

CARACTERIZACION GEOQUIMICA DEL PLUTONISMO POSTMETAMORFICO DEL SO DEL MACIZO HESPERICO

A. APARICIO*
J. L. BARRERA*
C. CASQUET*
M. PEINADO**
J. M. TINAO*

RESUMEN.—El plutonismo hercínico post-metamórfico y post-tectónico del suroeste español permite definir, con base en datos geoquímicos, petrográficos y de campo, dos provincias magmáticas, ambas según un “trend” evolutivo calco-alkalino. La provincia Sur (Ossa-Morena) tiene relaciones $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ y F/M más altas y tipos químicamente intermedios a básicos son comunes. Asimismo los plutones son sistemáticamente pequeños y compuestos, con disposiciones concéntricas de los tipos petrográficos. Las rocas máficas son por el contrario prácticamente inexistentes en la provincia Norte y los dos índices geoquímicos indicados dan valores más bajos. Los plutones son en esta provincia de dimensiones batolíticas y generalmente en relación con áreas de metamorfismo previo de alta temperatura. Aunque carecemos todavía de datos isotópicos y de un conocimiento detallado de muchos plutones apuntamos algunas hipótesis petrogenéticas bajo un modelo de tectónica de placas.

SUMMARY.—From geochemical, petrographic and field work the conclusion is reached that post-metamorphic and post-tectonic hercynian plutonites of South Western Spain fit into two well defined magmatic provinces, both following a calc-alkaline trend. The Southern one (Ossa-Morena) has higher $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ and F/M ratios, and intermediate to basic rocks are common. Moreover plutonic bodies are as a rule small and composite, with zonal ring-like arrangement of petrographic types. The Northern Province instead lacks mafic rocks and both geochemical ratios are lower. Plutonic bodies here are huge masses closely related to former high-temperature metamorphic areas. Although isotopic evidence is still lacking and more detailed survey will be necessary some petrogenetic hypothesis relating to a plate tectonics model are advanced.

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Instituto “Lucas Mallada”. C.S.I.C. Madrid.

** Departamento de Petrología. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.

INTRODUCCION

Este trabajo representa un primer intento de síntesis y caracterización principalmente geoquímica del plutonismo hercínico post-metamórfico del SW español, coincidente esencialmente con los Younger Granites de OENING SOEN (1970) y la Serie Híbrida de CAPDEVILA et al. (1973). Se persiguen pues unas primeras bases con vistas al conocimiento de la petrogénesis de los tipos magmáticos más destacables del ciclo Hercínico y su posible encuadre en un esquema geotectónico.

Geográficamente el área estudiada se sitúa entre la depresión tectónica del Tajo por el Norte y la del Guadalquivir por el Sur excluyéndose en esta primera fase el magmatismo vulcanítico del surco Sur-portugués (Fig. 1).

A efectos de sistemática y teniendo en cuenta la tendencia de los plutones a disponerse según bandas paralelas a las direcciones tectónicas regionales (NW-SE), en ocasiones claramente en relación con megaestructuras, hemos distinguido 6 alineaciones:

- a) Orgaz-Navahermosa (APARICIO, 1971).
- b) Valdepeñas-Montánchez.
- c) Pedroches-Alburquerque.
- d) Villaviciosa de Córdoba.
- e) Olivenza-Monesterio (ALIA, 1963).
- f) Aroche-Lora del Río (ALIA, 1963).

Desde el punto de vista paleogeográfico-geotectónico estas alineaciones se sitúan en las zonas Ossa Morena y Lusitana-Alcudica de LOTZE (1945), siendo la primera una zona de gran inestabilidad durante la mayor parte del paleozoico y con abundantes episodios de sedimentación carbonatada y la segunda un amplio dominio de cuenca con relleno fundamentalmente pelítico e intercalaciones cuarcíticas.

ASPECTOS GENERALES

Los plutones post-metamórficos del SW son en general stocks y batolitos tardi y post-cinemáticos, epizonales y para o discordantes (circunscritos) con relación a las estructuras encajantes (granitos G" de BARD y FABRIES, 1970).

Algunos casos concretos como Monesterio en la alineación E, Gil Már-

que en la F (plutones G' de BARD y FABRIES, 1970) *, son concordantes y presentan una marcada estructuración interna de origen tectónico. En otros casos esta orientación se manifiesta principalmente en zonas de borde y es concordante también con la estructura de la roca caja (Plutón de Miajadas en la alineación B, plutones de Constantina y Pedroso, Lineación E, plutones de La Bazana, Lineación E).

Estos plutones desarrollan aureolas de contacto bifaciáticas de tipo Comrie (REVERDATTO et al., 1970) con espesor menor de 1 Km. y desarrollo predominante de una zona externa de grado medio con andalucita-cordierita-moscovita y una interna muy delgada, a veces inexistente, en la que están presentes sillimanita, cordierita, biotita, feldespato potásico en los tipos metapelíticos. En zonas de cúpula se producen silicificación y feldespatización.

El plutonismo muestra dos rasgos fundamentales: 1.º) una brusca disminución en el tamaño de los batolitos desde la banda C (Pedroches) hacia el Sur, y 2.º) la aparición correspondiente de rocas máficas en la misma dirección definiéndose así claramente dos provincias separadas por una Línea Básica (Fig. 1). Los batolitos al Sur de dicha línea básica son compuestos, con los tipos máficos constituyendo a menudo una zona externa más antigua que los tipos sálicos "granitos sensu-lato", aunque relaciones opuestas tanto temporales como espaciales también se observan.

Un rasgo relevante del plutonismo post-metamórfico, creemos que generalizable a todo el Macizo Hespérico, es la polaridad temporal del mismo que se deduce de los datos geocronológicos publicados y de las consideraciones geológicas generales.

BARD y FABRIES (1969) sitúan el plutonismo tardío de Sierra Morena en el Westfaliense Medio teniendo en cuenta su anterioridad respecto al Westfaliense Superior de Villanueva de las Minas y el Estefaniense Inferior de la cuenca de Berlanga. GIL MÁRQUEZ, plutón pre-F₂ tendría así según estos autores una edad Tournasiense-Viseense. Desgraciadamente no se dispone de datos geocronológicos precisos que permitan confirmar estas posiciones cronostratigráficas en Ossa Morena.

Al Norte de la Línea Básica (alineaciones A, B y C) se dispone de abundantes edades absolutas tanto para la parte española como en la continuación portuguesa. Los valores oscilan entre 280 ± 11 m.a. y 313 ± 10 m.a. disponiéndose los valores más altos hacia el SW. Estas edades corresponden aproximadamente al Westfaliense-Estefaniense (MENDES, 1968; PRIEM et al., 1967; PRIEM et al., 1970; LEUTWEIN et al., 1970; PENHA y ARRIBAS, 1974).

En el Sistema Central Español y continuación galaica del mismo (Zona B

* Plutón de Montánchez (Zona Sur) en la alineación B.

de BARD et al., 1973) las edades disponibles para el plutonismo post-metamórfico son sistemáticamente menores variando entre 251 ± 27 m.a. y 278 ± 16 m.a. Si se toman los valores centrales la edad del plutonismo sería Estefaniense-Pérmico Inferior (CAPDEVILA et al., 1965; PRIEM et al., 1965; MENDES et al., 1972).

El magmatismo tardío en el Macizo Hespérico parece variar pues entre el Carbonífero Inferior y el Pérmico Inferior abarcando un período de tiempo de 60-100 m.a.

ASPECTOS PETROGRAFICOS

La proyección Q.A.P. de 116 muestras (Fig. 2), demuestra la notable variedad de tipos petrográficos en el plutonismo sur-oriental variando desde gabro-dioritas a granitos de feldespato alcalino y cuarzosienitas a través de tipos predominantes adamellíticos, granodioríticos y graníticos.

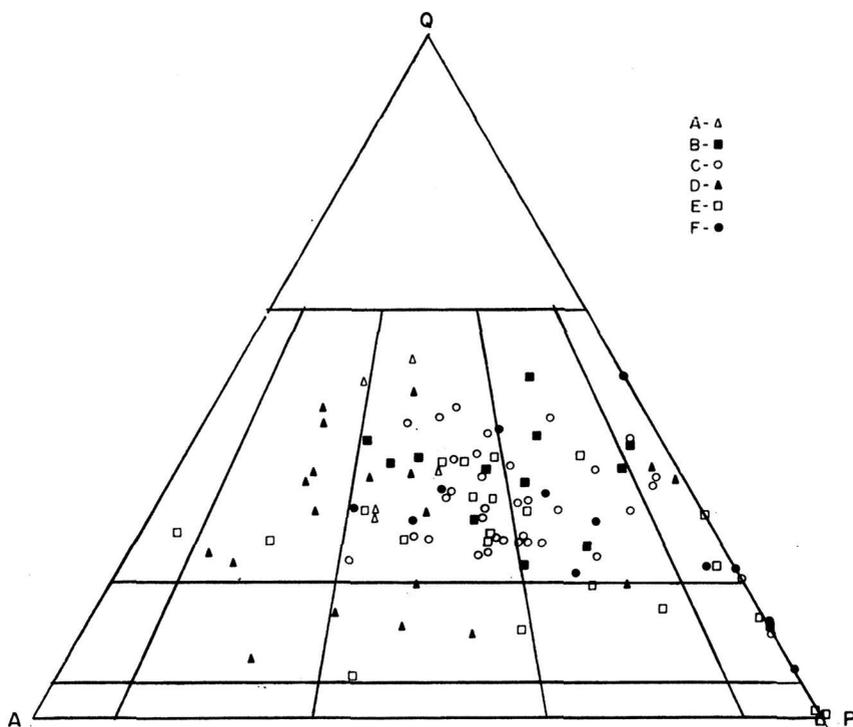


FIG. 2

Diagrama QAP

Los tipos máficos al Sur de la Línea Básica son generalmente dioritas anfibólicas y anfibólico-biotíticas consistentes en oligoclasa-andesina, raramente zonada, con una textura gabro diabásica, clinopiroxeno de composición

diopsídico, frecuentemente como núcleos residuales transformados a hornblenda marrón con una relación magnesio-hierro alta que a su vez pasa a hornblenda verde con relaciones más bajas. Un anfíbol monoclinico incoloro ($2V_{\alpha} \approx 90$) a menudo ribetea a las variedades verdes. La biotita no tiene relaciones claras con el anfíbol pareciendo unas veces más antigua y otras más reciente. Feldespato potásico, cuarzo y biotita a veces presentes con texturas blásticas o de reemplazamiento sobre las paragénesis anteriores parecen estar relacionados con el plutonismo sálico posterior. Es de destacar que tanto la biotita como el anfíbol en los tipos dioríticos proceden no sólo de la transformación de paragénesis anhidras anteriores sino que son también el resultado de la cristalización magmática directa manifestado en las relaciones texturales y en su presencia como fenocristales en los diques subvolcánicos afaníticos que atraviesan a los tipos granudos. Esto indica pues transformaciones tardimagmáticas sobre tipos esencialmente básicos y anhidros consistentes en enriquecimientos en sílice, hierro, álcalis y agua.

Las rocas máficas anhidras aparecen puntualmente dentro de los tipos dioríticos.

Gabros olivínicos con chrysolito, endiópsido-ferroaugita y labradorita se han observado en Barcarrota.

Gabros, noritas e hiperitas son también comunes. Las rocas máficas de la provincia meridional muestran caracteres parecidos a los de la Suite Appinítica de Donegal (PITCHER y BERGER, 1972).

Rocas anómalas de tendencia alcalina afloran en Barcarrota. Las rocas sálicas de este plutón son granitos hipersolvus y sienitas intrusivas en un anillo gabrodiorítico. El tamaño de grano y la tendencia de la albita a la exsolución aumenta hacia el núcleo. Tipos petrográficos similares afloran en la continuación portuguesa de la alineación E, en Santa Eulalia (GONÇALVES, PINTO COELHO, 1971).

DESCRIPCION DE LAS ALINEACIONES

Alineación A

Los plutones de esta alineación son predominantemente adamellíticos, a veces porfídicos, fluctuando por un lado hacia tipos más leucocráticos, leuco, y a granodioritas por otro. En los bordes abundan los enclaves surmicáceos con paragénesis de estadio alto (FK-Sill.).

Existen algunos afloramientos puntuales máficos gabro-dioríticos al Oeste del Plutón de Orgaz-Navahermosa en La Bastida, y en Villanueva de Bo-

gas (APARICIO, 1971), aquí como una inyección tabular tardi-tectónica en los niveles carbonatados (NAVIDAD, 1973).

Alineación B

Los plutones más orientales de esta banda son de reducida extensión (Valdepeñas, Fontanosas y Garlitos). Valdepeñas lo constituyen adamellitas cordieríticas de dos micas, a veces porfídicas mientras que Fontanosas y Garlitos son granodioríticos también con cordierita e hiperstena el segundo (tendencias charnoquíticas, BARRERA, 1974).

El resto de los plutones son esencialmente adamellíticos y leucoadamellíticos y en menor proporción granodioríticos. En las zonas de borde de Miajadas hay facies foliadas coincidentes con las estructuras de la roca de caja y localmente tipos porfídicos.

Los fenómenos de contaminación con material pelítico se manifiestan en la abundancia de andalucita, sillimanita, cordierita y enclaves surmicáceos.

Alineación C

El rasgo más significativo de esta alineación es el gran batolito de Pedroches compuesto esencialmente de adamellitas, algunas porfídicas, granodioritas y pórfidos de tendencia charnoquítica, constituyendo los dos primeros tipos un 80 % aproximadamente de la extensión total.

La distribución geográfica de las facies muestra una clara polaridad con predominio de los términos más ácidos hacia el Este y el Norte simultáneamente. Desde el punto de vista mineralógico son significativas la presencia de zonas anfibólicas (con o sin allanita) dentro de las granodioritas así como la aparición de minerales alumínicos, (andalucita y sillimanita) en los términos más diferenciados adamellíticos resultantes del endomorfismo de materiales pelíticos. Abundan los enclaves microglandulares de naturaleza cuarzo-biotítica.

En Santa Elena predominan sin embargo las tonalitas y granodioritas con proporción pequeña de tipos extremos cuarzo-dioríticos anfibólicos y adamellíticos (SÁNCHEZ CELA, APARICIO, 1969), estos últimos, como es general en el plutonismo del SW, con moscovita y silicatos alumínicos. Son frecuentes en este plutón bandeados y schlieren de biotitas así como los enclaves surmicáceos con silicoaluminatos.

La continuación oriental de Pedroches la constituye el plutón de Linares en el que hacia el Este participan tipos más básicos, tonalíticos. La abundancia de cordierita en granodiorita y adamellitas es un carácter distintivo de este plutón. Abundan los enclaves surmicáceos con granate.

Los stocks de Roca de la Sierra, Villar del Rey y plutón de Albuquerque son leuco y adamellíticos, los dos últimos porfídicos y con abundante andalucita en la zona de borde del tercero.

En los plutones de Mérida y Palomas afloran los tipos más básicos de esta alineación, esencialmente cuarzdioritas y dioritas que contactan hacia el Norte en Mérida con tipos adamellíticos a veces porfídicos. En Palomas HERRANZ (1970) deduce una zonación con los tipos leucocráticos en el centro y los diorítico-anfibólico en los bordes.

Alineación D

Es en realidad una ancha banda en la que se distinguen a su vez dos alineaciones: la constituida por el complejo plutónico-subvolcánico-volcánico de Villaviciosa de Córdoba al Sur y la definida por los plutones de Obejo y Valsequillo al Norte. El plutón de Ahillones aislado en el Sur se ha incluido también en esta alineación.

El complejo de Villaviciosa de Córdoba lo constituyen un conjunto de afloramientos plutónicos esencialmente básicos a intermedios (gabros, dioritas y cuarzdioritas) a los que se asocian tipos sálicos, leucograníticos y cuarzosieníticos con tendencia a disposiciones bandeadas. Este conjunto, localmente muy atravesado por diques sálicos se asocia a su vez con un potente complejo volcánico (complejo de Alcornocal de DELGADO QUESADA, 1971) integrado por una gran variedad de tipos cripto a microcristalinos a veces porfídicos en los que se distinguen traquitas, riolitas, andesitas y latitas. Los intensos procesos de silicificación y carbonatación posteriores han enmascarado en parte las composiciones primitivas. Las texturas observadas son variables: fluidales, esferulíticas, vacuolares, así como las estructuras, algunas tobáceas e ignimbríticas que reflejan un vulcanismo subaéreo.

El Plutón de la Cardenchoza se adosa por el Sur al complejo de Villaviciosa. Lo constituyen leucoadamellitas de dos micas con un excepcional tamaño de grano y el desarrollo de una aureola hidrotermal en la roca de caja.

El plutón de Obejo lo integran trondjemitas, leucoadamellitas y tipos básicos dioríticos con relaciones confusas. En Valsequillo las dioritas se encuentran puntualmente en los bordes y la masa principal la integran granitos muy diferenciados (cuarzo-sienitas y granitos de feldespatos alcalinos). Los fenómenos de silicificación son muy manifiestos en el exocontacto.

Alineación E

De una complejidad petrográfica extraordinaria se distinguen bien dos tipos de plutones según que estén o no estructurados, en el primer grupo se

incluye Monesterio compuesto principalmente por adamellitas biotíticas algo porfídicas muy esquistosadas.

En el segundo grupo destaca Barcarrota que es en realidad un plutón central con dos stocks aledaños, Almendral y San Amaro con una disposición groseramente zonada, predominan en este complejo granitos de feldespatos alcalinos (tendencia nordmarquítica) hipersolvus que se hacen progresivamente más subsolvus hacia el núcleo del complejo. Los tipos máficos, gabros olivínicos, hiperitas, dioritas y cuarzodioritas hornbléndico-biotíticas forman una aureola discontinua en el borde del plutón central. Este complejo que muestra petrográfica y geoquímicamente afinidades alcalinas es semejante al macizo subvolcánico de Santa Eulalia en la continuación portuguesa de esta alineación (GONÇALVES y PINTO COHELO, 1971).

Los plutones calco-alcalinos no estructurados son también compuestos y de carácter subvolcánico. Los términos sálicos son predominantemente leucadamellitas biotíticas y en menor proporción tipos de dos micas con andalucita. Se observan también granodioritas biotíticas a veces con moscovita así como diferenciados trondhjemíticos y alaskíticos. En Santa Olalla y ocupando la parte Norte del plutón afloran tonalitas biotítico-anfibólicas.

Alineación F

Tiene también una gran variedad composicional. Estructuralmente se distinguen tres conjuntos, el más antiguo dentro del proceso hercínico se restringe al stock de Gil Márquez, y afectado por fases de deformación esquistosadas constituye el extremo occidental del plutón de Escalada-Zufre. Está integrado por adamellitas a granodioritas con biotita y hornblenda hastingsítica, con zircón, apatito y allanita, incluyen porciones reducidas de tonalitas biotítico-anfibólicas análogamente deformadas e inducen un metamorfismo de contacto bifacial con andalucita-sillimanita.

Otro grupo con texturas lepidoblásticas difusas y numerosísimos enclaves de material pelítico encajante constituye los stocks de Cortegana-Aracena y el de Lora del Río; están formados por adamellitas a tonalitas con cordierita, granate, sillimanita y en el primero de ellos hiperstena, serían según BARD (1969), BARD y FABRIES (1970) de origen anatético, consecuencia de metamorfismo regional progresivo con alto gradiente geotérmico.

El tercer grupo, volumétricamente más importante, es en general de carácter tardi a post-tectónico estando afectado alguno de sus miembros por las últimas fases deformativas. El más occidental de Aroche es un plutón compuesto que incluye un rango desde gabros con augita en vías de transformación a hornblenda marrón, dioritas anfibólicas biotíticas, tonalitas anfibólicas, adamellitas biotíticas y como elemento póstumo granófidio.



Fig. 1
 Mapa general

El de Escalada-Zufre, cataclástico en su zona occidental, incluye, así como los de más reducidas dimensiones de orientación paralela según las estructuras regionales, adamellitas a granodioritas biotítico-anfibólicas, que adoptan texturas subvolcánicas en sus bordes Norte y oriental. Se asocia a masas dioríticas, cuarzogabroideas y a pórfidos graníticos tardíos.

El conjunto del Berrocal-Cantillana, separado por la tectónica de desgarre en dos subconjuntos muestra en el septentrional granodioritas plagiomorfos biotíticos a biotítico hornbléndicas, con cuarzo idiomorfo, el subsector meridional muestra mayor mezcla de materiales ácidos e intermedios: leucogranodioritas con hornblenda y biotita asociadas con relaciones complejas a gabros y cuarzogabros con augita y hornblenda, habiendo facies cuarcíticas que tienen biotita.

El plutón alargado de Campofrío-Castilblanco comprende tres subsectores, el occidental evoluciona desde tonalitas anfibólico-biotíticas con augita residual al Norte, granodioritas con hiperstena a adamellitas subvolcánicas al Sur, estas últimas intercaladas con las vulcanitas ácidas de la Faja Pirítica. El sector central de Castillo de las Guardas y Valdeflores comprende granodioritas biotítico hornbléndicas y tonalitas con enclaves de gabros augíticos. En los alrededores de El Garrobo se encuentran trondhjemitas biotíticas y en el extremo oriental de Castilblanco, adamellitas biotíticas que se asocian e incluyen gabros piroxénico-anfibólicos.

GEOQUIMICA

Introducción

El tratamiento geoquímico se basa sobre un conjunto de 52 muestras, predominantemente tipos ácidos e intermedios ($\text{SiO}_2 > 52 \%$) (Cuadro I). Sólo un tipo básico anómalo por su conexión genética con los skarn ferríferos de Burguillos del Cerro (Anal. 82) se ha incluido a efectos comparativos. Por razones de muestreo los tipos básicos, anhidros gabros olivínicos, y noritas de las alineaciones E y F no están incluidos en este tratamiento.

Los elementos mayores se analizaron por métodos clásicos y los menores por fluorescencia según el método de BRANDLE y CERQUEIRA (1972).

Con los datos obtenidos se calcularon los coeficientes de correlación y se construyeron diversos diagramas con vistas a discriminar las posibles tendencias evolutivas.

Elementos mayores

Los diagramas de variación lineal (Fig. 3) muestran una tendencia en conjunto calcoalcalina para todo el plutonismo del SW, caracterizada por

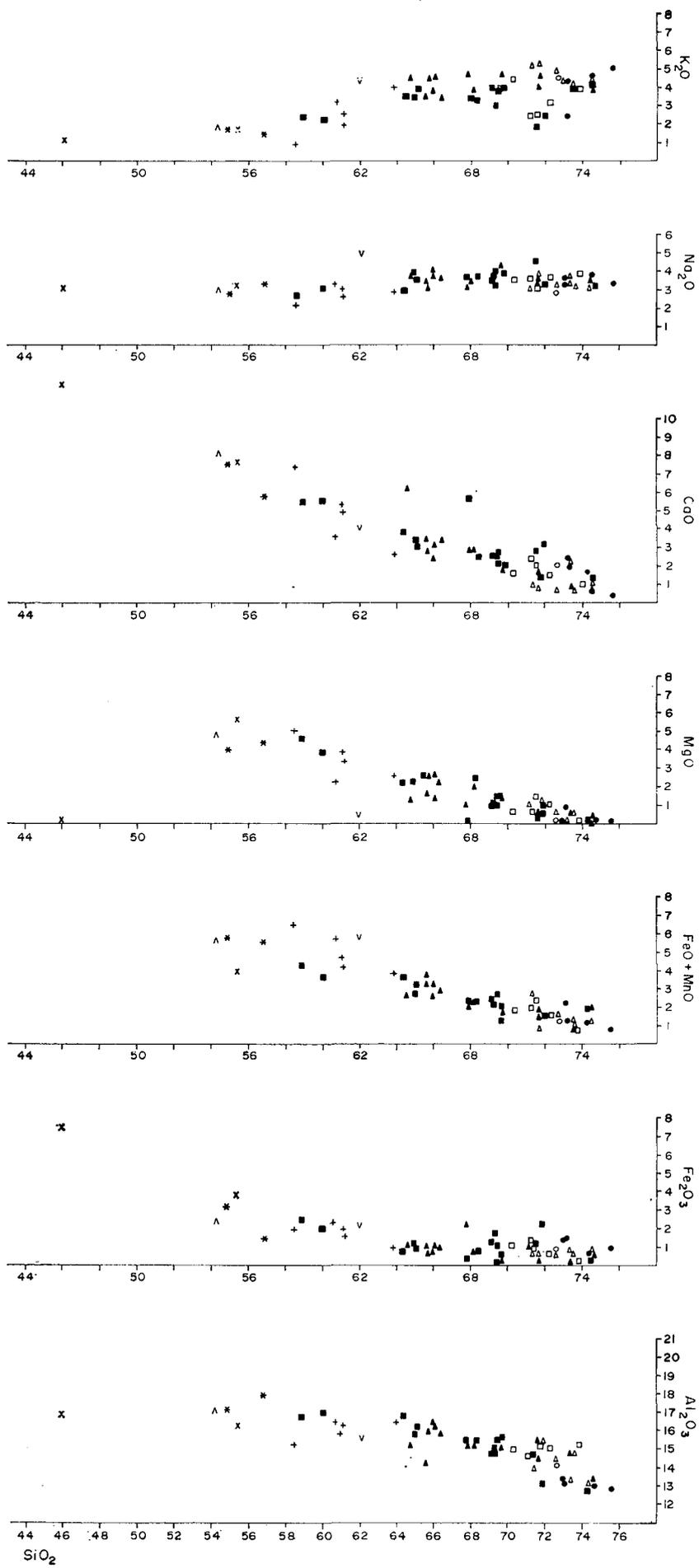


FIG. 3

Diagrama de Variación Lineal

un enriquecimiento no muy acentuado de álcalis en los términos ricos en sílice acompañado de un descenso complementario de Fe total, MgO, CaO, Al₂O₃. Es significativo que si en estos diagramas se elimina la muestra con contenido de sílice próximo a 62 % correspondiente a una cuarzo-monzonita anfibólica de Barcarrota (Anal. 85) plutón ligeramente anómalo por su tendencia alcalina, se define un "gap" composicional entre 61-64 % de sílice.

Los diagramas de variación lineal con los datos de SAAVEDRA et al. (1975) para Pedroches y Montánchez encajan en las conclusiones anteriores con la excepción del Al₂O₃ que destaca por los valores anormalmente altos correspondientes a las leucoadamellititas foliadas. La característica resaltante en ambos casos es que los valores de SiO₂ no bajan en ningún caso del 65 % permitiéndonos así suponer la existencia de dos grupos magmáticos bien definidos que hemos denominado ácido y básico, respectivamente.

El diagrama AFM (Fig. 4) refleja de nuevo la disposición de las muestras conforme a una tendencia en conjunto calcoalcalina con algunas anomalías como el análisis 85 y 82 a los que ya nos hemos referido. Se observa además una mejor individualización del gap para valores entre A=40—50 % coincidiendo ambos grupos de muestras con los grupos básico y ácido definidos anteriormente. Se observa además en este diagrama que la línea básica constituye no sólo una demarcación petrográfica sino también geoquímica entre las dos provincias. Las rocas de la provincia meridional (alineaciones D, E y F principalmente) dan valores de la relación FM superiores a los de

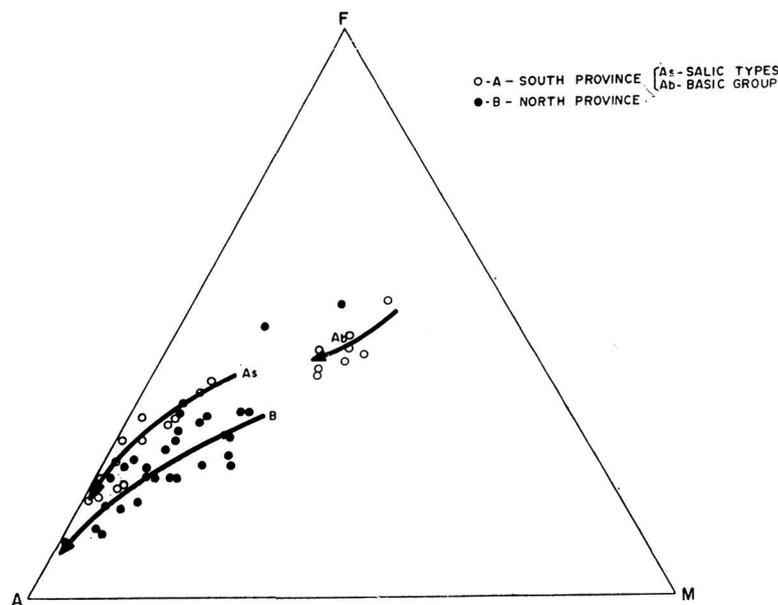


FIG. 4
Diagrama AFM

la septentrional solapándose con los mismos en sus términos más diferenciados, que en esta última se extienden además hasta la proximidad del vértice A. Aunque se dispone de pocos datos se adivina que esta polaridad geográfica se mantiene en la provincia meridional con valores en aumento de F/M hacia el Sur. Concluimos pues que por lo menos las dos provincias petrográficas y probablemente dentro de la meridional las diferentes alineaciones son geoquímicamente diferentes aunque en todas ellas la tendencia es calcoalcalina.

Es interesante destacar que al Norte del área investigada, en el Sistema Central Español la Suite calcoalcalina (APARICIO et al., 1975) comprende términos dentro del gap no existiendo, sin embargo, con la excepción de alguna diorita, composiciones dentro del grupo básico.

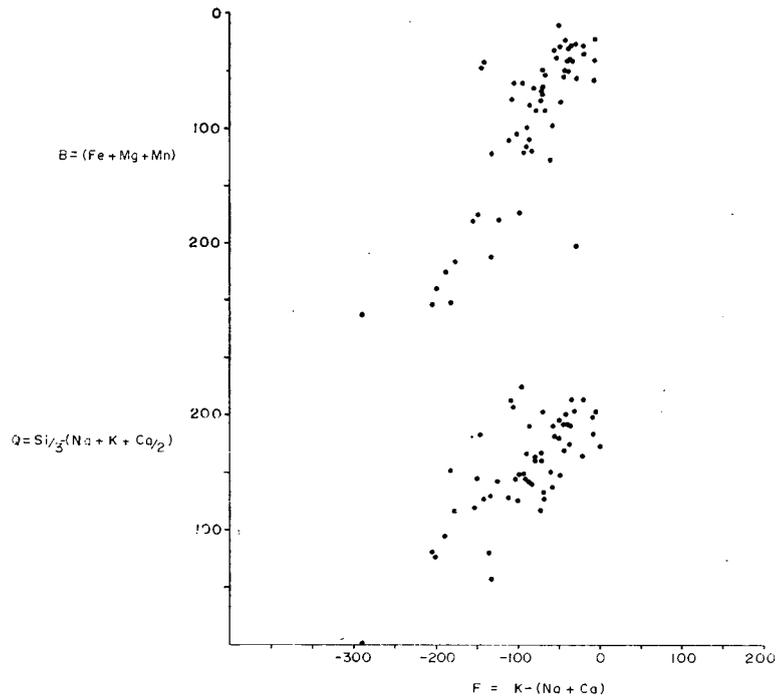


FIG. 5

Diagrama de La Roche

Los diagramas de La Roche (Fig. 5) confirman la tendencia calcoalcalina. En el subdiagrama F-B el gap vuelve a hacerse patente en el intervalo $B=125-175$ aproximadamente. En el subdiagrama F-Q el gap no está discriminado destacando, sin embargo, una cierta tendencia dispersiva hacia términos silíceos para valores intermedios entre $F=-150$ a -50 .

La cuarzomonzonita anfibólica de Barcarrota, único análisis de que se dispone del plutón, se desplaza hacia una tendencia alcalina sodo-potásica.

En esta roca $\text{Na}+\text{K}=240$ en el resto los valores son inferiores generalmente a 200.

La relación $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ para el grupo ácido se correlaciona positivamente con el SiO_2 y con el índice de diferenciación (Fig. 6). Los valores altos en Villaviciosa y Gil Márquez son coherentes con sus altos contenidos en sílice y encajan en el trend normal de diferenciación calcoalcalina. Barcarrota sin embargo se desplaza hacia valores altos de la relación ($=57.6$) para un valor relativamente bajo del índice de diferenciación ($=73-74$), indicando así su carácter más alcalino.

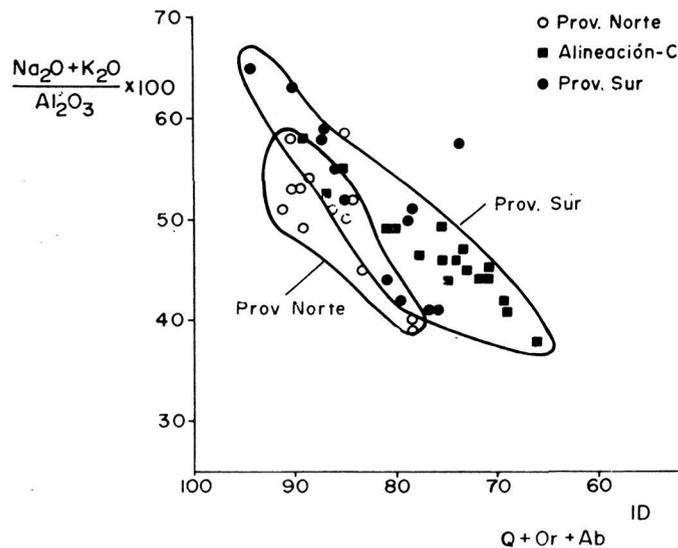


FIG. 6

Relación $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$.—Índice de Diferenciación

BARD y FABRIES (1970) aún reconociendo la falta generalizada de tipos alcalinos en el SW español distinguen a Barcarrota como una excepción.

En el Cuadro II se representan los contenidos de Na_2O y K_2O del Grupo ácido en cada alineación, normalizados a un 65 % de SiO_2 , así como la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Se excluye la alineación D por escasez de datos. Para la obtención de estos valores se han utilizado un gran número de análisis publicados (BARD, 1969; FABRIES, 1963; SAAVEDRA et al., 1975; APARICIO et al., 1975). Hay que tener en cuenta no obstante que el intervalo composicional de las muestras utilizadas es muy pequeño ($\text{SiO}_2=64-75\%$) y que los coeficientes de correlación son por ello bajos.

El K_2O aumenta de una manera progresiva hacia el Norte hasta la alineación A para experimentar un descenso en el Sistema Central. El Na_2O aumenta claramente en el mismo sentido, aunque más irregularmente pues en

CUADRO II

	A L I N E A C I O N					
	F	E	C	B	A	S. CENTRAL
K ₂ O	3,03	3,65	3,65	3,71	4,31	3,40
Na ₂ O	2,93	3,68	3,33	3,40	3,81	3,48
K ₂ O / Na ₂ O	1,03	0,99	1,09	1,09	1,13	0,97

Valores normalizados a 65 % SiO₂.

la alineación E se encuentra un máximo. La relación de los dos óxidos no parece presentar una tendencia clara. Las mismas variaciones en los contenidos de estos óxidos se observan con valores normalizados a 60 % de SiO₂ (Cuadro II).

El aumento de Na₂O y K₂O hacia el Norte así como el valor en descenso de Na₂O+K₂/Al₂O₃ en el mismo sentido (Fig. 6) indican un aumento de la alúmina en la provincia septentrional visualizable de acuerdo con la frecuencia en estas rocas de silicatos aluminicos.

ELEMENTOS MENORES

Níquel

Las correlaciones del Ni con el resto de los elementos son en general bajas a excepción del Sr y CaO con los que presenta valores superiores a 0.5 indicando así su introducción en minerales con alto contenido en estos componentes.

La dispersión de los valores de Ni aumenta al disminuir el índice de diferenciación (Fig. 7), no obstante y con la excepción de dos valores erráticos

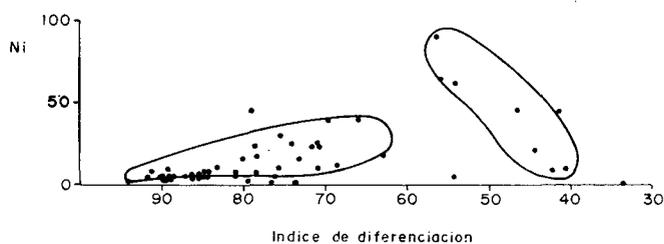


FIG. 7

Níquel.—Indice de Diferenciación

de más de 2.000 ppm en Pedroches la concentración en el grupo ácido se mantiene por debajo de las 50 ppm. En el grupo básico se alcanzan concentraciones entre 50-100 ppm, observándose una correlación negativa con el I.D. de tal forma que los tipos más básicos (I.D. aproximadamente 40) tienen los valores de Ni de más bajo ppm. La anfibolita de skarn da un valor 0.

El diagrama Ni-mg (VAN DE KAMP, 1969) muestra un aumento muy rápido del Ni al aumentar ligeramente el mg (Fig. 8). Parece pues que las rocas con más bajo I.D. y más bajo Ni son las que tienen la relación Mg/Fe más baja, sugiriendo como posible explicación el enriquecimiento tardimagmático de Fe.

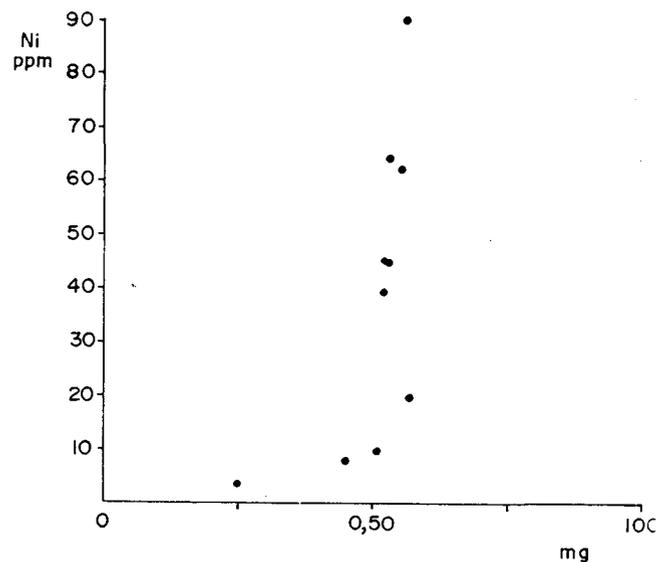


FIG. 8

Diagrama Ni-mg.

El contenido en Ni de los tipos básicos anhidros concretamente de un gabro olivínico y de una hiperita de la alineación E son muy próximos a las 100 ppm. Aunque no se dispone de los análisis de elementos mayores de dichas rocas las composiciones mineralógicas indican valores muy bajos del I.D. Debemos por lo tanto suponer una nueva discontinuidad al pasar de los tipos hidratados dioríticos a los tipos básicos anhidros.

Cobalto

Sus concentraciones oscilan entre 0-50 ppm. Presenta correlaciones bajas con todos los elementos pues los valores más altos coesponden al SiO₂, MgO, CaO, Sr, indicando así su inclusión en los minerales máficos.

La comparación con el índice de diferenciación (Fig. 9) demuestran que las concentraciones máximas se dan en las rocas intermedias de la provincia meridional. Los valores mínimos se localizan igualmente en esta provincia pero dentro de los tipos extremos ácidos (leucogranitos, leucoadamellitas y esporádicamente en algunas granodioritas). A estos valores mínimos corresponden también la casi totalidad de las muestras de la provincia septentrional.

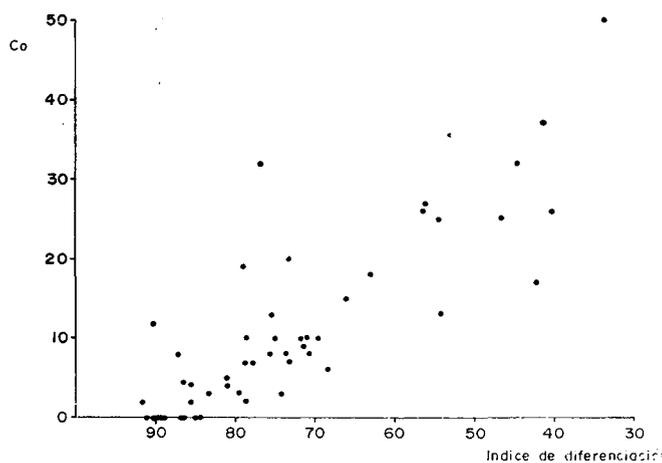


FIG. 9

Diagrama Cobalto.—Índice de Diferenciación

El trend del Co en el grupo básico muestra, a diferencia del Ni, continuidad con los valores del grupo ácido aunque con mayor dispersión.

Rubidio

Se correlaciona con el K_2O , SiO_2 y Pb, localizándose en los minerales feldespáticos. En la figura 10 la relación SiO_2 —Rb presenta una amplia dispersión para valores de la sílice superiores al 70 %.

Las concentraciones de Rb en general son las normales para los diferentes tipos litológicos analizados.

Cesio

Tiene una alta correlación con el feldespato y el Rb principalmente en las alineaciones A y B (bandas más sálicas) donde se superan valores de 30 ppm.

L E Y E N D A

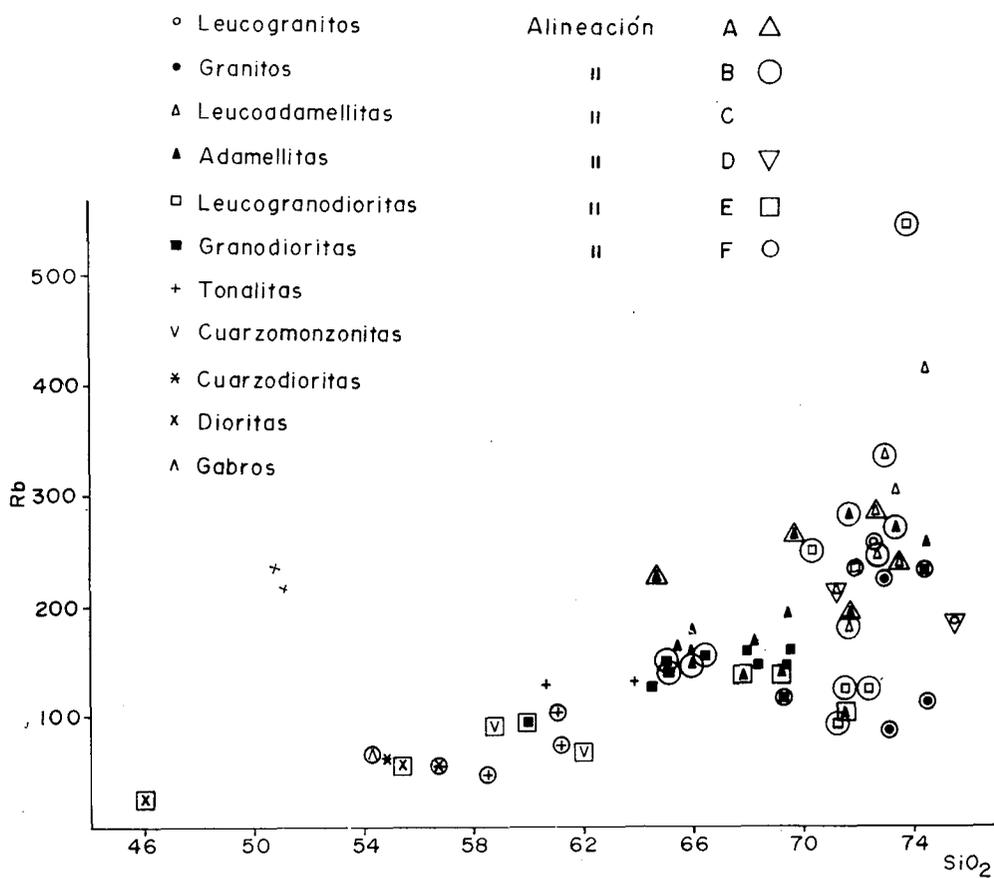


FIG. 10

Relación $SiO_2 - Rb$

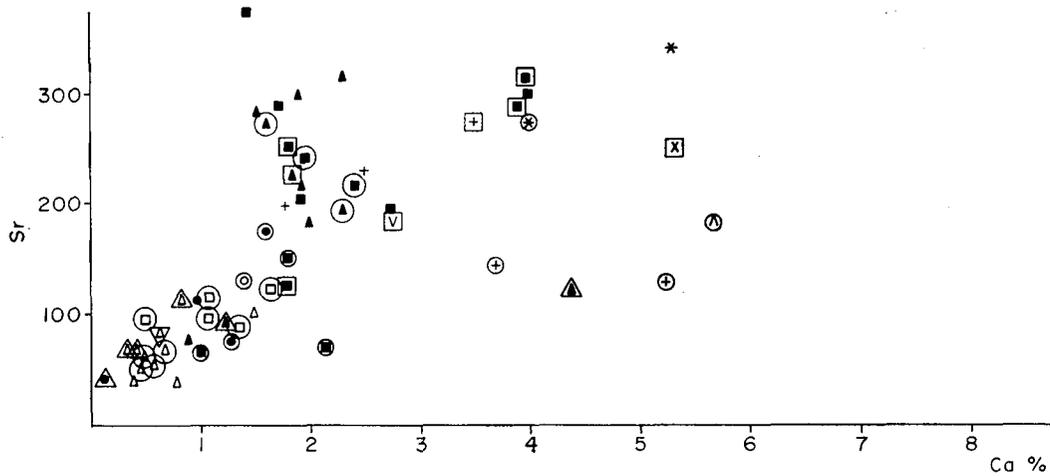


FIG. 11

Relación $Sr - Ca$

Estroncio

Muestra correlación positiva con Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO y en menor proporción con el Zn. La relación Sr-Ca (Fig. 11) se mantiene con carácter lineal hasta valores próximos a 3 % de Ca y 250 ppm de Sr. Para valores de Ca superiores (Grupo Básico) se observa una notable dispersión.

Este elemento presenta máximos a lo largo de todo el macizo de Los Pedroches y en la banda E con valores medios más altos.

Torio

Manifiesta un comportamiento diferente al Ca según la provincia petrográfica. La correlación entre ambos elementos es fuerte en la provincia meridional y negativa, y algo más débil y de signo positivo, o bien independiente del contenido de Ca, en la septentrional.

Valores altos (30 ppm) se encuentran en Pedroches, Gil Márquez y Villaviciosa. Los máximos de este elemento podrían relacionarse con el contenido de allanita (p.e. Gil Márquez).

Zinc

La correlación con otros elementos es débil. Valores máximos se dan con el CaO, FeO y Pb.

Independientemente de la composición de la roca sus valores fluctúan muy poco entre 70-85 ppm.

Los valores mínimos se presentan en las alineaciones A y B.

Los valores más altos de Zn se han observado en Barcarrota y más débilmente en Montánchez-Trujillo.

Zirconio

Muestra buena dependencia con el FeO.

El enfrentamiento Ti-Zr es significativo fundamentalmente en la alineación B donde la correlación es alta y positiva. En las alineaciones meridionales E y F el coeficiente de correlación es bajo y negativo. En el resto de las alineaciones no se observan tendencias definidas.

Con relación al I.D. el Grupo Básico muestra correlación positiva bien definida con valores entre 75-250 ppm, aproximadamente, para valores del I.D. entre 40-60, respectivamente. En el grupo ácido la correlación cambia de signo descendiendo la concentración desde 300 ppm a valores próximos a 100 ppm en los términos más diferenciados con una notable dispersión.

Las concentraciones más altas de Zr se localizan en las alineaciones C y E.

Plomo

Muestra fuerte correlación con el K_2O y por lo tanto tendencia a concentrarse en los términos más diferenciados. Consecuentemente los máximos se encuentran en la provincia septentrional (Garlitos, Santa Elena, Linares y Pedroches) donde el carácter sálico es más manifiesto.

Ytrio

Varía prácticamente entre 10-60 ppm. Los valores más altos se asocian a las rocas con valores de Na_2O+K_2O/Al_2O_3 más altos correspondientes generalmente a un mayor grado de diferenciación (Villaviciosa, Gil Márquez, Norte de Mérida y Barcarrota).

Lantano

Se concentra en granodioritas y adamellitas disminuyendo en los términos leuco. Las concentraciones más altas se han observado en Villaviciosa, Barcarrota, Santa Elena y Linares con valores en general superiores a las 45 ppm.

Cobre

Aumenta claramente en la provincia meridional con valores por encima de 10 ppm y máximos no superiores a 60 ppm. Muestra correlación positiva con Sr y Ni y más débilmente con Al_2O_3 , FeO, MgO, localizándose pues en los minerales ferromagnesianos.

Galio

Fuerte correlación con Cs y Rb lo que implica su localización en los feldspatos y por ello su mayor abundancia en los tipos más diferenciados. Lógicamente los valores más altos se localizan en la provincia septentrional.

CONCLUSIONES Y CONSIDERACIONES PETROGENETICAS

El tratamiento geoquímico de los elementos mayores y menores confirman las conclusiones obtenidas de la petrografía y de las consideraciones geológicas generales: la existencia de dos provincias petrográficas y magmáticas, la meridional y septentrional separadas por la Línea Básica y ajustadas ambas a un trend calcoalcalino. Del tratamiento comparativo se deduce además que la provincia meridional (alineaciones D, E y F) da relaciones F/M

más altas principalmente para los términos del Grupo Acido con I.D. intermedio a bajo. La alineación C (Pedroches) tiene un carácter transicional entre ambas provincias.

Los trends del Cs, Th, Cu y Ga confirman esta distinción regional.

El segundo rasgo distintivo del plutonismo suroccidental es el aumento progresivo de K_2O y Na_2O que se manifiesta hacia el Norte en dirección transversal a las estructuras y el carácter más alumínico que esto implica teniendo en cuenta la disminución de la relación Na_2O+K_2O/Al_2O_3 en el mismo sentido.

El tercer rasgo significativo es la existencia en la Provincia Meridional de un gap composicional entre los términos sálicos (Grupo Acido) con $SiO_2 > 64\%$ y los tipos intermedio-básicos* (Grupo Básico) aunque ambos alineados según un trend calcoalcalino. Algunos elementos menores como Ni y Zr confirman este gap.

Destacan asimismo en la provincia meridional algunos términos anómalos de tendencia más alcalina como Barcarrota.

Teniendo en cuenta los modelos globales que han sido propuestos recientemente para el SW español (BARD, 1971; CARVALHO, 1972; BARD et al., 1973) según los cuales el Frente de Aracena sería un borde continental de tipo andino con una zona de consunción de corteza oceánica localizada al Sur del mismo, en el Surco Surportugués y un plano de Benioff dirigido hacia el Norte, resulta fundamental comparar las características del plutonismo tardío calcoalcalino de este sector del Hercínico con las de otros bordes activos reconocidos.

Efectivamente el aumento en K_2O bien definido hacia el interior continental, la presencia de rocas básicas-intermedias, fundamentalmente dioríticas, en la zona próxima y la polaridad temporal del magmatismo en sentido transversal a las estructuras con actividad más reciente cuanto más alejado del margen y abarcando a su vez un amplio período de tiempo (unos 100 m.a.) son rasgos característicos de otros bordes activos actuales y pasados (BROWN, 1973; CONDIE, 1973).

Existe por otro lado un amplio consenso sobre el origen cortical de este plutonismo tardío que en nuestro caso y a falta de datos isotópicos que lo confirmen, se hace más evidente cuanto más al Norte al ser progresivamente mayores los plutones y contradictoriamente más profundo el plano de sub-

* La existencia de magmas básicos primarios y cualquier cuadro evolutivo o genético que de ello se derive no es compartida por uno de los autores de este trabajo (A. APARICIO) que considera las rocas básicas como productos de transformación de series sedimentarias carbonáticas a partir de magmas de composición intermedia según esquemas presentados en anteriores trabajos (SÁNCHEZ CELA, 1971; SÁNCHEZ CELA, APARICIO, 1972; y APARICIO, SÁNCHEZ CELA, 1972).

ducción. En el Sistema Central a casi 500 Km. del borde, un origen sub-crustal para las ingentes masas graníticas aflorantes resulta poco probable.

En la provincia meridional la estrecha asociación espacial y temporal entre el plutonismo básico-intermedio y el sálico sugieren una relación de causa y efecto, máxime cuando los magmas han utilizado los mismos conductos para su ascenso. La presencia de tipos anhidros como gabros olivínicos, gabros, hiperitas y noritas, esto es, paragénesis granulíticas, son compatibles con una generación en el manto superior o corteza inferior (RINGWOOD, 1975). Los datos geoquímicos y petrográficos indican además que estos magmas sufrieron durante su ascenso un enriquecimiento en agua, álcalis, y hierro transformándose en los tipos dioríticos y anfibólico-biotíticos predominantes en la provincia. El ascenso de estos magmas a niveles superficiales se vería facilitado por la probable delgadez de la corteza continental en esta zona característica de los bordes activos. Los magmas sálicos de la provincia meridional por otro lado son probablemente el resultado de la fusión inducida infracrustal al paso de los magmas básicos. La generación de los magmas del Grupo Acido y Básico a distintas profundidades es consecuente con el Gap composicional existente entre ambos.

El mecanismo de fusión puntual inducida al paso de los magmas básicos, compatible para los pequeños plutones meridionales es inaceptable en la provincia septentrional dado el tamaño que adquieren las masas graníticas y la prácticamente inexistencia de tipos básicos. Los enclaves microgranudos no son en nuestra opinión prueba concluyente de precursores magmáticos básicos (APARICIO et al., 1975). En el Sistema Central y alineación A se aprecia por el contrario una notable correspondencia entre el metamorfismo regional intermedio de baja presión y el plutonismo sálico, relación que ha sido puesta de manifiesto entre otros por CAPDEVILA et al. (1973), FUSTER et al. (1974) y APARICIO et al. (1975). Parece pues que ambos fenómenos, magmatismo y metamorfismo, son aquí el producto simultáneo de anomalías térmicas que han elevado las isogeotermas a escala regional. Teniendo en cuenta que los posibles efectos térmicos en relación con el plano de subducción o con magmas profundos parecen aquí poco probables han de buscarse las fuentes del calor en otros mecanismos, probablemente engrosamiento cortical o convección en el manto superior.

En lo que respecta a la polaridad composicional, el aumento de los álcalis y de la alúmina hacia el Norte sugiere la participación de niveles crustales más diferenciados (más altos) de acuerdo a su vez con la elevación regional de las isogeotermas. También como propone BROWN (1973) la participación de sedimentos más maduros, esencialmente pelíticos, hacia el interior continental contribuiría también al aumento de álcalis y alúmina observados.

Los diferentes tipos magmáticos de la provincia septentrional constituyen

una serie continua de diferenciación en la que la cristalización fraccionada y la transferencia de volátiles en zonas localizadas de las cámaras magmáticas han jugado un papel petrogenético fundamental (CORRETEGÉ, 1969; APARICIO et al., 1975).

En la provincia meridional por el contrario los rasgos geoquímicos del plutonismo sálico son coherentes con un origen cortical más profundo, con posible hibridación con los magmas básicos ascendentes o fusión sobre los materiales menos evolucionados y más heterogéneos de este área que ha funcionado como geanticlinal inestable durante la mayor parte del Paleozoico Inferior (PARGA, 1969). La diferenciación tardía es un fenómeno constatable en el propio terreno.

Es destacable el enriquecimiento relativo en hierro en la provincia meridional que podría tener implicaciones sobre la génesis de los yacimientos ferríferos de esta zona (Cinturón Pirítico y Cinturón Magnético).

BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1963): *Rasgos estructurales de la Baja Extremadura*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 61, 247-262.
- APARICIO, A. (1971): *Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo*. Estudios Geol., 27, 361-414.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M. y TINAO, J. M. (1975): *Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español*. Mem. I. G. M. E., 88, 145 pp.
- APARICIO, A. y SÁNCHEZ CELA, V. (1972): *Origen de las rocas básicas de los alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 70, 139-152.
- BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierra d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-iberique*. These Fac. Sci. Montpellier, 398 pp.
- (1971): *Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-iberique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogenes ortho-tectoniques*. Bol. Geol. Min., 82, 324-345.
- BARD, J. P. y FABRIES, J. (1970): *Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne)*. Bol. I. G. M. E., 81, 112-127.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1973): *Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen*. Nature Phys. Sc., 241, 50-52.
- BARRERA MORATE, J. L. (1974): *El stock granodiorítico con hiperstena de Garlitos y el problema charnoquítico*. Bol. Geol. Min., 85-86, 718-724.
- BRANDLE, J. L. y CERQUEIRA, I. (1972): *Determinación de elementos menores en rocas silicatadas por fluorescencia de rayos X*. Estudios Geol., 28, 445-451.
- BROWN, G. C. (1973): *Evolution of granite magmas of destructive Plate Margins*. Nature Phys. Sc., 241, 26-28.

- CAPDEVILA, R.; CORRETEGÉ, G. y FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique*. Bull. Soc. Geol. France, 15, 209-228.
- CAPDEVILA, R. y VIALETTE, Y. (1965): *Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode au strontium sur des granites et micaschistes de la province de Lugo (Nord-Ouest de l'Espagne)*. C. R. Ac. Sc. Paris, 260, 5081-5083.
- CARVALHO, D. DE (1972): *The metallogenetic consequences of plate tectonics and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal*. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min., 20, 297-320.
- CONDIE, K. C. (1973): *Archean magmatism and crustal thickening*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 2981-2992.
- CORRETEGÉ, L. G. (1969): *Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor - Ceclavín (Cáceres) y su interpretación petrogenética*. Acta Geol. Hispánica, 4, 119-123.
- DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja n.º 878 de Azuaga (Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 82-3-4, 277-286.
- FABRIES, J. (1963): *Les formations cristallines et métamorphiques du nord-est de la province de Seville (Espagne)*. These Univ. Nancy, 262 pp.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974): *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 85, 595-600.
- GONÇALVES, F. y PINTO COELHO, A. V. I. (1971): *Nota prévia sobre o provável caracteres subvulcanico do maciço granítico de Santa Eulalia (Alto Alentejo)*. Bol. Geol. Min., 82, 291-298.
- HERRANZ, P. (1970): *Nota preliminar sobre el estudio geológico de las sierras paleozoicas entre Oliva de Mérida y Hornachos (Badajoz)*. Sem. Estratigrafía, 6.
- LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SONET, J. y BOUYX, E. (1970): *Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorita de Fontanosas*. Geol. Mijnbouw, 49 (4), 297-304.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geol. Forsch., 6, 78-92.
- NAVIDAD, M. (1973): *Petrogénesis de las rocas básicas de Villanueva de Bogas (Toledo)*. Estudios Geol., 29, 543-548.
- OEN ING SOEN (1970): *Granite Intrusion, folding and metamorphism in Central northern Portugal*. Bol. Geol. Min., 81, 157-184.
- PARGA, J. R. (1970): *Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas*. Bol. Geol. Min., 81, 115-143.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H. y HEBEDA, E. H. (1967): *Isotopic age determinations on granitic rocks in Northern Portugal*. Geol. Mijnbouw, 46, 369-373.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H. y VIRDURMEN, E. A. th. (1970): *Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula*. Ecl. Geol. Helvetiae, 63, 255-274.
- PENHA, M. H. y ARRIBAS, A. (1974): *Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles*. Bol. Geol. Min., 85, 271-273.
- PITCHER, W. S. y BERGER, A. R. (1972): *The Geology of Donegal: An study of granite emplacement and unroofing*. Wiley-Interscience, 435 pp.

- REVERDATTO, V. V.; SHARAPOV, V. N. y MELAMED, V. G. (1970): *The controls and selected peculiarities of the origin of contact metamorphic zonation*. Contr. Mineral. Petrol., 29, 310-337.
- RINGWOOD, A. E. (1975): *Composition and petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill. Inc. New York, 618 pp.
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; BERZAS, J.; HERRERO, J. y RODRÍGUEZ, S. (1975): *Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del batolito de Los Pedroches (Córdoba)*. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 72, 173-190.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1971): *Consideraciones petrogenéticas sobre las rocas dioríticas de la zona de Mérida*. Estudios Geol., 27, 305-310.
- SÁNCHEZ CELA, V. y APARICIO YAGÜE, A. (1969): *Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)*. Bol. Geol. Min., 80, 344-351.
- (1972): *Petrogénesis de las rocas básicas del SW de España*. Bol. Geol. Min., 83, 402-406.
- SCHEMERHORN, L. J. G. (1975): *Spilites, regional metamorphism and subduction in the Iberian pyrite belt: some comments*. Geol. Mijnbouw, 54, 23-35.
- VAN DE KAMP (1969): *Origin of Amphibolites in the Beartooth Mountains, Wyoming and Montana, New data and interpretation*. Geol. Soc. Am. Bull., 80, 1127-1136.

CUADRO I

MEGA ESTRUCTURA										
A					B					
NUMERO DE MUESTRA										
	104	105	53	54	55	74	73	72	71	70
SiO ₂	64,70	69,75	71,70	72,60	73,50	66,00	66,40	65,10	71,70	65,00
Al ₂ O ₃	15,17	15,03	14,46	14,39	14,64	16,00	15,61	16,00	15,22	15,61
Fe ₂ O ₃	0,97	0,30	0,52	0,44	0,58	0,76	0,85	0,87	0,20	1,02
FeO	2,40	1,72	1,80	1,56	1,17	2,45	2,70	3,10	1,41	2,55
MnO	0,05	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,05
MgO	1,11	1,00	0,75	0,49	0,45	2,42	2,02	2,32	0,70	2,22
CaO	6,17	1,68	1,20	0,55	0,53	2,24	3,23	2,80	1,26	3,36
Na ₂ O	3,56	4,20	3,30	3,00	3,07	3,77	3,55	3,42	3,42	3,77
K ₂ O	4,24	4,60	3,92	4,73	4,14	3,56	3,32	3,64	4,57	3,32
TiO ₂	0,45	0,32	0,41	0,34	0,31	0,58	0,56	0,72	0,26	0,60
P ₂ O ₅	0,22	0,24	0,29	0,41	0,43	0,19	0,19	0,19	0,35	0,23
H ₂ O	0,93	0,88	1,46	1,09	1,22	1,65	1,26	1,61	0,90	1,93
	99,97	99,75	99,85	99,63	100,08	99,65	99,73	99,81	100,01	99,66

MEGA ESTRUCTURA										
B									C	
NUMERO DE MUESTRA										
	59	60	61	56	57	58	62	63	64	109
SiO ₂	72,20	71,50	71,20	73,00	73,80	73,40	71,70	70,30	72,70	60,70
Al ₂ O ₃	14,89	14,26	14,53	14,51	15,14	14,64	15,04	14,78	14,27	16,32
Fe ₂ O ₃	0,58	0,95	1,21	0,46	0,10	0,14	0,46	0,98	0,74	2,14
FeO	1,39	2,17	1,80	1,07	0,71	0,98	0,72	1,61	1,42	5,53
MnO	0,03	0,05	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,05	0,05	0,08
MgO	0,91	1,21	0,70	0,40	0,10	0,40	0,60	0,50	0,81	2,12
CaO	1,40	1,96	2,38	0,84	0,70	0,70	0,70	1,54	0,98	3,52
Na ₂ O	3,50	3,29	3,45	3,50	3,77	3,67	3,61	3,40	3,29	3,20
K ₂ O	3,18	2,41	2,26	4,23	3,95	4,14	5,10	4,38	3,95	3,18
TiO ₂	0,25	0,42	0,43	0,25	0,06	0,15	0,14	0,40	0,31	1,15
P ₂ O ₅	0,14	0,12	0,14	0,42	0,54	0,41	0,37	0,33	0,25	0,34
H ₂ O	1,25	1,51	1,95	1,17	1,03	1,26	1,46	1,59	1,19	1,90
	99,72	99,85	100,10	99,87	99,92	99,90	99,92	99,86	99,96	100,18

MEGA ESTRUCTURA										
C										
NUMERO DE MUESTRA										
	110	106	107	108	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	65,70	64,40	66,00	63,90	65,60	73,30	68,18	68,30	69,43	67,90
Al ₂ O ₃	15,87	16,67	16,10	16,32	15,80	13,25	15,14	15,29	15,40	15,29
Fe ₂ O ₃	0,50	0,66	0,67	0,78	0,92	0,67	0,49	0,55	0,19	0,39
FeO	3,40	3,42	3,04	3,55	3,04	1,31	2,13	2,13	2,58	2,20
MnO	0,05	0,06	0,05	0,06	0,07	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03
MgO	1,48	2,11	1,11	2,43	2,42	0,20	1,81	2,33	0,91	0,10
CaO	2,73	3,83	2,81	2,53	3,22	2,10	2,66	2,40	2,66	5,60
Na ₂ O	3,15	2,94	3,46	2,92	3,29	3,24	3,34	3,56	3,45	3,50
K ₂ O	4,36	3,40	4,44	3,74	3,32	4,05	3,66	3,18	3,71	3,32
TiO ₂	0,53	0,63	0,59	0,62	0,72	0,30	0,52	0,51	0,40	0,51
P ₂ O ₅	0,21	0,16	0,21	0,15	0,21	0,21	0,21	0,17	0,14	0,19
H ₂ O	1,73	1,50	1,58	2,49	1,27	1,13	1,42	1,33	1,05	0,96
	99,76	99,78	100,06	99,40	99,88	99,80	99,59	99,77	99,94	99,99

	MEGAESTRUCTURA									
	C					D			E	
	NUMERO DE MUESTRA									
	37	83	65	67	66	0	79	80	81	77
SiO ₂	69,80	69,43	74,50	54,90	74,50	75,60	71,30	69,20	58,80	67,80
Al ₂ O ₃	15,55	14,89	13,00	17,08	13,12	12,75	14,34	14,63	16,69	15,14
Fe ₂ O ₃	0,51	0,82	0,74	3,18	0,53	0,95	0,73	1,10	2,39	2,04
FeO	1,80	1,38	1,16	5,49	1,75	0,79	2,37	2,36	4,17	1,85
MnO	0,02	0,05	0,04	0,19	0,07	0,04	0,05	0,05	0,11	0,03
MgO	1,31	1,31	0,10	3,93	0,36	0,05	0,49	0,80	4,53	0,89
CaO	1,96	2,10	1,12	7,43	0,56	0,20	0,93	2,52	5,46	2,63
Na ₂ O	3,72	3,50	3,18	2,75	3,35	3,33	2,95	3,39	2,58	3,07
K ₂ O	3,90	3,76	4,38	1,54	3,96	5,00	4,93	3,95	2,31	4,62
TiO ₂	0,43	0,48	0,18	0,68	0,30	0,12	0,44	0,54	0,92	0,51
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,10	0,18	0,32	0,02	0,14	0,17	0,24	0,13
H ₂ O	1,06	1,67	1,26	2,50	0,87	0,98	1,22	1,34	1,84	1,14
	100,16	99,61	99,76	99,85	99,69	99,83	99,89	100,05	100,04	99,85

	MEGAESTRUCTURA									
	E					F				
	NUMERO DE MUESTRA									
	78	84	76	75	82	85	26	21	23	25
SiO ₂	61,10	60,00	55,40	71,50	46,00	62,00	69,30	71,95	58,50	61,10
Al ₂ O ₃	16,15	16,91	16,31	14,54	16,82	15,39	14,65	13,13	15,14	15,78
Fe ₂ O ₃	1,78	2,06	3,69	1,02	7,44	1,93	1,74	2,14	1,86	1,63
FeO	3,96	3,62	3,85	1,96	9,79	5,57	2,12	1,61	6,44	4,40
MnO	0,07	0,09	0,13	0,04	0,22	0,13	0,05	0,05	0,13	0,11
MgO	3,63	3,79	5,54	0,20	0,10	0,20	1,01	1,01	4,89	3,33
CaO	4,91	5,55	7,57	2,50	11,78	3,88	2,52	3,08	7,35	5,19
Na ₂ O	2,70	3,13	3,18	4,42	3,12	4,69	3,18	3,13	2,10	2,91
K ₂ O	2,41	2,16	1,59	1,97	1,01	4,18	2,89	2,26	0,81	1,78
TiO ₂	0,90	0,83	1,29	0,34	1,64	0,92	0,46	0,40	0,98	0,78
P ₂ O ₅	0,25	0,27	0,22	0,14	0,44	0,25	0,11	0,06	0,17	0,11
H ₂ O	1,78	1,55	1,24	1,10	1,56	0,79	2,03	1,02	1,60	2,71
	99,64	99,96	100,01	99,73	99,92	99,93	100,06	99,84	99,97	99,83

	MEGAESTRUCTURA						
	F						
	NUMERO DE MUESTRA						
	27	20	22	24	28	18	19
SiO ₂	73,10	73,10	74,50	54,30	74,40	56,80	72,60
Al ₂ O ₃	13,25	13,13	13,00	17,08	12,87	17,84	14,01
Fe ₂ O ₃	0,99	1,22	0,65	2,35	0,53	1,43	0,68
FeO	2,09	1,24	1,17	5,45	1,93	5,44	1,25
MnO	0,07	0,04	0,03	0,14	0,04	0,13	0,02
MgO	0,70	0,20	0,20	4,64	0,30	4,39	0,10
CaO	2,24	1,82	1,40	7,99	1,40	5,61	1,96
Na ₂ O	3,24	3,45	3,72	2,91	3,24	3,23	2,91
K ₂ O	2,31	4,29	4,52	1,73	4,19	1,30	4,43
TiO ₂	0,34	0,31	0,22	1,30	0,24	0,89	0,24
P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,17	0,06	0,18	0,14
H ₂ O	1,62	1,16	0,53	1,91	0,73	2,73	1,56
	100,01	100,03	99,99	99,97	99,93	99,97	99,90

MEGAESTRUCTURA										
A					B					
NUMERO DE MUESTRA										
	104	105	53	54	55	74	73	72	71	70
Cu	4	6	6	7	6	8	8	17	5	22
Ga	18	20	20	21	20	20	20	20	22	20
La	18	15	24	28	0	17	24	24	11	14
Ni	10	8	4	6	4	25	29	26	4	22
Pb	29	39	23	56	38	38	32	41	45	111
Rb	226	264	190	284	235	150	145	140	281	148
Sr	123	94	115	69	66	274	197	242	78	218
Th	8	14	25	36	21	28	23	24	25	23
Y	22	16	21	20	19	18	16	19	11	19
Zn	60	53	50	74	55	79	80	78	82	78
Zr	127	90	158	168	122	156	139	164	107	147
Cs	—	—	6	25	19	29	9	9	24	13
Co	—	—	0	0	0	3	10	11	0	8
Ca	4,38	1,19	0,85	0,39	0,37	1,59	2,29	1,98	0,89	2,38
K	1,73	1,88	1,60	1,93	1,69	1,45	1,36	1,49	1,87	1,36
Ca/Sr	356	126	73	56	56	58	116	81	114	109
K/Rb	76	71	84	67	71	96	93	106	66	91

MEGAESTRUCTURA										
B									C	
NUMERO DE MUESTRA										
	59	60	61	56	57	58	62	63	64	109
Cu	7	14	11	6	9	20	7	10	3	20
Ga	18	18	19	22	22	21	18	20	21	19
La	6	16	11	13	22	0	0	23	3	66
Ni	11	17	24	9	8	4	5	8	6	18
Pb	30	19	23	47	67	49	39	48	43	37
Rb	124	123	94	334	543	265	188	248	245	128
Sr	111	89	125	56	96	62	59	96	69	229
Th	19	24	27	29	11	22	19	22	20	30
Y	24	20	26	12	2	10	14	16	14	25
Zn	73	82	80	85	83	83	77	83	81	88
Zr	129	181	187	134	46	91	89	172	120	326
Cs	3	4	0	34	181	30	12	18	23	13
Co	3	7	2	0	0	0	2	0	0	18
Ca	0,99	1,39	1,68	0,59	0,49	0,49	0,49	1,09	0,69	2,49
K	1,30	0,98	0,92	1,73	1,61	1,69	2,09	1,79	1,61	1,30
Ca/Sr	89	156	134	105	51	79	83	113	100	108
K/Rb	104	79	97	51	29	63	111	72	65	101

MEGAESTRUCTURA										
C										
NUMERO DE MUESTRA										
	110	106	107	108	30	31	32	33	34	35
Cu	13	11	14	25	5	5	32	14	38	57
Ga	20	21	21	19	21	21	20	19	20	19
La	38	46	46	36	31	22	33	39	23	22
Ni	15	39	10	11	39	6	30	2414	2495	32
Pb	56	46	35	26	42	45	44	36	43	57
Rb	157	152	176	130	160	299	163	149	159	160
Sr	219	197	183	201	318	104	301	292	204	302
Th	31	26	28	24	41	31	32	31	28	25
Y	27	23	30	26	20	15	18	17	23	16
Zn	82	82	83	82	79	80	79	77	79	81
Zr	236	165	253	223	179	160	164	145	161	152
Cs	5	16	7	1	8	19	9	10	9	10
Co	20	15	8	8	10	2	13	10	7	7
Ca	1,93	2,71	1,99	1,79	2,28	1,49	1,88	1,70	1,88	3,97
K	1,78	1,39	1,82	1,53	1,36	1,66	1,50	1,30	1,52	1,36
Ca/Sr	88	137	108	89	71	143	62	58	92	131
K/Rb	113	91	103	117	85	55	92	87	95	85

MEGAESTRUCTURA										
C										
D										
E										
NUMERO DE MUESTRA										
	37	83	65	67	66	0	79	80	81	77
Cu	47	16	3	26	0	5	4	15	32	13
Ga	20	20	22	16	21	20	20	21	19	20
La	22	31	18	8	18	75	35	32	32	31
Ni	7	17	5	8	3	2	6	40	90	7
Pb	57	43	33	11	33	9	20	47	17	21
Rb	149	190	415	61	243	184	210	142	90	136
Sr	379	286	39	342	44	39	81	250	290	226
Th	26	28	32	15	23	49	29	26	23	27
Y	16	14	56	19	22	54	45	23	21	33
Zn	80	77	79	80	61	10	26	83	78	73
Zr	178	134	175	74	173	165	197	174	199	305
Cs	10	19	28	1	17	1	6	10	2	5
Co	5	384	0	17	0	0	4	71	133	10
Ca	1,39	1,49	0,79	5,27	0,39	0,14	0,66	1,78	3,87	1,86
K	1,59	1,54	1,79	0,63	1,62	2,05	2,04	1,61	0,94	1,89
Ca/Sr	36	52	202	154	88	35	81	71	133	82
K/Rb	106	81	43	103	66	111	97	113	104	138

MEGAESTRUCTURA										
E						F				
NUMERO DE MUESTRA										
	78	84	76	75	82	85	26	21	23	25
Cu	15	29	21	17	23	17	12	0	18	22
Ga	19	19	18	20	17	21	20	20	17	18
La	36	38	28	34	37	48	19	35	1	7
Ni	64	62	20	6	0	0	4	1	10	4
Pb	13	16	16	22	25	20	20	31	12	17
Rb	105	93	56	99	24	69	115	236	47	73
Sr	278	314	253	126	1835	189	155	72	128	145
Th	25	25	24	33	18	23	30	28	15	23
Y	22	25	25	32	40	36	34	25	19	27
Zn	76	77	80	77	76	91	77	76	80	80
Zr	240	177	156	186	145	846	225	184	80	136
Cs	5	4	0	3	0	0	2	13	0	0
Co	27	25	32	4	50	8	9	0	26	13
Ca	3,48	3,94	5,37	1,77	8,36	2,75	1,78	2,18	5,21	3,68
K	0,98	0,88	0,65	0,80	0,41	1,71	1,16	0,92	0,33	0,72
Ca/Sr	125	125	212	140	45	145	114	302	407	253
K/Rb	93	94	116	80	170	247	100	38	70	98

MEGAESTRUCTURA							
F							
NUMERO DE MUESTRA							
	27	20	22	24	28	18	19
Cu	13	20	30	47	12	46	29
Ga	20	21	18	18	21	18	19
La	19	25	21	16	18	1	17
Ni	2	6	4	45	6	45	6
Pb	26	35	11	13	34	11	50
Rb	84	222	111	68	232	57	251
Sr	177	80	114	185	66	274	134
Th	26	38	25	23	35	19	30
Y	33	34	31	25	49	19	21
Zn	81	79	78	81	80	81	81
Zr	212	226	201	143	202	107	138
Cs	2	28	4	2	12	42	7
Co	3	0	12	37	8	25	0
Ca	1,59	1,29	0,99	5,67	0,99	3,98	1,39
K	0,94	1,75	1,85	0,70	1,71	0,53	1,81
Ca/Sr	89	161	86	306	150	145	103
K/Rb	111	78	166	102	73	92	72

N U M E R O D E M U E S T R A										
	104	105	53	54	55	74	73	72	71	70
Q	22,18	15,67	33,58	35,37	38,56	21,21	22,09	20,58	30,63	19,15
Or	17,18	25,06	23,17	27,95	24,47	21,04	19,62	21,51	27,01	19,62
Ab	35,54	30,13	27,92	25,39	25,98	31,90	30,04	28,94	28,94	31,90
An	6,77	12,89	4,06	0,05	—	9,87	14,78	12,65	3,97	15,17
Hy	4,93	—	4,14	3,22	2,35	9,00	8,44	9,64	3,78	8,47
Dy	—	11,52	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	0,43	1,41	0,75	0,64	0,84	1,10	1,23	1,26	0,29	1,48
Π	0,61	0,85	0,78	0,65	0,59	1,10	1,06	1,37	0,49	1,14
Ap	0,56	0,51	0,67	0,95	3,11	0,44	0,44	0,44	0,81	0,53
C	0,66	—	3,30	4,32	5,11	2,33	0,76	1,80	3,19	0,26
Z	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Indice TT.	84,91	70,85	84,67	88,71	89,00	74,15	71,75	71,04	86,57	70,68
A	74,45	63,52	70,17	75,64	76,72	56,56	55,23	52,88	77,57	55,05
F	17,09	27,44	22,55	19,57	18,60	24,77	28,54	29,74	15,63	27,72
M	8,46	9,04	7,29	4,79	4,78	18,67	16,24	17,38	6,80	17,24

N U M E R O D E M U E S T R A										
	59	60	61	56	57	58	62	63	64	109
Q	34,92	36,28	35,95	34,68	36,07	34,60	29,48	29,91	35,12	17,13
Or	18,79	14,24	13,36	25,00	23,34	24,47	30,14	29,88	23,34	18,79
Ab	29,62	27,84	29,19	29,62	31,90	31,06	30,55	28,77	27,84	27,08
An	6,03	8,94	10,89	1,43	—	0,80	1,06	5,49	3,23	15,24
Hy	3,98	5,61	3,43	2,21	1,41	2,45	2,24	2,82	3,59	11,92
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	0,84	1,38	1,75	0,67	0,14	0,20	0,67	1,42	1,07	3,10
Π	0,47	0,80	0,82	0,47	0,11	0,28	0,27	0,76	0,59	2,18
Ap	0,32	0,28	0,32	0,97	4,11	0,95	0,86	0,76	0,58	0,79
C	3,48	2,96	2,42	3,65	4,66	3,83	3,19	2,44	3,40	2,03
Z	0,03	0,04	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,07
Indice TT.	83,33	78,36	78,50	89,29	91,32	90,12	90,17	84,57	86,30	63,00
A	69,87	56,83	60,62	80,02	89,46	83,71	83,03	71,57	70,91	39,46
F	20,61	31,11	31,95	15,84	9,39	12,00	11,25	23,83	21,16	47,43
M	9,52	12,06	7,43	4,14	1,16	4,29	5,72	4,60	7,93	13,11

N U M E R O D E M U E S T R A										
	110	106	107	108	30	31	32	33	34	35
Q	20,91	21,18	19,89	21,70	22,11	34,08	25,69	26,07	26,69	24,11
Or	25,77	20,09	26,24	22,10	19,62	23,93	21,63	18,79	21,93	19,62
Ab	26,66	24,88	29,28	24,71	27,84	27,42	28,26	30,13	29,19	29,62
An	12,17	17,96	12,57	11,57	14,60	9,05	11,83	10,80	12,28	16,21
Hy	8,73	10,06	6,91	11,01	9,79	1,93	7,21	8,45	6,22	—
Dy	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6,05
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,45
Mt	0,72	0,96	0,97	1,13	1,33	0,97	0,71	0,80	0,28	0,57
Π	1,01	1,20	1,12	1,18	1,37	0,57	0,99	0,97	0,76	0,97
Ap	0,49	0,37	0,49	0,35	0,49	0,49	0,49	0,39	0,32	0,44
C	1,51	1,57	1,00	3,23	1,44	0,22	1,35	2,03	1,21	—
Z	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Indice TT.	73,33	66,16	75,41	68,52	69,57	85,43	75,59	74,98	77,82	85,43
A	58,26	50,60	62,11	49,63	50,89	76,98	61,24	57,36	66,05	76,98
F	30,26	32,56	29,17	32,27	30,48	20,91	22,92	22,81	22,55	20,91
M	11,48	16,84	8,73	18,11	18,63	2,11	15,84	19,83	8,39	2,11

	N U M E R O D E M U E S T R A									
	37	83	65	67	66	0	79	80	81	77
Q	26,53	28,31	36,37	9,98	37,91	36,39	31,51	27,04	15,17	25,22
Or	23,05	22,22	25,88	9,10	23,40	29,55	29,14	23,34	13,65	27,30
Ab	31,48	29,62	26,91	23,27	28,35	28,18	24,96	28,69	21,83	25,98
An	8,42	8,98	4,90	29,71	0,69	0,86	3,70	11,39	25,52	12,20
Hy	5,47	4,42	1,54	14,08	3,31	0,67	4,34	4,62	15,65	3,14
Dy	—	—	—	4,88	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mt	0,74	1,19	1,07	4,61	0,77	1,38	1,06	1,59	3,47	2,96
Il	0,82	0,91	0,34	1,29	0,57	0,23	0,84	1,03	1,75	0,97
Ap	0,46	0,51	0,23	0,42	0,74	0,05	0,32	0,39	0,56	0,30
C	2,12	1,77	1,23	—	3,07	1,54	2,80	0,60	0,59	0,62
Z	0,04	0,03	0,04	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,06
Indice TT.	81,05	80,15	89,16	42,35	89,66	94,12	85,61	79,07	50,66	78,50
A	67,79	67,41	79,08	25,40	73,47	82,31	68,70	63,28	30,60	61,67
F	20,55	20,43	19,87	51,33	22,91	17,19	27,03	29,83	41,05	31,19
M	11,65	12,16	1,05	23,27	3,62	0,49	4,27	6,90	28,35	7,14

	N U M E R O D E M U E S T R A									
	78	84	76	75	82	85	26	21	23	25
Q	18,90	15,04	8,26	31,94	1,24	9,35	32,32	36,86	17,83	19,07
Or	14,24	12,77	9,40	11,64	5,97	24,70	17,08	13,36	4,79	10,52
Ab	22,85	26,49	26,91	37,40	26,40	39,69	26,91	26,49	17,77	24,62
An	22,73	25,71	25,53	11,49	28,91	8,60	11,78	14,89	29,49	24,74
Hy	13,49	13,16	11,98	2,77	—	3,66	4,30	3,14	18,74	13,83
Dy	—	0,05	8,37	—	18,46	7,96	—	—	4,80	0,24
Wo	—	—	—	—	2,45	—	—	—	—	—
Mt	2,58	2,99	5,35	1,48	10,79	2,80	2,52	3,10	2,70	2,36
Il	1,71	1,58	2,45	0,65	3,11	1,75	0,87	0,76	1,86	1,48
Ap	0,58	0,63	0,51	0,32	1,02	0,58	0,25	0,14	0,39	0,25
C	0,77	—	—	0,93	—	0,17	1,97	0,08	—	—
Z	0,05	0,04	0,03	0,04	0,03	—	0,05	0,04	0,02	0,03
Indice TT.	55,99	54,29	44,57	80,99	33,61	73,74	76,30	76,70	40,38	54,21
A	35,29	35,84	26,72	66,77	19,25	53,53	55,48	53,10	18,07	33,38
F	39,64	38,48	42,24	31,14	80,29	45,26	35,28	36,95	51,55	42,29
M	25,07	25,68	31,04	2,09	0,47	1,21	9,23	9,95	30,37	23,70

	N U M E R O D E M U E S T R A							
	27	20	22	24	28	18	19	
Q	38,54	32,41	32,05	6,55	34,96	11,52	34,13	
Or	13,65	25,35	26,71	10,22	24,76	7,68	26,18	
Ab	27,42	29,19	31,48	24,62	27,42	27,33	24,62	
An	10,72	7,67	5,42	28,43	6,55	26,66	8,81	
Hy	4,33	0,95	1,28	13,76	3,53	18,51	1,62	
Dy	—	0,76	1,02	8,19	—	—	—	
Wo	—	—	—	—	—	—	—	
Mt	1,44	1,77	0,94	3,41	0,77	2,07	0,99	
Il	0,65	0,59	0,42	2,47	0,46	1,69	0,46	
Ap	0,14	0,16	0,12	0,39	0,14	0,42	0,32	
C	1,49	—	—	—	0,60	1,35	1,20	
Z	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	
Indice TT.	79,61	86,96	90,25	41,40	87,14	46,53	84,93	
A	59,49	74,72	80,31	27,17	72,91	28,69	78,34	
F	33,01	23,65	17,74	45,67	24,14	43,51	20,60	
M	7,50	1,92	1,95	27,17	2,94	27,80	1,07	