

**GEOLOGIA DEL AREA GRANITICA Y METAMORFICA
AL OESTE DE CIUDAD RODRIGO (SALAMANCA):
II. LAS ROCAS GRANITICAS**

L. G. CORRETGÉ*
M. LÓPEZ-PLAZA*

RESUMEN.—En este trabajo se da una visión general sobre la petrografía, quimismo y petrogénesis de los materiales graníticos al Oeste de Ciudad Rodrigo. Se han reconocido ocho facies graníticas diferentes, algunas de las cuales forman la siguiente secuencia de diferenciación: granodioritas - granitos monzoníticos - leucogranitos.

La característica petrográfica más marcada es la existencia de fenómenos de moscovitización, silicificación y algunos tipos de albitización originados por procesos tardimagmáticos - postmagmáticos, generalizados en todo el área estudiada.

Desde el punto de vista geoquímico se observan fuertes anomalías en el contenido de elementos traza significativos: Li, Rb, Sr y Ba. Dichas anomalías se explican a la luz del comportamiento de tales elementos durante la fusión parcial, cristalización fraccionada y fenómenos pegmatítico - neumatolíticos.

Petrogenéticamente puede considerarse a toda la serie granítica como granitos epizonales, muy evolucionados a partir de una serie calcoalcalina contaminada por material mesocortical, y con quimismo muy transformado por los procesos postmagmáticos.

SUMMARY.—This paper deals with the petrography, geochemistry and petrogenesis in an area localized in the west side of Ciudad Rodrigo (Salamanca).

Eight different facies were found, some of them showed the following differentiation suite: granodiorite - monzonitic granite - leucogranite.

Muscovitization, silicification and some type of albitization phenomena originated by late and postmagmatic processes are the more remarkable petrographic aspects.

From a geochemical point of view marked anomalies in the amount of such trace element as Li, Rb, Sr y Ba were found. Because of the behaviour of these elements during the partial melting, fractional crystallization and pegmatitic - neumatolytic processes, those anomalies could be explained.

The whole granitic series may be considered as a very evolved epizonal granites belonging to a calcoalcaline suite contaminated by mesocrustal rocks and very transformed by postmagmatic processes.

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

INTRODUCCION

El área granítica estudiada se encuentra en la zona Galaico-Castellana definida por LOTZE (1945), más concretamente en la zona III (Duero Inferior) establecida por MATTE (1968). Constituye la parte oriental del gran batolito de Guarda (Portugal), considerado como "Younger Hercynian Granite" por SCHERMERHORN (1956), WESTERWELD (1956) y OEN (1958, 1960, 1962, 1968, 1970).

Petrográfica y geoquímicamente estos granitos "younger" están formados predominantemente por granitos y granodioritas de carácter calcoalcalino y en menor proporción por granitos de feldespato alcalino o de tendencia alcalina, entendiéndose por tales los que presentan bajo contenido en CaO (plagioclasa normativa de composición próxima a la transición albita-oligoclasa).

El sector oriental del batolito de Guarda (área Vilar Formoso-Fuentes de Oñoro), objeto de este trabajo, tiene todas las características anteriormente apuntadas; la petrografía y quimismo presentan, sin embargo, ciertas particularidades de interés que hemos querido dar a conocer en vista a encuadrar los granitos de este sector en uno de los cinco tipos de la serie "younger" establecidos por OEN (1970) y otros investigadores como WESTERWELD (op. cit.), SCHERMERHORN (1955, 1956, 1962), BRINK (1960), PRIEM (1962), SLUYK (1963), DE BOORDER (1965) y MAIJER (1965). El interés es evidente dado que en ocasiones es muy difícil diferenciar los granitos del grupo III de los del grupo IV, así como definir el carácter alcalino o calcoalcalino de la serie que obedece a diferentes condicionantes petrogenéticos (CAPDEVILA & FLOOR, 1970; CORRETGÉ, 1971; CAPDEVILA et al., 1973; UGIDOS, 1973; UGIDOS & BEA, 1976; CORRETGÉ et al., in litt).

ANTECEDENTES

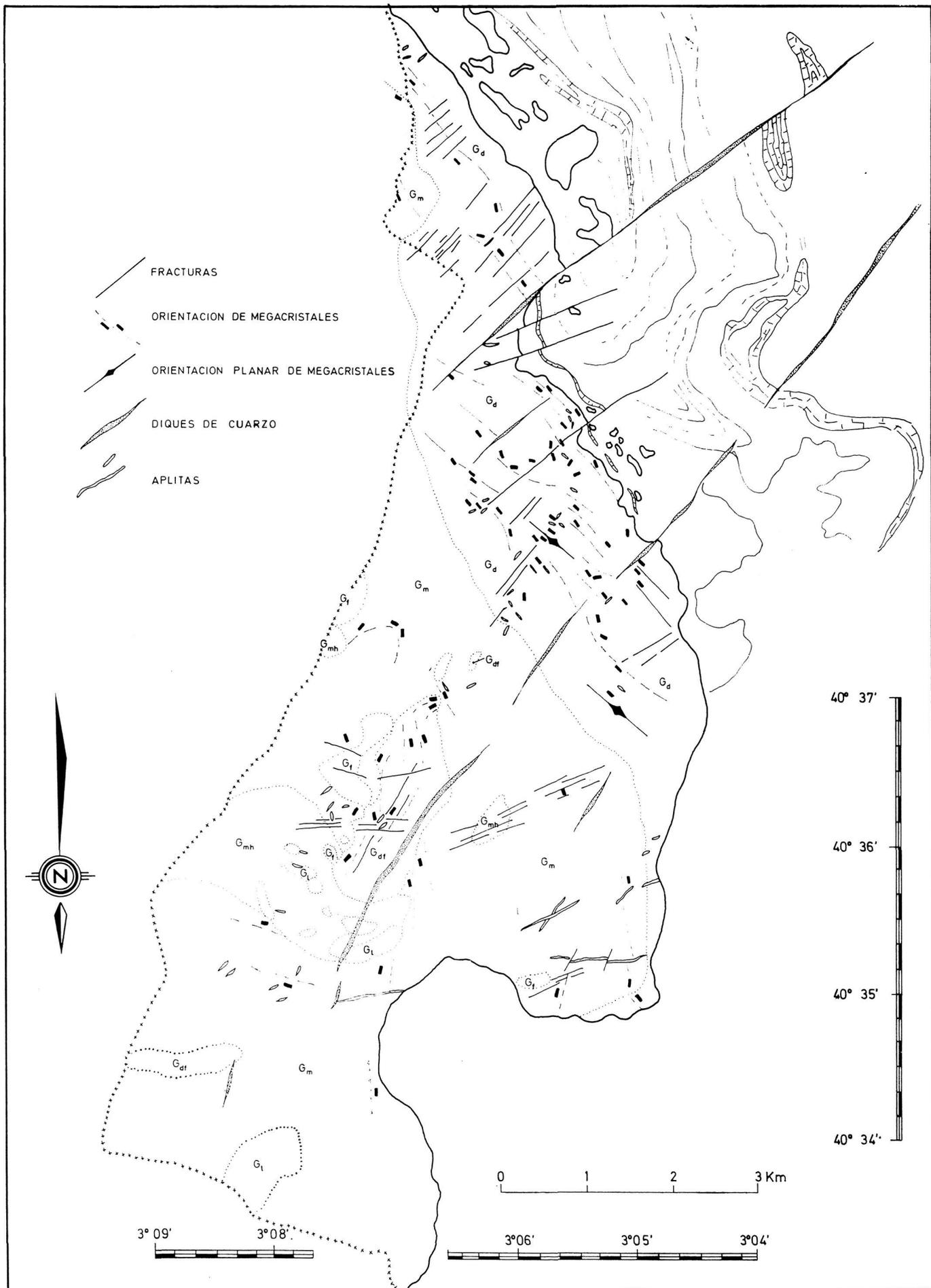
Los autores que se han ocupado del estudio geológico y petrográfico del área de Fuentes de Oñoro son escasos. Aunque en los dominios metasedi-

FIG. 1

FIG. 1.—Esquema geológico del área granítica de Fuentes de Oñoro.

- G_{df} Granodioritas y granitos de grano fino profídicos.
- G_d Granodioritas y granitos porfídicos.
- G_m Granitos monzoníticos (facies común).
- G_{mh} Granitos monzoníticos heterogéneos.
- G_l Leucogranitos aplo-pegmatíticos.
- G_f Granitos de grano fino.

→



mentarios de la zona se realizó una intensa investigación por geólogos, ingenieros y prospectores de la Junta de Energía Nuclear durante la década 1960-1970, hay muy pocos datos puramente geológicos publicados.

Los primeros datos de tipo general han sido aportados por SCHMIDT-THOME (1945) que además de establecer una clasificación de los granitos en la provincia de Salamanca y norte de Cáceres, esboza una cartografía de la zona aquí estudiada sin establecer distinción de los tipos graníticos.

En las zonas adyacentes de Portugal (Vilar Formoso, Almeida, Naves...) situadas en la misma unidad granítica se han cartografiado cinco tipos de granito (TEIXEIRA et al., 1959). Posteriormente, ARRIBAS (1962) describe someramente algunas rocas graníticas de la zona, en especial las que se encuentran más al norte del área estudiada. Por último, MINGARRO et al. (1971) realizan una cartografía del área sin establecer facies graníticas.

PETROLOGIA

Generalidades

En el mapa geológico adjunto se pueden observar las características generales del área que han sido ampliamente expuestas en una publicación anterior (CORRETGE & LÓPEZ-PLAZA, 1976).

Respecto a las rocas graníticas puede decirse que predominan los granitos de grano grueso más o menos porfídicos. En las zonas de contacto con los metasedimentos del complejo esquisto grauváquico los granitos están enriquecidos en biotita y presentan mayor proporción de megacristales de feldespato potásico que manifiestan una fluidaridad planar a veces paralela y otras débilmente oblicua al contacto (Fig. 1). En el stock situado al SE de Gallegos de Argañán la orientación planar de los megacristales es totalmente paralela a los contactos, pero sufre variaciones apreciables de buzamiento y tiende a esbozar una incipiente estructura cómica. Los contactos son siempre muy netos y generalmente verticales, abundando en dichas zonas los enclaves de naturaleza pelítica que tienden a estar orientados paralelamente al contacto. Los enclaves de naturaleza granodiorítica-tonalítica aparecen diseminados en las granodioritas y en los granitos monzónicos, o bien concentrados en pasillos (Fig. 2).

Próximos a la masa granítica principal aparecen numerosos stocks y apófisis. Petrográfica y texturalmente son diferentes a la facies común del batolito, pero semejantes a las facies más evolucionadas (leucogranitos y granitos de grano fino). La ausencia de contactos entre estas apófisis y pequeños stocks, que poseen a veces carácter paraconcordante con la esquistosidad principal y fábrica cataclástica, y el batolito nos plantea serias dudas sobre la cronología relativa de estas formaciones.



FIG. 2

Pasillo de enclaves tonalíticos en las granodioritas y granitos monzoníticos

Se han distinguido en total ocho tipos de granitoides. Los términos más básicos que corresponden a facies de borde son granodioritas y granitos porfídicos. Los más ácidos están formados por granitos de grano fino y leucogranitos moscovíticos, situados en la masa principal o en las apófisis graníticas.

Las granodioritas y granitos de grano fino porfídicos parecen ser ligeramente anteriores a la masa principal de granitos monzoníticos. En cuanto a las restantes facies puede afirmarse que se trata de un fenómeno general de diferenciación, en el que algunas facies intruyen en otras mediante contactos netos.

Desde el punto de vista evolutivo podemos estudiar los diferentes tipos según su secuencia temporal, estableciendo un grupo aparte para las apófisis:

- a) Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos.
- b) Granodioritas y granitos porfídicos.
- c) Granitos monzoníticos (facies común).
- d) Granitos monzoníticos heterogéneos.
- e) Leucogranitos aplo-pegmatíticos.
- f) Granitos de grano fino.
- g) Apófisis: leucogranitos turmaliníferos o moscovíticos.

Consideraciones acerca de su clasificación

La mayor parte del área estudiada se encuentra constituida por granitos monzoníticos. También hay algunas facies que entran dentro del campo granodiorítico con una proporción de plagioclasas superior al 65 % del total de feldespatos.

Es evidente que la clasificación de STRECKEISEN (1967) y I. U. G. S. (1973) es perfectamente clara cuando en los granitos monzoníticos o granodioritas, según los casos, la plagioclasa es relativamente básica (oligoclasa-andesina). El problema realmente se presenta con algunos granitos de esta zona con plagioclasas de bajo contenido en anortita, menor de An_{11} y frecuentemente menor de An_{05} , que debieran clasificarse, en realidad, especialmente en el segundo caso, como granitos de feldespato alcalino. Este problema lo hemos solventado en parte empleando como criterio de separación la plagioclasa de composición An_{10} .

El razonamiento de STRECKEISEN para tomar An_{05} como límite en su clasificación es mineralógicamente más válido, pero petrográficamente más confuso, ya que en tipos de rocas pertenecientes a una misma familia y a la misma secuencia petrogenética y con plagioclasas cuyo contenido en anortita es menor de An_{10} - An_{12} (como ocurre en esta zona y en otras del Macizo Hespérico) se observan frecuentemente rocas con plagioclasas inferiores a An_{05} . En consecuencia, es necesario establecer una discontinuidad gráfica que no tiene ninguna significación petrogenética (Fig. 3).

La clasificación de JOHANNSEN (1932) al introducir en el vértice P toda la serie de las plagioclasas incluso albita (An_{00} - An_{10}), aunque no elimi-

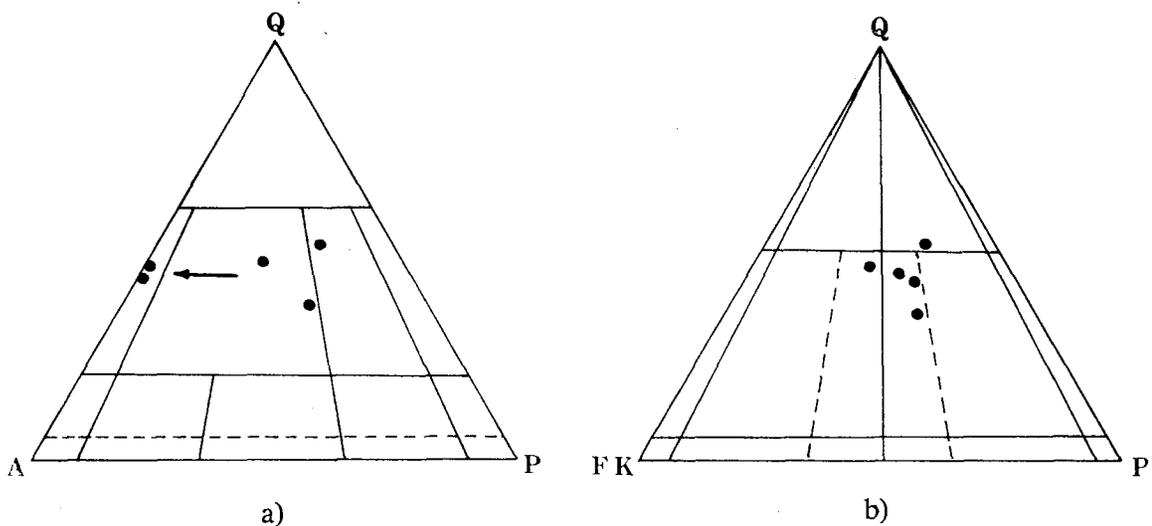


FIG. 3

Representación gráfica de los leucogranitos según los criterios de:
a) STRECKEISEN - I.U.G.S. y b) JOHANNSEN

na el problema de la discontinuidad lo resuelve parcialmente, puesto que en los diversos tipos establecidos en su clasificación se tiene en cuenta simultáneamente el contenido en anortita de las plagioclasas. Igualmente, el índice de color, utilizado por el autor referido, nos permite emplear en la clasificación prefijos de indudable valor sistemático.

Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos

En la zona estudiada constituyen tres afloramientos, dos de ellos alargados en dirección NNE. Topográficamente están situados a niveles más bajos que los granitos monzoníticos encajantes y sus contactos son netos.

El tamaño de grano es fino o medio. Contienen siempre dos micas, aunque el porcentaje de biotita es algo mayor. Presentan megacristales de feldespato idiomorfo en proporción inferior al 10 % de la roca, con una longitud máxima de 4-5 cms., con orientación planar y prismas de cordierita milimétricos, relativamente abundantes e incluidos en ocasiones en los megacristales de feldespato potásico (Fig. 4).



FIG. 4

Granodiorita de grano fino porfídica. Obsérvense los prismas de cordierita incluidos en el feldespato potásico

En cuanto a sus características microscópicas hay que destacar varios aspectos:

El feldespato potásico suele presentarse en forma de megacristales idiomorfos fuertemente pertitzados y maclados según la ley de Carlsbad, o bien en cristales anhedrales formando parte de la mesostasis.

El cuarzo aparece algunas veces en forma de cristales globulosos de tendencia microporfídica. No obstante, tales cuarzos no son excesivamente abundantes.

Las plagioclasas se presentan normalmente zonadas. Los núcleos alcanzan la composición de An_{32} , observándose una disminución progresiva hasta la periferia donde la composición llega a An_{11} .

Además de la biotita, bastante cloritizada, y la moscovita, se observa circón, rutilo y apatito relativamente abundante.

Granodioritas y granitos porfídicos (grano grueso)

Aparecen únicamente en la zona marginal del batolito, alcanzando una anchura máxima de 1,5 a 2 Km. Están en contacto con los granitos monzoníticos a los que se pasa de una forma gradual e insensible.

El tamaño de grano es grueso o muy grueso. Presentan grandes cristales de feldespato de tamaño máximo de 10-12 cms., orientados subparalelamente al borde del batolito. Se suelen observar esporádicamente zonas de ortoacumulados feldespáticos junto a acumulados biotíticos, dispuestos ambos en forma de schlieren.

La mica predominante es la biotita. La moscovita o está ausente por completo o es relativamente abundante en zonas que han sufrido intensa acción deutérica.

Suele observarse cordierita en prismas idiomorfos de 2 a 3 cms. de longitud totalmente pinnitizados.

Sus características microscópicas son análogas a los granitos monzoníticos que describiremos a continuación.

Granitos monzoníticos

Constituyen la mayor parte del área estudiada, por lo que hemos creído conveniente denominarlos con el nombre de facies común. El contacto con las granodioritas y granitos de grano fino porfídicos y con los leucogranitos es neto.

Granulométricamente son de grano medio a grueso, a veces porfídicos debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico que son de menor tamaño que los de la facies de borde. Raramente superan los 5-6 cms. de longitud.

Microscópicamente estos granitos tienen textura inequigranular, porfídica e hipidiomórfica.

El feldespato potásico suele aparecer en cristales porfídicos maclados según Carlsbad con pertitas tipo "film perthite" (ALLING, 1938). Al disminuir su tamaño pasa de ser idiomórfico-subidiomórfico a xenomórfico. Son frecuentes las inclusiones de biotita y plagioclasa.

Las plagioclasas son normalmente subidiomórficas, especialmente las que se encuentran incluidas en el feldespato potásico. Están casi siempre zonadas con núcleos de composición An_{32} - An_{26} y zonas periféricas que llegan a An_{12} - An_{08} (Fig. 5).

Entre los minerales accesorios se encuentran la esfena e ilmenita.

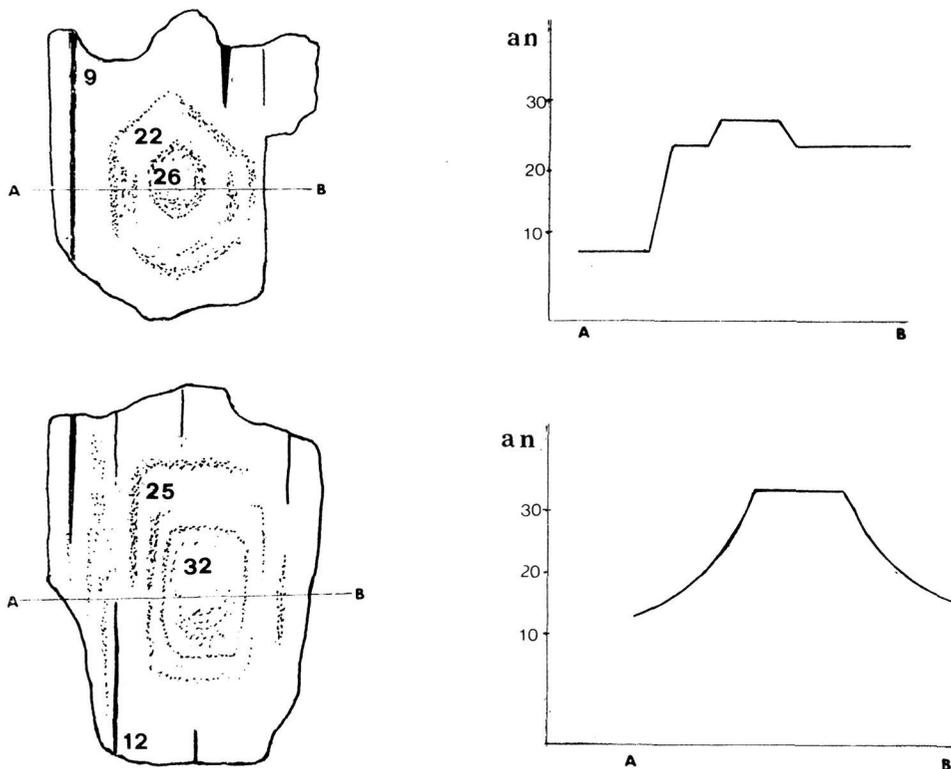


FIG. 5

Plagioclasas zonadas en los granitos monzoníticos

Granitos monzoníticos heterogéneos

Denominamos así a los granitos monzoníticos que se presentan en los alrededores de Fuentes de Oñoro, con una heterogeneidad tanto textural como mineralógica bastante manifiesta.

Fundamentalmente son granitos de dos micas con predominio acusado de la moscovita. Esta característica los diferencia de los granitos monzoníticos encajantes de los que son una simple subfacies entre los que existe una transición gradual.

El tamaño de grano es variable: fino, grueso y a veces muy grueso en las zonas pegmatoides.

En torno a los cristales de feldespato potásico porfídicos se observan fenómenos de albitización.

Las plagioclasas suelen ser subidiomórficas y de composición albítica $An_{06}-An_{08}$. Aunque la zonación no es un fenómeno normal en estos tipos de granitos se observan en ocasiones cristales débilmente zonados con saussuritización en las zonas centrales del cristal.

La moscovita suele ser muy abundante; es claramente histerógena cuando rodea a los cristales de andalucita con borde fibroítico. En este caso la proporción volumétrica de moscovita puede superar el 17 % del volumen total de la roca (por ej. muestra 3 c de la tabla I). A veces se observan nidos de andalucita y probables agujas de sillimanita rodeadas ambas por moscovita.

Leucogranitos aplo-pegmatíticos

Se presentan de múltiples formas y con una estructura no bien definida, aunque frecuentemente tienen formas alargadas similares a diques. El contacto con la roca encajante es neto y bastante irregular.

Microscópicamente son granitos totalmente leucocráticos, con tamaño de grano variable, en general, de medio a fino. Nunca tienen megacristemas feldespáticos.

Su textura es holocristalina, equigranular. Los feldespatos potásicos alcanzan frecuentemente un alto grado de idiomorfismo con bordes rectos y netos y con abundancia de micropertitas.

Las plagioclasas son francamente albiticas, con una composición media de An_{05} , aunque a veces se encuentran valores ligeramente superiores sin llegar nunca a composición oligoclásica. Nunca presentan zonación. Los fenómenos de albitización son intensos. Se pueden reconocer tres generaciones: una primera de albita subidiomórfica incluida en feldespato potásico, la segunda de albita subidiomórfica o xenomórfica que corroe blásticamente a la ortosa, y por último, la tercera generación formada por albita coalescente con morfología peculiar.

El cuarzo se presenta igualmente en varias generaciones. La primera forma las placas alotriomorfas y la generación más tardía es simultánea a la albita coalescente a la que acompaña.

Referente la moscovita también es posible diferenciar varios tipos morfológicos perfectamente definidos y genéticamente distintos: moscovita con hábito tabular relacionada estrechamente con la albita principal; moscovita en forma dactilítica o de palmera ("palmike structure"), y por último, una moscovita sumamente blástica, claramente hysteroégena e intercrecida con la albita coalescente y con el cuarzo tardío.

Granitos de grano fino

En determinadas zonas (ver mapa adjunto) se observan algunas diferenciaciones de grano fino sin megacristemas que corresponden a granitos normales de plagioclasa albitica y de dos micas, con apatito y topacio como accesorios principales.

Estas facies se presentan en lugares topográficamente altos, cabe pensar, por lo tanto, sin poderlo afirmar taxativamente, que se trata de diferenciaciones cupuliformes por analogía de facies con otras áreas graníticas (CORRETGE, 1969, 1971; G. DE FIGUEROLA, et al., 1971).

Apófisis graníticas

Se trata de apuntamientos graníticos situados a una distancia máxima del batolito de 1 Km. Sus superficies oscilan desde varias decenas de metros cuadrados hasta 2 Km.² Cartográficamente se han delimitado zonas y stocks con mayor o menor proporción de turmalina, sin que se trate por ello de granitos genéticamente diferentes, observándose transiciones laterales de unos a otros.

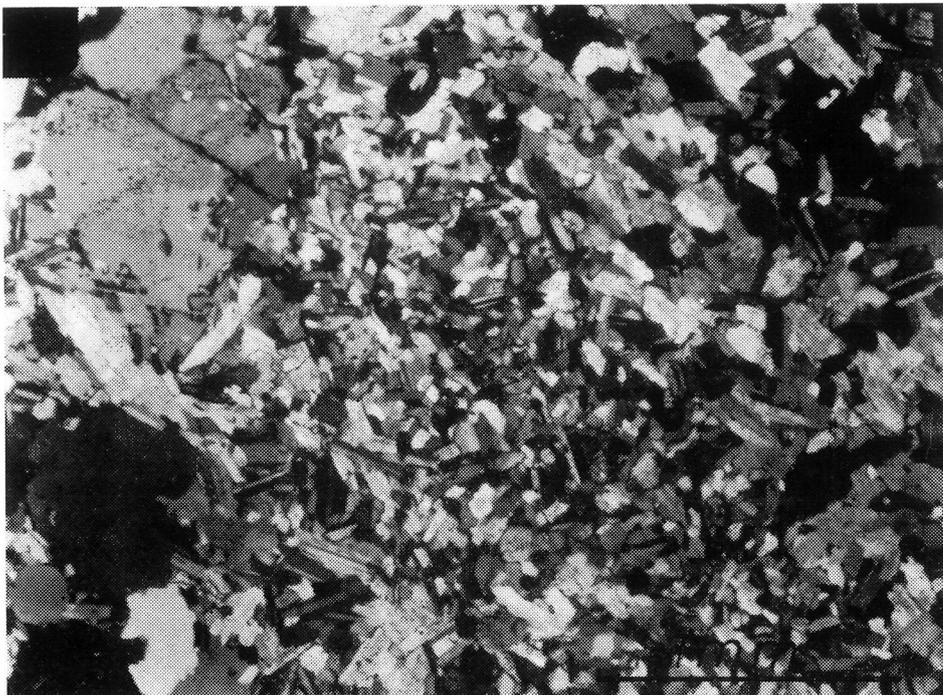


FIG. 6

Aspecto de la textura de los leucogranitos en las apófisis

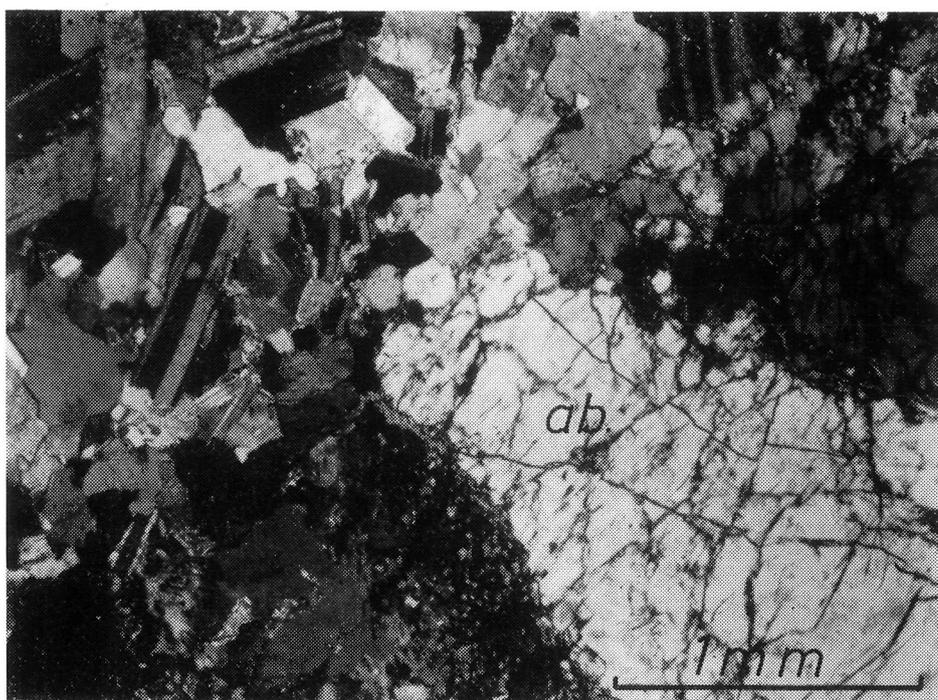


FIG. 7

Aspecto de las dos generaciones de albite en los leucogranitos de las apófisis

El tamaño de grano es de medio a fino. No presentan megacristales y la mica predominante es la moscovita. La biotita está prácticamente ausente en las facies con turmalina y aumenta de proporción al disminuir esta última.

La textura es variable. Junto a rocas claramente granudas se observan granitos inequigranulares con texturas alotriomórficas y panidiomórficas (Fig. 6).

Las plagioclasas son ácidas, oscilan entre An_{05} y An_{10} . Se observan dos tipos de albita. La primera generación está formada por albita subidiomórfica maclada, de pequeño tamaño, y la segunda, por grandes placas alotriomórficas sin maclar o escasamente macladas, con ángulo $2V_z = 84 \pm 4$ y menor índice de refracción que la albita anterior (Fig. 7).

El feldespato potásico presenta hábito anedral, con marcado carácter blástico, observándose fenómenos de intercrecimiento con la albita.

Como minerales accesorios aparece xenotima, topacio, casiterita y lepidolita. En varias apófisis se encuentra gran cantidad de ambligonita-montebrazita, que se presenta formando cristales (Fig. 8) o masas alotriomórficas asociada a la segunda generación de albita.

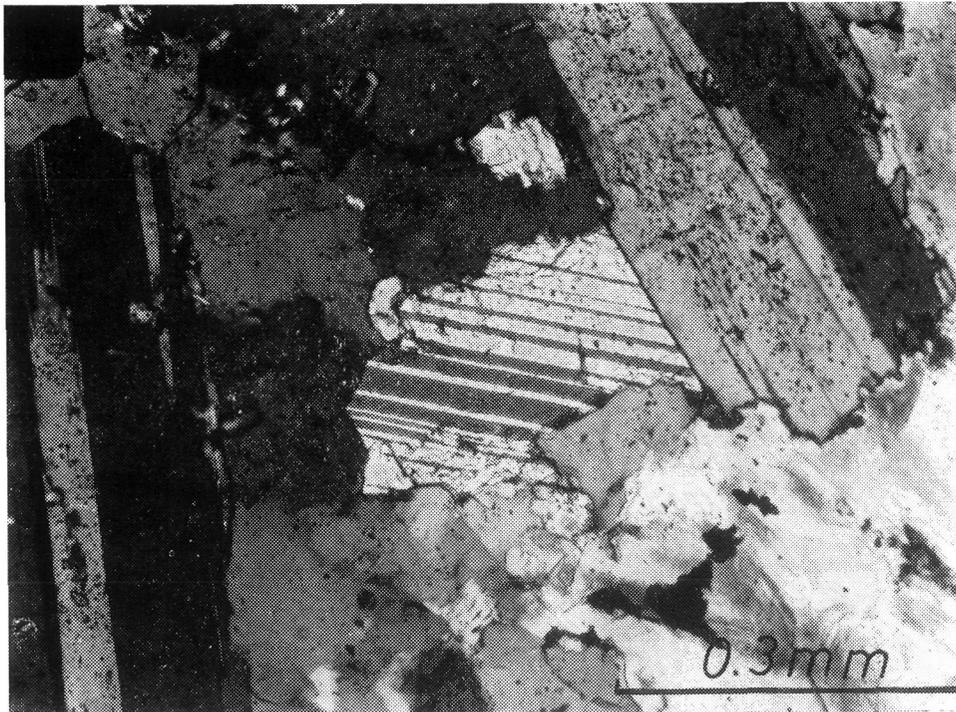


FIG. 8

Montebrazita maclada polisintéticamente (centro de la figura) en los leucogranitos de las apófisis

Diques aplíticos

Existe una serie de diques aplíticos encajados en el granito con una potencia que oscila entre 10 y 20 metros. Longitudinalmente, pueden alcanzar distancias de más de 1 Km. Su dirección es NE y ENE.

Texturalmente son de grano muy fino y están constituidos esencialmente por cuarzo, algo de moscovita, biotita, clorita, abundante sericita, cristales de microclina y plagioclasa (albita-oligoclasa).

Además, existe otra serie de diques aplo-pegmatíticos de menor potencia (desde 30-40 cms. hasta 2-3 ms.) localizados principalmente en las granodioritas y granitos porfídicos del borde del batolito. Su dirección es variable, si bien, predomina una al NO coincidiendo a grandes rasgos con el borde, y otra casi perpendicular (N 20 E - N 30 E). En las rocas metamórficas próximas al contacto los diques se emplazan a veces concordantes con la esquistosidad principal. Su mineralogía es típicamente granítica con plagioclasas de composición An_{06} .

Felsitas

Sólo se ha localizado un dique de 40-60 metros de potencia y 2 Kms. de longitud al sur de Gallegos de Argañán.

Se trata de una roca leucocrática, de grano fino, no porfídica, con textura felsofítica-esferulítica y constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa albitica y moscovita. Dadas estas características y según el criterio de MOORHOUSE (1959) hemos preferido denominarla felsita en lugar de riolita (MINGARRO et al., op. cit.).

Enclaves

En general, en la zona estudiada no hay abundancia de enclaves básicos, pero se puede decir que existen zonas favorables para su localización, tales como en el contacto de la facies de borde con la facies común, encontrándose concentraciones de enclaves dispuestos en pasillos (Fig. 2).

Su composición es granodiorítica-tonalítica y están constituidos por cuarzo, biotita, plagioclasa (en zonación desde An_{45} - An_{40} hasta An_{20} y a veces en *synneusis*) y circón, moscovita, cordierita que puede ser bastante abundante, apatito y rutilo, como minerales accesorios.

Se observan fenómenos de coalescencia en el borde del enclave al reaccionar con la fase más ácida del granito como si se tratara de verdaderas emulsiones ("emulsion rock").

También se encuentran distribuidos muy próximos al borde del batolito otra serie de enclaves de naturaleza pelítica conservando la deformación interna y un "flattening" coincidente con la dirección del contacto.

Composición modal de los granitoides

Como resumen de la breve descripción petrográfica de las diferentes facies graníticas, podemos observar las composiciones modales de estas rocas. En el cuadro adjunto (Tabla I) se incluyen las composiciones de las facies normales y algunas particulares que presentan composiciones sensiblemente diferentes originadas por procesos de transformación postmagmática. Igualmente, se han utilizado a efectos comparativos las dos clasificaciones STRECKEISEN (op. cit.)-I. U. G. S. (op. cit.) y JOHANNSEN (op. cit.).

TABLA I

COMPONENTES	1	2			3			4	5	
		a	b	c	a	b	c		a	b
Cuarzo	39,18	44,26	46,16	33,52	25,40	39,13	41,86	38,35	39,31	33,18
Feldespato K.	14,10	15,86	14,73	25,47	39,81	24,05	11,40	17,73	20,86	22,50
Plagioclasa ...	31,14	25,80	22,96	33,33	27,44	21,32	27,96	31,80	28,24	37,75
Biotita	6,68	3,45	8,26	3,21	2,71		0,47			
Moscovita	6,48	9,40	4,85	4,15	4,15	14,85	17,65	11,37	8,72	1,40
Accesorios ...	2,42	1,23	3,04	0,32	0,49	0,65	0,66	0,75	2,02	0,97
Turmalina									0,85	4,70

1. Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos: Granodiorita de dos micas.
2. Granitos monzoníticos:
 - a) Granito monzonítico.
 - b) Granito monzonítico.
 - c) Granito monzonítico (leuco adamellita).
3. Granitos heterogéneos:
 - a) Granito.
 - b) Granito monzonítico (leuco adamellita sódica).
 - c) Granodiorita (?).
4. Leucogranitos aplo-pegmatíticos: Granito de feldespato alcalino (leuco adamellita sódica).
5. Apófisis graníticas:
 - a) Granito de feldespato alcalino (leuco adamellita sódica).
 - b) Granito monzonítico (leuco adamellita sódica).

Los procesos tardimagmáticos y postmagmáticos

Una de las constantes petrográficas observadas prácticamente en todos los granitos del área es la importancia de estos procesos tardíos que dan lugar a una serie de fenómenos tales como moscovitización, albitización secundaria y silicificación.

Al hablar de procesos tardimagmáticos y postmagmáticos no pretendemos separar claramente los dos tipos. Tanto la albitización secundaria como la moscovitización y silicificación tuvieron lugar cuando las fases principales



FIG. 9

*Moscovita blástica que corroe al feldespato potásico.
(Granitos monzoníticos heterogéneos)*

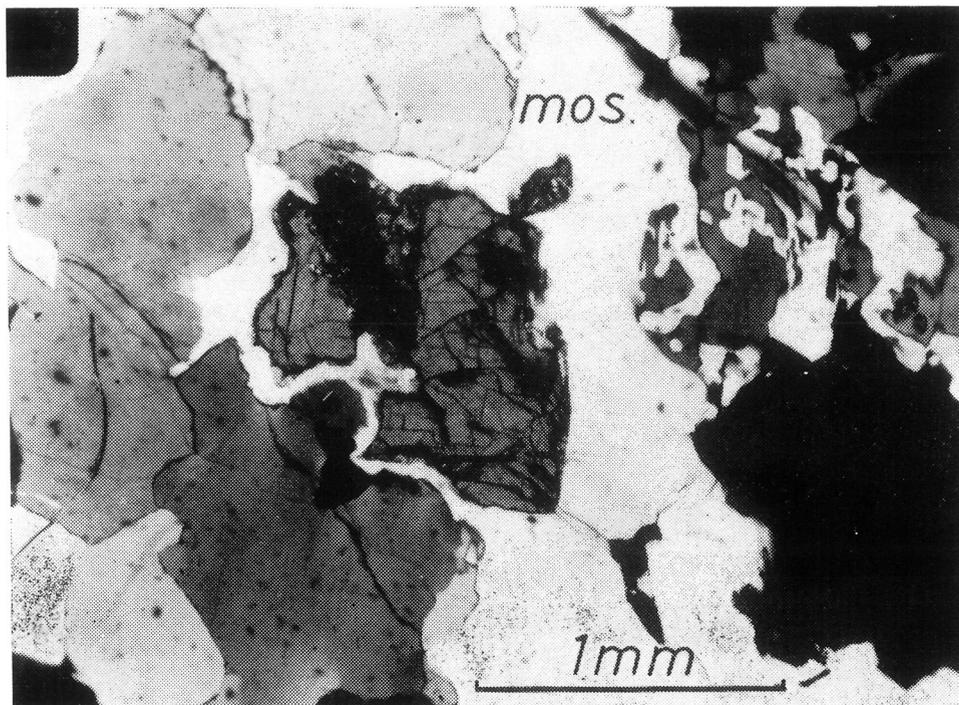


FIG. 10

*Andalucita corroída por moscovita blástica.
(Granitos monzoníticos heterogéneos)*

estaban completamente formadas, pero carecemos de evidencias sobre la posible existencia en esos momentos de fases fundidas residuales que al reaccionar con las fases cristalizadas anteriormente pudieran dar lugar a nuevas fases tardimagmáticas.

Texturalmente, se observan en los granitos del área varios tipos de moscovita; todas ellas tardías en la paragénesis. La más precoz tiene hábito tabular subidiomórfico y nunca tiene carácter blástico, pudiera corresponder, por lo tanto, a un tipo de moscovita tardimagmática. La más tardía, por el contrario, es sumamente blástica, corroe a todos los minerales de la roca y, en consecuencia, hay que pensar que se ha formado en una etapa deutérica postmagmática.

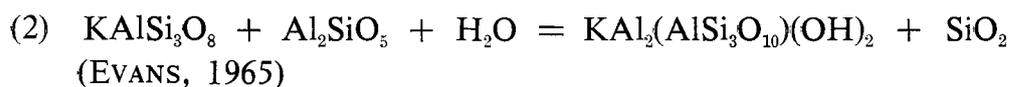
Una de las evidencias texturales más claras en estas rocas es la asociación de moscovita deutérica (hysterógena) con cualquiera de los siguientes minerales: feldespato potásico, andalucita, albita y cuarzo con los que claramente está relacionada por asociaciones de reacción.

Respecto a los mecanismos de sustitución, de acuerdo con las evidencias texturales, se constata que:

a) La moscovitización deutérica es un fenómeno unitario que afecta a la vez a las fases feldespáticas y a los silicatos aluminicos, corroídos ambos por dicha moscovita (Figs. 9 y 10).

b) La moscovitización implica una correlación con el contenido en cuarzo así como con la riqueza en sodio.

Cualquiera de las reacciones propuestas para los fenómenos de moscovitización pueden ser adecuadas, especialmente las siguientes:



La elevada proporción de moscovita en algunas facies (ver muestra 3 c, Tabla I) ricas en andalucita moscovitizada (Fig. 10) nos hace aceptar la idea apuntada para el batolito de Cabeza de Araya que gran parte de la andalucita ha sido moscovitizada, requiriéndose en consecuencia K_2O (CORRETGÉ, 1971; KWAK, 1971). Este potasio se logra considerando la hidratación del feldespato potásico según la reacción (1), de acuerdo con una de las posibilidades apuntadas por SCHERMERHORN (op. cit.) y HEMLEY (op. cit.). La segunda posibilidad (reacción 2) es aceptable para explicar la moscovitización en general, pero la presencia de andalucita moscovitizada incluida en las plagioclasas (Fig. 11) nos inclina a aceptar como más probable la reacción (1).

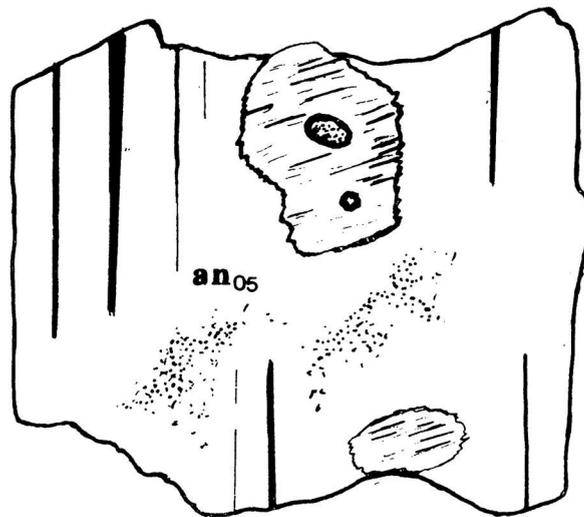
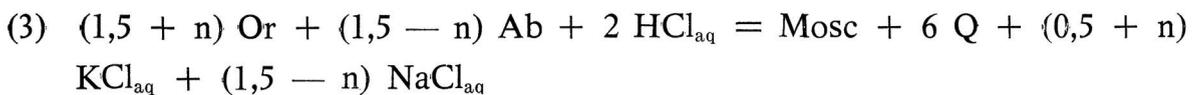


FIG. 11

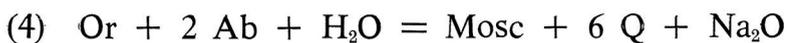
Andalucita moscovitizada incluida en las plagioclasas. (Dique de granito aplítico encajado en los granitos monzoníticos)

En los leucogranitos aplo-pegmatíticos la moscovita histerógena está estrechamente asociada a albita coalescente y cuarzo tardío. Las posibilidades reaccionales, en consecuencia, se amplían al entrar en el proceso reccional la albita.

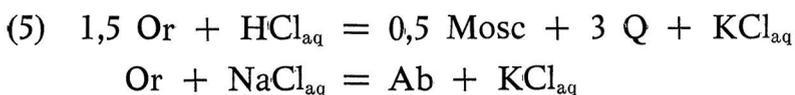
En el caso de una reacción de transferencia general por alteración hidrotermal con intervención de una solución acuosa con cierta cantidad de ClH (WEISBROD & POTY, 1975) se establece la siguiente reacción:



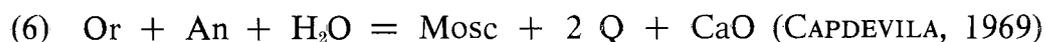
que es similar a la de hidratación normal propuesta por LAMEYRE (1966):



De estas reacciones que expresan transferencia química entre sólidos y fluidos durante el proceso hidrotermal se deduce que la moscovitización se realiza con aparición de cuarzo excedentario, fenómeno que puede explicarse por las reacciones de hidratación del feldespato potásico referidas anteriormente (1) y (2). Sin embargo, la reacción (3) permite explicar fenómenos de albitización inducidos como consecuencia de la moscovitización por el ClNa_{aq} que aparece en la roca. En efecto, la reacción (3) puede ser reemplazada por las siguientes:



Deduciendo de esto que no es necesario que exista una sodificación general de tipo metasomático para que exista albitización; albitización que, por otra parte, puede realizarse parcialmente, y de hecho se realiza por los procesos de sericitización, por descalcificación de anortita partiendo de la reacción global teórica:



Según nuestras observaciones la albitización no depende exclusivamente de la moscovitización ya que la moscovita hystérogena ataca a plagioclasas albiticas, sin embargo, las albitizaciones muy tardías como la albita coalescente anteriormente descrita o la intergranular, "chess board", etc. (CORRETGE & MARTÍNEZ, 1975) pudieran muy bien ser consecuencia de reacciones del tipo (5).

En los leucogranitos aplo-pegmatíticos (muestra n.º 4, Tabla I) hemos obtenido la relación volumétrica del cuarzo con respecto a la moscovita. También hemos obtenido dicha relación partiendo de la reacción (3) y utilizando los volúmenes molares según ROBIE & WALDBAUM (1968). Es decir:

$$\text{Relación real en la roca: } \text{Q/Mosc} = 3,3$$

$$\text{Relación a partir de la reacción (3): } \text{Q/Mosc} = 0,96$$

Evidentemente la mayor parte del cuarzo existente es anterior al proceso de alteración hidrotermal, pero si la reacción de moscovitización es del tipo (3) prácticamente 1/3 del cuarzo total ha de proceder de dicha reacción. Sin embargo, esa silicificación a nuestro parecer es excesiva pues microscópicamente no se observa una tan alta proporción de cuarzos intersticiales ("net like").

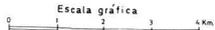
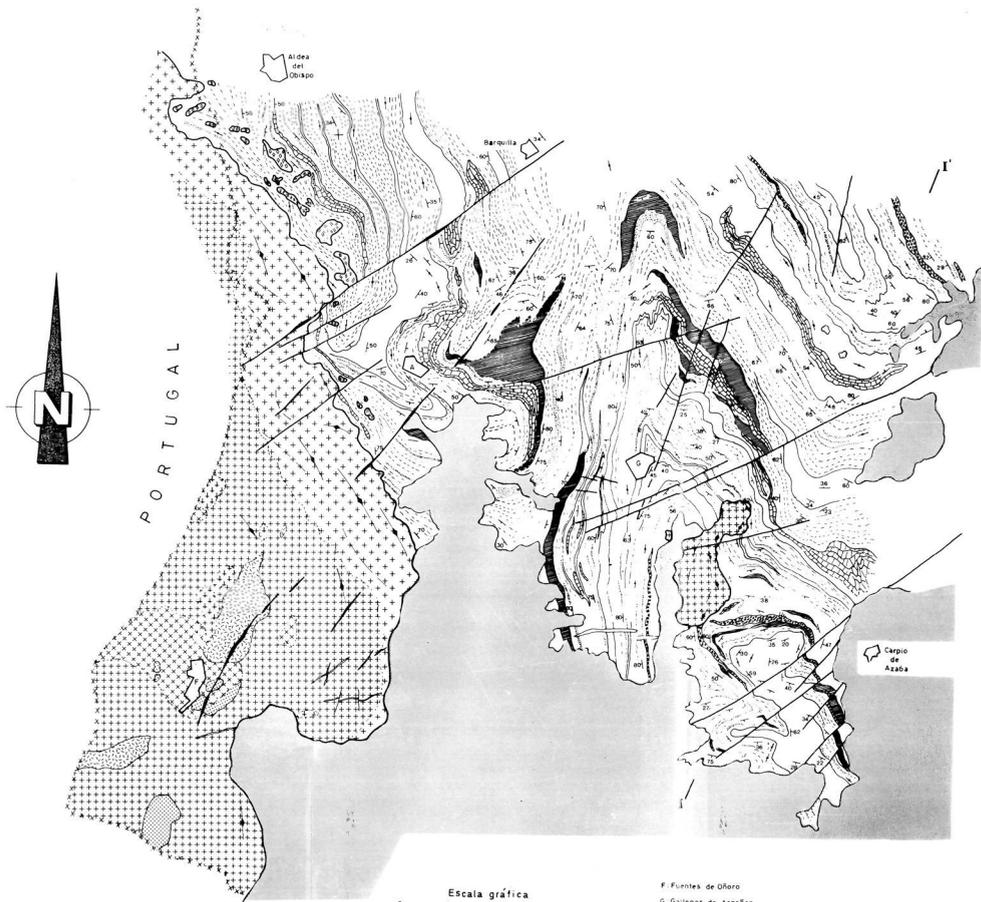
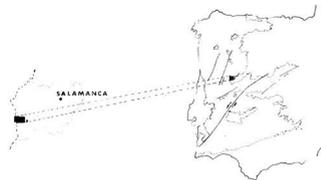
GEOQUIMICA Y PETROGENESIS

Los análisis químicos realizados ponen de manifiesto el aumento progresivo de sílice hacia el interior del batolito, así como una escasez general en calcio, excepto en la granodiorita porfídica de borde (Tabla II). Este último factor viene claramente expresado por la exigua cantidad de anortita normativa (Tabla III).

En todas las facies se observa corindón en las normas C. I. P. W. Esta expresión de la alúmina excendentaria corresponde principalmente a la moscovita y en menor proporción a los minerales alumínicos observados (cordierita y andalucita). Como la moscovita en estas rocas es un mineral tardi-postmagmático hemos saturado el exceso de alúmina que aparece tanto en

MAPA GEOLOGICO DEL AREA CIUDAD RODRIGO - FUENTES DE OÑORO (SALAMANCA)

L. G. CORRETGE Y M. LOPEZ PLAZA, 1976



F. Fuentes de Oñoro
 G. Gallegos de Argañán
 A. Alameda de Garzón

ROCAS GRANITICAS

- Granodioritas y granitos porfídicos
- Granitos monzoníticos
- Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos
- Granitos monzoníticos heterogéneos ricos en moscovita
- Leucogranitos apto-pegmatíticos
- Granitos de grano fino
- Granitos de grano fino moscovíticos turmalíferos

ROCAS SEDIMENTARIAS Y METAMORFICAS

- Cobertera terciaria (arcosas, limos...)
- Pizarras negras / Grauwacas
- Pizarras psamíticas, protocuarzitas y areniscas
- Pizarras listadas satinadas
- Conglomerados subarcósicos
- Calizas

ROCAS FILONIANAS

- APULTAS
- DIQUES Y SIERROS DE CUARZO
- FELSITAS

ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- FALLAS
- DIRECCION Y BUZAMIENTO DE LAS CAPAS
- FOLIACION DEL GRANITO (ORIENTACION PLANAR DE FELDSPATOS Y BIOTITAS)

COMPLEJO GRANITO - GRANITÓICO
 TROCENÓICO - CAMBRIO

TABLA II
ANALISIS QUIMICOS

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	70,27	73,10	74,00	74,03	74,61	72,14	74,42	74,36
Al ₂ O ₃	14,14	14,11	13,81	14,70	14,92	13,98	14,63	14,82
Fe ₂ O ₃	3,19	1,96	1,49	0,93	0,82	1,98	0,86	0,93
MgO	0,83	0,34	0,20	0,08	0,02	0,42	0,10	0,08
CaO	1,90	0,96	0,81	0,65	0,33	1,13	0,63	0,65
Na ₂ O	3,20	3,35	3,56	4,11	4,55	3,48	3,92	4,34
K ₂ O	5,16	5,17	4,64	4,39	3,85	4,70	4,50	3,86
MnO	0,09	0,08	0,10	0,06	0,16	0,06	0,04	0,15
TiO ₂	0,54	0,19	0,22	0,03	0,14	0,53	0,04	0,15
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,16	0,09	0,13	0,20	0,09	0,11
H ₂ O	0,63	0,82	1,02	0,86	0,76	1,19	0,67	0,71
TOTAL.....	100,07	100,20	100,01	99,93	100,29	99,81	99,90	100,05

ELEMENTOS TRAZA (ppm)

Li	107	152	162	178	882	177	231	164
Rb	313	399	474	541	1436	355	457	542
Sr	163	63	54	30	12	120	37	19
Ba	627	118	115	24	20	418	34	21

Los análisis han sido realizados en el Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Salamanca.

la norma C. I. P. W. como en la mesonorma para rocas con biotita a través de la transformación convencional:



En consecuencia, la proporción de ortosa normativa se ve notoriamente disminuida en beneficio de la moscovita, obteniéndose de esta forma porcentajes normativos más acordes con los cálculos modales.

Teniendo en cuenta los análisis químicos, los criterios petrográficos y geológicos puede afirmarse que existe al menos una transición insensible entre la granodiorita de borde, los granitos monzoníticos (facies común) y los

granitos monzoníticos heterogéneos. Aunque no se ha realizado un muestreo estadístico puede observarse muy bien cómo el sentido de la evolución geoquímica es equivalente a otros plutones graníticos en los que las facies diferenciadas van haciéndose cada vez más silíceas y más sódicas.

TABLA III

NORMAS C.I.P.W.

	1	2	3	4	5	6	7	8
Q	26,94	31,60	33,95	32,06	33,04	31,42	33,15	33,14
Or	30,49	30,55	27,42	25,94	22,75	27,78	26,59	22,81
Ab	27,08	28,35	30,13	34,78	38,50	29,45	33,17	36,73
An	8,64	3,98	2,97	2,64	0,79	4,30	2,54	2,51
Hy	2,07	0,85	0,50	0,20	0,05	1,05	0,25	0,20
He	3,19	1,96	1,49	0,85	0,75	1,98	0,85	0,93
Mt				0,11	0,12		0,01	
Tn	0,19	0,17	0,21	0,06	0,27	0,13	0,08	0,09
Ru	0,44	0,10	0,11			0,46		0,10
Ap	0,28	0,28	0,37	0,21	0,30	0,46	0,21	0,25
C	0,12	1,54	1,84	2,22	2,98	1,59	2,38	2,58

MESONORMAS (Bi)

Q	26,97	30,39	32,54	30,22	30,92	30,82	31,26	31,21
Or	29,11	30,27	27,51	26,08	22,84	27,47	26,69	22,84
Ab	29,27	30,60	32,62	37,37	41,11	32,03	35,64	39,34
An	6,89	3,37	2,25	2,56	0,30	2,51	2,42	2,00
Bi	3,11	1,27	0,75	0,29	0,07	1,58	0,37	0,29
He	2,12	1,26	0,90	0,56	0,32	1,31	0,54	0,59
Mt	0,22	0,19	0,24	0,14	0,37	0,14	0,09	0,09
Tn	1,15	0,40	0,47	0,06	0,29	1,13	0,08	0,31
Ap	0,26	0,25	0,34	0,19	0,27	0,42	0,19	0,23
C	0,90	1,98	2,36	2,50	3,47	2,53	2,68	3,06

MESONORMAS (Bi + Moscov.)

Or	26,85	25,31	21,60	19,84	14,17	21,47	19,97	15,19
Mosc.	3,16	6,95	8,28	8,74	12,14	8,89	9,41	10,71
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Plagioclasa	An ₁₉	An ₁₀	An ₀₆	An ₀₆	An ₀₁	An ₀₇	An ₀₆	An ₀₅

La evolución normativa Q:Ab:Or (Fig. 12) nos pone de manifiesto que sólo los puntos representativos de las facies más evolucionadas (leucogranitos) se proyectan sobre la línea que conecta los eutécticos y mínimos del sistema Qz - Ab - Or - H₂O (WINKLER & LINDEMAN, 1972) a diferentes presiones. No es necesario tener en consideración la proporción de anortita en el sistema ya que el contenido en OCa es bajísimo; igualmente, los efectos correctores que deben aplicarse a la línea cotéctica cuando la fase fluida tiene algo de HCl no serían suficientes para desplazarla hasta el punto figurativo de la facies común.

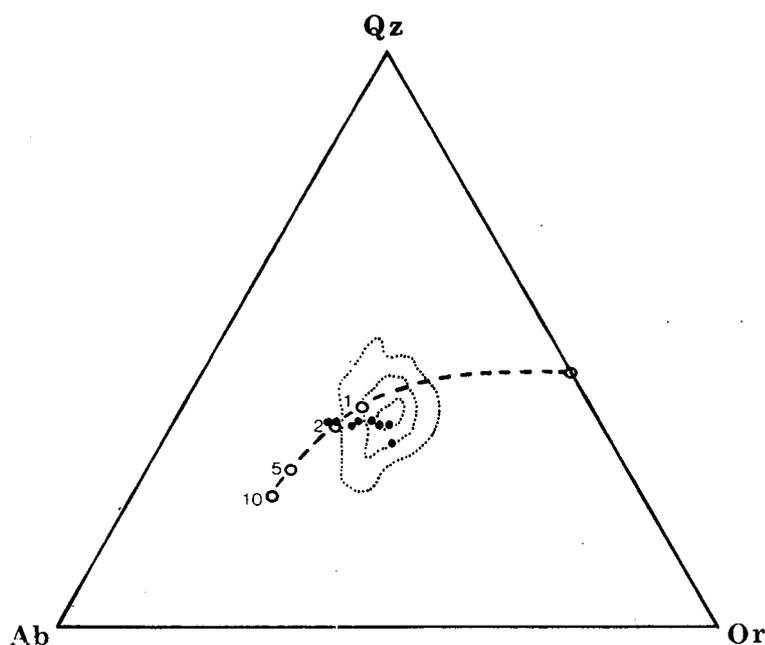


FIG. 12

Sistema Q - Or - Ab - H₂O (WINKLER y LINDEMAN, 1972). Mínimos y eutécticos a diferentes presiones (1, 2, 5 y 10 Kb). En punteado, campo de los granitos peraluminicos (LUTH et al., 1964). Puntos gruesos: granitos del área de Fuentes de Oñoro

Las facies más evolucionadas de carácter aplopegmatítico pueden, en consecuencia, representar los últimos diferenciados que cristalizan en condiciones de saturación de H₂O con composiciones próximas al mínimo de 2 Kb de PH₂O, condiciones, por tanto, epizonales.

La condición de saturación de H₂O en facies graníticas o pegmatíticas ha sido sugerida por LUTH et al. (1964). No existe, sin embargo, clara evidencia si nos basamos en la sucesión de cristalización de los minerales graníticos (MAALØE & WYLLIE, 1975). En las zonas microporfídicas de la facies común, es decir, en facies menos evolucionadas que los últimos diferenciados la su-

cesión mineral permite sugerir una cantidad de H_2O superior al 2,5 %. Los últimos diferenciados pueden tener, por lo tanto, cantidades considerablemente mayores, próximas quizás a las condiciones de saturación: 6,5 % de H_2O a 2 Kb, deducidas por WYLLIE et al. (1976). Así pues, creemos que los leucogranitos de esta zona son facies ricas en agua, cristalizadas en el mínimo del sistema Q:Ab:Or a 2 Kb y se derivan de las granodioritas y granitos monzoníticos.

Elementos traza

Si bien el contenido de los diversos elementos mayores es, en general, semejante a las medias geoquímicas encontradas para rocas graníticas de bajo contenido en calcio, las concentraciones de elementos traza más significativos son totalmente anómalas. Frente a un contenido en Li de 40 ppm (HEIER & ADAMS, 1964), los granitos del área estudiada presentan cantidades muy superiores a 100 ppm. El Rb es igualmente mucho más abundante; las concentraciones son siempre superiores a 300 ppm, frente a 150-200 ppm. Por el contrario, el Sr y el Ba son mucho menos abundantes: 160 ppm y 650 ppm, respectivamente, frente a las 300 y 800 ppm correspondientes a las medias mundiales tabuladas en RÖSLER & LANGE (1972).

Las relaciones K/Rb - Rb en las facies que indican más claramente una diferenciación muestran una tendencia normal en las rocas graníticas, es decir, K/Rb decrece mientras que el Rb crece. En nuestro caso las variaciones de K son débiles, mientras que el Rb aumenta espectacularmente con la diferenciación.

Las bajas relaciones K/Rb y otros factores en la granodiorita de borde, que constituye la facies menos evolucionada en la diferenciación, así como los altos contenidos en K, Rb y Li hacen pensar, como sugiere BEA (1975), que las granodioritas originales proceden de la fusión cortical de materiales con biotita, hornblenda y plagioclasa. La palingénesis en opinión de este autor se produciría con paso total de la biotita al fundido y permanencia parcial de hornblenda y plagioclasa en el residuo. Ahora bien, no podemos pensar que las granodioritas de borde representen actualmente los productos iniciales de la fusión, sino los productos intermedios de su evolución a través de dos mecanismos: cristalización fraccionada y fenómenos hidrotermales. Para ello nos basamos en los razonamientos y observaciones que se exponen a continuación.

El "trend" general entre la facies de borde y los leucogranitos sigue, como hemos dicho, el comportamiento normal de las series graníticas (CARRON et al., 1973). Como ninguna de las facies granítico-granodioríticas contiene hornblenda en su mineralogía, el "trend" K/Rb - Rb no se debe a la cristali-

zación de este mineral, sino a la cristalización simultánea de biotita, plagioclasa y feldespato potásico. La cristalización de estos minerales en determinadas proporciones partiendo de magmas con $K/Rb = 200$ y $Rb = 220$ ppm (DUPUY & ALLEGRE, 1972) origina el mismo "trend" que el observado en los granitos del oeste de Ciudad Rodrigo.

A pesar de la ausencia de hornblenda en las granodioritas del área, se observan frecuentemente en otras zonas próximas enclaves y masas irregulares de hornblenditas ortomagmáticas que actúan de precursores básicos de dichas granodioritas. Estas ultramafitas podrían ser las restitas de la palinogénesis de la corteza inferior a la que anteriormente aludíamos, o quizás las primeras fases cristalizadas en el fraccionamiento de un magma alcalino. Para resolver esta incógnita necesitaríamos otros datos que por el momento no poseemos.

El contenido en Li es extraordinariamente alto. Este hecho ha sido puesto de manifiesto en otros granitos hercínicos del Macizo Hespérico, tanto precoces como tardíos, por SANTOS OLIVEIRA (1970) y BEA (op. cit.). Debido a la escasa posibilidad que tiene el litio para entrar en la estructura de los feldespatos y también debido a que en la zona de estudio las facies más ricas en este elemento son las más pobres en biotita, es lógico pensar que su concentración se realice preferentemente en micas blancas y micas litiníferas tan abundantes en los estadios pegmatíticos. No poseemos datos de la composición química de las micas, pero hemos observado la presencia de lepidolita en las apófisis graníticas, así como amblygonita-montebrazita, a veces en cantidades muy abundantes en los leucogranitos. Con altas concentraciones de litio sería lógico que apareciese espodumena, pero su ausencia se podría explicar por la conversión a lepidolita o moscovita en presencia de F^- y K^+ , tal como ha puesto de manifiesto GRUBB (1973).

El conjunto de estas observaciones nos hace pensar que, aunque los fluidos pegmatíticos están sin duda muy diseminados, su presencia es innegable si tenemos en cuenta que los quimismos más pegmatíticos corresponden a rocas con mayor abundancia de fenómenos tardi-postmagmáticos causados por la actividad pegmatítico-neumatolítico-hidrotermal (STROCK, 1936; GOLDSCHMIDT et al., 1933; RANKAMA & SAHAMA, 1950; SIROONIAN et al., 1959; SHAW, 1964, y BURNOL, 1974).

El hecho que las relaciones K/Rb sean en los granitos del área de Ciudad Rodrigo igualmente de tipo pegmatoide nos obliga a admitir que la riqueza en Li de los últimos fluidos se produce como sugiere TAYLOR (1965) en condiciones de fraccionamiento extremado. Dicho fenómeno ha tenido que existir a escala batolítica e incluso a nivel de provincia petrográfica en el vasto dominio central del Macizo Hespérico.

Debido a la abundancia de granitos sumamente diferenciados el carácter calco-alcalino inicial de la serie queda enmascarado, observándose una clara tendencia a la alcalinidad. No obstante, las relaciones Sr:Ba/Sr son completamente diferentes a las observadas en granitos de la serie con caracteres mixtos (alcalina-calcoalcalina) de CAPDEVILA et al. (op. cit.) y CORRETGE et al. (op. cit.). Pudiéndose afirmar tan solo, atendiendo a las características petrográficas y geoquímicas, que el área granítica de Fuentes de Oñoro está formada esencialmente por granitos del grupo III y IV de OEN (1970), muy evolucionados, y que, en conjunto, la serie inicial es calcoalcalina, pero con aporte de material mesocortical utilizando los criterios de UGIDOS & BEA (op. cit.), sin que estos granitos puedan participar de todas las características de la serie mixta s. str. de los citados autores.

APENDICE

Localización de las muestras analizadas:

Muestra n.º 1:

Granodiorita porfídica de borde. 40° 40' 42" - 3° 06' 17".

Muestra n.º 2:

Granito monzonítico (facies común). 40° 36' 20" - 3° 05' 20".

Muestra n.º 3:

Granito monzonítico (facies heterogénea). 40° 35' 53" - 3° 07' 20".

Muestra n.º 4:

Leucogranito aplo-pegmatítico. 40° 35' 20" - 3° 06' 49".

Muestra n.º 5:

Leucogranito aplo-pegmatítico. 40° 34' 00" - 3° 08' 00".

Muestra n.º 6:

Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos. 40° 36' 00" - 3° 07' 05".

Muestra n.º 7:

Apófisis granítica. Leucogranito. 40° 40' 30" - 3° 05' 30".

Muestra n.º 8:

Apófisis granítica. Leucogranito turmalinífero. 40° 41' 27" - 3° 06' 30".

AGRADECIMIENTOS.—Agradecemos al Dr. F. BEA sus comentarios y la realización de los análisis químicos. Asimismo al los Drs. Ch. S. HUTCHISON y J. L. BRÄNDLE por el envío de programas FORTRAN de cálculos petroquímicos que han sido utilizados en este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- ALLING, H. L. (1938): *Plutonic perthites*. Jour. Geol., 46, 142-165.
- ARRIBAS, A. (1962): *Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio. Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca*. Est. Geol., 18, 155-172.
- BEA, F. (1975): *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 1-247.
- BRINK, A. H. (1960): *Petrology and Ore Geology of the Vila Real-Sabrosa-Vila Pouca de Aguiar region, Northern Portugal*. Com. Serv. Geol. Portugal, 43, 144 pp.
- BURNOL, L. (1974): *Géochémie du béryllium et types de concentration dans les leucogranites du Massif Central Français*. Mem. B.R.G.M., 15 (2 tomos), 168 pp.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NO de l'Espagne)*. Thèse Univ. Montpellier, 1-430.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, L. G. y FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique*. Bull. Soc. Géol. France (7), 15 (3/4), 210-228.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., 81, 215-225.
- CARRON, J. P.; BONIN, B.; VELLUTINI, P. y LAGACHE, M. (1973): *L'évolution du rapport K/Rb dans les roches éruptives de Corse occidentale*. Bull. Soc. Géol. France (7), 15 (3/4), 274-282.
- CORRETGÉ, L. G. (1969): *Las diferenciaciones apliticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor-Ceclavín (Cáceres) y su interpretación petrogenética*. Act. Geol. Hisp., 4 (5), 119-123.
- (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 1-453.
- CORRETGÉ, L. G. y LÓPEZ-PLAZA, M. (1976): *Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I. El complejo esquistos grauwáquico: su estratigrafía, metamorfismo y deformación*. Stvd. Geol., 11, 121-149.
- CORRETGÉ, L. G. y MARTÍNEZ, F. J. (1975): *Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles*. Stvd. Geol., 9, 115-141.
- CORRETGÉ, L. G.; UGIDOS, J. M. y MARTÍNEZ, F. J. (in litt.): *Les séries granitiques dans le secteur centre-occidental espagnol*. Vol. Spécial C.N.R.S. Colloque "Chaînes varisques d'Europe Occidentale". Rennes 1974.
- DE BOORDER, H. (1965): *Petrological investigation on the Aguiar de Beira granite area, northern Portugal*. Thesis Univ. Amsterdam, 1-126.
- DUPUY, C. y ALLEGRE, C. J. (1972): *Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbriques de Toscane. Un exemple de rejuvenation crustale*. Geoch. Cosmoch. Acta, 36, 437-458.
- EVANS, B. W. (1965): *Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz*. Am. Jour. Sci., 263, 647-667.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGÉ, L. G. y SUÁREZ, O. (1971): *Estudio petrológico de la formación plutónica de Zarza la Mayor (Cáceres)*. Bol. Geol. Min., 82 (3/4), 217-233.

- GOLDSCHMIDT, V. M.; BERMAN, H.; HAUPTMANN, H. y PETERS, Cl. (1933): *Zur Geochemie der Alkalimetalle*. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen; Math.-phys. Kl., (III) 34, (IV) 35, 235.
- GRUBB, P. L. C. (1973): *Paragenesis of spodumene and other lithium minerals in some Rhodesian pegmatites*. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 3, 201-217. Johannesburg.
- HEIER, K. S. y ADAMS, J. A. S. (1964): *The geochemistry of alkali metals*. Phys. Chem. Earth, 5, 255-380.
- HEMLEY, J. J. (1959): *Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$* . Am. J. Sci., 257, 241-270.
- I.U.G.S. (1973): *Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations*. N. Jahrb. Mineralogie, Monatshefte, 148-164.
- JOHANNSEN, A. (1932): *A descriptive petrography of the igneous rocks*. I y II. Univ. Chicago Press.
- KWAK, T. A. P. (1971): *The selective replacement of the Aluminum Silicates by White Mica*. Contr. Mineral. Petrol., 32, 193-210.
- LAMEYRE, J. (1966): *Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central Français*. Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont, 29, 1-264.
- LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 78-92. (Trad. J. M. Ríos). Publ. Extr. Geol. Esp., 5, 147-166 (1950).
- LUTH, W. C.; JAHNS, R. H. y TUTTLE, O. F. (1964): *The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars*. J. Geophys. Res., 69 (4), 759-773.
- MAALØE, S. y WYLLIE, P. J. (1975): *Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions*. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 175-191.
- MAIJER, C. (1965): *Geological investigations in the Imarante Region (northern Portugal) with special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites*. Thesis Univ. Amsterdam, 1-155.
- MATTE, P. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Thèse Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, 44, 1-128.
- MINGARRO, F.; MINGARRO, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1971): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hojas n.º 500 y 525*. I.G.M.E., Madrid.
- MOORHOUSE, W. E. (1959): *The study of rocks in thin section*. Harper and Row. New York, 1-514.
- OEN ING SOEN (1958): *The Geology, Petrology and ore deposits of the Viseu Region, Northern Portugal*. Geol. Inst. Mededelingen. Univ. of Amsterdam, 247, 1-179.
- (1960): *The intrusion mechanism of the late-Hercynian post-tectonic granite plutons of northern Portugal*. Geol. Mijnbouw, 22, 257-296.
- (1962): *The emplacement of the late Hercynian granites in Portugal: a commentary on a critique*. Geol. Mijnbouw, 41, 26-28.
- (1968): *Manganese-metasomatism in basic hornfelses near Farminhão Viseu district (N. Portugal)*. Chem. Geol., 3, 249-279.
- (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal*. Bol. Geol. Min., 81 (2/3), 271-298.
- PRIEM, H. N. A. (1962): *Geological, Petrological and Mineralogical Investigations in the Serra da Marão Region, Northern Portugal*. Thesis Univ. Amsterdam, 1-160.

- RANKAMA, K. y SAHAMA, Th. G. (1950): *Geochemistry*. Univ. Chicago Press. I-11, 1-912. (Trad. BOLÍVAR, I.; MARTÍN, G. y PARGA, I.). Ed. Aguilar, Madrid (1962).
- ROBIE, R. A. y WALDBAUM, D. R. (1968): *Thermodynamic properties of minerals and related substances*. U. S. Geol. Survey., Bull., 1259, 1-256.
- RÖSLER, H. J. y LANGE, H. (1972): *Geochemical Tables*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 1-468.
- SANTOS OLIVEIRA, J. M. (1970): *Geoquímica de alguns granitos do norte de Portugal e suas relações com mineralizações estaníferas*. Et. Not. Trab. Serv. Fom. Min., 19 (3/4), 227-275.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1955): *The age of the Beira Schists (Portugal)*. Bol. Soc. Geol. Portugal, 12, 77-100.
- (1956): *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal)*. Com. Serv. Geol. Portugal, 37, 5-617.
- (1962): *The emplacement of the late Hercynian granites in Portugal: a reply*. Geol. Mijnbouw, 41, 20-25.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945): *Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres)*. Geotekt. Forschungen, 6. (Trad. J. M. RÍOS): Publ. Extr. s. Geol. España, 5, 93-146. Madrid (1950).
- SHAW, D. M. (1964): *Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines*. Masson & Cie. Paris, 1-237.
- SIROONIAN, H. A.; SHAW, D. M. y JONES, R. E. (1959): *Li geochemistry and the source of the spodumene pegmatites of the Preissac-Lamotte-Lacorne region of Western Quebec*. Canad. Mineral, 6, 320-338.
- SLUYK, D. (1963): *Geology and tin-tungsten deposits of the Regoufe area, northern Portugal*. Thesis Univ. Amsterdam, 1-123.
- STRECKEISEN, A. (1967): *Classification and nomenclature of igneous rocks*. Jb. Miner., Abh., 107, 144-240.
- STROCK, L. W. (1936): *Zur Geochemie des Li*. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. IV, N.F., 1, 15, 171.
- TAYLOR, S. R. (1965): *The application of trace element data to problems in Petrology*. Phys. and Chem. of the Earth., Pergamon Press, 6, 133-214.
- TEIXEIRA, C.; DE MEDEIROS, A. C.; PILAR, L.; LOPES, J. T. y ROCHA, A. T. (1959): *Carta Geológica de Portugal a escala 1:50.000. Hoja n.º 18 B*. Serv. Geol. Portugal.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 1-218.
- UGIDOS, J. M. y BEA, F. (1976): *Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta*. Stvd. Geol., 10, 45-61.
- WEISBROD, A. y POTY, B. (1975): *Thermodynamics and geochemistry of the Mayres pegmatites (South-eastern Massif Central, France)*. Petrologie, 1 (1/2), 1-17 y 89-102.
- WESTERWELD, J. (1956): *Roches éruptives, gîtes métallifères et métamorphism entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal*. Geol. Mijnbouw, 18, 94-105. (También: Bol. Soc. Geol. Portugal, 12, 101-128).
- WINKLER, H. G. F. y LINDEMAN, W. (1972): *The system Qz-Or-An-H₂O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H₂O. Application to granitic magma formation*. N. Jb. Miner., Mh., 2, 49-61.
- WYLLIE, P. J.; HUANG, W. L.; STERN, Ch. R. y MAALØE, S. (1976): *Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences*. Canad. Jour. Earth-Sci., 13 (8), 1007-1019.