

ALBITIZACION Y SODIFICACION EN GRANITOS HERCINICOS ESPAÑOLES

L. G. CORRETGÉ*
FRANCISCO J. MARTÍNEZ*

RESUMEN.—En este artículo, después de precisar los conceptos de sodificación y albitización, se estudian, desde un punto de vista petrográfico, las diferentes modalidades texturales de los procesos de albitización, referidos principalmente a granitos hercínicos españoles.

Los estudios microscópicos revelan gran número de aspectos que requieren consideración y discusión acerca de su valor relativo en la petrogénesis de estas rocas.

Se presta especial atención a los tipos de albitización secundaria y su interpretación petrogenética, basándonos en las composiciones en álcalis de los líquidos graníticos, en las fases sólidas silicatadas y en la fase volátil subsólida.

SUMMARY.—After an accurate definition of sodification and albitization concepts, the different textural types of the albitization processes in some Spanish hercynian granites are studied from a petrographical point of view.

Microscopic studies show a large number of features that require some consideration and discussion about their relative value in the petrogenesis of these rocks.

Special emphasis is given to the secondary albitization types and their petrogenetic interpretation, based on the alkali composition of the granitic melt, on the solid silicate phases, and on the volatile subsolidus phase.

INTRODUCCION

Los granitos estudiados hasta el momento en diversos trabajos sobre geología del macizo Hespérico presentan dos tipos de tendencias geoquímicas normales en los procesos de diferenciación sílico-alcálicos. Estas tendencias son o bien sílico sódicas, o bien sílico-potásicas.

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

Este trabajo trata exclusivamente de las particularidades geoquímicas y petrográficas de las series graníticas con tendencia final sílico-sódica y más concretamente de los fenómenos de albitización en dichas rocas.

Determinados autores han utilizado la relación Na/K como un índice del grado de albitización de la roca (in KARAYEVA 1968); sin embargo este índice no es lo suficientemente indicativo si no se atiende al mismo tiempo al contenido en otros cationes, pues, aunque es cierto que un aumento de Na en relación al K indica una sodificación general, nunca se podrá hablar con rigor de albitización mientras no se tenga en cuenta el contenido en Ca de la plagioclasa, e incluso el Na que puede entrar en otras fases minerales de los granitoides tales como moscovita y feldespato potásico. En consecuencia, únicamente debe aplicarse el término de albitización a aquellas rocas graníticas con tendencia sílico-alcalina en las que hay evidencia petrográfica de la presencia de albita, como fase individualizada y cualquier tipo de roca en las que se observen fenómenos metasomáticos con la aparición de albita secundaria.

KARAYEVA (op. cit.) utiliza el término de albitización con un significado equivalente al de sodificación. Para ello emplea un índice equivalente a la relación $(\text{Na}-\text{Ca})/\text{K}$. Este autor presupone que el total del Na y Ca de los granitoides se consume en la formación de la plagioclasa (lo cual no es rigurosamente cierto como se ha dicho en anteriores líneas). La diferencia Na-Ca determinaría, aproximadamente, el exceso de sodio en la fase plagioclásica que dividido por el potasio total de la roca, daría el grado de sodificación que según nuestro criterio, únicamente puede considerarse como albitización cuando aparezca albita como tal fase mineral.

La utilización simultánea de ambos términos: sodificación y albitización con un significado similar, se pone de manifiesto comparando los parámetros de KARAYEVA con los utilizados por De La ROCHE (1964). Hemos empleado dos diagramas comparativos (Figuras 1 y 2) aplicados al batolito de Cabeza de Araya (prov. de Cáceres); considerando en ambos una ordenada común que expresa el grado de silicificación y como abcisas, por un lado el parámetro $B=(\text{Na}-\text{Ca})/\text{K}$ (índice de albitización de KARAYEVA) y por otro el parámetro $(\text{K}+\text{Ca})-\text{Na}$ (CHAROY, 1970). Como puede comprobarse, en el primer caso la tendencia de la serie sería sílico-albítica, que es coincidente con la tendencia sílico-sódica, expresada en el segundo diagrama.

En conclusión, ambos términos han sido empleados indistintamente en la literatura, creando a menudo confusionismos molestos. En el presente trabajo se utiliza el término de albitización únicamente cuando existen evidencias petrográficas de este fenómeno, mientras que el término sodificación expresa solamente una tendencia geoquímica.

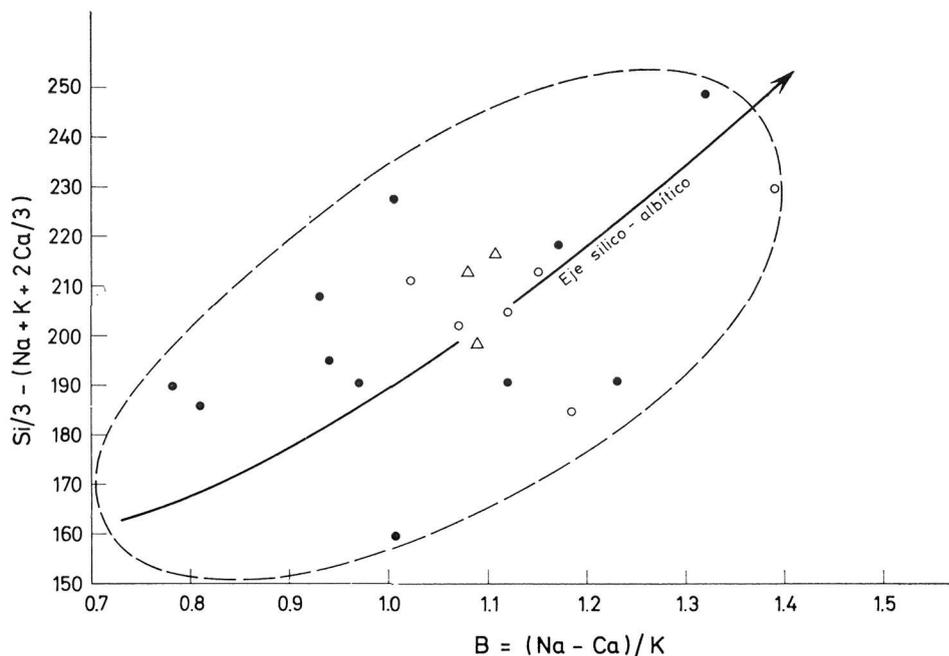


FIG. 1

Diagramas de De la Roche (1964), con modificación de Charoy (1970) aplicados a la serie de diferenciación del batolito de Cabeza de Araya

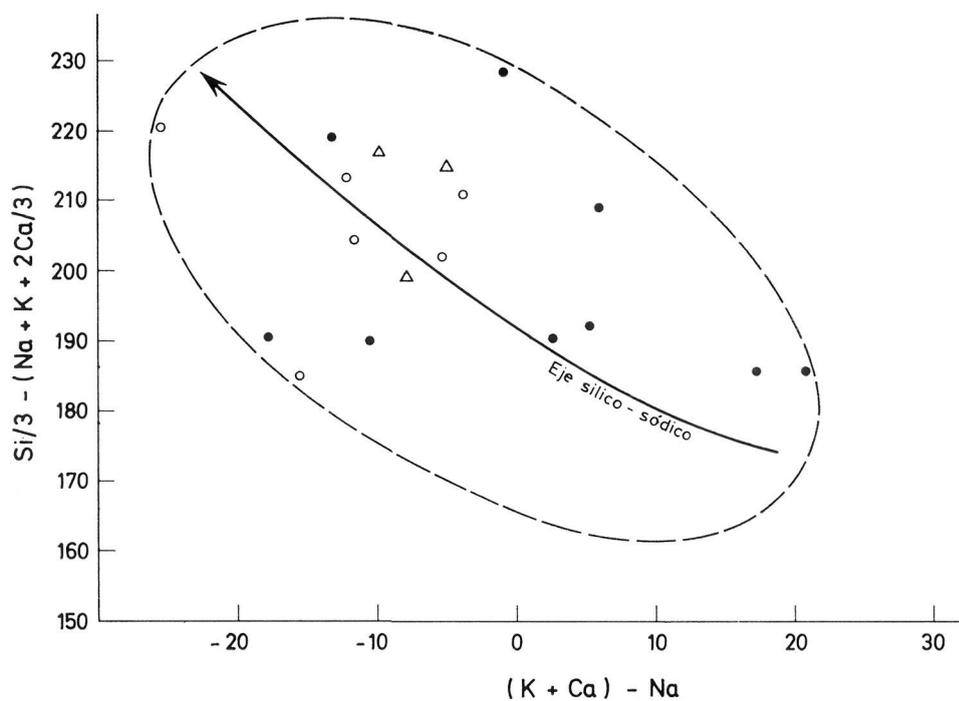


FIG. 2

Diagrama mixto en el que se ha utilizado como abcisa el parámetro B de Karayeva y como ordenada el parámetro Q de De la Roche, aplicado a la serie de diferenciación de Cabeza de Araya

Modalidades de la albitización

Ya que la albitización se materializa en la presencia de albita en las rocas, distinguiremos dos modalidades diferentes en cuanto a la aparición de este mineral:

- a) Albita con características texturales primarias (albita primaria).
- b) Albita con características blásticas, con texturas propias de fenómenos postmagmáticos (albita secundaria).

Dentro de este segundo grupo distinguimos diversas modalidades:

- 1) Pertitización.
- 2) Albitización mirmequítica.
- 3) Albitización intergranular.
 - a) Monocristalina.
 - b) Policristalina.
- 4) Otros tipos de albitización.
 - a) Chess board.
 - b) Albita coalescente.

a) *Albita con caracteres texturales primarios.* Este tipo de albita presenta los mismos caracteres que las restantes plagioclasas graníticas. Su hábito varía de idiomorfo a subidiomorfo. Raramente se encuentran zonadas. Su composición no es estrictamente albitica en todos los casos, ya que se encuentran contenidos de An > 10 %. No obstante ya que la composición media de las plagioclasas es menor de An 10, las consideramos como Albita. Presenta las mismas características que las plagioclasas banales en los granitoides, como por ejemplo un desarrollo de maclas de la albita según (010) y más raramente maclado de la periclina. Muchas de estas plagioclasas engloban cristales de cuarzo y sufren corrosión por feldespatos potásicos blásticos tardíos (Figuras 3 y 4).

Este tipo de plagioclasas es muy frecuente en la facies de granitos de dos micas y muy especialmente en los leucogranitos ricos en fases alumínicas (and, cord). En estos casos constituyen una parte esencial de la textura de la roca y son la única plagioclasa existente. Es rechazable la hipótesis de que sean derivadas por desmezcla del FK, o bien por sausrutización de plagioclasas preexistentes, ya que sus características (idiomorfismo, ausencia de sericita, etc.) son propias más bien de una cristalización primaria.

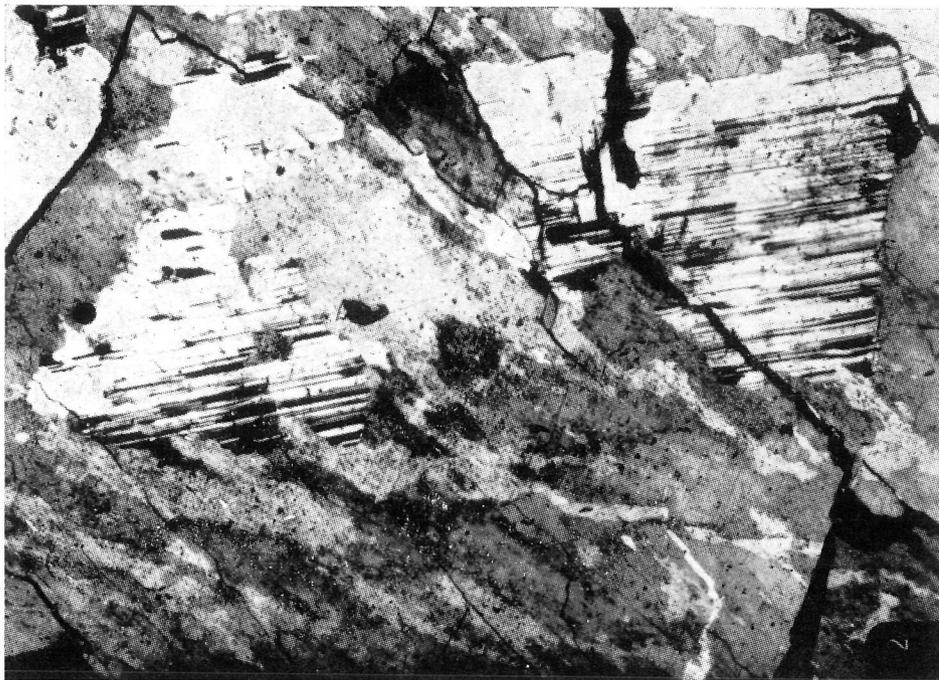


FIG. 3

Granito aplítico de La Zafrilla (batolito de Cabeza de Araya): Albita corroída por feldespato potásico. N.C. × 25

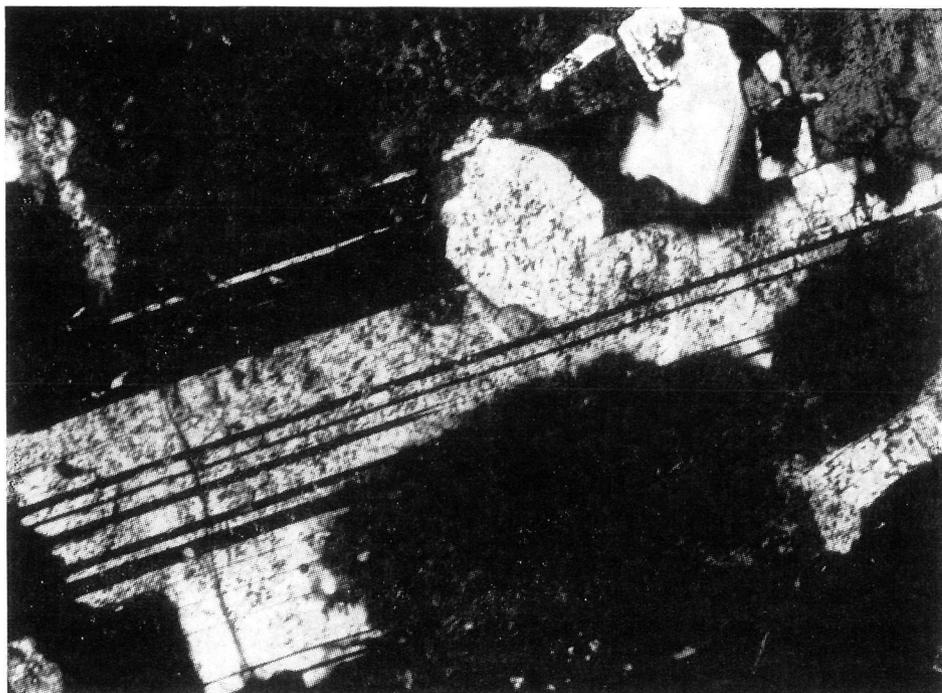


FIG. 4

Granito de dos micas andalucítico (batolito de Nisa-Alburquerque): corrosión de la albita por feldespato (dimensión máxima de la albita de la fotografía 3 mm.)

b) *Albita secundaria*. Este tipo de albita aparece en la roca en los últimos episodios de la cristalización granítica y en general cuando todas las fases minerales principales del granitoide se encuentran ya cristalizadas. Por dicha causa los fenómenos de albitización que acompañan a estos episodios siempre tienen un marcado carácter blástico. En consecuencia el hábito de estos cristales de albita es de tendencia anhedral. Su superficie suele ser limpia. No desarrollan maclas, o bien tienen un maclado irregular y corroen en muchos casos a las restantes fases minerales. Dentro de la secuencia de cristalización de las paragénesis graníticas solamente el cuarzo anhedral blástico es de formación algo más tardía. Un caso particular de albita secundaria lo constituye la pertita, que se encuentra incluida en feldespato potásico, y que por tanto no guarda relaciones directas con los restantes constituyentes minerales de la roca.

1) *Pertitización*. El problema de la pertitización en general ha sido tratado por muchos autores (ANDERSON 1928, ALLING 1936, 1938, ROBERTSON 1959, AUGUSTITHIS 1962, CARSTEN 1967, BOSE 1968, SPRY 1969). No se puede considerar como un verdadero proceso de albitización, ya que las pertitas pueden ser formadas por tres procesos diferentes, de los cuales dos serían por evolución en un sistema cerrado. Dichos procesos (SPRY 1969) serían:

1. Evolución de una mezcla feldespática inicialmente homogénea.
2. Cristalización simultánea de dos feldespatos potásicos.
3. Reemplazamiento parcial de un feldespato por otro.

Únicamente el tercer caso deberá considerarse como un proceso de albitización.

En los granitos hercínicos de la meseta Ibérica (CORRETGE 1971, UGIDOS 1973, F. J. MARTÍNEZ 1974) la pertitización de los feldespatos es, en general, importante, pudiéndose estudiar en todos los grados de evolución. Existen, por lo menos, dos generaciones claras en la mayoría de los feldespatos; una de ellas, la más abundante, es perceptible a simple vista, la otra, entra en la categoría de las mesopertitas y criptopertitas. Morfológicamente pueden considerarse como "vein pertite" y "film pertite" (o bien, pertitas tipo "string" y "ribbon" en la clasificación de Alling modificada por Spry 1969); se han reconocido, no obstante, otros tipos tales como "patch pertite" o pertita tipo "vein" muy irregular y "strings pertite" caracterizadas por ser paralelas a los planos (010) y formar un ángulo de unos 73° con (001).

En algunos feldespatos con dos generaciones de pertita (Figuras 5 y 6, pertita compuesta en la clasificación de Alling's) hemos proyectado los planos y los elementos cristalográficos de la asociación feldespato potásico-

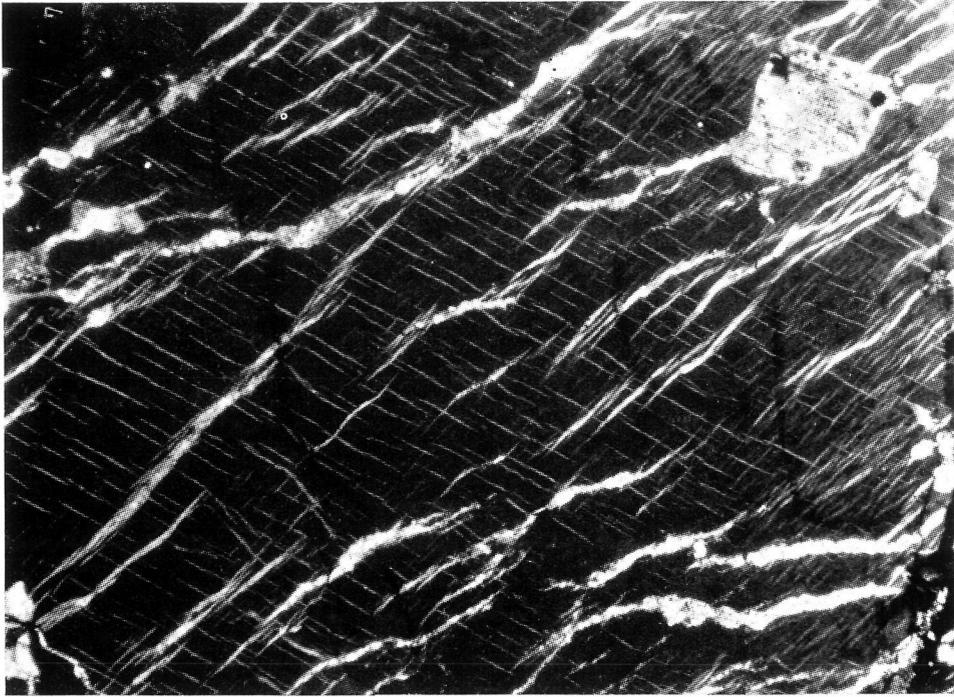


FIG. 5

Granito cataclástico de dos micas de Villar de Peralonso (Salamanca): ejemplo de feldespato potásico con dos generaciones de pertita (vein pertite y film pertite). N.C. × 35

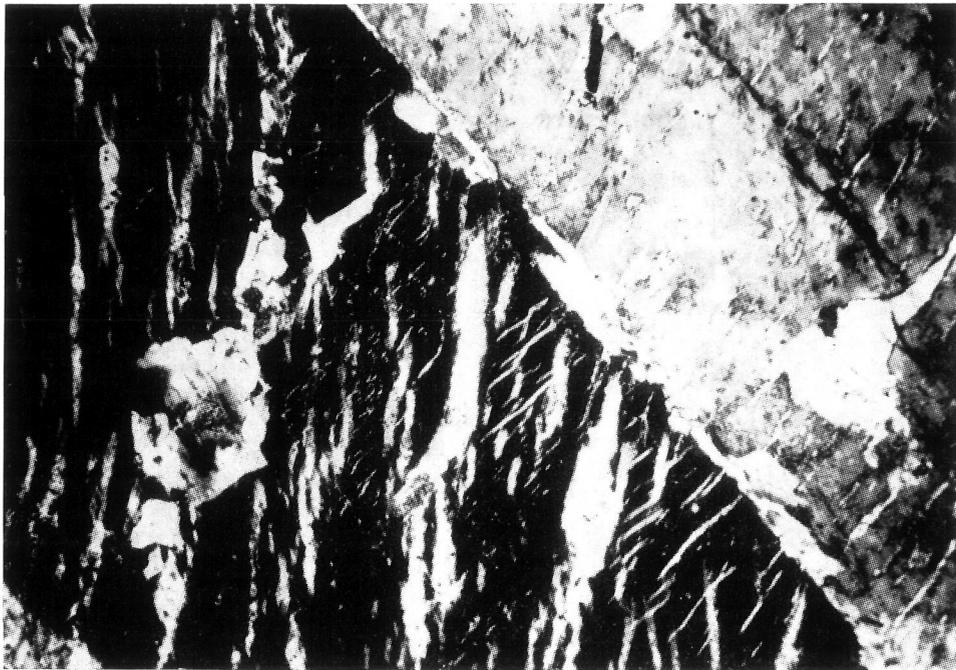


FIG. 6

Granito de megacristales feldespáticos de Cabeza de Araya: Feldespato potásico maclado, con dos generaciones de pertita. N.C. × 20

pertita, llegando a la conclusión de que la pertita más fina ("film pertite") es perpendicular al plano (010) del feldespato potásico, desarrollándose, casi siempre, en los planos de exfoliación finísimos de la murchinsonita. La "vein pertite" suele cortar los planos (010) del feldespato potásico según ángulos muy variables; en ella suelen apreciarse con toda nitidez los planos (010) de la albita.

Por último hay otro tipo de pertita muy emparentado con la "patch pertite" que hemos denominado pertita de sustitución (CORRETGE 1971), formada por acción blástica del feldespato potásico sobre las plagioclasas o viceversa (Figura 7). En honor a la verdad, no se puede afirmar muchas veces que se trate de un proceso blástico; quizás se trate de una antipertitización. No hemos encontrado hasta la fecha ningún argumento petrográfico totalmente convincente, salvo el hecho de que una plagioclasa teóricamente no puede disolver más que cantidades bastante limitadas de feldespato potásico; sin embargo, muchas pertitas con morfología de sustitución, en algunos batolitos, por ejemplo Cabeza de Araya, tienen más del 50 % de feldespato potásico. Quizás la solución ecléctica propuesta por algunos autores: exolución + reemplazamiento, sea la más adecuada para explicar las diversas modalidades de pertitización.

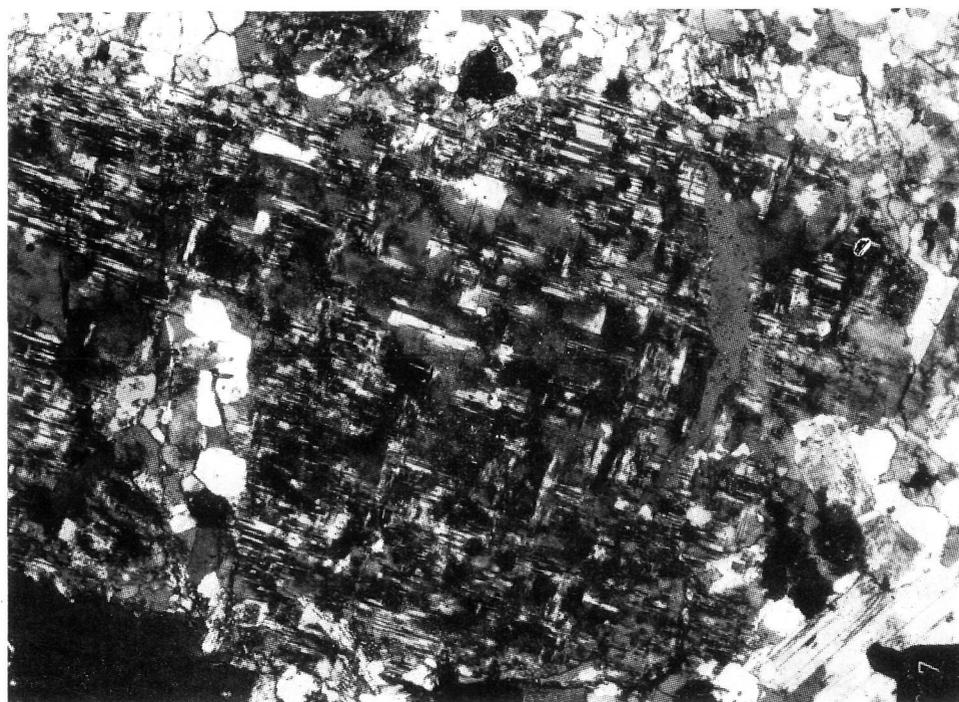


FIG. 7

Granitos de dos micas del Batolito de Cabeza de Araya: pertita de sustitución. N.C. × 20

2) *Albitización mirmequítica*. Es verdaderamente interesante el fenómeno apreciable en muchos granitos (granito de Villar de Peralonso, etc...) que se caracterizan por la existencia en ellos de una aparente acción blástica de la plagioclasa sobre el feldespato potásico. El hábito es el de una mirmequitización, pues se observan texturas lobuladas y pérdida casi total de los planos de macla, así como una cierta cantidad de cuarzo en gotas o bastoncillos similar al cuarzo mirmequítico. Este cuarzo en los granitos de las series calcoalcalinas (granitos y granodioritas biotíticas precoces y tardías) es abundante, y los fenómenos de corrosión del feldespato por la plagioclasa que se desarrolla a sus expensas son muy importantes (Figura 8). Esta plagioclasa presenta formas lobuladas con las convexidades dirigidas hacia el feldespato potásico. Sin embargo, en muchos de estos casos no se trata de una verdadera albitización ya que el contenido en An de los lóbulos de plagioclasa primaria es apenas inferior a la plagioclasa primaria de la roca, que tiene composición de oligoclasa e incluso de andesina ácida en algunos casos. En los granitos de dos micas, el cuarzo de la plagioclasa mirmequítica, la mayor parte de las veces se encuentra en proporciones exiguas, con lo que la textura mirmequítica no es clara. En estos granitos la plagioclasa lobulada es de composición albitica, y su pobreza en cuarzo puede explicarse dado que

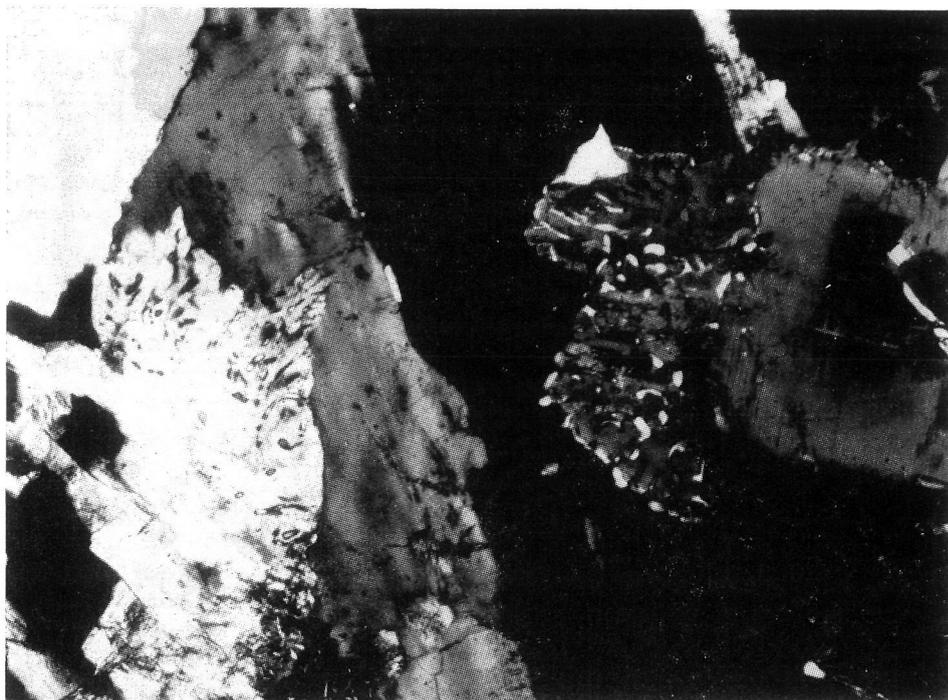


FIG. 8

Granodiorita precoz de megacrystales feldespáticos (Cabeza del Caballo, W de Salamanca): albita mirmequítica blástica. N.C. × 35

hay una relación directa entre el contenido en Ca de la plagioclasa mirmequítica y la riqueza en bastoncillos de cuarzo (WIDENFALK 1969). En efecto, la plagioclasa que sustituye al feldespato potásico es muy pobre en cuarzo, debido a que los granitos tienen una plagioclasa primaria muy pobre en Ca (albita u oligoclasa ácida).

3) *Albitización intergranular*. Es un tipo de albitización que se observa esporádicamente en diversos tipos de granitos, tanto en los de tendencia sílico-sódica como en los granitos calcoalcalinos de tendencia sílico-potásica. Su proporción en el conjunto de la roca es muy pequeña. Este tipo de albitización se localiza preferentemente en las interfases feldespato potásico o bien, menos frecuentemente, en las interfases feldespato potásico-plagioclasa.

Existen dos modalidades texturales de esta albitización ligeramente diferentes, que denominaremos:

- albitización intergranular policristalina
- albitización intergranular monocristalina.

La primera modalidad está formada por pequeños cristales generalmente maclados y aislados, o bien agrupados formando un festoneado, más o menos irregular, que penetra en las fases minerales adyacentes. El efecto blástico suele ser evidente (Figuras 9 y 10). A veces, el agrupamiento de estos cristales y la acción blástica son tan marcados que tienen el aspecto de albita intergranular coalescente (Figura 11).

La segunda modalidad de albita intergranular monocristalina raramente está maclada, tiene siempre un espesor muy pequeño y se presenta como un estrecho film intergranular continuo o discontinuo entre las fases feldespáticas. A veces está maclada y en muchas ocasiones, tiene pequeñas gotas de cuarzo. En este último caso, la albita intergranular podría representar un caso particular de mirmequitización (Figuras 12-13-14-15-16 y 17).

4) *Otros tipos de albitización*. Aunque los anteriormente definidos son los tipos más corrientes de albitización en los granitos estudiados por nosotros, se observan esporádicamente otros que consideramos de interés, aunque suelen estar mejor desarrollados en rocas que han sufrido fuertes procesos metasomáticos, por ejemplo, determinados tipos de rocas volcánicas (BATTEY 1955).

a) *Chess-board*. Este tipo de albita en los granitos considerados se caracteriza por la existencia de una serie de individuos maclados, según la ley de la Albita y Albita-Carsbad, unidos unos con otros según el plano (010) para formar un mosaico que en nicoles cruzados se extingue dando un as-

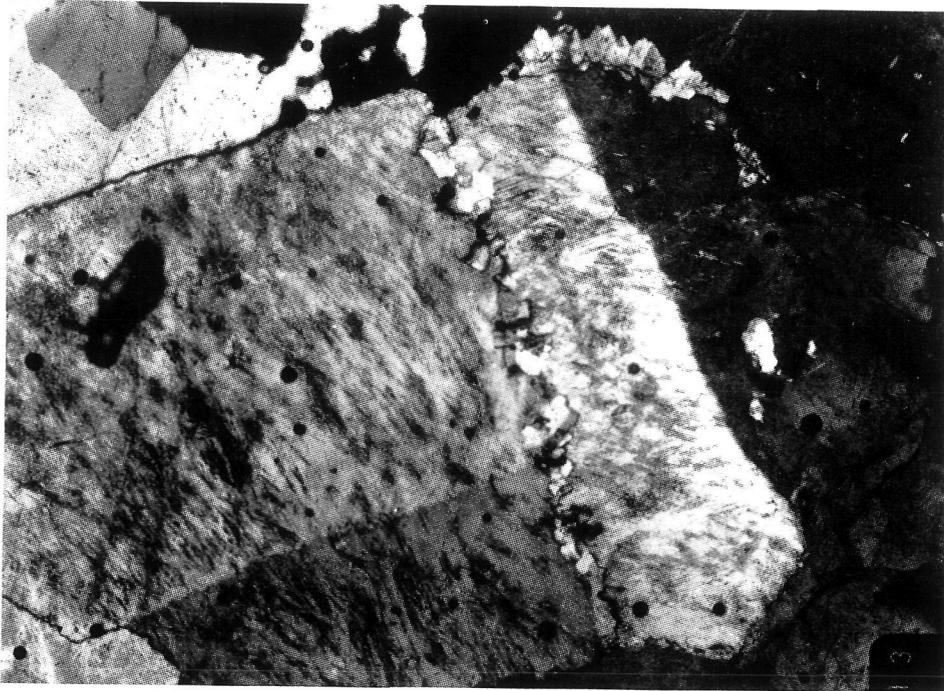


FIG. 9

Granodiorita de la zona de Cardaña-Andújar (batolito de los Pedroches): ejemplo de albitización intergranular policristalina. N.C. × 35

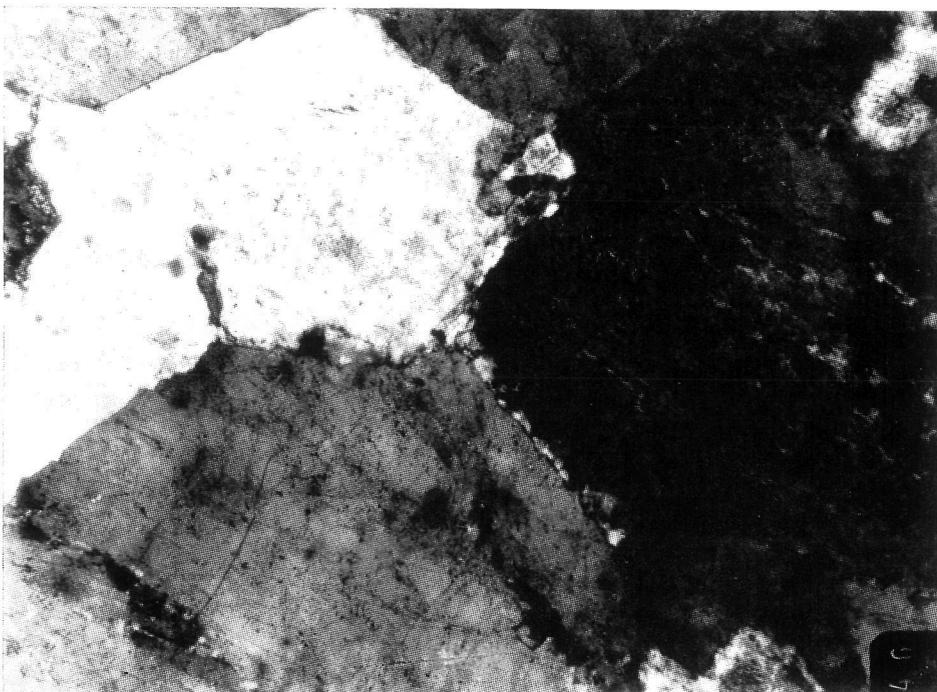


FIG. 10

Granodiorita de la zona de Cardaña-Andújar (batolito de los Pedroches): detalle de la albitización intergranular policristalina en el punto triple de unión entre dos cristales de feldespato y uno de cuarzo. N.C. × 40

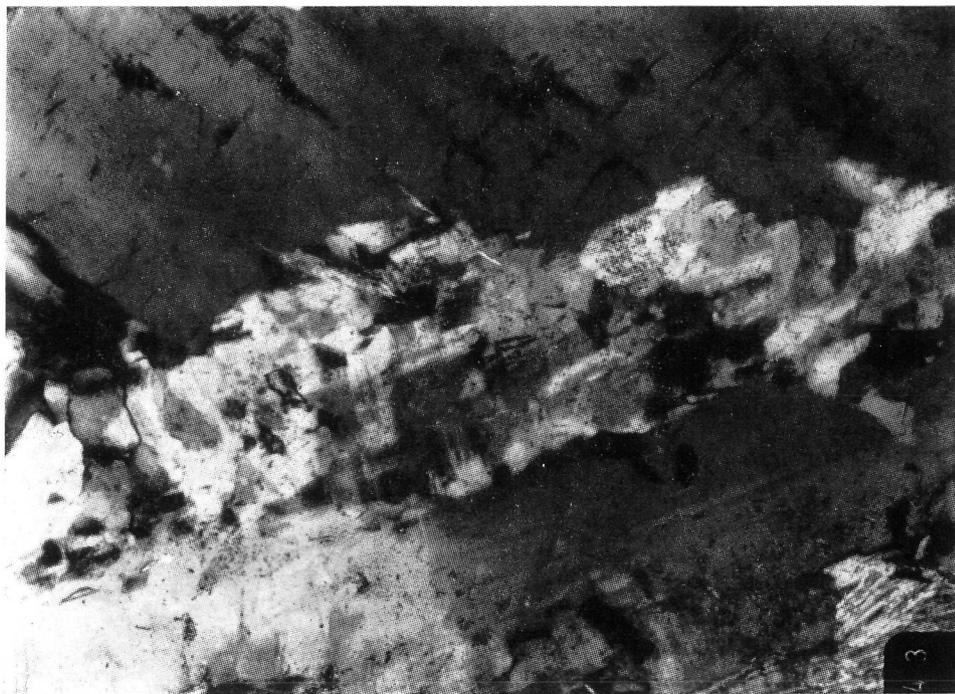


FIG. 11

Granito cataclástico de dos micas de Villar de Peralonso: ejemplo de albitización tardía intergranular. N.C. × 125

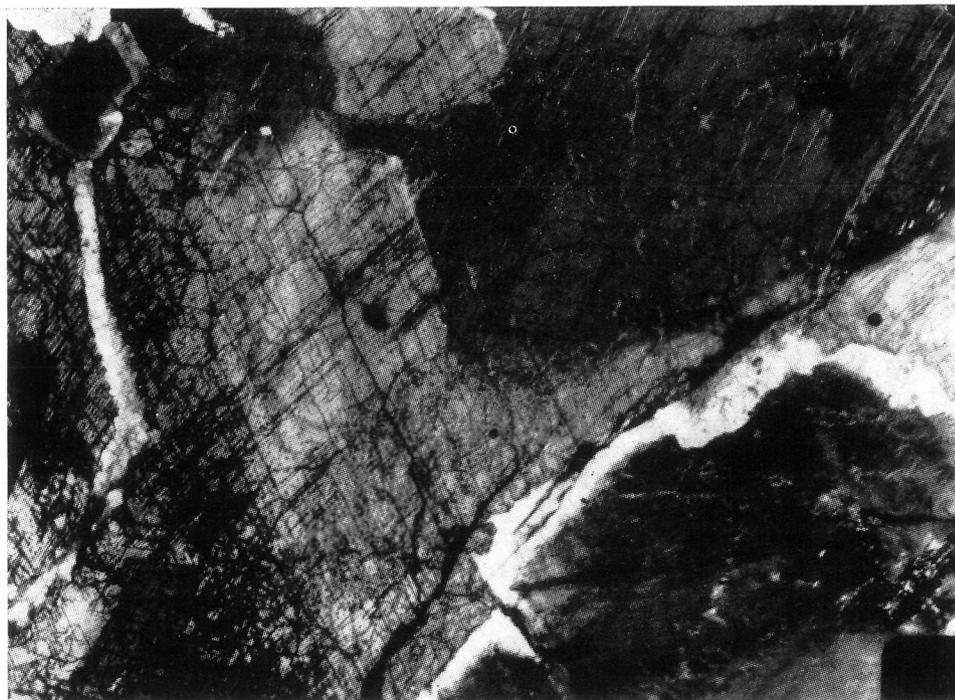


FIG. 12

Granito inhomogéneo migmatítico de biotita ± moscovita ± sillimanita (La Peña, Salamanca): albita intergranular monocristalina



FIG. 13

Granito de megacrystales de Cabeza de Araya: albita intergranular monocristalina en la interfase feldespato-feldespato. N.C. × 35



FIG. 14

Granodiorita de la zona Cardena-Andujar (batolito de los Pedroches): albitización intergranular mono y policristalina. N.C. × 35



FIG. 15

Granito de dos micas (presa de Almendra, provincia de Zamora): albita intergranular

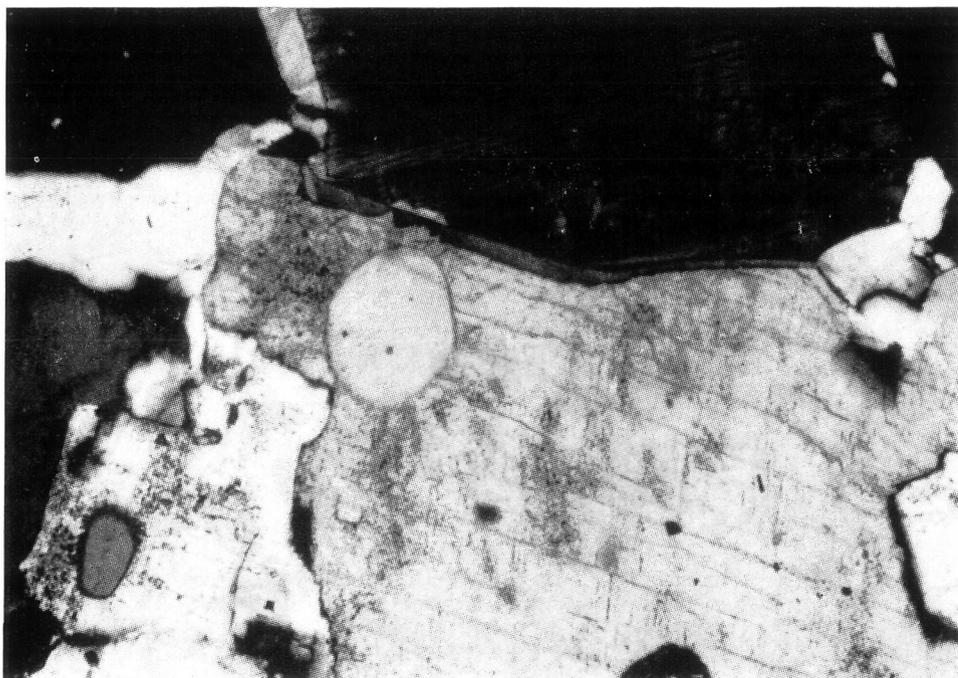


FIG. 16

Granito inhomogéneo migmatítico de La Peña (Salamanca): albita intergranular monocristalina

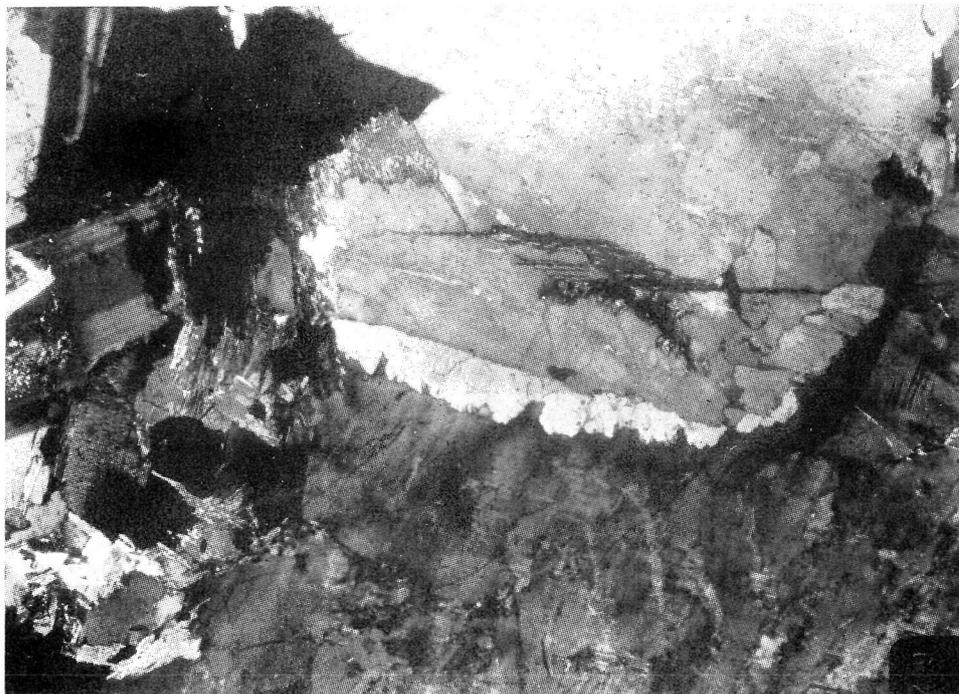


FIG. 17

Granito de megacristemas del batolito de Albalá (Cáceres): albitización intergranular. N.C. × 35



FIG. 18

Granito de tendencia alcalina, eminentemente biotítico, intrusivo en los granitos de dos micas deformados (Villagordo, provincia de Salamanca): albita Chess-board

pecto de damero (Figura 18). Posee cierto carácter blástico puesto que puede sustituir a otras fases cristalinas tales como el feldespató potásico.

Las características texturales definidas en este trabajo como chess-board, difieren algo de las tradicionalmente citadas en la literatura desde BECKE (1906) hasta la actualidad. Las verdaderas chess-board según estos autores (véase STARKEY 1959) se distinguen por un desarrollo característico del maclado, según la ley de la albita, formando una estructura compleja de cortas láminas de macla alternantes que no atraviesan todo el cristal de plagioclasa.

Aunque el tipo de chess-board presentado en este trabajo es algo diferente al citado, hemos creído conveniente considerarlo dentro del grupo de las estructuras chess-board para evitar introducir un nuevo término textural para un fenómeno apenas diferente.

b) *Albita coalescente*. Abunda principalmente en las rocas graníticas que han sufrido procesos cataclásticos y posterior recrystalización en las facies marginales de los granitos de dos micas pre o sintectónicos del W de la provincia de Salamanca (F. J. MARTÍNEZ, *op. cit.*), así como en los granitos alcalinos de dos micas de Galicia Occidental (P. FLOOR 1966).

Se caracteriza por un mosaico extraordinariamente irregular de cristales de albita anhedrales interpenetrados y con una marcada tendencia blástica. Entre estos cristales anhedrales se encuentran otras fases minerales como cuarzo y feldespató potásico fuertemente corroídas por la plagioclasa blástica (Figura 19). La albita coalescente raramente forma agregados cristalinos bien definidos, sino que se encuentra formando manchas irregulares y difusas con bordes muy imprecisos.

Interpretación petrogenética de los procesos de albitización y sodificación

De las características texturales anteriormente expuestas parece deducirse que en la evolución de los sistemas graníticos se dan fenómenos convergentes de albitización y sodificación en diferentes momentos. La albitización blástica como proceso metasomático o postmagmático tardío no presenta grandes problemas de explicación petrogenética salvo el averiguar la procedencia de las posibles fuentes de Na^+ que va a transformar la roca a través de una serie de procesos de sustitución blástica.

El problema parece plantearse, sin embargo, cuando se discute la posibilidad de existencia de líquidos graníticos albiticos o de tendencia albitica. En la literatura geológica se encuentran ejemplos contradictorios: TUTTLE y BOWEN (1950) opinan que la presencia de microclina relativamente pura y albita como producto de cristalización de un magma granítico no es consistente con los hechos experimentales. De ahí que estos autores supongan que

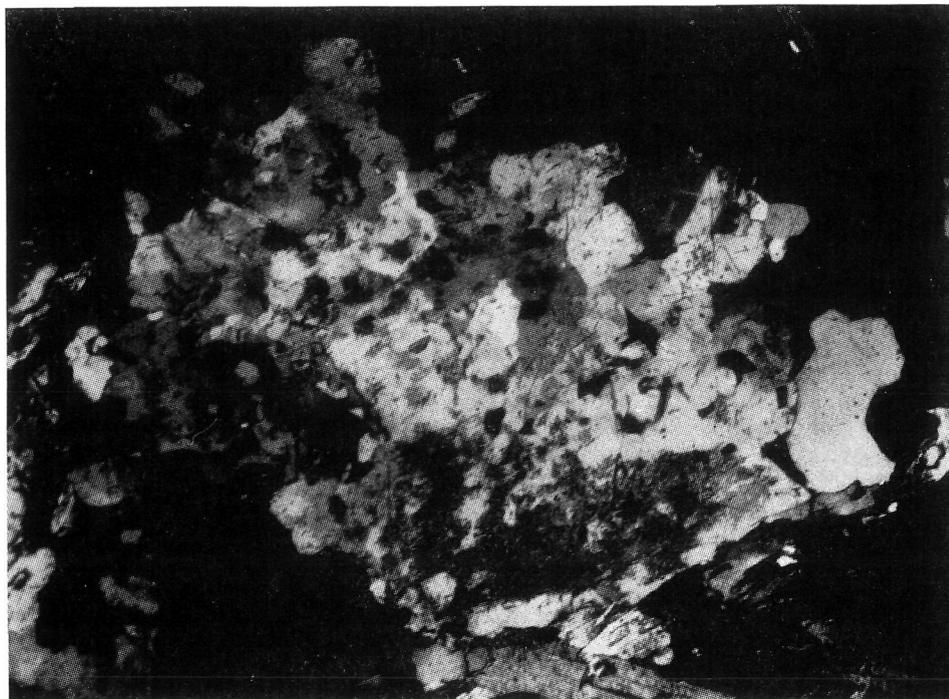


FIG. 19

Albita coalescente blástica en leucogranitos de dos micas intrusivos en las granodioritas precoces (carretera a la presa de Aldeadávila, provincia de Salamanca)

la presencia de dos feldespatos de este tipo puede deberse a la desmezcla por encima del estadio perítico. Presentan como evidencia los granitos subsolvus de Westerly (Rhode Island).

Las normas y moda de este granito han sido efectuadas por CHAYES (1952) y puede comprobarse en su tabulación que más allá del 93 % de la plagioclasa normativa aparece como plagioclasa modal. Esto quiere decir que queda menos de un 7 % de plagioclasa como solución sólida en la ortosa. Este hecho es interpretado por TUTTLE y BOWEN (1958) como prueba de que rocas con una composición similar a esta, requerirían temperaturas de cristalización por debajo de eutéctico, lo cual significa que, o bien este granito es metamórfico, o bien que gran parte de la plagioclasa proviene de desmezcla del feldespato potásico. La textura del granito de Westerly (ver lámina III TUTTLE y BOWEN, *op. cit.*) no ofrece ninguna evidencia del segundo mecanismo propuesto por los autores, aunque puede aceptarse que los rims albiticos entre plagioclasa y microclina pueden proceder de estadios finales de desmezcla. Tampoco la aparente incompatibilidad experimental es una prueba a favor de un origen no magmático, ya que como han mostrado experimentalmente WINKLER y LINDEMANN (1972) solamente tendrán composición eutéctica los fundidos para una determinada proporción albita/anortita, cuan-

do partiendo de sistemas de composición adecuada (plagioclasa, cuarzo, feldespato) el fundido coexista a la vez con estas tres fases sólidas. Como lo que se observa en un sistema granítico es una interpenetración de fases cristalinas en las que no podemos diferenciar ni demostrar qué proporción de las mismas ha cristalizado en el eutéctico y qué proporción por encima del mismo, exceptuando los granitos autóctonos, en consecuencia, no debemos extrañarnos de que una roca granítica cristalizada a partir de un fundido, tenga composiciones lejanas al eutéctico, dado que únicamente se dará esta circunstancia si deriva de una roca con composición eutéctica. Desafortunadamente, son prácticamente desconocidas las composiciones reales de muchas rocas generadoras de magmas graníticos, muy especialmente en los batolitos graníticos alóctonos, por ejemplo, el batolito de Westerly parece representar uno de estos casos.

Por otra parte BOWEN (1913) demuestra que una oligoclasa de composición An_{20-25} debe de estar en equilibrio con un fundido de albíta casi pura. Un líquido de tal naturaleza puede formar un subsistema albítico capaz de evolucionar independientemente en circunstancias geotectónicas particulares (por ejemplo, un tectonic squeezing).

En el macizo hespérico se han emplazado durante el carbonífero un gran número de batolitos graníticos magmáticos. Nos referimos a plutones alóctonos epizonales o mesozonales con contactos claramente intrusivos, y desarrollo de facies de metamorfismo de contacto. Ejemplos característicos son los batolitos de Cabeza de Araya (CORRETGÉ 1971), Montehermoso-Béjar (UGIDOS 1973), Nisa Albuquerque, etc.

La paragénesis normal de estos granitos es Q-Fk-Pg-Biot-Moscov con otros accesorios característicos, tales como Cord-And. Gran parte de las facies banales de estos granitos tienen estructura porfídica producida por la presencia de grandes megacristales de Fk. Dichas facies suelen tener carácter granodiorítico con plagioclasas de basicidad superior al An_{15} ; en otros casos las plagioclasas primarias son francamente albíticas (albíta pura u oligoclasa muy ácida); posteriormente se han originado procesos de albitización blástica tardía que hemos denominado albíta secundaria. En los casos que estamos analizando no puede hablarse de desmezcla feldespática para explicar la presencia de albíta primaria, ya que prácticamente en todos los casos observados el Fk o engloba a la albíta, o lo que es más interesante, la corroe blásticamente como hemos dicho anteriormente (Fig. 3).

Evidentemente, en los granitos hespéricos se produce con frecuencia una albitización por decalcificación de la plagioclasa primaria (SCHEMERHORN, 1961), pero nos parece improbable que esta albitización sea debida exclusivamente a pérdida de Ca en la plagioclasa, dado que en muchos granitos

albíticos la cantidad de productos secundarios, debido a la transformación de la Pg, es muy pequeña y algunas veces nula. También parece improbable que se deba a la paulatina pérdida de Na de la fase feldespática en su historia subsolvus, ya que si bien es cierto que en muchos granitos albíticos portugueses el feldespato potásico no es pertítico o lo es escasamente (SCHERMERHORN, *op. cit.*), en muchos de los macizos graníticos estudiados por nosotros la cantidad de pertita en los feldespatos es muy alta.

Cabe concluir por tanto que determinados tipos de granitoides pueden presentar una fase plagioclásica previa muy ácida, amén de los episodios de "sodificación" y albitización secundarios. La génesis de un líquido granítico con una composición exclusiva de albita u oligoclasa muy ácida sería difícil de concebir en un proceso de diferenciación normal, pero es perfectamente explicable en los casos anteriormente considerados, y también si admitimos que determinados "líquidos" graníticos se han podido formar por anatexia de rocas neisicas de Fk-Q-Ab (WINKLER y LINDEMANN 1972). Este tipo de rocas, por otra parte, son bastante comunes en el macizo Hespérico. La formación "Ollo de Sapo" en Galicia, en la parte de bajo grado de la zona de la biotita, y la parte, igualmente de bajo grado, de la zona del granate presenta plagioclasa con un contenido bajísimo en An y fenómenos de albitización de las glándulas feldespáticas (CAPDEVILA 1969), sería por lo tanto un tipo de nivel apto para producir diatexitas alcalinas en determinadas rocas, en líneas generales, granitoides con una relación $K_2O/CaO > 2-4$, es decir, de plagioclasa sumamente ácida. Esto no debe conducirnos, sin embargo, a una generalización, ya que en otros casos las rocas de las que parecen derivarse granitos de dos micas ricos en componente albítico contienen plagioclasa con un contenido en An superior al An_{15} (F. J. MARTÍNEZ 1974).

El comportamiento de los granitos albíticos es, sin embargo, bastante singular en algunos aspectos. En las rocas graníticas que han sufrido procesos de albitización (albitización mirmequítica, intergranular, etc., etc.) la fase albítica es clarísimamente posterior a la fase feldespática; no obstante, en muchos granitos albíticos con albita-oligoclasa primaria, el feldespato potásico corroe a la plagioclasa. Este fenómeno es similar al observado en los granitos albíticos de Montebras-Echassières (AUBER 1969). Tanto el granito de Montebras como el de Beauvoir se caracterizan por un entrecruzamiento de láminas de albita, de mica blanca y de microclina intersticial. Su aspecto, según el trabajo de AUBER es más próximo al de albitas granitizadas por microclinización y cuarcificación que a verdaderos granitos albitizados. En dicho trabajo, únicamente la hipótesis magmática parece explicar la mayor parte de los hechos de observación, con lo que dicho autor supone que la albita es igualmente primaria. No obstante, estos granitos no suelen mostrar las tendencias geoquímicas comunes a los restantes granitoides de la Marche

Oriental, sino tendencia similar a las pegmatitas*. Cabe por tanto pensar que en la evolución de muchos tipos de granitos albiticos ricos en volátiles su comportamiento geoquímico se den particularidades geoquímicas no explicables por un proceso ortomagmático normal.

Albitización como fenómeno postmagmático

Independientemente de la albita que hemos considerado de origen primario todos los restantes tipos cuyas características texturales han sido anteriormente expuestas, pertenecen al grupo de fenómenos tardimagmáticos o postmagmáticos. Algunas modalidades de albitización son extraordinariamente póstumas. Estas modalidades son: algunos tipos de albitización mirmequítica, el chess-board y la albita coalescente, al menos en los diferentes granitos hercínicos considerados. La albita coalescente y la chess-board en los granitos monzoníticos y granodioríticos precoces de la provincia de Salamanca, parecen ser de recristalización postectónica preferentemente localizada en las zonas protomiloníticas o protoclasticas ligadas a la tercera fase de deformación hercínica (F. J. MARTÍNEZ, *op. cit.*). Igualmente las estructuras mirmequíticas cuya génesis ha sido muy discutida en la literatura geológica aparecen en gran abundancia en algunos fracturas muy tardías que afectan a granitos alóctonos, sincinemáticos tardíos o postectónicos en el orogeno Hercínico. Por esa causa la génesis de mirmequitas propuesta por SHELLEY (1964)* nos parece muy atrayente ya que armoniza los efectos de expulsión de albita de la ortoclasa con las causas tectónicas que la motivaron. Por ejemplo, la zona más rica en mirmequitas del batolito de Cabeza de Araya está situada precisamente en el área afectada por la fractura tardihercínica levogira de la ribera de Fresnedosa (CORRETGE, *op. cit.*). Ahora bien, aunque la teoría de SHELLEY explica el fenómeno geológico; en cuanto al mecanismo interno en la formación de mirmequitas se pueden dar otras hipótesis que desbordan el objeto de este trabajo (BECKE 1908, SCHWANTKE 1909, PHILLIPS 1974). Las evidencias geológicas de los granitos estudiados encajan, sin embargo, perfectamente con las hipótesis de SHELLEY (1914) y WIDENFALK (1969), para quienes el problema de la formación de mirmequitas es simplemente una exolución al estado sólido producida por expulsión del Na y Ca del Fk.

Los restantes tipos de albitización secundarios especialmente en lo que se refiere a la albitización intergranular tanto monocristalina como policris-

* DE LA ROCHE, Conferencia en Salamanca, 17 mayo de 1974.

* La albita expulsada de la ortoclasa crecerá en una plagioclasa originada en una textura cataclástica, o bien crecerá en un cristal de plagioclasa adyacente. Como la albita aumenta de volumen y el cuarzo no, aquélla ejercerá una fuerza limitante sobre el cuarzo que adoptará formas vermiculares.

talina, están ligados a procesos de evolución tardía del sistema granítico, considerándolo como sistema abierto o cerrado.

CHAROY (1970) observa algunas particularidades interesantes en el borde meridional del macizo de Questembert. El desarrollo de la albita maclada $An_{2.4}$ en el Fk viene acompañado con la formación de placas de albita en su periferia y de la acidificación de la plagioclasa de la roca. Este fenómeno se observa igualmente en los granitos objeto de este estudio y en otros tipos de granitos hercínicos.

Según la explicación dada por RANCHIN (1970), el desarrollo de estas manchas albiticas se desarrolla a partir de las clásicas venillas de exolución pero con tendencia a formarse fuera de los planos de segregación clásicos (pirtas), utilizando los planos de discontinuidad física del cristal, por ejemplo, fisuras, planos de maclas. No se trata, por tanto, de un fenómeno de albitización, digamos metasomático en el sentido estricto de la palabra, sino una modalidad de desmezcla en sistema cerrado.

En los casos observados por nosotros en preparaciones del granito de megacrístales de Albala, zona de Cardaña-Andújar y granitos de Peralonso, puede constatarse que, en efecto, la modalidad de albitización intergranular (ver microfotografías), suele presentarse en la interfase Feldespato-Feldespato, pero morfología parece distar mucho de lo que pudiera ser una albita de desmezcla. Estamos hablando tan sólo de una mera cuestión morfológica que puede presentarse a discusión, pero que evidentemente, permite plantear el problema de la albitización desde un prisma algo diferente al de un mero proceso de desmezcla con manifestación en los planos de discontinuidad mecánica.

En los anteriores macizos puede demostrarse la existencia de una tendencia sílico-sódica al menos en los episodios finales (CORRETEGÉ 1971, UGIDOS 1973, MONTEIRO PENHA 1973, F. J. MARTÍNEZ 1974), ya que la proporción Na/K permanece casi constante a través de los miembros de la diferenciación, mientras que el Ca sufre una regresión notable. El Ca y Na van casi íntegramente a la fracción plagioclásica por lo que la evolución a escala batolítica es hacia un inequívoco polo sódico. Evolución que por otra parte, puede corresponder bien a una evolución del "líquido" como dijimos anteriormente, es decir, a un proceso de sodificación. La albitización propiamente dicha es un problema diferente puesto que supone una evolución del sistema por encima del "solidus", gobernada en consecuencia por las leyes de la sustitución blástica y las especiales características de las fases fluidas que coexisten en equilibrio con las fases silicatadas (ver artículo de LUTH y TUTTLE 1969).

La acción de los fluidos sobre las fases graníticas cristalizadas es decisiva para poder explicar los procesos de sustitución tardi- y postmagmáticos que

no se darían en forma alguna si la composición de los fluidos y los sólidos en equilibrio fuese la misma. Como el potencial químico de los cationes y aniones disueltos en los fluidos es muy dependiente de las condiciones de P., T., concentración y presión parcial, y en definitiva el equilibrio de determinado catión entre las fases sólidas y fluidas se dará únicamente cuando el potencial químico de dicho catión sea igual en las diferentes partes del sistema; para alcanzar este equilibrio en un sistema en evolución tendrá que haber un intercambio iónico continuo entre las fases sólidas y fluidas presentes. Este intercambio es el que producirá en unos casos fenómenos de sodificación, en otros casos de potasificación y otras veces simples fenómenos de silicificación. Así, por ejemplo, BURHAM (1967) ha mostrado que la relación $Q/Ab+Or$ en la fase acuosa de los magmas graníticos varía inversamente con la presión, este hecho parece sugerir que la silicificación es predominantemente un fenómeno de baja presión, y la feldespatización de alta presión. Estos hechos son bastante congruentes con las observaciones en la naturaleza.

Igualmente, considerando la evolución de los fluidos en un sistema granítico, en las condiciones de mínimo punto de fusión y por debajo del mismo las composiciones son diferentes en determinadas condiciones de presión según demuestran LUTH y TUTTLE (1969) (Fig. 20). En consecuencia, la compo-

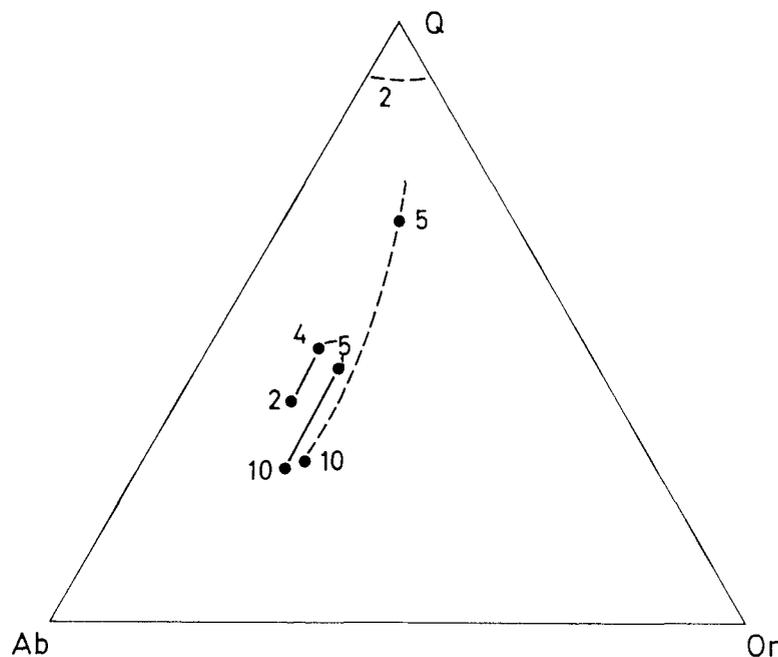


FIG. 20

Relación entre las composiciones de la fase vapor subsólida (línea de trazos) y las composiciones de la fase vapor coexistiendo con el sistema fundido a diferentes presiones expresadas en Kb, según Luth y Tuttle (1969)

sición de la fase vapor por encima del solidus es muy rica en cuarzo, mientras que en condiciones de subsolidus es pobre en cuarzo y rica en albita (suponiendo $P \leq 4$ Kb, que es uno de los límites superiores de presión de emplazamiento de los granitos hercínicos considerados). Los procesos de silificación que se observan en los márgenes de determinados macizos graníticos (por ejemplo, granito de Martinamor, provincia de Salamanca, que tiene gran cantidad de cuarzo de segregación marginal) podría explicarse por este mecanismo. Sin embargo, los fenómenos de feldespatización s.str han debido realizarse en condiciones de temperatura más alta.

El comportamiento diferencial del Na y del K en los procesos de feldespatización sódico-potásica es el que nos determinará en definitiva el predominio de la potasificación sobre la albitización o viceversa. En la actualidad se conoce bastante bien el comportamiento de estos iones. Según las investigaciones llevadas a cabo por GAMMON y otros en el año 1969 que determinaron las relaciones Na/K en soluciones acuosas en equilibrio con fundidos de composición granítica a temperaturas comprendidas entre 770 y 880° y presiones entre 1.4 y 2.4 Kb, se ha llegado a la conclusión de que dicha relación tiene un valor de

$$(Na/K)_{aq} / (Na/K)_{sil} = 1.35 \pm 0.12$$

(para estos autores esta relación es independiente de la temperatura aunque este último supuesto no es coincidente con los trabajos de ORVILLE (1961) y LUTH y TUTTLE (1969)). Esto significa, sin ninguna duda, que la fase fluida en los líquidos graníticos es más rica en álcali que las fases silicatadas que coexisten con ella. Ahora bien, es necesario analizar el papel jugado por el sodio y el potasio en esa fase fluida, pues como puede deducirse del trabajo de WYART y SABATIER (1961), la casuística será diferente según el predominio de un ión sobre el otro. En efecto, en la (Fig. 8) del trabajo de WYART y SABATIER (Figura 21) puede comprobarse que cuando en la solución la relación $Na/Na+K$ varía de 0 a 0,82 (dominio I) coexisten una plagioclasa de composición variable entre $An_{100}Ab_0$ a $An_{35}Ab_{65}$ y una ortosa de composición variable entre $Or_{100}Ab_0$ a $Or_{80}Ab_{20}$. Para $Na/Na+K=0.82$ (dominio II) se encuentran asociados los siguientes minerales:

Una plagioclasa An_{35}

Una plagioclasa de composición muy próxima a la albita

Una ortosa $Or_{80}Ab_{20}$

Para soluciones más sódicas sólo puede subsistir la albita.

Las determinaciones de ORVILLE (1963) demuestran que la relación Na/K de soluciones de cloruro en equilibrio con dos feldespatos alcalinos varía

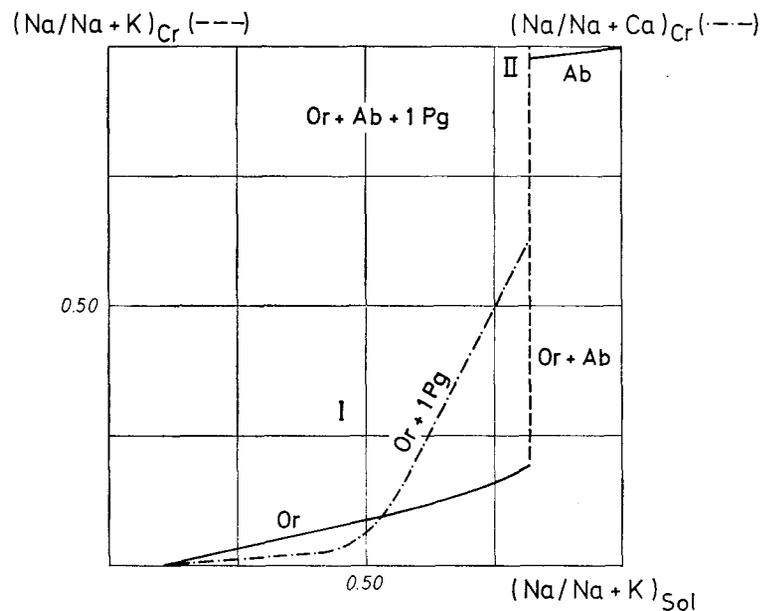


FIG. 21

Diagrama unitario de los sistemas feldespatos alcalinos y plagioclasas a 500° y presión de 650 bars, según Wyart y Sabatier (1962)

considerablemente con la temperatura desde 2.85 a 670° a más de 5.25 a 400°, esto supone relaciones $Na/(Na+K)=0.74$ en el primer caso y 0.84 en el segundo. En consecuencia, en la amplia gama de temperaturas pertenecientes al período tardi y postmagmático neumatolítico-hidrotermal, cabrá esperar relaciones $Na/(Na+K)$ superiores a 0.82 con lo que la única fase feldespática estable será la Albite en base al diagrama anterior de WYART y SABATIER (*op. cit.*).

La albitización será por tanto, un proceso de importancia petrogenética en cualquier tipo de macizo granítico en el que la fase plagioclásica y la fase feldespática se estabilizaron a temperaturas relativamente altas y en consecuencia la fase fluida, más rica en alcalis, ha podido disponer de un amplio campo de temperaturas decrecientes, como consecuencia del enfriamiento, para actuar sobre las fases preexistentes. Creemos que esta es la razón por la cual en los granitos de tendencia alcalina ricos en volátiles, el grado de albitización es tanto mayor cuanto mayor es el grado de aloctonia de los macizos.

La albitización es asimismo especialmente enérgica en los macizos graníticos observados que tienen a la vez moscovita hysteroégena. La presencia de este tipo de mica es en parte consecuencia de una mayor actividad (fugacidad) del H_2O en el sistema, que es el medio de disolución de las soluciones cloruradas. Esta albitización claramente visible en las observaciones petrográ-

ficas apoya plenamente las investigaciones realizadas en el laboratorio pues, según los datos obtenidos por HEMLEY (1967) sobre el comportamiento del sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ en presencia de soluciones cloruradas a 1Kb y temperaturas de 500°, 400° y 300°, se puede comprobar que a partir de los 400° la relación $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$ es muy superior a 0.82, para paragénesis de Feldespato potásico-albita-moscovita-cuarzo, llegándose incluso a 0.92 a los 300°, relación para la cual sólo puede existir albita como fase feldespática estable.

BIBLIOGRAFIA

- ALLING, A. L. (1936): *Interpretative Petrology*. Mc. Graw-Hill, New York.
- ALLING, A. L. (1938): *Plutonic perthites*. J. Geol., 46.
- ANDERSON, O. (1928): *Genesis of some types of feldspar from granite pegmatites*. Norks. geol. Tidsstr., 10.
- AUBERT, G. (1969): *Les coupoles granitiques de Montebas et D'Echassières (Massif Central Français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium*. Mem. du B.R.G., 46, 1-345.
- AUGUSTITHIS, S. S. (1962): *Non-autectic, graphic, micrographic and graphic-like myrmekite structures and textures*. Beitr. Miner. Petrogr., 8.
- BATTEY, M. H. (1965): *Alkali Mesomatism and the Petrology of some keratophyres*. Geol. Mag., 92, 204-126.
- BECKE, F. (1906): *Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer*. Denk. Kias, Akad der Wissenschaften, Mathe. Mat. Kl., 25, 97-152.
- (1908): *Über Myrmekit*. Min. Pet. Mitt., 377-390.
- BOSE, M. K. (1968): *Perthite, a possible indicator of subsolus temperature*. Norks. geol., 48, 117-120.
- BOWEN, M. L. (1913): *Melting phenomena of the plagioclase feldspar*. Am. Jour. Sci., 35, 577-599.
- BURHAM, C. W. (1967): *Hydrothermal fluids at the magmatic stage*. In Barnes, H. L. (Ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. Halt Rinehart and Winston, New York, 34-76.
- CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (NW de l'Espagne)*. Thèse Univ. Montpellier.
- CARSTEN, H. (1967): *Exsolution in Ternary Feldspars I. On the formation of Antiperthites*. Contr. Mineral. Petrol., 14, 27-35.
- CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza de Araya (Cáceres)*. Tesis doctoral. Unv. Salamanca, 453 pp.

- CHAROY, B. (1970): *Le massif de Questembert (Morbihan): variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas. Etude de la radioactivité.* Thèse, Université de Nancy.
- CHAYES, F. (1952): *The finer-grained calcoalcaline granites of New England.* Jour. Geol., 60, 207-254.
- DE LA ROCHE, H. (1964): *Sur l'expression des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines.* Sciences de la Terre, 9 (3) (1962-1963), 293-337.
- FLOOR, P. (1966): *Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: the Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain.* Leid. Geol. Meded., 36, 1-203.
- GAMMON, J. B.; BORCSIK, M. & HOLLAND, H. D. (1969): *Potassium-Sodium ratios in aqueous solutions and coexisting silicate melts.* Science, 163, 179-181.
- HEMLEY, J. J. (1967): *Aqueous Na/K ratios in the system $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$.* Geol. Soc. Am. Ann. Meeting, New Orleans, La. 1967, Program pp. 94-95.
- KARAYEVA, Z. G. (1968): *Geochemistry of mineralized granitoids.* Doklady Akad Nauk 555r, Vol. 179.
- LUTH, W. C. & TUTTLE, O. F. (1969): *The hydrous vapor phase in equilibrium with granite magmas.* Geol. Soc. Am., Mem., 115, 513-549.
- MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. J. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los arribes del Duero (provincias de Salamanca y Zamora).* Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 287 pp.
- MONTEIRO PENHA, H. (1973): *Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos españoles de Uranio.* Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 299 pp.
- ORVILLE, P. M. (1963): *Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases.* Am. Journ. Sci., 261, 201-237.
- PHILLIPS, E. R. (1974): *Myrmekite one hundred years later.* Lithos, 7, 181-194.
- RANCHIN, G. (1970): *La géochimie de l'Uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord Limousin.* Nancy, Thèse.
- ROBERTSON, F. (1959): *Perthite formed by reorganization of albite from plagioclase during potash metasomatism.* Am. Miner., 44, 603-619.
- ROGERS, J. J. M. (1961): *Origin of Albite in granitic rocks.* Am. Journ. Sci., 259, 186-193.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1961): *Orthoclase, Microcline and Albite in Granites.* Sweiz. Mineral. Petrog. Mett., 41, 13-36.
- SCHWANTKE, A. (1909): *Die Beimischung von Ca in Kalifeldspat und die Myrmekitbildung.* Centralbl. Mineral, 311-316.
- SHELLEY, D. (1964): *On myrmekite.* Amer. Miner., 49, 41-52.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic textures.* Pergamon Press, Oxford.
- STARKEY, J. (1959): *Chess-board Albite from New Brunswick, Canada.* Geol. Mag., 96 (2), 141-146.

- TUTTLE, O. F. & BOWEN, M. L. (1958): *Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃ O₈ - K Al Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O*. Geol. Soc. of America; Men. 74, 1-153.
- UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis doctoral, Univ. de Salamanca, 218 pp.
- WIDENFALK, L. (1969): *Electron micro-probe analyses of myrmekite plagioclases and coexisting feldspars*. Lithos, 2 (3), 295-311.
- WINKLER, M. H. F. & LINDEMANN, W. (1972): *The system Q_z - Or - An - H₂O within the granitic system Q_z - Or - Ab - An - H₂O. Application to granitic magma formation*. M. Jb. Miner. Mh., 2, 49-61.
- WYART, J. et SABATIER, G. (1962): *L'équilibre des feldspathes et des feldspathoïdes en présence de solutions sodi-potassiques*. Norvs. Geol. Tidssk., 42, 317-330.

(Recibido el 15 - XI - 74)