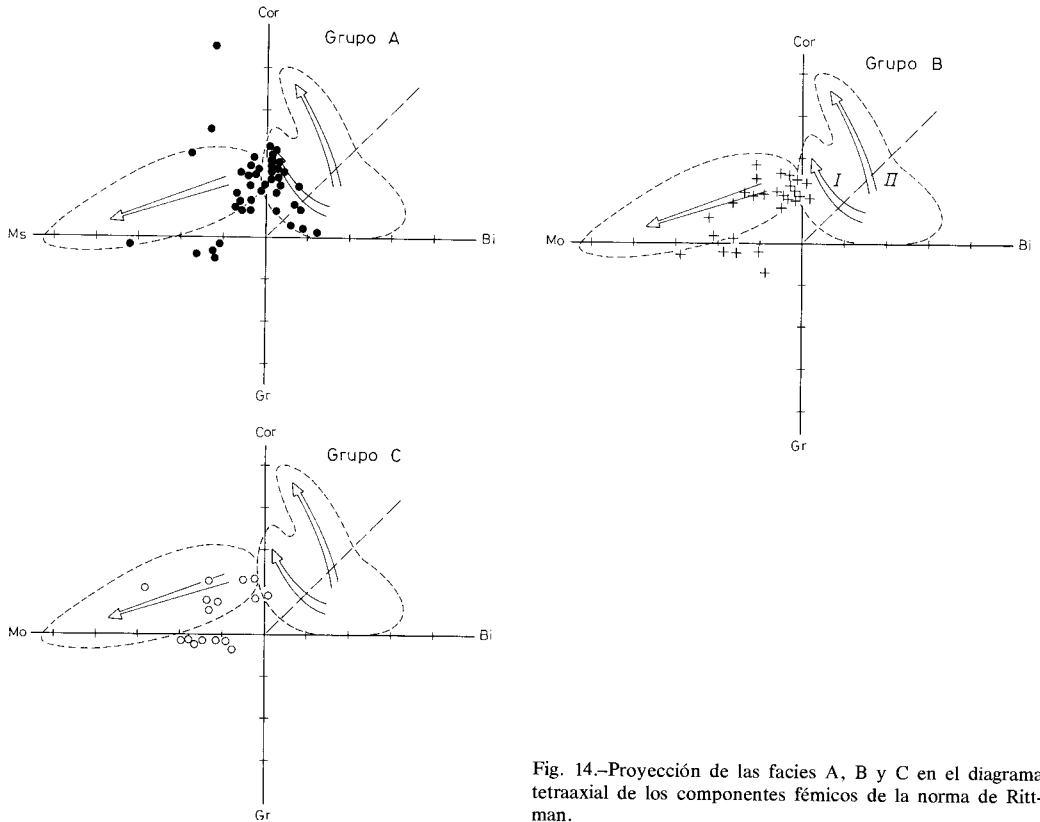


Fig. 14.-Proyección de las facies A, B y C en el diagrama tetraaxial de los componentes félicos de la norma de Rittman.

catazonales, e ilustra en toda su extensión el fenómeno de convergencia de la asociación FCA hacia el quimismo de la FA, al que este diagrama parece especialmente sensible.

— Por otra parte, las tendencias evolutivas en los campos Mos-Cord, y Mos-Gran, son bastante diferentes de los previamente definidos, y pueden considerarse como consecuencia de la evolución postmagmática en facies altamente silícicas.

## CONCLUSIONES

Las conclusiones más importantes del presente trabajo se pueden resumir en las siguientes:

- 1) El batolito de Cabeza de Araya está enteramente constituido por granitoides S.
- 2) Las facies A y B están ligadas entre sí por un proceso de diferenciación magmática. La

facies C, que aparece ligada espacio-temporalmente con ellas, es independiente de aquéllas.

3) La diferenciación magmática produce una evolución potásica, por el contrario los procesos de diferenciación postmagmática, tienden esencialmente hacia términos sódicos.

4) Se propone que la coexistencia de dos series graníticas distintas puede ser debida a la heterogeneidad de la fuente, más pelítica en la facies A y B, y más cuarzofeldespática en la facies C.

5) La discriminación mediante análisis de componentes principales muestra que la fuente del grupo C debía poseer una fuerte anomalía positiva en fósforo. En el encajante metamórfico de medio y bajo grado de la zona se han descrito materiales con estas características.

6) La facies C pertenece a la asociación de granitos de feldespatos alcalinos.

7) Las facies A y B pertenecen a la asociación de feldespato calcoalcalino y forman un extremo más diferenciado de ésta.

## BIBLIOGRAFIA

- Abbey, S. (1972).—Analysis of rocks and minerals by A.A.S.—Part. 4: A composite scheme for the less common alkali and alkaline earth elements. *Geol. Surv. Can. Paper*, 71-50.
- Ahrens, L. H., Pinson, W. H. y Kearns, M. H. (1952).—Association of Rubidium and Potassium and their abundances in igneous rocks and meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 2, 229-242.
- Anderson, J. L., Culler, R. L. y Sobmus W. R. Van (1980).—Anorogenic Metaluminous and Peraluminous granite Plutonism. *Contr. Mineral. Petrol.*, 74, 311-328.
- Bea, F. y Moroventas Bravo, I. (in litt.).—Estudio petrológico de los granitoides del área centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Avila: Sistema Central Español). *Studia Geol.*, Univ. de Salamanca.
- y Polo Díez, L. H. (1976).—Optimization of silicate rock decomposition for determination of major elements by Atomic Absorption Spectrophotometry. *Talanta*, 23, 859-861.
- Beckinsale, R. D. (1979).—Granite magmatism in the tin belt of south east Asia. In: M. P. Atherton y V. Tarney (Eds.), *Origin of granite Batholiths; geochemical evidence*. Shira Pub. LMTD., Kent, Inglaterra, 34-45.
- Blanco, C. A. (1975).—*El granito mineralizado de Trujillo (Cáceres)*. Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias. Univ. de Salamanca.
- Capdevila, R. (1969).—*Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Gakice Nord Orientale (NW de l'Espagne)*. Thèse, Univ. Montpellier, 430 pp.
- , Corretgé, L. C. y Floor, P. (1973).—Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. *Bull. Soc. Geol. de France*, 7, XV, 3-4, 209-228.
- Castro, D. A. (1984).—*Los granitoides y la estructura hercyniana en Extremadura Central*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca.
- Carmichael, I. S. E., Turner, J. F. y Verhoogen, J. (1974).—*Igneous Petrology*. Mac Graw-Hill, 739 pp.
- Corretgé, L. G. (1971).—*Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres-España)*. Tesis Doctoral, Univ. de Salamanca, 453 pp.
- (1972).—Contribución para el conocimiento del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres-España): El microgranito granatífero cordierítico con megacrístales feldespáticos. *Studia Geol.*, Univ. Salamanca, 3, 43-65.
- , Martín Herrero, D. y Bascones, L. (1981).—*Mapa Geológico de España, E. 1 : 50.000, 2.ª Serie*. Hoja 649 (10-26): Garrovillas. I.G.M.E.
- , — y — (1981).—*Mapa Geológico de España, E. 1 : 50.000, 2.ª Serie*, Hoja 677 (10-27): Brozas. I.G.M.E.
- , Suárez, O. y Llana, R. (1981).—Variaciones petrográficas y geoquímicas en Plutones graníticos: Zonación y Criotzonación en batolitos epizonales. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2 (1), 11-31.
- , Ugidos, J. M. y Martínez, F. J. (1977).—Les series granitiques varisques du secteur centre-occidental espagnol. La Chaîne varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. *Coll. intern. C.N.R.S.*, 243, 453-461.
- Cox, K. G., Bell, J. D. y Pankurst, R. J. (1979).—*The interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin. London, 450 pp.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R. (1974).—Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- Debon, F. y Le Fort, P. (1983).—A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc., Edinburg.*, 73, 135-149.
- Dpto. de Petrology, University of Salamanca (1980).—Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note. *Estudios Geol.*, 36, 339-348.

- Exley, C. S. y Stone, M. (1964).—The granitic rocks of South-West England. In: K. F. G. Hosking and G. J. Shrimpton (Eds.), *Present views on Some Aspects of the Geology of Cornwall and Devon*. R. Geol. Soc. Cornwall, 150th Anniv. Vol., 131-184.
- Fourcade, S. y Allegre, C. J. (1981).—Trace elements Behavior in Granite Genesis: A Case Study, The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, 177-195.
- Harker, A. (1909).—*The Natural History of Igneous Rocks*. Fascículo de la edición de 1909. Hakner publishing company (1965), 384 pp.
- Hughes, C. J. (1982).—*Igneous Petrology*. Elsevier, 551 pp.
- La Roche, J. De (1972).—Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogique pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre.*, 18 (1-2), 31-46.
- Lameyre, J. y Bowden, P. (1982).—Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. of Vol. and Geoth. Res.*, 14, 169-186.
- Le Maitre, R. W. (1982).—*Numerical Petrology*. Elsevier, 281 pp.
- Mendes, F. (1968).—Contribuição a l'étude géochronologique par le méthode au strontium des formations cristallines du Portugal. *Boll. Mus. e Lab. Mineral. e Geolog. da Fac. de Ciências*, 19 (2), 148 pp.
- Penha, H. M. (1973).—*Caracteres metalogénicos de los yacimientos intragraníticos españoles de Uranio*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- y Arribas, A. (1974).—Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 85, 271-273.
- Pitcher, W. S. (1982).—Granite type and Tectonic Environment. In: K. J. Hsu (Ed.), *Mountain Building Processes*, ed. K. J. Hsu. Academic Press., 19-40.
- (1983).—Granite: Typology, Geological Environment and Melting Relationships. In: M. P. Atherton y C. D. Gribble (Eds.), *Migmatites, melting and metamorphism*. Shiva Geology Series, 277-285.
- Rittman, A. (1973).—*Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks*. Springer-Verlag, 262 pp.
- Rodríguez Alonso, M. D. (1982).—*Contribución al conocimiento del complejo esquistograuváquico en el sector occidental del Sistema Central español*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.
- Saavedra, J. y García Sánchez, A. (1976).—Geología del granito de Albalá (Extremadura Central, España). *Tecniterrae*, 14, 10-25.
- Tena, M. y Corretgé, L. G. (1980).—*Mapa Geológico de España, E. 1 : 50.000, 2.ª Serie. Hoja 704 (11-28)*. Cáceres. I.G.M.E.
- Wilson, A. D. (1960).—The titrimetric determination of ferrous iron in silicate rocks. *Analyst*, 85, 823-829.