

**ANOMALIA GEOQUIMICA DE LOS GRANITOIDES
CALCOALCALINOS HERCINICOS DEL AREA
CACERES-SALAMANCA-ZAMORA (ESPAÑA).
IMPLICACIONES PETROGENETICAS**

F. BEA*

RESUMEN.—Se ha realizado un intenso estudio geoquímico de las rocas calcoalcalinas del sector centro-occidental español del Macizo Hespérico, poniéndose de manifiesto la existencia de una fuerte anomalía composicional, consistente en elevados contenidos de K, Li, y Rb; bajos valores de la relación K/Rb y altos de Ba/Sr.

Se ha deducido que dicha anomalía responde al carácter químico original de los fundidos que han dado lugar a las series calcoalcalinas, por lo cual tiene gran importancia para la caracterización del mecanismo anatético. Mediante su interpretación se sitúan las condiciones termodinámicas del proceso de fusión en valores próximos a 900° y 9 Kbs, habiéndose ejercido éste sobre un material inicial con una mineralogía de tipo anfibolítico y una composición química similar a la de una andesita continental. El residuo de fusión tendría afinidades pirigarníticas o de granulita hornbléndica.

SUMMARY.—An exhaustive geochemical study of the calc-alkalic igneous rocks of Western-Central zones of the Hesperian Massif have been carried out, clearing up the existence of a great compositional anomaly, which essentially consists of a high content in K, Li and Rb; low K/Rb ratio and a high Ba/Sr ratio.

It is inferred that such anomaly is really concerned with the chemical character in the original melts, being useful to precise some important aspects of the anatexis mechanism. Its interpretation involves thermodynamical melting conditions about 900°C and 9Kb. Fusion has been developed on a rock with amphibolitic mineralogy and chemical composition similar to a continental andesite, yielding a residue with pyrigarnitic or hornblendic granulite affinities.

INTRODUCCION

Las rocas graníticas del Macizo Hespérico pueden agruparse en dos series litológicas diferentes, una calcoalcalina —compuesta fundamentalmente por

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Salamanca.

granodioritas junto con tonalitas y cuarzodioritas en menores cantidades—, y otra de tendencia alcalina —integrada por granitos de dos micas y leucogranitos—, existiendo términos de ambas afectados por la última gran fase de deformación hercínica (OEN, 1970; CAPDEVILA y FLOOR, 1970; CAPDEVILA et al., 1973).

Esta razón lleva a la subdivisión de los granitoides hespéricos desde el punto de vista geocronológico en precoces y tardíos, según se hallen afectados o no por dicha fase, correspondiendo el mayor volumen de material en el área estudiada a los episodios magmáticos tardíos.

A pesar de la diferencia de edad entre las rocas calcoalcalinas precoces y tardías, y debido al conjunto de similitudes de todo tipo que ambas presentan, se piensa que deben tener un origen común (ops. cites.), aceptándose generalmente la idea de una génesis profunda. Tal suposición viene apoyada por el hecho de que en muchos sitios la relación isotópica del Sr tenga valores bajos o moderadamente bajos (MENDES, 1968; LEUTWEIN et al., 1970; PRIEM et al., 1970).

Aunque los problemas petrogenéticos que plantean raramente han sido abordados con los medios necesarios, algunos autores indican la posibilidad de que hayan actuado determinados mecanismos. A este respecto cabe citar a ALBUQUERQUE (1971), quien apunta las dos alternativas siguientes:

- Mezcla de un magma máfico con otro granítico.
- Hibridación de un material máfico por un magma félsico.

inclinándose por esta última posibilidad: “The latter seems more likely taking into account the peculiarities observed on the chemistry of the rocks with a pronounced “mafic” character” (ibid.).

Posteriormente CAPDEVILA et al. (op. cit.) indican otras dos posibles hipótesis:

- Diferenciación magmática de series básicas infracorticales.
- Fusión seca de material cortical durante el metamorfismo regional y mezcla con productos básicos infracorticales.

Dichos autores aceptan la segunda hipótesis como más probable, basándose en las relaciones espacio-temporales de los granitoides a lo largo del Macizo.

En el presente trabajo se pretende examinar críticamente estas cuestiones mediante la interpretación de las características químicas de las rocas calcoalcalinas del sector estudiado, puestas de manifiesto a lo largo de varias campañas de investigación analítica. Se han considerado los datos sobre elementos mayores y menores, así como ciertas trazas (Li, Rb, Sr, Ba) cuya distribución

ESQUEMA SIMPLIFICADO DE LA DISTRIBUCION DE GRANITOIDES HERCINICOS EN EL AREA SALAMANCA-CACERES

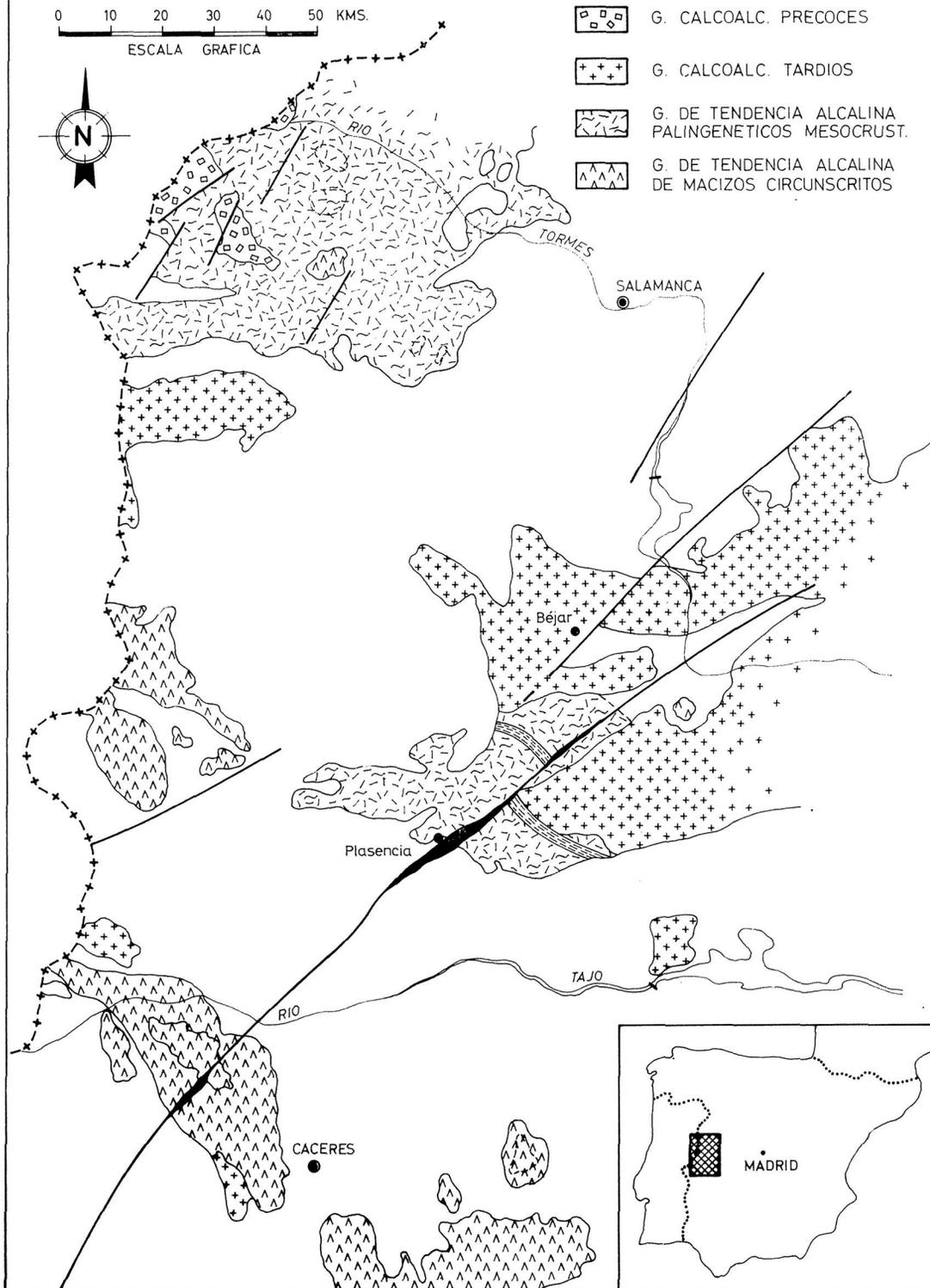


FIG. 1

[Según datos de GARCÍA DE FIGUEROLA (1954, 1966, 1972), CORRETGÉ (1971),
UGIDOS (1973) y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974)]

tiene un indudable valor a la hora de hacer una interpretación petrogenética del conjunto.

GEOLOGIA GENERAL Y PETROGRAFIA

El área considerada comprende las zonas centro-occidentales de España, provincias de Cáceres, Salamanca y Zamora, siendo el límite Oeste la frontera portuguesa (Fig. 1).

Las rocas calcoalcalinas precoces se encuentran limitadas exclusivamente a la zona nor-occidental, denominada "Área de los Arribes del Duero", en la cual la única manifestación de magmatismo calcoalcalino tardío puede estar constituida por un pórfido con textura indeformada que, en forma de dique, corta totalmente a las estructuras de las rocas tectonizadas (F. J. MARTÍNEZ, 1974).

Petrográficamente, las rocas calcoalcalinas precoces se clasifican en tres grupos (ibid.):

Ia. Compuesto fundamentalmente por tonalitas y cuarzodioritas, junto con pequeñas cantidades de términos granodioríticos. La textura es muy variable en cuanto a tamaño y forma de los minerales, generalmente hipidiomórfica subequigranular con tendencia alotriomórfica en las tonalitas y cuarzodioritas, y alotriomórfica inequigranular en las granodioritas. Siempre se encuentra deformada, oscilando desde protoclásica hasta protomilonítica.

Los constituyentes minerales esenciales son: Cuarzo, plagioclasas, biotita, feldespato-K y hornblenda, que puede llegar en algunos casos hasta el 6 % de la composición modal. En determinadas facies cuarzodioríticas aparece piroxeno como mineral subordinado.

Ib. Está formado por granodioritas y granitos monzoníticos. Poseen una textura porfídica, con megacristales de feldespato-K con inclusiones de Frasl, que puede variar desde protoclástica hasta no deformada.

El mineral fémico dominante es la biotita, aunque a veces adquiera una importancia similar o incluso predomine la moscovita.

Desde el punto de vista químico existen importantes diferencias entre los miembros de este grupo, por lo que se ha subdividido en dos subgrupos, denominados Ib₁ y Ib₂, y que están formados por granodioritas y granitos monzoníticos respectivamente (BEA, 1975).

Dentro del conjunto de rocas que forman el grupo Ib son relativamente frecuentes enclaves de tres tipos:

- formados por material de los granitoides de los grupos Ia y Ic.
- de material metamórfico.

— enclaves microgranudos granodiorítico graníticos, interpretados como restos de un “chilled margin” parcialmente dislocado y reabsorbido.

Ic. Está constituido por monzonitas y monzodioritas. Generalmente presentan texturas proclásticas que van desde hipidiomórficas hasta alotriomórficas granulares.

Los minerales esenciales son: feldespato-K, plagioclasas, biotita y hornblenda, teniendo el cuarzo carácter subordinado (siempre inferior al 1 %). Es de destacar asimismo la presencia de clinopiroxenos parcialmente transformados en hornblenda, que pueden alcanzar hasta el 5 % de la composición modal.

Las evidencias petrográficas y relaciones estructurales, muestran que todo este conjunto se halla relacionado genéticamente, considerándose a los grupos Ia y Ic como los que primero se instruyen, haciéndolo posteriormente el Ib (F. J. MARTÍNEZ, op. cit.).

Las rocas calcoalcalinas tardías, mucho más importante en volumen que las precoces, delimitan un amplio dominio que comprende el área centro-sur (Fig. 1), caracterizado porque, hasta el presente, no han sido reconocidas rocas precoces en él (G. DE FIGUEROLA, 1954, 1959, 1963, 1965, 1966, 1968; CORRETGÉ, 1971; UGIDOS, 1973).

En dicho dominio, la petrografía dominante es granodiorítica, junto a la que aparecen facies tonalíticas en menor cantidad, generalmente asociadas a las facies marginales de los plutones granodioríticos.

En el área Plasencia-Béjar-Barco de Avila, UGIDOS (1973, 1974), distingue los siguientes tipos petrográficos:

- Granodioritas biotílicas.
- Granodioritas biotítico-cordieríticas.
- Tonalitas biotíticas.
- Tonalitas biotítico-anfibólicas.

Las granodioritas poseen generalmente texturas porfídicas; su mineralogía está compuesta por: biotita; plagioclasas siempre zonadas, poseyendo valores de An hasta el 45 % en los núcleos y del orden del 30 ± 3 % como valores más frecuentes; cuarzo; feldespato-K, tanto en forma de megacrístales con frecuentes inclusiones Frasl, como con carácter intergranular; cordierita, siempre pinnitizada y limitada a las facies marginales, haciéndose cada vez más escasa a medida que se progresa hacia las zonas internas del batolito.

Las tonalitas poseen texturas hipidiomórficas granulares, normalmente con cristales de pequeño tamaño. Mineralógicamente están formadas por: cuarzo, que puede llegar hasta el 20 % modal; plagioclasas normalmente poco zona-

das, con contenidos de An del 35-50 %; biotita; y anfíboles (hornblenda) en las tonalitas biotítico-anfibólicas.

Los plutones calcoalcalinos se encuentran intruidos en un complejo metamórfico desarrollado sobre las series esquistograuwaackicas infraordovícicas, el cual, según UGIDOS (op. cit.) es el resultado de dos etapas genéticas distintas: una, anterior a la última fase de deformación hercínica que produce el desarrollo de rocas con petrografía micacítica y migmatítica, y otra, de más intensidad, íntimamente asociada a los efectos térmicos que el emplazamiento de las grandes masas granodioríticas supone, que da lugar a fenómenos migmatítico-anatécticos generalizados, mediante los cuales se originan rocas cordieríticas con estructuras nebulíticas, caracterizadas por una granulitización incipiente desde el punto de vista geoquímico (BEA, 1975; BEA y UGIDOS, in litt.).

GEOQUIMICA

En la actualidad se disponen de análisis de elementos mayores, menores y trazas de más de 250 muestras de rocas calcoalcalinas del área estudiada (BEA, op. cit.; inéd.). Los resultados se expresan en forma gráfica mediante diagramas de variación de Harker compuestos.

Las características geoquímicas de cada serie calcoalcalina son las siguientes:

Rocas calcoalcalinas precoces

a) Elementos mayores y menores (Figs. 2 y 3). Los aspectos más sobresalientes del conjunto son los siguientes:

- Importante disyunción entre los campos representativos de cada grupo, especialmente manifestada en las relaciones Al_2O_3 - SiO_2 (Fig. 2), K_2O - SiO_2 (Fig. 3), Na_2O - CaO y K_2O - CaO (Fig. 4).
- Contenidos de K_2O muy elevados (Tabla I), del orden del 5 % al 6 % en los grupos Ib y Ic.
- Relaciones K_2O/Na_2O muy altas, entre 1 y 2.
- Al_2O_3 elevados en los grupos con un carácter fémico más pronunciado, es decir Ia y Ic.

b) Elementos traza.

LITIO.—Es extraordinariamente abundante, oscilando sus contenidos medios entre 109 y 170 ppm (Tabla II). En el diagrama de variación con respec-

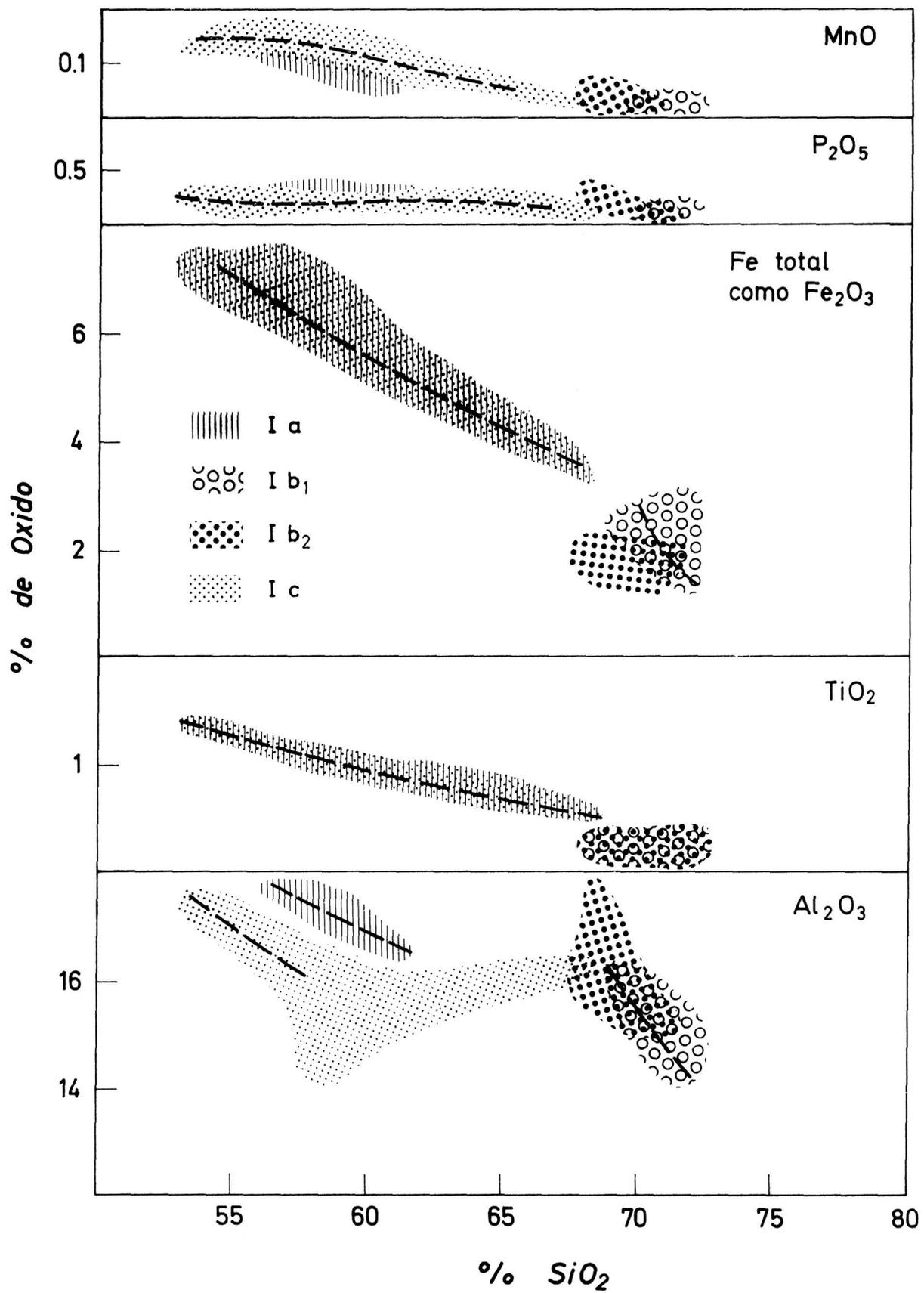


FIG. 2

Diagramas de Harker de las rocas calcoalcalinas precoces. Las líneas de trazos gruesos dentro de las nubes de puntos indican lugares de máxima concentración

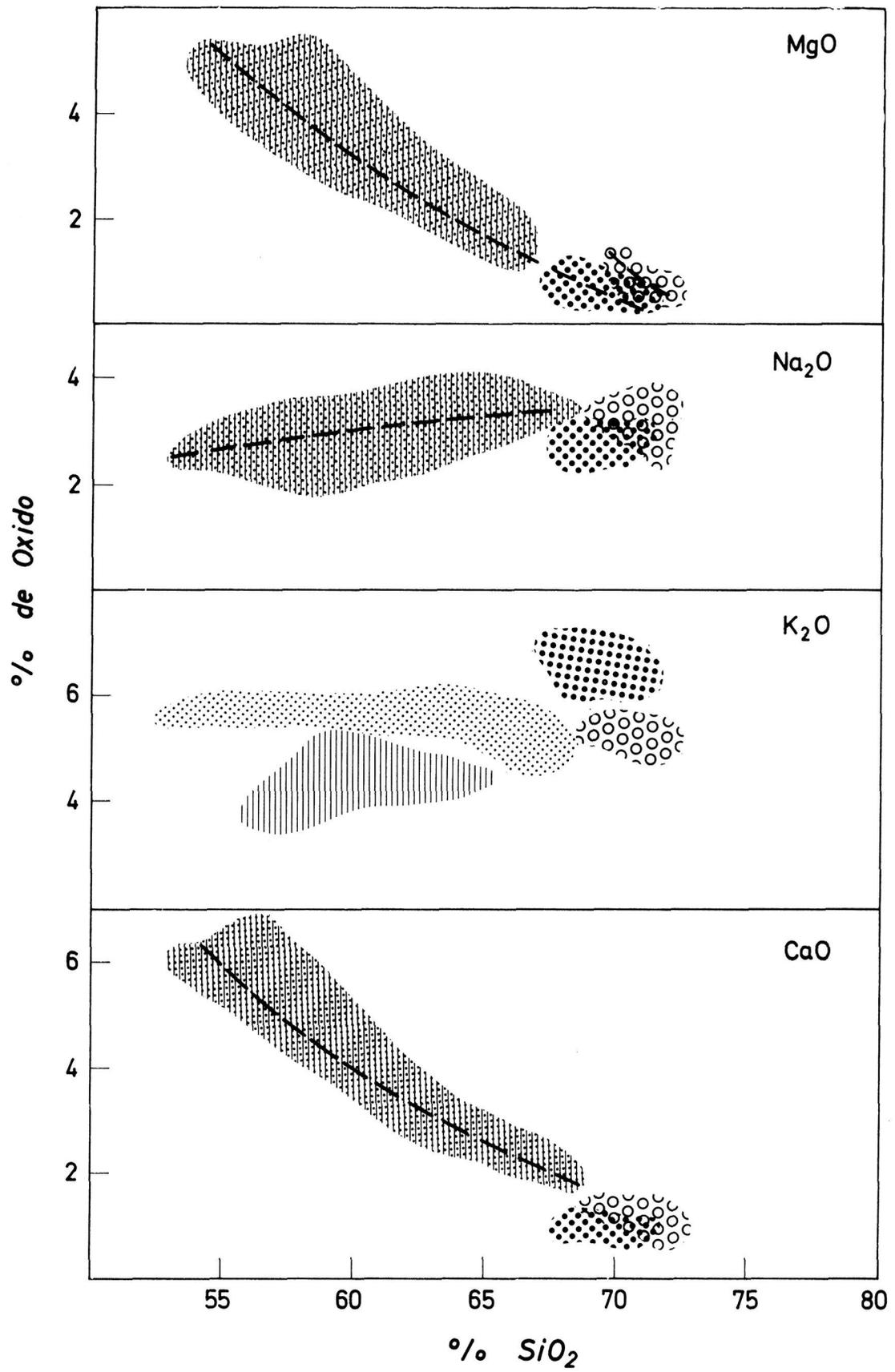


FIG. 3

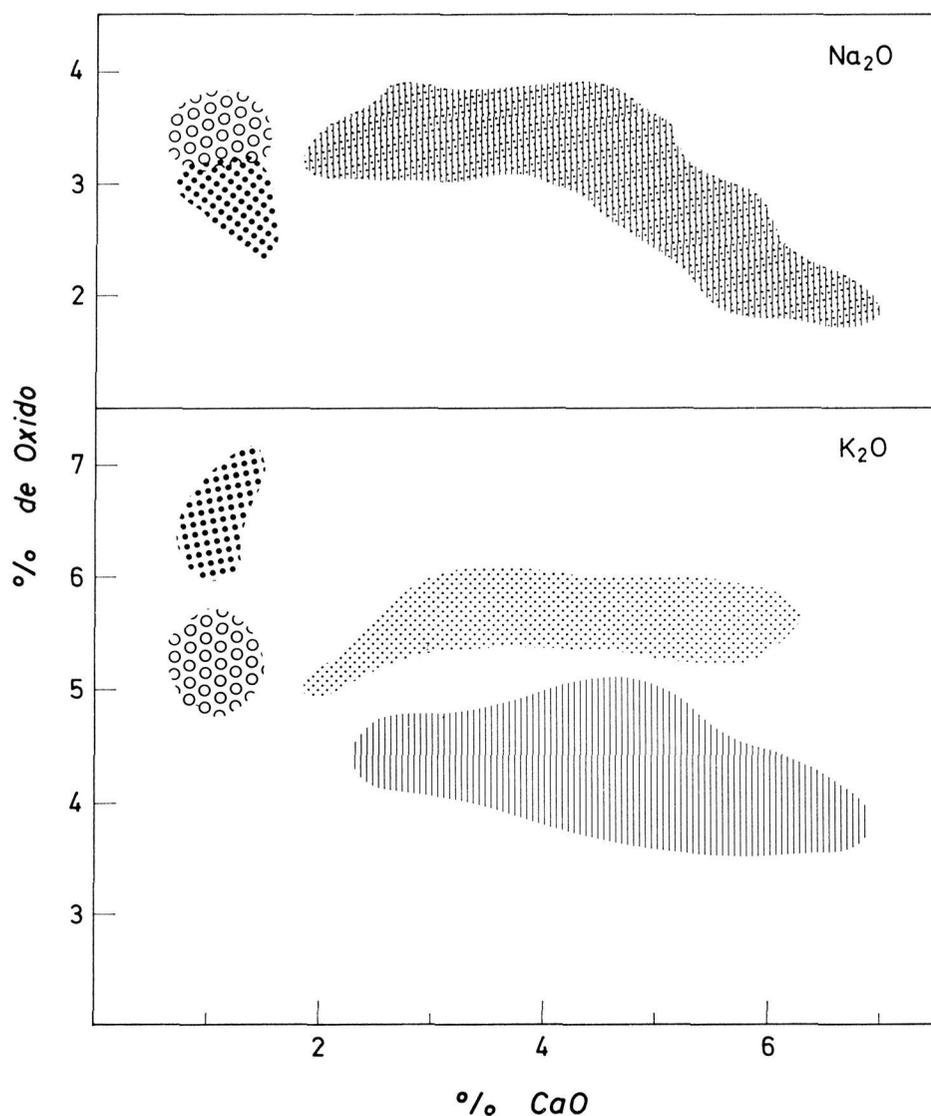


FIG. 4

to a la sílice (Fig. 5) se aprecia una débil correlación negativa en los grupos Ia y Ic para valores de SiO_2 inferiores a 61 %, horizontalizándose después la recta de correlación en los términos más silíceos de ambos grupos.

La distribución de Li en los grupos Ib_1 y Ib_2 muestra bastante independencia de los contenidos de SiO_2 , dando una nube de puntos no estructurada, cuya zona periférica está ocupada por los miembros del subgrupo Ib_2 (granitos monzoníticos), y las zonas centrales por los del Ib_1 (granodioritas).

RUBIDIO.—Las cantidades absolutas de Rb de los granitoides precoces calcoalcalinos también son extraordinariamente elevadas, oscilando los contenidos medios de cada grupo entre 181 y 327 ppm (Tabla III), siguiendo en líneas generales el esquema de distribución del K_2O .

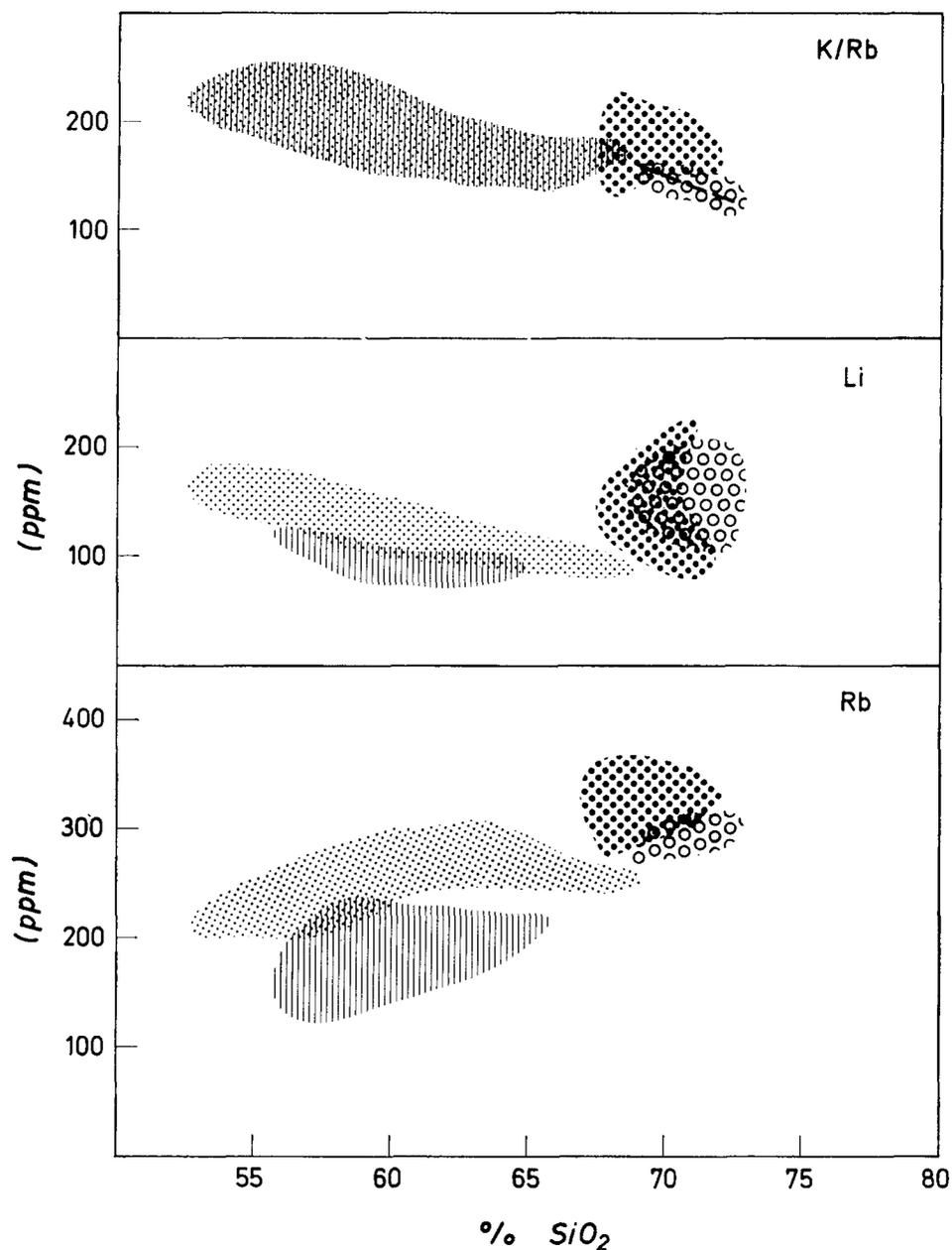


FIG. 5

En el diagrama de distribución Rb-SiO₂ (Fig. 5), las nubes de puntos delimitadas por cada grupo de granitoides muestran una disjunción considerable con las de los demás, poseyendo áreas de intersección muy pequeñas. La correlación entre ambos valores es prácticamente nula.

RELACIÓN K/Rb.—Alcanza valores excesivamente bajos, que van desde K/Rb = 206 en el grupo Ia, hasta K/Rb = 148 en el subgrupo Ib₁ (Tabla IV).

En el diagrama K/Rb-SiO₂ (Fig. 5) se muestra una débil correlación nega-

tiva entre ambos valores, con índices de dispersión relativamente pequeños en todos los grupos excepto en el Ib.

Mucho más interesante resulta la distribución de los valores de K/Rb en función de los contenidos de Rb (Fig. 6). En este diagrama las muestras de cada grupo se alinean según trazos bien definidos, poseyendo todos ellos el mismo sentido correlativo general, de descenso de K/Rb con el aumento de Rb.

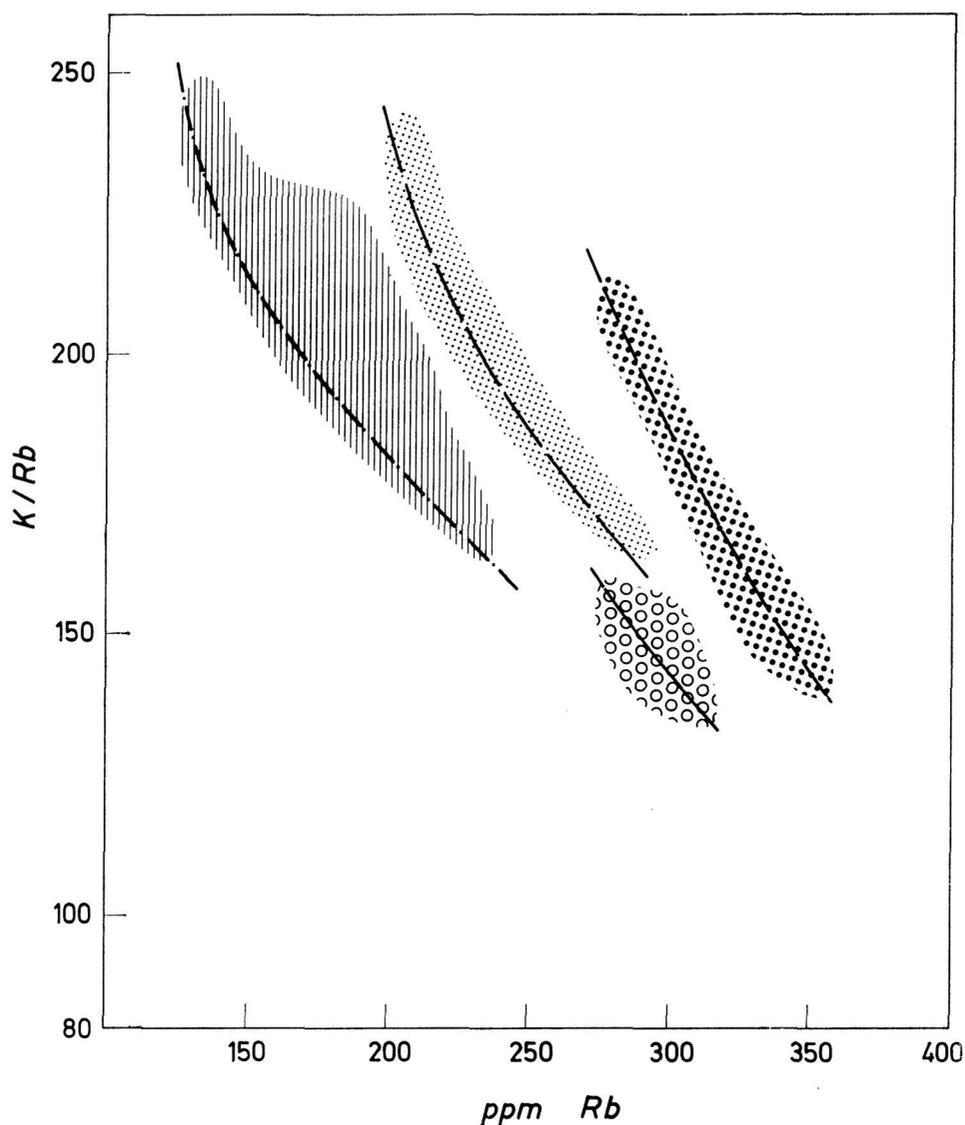


FIG. 6

Debido a que la variación K_2O en cada grupo es relativamente pequeña, el hecho de que se obtengan líneas claramente separadas en el diagrama y con

índices de dispersión bajos, obedece fundamentalmente a las variaciones en el contenido de Rb.

BARIO.—Los contenidos medios de Ba son muy variables, yendo desde 1.841 ppm en el grupo Ic, hasta 395 ppm en el Ib₁ (Tabla V). La distribución con respecto al SiO₂ (Fig. 7) es según un sentido correlativo general negativo,

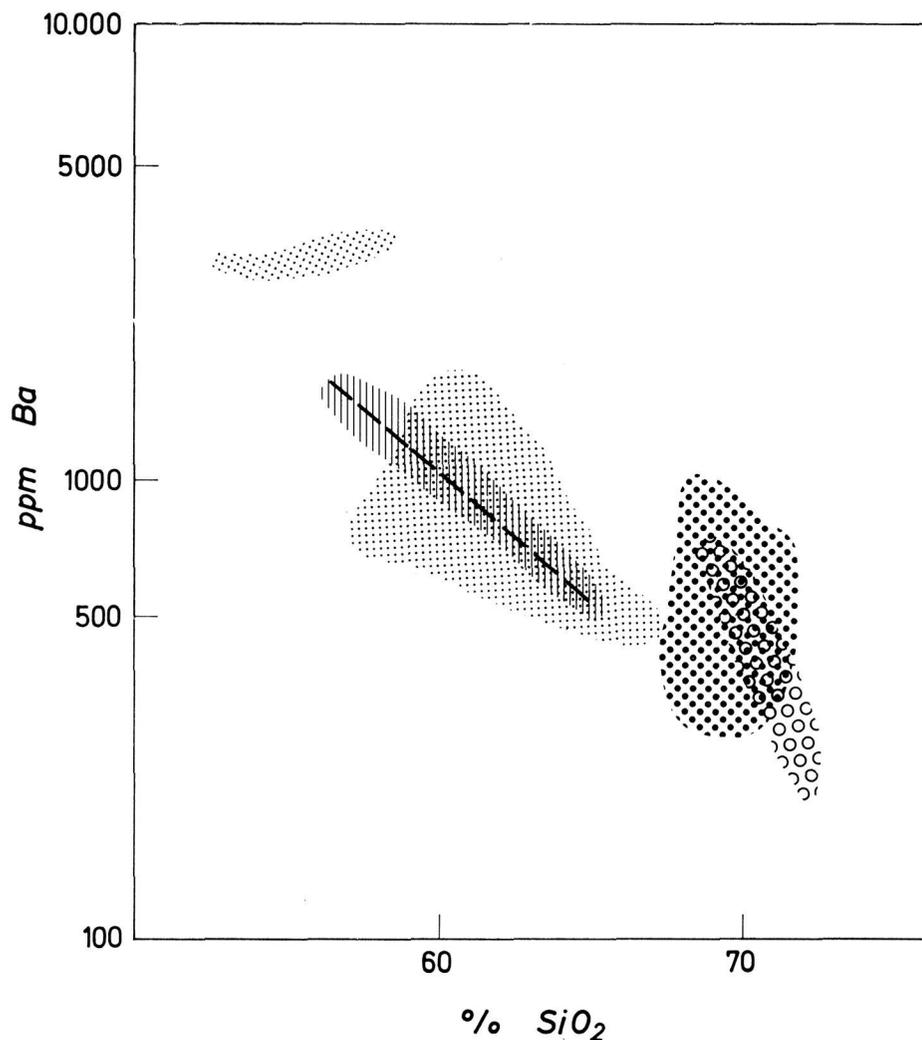


FIG. 7

aunque con una notable independencia de cada grupo. El Ia es el que presenta mejor grado de correlación, obteniéndose una función prácticamente lineal. Los dos subgrupos Ib presentan dispersiones de valores más fuertes, pero manteniéndose el sentido correlativo general. El grupo Ic da una figura de correlación poco clara, dividiéndose en dos áreas disjuntas su campo representativo, una, correspondiente a los términos menos silícicos, que presenta una

débil correlación positiva, y otra, que integra a los miembros más ricos en SiO_2 , que se adapta en líneas generales al trend definido por el grupo Ia.

En el diagrama Ba/ K_2O (Fig. 8) se pone de manifiesto la total ausencia de correlación entre ambos valores, existiendo grandes variaciones de Ba —del orden del 1.500 %— para muy pequeñas oscilaciones de K_2O .

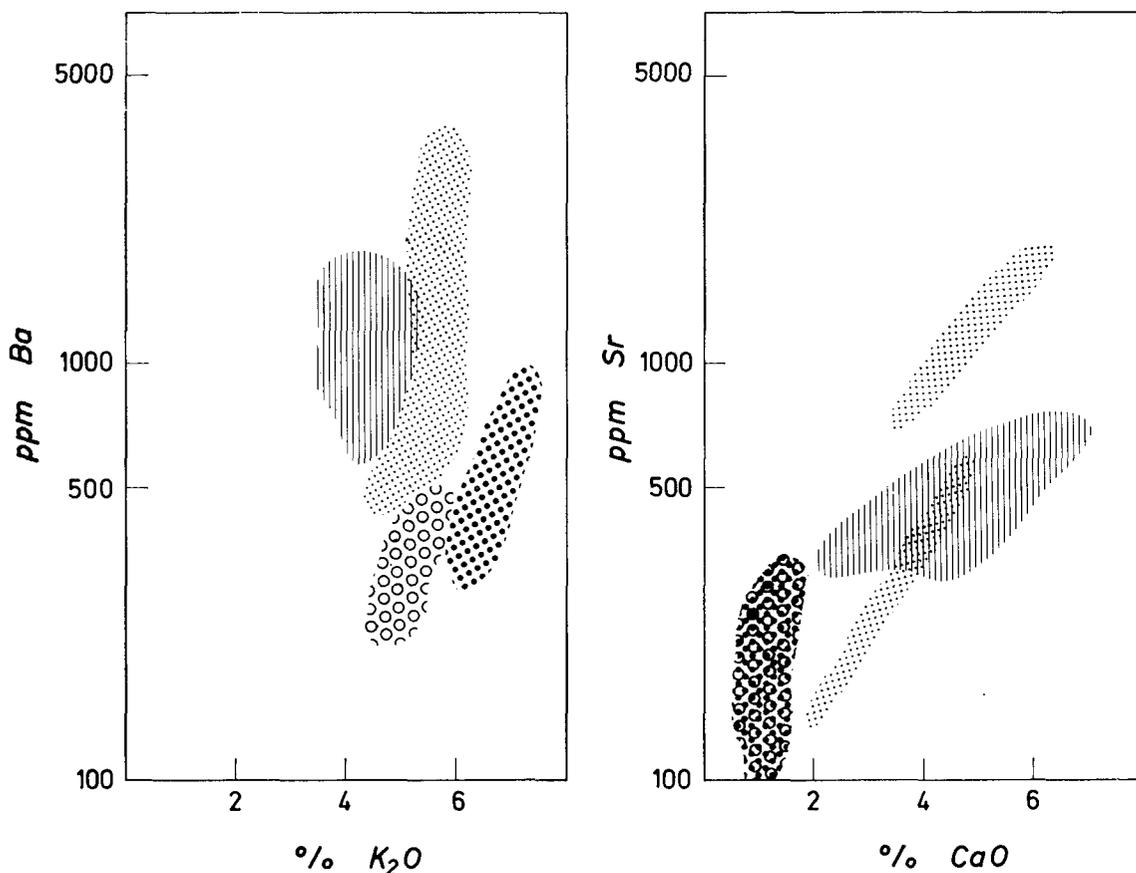


FIG. 8

ESTRONCIO.—El modelo de distribución de Sr es muy similar al del Ba. Los contenidos medios de cada grupo oscilan entre 924 ppm (Ic) y 190 ppm (Ib₁) (Tabla VI). La distribución con respecto al SiO_2 (Fig. 9), muestra un cierto grado de correlación —siempre negativa— si se considera cada grupo aisladamente, más acusada en el caso de los grupos menos potásicos, Ia y Ib₁. Similarmente a lo que ocurre en el diagrama de correlación Ba/ SiO_2 , el campo representativo del grupo Ic se parte en dos subcampos disjuntos, adaptándose el subcampo correspondiente a las muestras más silíceas al “trend” definido por el grupo Ia.

En el diagrama Sr/CaO (Fig. 8), se pone de manifiesto que la distribución

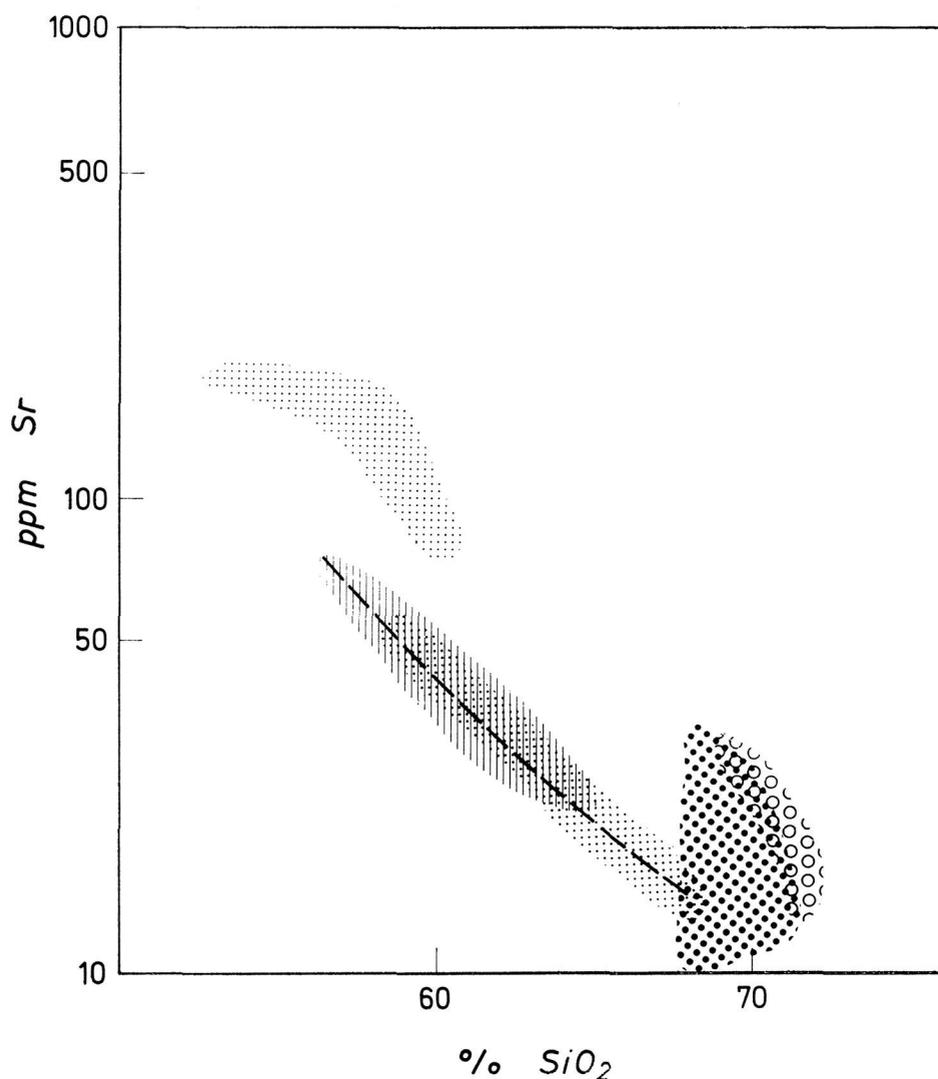


FIG. 9

de Sr guarda muy poca relación con las variaciones de calcio, con la excepción del grupo Ic, dentro del cual se pueden trazar dos rectas de correlación positiva independientes, tanto por su situación, como por su pendiente, que son equivalentes a los subcampos definidos en los diagramas anteriores.

Los valores medios de la relación Ba/Sr son bastante similares en todos los grupos, yendo desde Ba/Sr = 2.27 (Ib₁) hasta 2.71 (Ia) (Tabla VII).

Rocas calcoalcalinas tardías

La clasificación en grupos empleada responde en cierta medida a diferencias genéticas, aunque estas no sean de la misma magnitud entre los diferentes grupos. Así, las granodioritas cordieríticas no son más que facies de borde

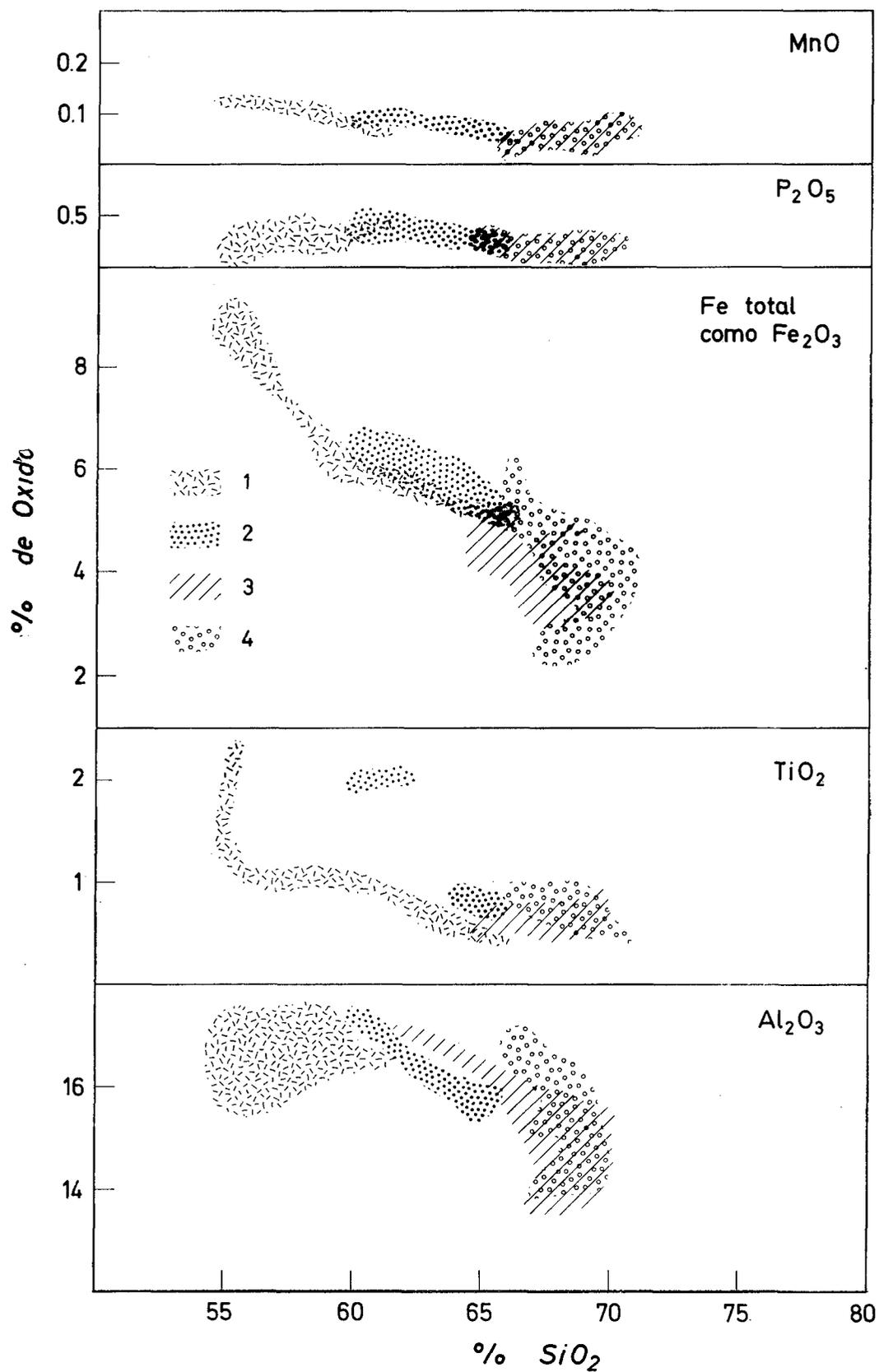


FIG. 10

Diagramas de Harker de las rocas calcoalcalinas tardías. El grupo 1 representa a las tonalitas anfibólicas; el 2 a las tonalitas biotíticas; el 3 a las granodioritas biotíticas, y el 4 a las granodioritas cordieríticas

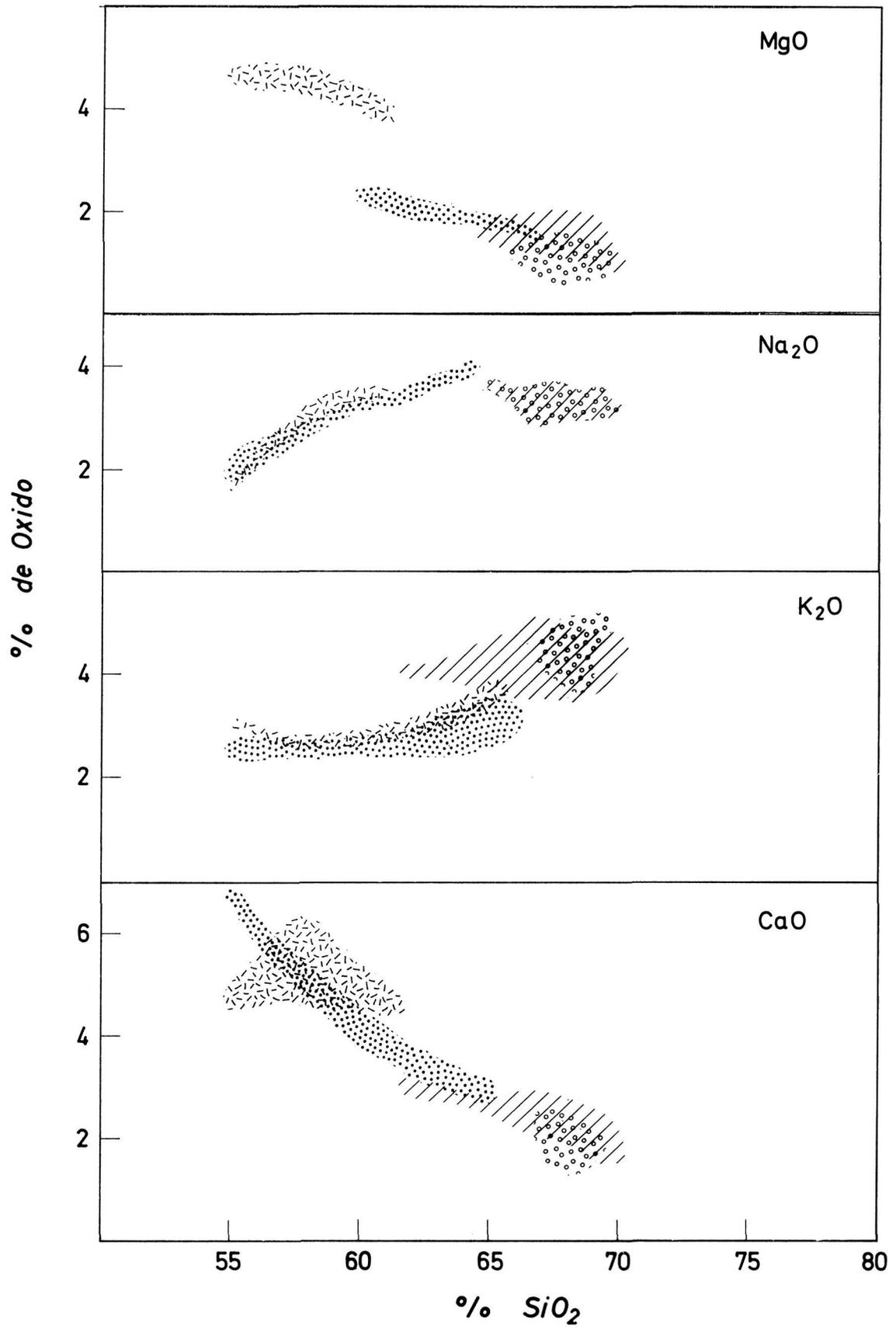


FIG. 11

de las intrusiones calcoalcalinas (UGIDOS, 1973, 1974^a), poseyendo, pues, la cordierita el significado de un xenocristal resistente al proceso de asimilación que la masa intrusiva ejerce sobre el encajante metamórfico (UGIDOS, 1975).

Por otra parte, la caracterización geoquímica de las tonalitas se ve dificultada por factores inherentes a su modo de yacimiento, tanto por la escasez de afloramientos, como por consistir estos con frecuencia en pequeños enclaves dentro de las granodioritas.

a) Elementos mayores y menores.

Los diagramas de variación de Harker (Figs. 10 y 11) muestran las siguientes características:

- Los modelos de distribución no se adaptan a un "trend" continuo de diferenciación, existiendo disyunciones importantes entre los campos representativos de los grupos tonalíticos y granodioríticos.
- Los contenidos absolutos de K_2O son elevados (Tabla I), en torno al 2.5 % y 4.5 % en tonalitas y granodioritas respectivamente.
- La diferencia química más importante entre ambos grupos de granodioritas consiste en la mayor variabilidad, y por tanto, índices de dispersión más elevados que presentan las granodioritas cordieríticas; los valores medios de todos los elementos son muy similares, no mostrándose variaciones significativas en los test estadísticos realizados mediante la "t" de Student (BEA, op. cit.).
- El quimismo global de las tonalitas anfibólicas es bastante diferente al de las biotíticas. Estas se dividen netamente en dos subgrupos denominados tonalitas con alto Ti, y tonalitas con Ti intermedio, que probablemente responden a dos momentos genéticos diferentes (ibid.).

b) Elementos traza:

LITIO.—Presenta valores elevados, que oscilan entre 65 ppm en las tonalitas anfibólicas, y 168 ppm en las granodioritas cordieríticas (Tabla II). En el diagrama de variación con respecto al SiO_2 (Fig. 12) se observa claramente la falta de correlación entre ambos valores, junto con una gran variabilidad de distribución dentro de cada grupo. Las rocas con contenidos de Li más elevados son las tonalitas biotíticas y las granodioritas cordieríticas; ambas poseen índices de dispersión muy elevados.

RUBIDIO.—Los contenidos medios de Rb varían entre 133 ppm (tonalitas anfibólicas) y 232 ppm (granodioritas cordieríticas) (Tabla III), con un esquema de distribución entre los diferentes grupos muy similar al que seguía el K_2O .

La figura de correlación con el SiO_2 (Fig. 12) es parecida a la que presenta

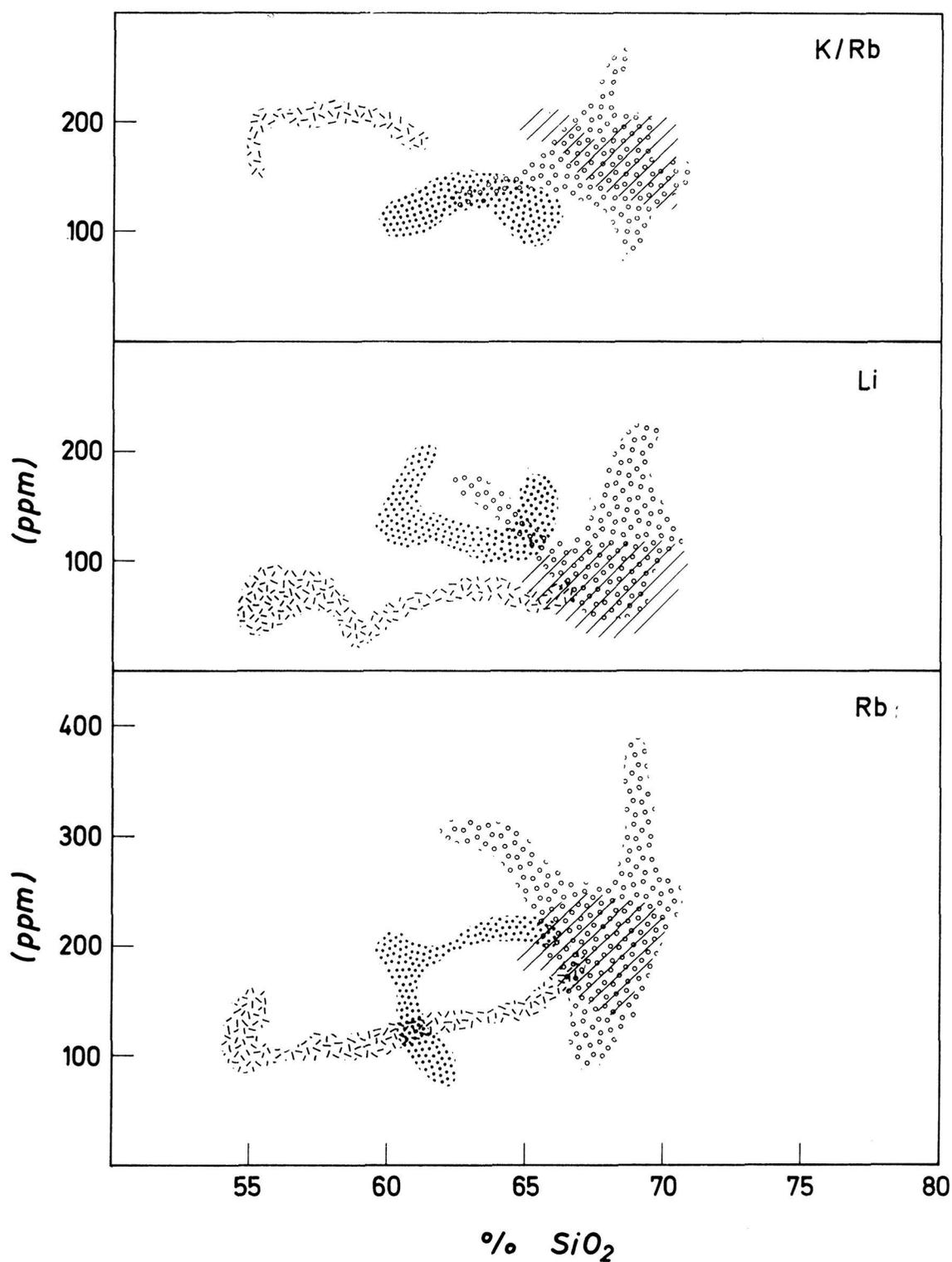


FIG. 12

el Li, siendo tonalitas biotíticas y granodioritas cordieríticas los grupos con índices de dispersión más elevados.

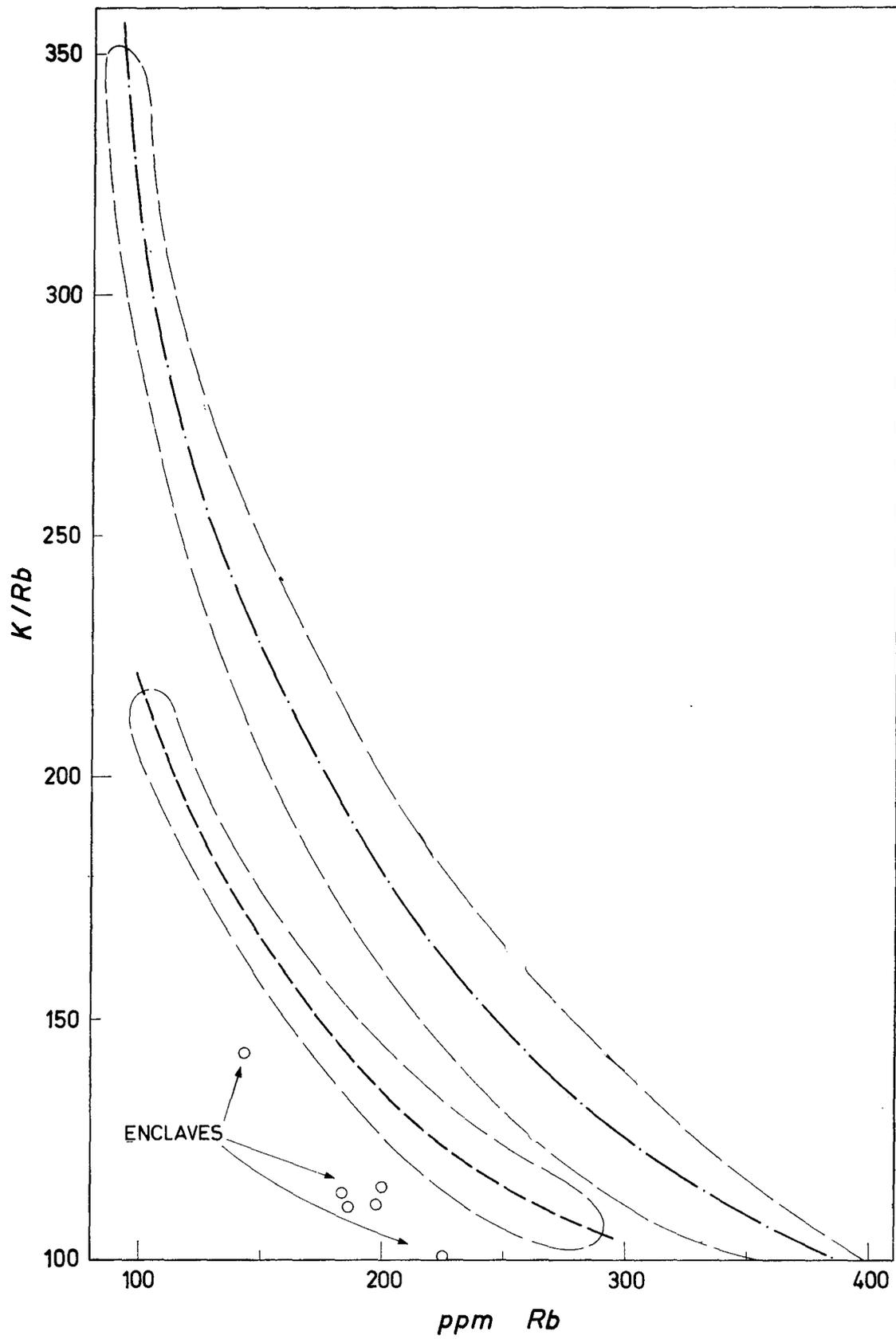


FIG. 13

RELACIÓN K/Rb.—Todos los grupos presentan valores medios muy similares (Tabla IV), oscilando entre $K/Rb = 132$ en las tonalitas biotíticas, y $K/Rb = 187$ en las tonalitas anfibólicas. En el diagrama K/Rb-SiO₂ (Fig. 11) la disyunción entre los campos representativos de granodioritas, tonalitas anfibólicas y tonalitas biotíticas es prácticamente total.

El diagrama K/Rb-Rb (Fig. 13) agrupa a las rocas calcoalcalinas tardías en dos grupos —correspondientes a los dos petrográficos mayores, tonalitas y granodioritas— según curvas paralelas, de tal manera que la más interna representa a las tonalitas, y la más externa a las granodioritas.

Los índices de dispersión son pequeños en todos los casos, excepto en aquellas muestras tonalíticas que han sido recogidas en forma de pequeños enclaves dentro de las granodioritas.

BARIO.—Los contenidos medios de cada grupo oscilan entre 561 ppm (ton. anfíbol.) y 391 ppm (ton. biotít.) (Tabla V). La distribución con respecto al SiO₂ (Fig. 14) muestra una tendencia correlativa general negativa, aunque la complejidad del modelo de variación obtenido obliga a hacer precisiones dentro de cada grupo en concreto:

- Las tonalitas anfibólicas se distribuyen según una nube de puntos de amplia dispersión, cuyo eje mayor indica una tendencia general de tipo negativo.
- Las tonalitas biotíticas se alinean según dos líneas de fuerte tendencia positiva, caracterizadas por una dispersión de valores muy escasa. La línea superior corresponde a las tonalitas con alto Ti, y la inferior (menos Ba y más SiO₂) a las de Ti intermedio.
- Ambos grupos de granodioritas presentan nubes de puntos sin estructurar, en las que no es posible establecer sentido correlativo.

En el diagrama de distribución con respecto al K₂O (Fig. 15) no se observa ningún tipo de correlación entre ambos elementos, haciéndose patente la existencia de fuertes variaciones de Ba en intervalos muy pequeños de oscilación del K₂O.

ESTRONCIO.—La tónica general en cuanto a contenidos absolutos de Sr, es presentar valores bajos (Tabla VI) que oscilan entre 349 ppm (ton. anfíbol.) y 146 ppm (granod. biotít.). En el diagrama de distribución con respecto a la sílice (Fig. 16) se aprecia una tendencia correlativa general negativa, volviéndose a escindir el campo de las tonalitas biotíticas en dos subcampos, correspondiendo a las de alto Ti el superior, y a las de Ti intermedio el inferior. Es de destacar que mientras la tendencia general de correlación es negativa, los dos subgrupos citados dan líneas con pendientes positivas.

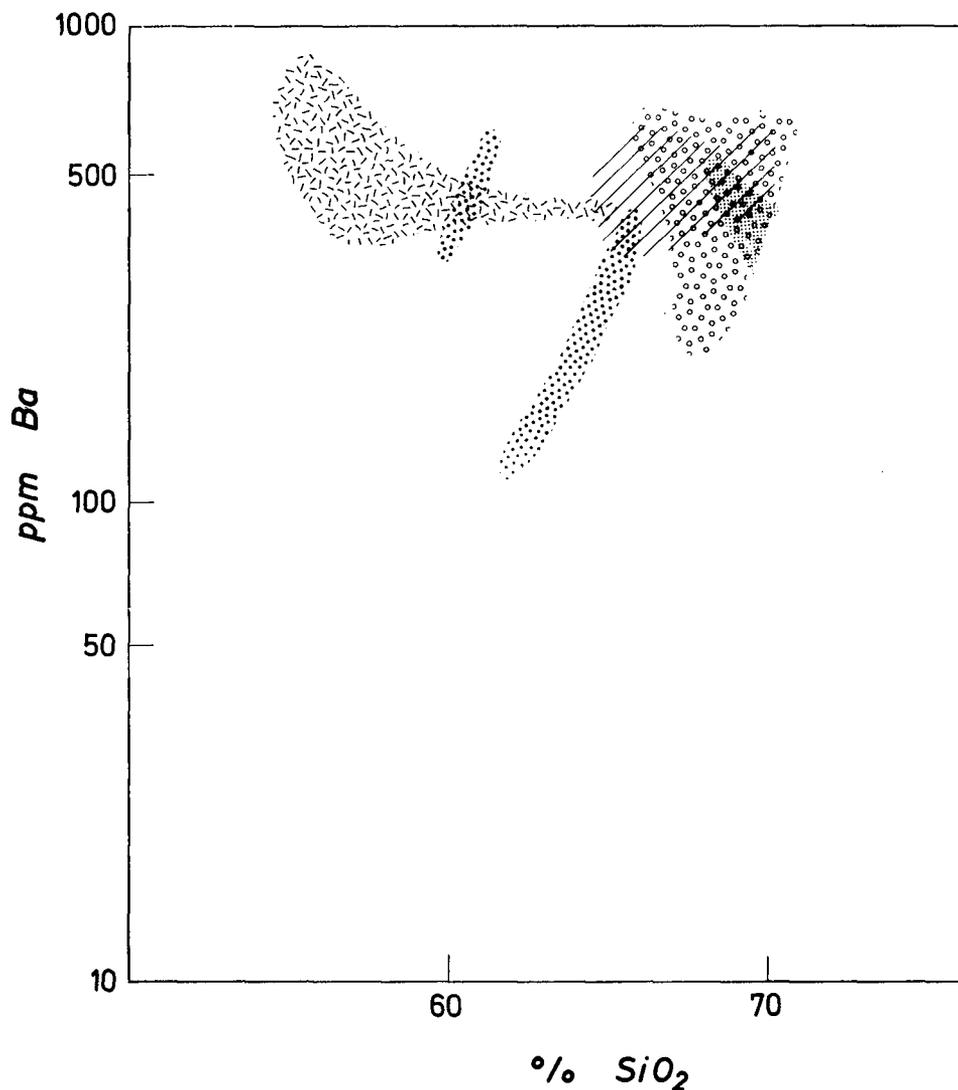


FIG. 14

La distribución de Sr con respecto al CaO (Fig. 15) es bastante irregular, con tendencia general de signo positivo, siendo necesario, no obstante, hacer puntualizaciones dentro de cada grupo:

- Las tonalitas anfibólicas, aún presentando fuerte dispersión de valores, son las que dan una correlación positiva más clara.
- El grupo de las tonalitas biotíticas aparece de nuevo escindido en dos subgrupos, integrados por los mismos miembros que en los casos anteriores; ambos poseen correlación negativa.
- Las granodioritas dan una nube de puntos no estructurada en la que es imposible apreciar tendencias.

En cuanto a los valores de la relación Ba/Sr (Tabla VII), se constata una fuerte tendencia hacia los valores altos, superándose incluso el valor de Ba/Sr = 3 en los grupos granodioríticos.

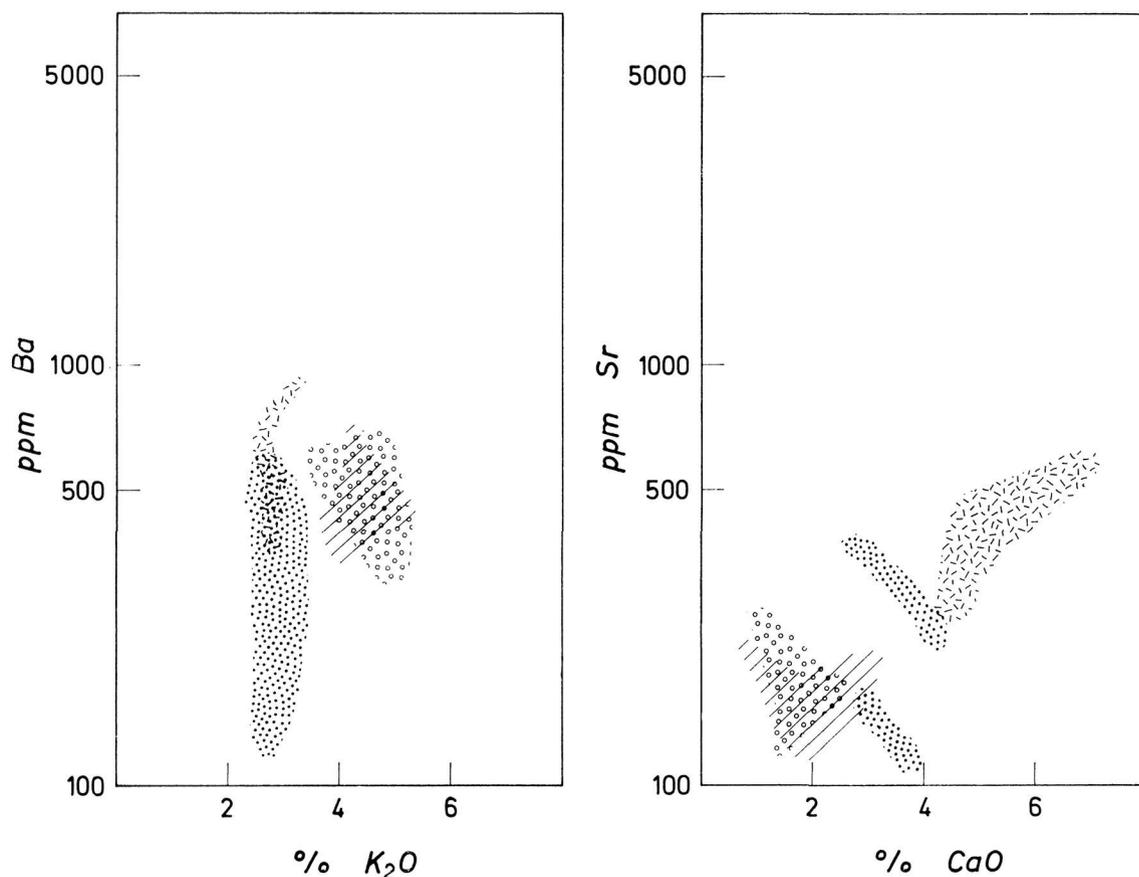


FIG. 15

Características comunes.—Análisis comparativo

La descripción anterior ha puesto de manifiesto la existencia de coincidencias químicas de primera magnitud entre rocas calcoalcalinas precoces y tardías, que son, sin ningún lugar a dudas altamente significativas, tanto en cuanto a evidenciar las interrelaciones genéticas entre ambas, como con vistas al establecimiento de una hipótesis petrogenética global.

En cuanto a los contenidos absolutos de los distintos elementos químicos considerados, lo primero que llama la atención es la persistencia de elevados valores de K₂O, que confiere un marcado carácter potásico a la generalidad de las rocas calcoalcalinas, ligeramente más fuerte en las precoces que en las tardías.

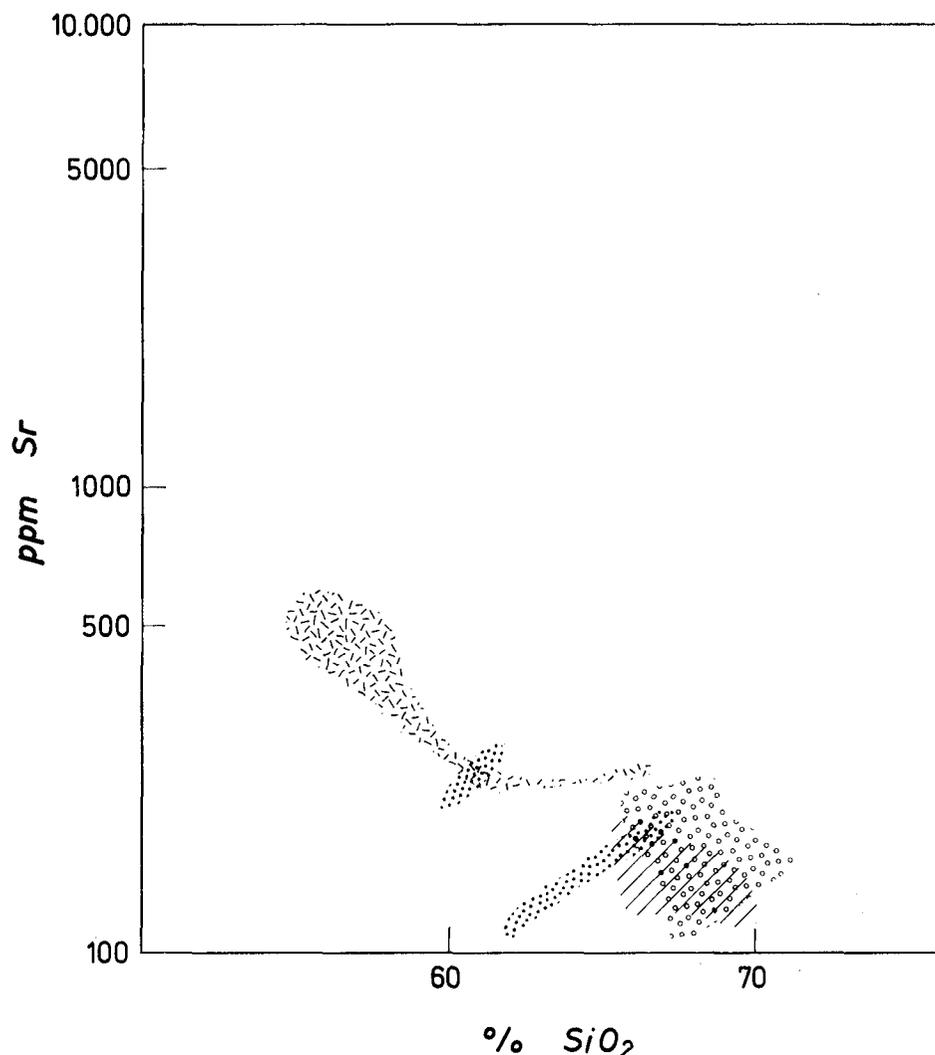


FIG. 16

Con base exclusivamente a tal carácter potásico, las series calcoalcalinas hespéricas pueden compararse, pues, a las denominadas “high-K calc-alkalic rocks” descritas en arcos de islas por JOPLIN (1968), JAKES & WHITE (1969), JAKES & SMITH (1970) y, aún más estrechamente a las estudiadas en áreas continentales por TAYLOR (1969), GULSON et al. (1972) y GULSON (1972). En concreto, las medias aportadas por este autor (ibid.) son prácticamente idénticas a las de las rocas tardías aquí descritas, aunque ligeramente inferiores a las de las rocas precoces (Tabla I).

Otra de las características químicas sobresalientes de ambos conjuntos de rocas calcoalcalinas es la gran abundancia de Li que sobrepasa con mucho los valores medios estimados por diferentes autores en rocas calcoalcalinas similares (Tabla II). Es muy difícil establecer un criterio diferencial entre rocas precoces y rocas tardías basándose exclusivamente en los contenidos de Li,

TABLA I
CONTENIDOS ABSOLUTOS DE K₂O (%)

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	4.42	3.75 - 5.19	Tonalitas Anfibólicas	2.81	1.97 - 3.41	Cuarzodioritas = 42 ⁽¹⁾
			Tonalitas Biotíticas	2.81	2.43 - 3.30	Dioritas con alto-Potasio = 2.87 ⁽²⁾
GRUPO Ib ₁ (Granodioritas)	5.30	4.90 - 5.71	Granodioritas Biotíticas	4.34	3.59 - 4.90	Granodioritas = 3.07 ⁽¹⁾ Granodioritas con alto Potasio = 4.04 ⁽²⁾
			Granodioritas Cordieríticas	4.46	3.42 - 5.06	
GRUPO Ib ₂ (Granitos Mon- zoníticos)	6.22	5.10 - 7.13				
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	5.10	4.55 - 6.00				Monzodioritas = 2.76 ⁽¹⁾

⁽¹⁾ NOKKOLDS (1954).

⁽²⁾ GULSON (1972).

TABLA II

CONTENIDOS ABSOLUTOS DE Li (ppm)

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	109	83 - 132	Tonalitas Anfibólicas	65	35 - 91	Dioritas = 27 ± 3 ⁽¹⁾ Dioritas = 20 ⁽²⁾ Andesitas = 18 ± 3 ⁽¹⁾
			Tonalitas Biotíticas	143	95 - 225	Rocas Intrusivas Intermedias = 28 ± 3 ⁽¹⁾
GRUPO Ib ₁ (Granodioritas)	170	97 - 210	Granodioritas Biotíticas	101	60 - 162	Granodioritas = 20 ⁽²⁾
			Granodioritas Cordieríticas	168	64 - 187	Granodioritas = 38 ± 8 ⁽¹⁾
GRUPO Ib ₂ (Granitos Mon- zoníticos)	135	90 - 217				Granitos = 38 ± 4 ⁽¹⁾ Granitos = 40 ⁽²⁾
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	119	86 - 159				

⁽¹⁾ BEUS (1964).⁽²⁾ HEIER y ADAMS (1964).

TABLA III
CONTENIDOS ABSOLUTOS DE Rb (ppm)

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	181	132 - 223	Tonalitas Anfibólicas	133	102 - 183	Andesitas = 46 ⁽¹⁾ ⁽²⁾ Dioritas y Andesitas = 88 ⁽³⁾
			Tonalitas Biotíticas			
GRUPO Ib ₁ (Granodioritas)	295	272 - 316	Granodioritas Biotíticas	216	143 - 300	Dacitas = 55 ⁽²⁾ ⁽⁴⁾ "High-K granodiorites" = 126 ⁽⁵⁾ Granodioritas = 122 ⁽³⁾ Granodioritas = 110 ⁽²⁾
			Granodioritas Cordieríticas			
GRUPO Ib ₂ (Granitos Mon- zoníticos)	327	279 - 351				Granitos = 196 ⁽³⁾ Granitos = 190 ⁽²⁾
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	239	209 - 291				

(1) HEIER et al. (1965).

(2) HEDGE (1966).

(3) HURLEY et al. (1962).

(4) EWART y STIPP (1967).

(5) GULSON (1972).

aunque sí se puede afirmar que, a igualdad petrográfica es más rica la serie precoz.

Diferencias con las "medias mundiales" de la misma magnitud, o incluso más acusadas, surgen al considerar los contenidos de Rb (Tabla III). Esto, en principio no sería muy extraño teniendo en cuenta el fuerte carácter potásico. No obstante, la comparación con otras rocas calcoalcalinas continentales con alto-K (GULSON, op. cit.) pone de manifiesto que los valores de las series calcoalcalinas hercínicas aquí estudiadas son mucho más elevados que los de aquellas (ver Tabla III).

Consecuentemente con esto, la relación K/Rb adquiere valores mucho más bajos que los aparecidos en la literatura sobre rocas calcoalcalinas, tanto normales como con alto-K (Tabla IV), llegando hasta tal punto que muchos miembros de ambas series, con petrografías granodioríticas o incluso tonalíticas, tienen relaciones K/Rb inferiores a $K/Rb = 160$, valor considerado por AHRENS, et al. (1952) como típico de pegmatoides o granitos muy diferenciados.

En cuanto a la comparación entre rocas precoces y tardías, es importante resaltar que las facies cuarzdioríticas tardías poseen relaciones K/Rb más bajas que las precoces, a pesar de que los contenidos absolutos de K y Rb de éstas son más elevados que los de aquellas.

La diferencia química más acusada entre serie precoz y tardía se produce en los contenidos de Ba de los términos con carácter máfico más pronunciado de ambas series (Tabla V). Los contenidos medios de la serie tardía son siempre inferiores a los de las "medias mundiales" sobre rocas con petrografía similar. Sin embargo, los grupos cuarzdioríticos y monzoníticos de la serie precoz presentan valores de Ba netamente superiores a dichas medias, mientras que los grupos granodiorítico-graníticos son inferiores, incluso, a sus equivalentes petrográficos de la serie tardía.

Los contenidos de Sr de las rocas cuarzdioríticas precoces son casi idénticos a los de las dioritas con alto-K del distrito de Yeoval (GULSON, op. cit.), siendo, sin embargo, inferiores a los valores medios publicados los contenidos que presentan el resto de la serie precoz y la totalidad de la tardía (Tabla VI).

La relación Ba/Sr es un parámetro que hasta el presente, ha sido poco utilizado en la literatura geoquímica. A pesar de esto, es un hecho conocido que las rocas intermedias típicamente poseen valores próximos a la unidad, o todavía inferiores (PRINZ, 1967). Sin embargo, los valores de dicha relación aquí observados son mucho más elevados, aún incluso que los de las series con alto-K (Tabla VII), presentando este carácter de una forma más acusada los grupos cuarzdioríticos precoces y los granodioríticos tardíos.

TABLA IV

VALORES DE LA RELACION K/Rb

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	206	172 - 246	Tonalitas Anfibólicas	187	169 - 215	Andesitas = 363 ⁽¹⁾ ⁽²⁾ "High-K diorites" = 239 ⁽³⁾
			Tonalitas Biotíticas	132	100 - 227	
GRUPO Ib ₁ (Granodioritas)	148	139 - 154	Granodioritas Biotíticas	171	109 - 208	Dacitas = 270 ⁽²⁾ ⁽⁴⁾ "High-K granodiorites" = 271 ⁽³⁾
			Granodioritas Cordieríticas	176	81 - 355	
GRUPO Ib ₂ (Granitos Mon- zoníticos)	167	140 - 209				
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	196	146 - 238				

⁽¹⁾ HEIER et al. (1965).⁽²⁾ HEDGE (1966).⁽³⁾ GULSON (1972).⁽⁴⁾ EWART y STIPP (1967).⁽⁵⁾ AHRENS et al. (1952).

TABLA V

Ba

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	1.228	599 - 1.623	Tonalitas Anfibólicas	561	361 - 890	Cuarzodioritas = 811 ppm ⁽¹⁾ "High-K diorites" = 671 ⁽²⁾ Monzonitas = 1.605 ⁽³⁾
			Tonalitas Biotíticas	391	127 - 504	
GRUPO Ib ₁ (Granodioritas)	395	231 - 707	Granodioritas Biotíticas	511	188 - 709	Granodioritas = 888 ⁽⁴⁾ Granitos = 732 ⁽⁴⁾
			Granodioritas Cordieríticas	469	208 - 630	
GRUPO Ib ₂ (Granitos Mon- zoníticos)	540	303 - 963				
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	1.841	512 - 3.739				

⁽¹⁾ PUCHELT (1972) según datos de NOCKOLDS y ALLEN (1953), o KRUSK y RICHTER (1968) y WEIWEI (1960).

⁽²⁾ GULSON (1972).

⁽³⁾ CLIFFORD et al. (1969), NOCKOLDS y ALLEN (op. cit.), TOWNEND (1966).

⁽⁴⁾ PUCHELT (op. cit.).

TABLA VI

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	471	232 - 721	Tonalitas Anfibólicas	349	74 - 537	"High-K diorites" = 467 ⁽¹⁾
			Tonalitas Biotíticas	196	111 - 269	
GRUPO Ib ₁ (Granodioritas)	190	131 - 293	Granodioritas Biotíticas	146	112 - 192	"High-K granodiorites" = 365 ⁽¹⁾
			Granodioritas Cordieríticas	159	108 - 187	
GRUPO Ib ₂ (Granitos Mon- zoníticos)	201	101 - 322				Granitos = 282 ⁽²⁾
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	924	142 - 1.792				

⁽¹⁾ GULSON (1972).⁽²⁾ TUREKIAN (1956).

TABLA VII

Ba / Sr

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	2.71	2.35 - 3.30	Tonalitas Anfibólicas	1.28	0.65 - 2.23	"High-K diorites" = 1.43 ⁽¹⁾
			Tonalitas Biotíticas	2.04	1.60 - 2.91	
GRUPO Ib ₁ (Granodioritas) GRUPO Ib ₂	2.27	1.61 - 2.50	Granodioritas Biotíticas	3.27	1.47 - 4.29	
			Granodioritas Cordieríticas	3.09	1.39 - 4.17	
(Granitos Mon- zoníticos)	2.64	1.39 - 3.39				
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	2.35	1.39 - 2.60				

⁽¹⁾ GULSON (op. cit.).

En definitiva, las rocas calcoalcalinas hercínicas del sector estudiado se caracterizan geoquímicamente por los siguientes rasgos:

- Contenidos de K_2O que oscilan de altos a muy altos, independientemente del porcentaje de SiO_2 .
- Contenidos de Li muy altos.
- Contenidos de Rb muy elevados.
- Valores de la relación K/Rb de bajos a muy bajos, rebasándose en muchos casos el valor considerado como típico de pegmatoides.
- Ba y Sr variables.
- Relación Ba/Sr de alta a muy alta.

La comparación con los valores medios de otras series calcoalcalinas similares de diversas partes del mundo, pone de manifiesto que tal carácter químico es fuertemente anómalo, tratándose de series calcoalcalinas continentales con alto-K, aunque la anomalía es aún más fuerte que aquellas que han sido definidas como tales por GULSON (op. cit.).

En cuanto a los modelos de distribución obtenidos con los diagramas de Harker, difícilmente pueden ser aceptados como evidencia de una interrelación genética entre los distintos grupos químico-petrográficos que integran cada serie por medio de un mecanismo de diferenciación, aún teniendo en cuenta la considerable dispersión que típicamente presentan estos diagramas cuando se aplican a rocas plutónicas (LARSEN, 1948; BATEMAN & DODGE, 1970; LEE & VAN LOENEN, 1971). A la clarificación de esta cuestión contribuye notablemente los modelos obtenidos en los diagramas K/Rb-Rb (Figs. 6 y 13). Dicho diagrama se caracteriza por agrupar en una línea bien definida a una "suite" petrográfica originada mediante un proceso petrogenético continuo, bien sea fusión parcial o cristalización fraccionada (DUPUY & ALLEGRE, 1972). Aquí se obtienen líneas independientes para cada grupo petrográfico, aunque con características muy similares.

No obstante, y a pesar de la imposibilidad de que los grupos integrantes de cada serie representen productos diferenciados a partir de un mismo magma, el cúmulo de características químicas significativas comunes es tal, que se debe admitir forzosamente un nexo común de tipo genético entre ellos, situado con mucha más probabilidad a niveles de producción de magma, que causado mediante convergencias en la cristalización.

PETROGENESIS

El planteamiento de la problemática petrogenética de todo el conjunto de rocas calcoalcalinas anteriormente descritas, trae consigo como primera cues-

tión a dilucidar el si todas ellas, tanto las afectadas por la última gran fase de deformación hercínica como las que son posteriores, provienen de una fuente común.

Diversos autores tales como CAPDEVILA y FLOOR (1970), OEN (1970) y CAPDEVILA et al. (1973) refiriéndose tanto a áreas concretas como a la generalidad del Macizo Hespérico, se inclinan a favor de dicha hipótesis, teniendo en cuenta el cúmulo de características comunes petrográficas y petrológicas existentes entre ambas series. Esta suposición se ve reforzada por los datos de isótopos del Sr que se poseen en la actualidad (MENDES, 1968; LEUTWEIN, et al., 1970; PRIEM, et al, 1970), los cuales muestran unas relaciones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} casi idénticas en las rocas calcoalcalinas precoces y tardías.

Asimismo, los datos puestos de manifiesto en el presente trabajo, indican que el carácter químico de ambas series es muy similar, produciéndose coincidencias de un orden tal que llevan al autor a admitir no solamente la hipótesis de una fuente común, sino también la posibilidad de un único mecanismo genético que evoluciona en el tiempo, siendo responsable dicha evolución de las peculiaridades químicas de cada serie.

Los valores de Sr^{87}/Sr^{86} inicial obtenidos en las rocas calcoalcalinas del Macizo Hespérico son bastante variables, yendo desde 0,704 (PRIEM et al., op. cit.) a 0,713 (MENDES et al., 1972), con valores intermedios de 0,7099 (LEUTWEIN et al., op. cit.). Esto, en principio, situaría los lugares de producción de magma a profundidades muy diferentes, infra o basicortical en el primer caso, y mesocortical en el segundo. No obstante es necesario tener en cuenta que los datos de isótopos del Sr han de ser manejados con mucho cuidado cuando lo que se pretende es identificar zonas de producción magmática. En realidad, lo único acerca de lo que dichos datos son capaces de suministrar información es sobre la cantidad de Rb existente en el material sobre el cual se sobreimpone la fusión. Si este es rico en Rb, las relaciones isotópicas iniciales del magma originado a partir de él serán altas, mientras que si dicho material inicial es pobre en Rb, las relaciones obtenidas serán, por el contrario, bajas.

Por esta razón, el suponer que una masa granítica con baja Sr^{87}/Sr^{86} inicial deriva del manto, o bien tiene una participación importante de material mantélico, resulta excesivamente arriesgado si sólo se encuentra apoyada por dicho criterio, tal como ha sido demostrado por PETERMAN et al. (1967) y HYNDMAN (1972).

Por otra parte es necesario considerar que las relaciones isotópicas del Sr es uno de los parámetros que más se pueden falsear en el caso de producirse asimilación de material meso o supracortical con altos valores de Sr^{87}/Sr^{86} .

Lamentablemente, la escasa disponibilidad de datos de isótopos del Sr en el área aquí estudiada, obliga a moverse en el campo de la especulación, pero no obstante es necesario poner de relieve algunos aspectos interesantes.

Así, la inmensa mayoría de rocas calcoalcalinas, representada por los términos granodioríticos, poseen unos contenidos de Sr elemental bajos, del mismo orden o inferiores a los de los materiales en que se hallan intruidos (BEA, op. cit.). Si las relaciones isotópicas de ambos materiales —granodiorítico y metamórfico— son muy diferentes, un proceso de asimilación tendrá como consecuencia variaciones de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ en el híbrido resultante de un orden de magnitud muy superior a las de las cantidades absolutas de Sr o cualquier otro elemento que se encuentre en proporciones similares en los dos materiales considerados.

Anteriormente se ha visto que dicho proceso de asimilación existe, siendo la presencia de cordierita en las granodioritas un testigo de ello, y que en tal proceso no se producen diferencias químicas definitivas (ibid.). Por otra parte, y aunque no se poseen datos acerca de las relaciones isotópicas del material metamórfico infraordovícico, sus características litológicas y químicas indican que con probabilidad debían de ser altas en el momento en que se produjo la asimilación.

Por todas estas razones y de una forma apriorística, cabe esperar que se produzca una variabilidad grande en cuanto a las relaciones $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de las rocas granodioríticas, tal como la puesta de manifiesto por la comparación de los datos de PRIEM et al. (op. cit.) y MENDES et al. (op. cit.).

En definitiva, para explicar la gama de valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ hay que admitir un material inicial con bajo contenido de Rb. Los valores relativamente altos a veces observados, serían debidos a procesos de asimilación o incorporación de fundidos inducidos a lo largo del camino ascensional de las masas calcoalcalinas.

La mayor parte de los autores que se han ocupado de los problemas genéticos de las series calcoalcalinas hespéricas admiten un origen profundo llegando incluso a aceptar la posibilidad de una participación importante de material mantélico, el cual se mezclaría posteriormente con material basicortical, constituyendo en este caso, por tanto, una serie híbrida.

Sin embargo, el examen de las principales características geoquímicas, tales como altos contenidos de K y Rb, así como valores bajos de K/Rb, evidencia la dificultad de dicho mecanismo, puesto que los materiales provinientes del manto, excepción sea hecha de determinados tipos de basaltos alcalinos, se caracterizan por poseer muy pequeñas cantidades de K y Rb, y relaciones K/Rb muy altas, del orden de 1.000 a 3.000 (SHAW, 1966; GAST, 1968), necesitándose entonces la mezcla con un material extraordinariamente rico en K y Rb (?) para obtener unas rocas con una composición similar a las de las series calcoalcalinas aquí estudiadas.

No obstante, podría aducirse que el quimismo anómalo de dichas rocas se debe a cualquier clase de proceso de reacción con el encajante.

Tal como se expresó anteriormente, UGIDOS (ops. cit.) ha puesto en evidencia que la asimilación juega un papel petrológico importante, existiendo una aureola de contaminación en los batolitos granodioríticos que se manifiesta petrográficamente por la persistencia de xenocristales metamórficos, en este caso cordierita.

Para calibrar la variación química que el proceso de asimilación es capaz de producir, BEA (op. cit.) realiza un estudio estadístico de las diferencias químicas entre las aureolas cordieríticas de los batolitos granodioríticos y las facies centrales —no cordieríticas—, evidenciándose que no existen variaciones altamente significativas en cuanto a los contenidos medios de los diferentes elementos considerados, aunque sí son significativos los aumentos de los índices de dispersión y disparidad química de las facies cordieríticas. Es necesario tener en cuenta, además que estas son siempre facies marginales, por lo cual presentan todos aquellos fenómenos típicos de borde de plutón, tales como autometasomatismo, concentraciones locales de volátiles, etc., que contribuyen a aumentar la variabilidad química.

Aparte (ibid., BEA, UGIDOS, in litt.) se ha realizado un estudio químico sobre la roca encajante, que fundamentalmente consiste en materiales del complejo esquisto-grauwackico, los cuales poseen contenidos absolutos de K y Rb más bajos y K/Rb más elevados que los materiales calcoalcalinos. Es un hecho muy importante puesto de manifiesto por UGIDOS (1974^b) el que la intrusión de las masas calcoalcalinas desarrolle en su entorno un intenso metamorfismo térmico, capaz de producir una migmatización, que genera interesantísimos fenómenos desde el punto de vista geoquímico (BEA, op. cit.; BEA & UGIDOS, in litt.) los cuales en resumen, consisten en una granulitización química incipiente, debido a un empobrecimiento en K y aún en mayor grado, de Rb con respecto a la roca original, debido a las reacciones de transformación biotita-cordierita, de tal forma que hay un intento de establecimiento de equilibrio en el sistema K-Rb (ops. cit.).

Si el fenómeno metamórfico que las masas calcoalcalinas ejercen en su entorno es capaz de empobrecer a éste en K y Rb, haciendo aumentar al mismo tiempo el valor de la relación K/Rb, es muy difícil achacar a un proceso de contaminación la anomalía geoquímica que éstas presentan, máxime teniendo en cuenta que tal fenómeno de empobrecimiento será más intenso a medida que la profundidad y, por tanto la energía del metamorfismo, aumenten.

Habiéndose visto la imposibilidad de que el quimismo anómalo de las rocas calcoalcalinas sea una característica adquirida mediante los procesos de contaminación o hibridación anteriormente expuestos, únicamente cabe plantearse si este es debido a un proceso de diferenciación de series básicas infracorticales, o bien responde al carácter original de los fundidos.

Teniendo en cuenta el gran volumen de material calcoalcalino que se ob-

serva en la actualidad, y suponiendo que representase un producto diferenciado, es lógico suponer que existiría una masa aún mayor de material que representase los términos menos evolucionados de tal proceso de diferenciación, no existiendo ninguna evidencia de campo que apoye tal aseveración. Por otra parte, cabría suponer que los miembros de las series estudiadas estuviesen ligados entre sí mediante este proceso, habiéndose visto anteriormente que esto no ocurre, faltando todos los "trends" geoquímicos considerados como típicos de estos mecanismos.

Si eliminamos pues la hipótesis de que un mecanismo de diferenciación sea el causante del quimismo de las series calcoalcalinas, es necesario admitir que este responde en realidad al carácter original de los fundidos que, por cristalización, han dado lugar a ellas.

Llegados a este punto, es necesario plantearse la cuestión de si el material inicial, sobre el que se sobreimpone la fusión que da lugar a las series calcoalcalinas, poseía ya la anomalía geoquímica observada en éstas, o si bien era un material con un quimismo normal, debiéndose entonces la anomalía al fenómeno intrínsecos al mecanismo de fusión.

Para resolver esto es necesario efectuar dos consideraciones. Por una parte hay que considerar la hipótesis de la estratificación cortical de K y Rb enunciada por SHAW (1968), claramente comprobada por SIGHINOLFI (1969) y LEWIS & SPOONER (1973), en la cual se señala que las cantidades absolutas de K y Rb en la corteza disminuyen marcadamente con la profundidad, aumentando al mismo tiempo la relación K/Rb. Por otro lado las relaciones isotópicas del Sr, tal como se expuso anteriormente, indican que el material inicial debía de ser pobre en Rb. Por tanto, descartando la posibilidad de que la anomalía geoquímica fuese "heredada", hay que admitir que se debe a la naturaleza del mecanismo de fusión, que es capaz de originar fundidos ricos en Rb, K y con bajos K/Rb a partir de materiales pobres en ambos elementos y con relaciones interelementales altas, mediante la incorporación al fundido de fases minerales ricas en Rb, dejando en el residuo sólido fases potásicas pobres en el citado catión.

El problema de la fraccionación de elementos traza mediante procesos anatéticos ya ha sufrido varios intentos de cuantificación matemática (SCHILLING & WINCHESTER, 1967; GAST, 1968; SHAW, 1970), obteniéndose ecuaciones que han sido aplicadas con éxito a problemas petrogenéticos de rocas volcánicas (DUPUY & ALLEGRE, op. cit.).

Indudablemente, dichas ecuaciones constituyen una simplificación extrema de los procesos naturales, pero, no obstante, resultan útiles efectos orientativos, para cualificar la posible dirección evolutiva de un determinado mecanismo.

En todas ellas interviene como factores principales los coeficientes de par-

tición entre las diversas fases minerales, y entre cada una de éstas y líquido, la mineralogía del material original, mineralogía y proporciones relativas de las fases que funden, y el % total del material original fundido.

En cuanto a las primeras variables, existen varios trabajos en la literatura (PHILPOTTS & SCHELTZLER, 1970, 1972; KORRINGA & NOBLE, 1971; NAGASAWA & SCHELTZLER, 1971; DUPUY & ALLEGRE, 1972; BESTWICK, 1973; SHIMIZU, 1974; HART & BROOKS, 1974) en los que se aportan diferentes tipos de coeficientes de partición, tanto por la diversidad de fases consideradas, como por representar condiciones termodinámicas distintas.

A pesar de que los valores numéricos expresados por cada autor presentan una cierta variación, se puede decir que, en general, hay una buena coherencia entre todos ellos, permaneciendo siempre constante el sentido de concentración de cada elemento entre dos fases dadas.

A la vista de los datos de todos estos autores, se deducen las siguientes consecuencias:

- De entre todas las fases minerales que se encuentren en equilibrio con un fundido silicatado, solamente la biotita es capaz de concentrar Rb en mayor cantidad que dicho líquido.
- El feldespato-K en equilibrio con la biotita admite menor cantidad de Rb que ésta.
- En el equilibrio líquido-feldespato K, el Rb se concentra preferencialmente en la fase líquida.
- De los minerales que aceptan K en cantidades significativas, la hornblenda es el que admite menor cantidad (absoluta y relativa) de Rb.
- La plagioclasa (de intermedia a básica) no admite ni K ni Rb en cantidades importantes.
- La relación K/Rb posee siempre valores más bajos en el líquido que en cualquier fase mineral equilibrada con él.
- El orden decreciente de K/Rb en cada fase mineral es: $K/Rb^{hb} > K/Rb^{plg} > K/Rb^{fld-k} > K/Rb^{px \text{ o } gnt} > K/Rb^{biot}$.

Todo esto indica que la fase cuya cristalización a partir de un líquido, o bien cuya persistencia en el residuo sólido en un proceso de fusión, capaz de producir una reducción más significativa de $K/Rb^{liquido}$ es la hornblenda, lo que concuerda perfectamente con las conclusiones de SHAW (1968) y ARTH & HANSON (1972).

Por el contrario, la fase cuya fusión producirá líquidos con K/Rb más bajos así como cantidades absolutas de Rb más altas es la biotita.

- El Ba se concentra preferentemente en la biotita y en el feldespato-K, tanto con respecto a las demás fases minerales como con respecto al líquido.

- La plagioclasa es capaz de retener menos cantidad de Ba que la hornblenda, y ambas se encuentran empobrecidas con respecto a un líquido con el cual estuviesen equilibradas.
- La plagioclasa y el feldespato-K son las fases que concentran preferencialmente al Sr, tanto con respecto a las demás como con respecto al líquido. El valor del coeficiente de partición del Sr está muy sujeto a variaciones de la cantidad de An en la plagioclasa (si ésta interviene en el equilibrio).
- Ni piroxeno ni granate tienen influencia en cuanto a la distribución e interrelaciones de K, Rb y Ba, debido a que los coeficientes de partición con respecto al líquido o a otras fases minerales son muy pequeños y del mismo orden.

De todo esto se deducen dos posibilidades de fusión capaces de concentrar significativamente Rb en el fundido, rebajando al mismo tiempo su relación K/Rb. La primera consiste en que únicamente haya fundido un % de material original muy pequeño. La segunda en que se hayan incorporado al fundido fases potásicas con bajo K/Rb (biotita) permaneciendo en el residuo otras fases potásicas con alto K/Rb (hornblenda).

Tanto el gran volumen de rocas calcoalcalinas en el área estudiada como consideraciones acerca de la mecánica de la fusión parcial (PRESNALL, 1968; SHEINMAN, 1971; PRENALL y BATEMAN, 1973), hacen suponer que el % de material inicial fundido necesario para originarlas ha debido de ser relativamente elevado, del orden, quizá, del 30 al 60 % sobre el total.

Algunas de sus características geoquímicas más acusadas, tal como altos K, Rb y Li, sugieren que la biotita ha tomado parte de una manera decisiva en el proceso de fusión, participando aún más intensamente que en los casos expuestos por JAKES & WHITE (1969), JAKES & SMITH (1970) y GULSON (1972). Por otra parte, las bajas relaciones K/Rb y altos valores de Ba/Sr indican que la hornblenda y la plagioclasa han permanecido de una manera significativa en el residuo, hecho plenamente coincidente con las observaciones de ARTH & HANSON (op. cit.).

Este mecanismo de fusión es a juicio del autor el único que permite explicar de una manera global el quimismo de las rocas calcoalcalinas.

Toda la gama de consideraciones hasta aquí expuestas implican:

- a) Fusión basicortical (situada en la capa basáltica o "corteza inferior máfica".
- b) Grado de fusión relativamente intenso, sobre todo en la serie tardía.
- c) Bajos contenidos en Rb así como petrografía anfibolítica del material inicial.

d) Participación importante de la biotita en la fusión y escasa de hornblenda y plagioclasa.

Es opinión generalizada de los diversos autores que trabajan en el Macizo Hespérico que las series calcoalcalinas se encuentran subsaturadas en agua, viniendo apoyada tal opinión por los siguientes criterios:

- Escasísimas manifestaciones pegmatíticas o hidrotermales.
- Relaciones claramente intrusivas, indicio de una capacidad ascensional difícil de explicar si se hubiesen formado sobre el "sólidus" supersaturado (FYFE y BROWN, 1972).
- Evidencias de asimilación (ibid.).

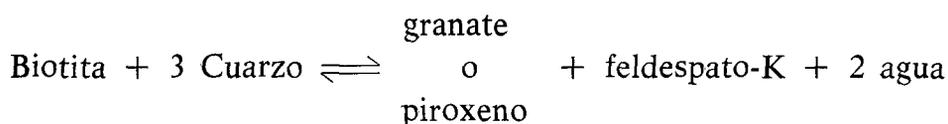
Esto es de suma importancia porque indica un proceso de fusión relativamente anhidro, ya invocado por CAPDEVILA et al. (op. cit.).

La presencia de agua en una roca metamórfica de alto grado, tal como una anfibolita, está restringida a aquella que se encuentra coordinada en las redes de los minerales hidratados (hornblenda y biotita en este caso), resultando muy difícil pensar en la existencia de "pore fluid" (FYFE, 1969).

Por esto, el agua que toma parte en la fusión debe de consistir exclusivamente en la liberada en el proceso de ruptura de los minerales hidratados, exceptuando que interviniesen fluidos acuosos provenientes de zonas inferiores (manto), posibilidad muy digna de ser tenida en cuenta puesto que implica un mecanismo de sobrecalentamiento muy efectivo (BAYLEY, 1969). Esto, junto con el hecho de que la cantidad de agua que parece que ha actuado en el momento de fusión de las rocas calcoalcalinas sea excesiva como para pensar que toda ella se encontraba retenida en la red de los hidratos, obliga a considerar muy seriamente la posibilidad de que un mecanismo de degasificación del manto haya sido el factor desencadenante del proceso anatético.

Aparte de la importancia que tiene el agua en cuanto a aumentar la cantidad de "liquidus" a una temperatura dada, es necesario tener en cuenta que puede jugar otro tipo de papeles decisivos, tanto en desplazar equilibrios de reacciones metamórficas anteriores o simultáneas a la fusión, como en variar el campo de estabilidad de los minerales.

Una reacción de importancia capital es la siguiente (FYFE, op. cit.; HYNDMAN, op. cit.):



que expresada en peso en vez de moles presenta el siguiente balance de materia: 5 unidades de biotita reaccionan con 1 de cuarzo, produciendo aproxi-

madamente 4.45 de granate o piroxeno, junto con -.45 de feldespato-K y solamente 0.1 de agua.

Las consecuencias de esta reacción son de gran importancia:

- Por una parte es muy efectiva en transferir a partir de la biotita elementos que no tienen cabida en la red del granate o piroxeno, tal como K, Rb y Ba, puesto que, para originar una unidad de feldespato, se requiera una cantidad de biotita (mineral muy rico en dichos elementos) más de tres veces superior.
- Por otra parte, el porcentaje de agua que interviene en la reacción es muy pequeña. Debido a la ley de acción de masas, cantidades poco importantes de agua exteriores al sistema producirán un desplazamiento significativo del equilibrio hacia la izquierda.
- En una roca que contenga biotita y cuarzo, y que no contenga feldespato-K, éste se puede originar a expensas de los dos anteriores. Si la cantidad de cuarzo es pequeña, dicha reacción conducirá a su desaparición como fase independiente.

Por todo esto puede resultar significativo que los grupos Ia y Ic de rocas calcoalcalinas precoces del área de los Arribes del Duero presenten una buena correlación inversa entre los contenidos modales de feldespato-K por una parte y de biotita y cuarzo por la otra (F. J. MARTÍNEZ, *op. cit.*).

Aparte de esto, el agua tiene una influencia decisiva en cuanto a que es capaz de variar el campo de estabilidad de ciertos minerales. Así, GREEN (1972) y PIWINSKII (1975) coinciden en señalar que el campo de estabilidad del anfíbol a presiones intermedias, se ve aumentado a medida que aumenta el contenido en agua; por el contrario, el campo de la plagioclasa disminuye, llegando incluso a desaparecer a 9 Kb y 800°C si la cantidad de agua es del orden del 10 % (GREEN, *op. cit.*).

En la descripción de las características geoquímicas de ambas series, precoz y tardía, se expuso que la serie precoz es más potásica, aunque con K/Rb superiores a igualdad de Rb, que la tardía. Esto sugiere que la cantidad de hornblenda (pequeña en cualquier caso) que toma parte en la palingénesis es más elevada en el momento de fusión de la serie precoz que de la tardía. Por otra parte, las rocas precoces tienen más feldespato-K que las tardías, pudiéndose explicar ambas características mediante un aumento de la proporción de agua en el tiempo, tal como se vio anteriormente. No obstante hay que señalar la posible influencia de heterogeneidades en la composición del material inicial en el momento de fusión.

Los cálculos efectuados a título orientativo mediante todas las ecuaciones de fraccionación de SCHILLING y WINCHESTER (*op. cit.*) GAST (*op. cit.*) y SHAW (*op. cit.*), y empleando todos los coeficientes de partición apropiados encon-

trados en la literatura, así como suponiendo una mineralogía inicial anfibólica (única que permite explicar los procesos de fraccionación anteriormente expuestos), y nos tantos por ciento de fusión como los antes indicados, son unánimes de indicar una composición química inicial (en cuanto a elementos traza) similar a la de una andesita continental tal como las descritas por HEDGE (1966) y HEIER et al. (1965), con unos valores de Rb y K/Rb en torno a 50 ppm y 360 respectivamente. Esto está en excelente acuerdo con las opiniones de RINGWOOD y GREEN (1966) WYLLIE (1971) y PRESNALL y BATEMAN (op. cit.), quienes hablan de una corteza inferior compuesta por los equivalentes metamórficos de rocas calcoalcalinas (andesíticas o ligeramente más félsicas).

Contenidos superiores de Rb en el material inicial son contradictorios, tanto con los datos de isótopos del Sr (PRIEM et al., 1970), como con los conocimientos acerca del comportamiento geoquímico de dichos elementos en procesos corticales (SHAW, 1968) (SIGHINOLFI, 1969).

Por otra parte, contenidos inferiores de los elementos considerados, obligan a suponer un mecanismo aún más fraccionante que el propuesto, el cual sólo podría conseguirse mediante una mineralogía absurda (en el sentido de mayor cantidad de biotita muy empobrecida en los elementos que típicamente se coordinan en su red); o bien reduciendo el % de fusión, lo cual resulta difícil de suponer a la vista del gran volumen de rocas calcoalcalinas que se observa en la realidad.

Las condiciones termodinámicas del proceso de fusión vienen fijadas por el límite superior del campo de estabilidad de la biotita, y el inferior de la hornblenda (para condiciones deficitarias en agua). Los diagramas obtenidos por GREEN (1972) y PIWINSKII (1975) (Figs. 17 y 18) dan resultados muy próximos, en torno a valores de 9 Kb y 900°C.

Un problema serio que se plantea a la hora de intentar explicar todos los términos de la serie calcoalcalina precoz mediante el mismo proceso de fusión parcial, es el de que las evidencias de campo muestran que las rocas con un carácter fémico más pronunciado son las antiguas, mientras que lo lógico es que ocurriera al revés, puesto que responderían a una fusión de más alta temperatura. Este obstáculo también ha sido puesto de manifiesto por PRESNALL y BATEMAN en Sierra Nevada, no habiéndose llegado a una conclusión satisfactoria.

A modo de ver del autor, y hasta que no se posean datos que permitan una interpretación más precisa, la explicación hay que buscarla en el rendimiento de la separación sólido-líquido, tanto menor cuanto mayor sea la proporción de materia sólida en el "mush"; en otras palabras, en los primeros momentos de fusión; dependiendo también de la densidad de las fases sólidas.

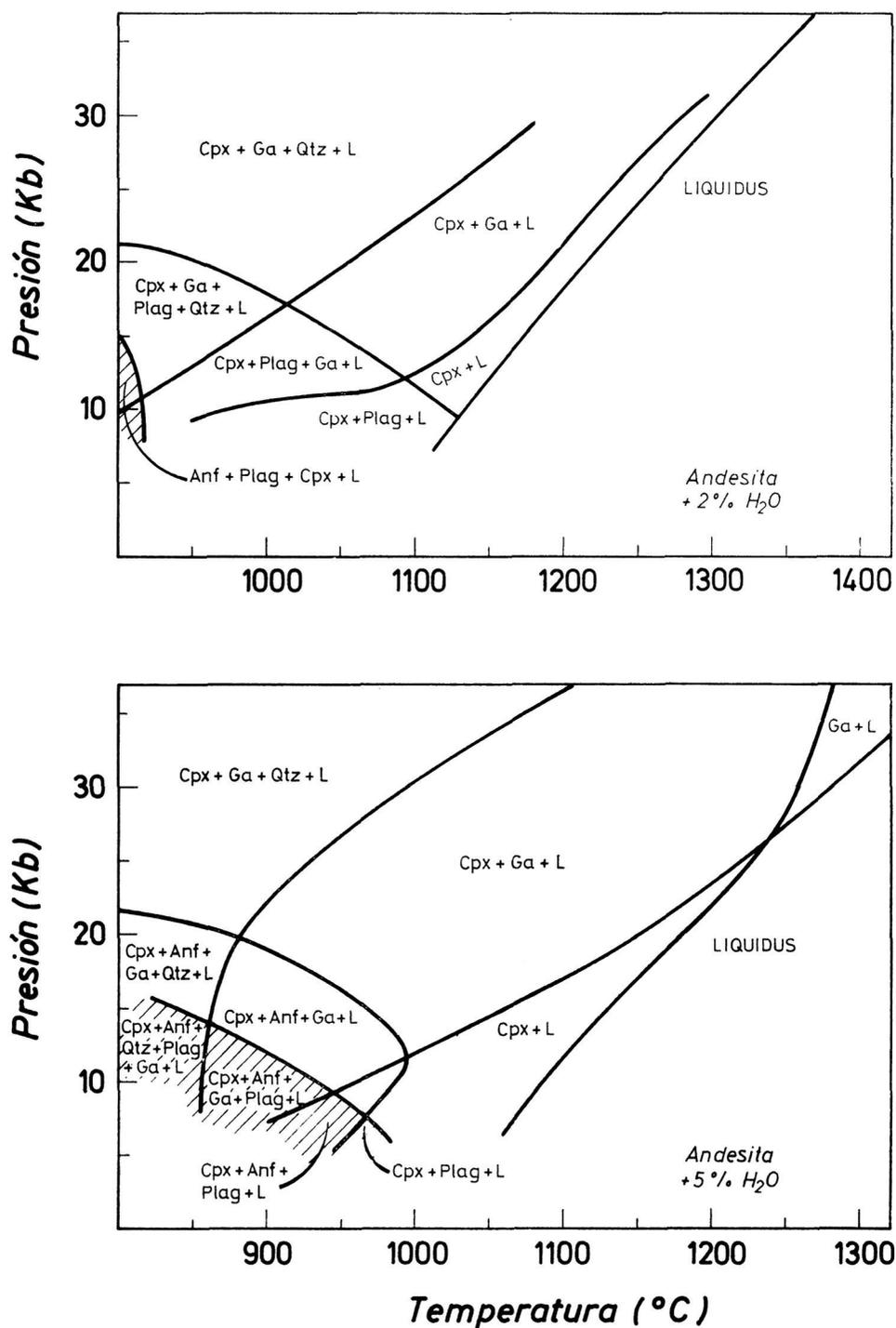


FIG. 17

Diagrama de estabilidad de fases en un material andesítico a diferentes contenidos de H₂O (GREEN, 1972). El área rayada representa la probable zona de fusión de las rocas calcoalcalinas

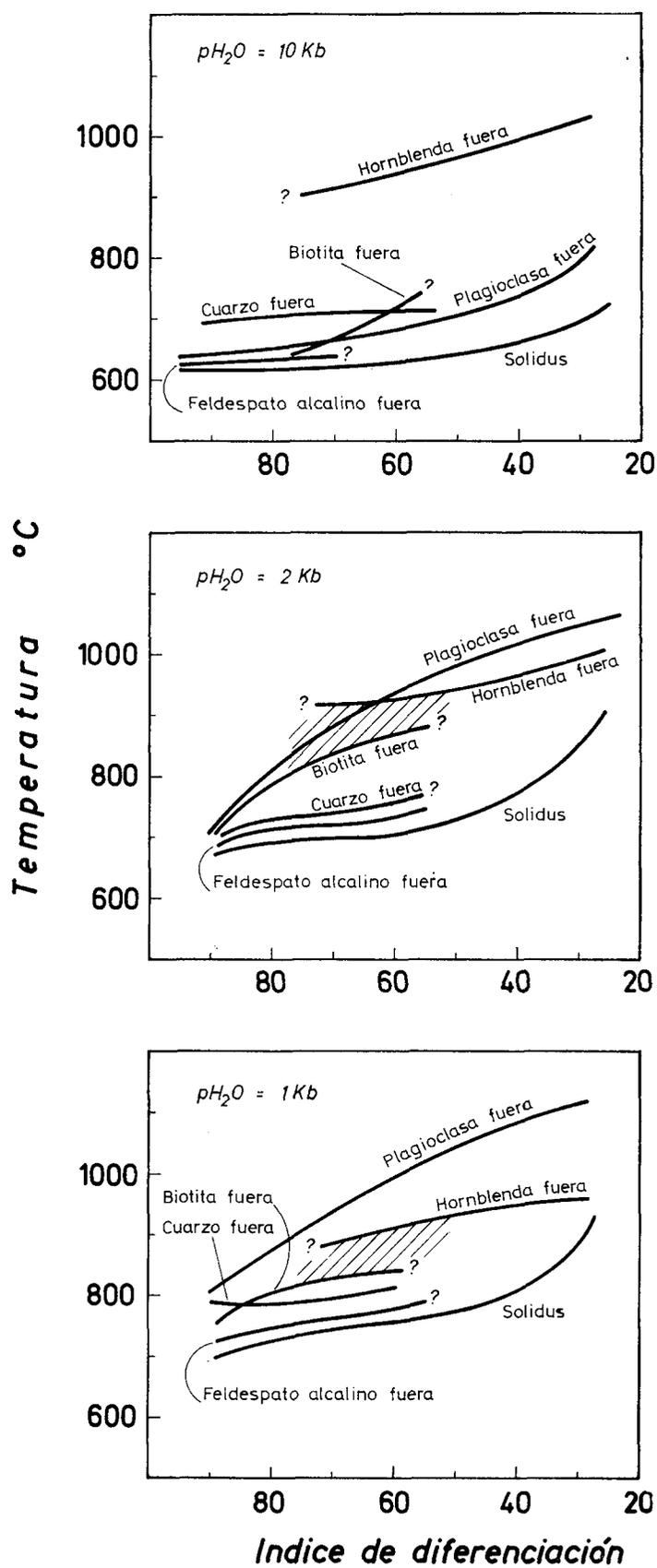


FIG. 18

Diagrama de estabilidad de distintas fases minerales en función del índice de diferenciación y a diversas condiciones de p_{H_2O} , según PIWINSKII (1975). El área rayada representa la probable zona de fusión de la serie calcoalcalina

das, así como de la cantidad de agua presente en el fundido, capaz rebajar la viscosidad de éste.

Por esto, no resulta absurdo suponer que los magmas originados en los primeros momentos de fusión tiene un carácter parcialmente líquido, que va aumentando progresivamente a favor del líquido a medida que la fusión es más intensa. El carácter máfico de los primeros magmas vendría dado en función de las fases sólidas que llevasen en suspensión.

A este respecto es necesario señalar que la composición mineralógica de los grupos Ia y Ic en la que coexisten hornblenda y clinopiroxeno con grandes cantidades de feldespato potásico, no se presta a ser explicada con claridad mediante un proceso de cristalización normal. Por otra parte, puede resultar significativo el que las rocas calcoalcalinas con carácter más fémico sean más abundantes en la serie precoz que en la tardía, cuando se ha visto que la cantidad de agua que interviene en los fundidos debe de ser mayor en este último caso.

La monotonía de la composición de los términos granodioríticos —precozes por un lado, y tardíos por el otro— sugiere que el mecanismo de fusión poseía un carácter fraccional acusado en los momentos genéticos correspondientes.

En cuanto a las tonalitas de la serie tardía, las evidencias de campo indican que son simultáneas o ligeramente anteriores a las granodioritas. Las tonalitas anfibólicas presentan unas características que indican que guardan unas relaciones del mismo orden con las granodioritas que en el caso de la serie precoz. Sin embargo, las tonalitas biotíticas, tanto por su distribución espacial, siempre englobadas en las granodioritas y próximas al contacto con el encajante, como por su pequeño tamaño de grano, así como por sus características mineralógicas (UGIDOS, 1973) pueden representar un "chilled margin" dislocado y parcialmente reabsorbido a medida que progresó el movimiento ascensional de las masas granodioríticas. La existencia de dos grupos de tonalitas biotíticas, unas con altos valores de TiO_2 , y otras con valores intermedios, pueden presentar el mismo fenómeno pero producido a profundidades diferentes, puesto que, por su mineralogía (UGIDOS, op. cit.) (CIVANTOS, 1974) se deduce que la biotita es el único mineral presente capaz de coordinar la mayor parte del Ti que dichas rocas poseen, y el contenido de Ti en las biotitas es representativo de la temperatura a que cristalizaron (ALBUQUERQUE, 1973).

Según todo lo expuesto, la serie calcoalcalina se origina por fusión parcial de un material anfibolítico, a condiciones de 9 Kb y 900°C, dejando un residuo en el que hay cantidades importantes de hornblenda y plagioclasa, junto con piroxeno o granate. Dicho residuo tendría una naturaleza similar a la de

una granulita hornbléndica, o bien afinidades pirigarníticas, en el sentido en que VOGEL (1967) emplea este término.

APENDICE

METODOLOGÍA ANALÍTICA

Los datos utilizados en el presente trabajo, han sido obtenidos a lo largo de varios años en el Laboratorio de Geoquímica del Dpto. de Petrología de la Universidad de Salamanca, empleando siempre el mismo esquema analítico, que, en líneas generales, consiste en lo siguiente:

Material fresco, en cantidades aproximadas de 10-15 Kgrs./muestra, se han triturado hasta granulometría inferior a 3 mm. en una quebrantadora RETCH con mandíbulas de acero enducido. Previo cuarteo, la molienda analítica se ha llevado a cabo mediante un molino RETCH con tarros y bolas de ágata.

Los elementos mayores y menores se han determinado mediante A.A.S., siguiendo el método de BEA & POLO (in lit.) con la excepción del P_2O_5 , analizado colorimétricamente sobre la misma disolución empleando la reacción de formación del complejo "azul de molibdeno".

El error analítico estimado es inferior al $\pm 1\%$ relativo en todos los casos, exceptuando al fósforo, cuyo error es del orden del $\pm 3\%$:

Los elementos trazas también han sido determinados utilizando A.A.S. Para la puesta en disolución se ha seguido en líneas generales el esquema de ABBEY (1972). La supresión de interferencias y cadencias de patronaje han sido realizadas según un método desarrollado en nuestro laboratorio (BEA, in litt.). Los errores obtenidos son inferiores a los siguientes valores: Li y Rb 3 %; Sr 4 %; Ba 5 %.

Como Standards de comparación se han empleado: G-1, G-2, GA, GH, GSP-1, BCR-1, AGV-1, W-1, DR, PCC-1, Mica-Fe, Mica-Mg, BCS-375, BCS-376, BCS-269, GCS-267, BCS-309.

Las medidas de A.A.S. han sido realizadas en el espectrómetro de doble haz PYE UNICAM SP-1900.

Las determinaciones colorimétricas se han llevado a cabo en el espectrofotómetro monohaz UV, SHIMADZU Q-50.

BIBLIOGRAFIA

- ABBHEY, S. (1972): *Analysis of rocks and minerals by A.A.S. Part IV: A composite scheme for the less common alkali and alkaline-earth elements*. Geol. Surv. Canada, Pap., 70-32.

- AHRENS, L. H.; PINSON, W. H.; KEARNS, M. M. (1952): *Association of Rubidium and Potassium and their abundances in igneous rocks and meteorites*. Geochim. Cosmochim. Acta, 2, 229-242.
- ALBUQUERQUE, C. A. R. de (1971): *Petrochemistry of granitic rocks from Northern Portugal*. Geol. Soc. Amer. Bull., 82 (10), 2783-2798.
- (1973): *Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal*. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1779-1802.
- ARTH, J. G.; HANSON, G. N. (1972): *Quartz-diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths*. Contr. Mineral. Petrol., 37, 161-174.
- BATEMAN, P. C.; DODGE, F. C. W. (1970): *Variation of major elements across the central Sierra Nevada batholith*. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 409-420.
- BAYLEY, D. K. (1970): *Volatile flux, heat-focussing and the generation of magma*. En "Mechanism of Igneous Intrusion". Eds. Newall & Rast, Gallery Press. Liverpool.
- BEA, F. (1975): Tesis doctoral. Univ. Salamanca.
- BEA, F.; POLO, L. M. (in litt.): *Optimization of the silicate rocks decomposition method and determination of major elements by A. A. S. Talanta*.
- BEA, F.; UGIDOS, J. M. (in litt.): *Granulitización geoquímica de los movilizados cordieríticos*.
- BEA, F. (in litt.): *Chemical buffers and operational parameters in Rb, Ba, Sr, and Li determination by A. A. S.*
- BESTWICK, A. E. (1973): *An experimental study of alkali metal distribution in feldspars and micas*. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 183-208.
- BEUS, A. A. (1964): *Distribution of Lithium in igneous rocks*. Geochem. Internat., 808-811.
- CAPDEVILA, R.; FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., 80 (2/3), 215-225.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, L. G.; FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique*. Bull. Soc. Geol. France, (7) 15, 209-228.
- CIVANTOS, A. V. (1974): Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca.
- CLIFFORD, T. N.; ROOKE, J. M.; ALLSOP, H. L. (1969): *Petrochemistry and age of the Franzfontein granitic rocks of Northern South West Africa*. Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 973.
- CORRETGÉ, L. G. (1971): Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.
- DUPUY, C.; ALLEGRE, C. J. (1972): *Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbristiques de Toscane. Un exemple de rejuvenation crustal*. Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 437-458.
- EWART, A.; STIPP, J. (1967): In HEIER & BILLINGS (1972) "Rubidium". Handbook of Geochemistry. Ed. K. H. Wedepohl. Springer Verlag. Berlin.
- FYFE, W. S. (1970): *Some thoughts on granitic magmas*. In "Mechanism of Igneous Intrusion". Eds. Newall & Rast, Gallery Press. Liverpool.
- FYFE, W. S.; BROWN, G. C. (1972): *Granites past and present*. J. Earth Sci. Lett., 8, part 2.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1954): *Contacto entre granito y facies de los esquistos verdes en Perosín (Peñaparda, Salamanca)*. Not. Com. I. G. M. E., 33.
- (1966): *Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres)*. Rev. Fac. Cien. Oviedo, vol. VII, núm. 1.
- (1972): *Memoria explicativa de la hoja de Gata (Cáceres)*. I. G. M. E. Hoja núm. 573.
- GAST, P. W. (1968): *Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types*. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 1057-1086.

- GREEN, T. H. (1972): *Cristallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions*. Contr. Mineral. Petrol., 34, 150.
- GULSON, B. L. (1972): *The high-K diorites and associated rocks of the Yeoval Diorite Complex, N.S.W.* Contr. Mineral. Petrol., 35, 173-193.
- GULSON, B. L.; LOVERING, J. F.; TAYLOR, S. D.; WHITE, A. (1972): *High-K diorites: their place in the calc-alkaline association and relation to andesites*. Lithos, 5, 269-279.
- HART, S. R.; BROOKS, C. (1974): *Clinopyroxene-matrix partitioning of K, Rb, Cs, Sr, Ba*. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1797-1806.
- HEDGE, C. E. (1966): *Variations in radiogenic Strontium found in volcanic rocks*. J. Geophys. Res., 71, 6119-6126.
- HEIER, K. S.; ADAMS, J. A. S. (1964): *The geochemistry of alkali metals*. Phys. Chem. Earth., 5, 255-380.
- HEIER, K. S.; BILLINGS, G. H. (1972): *Lithium*. In "Handbook of Geochemistry". Ed. K. H. Wedepohl. Springer Verlag, Berlin.
- HEIER, K. S.; CHAPPEL, B. W.; ARRIENS, P. A.; MORGAN, J. W. (1965): *The geochemistry of four Iceland basalts*. Norsk. Geol. Tidsskr., 46, 427-437.
- HURLEY, P. H.; HUGHES, T. D.; FAURE, H.; FAIRBAIN, H. W.; PINSON, W. H. (1962): *Radiogenic Strontium - 87 model of continent formation*. J. Geophys. Res., 67, 5315-5334.
- HYNDMAN, D. W. (1972): *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill. New York.
- JAKES, P.; SMITH, I. E. (1970): *High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua*. Cont. Mineral. and Petrol., 28, 259-271.
- JAKES, P.; WHITE, A. R. J. (1969): *Structure of the Melanesian arc and correlation with distribution of magma types*. Tectonophysics, 8, 223-236.
- JOPLIN, G. A. (1958): *Basic and ultrabasic rocks near Happy Jacks and Tumut Pond. In the Snowy Mts. of N.S.W.* J. Roy. Soc. N. S. Wales., 91, 120-141.
- KORRINGA, M. K.; NOBLE, D. C. (1971): *Distribution of Ba and Sr between plagioclase feldspar and igneous Melt*. Earth. Planet. Sci. Lett., 6, 191.
- LARSEN, E. S. Jr. (1948): *Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangle, Southern California*. Geol. Soc. Am., 29, 182 p.
- LEE, D. E.; VAN LOENEN, R. E. (1971): *Hybrid granitoid rocks of the Southern Snake Range, Nevada*. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 668, 48 p.
- LEWIS, J. D.; SPOONER, Ch. M. (1973): *K/Rb ratios in Precambrian granulite terranes*. Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1111-1118.
- LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SONET, F.; COUYX, E. (1970): *Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosas (Province de Ciudad Real, Espagne)*. Geol. En. Mijnbow., 49, 297-304.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. (1974): Tesis Univ. de Salamanca.
- MENDES, F. (1968): *Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal*. Bol. Mus. Lbs. Min. Geol. Fac. Sci. Lisboa.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1972): *L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama. (Système Central Espagnol)*. Rev. Fac. Cien. Lisboa, 17, 345-365.
- NAGASAWA, H.; SCHELTZLER, C. C. (1971): *Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocryst and acidic igneous magma*. Geochim. Cosmochim. Acta, 35, 953-968.

- NOCKOLDS, S. R. (1954): *Average Chemical composition of some igneous rocks*. Bull. Geol. Soc. America., 65, 1007-1032.
- NOCKOLDS, S. R.; ALLEN, R. (1953): *The geochemistry of some igneous rock series*. Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 105-142.
- (1954): *The geochemistry of some igneous rocks series*. Part. II. Geochim. Cosmochim. Acta, 5, 245-285.
- (1956): *The geochemistry of some igneous rocks series*. Part. III. Geochim. Cosmochim. Acta, 9, 34-77.
- OEN ING SOEN (1970): *Granite intrusión, Folding and Metamorphism in Central Northern Portugal*. Bol. Geol. Min. Esp., 81 (2/3), 271-298.
- PETERMAN, Z. E.; HEDGE, C. E.; COLEMAN, R. G.; SNAVELY, P. D. Jr. (1967): *Sr⁸⁶/Sr⁸⁷ Ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts*. Earth. Planet. Sci. Letters, 2, 433-439.
- PHILPOTTS, J. A.; SCHELTZLER, C. C. (1970): *Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr, and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis*. Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 307-322.
- PIWINSKII, A. J. (1975): *Experimental studies of granitoid rocks near the San Andres fault zone in the Coast Range and Mojave desert, California*. Tectonophysics, 35, 217.
- PRESNALL, D. C. (1969): *The geometrical analysis of Partial Fusion*. Am. J. Sci., 267, 1178-1194.
- PRESNALL, D. C.; BATEMAN, P. C. (1973): *Fusion Relations in the System NaAlSi₃O₈-CaAl₂Si₂O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O and Generation of Granitic Magmas in the Sierra Nevada Batholith*. Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3181-3202.
- PRIEM, H. N. D.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. M. (1970): *Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Westren Iberian Peninsula*. Eclog. Geol. Helvet., 63, 255-274.
- PRINZ, M. (1967): *Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements*. En "The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition". Ed. H. H. Hess y A. Poldervart. Interscience Publishers. New York.
- RINGWOOD, A. E.; GREEN, D. H. (1966): *Petrological nature of the stable continental crust*. En "The Earth Beneath the Continents". Eds. J. S. Steinhart y T. J. Smith. Geophys. Monograph. 10, Am. Geophys. Union. Washington. D. C.
- SHAW, D. M. (1968): *A review of K-Rb fractionation by covariance analysis*. Geochim. Cosmochim. Acta., 32, 485-513.
- SHAW, D. M. (1970): *Trace element fractionation during anatexis*. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 237-243.
- SHEINMAN, Y. M. (1971): *Tectonics and the formation of magmas*. Consultants Bureau. New York.
- SHILLING, J. C.; WINCHESTER, J. M. (1967): *Rare earth fractionation and the magmatic processes*. En "Mantle of Earth and Terrestrial Planets". Ed. S. K. Runcorn.
- SHIMIZU, N. (1974): *An experimental study of the partitioning of K, Rb, Cs, Sr and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures*. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1789-1796.
- SIGNOLFI, G. P. (1969): *K-Rb ratio in High Grade Metamorphism: A confirmation of the Hypothesis of a Continual Crustal Evolution*. Contr. Mineral and Petrol., 21, 346-356.
- TAYLOR, S. R. (1969): *Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks*. Proc. Andesite Conference, Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull., 65.

- TAYLOR, S. R.; EMELEUS, C. H.; EXLEY, C. S. (1956): *Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance*. Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 224-229.
- TOWNEND, R. (1966): *The geology of some granite plutons from Western Connerama*. Co. Galway. Roy. Irish. Acad. Proc., 65, 167.
- TUREKIAN, K. (1956): *The geochemistry of strontium*. Geochim. Cosmochim. Acta, 10, 145-196.
- UGIDOS, J. M. (1973): Tesis. Univ. Salamanca.
- (1974a): *Características del Metamorfismo del área Béjar-Plasencia*. Bol. Geol. Min., 85 (1), 73-82.
- (1974b): *Metamorfismo y Granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina*. Stvd. Geol., 8, 27-44.
- VOGEL, D. E. (1967): *Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic Rock. Complex at Cabo Ortegal, N. W. Spain*. Leidse. Geol. Meded., 40, 121-213.
- WEIWEL, M. (1960): *Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen der nördlichen Bergeller Massivs*. Schweiz.-Mineral. Petrog. Mittl., 40, 69.

(Recibido el 19 - VII - 76)