

CARACTERIZACION DE LOS GRANITOIDES HERCINICOS DEL SECTOR CENTROORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

A. Aparicio Yagüe (*), F. Bellido Mulas (*), J. L. Brandle Matesanz (**),
L. García Cacho (*) y V. Santos Serrano (*)

RESUMEN

El conocimiento de nuevos datos mineralógicos, petrológicos y geoquímicos sobre los granitos en el sector centro-oriental del Sistema Central Español, lleva a hacer una revisión del conjunto de la información existente con el fin de realizar nuevas precisiones sobre la evolución y génesis de los materiales plutónicos.

La variación en el quimismo de los minerales más significativos, se encuentra estrechamente correlacionada con el estadio evolutivo de la roca huésped, encontrándose, al igual que sucede con el quimismo de la roca total, una evolución continua y progresiva que en ningún momento parece indicar la presencia de magmas de características genéticas dispares.

Las consideraciones en torno a la caracterización "I" o "S" de estos granitoides resulta problemática, ya que presentan unas características intermedias, posiblemente debidas a un carácter inicialmente transicional. Se considera que este carácter transicional es el reflejo de un origen a partir de la fusión parcial de un conjunto de materiales híbridos, ígneos y meta-sedimentarios. La aproximación a estos materiales originales promedio, permite aceptar una composición semejante a la de una corteza continental ligeramente modificada.

Se estima que a partir de la fusión parcial de estos materiales, con un grado de fusión entre 28 % y 40 % según el modelo de corteza, y produciéndose un residuo granulítico, se puede generar una composición granítica adecuada.

Tomando como base este fundido, y a través de un modelo de cristalización fraccionada, se evidencia que la actuación de éstos procesos no es incompatible con las pautas de evolución fundamentales, produciéndose modelos de variación semejantes a los observados.

Las condiciones de presión y temperatura en las que tuvieron lugar los procesos de fusión son compatibles con una génesis anatéctica profunda de estos magmas graníticos, en relación con el desarrollo del metamorfismo regional hercínico.

PALABRAS CLAVE: Granitoides, Hercínico, Geoquímica, Petrología.

ABSTRACT

A review of the information related to hercynian granitic rocks in the central eastern area of the Spanish Central System is made, on the purpose of drawing a more accurate petro-genetical model.

The chemical variation of the main minerals is in close correlation with the evolutionary stage of the host rock. In the same way the whole rock chemistry displays a continuous evolution trend typical of a magmatic association made up of cogenetic units.

The I versus S characterization of these granitoids is problematic, showing hybrid feature. It is probably that these transitional behaviour is due to the origin of the granitic magmas through partial melting of mixed metasedimentary and igneous materials. It seems feasible to these source materials a whole composition close to the average continental crust which some minor modifications.

Quantitative estimations on partial melting models shows that the more accurate results are attained by 28-45 percent of melting depending on the selected crustal composition, and for a fixed granulitic restite.

The application of a fractional crystallization model, evidences that this differentiation

(*) Instituto de Geología, C.S.I.C., José Gutiérrez Abascal, 2, Madrid-6.

(**) Instituto de Geología Económica, C.S.I.C., Fac. de Ciencs. Geol., Univ. Comp.

mechanism, is not incompatible with the main evolution trends. So that it is possible to get through the application of these models, theoretical compositions very similar to the rocks with highest differentiation index.

The pressure and temperature conditions estimated for the melting processes are compatible with a deep anatectic genesis of these magmas in connection with the developing of the Hercynian regional metamorphism.

KEY WORDS: Granitoids, Hercynian, Geochemistry, Petrology.

Introducción

El estudio de los granitos hercínicos del Sistema Central Español ha sido abordado desde antiguo en numerosos trabajos, restringidos en general a pequeñas áreas o plutones y con objetivos temáticos limitados. Sólo en una etapa relativamente reciente se han realizado estudios que además de incluir conjuntamente aspectos petrológicos, tectonometamórficos y geoquímicos, poseen un carácter regional más amplio.

En esta línea de trabajos se encuentra la síntesis de las rocas graníticas hercínicas del Macizo Hespérico realizadas por Capdevila *et al.* (1973) en la que se aporta una caracterización del conjunto granítico en dos categorías, alcalina y calcoalcalina, de diferente significado genético. Dado el carácter general de este estudio, sólo se profundiza en aquellos aspectos que son fundamentales en los grandes dominios establecidos.

Dentro del Macizo Hespérico, y estudiando la problemática geológica de las rocas graníticas del Sistema Central, se encuentran los trabajos de Aparicio *et al.* (1975) que estudian las rocas graníticas aflorantes al este del meridiano de Avila, y el del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca (1980), que comprende las áreas graníticas situadas al oeste de dicho meridiano hasta la frontera portuguesa.

Tomando en consideración que los antecedentes bibliográficos más antiguos o de carácter histórico, sobre las rocas graníticas del Sistema Central, han sido exhaustivamente citados y considerados en Aparicio *et al.* (1975) y que el presente trabajo constituye una continuación de aquél, omitimos, por innecesaria, dicha relación bibliográfica.

El presente trabajo ha tomado como base los estudios y datos de Aparicio *et al.* (1975) centrándose en el mismo área y unidades graníticas. No obstante, se dispone de un mayor número de datos geoquímicos de roca total y del quimismo mineral, que unido a nuevas observaciones y consideraciones petrogenéticas han permitido una revisión de la problemática de los granitoides tardihercínicos de este sector del Sistema Central.

En la primera parte del presente estudio se realiza una síntesis petrográfica y mineralógica, basada fundamentalmente en la información existente y en la

que se incluyen datos sobre el quimismo de los minerales de mayor interés y trascendencia en los procesos de evolución magmática, así como su variación a lo largo de estos procesos.

La segunda parte tiene por objeto el estudio de la evolución geoquímica de los elementos mayores y traza. En ella se ha procurado realizar una cuantificación lo más completa posible, bien estableciendo las correspondientes funciones de variación composicional o bien las composiciones propias de los estadios evolutivos fundamentales.

Con estos resultados y consideraciones se plantea una discusión sobre la caracterización de estos granitos y su clasificación en las categorías genéticas establecidas y de mayor vigencia en la actualidad (Chappell y White, 1974). Por último se han elaborado modelos para la génesis y evolución de los magmas graníticos que, a pesar de las limitaciones que llevan implícitos los modelos teóricos, se ajustan en un grado muy razonable, al marco geológico en que se inserta este conjunto plutónico.

Un aspecto que hay que matizar con respecto a los granitos tardihercínicos estudiados se refiere a la exclusión en este estudio de los granitoides migmatíticos generados en procesos anatéticos de carácter más superficial durante el metamorfismo hercínico, y que se encuentran dispersos en las áreas metamórficas de más alto grado con carácter autóctono o para-otóctono.

Teniendo en cuenta que en los trabajos previamente mencionados se realiza una amplia revisión de los antecedentes bibliográficos referentes a las rocas graníticas del Sistema Central, se considera innecesario realizar una nueva relación de ellos, remitiéndose a aquellas publicaciones al lector interesado en esta temática.

Síntesis petrográfica y mineralógica

Tipos litológicos. Consideraciones generales

En el estudio sobre los granitos del Sistema Central Español, Aparicio *et al.* (1975) presentan una clasificación que permite separar las unidades petrológicas más representativas y con trascendencia cartográfica a las dimensiones regionales consideradas. Los criterios de clasificación empleados se basan en

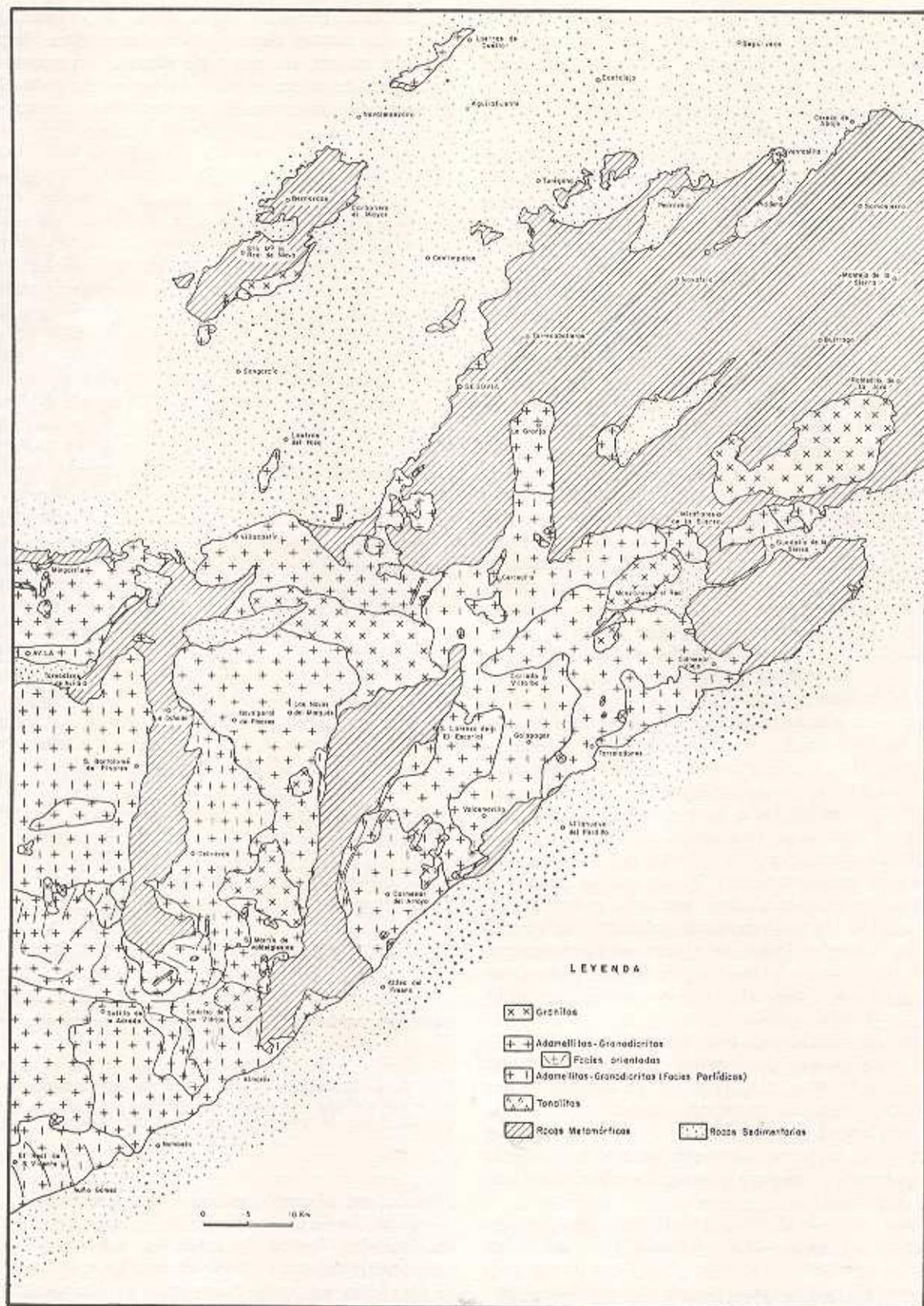


Fig. 1.—Esquema de distribución de los tipos graníticos fundamentales en el sector centro-oriental del Sistema Central español (simplificado de Aparicio *et al.*, 1975).

características composicionales, texturales y estructurales (composición modal, porfidismo, tamaño de grano, coloración, orientación, cataclasis, presencia de nódulos, etc.). Utilizando estos criterios, los autores citados presentan una cartografía litológica de los tipos graníticos dominantes.

En el presente trabajo se incluye una esquematización cartográfica basada en el trabajo precedente (figura 1). Las modificaciones fundamentales consisten exclusivamente en un agrupamiento litológico con el que se constituyen unidades de mayor entidad petrogenética.

Refiriéndonos a las características composicionales, en la figura 2-a se encuentra la distribución de la composición modal estudiada en el triángulo de clasificación Q-A-P (I.U.G.S., 1973). La figura 2-b es la representación gráfica de la mineralogía normativa C.I.P.W. recalculada para biotita y con una relación $Ab/(Ab+Or) = 0.27$ en el feldespato potásico, calculada a partir de datos analíticos en algunas de estas rocas.

Ambas figuras ponen de manifiesto un alto grado de concordancia entre la mineralogía real y teórica calculada mediante el procedimiento de reajuste utilizado. No obstante, es evidente un menor grado de dispersión en la proyección de los datos elaborados a partir de la composición química de las rocas (figura 2-b). En este caso es mayor el grado de representatividad de la clasificación del conjunto litológico al quedar eliminado el factor de heterogeneidad que afecta al análisis modal.

En base a consideraciones sobre la abundancia relativa de los distintos tipos litológicos de las muestras estudiadas, se observa que el máximo corresponde a tipos graníticos (adamelíticos) que transitan sin solución de continuidad a tipos granodioríticos subordinados. También se localiza un área de escasa importancia cuantitativa en el campo tonalítico-cuarzodiorítico, correspondiente a rocas que se presentan en limitadas ocasiones como unidades plutónicas de poca entidad. Estas forman en los casos más considerables pequeños *stocks* en el seno de las rocas graníticas regionales o facies marginales de algunos plutones granodioríticos, como en el caso de Ventosilla (Fúster y Rubio, 1980).

Respecto a las distinciones texturales entre los diversos tipos delimitados por su clasificación petrológica, Aparicio *et al.* (1975) ponen de manifiesto que se observan tránsitos graduales entre rocas con diferente intensidad de porfidismo y otras carentes de fenocristales, no permitiendo esta característica, como regla general, la distinción entre las diferentes unidades intrusivas.

En las zonas de afloramiento de las rocas más evolucionadas (granitos - leucoadamelitas) resulta frecuente la aparición de granitos de grano fino y aplíticos que a veces se presentan como grandes masas de dimensiones cartografiables y con entidad propia

(La Cabrera, Hoyo de Manzanares, etc.) aunque más a menudo forman diques y bolsadas aplíticas de menor importancia que por regla general son más abundantes en los macizos más evolucionados, sin olvidarse de la existencia de un control estructural en

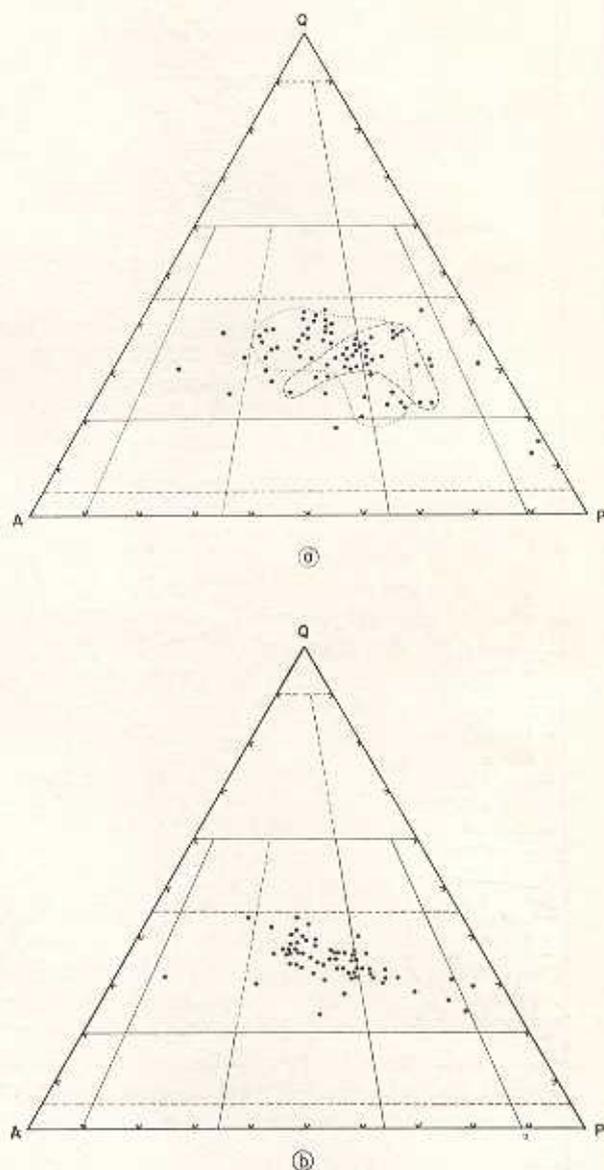


Fig. 2.—Distribución de los datos de mineralogía modal (a) y mineralogía normativa (b) para el conjunto litológico estudiado en el diagrama de clasificación Q-A-P (según I. U. G. S., 1973).

relación con el emplazamiento, que favorece la individualización de estos diferenciados leucocráticos (zonas apicales, límites de unidades, contactos con la roca encajante, etc.). También resulta más frecuente la aparición en estas áreas más evolucionadas, de manifestaciones pegmatíticas que en general guardan

GRANITO
una estre
ciendo e
y otras.
Los t
pegmat
varían c
ción de
dos (gr
recen c
de bor
con un
para la
traduce
roca p
de alta
plutón
lizació
menos
masa
contra
aplític
les co
No o
contin
canza
tonce
serva
trem
La
se er
indic
la o
en s
rens
dife
C
ner
en
cua
ma
do
fre
má
au
en
gr
de
po
ci
de
p
c
s
c
n
(
n

una estrecha conexión con las rocas aplíticas, apareciendo en ocasiones tránsitos insensibles entre unas y otras.

Los tipos de contacto entre las rocas aplíticas-pegmatíticas y la roca plutónica encajante también varían de manera general según el grado de evolución de esta última. En los tipos menos evolucionados (granodioritas), las rocas aplo-pegmatíticas aparecen con mayor frecuencia como diques cortantes de bordes nítidos, lo que se encuentra de acuerdo con un elevado porcentaje de cristalización necesario para la individualización de estos diferenciados y se traduce en un marcado contraste mecánico entre la roca plutónica, ya bastante rígida, y el diferenciado de alta fluidez. Este contraste se atenua en cuerpos plutónicos más evolucionados en los que la individualización de residuos aplo pegmatíticos se encuentra menos desfasado respecto a la cristalización de la masa plutónica, hecho que se traduce en un menor contraste mecánico y en la aparición de unidades aplíticas y pegmatíticas con transiciones más graduales con el encajante (p. ej., Plutón de La Cabrera).

No obstante, la individualización de estos residuos continúa hasta estadios en que la masa plutónica alcanza un alto grado de solidez, produciéndose entonces diques con bordes nítidos, y pudiéndose observar toda una serie de transiciones entre estos extremos (Bellido, 1979).

La individualización de cuerpos aplo-pegmatíticos se encuentra con frecuencia asociada a evidencias que indican movilidad magmática, que se manifiestan por la orientación fluidal de algunos elementos sólidos en suspensión (enclaves y fenocristales) y por schlierens acompañantes de algunos tipos de estos cuerpos diferenciados.

Otra de las características texturales bastante generalizable es la disminución del tamaño de grano en las rocas más básicas, no encontrándose rocas cuarzodioríticas ni tonalíticas que sobrepasen normalmente el límite de tamaño de grano medio y siendo más frecuente encontrar rocas de grano fino.

En el otro extremo composicional, son también frecuentes las texturas de grano fino en las rocas de más alto grado de diferenciación (granitos aplíticos), aunque en estas composiciones muy ácidas no es raro encontrar rocas de tamaño de grano grueso a muy grueso, debido a que por su fuerte diferenciación pueden alcanzar concentraciones considerables de componentes volátiles, que favorecen la cinética de crecimiento de los cristales, posibilitándose el desarrollo de grandes individuos cristalinos. Con respecto al porfidismo, resulta difícil delimitar los factores que controlan su desarrollo, pero se observa que la presencia de megacristales de feldespato potásico se concentra preferentemente en términos petrológicos granodioríticos y graníticos de evolución intermedia (adamelíticos), siendo menos frecuente en los granitos más diferenciados del sector estudiado.

La presencia de estructuras nodulares (nidios de biotita, turmalina, cordierita, ...) queda restringida a las rocas más evolucionadas, asociándose casi exclusivamente a las aplitas y granitos leucocráticos de grano fino. Estas estructuras se encuentran en relación con la cristalización de fases minerales en estadios tardíos, y su presencia ya ha sido señalada por diversos autores en estas áreas (Aparicio *et al.*, 1975; Bellido y Barrera, 1979). Sin entrar en detalles sobre su génesis, resulta evidente su asociación con procesos de cristalización en condiciones tardimagmáticas-pegmatíticas en las que la presión de volátiles ha alcanzado una magnitud elevada.

Un tipo de escasa importancia cuantitativa pero llamativa por su aspecto es el constituido por las rocas episieníticas. Estas rocas se encuentran invariablemente en zonas que han sufrido un determinado tipo de fracturación o cataclasis y con frecuencia se encuentran relacionadas con segregaciones y venas de cuarzo que rellenan las fisuras de la fracturación acompañante y a diversos tipos de diques cortantes a la roca granítica.

Las episienitas se identifican por sus tonalidades rosadas, su pérdida de cuarzo en distinta proporción, un tránsito gradual e insensible a la roca de caja y una retrogradación parcial de la paragénesis primaria, con neoformación de epidota, clorita, sericita, esfena y opacos. Todas estas circunstancias evidencian que la génesis de este tipo de rocas se relaciona con etapas de fracturación en los granitos, en momentos en los que existe aún posibilidad de removilización del cuarzo y una temperatura y presión de volátiles que permite las retrogradaciones observadas.

Con respecto a la coloración rosada adquirida por los feldespatos alcalinos, pensamos que posiblemente es debida a un proceso de exolución de Fe^{2+} expulsado de la red del feldespato debido a una brusca disminución de la presión cuando la temperatura es aún relativamente elevada.

Por otra parte, es de destacar que, en el sector del Sistema Central estudiado, los granitos tardihercínicos son de composición fundamentalmente biotítica, siendo muy escasos los cuerpos plutónicos que puedan considerarse como de dos micas en sentido estricto, ya que la mayor parte de los cuerpos con moscovita, corresponden a fracciones muy evolucionadas de las unidades plutónicas biotíticas.

Los granitos de dos micas de verdadera entidad petrogenética, comienzan a cobrar mayor importancia relativa en el extremo más occidental del sector estudiado, área de la Sierra del Valle (Aparicio *et al.*, 1977), apareciendo próximos a ellos granitoides heterogéneos con silicatos de aluminio y frecuentes enclaves metamórficos, y haciéndose mucho más frecuente en estas áreas las manifestaciones pegmatíticas.

El estudio de estos granitoides queda fuera de los límites de este trabajo y su problemática está siendo

estudiada en la tesis doctoral de uno de los autores (V. Santos).

Los tipos de enclaves presentes en las rocas graníticas aquí consideradas, su abundancia, mineralogía, textura y quimismo, han sido estudiados por Aparicio *et al.* (1975) y Barrera *et al.* (1981). Una de las observaciones de aquel estudio, que merece la pena destacar por la trascendencia con que incide en las hipótesis petrogenéticas, consiste en la amplitud de dispersión de los enclaves microgranulares que, a pesar de su acumulación preferencial en facies granodioríticas y adamellíticas básicas, se encuentran presentes en prácticamente la mayoría de los cuerpos graníticos estudiados, si bien en las facies más diferenciadas son escasos o pueden llegar incluso a faltar en algunos granitos de muy alto grado de evolución.

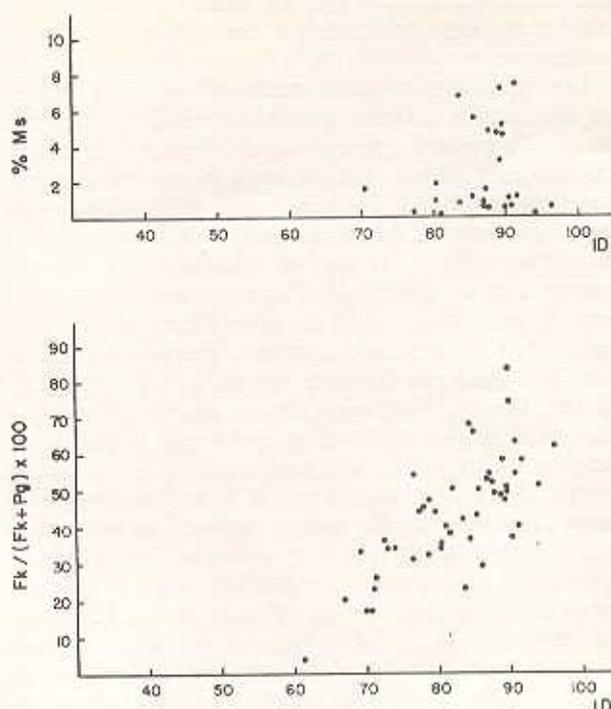
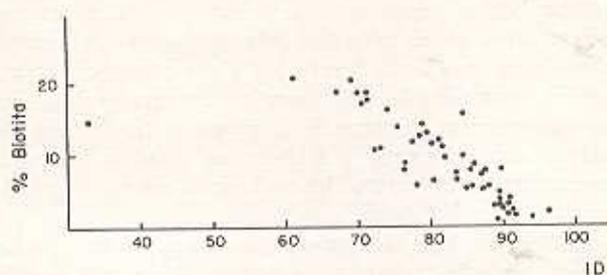
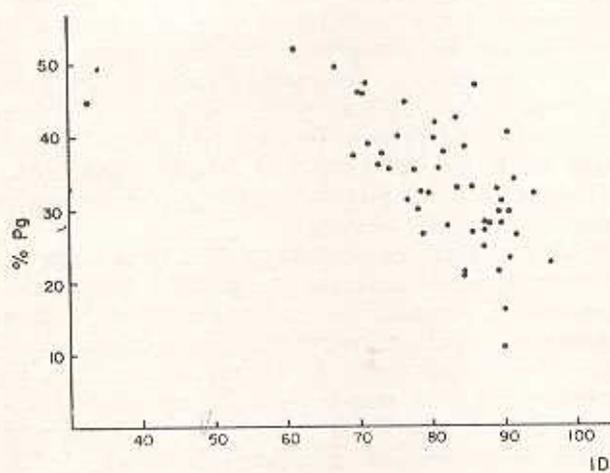
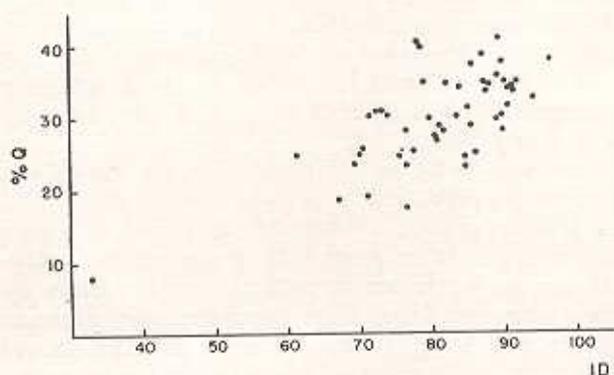


Fig. 3.—Variación de la composición mineralógica modal (cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita) y de la relación entre los feldspatos frente al índice de diferenciación (I. D.).

Aspectos mineralógicos de carácter general

La mineralogía de este conjunto plutónico ha sido estudiada en detalle por Aparicio *et al.* (1975), fundamentalmente bajo el punto de vista petrográfico. Por este motivo, el propósito fundamental de este apartado consistirá exclusivamente en destacar los aspectos más relevantes o inéditos y que tengan trascendencia a la hora de interpretar la problemática sobre la génesis y evolución de estos granitoides, por lo que se incidirá de manera fundamental en los aspectos relativos al quimismo de las diferentes fases minerales.

Como ya se ha indicado, la gran mayoría de estos granitoides son de carácter biotítico y su mineralogía se encuentra compuesta esencialmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Con carácter subordinado pueden aparecer con relativa frecuencia anfíbol o moscovita, siendo el primero de estos minerales más frecuente en el extremo más básico del espectro litológico y el segundo, por el contrario, de abundancia creciente en los términos más diferenciados. Respecto a la moscovita es muy importante determinar si su crecimiento es ortomagmático o bien si se ha producido por reacción entre las fases cristalizadas y los fluidos hidrotermales residuales. Si bien este problema es en ocasiones de difícil solución, en la mayoría de los casos estudiados en este ámbito

(exceptuando algunas aplitas y pegmatitas) el mecanismo de génesis de la moscovita ha sido postmagmático (Bellido, 1979; Aparicio *et al.*, 1980).

También hay que destacar la incompatibilidad manifiesta entre la moscovita y el anfíbol, no encontrándose rocas con la presencia simultánea de ambas fases, salvo casos esporádicos, en los que su coexistencia no es más que un hecho inducido con carácter secundario (moscovitización).

Los minerales accesorios pueden clasificarse en tres grandes grupos: un primer grupo que aparece en cualquiera de los tipos de granitos y constituido por circón, apatito y minerales opacos, un segundo grupo que aparece en granitoides anfibólico-biotíticos o biotíticos sin exceso de aluminio, constituido por esfena y allanita, y un tercer grupo constituido por una serie de minerales asociados frecuentemente a los granitos biotíticos con moscovita y a los granitos más evolucionados, como son turmalina, granate y, en muy contadas ocasiones, andalucita (no xenolítica), así como cordierita.

Los minerales secundarios más frecuentes son clorita, sericita, epidota, clinozoisita, esfena, rutilo y óxidos de hierro, encontrándose también prehnita en algunos casos. En este grupo de minerales quedan comprendidos todos aquellos productos de reajuste originados a partir de los minerales magmáticos al llegar a los últimos estadios de enfriamiento, aunque sea difícil establecer el límite entre algunos procesos postmagmáticos y estas transformaciones de inferior temperatura.

En la figura 3 se ha representado la variación de la composición modal y de algunas de las relaciones más importantes para los minerales fundamentales respecto al I. D. en las rocas analizadas químicamente. En estos diagramas de variación se observa cómo los estadios progresivos de evolución composicional de las rocas graníticas queda reflejado, a la escala mineralógica, por un aumento del cuarzo y de la relación $FK/(FK + PG)$, paralela a una firme disminución del contenido de plagioclasa y biotita. Este último mineral constituye un estimador mineralógico muy preciso del grado de diferenciación de las rocas graníticas, ya que su contenido guarda una correlación muy ajustada con el índice de diferenciación, hecho que se manifiesta a la escala gráfica por una muy escasa dispersión de las muestras en torno a la línea evolutiva.

Con respecto a la moscovita, no es hasta valores del índice de diferenciación del orden de 75 (fig. 3) cuando aparece una población de rocas graníticas en las que este mineral se encuentra con cierta frecuencia.

Para rocas con índices de diferenciación superiores a 90, descienden los contenidos absolutos de minerales micáceos, ya que por sus composiciones tan próximas a los eutécticos graníticos se encuentran integrados casi exclusivamente por cuarzo y feldespatos sódico y potásico.

El proceso de cristalización generalizado, como puede observarse en el esquema de la figura 4, se puede resumir en una cristalización inicial de plagioclasa más básica y biotita, que puede estar acompañada por anfíbol (y algo de clinopiroxeno) en los estadios más precoces, seguido por una cristalización de feldespato potásico, plagioclasa ácida y cuarzo, que cobran importancia a partir de los estadios intermedios, adquiriendo su apogeo en las etapas más

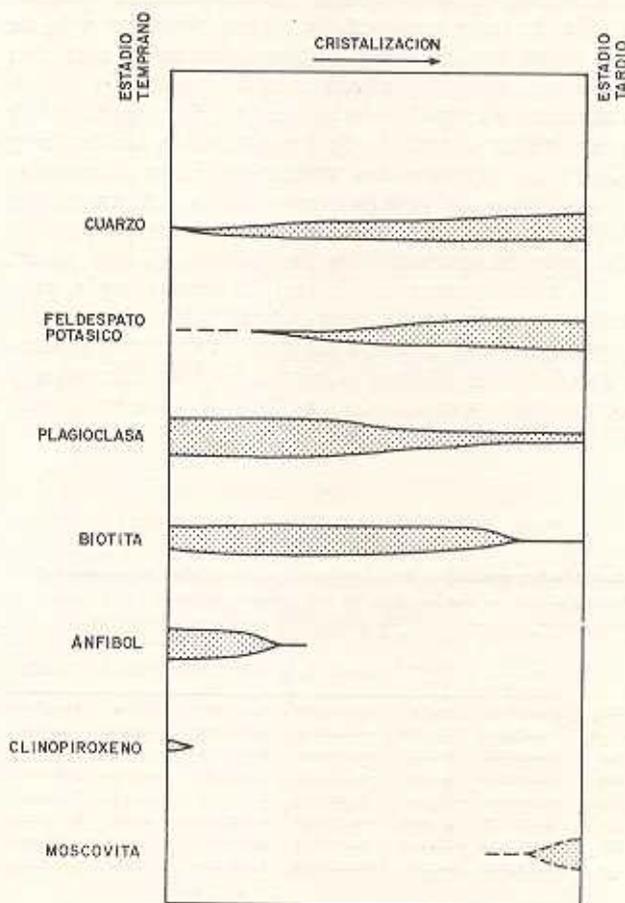


Fig. 4.—Diagrama esquemático de la secuencia de cristalización observada en los granitos del Sistema Central.

tardías. La cristalización de estas fases fundamentales se encuentra acompañada por la de circón, apatito, opacos e ilmenita durante los períodos iniciales e intermedios, pudiendo cristalizar ocasionalmente granate, cordierita y turmalina en los estadios tardíos de algunas composiciones magmáticas muy evolucionadas.

Relaciones entre el quimismo mineral y la evolución petrogenética

Hechas las observaciones previas de carácter general sobre los aspectos mineralógicos de las rocas graníticas, a continuación se procede a realizar una

revisión de los datos sobre el quimismo mineralógico y sus implicaciones sobre la génesis y evolución de este conjunto de rocas graníticas.

Biotita

La composición de la biotita de estas rocas y su relación con el quimismo de la roca huésped ha sido estudiado por Aparicio *et al.* (1980) en base a las diferencias existentes entre la composición química media de las rocas exclusivamente biotíticas y la de las rocas de dos micas. Estas diferencias consisten fundamentalmente en una menor abundancia de los elementos de significado básico (Al, Fe, Mg, Ca y Ti) y un mayor contenido de los elementos ácidos (Si y K) en los granitos con moscovita. Estas diferencias se traducen, en términos normativos, en un mayor índice de diferenciación y en una mayor proporción de corindón normativo en los granitos de dos micas.

La biotita presenta ciertas diferencias según proceda de rocas biotítico-anfibólicas y biotíticas exclusivamente o de rocas en las que coexista con moscovita. En estas últimas la biotita es más aluminica y tiene inferior contenido en TiO_2 y relaciones $Fe/Fe+Mg$ y $Mn/Mn+Fe$ más bajas.

TABLA 1

Coefficientes y términos independientes de las líneas de evolución composicional de las biotitas de las rocas graníticas (en función del I.D. de la roca huésped). Composición media de la biotita

	Coeff. de coef. nórmale	Término ind.	Coeff. I.D. 2º	Coeff. I.D. 2º	\bar{x}	s.d.
SiO_2	0.074592	40.790	-0.142343	0.000878	95.0610	0.967595
Al_2O_3	0.565510	72.390	-1.520271	0.011200	16.1905	2.20398
FeO	0.560100	24.117	-0.104579	0.001322	23.9704	1.56707
MnO	0.152239	6.308	-0.177398	0.001546	8.403046	0.30358
MgO	0.201669	-92.304	1.299790	-0.000758	0.02615	2.22943
K_2O	0.229277	11.434	-0.130499	0.000783	9.02305	0.387323
TiO_2	0.473828	-11.252	0.404411	0.257465	3.10208	0.194750
H_2O	0.226782	4.520	-0.010590	0.000124	3.82962	0.0031071

La evolución composicional de la biotita frente al índice de diferenciación de los granitos queda sintetizada en la tabla 1, en la que figuran los distintos términos y coeficientes de las ecuaciones de variación (ajustadas a 2.º grado) de los óxidos de los elementos fundamentales de la biotita, en función del índice de diferenciación de la roca huésped. Asimismo, en esta tabla se incluye el valor medio correspondiente a las biotitas analizadas.

Esta evolución se manifiesta de manera principal en un aumento de FeO, MnO y Al_2O_3 paralelo al incremento de I. D. y una disminución muy marcada de MgO y en menor grado de TiO_2 en el mismo sentido.

En la figura 5 se han proyectado las biotitas analizadas y se incluye como referencia los límites del campo composicional de las biotitas de granitos alu-

mínicos recopiladas por Clarke (1981). Se observa que la mayoría de las biotitas analizadas en rocas que también contienen moscovita, se proyectan en el área de altos contenidos en Al^{IV} , aunque existe, no obstante, una superposición composicional con una parte de las biotitas de los granitoides biotíticos muy evolucionados. A su vez, también es evidente que las biotitas de algunos granitos con dos micas presentan contenidos en Al^{IV} relativamente bajos. Este hecho corresponde posiblemente a cristalización de biotita en estadios de menor saturación en aluminio en los magmas, que sería arrastrada por fracciones magmáticas más evolucionadas, en las que es posible la cristalización de moscovita en etapas tardías.

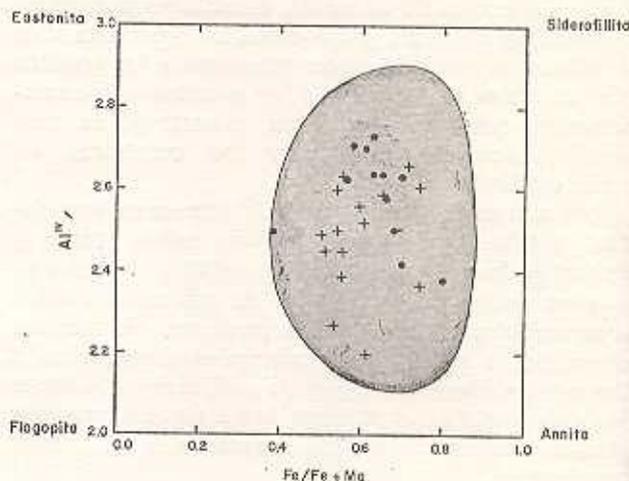


Fig. 5.—Diagrama composicional de las biotitas analizadas en los granitos del Sistema Central (el área sombreada corresponde al campo de variación de las biotitas en granitos aluminicos, Clarke, 1981) (+ biotitas de rocas sin moscovita; ● biotitas de rocas con moscovita).

El gran número de observaciones sobre el carácter aluminico de las biotitas coexistentes con moscovita o silicatos de aluminio en rocas graníticas (Nockolds, 1947; Albuquerque, 1973; Joyce, 1973; Aparicio *et al.*, 1980 ...) y el hecho de que la biotita sea un mineral de cristalización temprana, evidencia una composición inicial rica en aluminio para gran parte de los magmas de los que cristalizan granitos con cantidades apreciables de moscovita y/o minerales aluminicos.

Las biotitas en paragénesis con moscovita y silicatos de aluminio se caracterizan por sus coloraciones rojizas. Si se tiene en cuenta que la principal característica química que tienen en común estas biotitas es su alto contenido en aluminio, no resulta aventurado establecer una posible conexión entre ambos hechos, descartándose en los casos estudiados la relación entre las coloraciones rojizas de la biotita y elevados contenidos en titanio, como sugiere Hayama (1959), ya que no se ha encontrado ninguna anomalía positiva de este elemento en las biotitas con esta coloración.

Dentro del grupo de las biotitas procedentes de granitos sin moscovita, las analizadas en rocas en las que coexiste con anfíbol se sitúan entre las que tienen contenidos menores de aluminio, menor relación Fe/Fe+Mg y un contenido en titanio más elevado, correspondiendo a composiciones propias de estadios de evolución menos avanzados.

Anfíbol

El anfíbol se encuentra en cantidades muy subordinadas a la biotita y su presencia se restringe fundamentalmente a las rocas de composiciones más básicas. Son de carácter hornbléndico y la composición química media figura en la tabla 2.

TABLA 2

Composición media de los anfíboles de rocas graníticas del Sistema Central Español

	\bar{x}	Desv. Std.
SiO ₂	47.76	8.05
Al ₂ O ₃	8.39	1.78
FeO	18.63	3.55
NaO	0.61	0.30
MgO	12.22	1.74
CaO	11.23	0.82
H ₂ O	1.47	0.60
K ₂ O	0.35	0.23
TiO ₂	0.45	0.61
H ₂ O	2.03	0.02

(Nº análisis = 5)

(I.D. medio, roca huésped = 83.10)

La proyección de estos anfíboles en el diagrama Al^{IV}-(Na+K) (fig. 6) se localiza dentro de los límites de variación de las composiciones hornbléndicas normales (Deer *et al.*, 1963) y son plenamente similares a las hornblendas de rocas graníticas de composición semejante (Larsen y Draisin, 1950; Joyce, 1973).

Del estudio de los datos disponibles se observa una correlación positiva aceptable entre la razón Fe/(Fe+Mg) y el I. D. de la roca huésped (r=0.87). También se observa un incremento del contenido en Mn del anfíbol en el mismo sentido, encontrándose estos dos hechos de acuerdo con la evolución normal de los minerales ferromagnesianos en un proceso de diferenciación magmática.

La relación MgO/(MgO+FeO) del anfíbol y de la biotita coexistente, varía según una línea que se aparta ligeramente de los valores correspondientes a una distribución 1:1 entre ambos minerales (fig. 7),

lo que evidencia una composición relativa más magnésica para los anfíboles, tendiéndose hacia valores similares de la relación MgO/(MgO+FeO) en los pares minerales de las rocas más básicas.

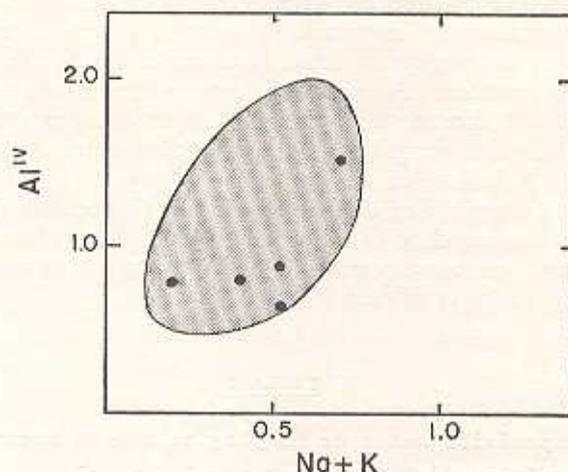


Fig. 6.—Proyección de los anfíboles de rocas graníticas del Sistema Central en el diagrama Al^{IV}—Na+K. El área sombreada corresponde al campo de variación de anfíboles hornbléndicos comunes según Deer *et al.*, 1963).

Las relaciones mineralógicas del anfíbol con las restantes fases de las rocas graníticas (fig. 4) evidencian que este mineral es de cristalización precoz en magmas relativamente básicos y se superpone temporalmente con las etapas tempranas de cristalización de la biotita con la que puede mostrar relaciones de intercrecimiento.

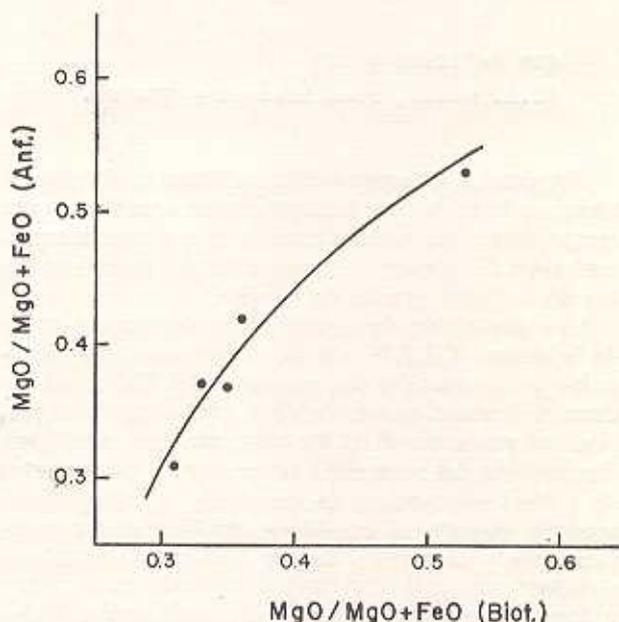


Fig. 7.—Variación de la relación MgO/(MgO+FeO) en biotitas y anfíboles coexistentes en rocas graníticas del Sistema Central.

Plagioclasa

La plagioclasa es el mineral que presenta mayor variabilidad en cuanto a su composición textural y abundancia, existiendo, según se indica por Aparicio et al. (1975), una variación continua en cuanto a la disminución del contenido de anortita y de la abundancia de plagioclasa desde las rocas cuarzodioríticas a las graníticas. Estos mismos autores determinan por métodos ópticos unos rangos composicionales para los cristales de plagioclasa que oscilan entre An_{20} - An_{75} y An_{21} - An_7 en los bordes ácidos.

La complejidad del zonado de las plagioclasas alcanza un máximo en las rocas granodioríticas-adameclíticas, en correspondencia con una mayor variabilidad en las condiciones de cristalización.

TABLA 3

Composición media de las plagioclasas de rocas graníticas del Sistema Central Español

	\bar{x}	Desv. std.
SiO_2	60.28	4.96
Al_2O_3	24.72	3.73
Fe_2O_3	0.12	0.04
CaO	6.19	3.90
Na_2O	8.12	2.84
K_2O	0.46	0.34

(Nº Análisis = 10)

(I.D. medio, roca huesped = 77.60).

Respecto a la composición química de la plagioclasa, en la tabla 3 se incluyen datos analíticos sobre este mineral, que pueden considerarse bastante representativos del espectro de variación del mismo en rocas de distintos grados de evolución.

La composición de la plagioclasa deducida a partir de la norma C.I.P.W. de las rocas graníticas analizadas y su variación con respecto al I. D., es un estimador bastante aceptable de la evolución de la plagioclasa promedio (fig. 8), observándose una firme disminución del contenido en anortita y unas pautas de variación sencillas, en contra de la complejidad aparente cuando se consideran los aspectos composicionales y texturales de los individuos cristalinos aislados.

Una limitación que presenta la utilización de los valores normativos del contenido de anortita en la plagioclasa, consiste en que estos valores son ligeramente inferiores a los reales, dado que en el cálculo

toda la albita se considera formando parte de la plagioclasa, cuando en la realidad una parte de esta albita se encuentra formando parte del feldespato potásico, lo que disminuye la proporción relativa de anortita normativa.

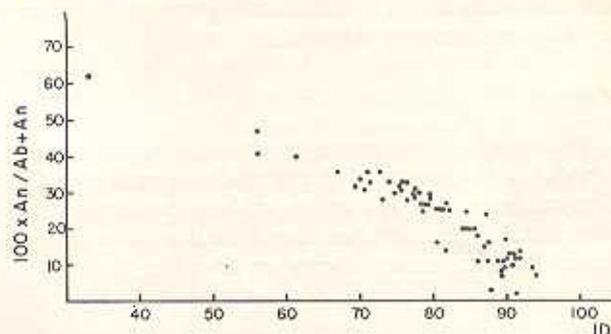


Fig. 8.—Variación de la composición de la plagioclasa normativa respecto al índice de diferenciación en las rocas graníticas del Sistema Central español.

Las relaciones mineralógicas de la plagioclasa con el resto de las fases de las rocas graníticas son múltiples, en función de su variabilidad composicional y de su momento de cristalización, que se prolonga desde las etapas iniciales, en las que se puede encontrar en el fundido como mineral restítico, a los últimos estadios magmáticos en los que cristalizan plagioclasas muy albiticas formando parte de eutectoides junto con cuarzo y feldespato potásico.

Feldespato potásico

El feldespato potásico presenta unas relaciones menos complejas que la plagioclasa, tanto en los aspectos texturales como en su evolución. Las formas más comunes de aparición son como cristales alotriomorfos en crecimiento más o menos simultáneo con la plagioclasa intermedia-tardía y el cuarzo, o en forma de megacristales. La cristalización de los

TABLA 4

Composición media de los feldespatos potásicos de rocas graníticas del Sistema Central Español

	\bar{x}	Desv. Std.
SiO_2	64.80	1.06
Al_2O_3	19.49	3.76
Fe_2O_3	0.06	0.05
CaO	0.17	0.06
Na_2O	1.40	0.80
K_2O	13.99	1.41

(Nº Análisis = 9).

(I.D. medio, roca huesped = 82.57).

megacrystalos de feldespato potásico se verifica en etapas más precoces, contemporáneas a los estadios intermedios de cristalización de las plagioclasas muy zonadas. Con relativa frecuencia los pulsos de crecimiento de estos megacrystalos se visualizan por la presencia de inclusiones zonales (generalmente biotita) que definen texturas de Frasl, y pueden presentar recrecimientos por adición de feldespato de cristalización más tardía, que en ocasiones desdibuja los límites cristalinos idiomorfos.

En la tabla 4 figura la composición media del feldespato potásico analizado en rocas graníticas de este sector, en la que también se incluye el valor medio del índice de diferenciación de las rocas en que se ha analizado este mineral.

El valor del Na_2O reflejado en esta media es algo bajo debido a que en ella se incluye un mayor número de análisis realizados por microsonda, cuyo carácter puntual excluye buena parte del componente sódico de las perfitas.

Respecto al estado estructural del feldespato potásico, se carecen de datos cuantitativos sistemáticos y exclusivamente se pueden hacer consideraciones en base al tipo de maclado. En general, se observan diferentes grados de superposición irregular, con maclado según la ley de Karlsbad o sin maclar. Con frecuencia el maclado en enrejado del feldespato potásico es más abundante en las rocas muy diferenciadas.

Cuarzo

El cuarzo es un mineral cuyo intervalo de cristalización (fig. 4) se extiende fundamentalmente desde las etapas intermedias de cristalización de plagioclasa, en la que aparece ocasionalmente como inclusiones de cristalización temprana, hasta etapas tardi y postmagnéticas, en las que se asocia a crecimientos simultáneos con los feldespatos y a algunos rellenos de microfracturas en los minerales.

La etapa de cristalización más importante está asociada a los estadios avanzados en los que el cuarzo cristaliza más o menos simultáneamente al feldespato potásico y la plagioclasa ácida. Este hecho es el que determina que los distintos procesos de diferenciación favorezcan el enriquecimiento en cuarzo de las rocas más evolucionadas y bajo el punto de vista del quimismo de la roca total se traduce exclusivamente en un aumento de SiO_2 en función de la invariabilidad composicional de este mineral.

Moscovita

La moscovita es un mineral que se encuentra en proporciones bastante restringidas en la mayoría de los cuerpos graníticos de trascendencia regional del sector estudiado. Como ya señalan Aparicio *et al.* (1975), el desarrollo más importante de este mineral

se alcanza en las estribaciones occidentales de este área, donde comienza a cobrar importancia la presencia de granitos de dos micas. En el resto de la zona, la moscovita solo adquiere cierta relevancia en algunas rocas muy diferenciadas.

Las modalidades fundamentales de aparición de este mineral son dos. La primera comprende individuos de posible cristalización directa. La segunda comprende moscovita de hábitos diversos, pero que invariablemente se encuentran creciendo a expensas de minerales previamente cristalizados (biotita, feldespato potásico, plagioclasa, cordierita) y cuya génesis se debe a interacciones entre la roca granítica y los fluidos residuales tardi y postmagnéticos.

El primero de los tipos citados es el menos abundante en este sector y se restringe fundamentalmente a rocas aplíticas y pegmatíticas o a algunos granitos muy evolucionados.

El quimismo de la moscovita en estas rocas ha sido estudiado por Aparicio *et al.* (1980), evidenciándose que la variabilidad composicional de este mineral es muy limitada y encontrándose únicamente una ligera dependencia positiva entre el contenido de hierro y sodio de la moscovita y el índice de diferenciación de la roca huésped.

TABLA 5

Composición media de las moscovitas de rocas graníticas del Sistema Central Español

	\bar{x}	Desv. Std.
SiO_2	47.21	0.90
Al_2O_3	34.50	1.33
FeO	1.02	0.73
MgO	1.05	0.54
Na_2O	0.88	0.11
K_2O	10.21	0.30
TiO ₂	0.24	0.25
H_2O	4.51	0.05

(Nº Análisis = 12)

(I.D. medio, roca huésped = 87.65).

La composición media de las moscovitas figura en la tabla 5 y los datos individuales se han proyectado en la figura 9 frente al campo de variación de moscovitas en granitos aluminicos (Clarke, 1981). En esta gráfica se observa un desplazamiento del centro de gravedad composicional de estas moscovitas hacia relaciones $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$ superiores, manteniéndose en la región de relaciones $(\text{Fe} + \text{Mg})/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Ti} + \text{Al}^{\text{VI}})$ más bajas. Estas diferencias probablemente son debidas a distintas condiciones de cristalización entre las moscovitas analizadas

En ocasiones los afloramientos de granitos cordieríticos aparecen con cierto grado de conexión con rocas metamórficas, habiéndose interpretado la cordierita como un producto de la asimilación de materiales aluminicos por el magma. No obstante, y en base a consideraciones petrológicas y texturales, parece evidente, en muchas ocasiones, que la cordierita ha cristalizado directamente a partir del magma granítico. Aunque en algunos casos se podría pensar que el carácter aluminico del granito puede estar inducido por contaminación, en muchas ocasiones hay que descartar esta hipótesis, tomando en consideración, entre otras circunstancias, la escasa capacidad de asimilación de los granitos en que cristaliza y la carencia total de otras evidencias sobre esta contaminación. En estos casos, el carácter aluminico del magma es inicial y está condicionado por los materiales originarios y su proceso evolutivo. Bea (1982) llega a conclusiones similares para rocas graníticas cordieríticas al oeste del área estudiada. Solo en algunas ocasiones muy concretas pueden haberse dado, por procesos de diferenciación, composiciones que, en condiciones termodinámicas favorables, permitan la cristalización de cordierita en rocas muy fraccionadas generadas a partir de magmas cuya composición inicial no es muy aluminica (Bellido, 1979).

Los datos composicionales sobre la cordierita en estas rocas son muy escasos, no disponiéndose de más información que la relativa a una cordierita muy rica en manganeso y hierro ($MnO=3.00$; $FeO=16.18$; $MgO=0.84$) procedente de nódulos en una facies granítica muy ácida del plutón de La Cabrera (Bellido, 1979; Bellido y Barrera, 1979).

En general, los granitos cordieríticos se caracterizan por la presencia de biotitas aluminicas y otros minerales ricos en aluminio (moscovita, granate ...) y con frecuencia la cordierita se encuentra parcial o totalmente pinnitizada o transformada a agregados policristalinos de moscovita y clorita de tipo lepidolítico, por efecto de transformaciones hidrotermales postmagmáticas.

Silicatos aluminicos

Los silicatos de aluminio (sillimanita y andalucita) son bastante escasos en estas rocas. La sillimanita, en todos los casos, presenta evidencias de un origen xenolítico, encontrándose con frecuencia parcialmente transformada en andalucita, que es el polimorfo más estable con las condiciones de emplazamiento de los granitos biotíticos del Sistema Central.

La presencia de andalucita se encuentra también con frecuencia asociada a la asimilación y disgregación de enclaves metamórficos aluminicos, aunque en algunas rocas muy evolucionadas (aplitas y pegmatitas) aparece con unas relaciones texturales propias de una cristalización directa en el fundido. Las características petrológicas de las rocas en que apa-

rece ponen de manifiesto que las composiciones graníticas que posibilitan su cristalización son extremadamente leucocráticas.

Bajo el punto de vista del quimismo de la roca total, y a pesar de la escasez de estos minerales, su presencia resalta una vez más el carácter aluminico de las rocas en que cristaliza. No se han realizado análisis químicos de estos minerales, aunque por su propia naturaleza no son de esperar desviaciones significativas de la composición ideal.

Minerales accesorios

Respecto a los minerales accesorios más comunes, ya se ha indicado su distribución aproximada en los distintos tipos litológicos.

De todos ellos, circón, apatito y gran parte de los opacos, son de cristalización muy precoz, pudiendo aparecer como inclusiones de variado idiomorfismo en los minerales ferromagnesianos y en los núcleos y zonas internas de la plagioclasa. No obstante, la cristalización de apatito y de algunos opacos puede tener lugar en etapas algo posteriores. Así lo evidencian características texturales y relaciones mineralógicas en algunos leucogranitos, donde se pueden encontrar apatitos redondeados xenomorfos de cristalización más tardía. También se han detectado hábitos aciculares y esqueléticos relativamente frecuentes en rocas tonalíticas.

TABLA 6

Análisis de ilmenitas en rocas graníticas del Sistema Central Español

FeO*	45.16	44.41	43.03	28.02
MnO	2.37	2.00	2.05	14.60
TiO ₂	51.49	55.41	54.25	54.66
	99.02	101.82	100.03	97.28

*(Hierro total como FeO)

En las rocas con moscovita es frecuente observar la presencia de cierta proporción de minerales opacos asociados a crecimientos de moscovita sobre biotita y cuyas relaciones evidencian una génesis en etapas tardi-postmagmáticas en relación con el proceso de moscovitización.

El análisis puntual de los minerales opacos (tabla 6) revela su naturaleza ilmenítica. En algún caso, el alto contenido de manganeso en este mineral apoya plenamente la cristalización tardía de cierta proporción de ilmenita, en estadios en los que la relación manganeso-hierro de los magmas es ya muy elevada,

posibilitando estas composiciones altamente manganesíferas.

De los restantes minerales accesorios, allanita y esfena presentan relaciones que indican una cristalización en etapas intermedias, aunque puede encontrarse esfena también como mineral secundario post-magmático asociado a procesos de cloritización de biotita, junto con algunos minerales opacos indeterminados, pudiendo aparecer en otros casos rutilo como producto de estas transformaciones.

La turmalina tiene un período de cristalización tardimagmático-pegmatítico. Aparece con diversos hábitos y puede llegar a encontrarse corroyendo a mi-

nerales previamente cristalizados. Su presencia queda relegada a rocas muy ácidas, predominantemente leucogranitos con moscovita y aplitas.

Geoquímica de las rocas graníticas

El primer trabajo en que se realiza un importante estudio geoquímico con carácter regional de las rocas graníticas del sector centro-oriental del Sistema Central español es llevado a cabo por Aparicio *et al.* (1975). No obstante, y en función del mayor volumen de datos obtenidos con posterioridad, se consi-

TABLA 7

Media de rocas graníticas del sector oriental del Sistema Central Español. Medias para estas mismas rocas en intervalos de diferenciación progresivos.

INTERVALO I.D.	55+65	65+75	75+85	85+95	MEDIA
SiO ₂	61.12	65.79	69.89	73.75	70.00
Al ₂ O ₃	16.44	15.79	14.90	13.74	14.70
Fe ₂ O ₃	1.23	0.99	0.66	0.38	0.63
FeO	4.23	3.27	2.07	1.13	2.07
MnO	0.09	0.05	0.04	0.03	0.04
MgO	2.88	1.70	1.22	0.49	1.21
CaO	5.50	3.33	2.21	1.07	2.25
Na ₂ O	3.40	3.41	3.41	3.46	3.43
K ₂ O	2.47	3.49	3.94	4.66	4.00
TiO ₂	0.88	0.68	0.41	0.16	0.38
P ₂ O ₅	0.19	0.25	0.17	0.19	0.18
H ₂ O	-	-	-	-	0.99
Ba	574	631	451	356	447
Ce	74	107	81	65	76
Ga	20	20	21	23	21
Pb	13	25	25	37	29
Rb	109	161	191	266	207
Sr	269	177	146	91	143
Th	14	22	23	20	21
Zr	190	207	145	114	142
Q	14.64	21.74	27.69	32.59	27.38
Or	14.60	20.53	23.28	27.54	23.64
Ab	28.77	28.86	28.86	29.28	29.02
An	22.30	14.89	9.85	4.07	9.99
Di	3.07	-	-	-	-
Hy	11.18	6.39	5.69	2.77	5.74
Mt	1.86	1.44	0.96	0.55	0.91
Ilm	1.67	1.29	0.78	0.30	0.72
Ap	0.44	0.58	0.39	0.44	0.42
C	-	0.95	1.41	1.51	1.07

Norma C.I.P.W.

dera necesaria una revisión de la información geoquímica, con objeto de lograr una mejor comprensión de la problemática genética y evolutiva de estas rocas.

La composición química media de las rocas graníticas estudiadas figura en la tabla 7. En esta misma tabla se incluye la composición de las medias correspondientes a intervalos progresivos de variación de la serie evolutiva.

Elementos mayores

Es evidente que a medida que se progresa hacia composiciones más evolucionadas, aumentan netamente los contenidos de SiO_2 y K_2O , mientras que Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO y TiO_2 disminuyen en el mismo sentido. Por el contrario, Na_2O y P_2O_5 no presentan tendencias de variación definida. Como a continuación se verá, estas características evolutivas son representativas de una asociación granítica relativamente sencilla y poco heterogénea en sus manifestaciones más importantes.

TABLA 8

Coefficientes y términos independientes de las líneas de evolución composicional de las rocas graníticas estudiadas en función del I.D.

	Coef. de Correlación múltiple	Término Ind.	Coef. I.D. 1°	Coef. I.D. 2°
SiO_2	0.966445	49.273	0.032904	0.002028
Al_2O_3	0.801802	13.702	0.135038	-0.001515
Fe_2O_3	0.625080	-1.613	0.087563	-0.000730
FeO	0.960490	4.923	0.041681	-0.000346
MnO	0.693295	0.242	-0.003828	0.000017
MgO	0.949254	12.335	-0.224128	0.000962
CaO	0.970825	15.835	-0.214257	0.000550
Na_2O	0.328232	2.013	0.023226	-0.000069
K_2O	0.795685	-1.764	0.083344	-0.000138
TiO_2	0.924871	0.280	0.029516	-0.000348
P_2O_5	0.254324	-0.274	0.014933	-0.000313
H_2O	0.584155	3.790	-0.054218	0.000236
FeO_7	0.968185	3.860	0.133875	-0.001782

En la tabla 8 figuran los coeficientes y términos independientes de las ecuaciones de variación de los distintos óxidos con respecto al índice de diferenciación (I.D.). Estas ecuaciones se han ajustado por mínimos cuadrados a curvas de segundo grado, que son las que mejor se adaptan a las pautas de evolución observadas. Como puede comprobarse, el grado de aproximación a partir de los coeficientes de correlación múltiple, es excelente para la mayoría de los óxidos fundamentales, descendiendo a valores de escasa significación exclusivamente en Na_2O y P_2O_5 .

que, según se ha visto, presentan un comportamiento poco sensible al proceso de diferenciación a escala general.

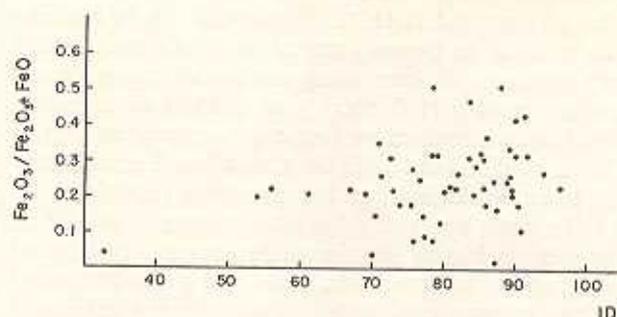


Fig. 11.—Variación del grado de oxidación con respecto al índice de diferenciación (I.D.) de las rocas graníticas del Sistema Central español.

En el caso de Fe_2O_3 hay que destacar que, si bien se produce una disminución cuantitativa, se observa que a pesar de la dispersión existente en la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ (fig. 11), existe una tendencia a que los valores más elevados se den en las rocas de índices de diferenciación superiores. Este incremento de la proporción de Fe^{+3} en los magmas residuales puede encontrarse en relación con la cristalización de ilmenita en rocas menos evolucionadas según sugieren Barriere y Cotten (1979), pero la escasez de minerales opacos en toda la secuencia estudiada, parece indicar que el control ejercido por estos minerales sobre la evolución del hierro no ha debido ser cuantitativamente importante, por lo que resulta más razonable recurrir al incremento de la fugacidad del oxígeno para justificar el aumento del estado de oxidación del hierro de las rocas más diferenciadas, y a procesos de oxidación relacionados con fluidos hidrotermales residuales. Esto último está de acuerdo con las observaciones de Barriere y Cotten (1979), consistentes en un aumento del estado de oxidación del hierro de las biotitas afectadas por transformaciones tardi-postmagmáticas. La complejidad de las causas que pueden determinar cambios en la actuación y naturaleza de estos fluidos hidrotermales, puede ser en gran parte responsable del carácter dispersivo de la evolución del estado de oxidación del hierro.

La disminución de la correlación para manganeso se debe al hecho de que, aunque su comportamiento geoquímico está ligado fundamentalmente a la evolución del hierro, las diferencias de radio iónico entre ambos favorecen la entrada de hierro en las estructuras de los silicatos y minerales opacos de mayor temperatura. Este hecho determina una mayor velocidad de empobrecimiento de hierro frente a manganeso, incrementándose por tanto la relación Mn/Fe en los progresivos residuos magmáticos, a la vez que disminuye la dependencia del manganeso de los parámetros evolutivos. Este comportamiento del man-

ganeso se traduce en la cristalización de minerales (granates, biotita, ilmenita, cordierita) con elevados contenidos de MnO en las rocas de índice de diferenciación más elevado.

En el caso del H₂O, la disminución en la correlación se debe en buena parte al hecho de que las determinaciones de este componente corresponden en muchos casos a H₂O total y no a H₂O de constitución, lo que introduce un factor de imprecisión debido a la variabilidad del H₂O de absorción. También hay que tener en cuenta que los minerales portadores de H₂O en estas rocas son fundamentalmente las micas, y si bien la biotita disminuye firmemente con la diferenciación, la moscovita tiene una variación antagónica, aunque esta última afecte en pequeña medida dada la escasez de rocas con cantidades apreciables de esta mica. Todos estos factores condicionan una evolución decreciente del agua con respecto a la diferenciación, aunque con escasa firmeza (bajo coeficiente de correlación).

La escasa dependencia del Na₂O con respecto a la evolución de esta asociación granítica no constituye ninguna excepción si se establecen comparaciones con otras series plutónicas equivalentes.

El comportamiento de Na₂O se justifica si se tiene en cuenta que está controlado fundamentalmente por la plagioclasa cuya composición es muy dependiente del índice de diferenciación, haciéndose más sódica cuanto más evolucionado es el magma en que cristaliza; pero, a su vez, la cantidad de plagioclasa es progresivamente menor en las rocas de índice de diferenciación más elevado. Este efecto contrapuesto es el que fundamentalmente determina la escasa variabilidad de Na₂O en el curso de la evolución y, por tanto, la baja correlación que presenta frente a I. D. Por otro lado, el papel que desempeña el feldespato potásico en la evolución del sodio es prácticamente pasivo, puesto que su cristalización mayoritaria no se produce hasta estadios intermedios-tardíos del proceso general de cristalización, limitándose a ser un mero portador de sodio.

Por el contrario, la tendencia de variación de CaO es muy definida, y se manifiesta por una fuerte disminución según aumenta el índice de diferenciación. En este caso el control ejercido por la plagioclasa sí es muy efectivo y la elevada capacidad de extracción de este mineral para el calcio determina un fuerte empobrecimiento en las rocas más diferenciadas.

Los valores en P₂O₅ son los que se muestran menos sensibles respecto del índice de diferenciación. El apatito es el único mineral de importancia petrológica que controla la evolución del P₂O₅, y una proporción considerable de este mineral es de cristalización muy temprana, lo que tiende a empobrecer en fósforo a los magmas residuales. No obstante, hay que tener en cuenta la aparición de minerales fosfatados en algunas pegmatitas graníticas y la pre-

sencia de apatito de cristalización más tardía en algunos granitos muy diferenciados. Esto pone de manifiesto que no todo el P₂O₅ se encuentra ligado a la cristalización temprana de apatito y concuerda con la conducta geoquímica dispersiva de este elemento.

En resumen, la evolución de la mayoría de los elementos, sigue unas tendencias de variación muy ajustadas a los estimadores evolutivos (I. D.) quedando estas tendencias reflejadas por la variación cuantitativa y cualitativa de la mineralogía. Así, la progresiva disminución de Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO y TiO₂ se manifiesta en menores proporciones de plagioclasa, biotita, ilmenita y desaparición del anfíbol en los términos más ácidos. La cristalización temprana de estas fases minerales determina su acumulación en las rocas menos evolucionadas, y un empobrecimiento de los magmas residuales de estos elementos de significación básica. En definitiva, existen tres factores petrogenéticos fundamentales que, combinados, condicionan, y en su caso favorecen, los procesos de concentración de minerales de cristalización temprana, así como su retención y/o separación posteriores. Estos factores son:

- a) Cristalización fraccionada.
- b) Emplazamiento de magmas graníticos de elevada viscosidad y ricos en fracción cristalina en suspensión.
- c) Mecanismos de filtro-prensa.

Estos mismos procesos de concentración mineral, teniendo en cuenta la variación progresiva de la composición de algunas fases minerales, favorecen, a su vez, el aumento progresivo de relaciones interelementales como Fe/(Fe+Mg), Na/(Na+Ca) y Mn/(Mn+Fe).

Los aumentos de silicio y potasio paralelamente a I. D. son debidos fundamentalmente a que las etapas de cristalización principal de cuarzo y feldespato potásico son relativamente tardías, ya que las restantes fases minerales que cristalizan antes, bien por su composición o por su baja proporción cuantitativa, no determinan el empobrecimiento de estos elementos en los magmas residuales. Este es, por ejemplo, el caso de la biotita respecto al potasio, mineral que es de cristalización temprana pero, al mismo tiempo, contiene una elevada proporción de este elemento. Como la composición inicial de estos magmas graníticos no es muy rica en elementos ferromagnesianos, la cristalización de biotita debe limitarse a cantidades moderadas, no produciendo un fuerte empobrecimiento residual en potasio y determinando tan solo un pequeño descenso en la correlación de este elemento con I. D.

El efecto de la cristalización de moscovita sobre el comportamiento del potasio es inapreciable en función de su cristalización tardía y de su escasa im-

portancia cuantitativa, desde un punto de vista regional.

Una de las consecuencias más importantes que se pueden deducir de las tendencias de variación de los elementos mayores, nace de la buena continuidad y escasa dispersión de las líneas evolutivas. Este elevado grado de ajuste estaría de acuerdo con unos mecanismos de evolución que han actuado sobre fundidos iniciales de composición muy semejante. Esto apoya un carácter fundamentalmente cogenético para la mayor parte del conjunto petrológico estudiado.

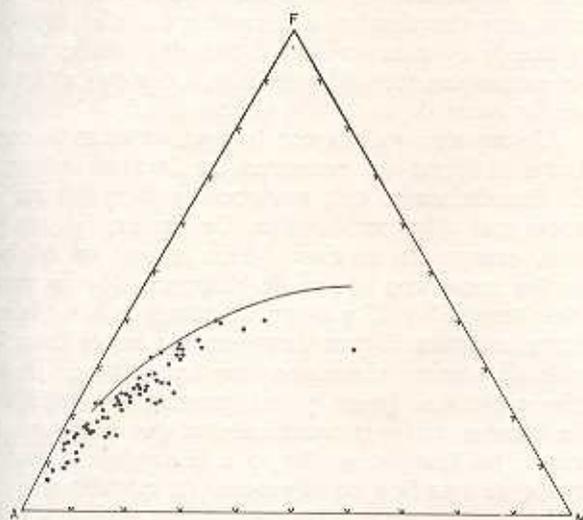


Fig. 12.—Diagrama AFM de las rocas graníticas del Sistema Central español. La línea continua indica la tendencia de variación en el Batolito de Baja California (Larsen, 1948).

Al analizar el diagrama AFM (fig. 12) se observa una tendencia calcoalcalina típica en la que el centro de gravedad se sitúa en los términos intermedios y ácidos. En el mismo diagrama se incluye como término de comparación el "trend" evolutivo de las rocas del batolito de Baja California (Larsen, 1948) poniéndose de manifiesto que la asociación del Sistema Central español carece prácticamente de los términos más básicos, mientras que su extremo más evolucionado alcanza cotas mucho más próximas al vértice A. Asimismo, resulta evidente una menor riqueza en hierro de las rocas del Sistema Central para términos de grado evolutivo equivalente, lo que se traduce en una línea de diferenciación situada continuamente por debajo de la tendencia de las rocas del batolito de Baja California.

Los datos normativos (norma CIPW) para las composiciones medias de estas rocas, a diferentes índices de diferenciación, figuran en la tabla 7. Estos datos evidencian un contenido bajo en minerales ferromagnesianos teóricos, que decrece conforme avanza la diferenciación, y un progresivo aumento del carácter peraluminico de los granitos, patente en las cantidades de corindón normativo.

TABLA 9

Media de rocas graníticas del sector Oriental del Sistema Central español y otras medias de rocas graníticas de interés comparativo.

	A	B	C	D
SiO ₂	70.00	70.19	63.62	69.10
Al ₂ O ₃	14.70	13.98	16.23	14.55
Fe ₂ O ₃	0.63	0.70	1.68	-
FeO	2.07	2.87	3.21	3.47
MnO	0.04	0.06	0.10	0.08
MgO	1.21	1.56	2.59	0.93
CaO	2.25	2.17	5.45	2.21
Na ₂ O	3.43	2.29	2.67	3.73
K ₂ O	4.00	3.83	2.13	4.02
TiO ₂	0.38	0.47	0.49	0.27
P ₂ O ₅	0.18	0.14	0.11	0.16
H ₂ O	0.99	1.26	1.32	-
FeO _T	2.64	3.50	4.72	-
Ba	447	448	398	830
Ce	76	61	43	100
Ga	21	nd	nd	20
Pb	29	nd	nd	20
Rb	207	187	91	200
Sr	143	124	274	300
Th	21	17	10	18
Zr	142	160	102	200
Q	27.38	33.80	23.01	24.57
Or	23.64	22.63	12.59	23.76
Ab	29.02	19.38	22.59	31.56
An	9.99	9.85	26.01	9.92
Di	-	-	0.25	-
Hy	5.74	7.91	10.21	6.22
Nt	0.91	1.01	2.44	1.26
Ilm	0.72	0.89	0.93	0.51
Ap	0.42	0.32	0.23	0.37
C	1.07	2.44	-	0.43

(Norma C.I.P.W.)

- A) Media de rocas graníticas del Sistema Central español (este trabajo).
 B) Media de granitos tipo S del batolito de Kosciusko (Hine *et al.*, 1978).
 C) Media de granitos tipo I del batolito de Kosciusko (Hine *et al.*, 1978).
 D) Media de rocas graníticas (Vinogradov, 1962).

Comparando el carácter de la composición media de estas rocas con otras composiciones graníticas (tabla 9) se encuentra una notable similitud con la media general de las rocas graníticas (Vinogradov, 1962) y también con la media de granitos S del batolito de Kosciusko (Hine *et al.*, 1978), a la vez que se aprecia una marcada diferencia con respecto a la composición de los granitos I del mismo batolito. No obstante, estas diferencias y similitudes, evaluadas gráficamente en la figura 13, en la que se representa la razón entre los valores de la media de los granitos del Sistema Central y los valores de las otras medias consideradas, ponen de manifiesto que la diferencia

más importante entre los granitos aquí estudiados y los granitos S del Batolito de Kosciusko consiste en un mayor contenido en sodio de estos últimos. Del mismo modo, se pone de manifiesto que las diferencias más importantes respecto de la media general de las rocas graníticas (Vinogradov, 1962) estriba en valores más elevados de Fe y Mn, y menores de Mg y Ti, para éstos. Esta circunstancia implica relaciones antagónicas de los minerales ferromagnesianos de ambos conjuntos graníticos.

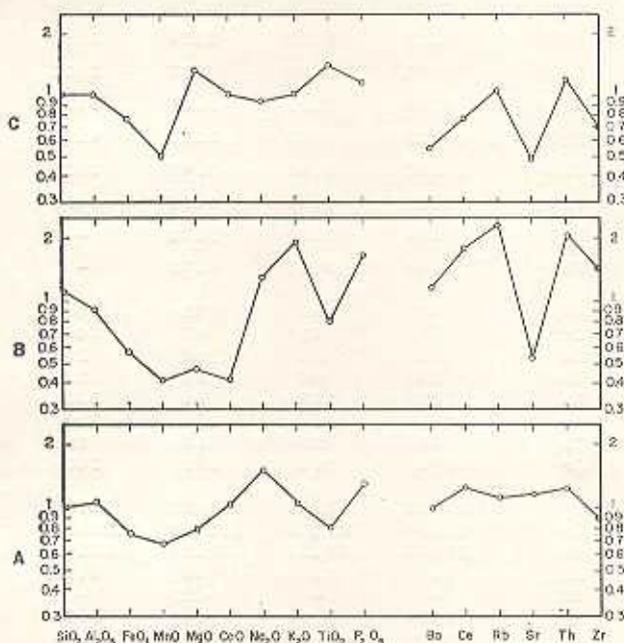


Fig. 13.—Normalización de la composición media de los granitos del Sistema Central a otras composiciones graníticas (A. granitos S. batolito de Kosciusko; B. granitos I batolito de Kosciusko; C. composición granítica media, Vinogradov, 1962).

Por último, las diferencias reflejadas respecto de los granitos I del Batolito de Kosciusko son considerables, pues estos últimos poseen concentraciones más elevadas de elementos de significado básico.

Del examen de la normas CIPW (tabla 9) correspondientes a estas composiciones medias, se deducen criterios de analogía y diferencias similares a los ya considerados. Estos criterios se traducen en un mayor contenido en hiperstena y un menor contenido en albita en los granitos S, acentuándose la semejanza entre la norma de los granitos del Sistema Central español y la de la media granítica de Vinogradov (1962), debido a que en la construcción de la hiperstena normativa se compensan las diferencias entre hierro y magnesio. También se evidencia para los granitos del Sistema Central un carácter peraluminico inferior al de los granitos S considerados y superior al de la media de rocas graníticas.

Elementos traza

Consideraciones generales

Los datos cuantitativos correspondientes a los contenidos de elementos traza de estas rocas, en diferentes estadios evolutivos, figuran en la tabla 7.

Entre los elementos analizados, Ba, Ce, Sr y Zr muestran una clara tendencia a la disminución en las rocas más diferenciadas, mientras que Ga, Pb y Rb alcanzan en estas rocas las máximas concentraciones. El Th presenta un comportamiento bastante dispersivo y, aunque los valores individuales más elevados tienden a encontrarse en las rocas de índice de diferenciación más alto, los valores medios en estas rocas más diferenciadas son semejantes a los de las rocas de evolución intermedio.

Un aspecto que merece la pena destacar, lo constituye la forma que presentan las líneas de evolución de los elementos con tendencia a disminuir en las rocas más diferenciadas (Ba, Ce, Sr, Zr, fig. 14), ya que, excepto en el caso del Sr, tienen un máximo en las rocas con índice de diferenciación comprendido entre 65 y 75 y no en los términos más básicos. Estos cambios de pendientes en las líneas de variación de algunos elementos, son frecuentes en las series evolutivas ígneas y, en general, son debidos a un cambio en las proporciones en que están cristalizando las fases minerales, o a la entrada o desaparición de una fase en el proceso de cristalización.

La comparación del contenido de elementos traza de la media de los granitos estudiados con las restantes medias graníticas consideradas (tabla 9 y figura 13) evidencia de nuevo una gran semejanza entre estas rocas y los granitos S del Batolito de Kosciusko siendo, por el contrario, muy diferentes de los granitos I del mismo Batolito.

Respecto a la composición media de Vinogradov (1962), se observan anomalías negativas considerables en Ba, Cr, Sr y Zr y de signo positivo, aunque de menor cuantía, en Pb y Th. Estas diferencias revelan un carácter más diferenciado de los granitos del Sistema Central respecto al promedio granítico.

Todas estas comparaciones consideradas en conjunto con las realizadas a partir de los datos de elementos mayores ponen de manifiesto una notable afinidad geoquímica entre los granitos S definidos en el Batolito de Kosciusko (en el sentido de Chappell y White (1974) y la serie granítica estudiada.

Bario

El bario presenta una firme tendencia al descenso a lo largo de la mayor parte de la secuencia evolutiva acentuándose aún con mayor intensidad el empobrecimiento en los términos extremos de la serie.

Tal y como se ha indicado anteriormente, las rocas más básicas no son las rocas ricas en bario, sino que el máximo para este elemento se encuentra lige-

ramente desplazado hacia los términos un poco más evolucionados. El comportamiento del bario parece, a primera vista, antagónico con el potasio, elemento con el que se encuentra asociado geoquímicamente, pero en realidad no es así, ya que el potasio se encuentra fundamentalmente formando parte de dos minerales, feldespato potásico y biotita, cuyas variaciones cuantitativas respecto al índice de diferenciación discurren en sentido opuesto. Por tanto, al estar controlado el bario más fuertemente por la biotita, con la que mantiene una relación directa (Aparicio *et al.*, 1975) y disminuir firmemente el contenido de este mineral en las rocas más evolucionadas, este elemento presenta una correlación negativa inducida con el potasio, cuando es precisamente su facilidad para incorporarse en un mineral potásico ($Kd_{Ba}^{Biot} = 10$)

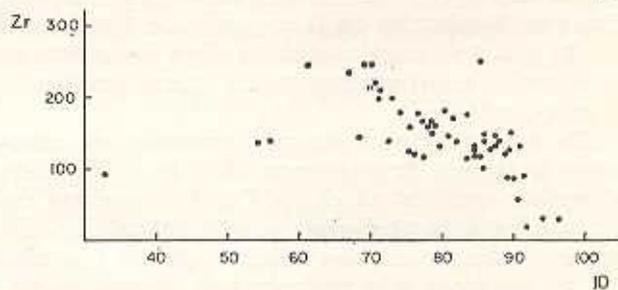
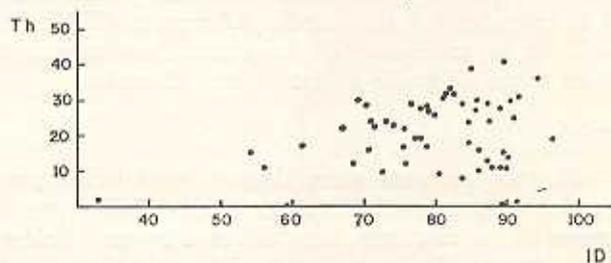
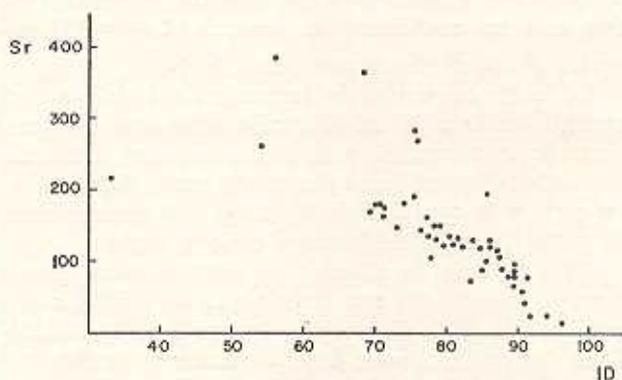
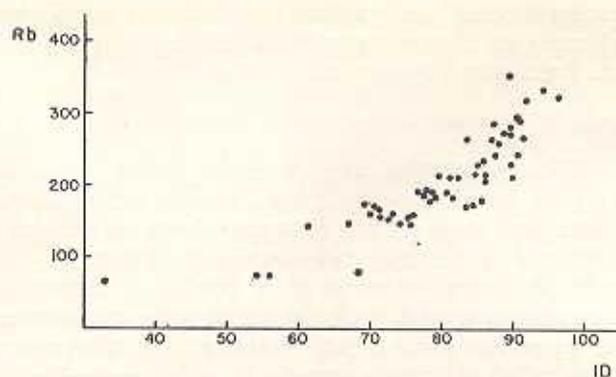
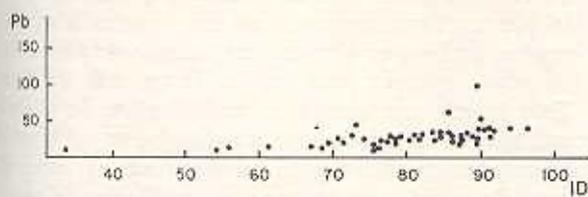
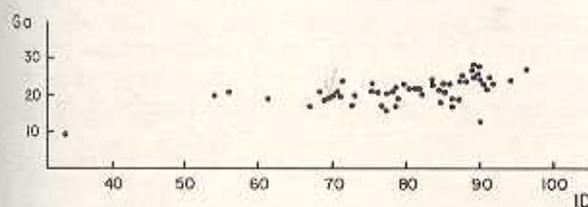
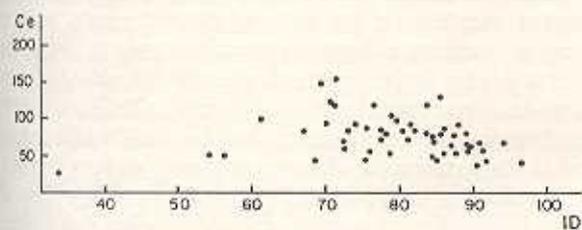
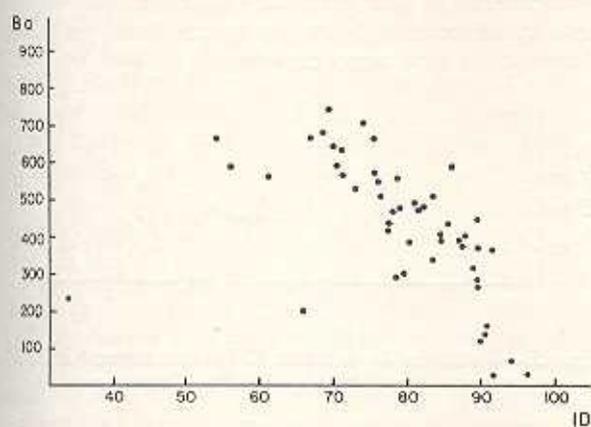


Fig. 14.—Evolución de los elementos traza con respecto al índice de diferenciación (I. D.) en las rocas graníticas del Sistema Central español.

de cristalización temprana, el hecho que condiciona su empobrecimiento en los magmas residuales.

El comportamiento observado para el bario con un máximo de abundancia en las rocas intermedias y un fuerte decrecimiento en los términos más diferenciados no constituye ningún caso anómalo, encontrándose con frecuencia curvas de variación semejan-

tes en asociaciones graníticas equivalentes como, por ejemplo, en las rocas graníticas de Aregos en el norte de Portugal (Albuquerque, 1971).

Cerio

El cerio presenta una variación similar a la observada en el caso del bario, aunque como puede observarse en la gráfica correspondiente, su comportamiento es bastante más dispersivo. De todos los minerales cuya presencia en el granito es constante, únicamente apatito y circón tienen unos coeficientes de reparto de cerio lo suficientemente elevados como para influir de forma apreciable en su evolución, y de estos dos minerales el que más influye es el apatito, con un coeficiente de reparto ($K_{Ce}^{Ap} = 35$) superior al del circón en un factor de 14.

La fuerte capacidad de extracción del cerio por el apatito unido a la cristalización temprana de gran parte de este mineral, y su asociación con la biotita, determina el paralelismo observado entre el contenido en cerio y la cantidad de biotita y, por consiguiente, el paralelismo inducido entre cerio y bario.

La presencia de allanita en algunas rocas graníticas ya es señalada por Aparicio *et al.* (1975) como responsable de la dispersión observada en la variabilidad del cerio, aunque hay que tener en cuenta que parte de esta dispersión también se debe posiblemente a la cristalización más tardía del apatito (dispersión del fósforo) en algunos de los granitos con moscovita y en rocas de grado evolutivo muy elevado.

Galio

El galio presenta unos límites de variación muy reducidos con un incremento medio de 3 ppm al pasar de los términos más básicos a los más ácidos. No obstante, dado que en el mismo sentido se verifica una disminución en el contenido en aluminio, el efecto global se manifiesta en un claro incremento de la relación Ga/Al que resulta 1.37 veces superior en el grupo más ácido.

En determinaciones de galio realizadas en minerales de algunas de estas rocas (Bellido, 1979) se ha observado que las relaciones Ga/Al superiores corresponden a la plagioclasa y a la biotita. No obstante, la relación en estos minerales, tiende a aumentar en las rocas más evolucionadas, lo que evidencia que no constituye un mecanismo eficaz de empobrecimiento en galio en magmas residuales y concuerda con las pautas de evolución observadas.

Este tipo de comportamiento del galio frente al aluminio es semejante al encontrado en minerales pertenecientes a otras asociaciones graníticas (Sen *et al.*, 1959; Joyce, 1973), aunque en otros casos, las tendencias observadas respecto a la roca total no presentan variaciones significativas (Albuquerque, 1971).

Las variaciones en el comportamiento del galio

pueden ser en parte debidas a la naturaleza de los opacos que cristalicen, ya que la magnetita es el principal portador de este elemento dentro de las paragénesis comunes en rocas graníticas (Sen *et al.*, 1959) y, por tanto, su cristalización conduciría a una considerable disminución de la relación Ga/Al. La ausencia del efecto de cristalización de magnetita en esta serie plutónica ya fue sugerida por Aparicio *et al.* (1975) quedando reforzada esta hipótesis por las verificaciones analíticas que arrojan composiciones ilmeníticas para los minerales opacos más frecuentes.

Plomo

El plomo presenta un crecimiento muy firme y con escasa dispersión conforme aumenta el índice de diferenciación, lo que pone de manifiesto que el proceso de fraccionación y enriquecimiento para este elemento ha sido poco complejo.

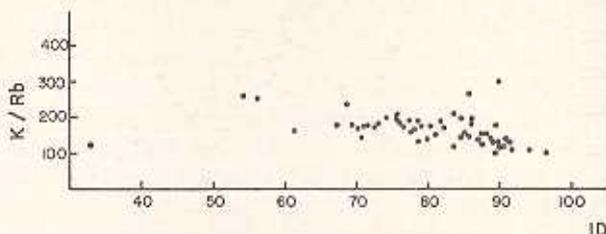


Fig. 15.—Variación de la razón K/Rb con respecto a (I. D.) en las rocas graníticas del Sistema Central español.

Esta variación presenta un comportamiento con pautas paralelas a las del potasio, elemento con el que se encuentra ligado geoquímicamente. Pero en este caso las bajas concentraciones de plomo determinadas en concentrados de biotita (Bellido, 1979) confirman que este mineral no ha tenido una capacidad de extracción efectiva sobre el plomo (similar a la relación biotita-bario) y, por lo tanto, el papel de la biotita ha sido pasivo en la evolución del plomo, limitándose a actuar como un simple portador.

La plagioclasa tampoco es activa como mineral extractor de plomo, y, por tanto, este elemento se ha enriquecido en los residuos de cristalización incorporándose a la red del feldespato potásico, que es más rico en plomo cuanto más evolucionada es la composición magmática en que cristaliza.

Rubidio

El rubidio tiene un comportamiento normal, definido por un firme aumento en las rocas más evolucionadas, en las que alcanza una concentración media 2.44 veces superior que en las rocas más básicas.

Este fuerte incremento es un indicador de que la cristalización de biotita no ha debido ser el medio suficientemente eficaz para producir un empobrecimiento de rubidio en los magmas residuales, a pesar

de tener un coeficiente de reparto elevado para este elemento ($Kd_{Rb}^{Biot} = 3.26$), ya que, dada la proporción relativamente baja de biotita en estas rocas, hubiera sido necesario un coeficiente de reparto superior para producir una evolución de rubidio descendente.

Los restantes minerales de formación temprana en estas rocas, tienen coeficientes de reparto para el rubidio sensiblemente inferiores a la unidad y, por tanto, su cristalización tiende a producir enriquecimientos en este elemento en los residuos magmáticos, contrarrestando el efecto de la biotita.

Dado que incluso el feldespato potásico tiene coeficientes de reparto menor que 1, serán los residuos más tardíos los que se encuentren más enriquecidos en rubidio, pues ni siquiera la cristalización de este mineral puede producir el empobrecimiento de aquel elemento. Por otra parte, el efecto de la cristalización de moscovita sobre la evolución del rubidio es mínimo, en función de su escasez a escala regional y de su período de cristalización excesivamente tardío; su papel queda limitado al de mineral portador de rubidio, a pesar de las elevadas cantidades de este elemento que puede incorporar.

Estroncio

El estroncio es el elemento traza que presenta una tendencia de variación más nítida y menos dispersiva en la asociación plutónica estudiada. En este elemento también se observa un grado de fraccionamiento más elevado, siendo su concentración en las rocas más ácidas inferior a un tercio de la que alcanza en las rocas más básicas.

La perfecta linearidad observable en su evolución es debida al efecto de la plagioclasa, que con su cristalización desde los estadios más tempranos y su elevado coeficiente de reparto para el estroncio ($Kd_{Sr}^{Pl} = 4.4$) determina un enérgico y continuo empobrecimiento en este elemento en los magmas residuales. Este efecto queda reforzado por la cristalización del feldespato potásico que, a pesar de ser un enérgico extractor potencial de estroncio, ejerce un papel poco efectivo en la evolución de este elemento a causa de su cristalización fundamentalmente tardía.

Estos hechos, unidos a la escasa capacidad de extracción de estroncio por los restantes minerales y a la actuación de procesos de filtro-prensa durante el emplazamiento de los granitos, tiende a acentuar el marcado empobrecimiento en estroncio de las rocas más ácidas.

El comportamiento geoquímico del estroncio en esta secuencia de variación está fundamentalmente marcado por su paralelismo con el calcio (y su asociación en la plagioclasa) y se manifiesta en el alto grado de correlación positiva existente entre ambos elementos ($r = 0.76$).

El paralelismo entre estroncio y bario se encuen-

tra exclusivamente inducido por las correlaciones existentes entre la basicidad de la roca, el contenido en calcio de la plagioclasa y el contenido en biotita, ya que al ser este último mineral el principal portador de bario, condiciona la correlación positiva de este elemento con calcio y estroncio, que en este caso no se debe a asociación geoquímica directa.

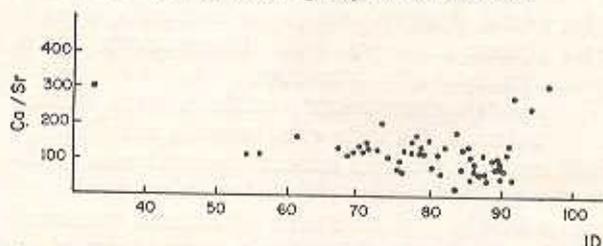


Fig. 16.—Variación de la razón Ca/Sr con respecto a (I. D.) en las rocas graníticas del Sistema Central español

La pauta general de variación de la relación Ca/Sr evoluciona en el sentido de una ligera disminución paralela al grado de diferenciación de las rocas graníticas (fig. 16). Este hecho evidencia que la velocidad de empobrecimiento del calcio con respecto al índice de diferenciación es superior a la del estroncio, debido a que por las características cristaloquímicas de este último elemento tiene menos tendencia a entrar en la red de la plagioclasa, enriqueciéndose con relación al calcio en los progresivos residuos magmáticos a pesar de su acusado empobrecimiento global. No obstante, en algunos granitos de diferenciación extrema, se observa una fuerte anomalía positiva de esta relación respecto a las pautas generales. Dado el considerable papel que en estas rocas tan evolucionadas juegan los procesos postmagmáticos, esta anomalía es debida probablemente a interacciones entre la roca y los fluidos hidrotermales que en su proceso de escape pueden producir una lixiviación de estroncio. Este hecho, dados los bajos contenidos de este elemento en estas rocas, determina un brusco aumento de la relación Ca/Sr.

Torio

El torio tiene un comportamiento fuertemente dispersivo, aunque en términos generales se puede observar una menor abundancia en el extremo más básico de la serie. Con la excepción de estas rocas, las tendencias observadas no son nada precisas, con diferencias de contenidos que varían en un factor superior a tres en rocas del mismo grado de evolución.

El hecho de no encontrar un empobrecimiento a partir de los estadios más básicos indica que la capacidad de extracción de torio por los minerales de cristalización temprana como el circón, que admite contenidos considerables de este elemento en su red, no es suficientemente efectiva.

Aparicio *et al.* (1975) sugirieron una cierta afi-

nidad entre torio y potasio simultáneamente al incremento del contenido en sílice, aunque descartando la relación de este proceso con actividad neumatólica.

En cierta manera el comportamiento del torio coincide con las observaciones de Whitfield (1959) sobre un aumento de su concentración en las rocas más ácidas y más alcalinas, aunque en este caso, a partir de un determinado grado de diferenciación no se observa un aumento sistemático.

Todas estas observaciones unidas a unas afinidades geoquímicas del torio relativamente semejantes a las del circonio, podrían indicar una tendencia a permanecer en los fundidos silicatados en composiciones ricas en álcalis, y al no existir un mineral que como el circón, en el caso del circonio, empobrezca el residuo en torio, se produciría un enriquecimiento en este elemento. No obstante, el hecho de presentar un comportamiento tan disperso evidencia que el control geoquímico del torio en las rocas graníticas ha sido bastante complejo y los mecanismos que determinan esta complejidad necesitan un estudio más detallado que permita su esclarecimiento.

Circonio

El circonio presenta unas pautas de variación bien definidas, con un máximo para las rocas con índice de diferenciación próximo a 70 y una continua y fuerte disminución en las rocas de estadios de diferenciación más avanzados.

La primera etapa de enriquecimiento en las rocas de composición más básica, evidencia que los mecanismos de extracción de circonio de los fundidos, principalmente la cristalización de circón, no han actuado de forma enérgica, permitiendo un incremento de concentración hasta alcanzarse el máximo considerado. A partir de este punto, la evolución del circonio está marcada por un firme descenso, condicionado fundamentalmente por la cristalización de circón, que retiene a este elemento en las fracciones de cristalización más tempranas.

Las correlaciones más importantes para este elemento son las encontradas frente a los elementos mayores y traza de significado básico asociados con la biotita, lo que indica la existencia de un fuerte control de este mineral sobre el circonio. Este hecho se debe, sobre todo, a la relación directa que existe entre la cantidad de biotita y la cantidad de circón, cuya manera más frecuente de presentarse en estas rocas es en forma de inclusiones en la biotita.

Otro mineral a tener en cuenta en la evolución del circonio, aunque de manera subordinada, es la plagioclasa. Este mineral incluye en su red contenidos apreciables de circonio, habiéndose determinado en plagioclasas de algunas de estas rocas graníticas contenidos hasta 3.4 veces superiores a los de la roca huésped (Bellido, 1979) que tienden a decrecer en las plagioclasas ácidas.

Dado que la evolución cuantitativa de la plagioclasa, biotita y circón se realiza en el mismo sentido, la cristalización de plagioclasa también contribuye de manera favorable al empobrecimiento residual en circonio.

La brusca caída del contenido de circonio en las rocas de índice de diferenciación superior a 90, resulta perfectamente explicable si se tiene en cuenta que los residuos de los que han cristalizado estas rocas se han acumulado a través de una serie de procesos de fraccionamiento en los que los mecanismos de empobrecimiento en minerales de cristalización previa (filtro-prensa, etc.) han desempeñado un papel importante, determinando una práctica ausencia de minerales ricos en circonio en estos residuos.

Los contenidos de circonio de las rocas más evolucionadas (I. D. > 90) se encuentra bajo el límite de saturación teórico determinado por Larsen (1973) para composiciones aplograníticas, aunque, si se tienen en cuenta las observaciones de Watson (1979), la presencia de Ca y Fe³⁺ en los fundidos reduce considerablemente la solubilidad del circonio, pudiendo, por tanto, representar estas concentraciones, en las rocas más diferenciadas, valores próximos al límite de saturación en circonio para estas composiciones.

Teniendo en cuenta la dependencia que presenta la solubilidad del circonio respecto del grado de alcalinidad de los fundidos silicatados (Chao y Fleischer, 1960) y el cambio que se observa en el tránsito entre el grupo de rocas más básicas, cuya composición media es metaalumínica, y las rocas más evolucionadas que son progresivamente más peralumínicas, resulta muy probable que el cambio de pendiente en la línea de evolución del circonio se encuentra condicionado por este cambio de saturación en aluminio.

Relaciones Ba-Rb-Sr y K/Rb

Las relaciones existentes entre algunos de los elementos traza más importantes en estas asociaciones petrológicas, resultan de gran interés para interpretar la evolución petrogenética, ya que permiten detectar posibles discontinuidades en el proceso evolutivo y cambios en los mecanismos de diferenciación a los que son muy sensibles. En este sentido, las relaciones Ba-Rb-Sr resultan de extrema utilidad, ya que estos elementos presentan una fuerte variación en las asociaciones graníticas, constituyendo importantes trazadores de los procesos de diferenciación (El Bouscily y El Sokkary, 1975) pudiéndose delinear con precisión las tendencias evolutivas de las rocas graníticas en diagramas ternarios. Así, la evolución de los granitos del Sistema Central español, se manifiestan por un incremento de la relación Ba/Sr al pasar de los estadios más básicos a los intermedios (fig. 17) alcanzándose enseguida el valor máximo

para esta relación. A partir de este punto, las pautas fundamentales de la evolución reflejan un rápido enriquecimiento en rubidio con importantes descensos de los contenidos de estroncio y de bario, aunque sin variaciones sistemáticas importantes de la relación Ba/Sr, ya que la línea evolutiva es muy próxima a una línea de valor constante.

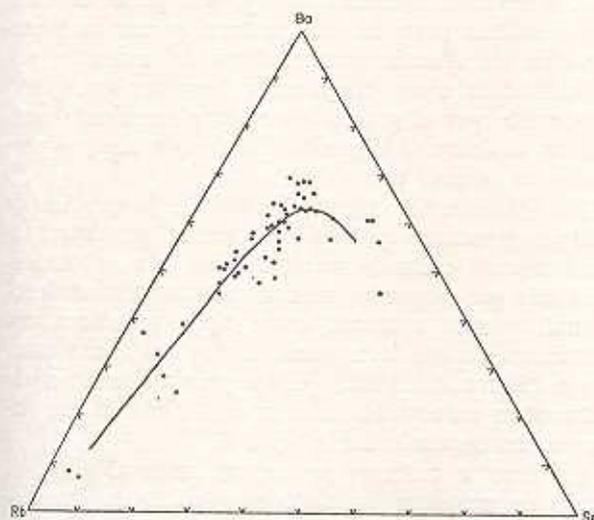


Fig. 17.—Diagrama de evolución Ba-Rb-Sr de las rocas graníticas del Sistema Central español.

Estos hechos ponen de manifiesto que la mayor parte de la serie plutónica estudiada, corresponde a estadios altos de diferenciación de rocas ácidas, ya que es en estos estadios en los que se producen fuertes empobrecimientos en bario (Kolbe y Taylor, 1966).

La fuerte y continua variación encontrada para la relación Ba/Rb permite la utilización de este parámetro como indicador del grado de diferenciación a lo largo de la parte fundamental de esta serie granítica. Taylor y Heier (1960) demuestran que esta relación es más sensible incluso que la relación K/Rb como indicador del grado evolutivo de los feldespatos.

La relación Rb/Sr varía con respecto al contenido en estroncio (fig. 18) según pautas muy coherentes y con un grado de dispersión mínimo. Considerando los casos más extremos, esta relación se incrementa en un factor de 100 en el extremo más diferenciado, mientras que, restringiéndose al rango de litologías más frecuentes, el aumento de dicha relación es más reducido, aumentando solamente en un factor de 5 para una variación del contenido en estroncio de solo 2.7.

Una de las consecuencias más interesantes que pueden deducirse de este diagrama se deriva de su bajísima dispersión, pudiéndose trazar de forma muy precisa la curva de variación que sintetiza el pro-

ceso evolutivo. Este hecho habla en favor de la actuación de unos mecanismos de diferenciación muy continuos sobre composiciones iniciales muy semejantes y de origen común, ya que en caso contrario se encontraría una notable dispersión en los términos iniciales que se mantendría e incluso se acentuaría con la diferenciación.

La evolución de la relación K/Rb (fig. 15) es descendente, oscilando desde valores próximos a 250 en las rocas más básicas, a valores del orden de 100 en las rocas de índice de diferenciación superior.

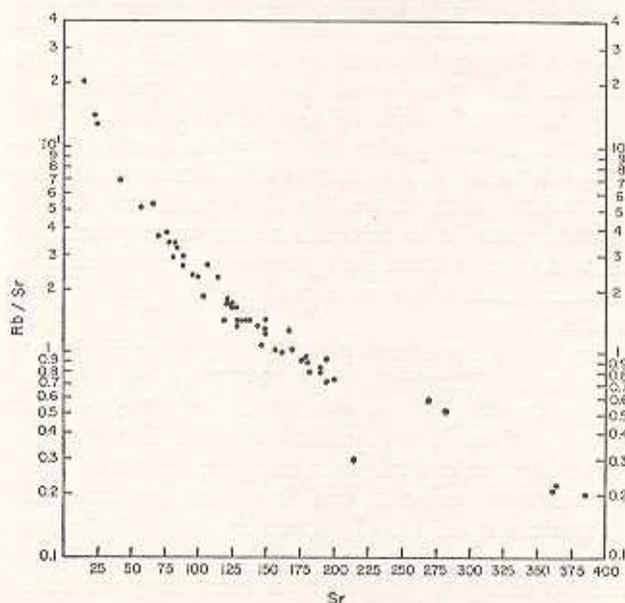


Fig. 18.—Variación de la razón Rb/Sr respecto a Sr en las rocas graníticas del Sistema Central español.

La relación K/Rb, es ligeramente inferior a la de la media granítica de Vinogradov (1962) (tabla 9), lo que indica que los granitos estudiados son tipos normales respecto al fraccionamiento de los álcalis, aunque algo más evolucionados que el promedio. También se observa una gran semejanza con respecto a la relación K/Rb de los granitos S del Batolito de Kosciusko, aunque de nuevo el valor correspondiente al Sistema Central se inclina hacia los términos de mayor diferenciación.

Caracterización de la asociación granítica

Las características petrológicas, geoquímicas y geotectónicas de la asociación granítica estudiada, corresponden a una serie plutónica relacionada con procesos dinámicos y metamórficos de carácter regional, enmarcados en la actividad ígnea típica de un orógeno "hercínico" según las categorías establecidas por Pitcher (1979).

Los dos problemas fundamentales que plantean

las rocas graníticas son su génesis y la naturaleza de los materiales de los que derivan, no existiendo hasta el momento unos criterios inequívocos que permitan solventar ambas cuestiones. No obstante, y a pesar de las limitaciones que presenta su aplicación, se puede utilizar como punto de partida en la tipificación genética de estas rocas, los criterios de Chappell y White (1974) que consideran dos tipos petrogenéticos: granitos I derivados de rocas ígneas, y granitos S derivados de metasedimentos. La amplia utilización de estos criterios de clasificación en la problemática granítica permite establecer comparaciones con otras asociaciones plutónicas equivalentes, e investigar las posibilidades de extrapolación a áreas distintas de donde fueron inicialmente aplicados.

Si la caracterización del plutonismo estudiado dentro del marco orogénico no presenta ninguna problemática especial, si resulta más complicada su asignación a cualquiera de los dos tipos graníticos, I o S, ya que, como se ha indicado en capítulos precedentes, con relativa frecuencia presentan simultáneamente características típicas o contrapuestas de los dos grupos.

En base a caracteres petrológicos, mineralógicos y geoquímicos (Capdevila *et al.*, 1973) en un esquema de clasificación de los granitoides del Macizo Hespérico, definen a los granitos de este sector como granitoides calcoalcalinos, categoría genética que esencialmente coincide con la de los granitoides I.

Aparicio *et al.* (1975) ponen en evidencia la ambigüedad que se deriva de la utilización generalizada de estos criterios, ya que en las rocas muy evolucionadas de la serie de los granitoides calcoalcalinos (I) aparecen características composicionales y mineralógicas propias de las rocas de la serie alcalina (S) hecho que puede llevar en ocasiones a atribuir una génesis diferente a rocas con clara conexión petrogenética.

Desde el punto de vista petrológico, el predominio de rocas ácidas en la asociación plutónica y la insignificancia de las manifestaciones básicas en relación directa con estos granitos, se encuentra a favor de la inclusión de estas rocas dentro del grupo de granitos S. No obstante, y con relativa frecuencia, se encuentran transiciones o variaciones marginales de facies granodioríticas a facies tonalíticas clasificables como tipos I, así como pequeños "stocks" asociados, con análogas características, que por conexión con la granodiorita regional implicarían la clasificación, al menos de una parte de estas granodioritas, dentro del grupo de granitoides I.

Atendiendo a la naturaleza de los enclaves, en estas rocas son muy frecuentes los de tipo microgranudo, de composición tonalítica a cuarzodiorítica, que, según los criterios de Chappell y White (1974) son característicos del tipo I. Dada la abundancia de rocas en las que aparecen este tipo de enclaves en proporción variable, y su representatividad regional,

se podría considerar un predominio de los granitos I en este sector del Sistema Central español.

Aparte de este tipo de enclaves, también se encuentran con relativa frecuencia enclaves de rocas metamórficas, casi de forma invariable acompañados por enclaves microgranudos. Los enclaves de rocas metamórficas son más frecuentes en áreas próximas a afloramientos metamórficos y, una parte de ellos, por similitud paragenética, textural y por la superposición de efectos metamórficos de contacto, son identificables como fragmentos de rocas encajantes capturados por el granito en su emplazamiento, aunque no se descarta la posibilidad de que algunos procedan de niveles profundos.

No obstante, es bastante limitada la proporción de cuerpos graníticos que, en este sector, presentan exclusivamente enclaves metamórficos. No se encuentran más que pequeños macizos sin trascendencia regional, y sólo aparecen estos tipos graníticos con frecuencia en las áreas occidentales del sector estudiado (Sierra del Valle). Estos granitos, atendiendo entre otras características a la naturaleza de sus enclaves, corresponderían a tipos S.

En base a criterios puramente mineralógicos, el hecho de encontrar un claro predominio de granitoides exclusivamente biotíticos y la gran escasez de granitos de dos micas, pone de manifiesto nuevamente un predominio de características I para esta asociación granítica. La aparición de mocovita en proporciones petrográficamente significativas se restringe a rocas muy diferenciadas (aplitas, leucogranitos, etc.) que con frecuencia muestran relaciones genéticas directas con los granitoides biotíticos y tienen una importancia cuantitativa muy subordinada. Sin embargo, igual que ocurre al considerar la naturaleza de los enclaves, las manifestaciones más importantes de granitos de dos micas, comienzan a producirse en áreas occidentales del sector estudiado.

Los restantes minerales cuya presencia apoya características de tipo I (anfíbol, esfena, allanita) se encuentran preferentemente en las granodioritas y granitos básicos.

Los minerales aluminicos, que según los criterios de Chappell y White son característicos de granitoides tipo S (cordierita, granate y en muy contadas ocasiones andalucita) se concentran en los términos graníticos más diferenciados (aplitas y leucogranitos). No obstante, hay que tener en cuenta que sillimanita, la mayor parte de andalucita y algunos tipos de cordierita, aparecen invariablemente en áreas graníticas próximas a afloramientos metamórficos o a restos de enclaves muy transformados, y su origen es xenolítico directo o debido a fenómenos de contaminación aluminica a escala local, y, por tanto, sin valor a efectos de clasificación.

En algunos casos, la cristalización de granate y cordierita (p. ej., Plutón de La Cabrera) se produce en rocas directamente conectadas con la evolución

de granitoides biotíticos (Bellido, 1979) cuya clasificación como tipos I resulta evidente a la luz de los restantes criterios petrológicos, mineralógicos y geoquímicos.

Otro de los criterios mineralógicos definidos por Chappell y White (1974) consiste en la presencia de magnetita en los granitos I e ilmenita en los granitos S, y en base a esta característica, Ishihara (1977) define las series magnetítica e ilmenítica coincidentes respectivamente con los tipos I y S. Este criterio también se muestra de dudosa eficacia en el caso considerado, ya que se ha detectado la presencia de ilmenita incluso en tonalitas hornbléndicas, de claras características I, y existen evidencias en el suroeste del Macizo Hespérico de la presencia de ilmenita en rocas calcoalcalinas básicas (Aparicio y García Cacho, datos inéditos) cuya clasificación I resulta inquestionable.

Otra serie de contradicciones también se manifiestan al considerar las características composicionales de la serie plutónica y al establecer comparaciones con los datos de rocas graníticas de tipos I y S de otras áreas en que estas series se encuentran bien diferenciadas (Hine *et al.*, 1978) (tabla 9). Según se ha visto anteriormente, existe una gran semejanza entre la composición media de los granitos del Sistema Central español y los granitos S del Batolito de Kosciusko, siendo, además, del mismo orden de magnitud el espectro de variación observado en las dos asociaciones plutónicas.

Por el contrario, la composición media de los granitos I del mencionado batolito, es notablemente más básica y en su espectro composicional predominan las rocas de bajo índice de diferenciación.

Atendiendo a la composición normativa, los granitos del Sistema Central español son incluso de carácter más leucocrático que los granitos S, lo que tiende a acentuar la separación con respecto a los granitos I, en los que anortita e hiperstena son mucho más abundantes y la cantidad de ortosa se reduce por un factor próximo a 2. Respecto al contenido de corindón normativo, este componente es menos abundante que en los granitos S, pero más que en los granitos I, en los que no solo no aparece, sino que, además, son ligeramente diópsido-normativos. La cantidad de corindón normativo de estos granitos del Sistema Central se sitúa dentro de los límites señalados por Clemens y Wall (1981) para los granitos peraluminicos normales, dentro del contexto de granitos S del suroeste de Australia, no alcanzándose, ni en la composición media más ácida del Sistema Central, valores fuera de estos límites.

Por el contrario, el conjunto de rocas más básicas del Sistema Central, tienen composiciones diópsido-normativas que las sitúa teóricamente fuera del rango de los granitos S. No obstante, con frecuencia se observa que los granitoides biotítico-anfibólicos (diópsido-normativos) transitan a facies biotíticas con co-

rindón normativo (La Cabrera, Bellido, 1979; Plutón de Ventosilla, Fúster y Rubio, 1980), evidenciándose una progresiva disminución del diópsido desde los términos más básicos a los más ácidos en los que desaparece. Por tanto, la presencia de corindón o diópsido-normativo tampoco puede utilizarse en este caso como factor de discriminación entre los dos tipos de granito con diferente significado genético, ya que se observa una clara transición entre composiciones de uno y otro tipo en rocas pertenecientes a idénticas unidades de intrusión.

Todas estas imprecisiones tampoco quedan excluidas con la ayuda de los escasos datos isotópicos de que se dispone en la actualidad, ya que los valores de la relación inicial Sr^{87}/Sr^{86} son relativamente elevados y fluctúan entre 0.713 y 0.707 (Mendes *et al.*, 1972; VIALETTE *et al.*, 1981). Estas relaciones oscilan desde unos valores típicos de granitos S, a valores transicionales, dándose, además, la paradoja de que el límite inferior corresponde a una facies granítica leucocrática totalmente desprovista de cualquier tipo de xenolitos, y en la que, en ocasiones, aparece granate y cordierita.

Los criterios establecidos para diferenciar granitos I y S en otras regiones conducen a resultados ambiguos al ser aplicados en este sector del Sistema Central. Esta ambigüedad no se corresponde con la existencia de relaciones petrológicas, geoquímicas y estructurales muy complejas para la serie granítica. Por el contrario, y salvo limitadas excepciones sin trascendencia regional, las relaciones observables, según se ha expuesto, evidencian una secuencia de variación bastante continua y sin dispersiones de importancia, que estarían en contra de la posible existencia de diferentes tipos magmáticos desconectados genéticamente. Por el contrario, las pautas de evolución quedan explicadas, en sus rasgos fundamentales, por mecanismos de cristalización y fraccionamiento que determinan la acumulación de biotita, plagioclasa intermedia, circón, apatito e ilmenita en las rocas más básicas; mecanismos que, en líneas generales, coinciden con los propuestos para evoluciones geoquímicas similares en otras asociaciones graníticas (Phillips *et al.*, 1981) y que, en el caso que nos ocupa, han debido de actuar sobre unos magmas iniciales de composición muy parecida entre sí y esencialmente cogenética.

Las ambigüedades que se observan al aplicar los criterios de clasificación de Chappell y White (1974), pueden ser debidos fundamentalmente a que el granito considerado se sitúa desde sus orígenes en el límite del espectro composicional típico de los granitos I de otras asociaciones plutónicas. Este hecho determina que, a través de los procesos evolutivos, se produzcan convergencias progresivas con las características definidas para los granitos S, hasta el extremo de que varios de los criterios de discriminación resultan inadecuados, ya que pueden inducir a separar de for-

ma artificiosa rocas pertenecientes a una misma secuencia petrogenética. Por tanto, se pone de manifiesto que no resulta adecuada su inclusión en ninguno de los tipos I o S, ya que se sitúan en posición transicional entre ambos, con predominio de una u otro, según el criterio de clasificación utilizado.

La existencia de un plutonismo granítico de características híbridas no es ninguna excepción, ya que este hecho ha sido puesto en evidencia en ámbitos geológicos muy diversos. Así, por ejemplo, en los Cárpatos occidentales, Cambel y Petrik (1982) observan características transicionales, con predominio de las afinidades I, para los macizos graníticos del Tatro Veporide. Este mismo tipo de ambigüedades aparece en los granitos de Uralla, en el Batolito de Nueva Inglaterra, Australia (Shaw y Flood, 1981). También en el ámbito del Macizo Hespérico, y bajo un punto de vista fundamentalmente geoquímico, Barrera *et al.* (1982) han puesto de manifiesto las imprecisiones de unidades plutónicas del área de Galicia. En este caso, la comparación entre la clasificación geoquímica y la realizada por características petrológicas, pone de manifiesto una proporción de errores superior al 40 %.

La existencia de tipos graníticos transicionales es recogida en nuevas clasificaciones para asociaciones graníticas (Pitcher, 1981). Este autor define un grupo de granitos intermedio entre los tipos I y S de Chappell y White (1974) que se caracteriza por incluir rocas principalmente biotíticas, con ilmenita y magnetita, índice de peraluminidad próximo a 1 y relaciones isotópicas iniciales Sr^{87}/Sr^{86} intermedias. Respecto a la naturaleza de los xenolitos que contiene, se observan poblaciones de carácter mixto y las mineralizaciones asociadas son poco importantes.

Todos estos hechos ponen de manifiesto la existencia de serias dificultades a la hora de establecer una clasificación en función de modelos basados en orígenes independientes, a partir de materiales originarios de distinta naturaleza. Una alternativa más lógica sería considerar la posibilidad de que la génesis de magmas de carácter transicional se produzca por fusión parcial de materiales de naturaleza híbrida sedimentaria e ígnea (Shaw y Flood, 1981; Cambel y Petrik, 1982).

Este modelo genético a partir de materiales híbridos podría ser aplicable en el caso que nos ocupa, ya que permitiría explicar la variación regional de algunas de las características del plutonismo, en función de una variación en las proporciones de los distintos materiales que van a ser afectados por los procesos anatécicos.

La actuación de un proceso genético unitario sobre materiales de naturaleza variable, en lugar de mecanismos genéticos independientes con subsecuente hibridación de productos magmáticos, encuentra su más firme apoyo en la escasa dispersión de las líneas evolutivas y en el marcado carácter transicional entre

los distintos tipos litológicos de las distintas unidades de intrusión. Ambas circunstancias estarían mucho más de acuerdo con la evolución de unos productos ígneos cogenéticos que son portadores de caracteres transicionales desde su mismo origen.

Estimaciones sobre la naturaleza de los materiales originales y condiciones de génesis de los magmas

El modelo genético propuesto parece bastante probable tomando en consideración la heterogeneidad composicional y el volumen de las zonas corticales en que se producirían los procesos de fusión parcial para generar magmas graníticos. Estas circunstancias determinan unas amplias posibilidades de combinación entre presiones, temperaturas y composición química y mineralógica de los materiales originarios, que condicionan el espectro inicial de magmas graníticos. Considerando que todos los factores composicionales expuestos, generalmente no se presentan con unos límites espaciales netamente definidos, los magmas generados en el proceso de fusión parcial tendrán unas composiciones de partida, que serán reflejo de las más amplias posibilidades de variación.

Hechas estas consideraciones de carácter general e invirtiendo los razonamientos, las características fundamentales del modelo genético y la naturaleza de los materiales pueden deducirse, en parte, a través de las características de los productos magmáticos resultantes. En los párrafos siguientes se establecen sucesivas aproximaciones al carácter y composición de los materiales originales.

El carácter marcadamente ácido y la escasa representación de términos básicos dentro del conjunto plutónico, se encuentra a favor de una génesis a partir de la fusión de materiales relativamente ricos en sílice. Estos materiales podrían ser, en principio, asimilables a un conjunto metasedimentario de naturaleza original predominantemente grauwáquico-pelítica, con participación muy variable de rocas ígneas y carbonatadas. Las proporciones en que estos materiales han contribuido a la génesis de los magmas pueden estimarse de forma indirecta mediante algunas de las características de los fundidos. A continuación se critica la posible participación de un componente mayoritario o exclusivo, en base al carácter que tendrían los líquidos magmáticos generados. En este sentido, el débil carácter paralumínico de estos granitos indica que no pueden haberse generado exclusivamente a partir de metapelitas, ya que según observaciones experimentales (Green, 1976), se evidencia que en los líquidos generados a partir de la fusión parcial de metasedimentos pelíticos con sillimanita, deben cristalizar minerales aluminicos y las proporciones de corindón normativo en estos fundidos sería notablemente superior a la existente en los

granitos estudiados. Además, las composiciones pelíticas utilizadas por Green (1976) en estos experimentos, son notablemente más ricas en calcio y pobres en aluminio que los valores promedio de las rocas metapelíticas del Sistema Central español (Aparicio *et al.*, 1979). Asimismo, las composiciones de los fundidos experimentales tienen relaciones $K_2O/Na_2O > 2$, mientras que las rocas plutónicas estudiadas no superan esta relación ni en las composiciones más evolucionadas, y los líquidos experimentales generados a 4 kb y con 5 % de H_2O (condiciones razonablemente próximas al caso estudiado) son bastante más ácidos y su relación $MgO/(MgO+FeO)$ es inferior a la de los granitos del Sistema Central.

Atendiendo a otros criterios como, p. ej., el contenido en agua de los magmas graníticos, se puede establecer, en base a los trabajos de Maaloe y Wyllie (1975) y a la secuencia de cristalización observada por estos autores en una composición granítica ácida ($SiO_2=71,3\%$) y sin corindón ni dióxido normativos, que el contenido de agua de los magmas estudiados ha sido como mínimo superior a 2.5 %, ya que, con contenidos de H_2O en el fundido inferiores a este valor, la cristalización de feldespato potásico comenzaría antes que la cristalización de la biotita, en contradicción con todos los casos reales observados.

Estas secuencias de cristalización experimentales corresponden a presiones totales de 2 kb, valor próximo al promedio de las presiones estimadas para las rocas plutónicas del Sistema Central (Aparicio *et al.*, 1975).

El límite superior del contenido en H_2O queda, pues, establecido por el límite de saturación en fundidos graníticos a estas presiones, y, según los referidos trabajos experimentales, corresponde aproximadamente a un 6.5 % H_2O para temperaturas de los fundidos de $\sim 850^\circ C$. Sin embargo, el contenido en agua real de los magmas graníticos estudiados tiene que haber sido notablemente inferior a este límite de saturación, ya que al avanzar el proceso de cristalización se alcanzaría inmediatamente la sobresaturación, lo que se traduciría en una gran abundancia de manifestaciones pegmatíticas y en una gran actividad filoniana rica en fluidos y componentes hidratados, en contradicción con la realidad observable. Los granitos del Sistema Central son lo suficientemente pobres en este tipo de manifestaciones, así como en procesos de moscovitización y transformaciones hidrotermales postmagmáticas, como para evidenciar que su contenido en agua ha sido inferior al límite de saturación indicado.

Por otra parte, parece probable la hipótesis de que gran cantidad del potasio y el agua del magma granítico proceda exclusivamente de la destrucción de los minerales micáceos en los procesos de fusión parcial, ya que el contenido medio de potasio de los granitos del Sistema Central, así como la canti-

dad de agua, se encuentran dentro de límites aceptables y bastante de acuerdo con las estimaciones previas.

En el caso de que hubiera predominado el efecto de desestabilización de la moscovita, los fundidos graníticos tendrían una temperatura relativamente baja, su composición sería muy ácida y próxima a los mínimos graníticos (Clemens y Wall, 1981) y, por tanto, su capacidad de ascenso hubiera sido muy limitada. Estas características se apartan notablemente de los rasgos fundamentales del magmatismo del Sistema Central, en el que se han generado fundidos a temperaturas superiores más allá de la de deshidratación de moscovita, con desestabilización de biotita y composiciones más básicas y subsaturadas en agua.

Otra aproximación a la composición de los materiales originarios, se puede alcanzar si se tiene en cuenta el carácter de fundidos parciales de estos magmas, ya que, en el caso más extremo, llegarán a alcanzar unos parámetros de basicidad cuyo límite superior será como máximo el valor correspondiente a los materiales originarios. Por tanto, una serie de relaciones tales como MgO/FeO ; CaO/Na_2O y Fe/Mn tienen que ser superiores, y el contenido de SiO_2 inferior, en el material originario promedio. Comparando estos parámetros de las rocas graníticas con los correspondientes a rocas metapelíticas del mismo sector (Aparicio *et al.*, 1979) se comprueba de nuevo que las composiciones de estas últimas no resultan adecuadas como material originario, pues ni mediante su fusión total se alcanzarían las relaciones de basicidad existentes en los granitos.

Estos mismos razonamientos se confirman en base a argumentos elaborados a partir de los elementos traza, ya que, por ejemplo, el estroncio, que tendería a enriquecerse en los materiales restílicos, alcanza mayores concentraciones en los granitos que en las rocas metapelíticas.

Parece probable, pues, en base a los condicionantes expuestos, que la composición media de los materiales originarios pueda ser razonablemente próxima a la de la corteza continental, ya que esta composición cumple la mayor parte de los requisitos considerados. Por este motivo, en los cálculos teóricos sobre el modelo genético aplicable a la asociación granítica estudiada se ha partido de una composición inicial basada en los datos de Taylor (1964) y Ronov y Yaroshewski (1969) (tabla 10). No obstante, como se verá más adelante, esta composición precisa de algunas modificaciones en base a la naturaleza de los líquidos graníticos resultantes y al residuo considerado.

Respecto a las condiciones termodinámicas que han gobernado los procesos de fusión, la mejor aproximación a la realidad es la que se puede lograr mediante sistemas experimentales referidos a composiciones graníticas y granodioríticas semejantes a las estudiadas. En esta línea, los trabajos de Wyllie

TABLA 10

Composición media de los granitos del Sistema Central y de distintas composiciones corticales

	1	2	3	4	5
SiO ₂	70.00	61.12	56.3	60.2	61.9
Al ₂ O ₃	14.70	16.44	17.1	15.6	15.6
Fe ₂ O ₃	0.63	1.28	3.8	1.46*	1.23*
FeO	2.07	4.28	4.5	5.79*	5.05*
MnO	0.04	0.09	0.09	0.1	0.1
MgO	1.21	2.88	5.0	3.90	3.10
CaO	2.25	5.50	5.50	5.8	5.7
Na ₂ O	3.43	3.40	2.10	3.2	3.1
K ₂ O	4.00	2.47	1.42	2.5	2.9
TiO ₂	0.38	0.88	1.1	1.0	0.8
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.2	0.2	0.3
FeO _T	2.64	5.43	7.9	7.11	6.20
Ba	447	574	541	425	
Ce	76	74	nd	nd	
Ga	21	20	nd	nd	
Pb	29	13	nd	nd	
Rb	207	109	27	90	
Sr	143	289	262	375	
Th	21	14	nd	nd	
Zr	142	190	nd	nd	
K/Rb	160	188	406	231	
Rb/Sr	1.45	0.38	0.11	0.24	
Q	27.38	14.64	18.28	12.15	14.90
Or	23.64	14.60	8.39	14.77	17.14
Ab	29.02	28.77	17.77	27.08	26.23
An	9.99	22.30	26.24	20.82	20.09
Di	-	3.07	-	5.47	5.14
Hy	5.74	11.18	15.93	14.98	12.26
Mt	0.91	1.86	5.51	2.12	1.86
Ilm	0.72	1.67	2.09	1.90	1.52
Ap	0.42	0.44	0.37	0.46	0.70
C	1.07	-	2.49	-	-
MgO/FeO	0.46	0.53	0.63	0.55	0.50
CaO/Na ₂ O	0.66	1.62	2.62	1.31	1.84
K ₂ O/Na ₂ O	1.17	0.73	0.68	0.78	0.94

1) Media de rocas graníticas del Sistema Central Español (este trabajo).

2) Media de rocas graníticas del Sistema Central Español (55 < I.D. < 65; este trabajo)

3) Corteza continental granulítica zona de Bournac (LEYRELOUP et al., 1977)

4) Corteza continental (TAYLOR, 1964)

5) Corteza continental *RONOV y YAROSHEWSKI, 1969)

*) Relación Fe⁺³-Fe⁺² calculada a partir de Fe total).

(1977) sobre anatexia cortical ponen de manifiesto que a partir de una composición néscica (granítica) con 2 % de H₂O se obtienen líquidos subsaturados en agua, intermedios entre granitos y granodioritas,

en unos intervalos que pueden oscilar entre 980°C a 10 kilómetros y 700°C a 30 kilómetros (fig. 19).

En base a los trabajos de Clemens y Wall (1981), la ausencia de ortopiroxeno en las rocas graníticas

puede interpretarse, bien como una génesis de los magmas de más baja temperatura, o bien como una desaparición posterior del ortopiroxeno por procesos de reacción y transformación a biotita, en temperaturas inferiores.

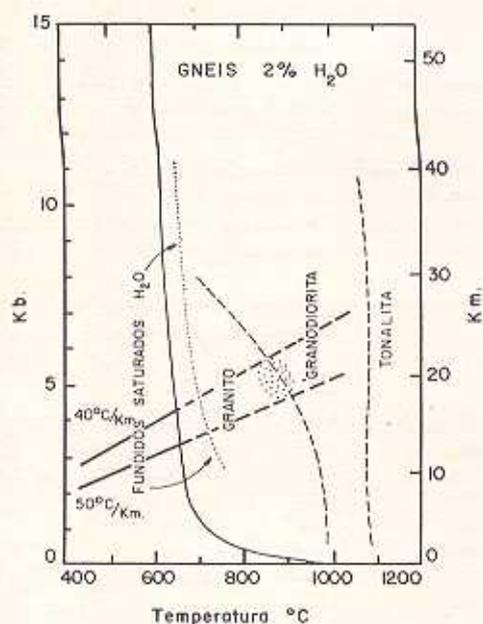


Fig. 19.—Diagrama de fusión para rocas corticales profundas de amplio rango composicional, en condiciones deficitarias en H_2O (Wyllie, 1977). En sombreado el área de condiciones genéticas más probables para la formación de fundidos similares al promedio granítico considerado.

La ausencia sistemática de ortopiroxeno en las rocas graníticas del Sistema Central, lleva a considerar como más probable que no se hayan alcanzado las condiciones de generación de este mineral en los fundidos. (Según los datos experimentales serían precisas temperaturas aproximadas de $820^{\circ}C$ para una presión de 5 Kb y 4 % de H_2O en el fundido.)

También, según datos experimentales, la ausencia de cordierita en los fundidos graníticos iniciales ha de considerarse como un estimador de presiones "relativamente altas", ya que el campo de estabilidad de este mineral sobre el solidus, desaparece a presiones superiores a 5 Kb, para contenidos en agua de 4 % y en el margen de temperaturas en el que más probablemente se han producido los magmas graníticos. La ausencia de cordierita como fenocristal en las granodioritas de este sector, estaría de acuerdo con una génesis de los fundidos a presiones generalmente superiores al límite indicado, pudiendo posteriormente cristalizar a presiones inferiores y en composiciones más ácidas en el transcurso de la diferenciación.

La aparición de fenocristales de cordierita en rocas de composición granodiorítica-adamellítica en áreas más occidentales del Sistema Central puede ser in-

terpretada, bien admitiendo una composición semejante para los materiales originarios, en función de una menor profundidad en la génesis de los magmas granodioríticos, o bien suponiendo que este mineral sea una fase restítica o proceda de la asimilación de materiales encajantes, hecho que resulta poco probable a gran escala.

Con respecto a esta problemática, Bea (1982), en base a observaciones texturales y a consideraciones sobre la estabilidad de este mineral, propone que la presencia de cordierita en las rocas del Batolito de Avila se debe a la cristalización a baja presión de magmas peraluminicos, poniendo en evidencia la inviabilidad de las hipótesis xenógenas y restíticas.

Las conclusiones de los trabajos de Piwinski y Willie (1968, 1970) sobre rocas graníticas del Batolito de Wallowa, con composiciones graníticas menos aluminicas y en las que la hornblenda aparece junto a la biotita, apoyan que la temperatura de génesis de los granitos del Sistema Central no debió superar la barrera de $875^{\circ}C$ a 5 kb, ya que la biotita aparece como mineral estable desde los estadios más tempranos en las rocas de menor índice evolutivo.

Con análogos condicionantes sobre la estabilidad de la biotita, pero en composiciones peraluminicas más ácidas y con $H_2O = 4\%$ (Clemens y Wall, 1981) se establece un límite máximo también próximo a $875^{\circ}C$. Esta temperatura debe ser el umbral más apropiado para la génesis de estos granitos, en un entorno de presiones próximo a los 5 kb.

Las relaciones de la serie granítica estudiada con el conjunto metamórfico encajante evidencian una etapa de emplazamiento tardía o posterior con respecto a los últimos estadios del proceso de metamorfismo regional progresivo. No obstante, su génesis debe de estar directamente relacionada con el máximo metamórfico, en el que se generalizan los procesos de anatexia (Fúster *et al.*, 1974; Aparicio *et al.*, 1975).

Tomando en consideración que el gradiente geotérmico promedio estimado en la serie metamórfica de los sectores central y occidental del Sistema Central, es del orden de $50^{\circ}/km$. (Peinado, 1973; Fúster *et al.*, 1974; López Ruiz *et al.*, 1975), el límite de temperatura necesario y suficiente para la generación de los fundidos graníticos se alcanzaría a unos 17.5 kilómetros de profundidad, es decir, a una presión de 5 kb, de acuerdo con las condiciones experimentales previamente expuestas.

Por otro lado, todas las condiciones termodinámicas hasta ahora consideradas caen dentro del campo de las granulitas. En consecuencia, se puede considerar como probable que el residuo refractario del proceso de fusión, pueda estar representado por rocas de afinidad granulítica (Brown y Fyfe, 1970; Robertson y Wyllie, 1971; Clemens y Wall, 1981; Phillips *et al.*, 1981). Tal hipótesis encuentra un fuerte respaldo en el hallazgo de enclaves granulíticos en

un dique de lamprófido en las rocas graníticas del Sistema Central (De la Nuez *et al.*, 1982).

Teniendo en cuenta las anteriores observaciones, y con el fin de utilizar en los cálculos teóricos una composición restítica razonablemente ajustada a un modelo genético aplicable a lo granito del Sistema Central, se ha considerado apropiada la composición granulítica elaborada a partir de los enclaves de corteza profunda, presente en rocas volcánicas neógenas y cuaternarias de la región de Bournac, Macizo Central francés (Leyreloup *et al.*, 1977) (tabla 10).

Esta composición reúne las ventajas de corresponder a un sector del Orogéno Hercínico cuya evolución guarda relativa semejanza con la del sector estudiado y presenta una asociación granítica similar a la del Macizo Hespérico.

Aproximación cuantitativa a los procesos de fusión parcial

Cualquier aproximación cuantitativa al modelo genético de fusión parcial está sometida a dos condicionantes fundamentales; por un lado tener la máxima representatividad de la media de los materiales graníticos y, por otro, tener el mejor grado de semejanza entre la composición granulítica elegida y la composición restítica real.

El modelo genético se ha calculado mediante el programa GENMIX (Le Maitre, 1981) que permite llegar a las proporciones óptimas de fundido granítico y restita, en un proceso de fusión parcial de una composición cortical dada.

Los resultados de estos cálculos figuran en la tabla 11, y a través de ellos se pone de manifiesto que las mejores aproximaciones se logran para un 28.29 % de fusión, utilizando como punto de partida la corteza de Taylor (1964) (tabla 10) y 40.65 %, utilizando la composición cortical de Ronov y Yaroshewski (1969) (tabla 10), obteniéndose unos valores de los residuales razonablemente bajos.

Al examinar los valores de los residuales (tabla 11) se observa que las mayores diferencias corresponden al Fe_2O_3 , FeO , Al_2O_3 y CaO . En el caso del FeO y Fe_2O_3 , la diferencia es más aparente que real, y en realidad menor, ya que, por no existir datos sobre el grado de oxidación del hierro en la información original, se ha supuesto en los cálculos una relación $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ prefijada en base a otros criterios. Dado que los residuos para cada estado de oxidación son de signo contrario, el valor del residual real para el hierro es próximo a la diferencia entre los valores de los residuales del Fe^{+2} y del Fe^{+3} y, por tanto, muy bajo. Atendiendo a estas circunstancias, es evidente que el estado de oxidación del hierro en los materiales originarios debió ser apreciablemente más elevado que el inicialmente estimado en el modelo teórico.

Respecto a los residuales observados para el aluminio y para el calcio, se puede estimar que los modelos corticales asumidos, son ligeramente deficitarios en aluminio y tienen un excedente considerable de calcio sobre la composición de la corteza local ideal.

TABLA 11

Proporciones de fusión y residuales obtenidos a partir de fusión parcial de distintos modelos corticales

- A) 28,29% granito + corteza (TAYLOR) -
71,71% granulita (BOURNAC)
B) 40,65% granito + corteza (RONOV y YAROSHEWSKI) -
59,35% granulita (BOURNAC)

Residuales calculados fijando las composiciones de granito y granulita

	A	B
SiO_2	3.32	3.35
Al_2O_3	-0.82	-0.52
Fe_2O_3	-1.44	-1.23
FeO	1.59	1.59
Na_2O	0.62	0.63
MgO	-0.33	-0.36
CaO	1.22	1.52
K_2O	1.22	1.52
Na_2O	0.72	0.46
X_2O	0.35	0.43
TiO_2	0.10	-0.61
P_2O_5	3.33	3.13

Composición de la corteza para algunos elementos traza asumiendo las proporciones de las ecuaciones precedentes y las composiciones del granito y de la granulita.

	A	B
Ba	512	503
Rb	78	100
Sr	228	214

Con el fin de comprobar la verosimilitud de este modelo de fusión parcial, se ha realizado una estimación de los contenidos de algunos de los elementos traza de mayor significación petrogenética y su balance en base a los contenidos en la composición granítica y granulítica y a las proporciones de residuo-fundido calculadas según el modelo. Los resultados obtenidos para Ba y Rb son compatibles con los datos composicionales de elementos traza del modelo de corteza de Taylor (1964) (tabla 11) dentro de los rangos de fusión determinados. Por el contrario, los datos calculados para el Sr son inferiores a los correspondientes a esta media cortical. Este último extremo coincide con las observaciones deducidas a partir de los cómputos con los elementos mayores,

en que se hace patente la composición menos cálcica de los materiales sujetos a fusión respecto a las corizas continentales consideradas, ya que dado el paralelismo geoquímico entre el calcio y el estroncio resulta lógico encontrar esta anomalía negativa de estroncio.

Todos estos razonamientos, con las limitaciones propias de los modelos teóricos, llevan a considerar como bastante probable una composición media de los materiales originarios intermedia entre los dos modelos corticales considerados, con menor contenido en calcio y estroncio. Esta composición, no obstante, solo puede considerarse como una estimación aproximada en espera de nuevos datos que permitan introducir una mayor precisión.

Aproximación cuantitativa a los procesos de diferenciación

Una vez aceptado que la composición magmática media se ha generado a través de los procesos de fusión parcial considerados, el proceso que mejor explica la mayor parte de las tendencias evolutivas

observadas, según se ha visto en capítulos previos, consiste fundamentalmente en la actuación de mecanismos de fraccionamiento cristalino potenciados por acciones de tipo filtro-prensa en relación con los movimientos e intrusión de estos magmas.

Este tipo de fraccionación, teniendo en cuenta las características más básicas de los minerales tempranos y la aproximación progresiva de los líquidos residuales a los eutécticos o mínimos graníticos, condiciona un espectro que oscila entre composiciones algo más básicas que las generadas en los procesos de fusión parcial y los términos aplopegmatíticos más diferenciados.

Estos hechos, en términos mineralógicos, se traducen fundamentalmente en la concentración de plagioclasa más básica, biotita e ilmenita en las rocas en que se acumula la fracción cristalizada, uniéndose a estos minerales cierta proporción de feldespato potásico y cuarzo cuando los mecanismos de fraccionamiento actúan sobre magmas con elevadas proporciones de cristalización, que es el caso más general.

Teniendo en cuenta las posibilidades de distinto grado de retención de fundido en la fracción en que se acumulan cristales y de arrastre de cristales por

TABLA 12

Composiciones graníticas y de las fases minerales empleadas en el modelo de cristalización

	A	B	FK	Plg	Bt	Ilm.
SiO ₂	70.00	76.40	84.01	59.14	35.08	-
Al ₂ O ₃	14.70	12.86	20.14	25.56	16.20	-
Fe ₂ O ₃	2.76	0.48	0.05	0.12	25.86	49.30
MnO	0.04	0.03	-	-	0.50	2.00
MgO	1.21	0.27	-	-	8.03	-
CaO	2.25	0.44	0.27	6.30	-	-
Na ₂ O	3.43	3.61	2.39	7.33	-	-
K ₂ O	4.00	4.89	12.52	0.68	9.02	-
TiO ₂	0.33	-	-	-	3.13	55.41
P ₂ O ₅	0.18	0.12	-	-	-	-
TOTAL	98.95	99.20	99.38	99.33	97.98	106.71

A = Composición granítica media

B = Composición granítica calculada para I.D. = 95 *

FK = Feldespato potásico

Plg = Plagioclasa

Bt = Biotita

Ilm = Ilmenita

* Todo el Fe expresado como Fe₂O₃

parte de los fundidos, las posibilidades de variabilidad petrogenética se multiplican y la apreciación de modelos de cristalización fraccionada se aparta de las condiciones óptimas. Por este motivo, y con objeto de minimizar estos problemas, los cálculos de fraccionamiento se han realizado considerando exclusivamente las fracciones finales muy ácidas (I. D. = 95) en las que la proporción de material cristalizado arrastrado por ellas es de escasa importancia.

Las premisas consideradas en la realización de los cálculos de fraccionamiento han consistido en:

- Aceptación de la media composicional de las rocas graníticas como representativas del magma sujeto a diferenciación.
- Utilización de composiciones representativas promediadas de plagioclasa, ilmenita, biotita y feldespato potásico.
- Consideración como representativa de las composiciones más evolucionadas la de la composición granítica calculada a partir de la ecuación de variación para I. D. = 95.

No se incluye el anfíbol en los cálculos de fraccionamiento dada su escasa representación en la secuencia de variación principal.

Una vez aceptadas estas restricciones, se ha procedido al cálculo de las proporciones de cristalización de las distintas fases minerales y de la fracción fundida residual que serían necesarias para obtener la composición más diferenciada a partir de la composición granítica inicial. Estos cálculos se han realizado mediante el programa X/L/FAC de Stormer y Nicholls (1978).

TABLA 13

Proporciones de cristalización de los distintos minerales para obtener el magma diferenciado (I. D. = 95) a partir del magma promedio

Q	29.90
Fto.K	16.27
Pg.	39.65
Bi	13.98
Ilm.	0.20
% cristalizado	76.32
$\sum res^2$	0.337

(res^2 = cuadrado de la diferencia entre el valor real de un óxido y el valor obtenido en la composición granítica con I. D. = 95).

En la tabla 12 figuran las composiciones de los magmas y de los minerales implicados en los cálculos de fraccionamiento, encontrándose los resultados de estos cálculos representados en la tabla 13.

El valor de los residuales obtenidos es muy bajo y las proporciones de las fases minerales cristalizada y de la fracción fundida se encuentran dentro de unos límites bastante razonables, apoyando, por tanto, la hipótesis sobre la actuación de este tipo de mecanismos de diferenciación.

Por otra parte, asumiendo estas mismas composiciones magmáticas iniciales y finales y teniendo en cuenta las proporciones de cristalización previamente calculadas, se ha procedido a comprobar si estas proporciones son compatibles con las variaciones en la concentración observada para Ba, Rb y Sr.

TABLA 14

Coefficientes de distribución para Rb, Sr y Ba de las fases minerales utilizadas en los cálculos de fraccionamiento

	FK	Pig	Bi
Rb	0.66 (2)	0.04 (1)	3.26 (2)
Sr	4.0 (1)	4.4 (1)	0.03 (1)
Ba	6 (1)	0.3 (1)	10 (1)

(1) Datos en COX et al., 1980

(2) Datos de PHILPOTTS y SCHNETZLER, 1970

En este cálculo se han utilizado los coeficientes de reparto cristal-líquido que figuran en la tabla 14, siendo el coeficiente de reparto global $D = \sum_{i=1}^{n-1} W_i K_{Di}$, donde W_i corresponde a la proporción en peso del mineral i y K_{Di} es el coeficiente de reparto cristal-líquido para el mineral y elementos considerados. Estos valores, junto con los de las concentraciones iniciales (C_0) y del líquido residual (C_l) se han aplicado en la ecuación correspondiente a la variación de concentración de un elemento en proceso de cristalización fraccionada (tipo Rayleigh) $\frac{C_l}{C_0} = F^{(D-1)}$, obteniéndose los resultados correspondientes a la proporción de fracción líquida residual F que figura en la tabla 15.

Estos resultados, que fluctúan entre 20 % y 26 % de fracción residual, son compatibles con los obtenidos para el residuo final en los cálculos realizados a partir de los elementos mayores. El alto grado de

concordancia obtenido evidencia que, en sus aspectos fundamentales, estos magmas diferenciados se han generado a través de procesos en los que el fraccionamiento cristalino ha desempeñado un importante papel, siendo estos procesos muy posiblemente los responsables de las pautas de variación principales en la asociación granítica estudiada.

TABLA 15

Cálculo de las proporciones de fraccionamiento cristalino a partir de la composición de elementos traza (el magma inicial tiene la composición del granito medio y el magma final tiene la composición calculada para I.D. = 95).

	C_f/C_o	D	% Magma residual
Rb	1.69	0.60	28
Ba	0.11	2.40	20
Sr	0.17	2.33	26

C_f = Concentración del elemento en el magma residual

C_o = Concentración del elemento en el magma inicial

D = Coeficiente de reparto total para el elemento considerado.

Tal y como se ha advertido en un principio, la aplicación de modelos de cristalización fraccionada a este tipo de asociaciones plutónicas se desvía considerablemente de las condiciones ideales, pudiéndose encontrar un gran número de casos intermedios de retención de fundidos residuales y de arrastre de fracción cristalizada por parte de los fundidos. Este hecho ha de ser tenido en cuenta a la hora de interpretar los resultados cuantitativos obtenidos en los cálculos de fraccionamiento, ya que los volúmenes de fundido residual calculados no puede tomarse como indicador de la existencia de una proporción similar de rocas de esta composición, ya que parte de este fundido se encuentra formando parte de rocas intermedias. El principal valor de estos cálculos consiste en que con ellos se evidencia la viabilidad de la actuación de los mecanismos de diferenciación considerados.

Conclusiones

La revisión de las características de las rocas graníticas del sector centro-oriental del Sistema Central español, pone de manifiesto que no resulta adecuada una clasificación de acuerdo con los tipos I y S establecidos por Chappell y White (1974), ya que los

criterios de discriminación ofrecen con frecuencia resultados contradictorios.

Los hechos evidencian que las clasificaciones definidas en un determinado ámbito geológico, no resultan con frecuencia extrapolables a asociaciones plutónicas de localidades diferentes, lo que establece limitaciones a la hora de intentar su aplicación con carácter general. Por tanto, los modelos genéticos establecidos para los distintos tipos plutónicos (I y S) tampoco pueden ser aplicados en sentido estricto a conjuntos graníticos de afinidades intermedias.

En el caso del plutonismo estudiado, se considera probable una génesis a partir de la anatexia de unos materiales originales de naturaleza híbrida (sedimentaria e ígnea) que como resultado de su fusión parcial originarían unos magmas graníticos de carácter transicional.

Las observaciones sobre la variabilidad de los tipos litológicos, sus relaciones y la variación en el quimismo de rocas y minerales, están de acuerdo con un carácter esencialmente cogenético para esta asociación plutónica. Este carácter cogenético se manifiesta en unas pautas de variación de gran continuidad y escasa dispersión, que resultarían difícilmente explicables si se admite la existencia de procesos genéticos independientes y que, por el contrario, son compatibles con una génesis unificada y con la actuación de los mecanismos de diferenciación propuestos.

Se estima razonable que los magmas se hayan podido generar a partir de unos materiales cuya composición media se aproximaría a composiciones modificadas de la corteza continental (con menores contenidos de Ca y Sr), quedando como residuo unos productos restílicos de carácter granulítico. Los resultados más ajustados se obtienen para unas proporciones de fusión parcial que oscilan entre 28 y 40 % según el modelo de corteza continental utilizado.

Los magmas generados en esta fusión parcial sufren posteriormente una serie de procesos de cristalización fraccionada potenciados por la actuación de mecanismos de tipo filtro-prensa durante la etapa de ascenso y emplazamiento. Estos procesos condicionan en gran parte el espectro litológico existente y las pautas de evolución petrológicas y geoquímicas en sus aspectos más importantes.

Tentativamente, puede estimarse que el mayor auge de la fusión en profundidad coincide temporalmente a grandes rasgos con los procesos hercínicos de migmatización más superficial y en relación con los últimos estadios del metamorfismo regional de más altos gradientes geotérmicos. El desfase temporal entre los momentos de máxima intensidad de fusión y el emplazamiento de los magmas en niveles más superficiales, sería responsable del carácter tardi y post-cinemático de este plutonismo.

Agradecimientos

Desearnos agradecer la inestimable colaboración prestada en el transcurso de las distintas etapas de mecanografía y delimitación por don J. Arroyo, don José L. Casaseca y don Tirso Ruiz. Asimismo expresamos nuestro agradecimiento a doña J. de la Puente por las determinaciones analíticas con microsonda electrónica.

Bibliografía

- ALBUQUERQUE, C. A. R.
1971. Petrochemistry of a Series of granitic rocks from Northern Portugal. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 2783-2798.
1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1779-1802.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M. y TINAO, J. M.
1975. Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español. *Memorias Inst. Geol. Min. España*, 88, 145 págs.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L. y SANTOS, V.
1977. Los granitos sincinemáticos de la Sierra del Valle (Sector oriental de Gredos, Sistema Central español) y sus relaciones con las series graníticas posttectónicas. *Estudios geol.*, 33, 575-580.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; GARCÍA CACHO, L. y LÓPEZ RUIZ, J.
1980. Evolución química de las biotitas y moscovitas de las rocas graníticas de las sierras de Guadarrama y Gredos (Sistema Central) durante los procesos de diferenciación magmática. *Estudios geol.*, 36, 307-317.
- APARICIO, A.; BRANDLE, J. L. y BELLIDO, F.
1979. Chemical evolution in an Old Crustal Area (Sistema Central español). In: *Origin in and Distribution of the elements*. Pergamon Press. Oxford and New York, 505-517.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L. y PEINADO, M.
1982. Aplicación de un banco de datos a la caracterización geoquímica y metalogenética de los granitoides hercínicos del NW de España. *Cuadernos de Laboratorio Xeoloxico de Laxe*. Reunión de Xeoloxia e Minería do Noroeste Peninsular.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F. y PEINADO, M.
1981. Variaciones mineralógicas y químicas de enclaves microgranulares de los granitoides tardihercínicos del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Ibér.*, 7, 235-253.
- BARRIERE, M. y COTTEN, J.
1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites. *Contrib. Miner. Petrol.*, 70, 183-192.
- BEA, F.
1982. Sobre el significado de la cordierita en los granitoides del batolito de Avila (Sistema Central español). *Bol. Geol. Min.*, 93, 59-67.
- BELLIDO, F.
1979. *Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera (Madrid)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 331 págs.
- BELLIDO, F. y BARRERA, J. L.
1979. Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera (Sistema Central español). *Estudios geol.*, 35, 279-284.
- BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCÍA CACHO, L. y MARTÍNEZ, M.
Estudio de pegmatitas lepidolíticas en el plutón de La Cabrera. *Bol. Geol. y Min. (en prensa)*.
- BRAMMALL, A. y HARWOOD, M. F.
1923. Tourmalinization in the Dartmoor granite. *Mineral. Mag.*, 20, 319-330.
- BROWN, G. C. y FYFE, W. S.
1970. The production of granitic melts during ultrametamorphism. *Contrib. Miner. Petrol.*, 28, 310-318.
- CAMBEL, B. y PETRIK, I.
1982. The west carpatian granitoids: I/S classification and genetic implications. *Geol. Carpath.*, 33, 255-267.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, P.
1973. Les granitoides virisques de la Meseta Iberique. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 209-228.
- CHAO, E. C. T. y FLEISCHER, M.
1960. Abundance of Zr in igneous rocks. *Int. Geol. Cong. Norden*.
- CHAPPELL, B. W. y WHITE, A. J. R.
1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- CLARKE
1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Canad. Miner.*, 19, 3-17.
- CLEMENS, J. D. y WALL, V. J.
1981. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Canad. Miner.*, 19, 111-131.
- COX, K. G.; BELL, J. D. y PANEHURST, R. J.
1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London, 450 págs.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. y ZUSSMAN, J.
1963. *Rock forming minerals*. Longmans, London, 528 páginas.
- DE LA NUEZ, J.; UBANELL, A. G. y VILLASECA, C.
1982. Diques lamprofíricos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la Paramera de Avila (Sistema Central español). *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 3, 53-74.
- DEPARTMENT OF PETROLOGY, UNIVERSITY OF SALAMANCA
1980. Plutonism of Central Western Spain. A preliminary note. *Estudios geol.*, 36, 339-348.
- DIDIER, J.
1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier Sci. Pub. Comp. Amsterdam, 393 págs.
- EL BOUSEILY, A. M. y EL SOKKARY, A. A.
1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16, 207-219.
- FÚSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M.
1974. Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español. *Bol. Geol. Min.*, 85, 595-600.

- FÚSTER, J. M. y RUBIO, J. I.
1980. El afloramiento granodiorítico-tonalítico de Ventosilla (Guadarrama Central). *Bol. Geol. Min.*, 91, 54-62.
- GREEN, T. H.
1976. Experimental generation of cordierite garnet-bearing granitic liquids from a pelitic composition. *Geology*, 4, 85-88.
- HAYAMA, Y.
1959. Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphism. *J. Geol. Soc. Japan*, 65, 21-30.
- HINE, H.; WILLIAMS, I. S.; CHAPPELL, B. W. y WHITE, A. J. R.
1978. Contrasts between I and S type granitoids of the Kosciusko batholith. *J. Geol. Soc. Australia*, 25, 219-234.
- ISHIHARA, S.
1977. The magnetite-series and ilmenite series granitic rocks. *Mining. Geol. Tokyo*, 27, 293-305.
- I. U. G. S. Subcomisión on the systematics of igneous rocks
1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks. *N. Jb. Miner. Mh.*, 1973, 149-164.
- JOYCE, A. S.
1973. Chemistry of the minerals of the granitic Murrumbidge Batholith, Australian Capital Territory. *Chemical Geology*, 11, 271-296.
- KOLBE, P. y TAYLOR, S. R.
1966. Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 12, 202-222.
- LAMEYRE, J.
1966. Leucogranites et muscovitization dans le Massif Central français. *An. Fac. Sci. Univ. Clermont Ferrand*, 29, 264 págs.
- LARSEN, E. S.
1948. Batholith and associated rocks of the Corona, Elsimore and San Luis Rey quadrangles, southern California. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 29.
- LARSEN, E. S. y DRAISIN, W. M.
1950. Composition of the minerals in the rocks of the Southern California Batholith. Internat. Geol. Congr. (18th session, Great Britain, 1948).
- LARSEN, L.
1973. Measurement of solubility of zircon ($ZrSiO_4$) in synthetic granitic melts. *Eos*, 54, 479.
- LE MAITRE, R. W.
1981. GENMIX. A generalised petrological mixing model program. *Comput. Geosci.*, 7, 229-247.
- LEYRELOUP, A.; DUPUY, C. y ADRIANBOLOLONA, R.
1977. Catazonal xenoliths in french neogene volcanic rocks: constitution of the lower crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 283-300.
- LÓPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L.
1975. El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central español. *Mem. Inst. Geol. Min.*, 86, 127 págs.
- LÓPEZ RUIZ, J. y GARCÍA CACHO, L.
1975. Origen de los granates de las rocas graníticas y aplíticas de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central español. *Bol. Geol. Min.*, 86, 614-618.
- MAALOE, S. y WYLLIE, P. S.
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.
- MENDES, F.; FÚSTER, J. M.; IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ SANTÍN, S.
1972. L'Age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systema Central Español). *Rev. Fac. Cien. Lisboa*, 2.ª serie, 17, 345-365.
- MILLER, C. F.; STODDARD, E. F. y BRADFISH, L. J.
1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canad. Miner.*, 19, 23-34.
- NOCKOLDS, S. R.
1974. The relations between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, 245, 401-420.
- PEINADO, M.
1973. *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- PHILPOTTS, J. A. y SCHNETZLER
1970. Phenocryst matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with application to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 307.
- PHILLIPS, G. N.; WALL, V. J. y CLEMENS, J. D.
1981. Petrology of the Strathbogie batholith: a cordierite bearing granite. *Canad. Miner.*, 19, 47-63.
- PITCHER, W. S.
1979. Comments on the geological environments of granites. (In: *Origin of granite batholiths*). Atherton M. P. and Tarney J. Ed. Shiva Publish. Ltd., 147 págs.
1981. Mobile belts and granite types. *Symposium on mountain building*, Zurich.
- PRZYNSKI, A. J. y WYLLIE, P. J.
1968. Experimental studies of igneous rock series: A Zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *J. Geol.*, 76, 205-234.
1970. Experimental studies of igneous rock series: Felsic body suite from the Needle Point pluton, Wallowa Batholith, Oregon. *J. Geol.*, 78, 52-76.
- ROBERTSON, J. K. y WYLLIE, P. J.
1971. Rocks-water systems, with special reference to the water-deficient region. *Amer. J. Sci.*, 271, 252-277.
- RONOV, A. B. y YAROSHEWSKI
1969. Chemical composition of the Earth's crust. In: *The Earth's crust and Upper Mantle* (Pembroke, J. Hart Ed.). Monograph, 13, 37-57. Amer. Geophys. Union.
- SEN, N.; NOCKOLDS, S. R. y ALLEN, R.
1959. Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholith. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 16, 58-78.
- SHAW, S. E. y FLOOD, R. H.
1981. The New England batholith Eastern Australia. Geochemical variations in time and space. *J. Geophys. Res.*, 86, 10230-10544.
- STORMER, J. C. y NICHOLLS, J.
1978. XLFAC: A program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Comput. Geosci.*, 4, 143-159.

TAYLOR, S. R.

1964. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1273-1285.

TAYLOR, S. R. y HEIER, K. S.

1960. The petrological significance of trace element variation in alkali feldspars. *21st Intern. Geol. Congr.*, Norden, 14, 47-61.

VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FÓSTER, J. M. e IBARROLA, E.

1981. Datos geocronológicos sobre el granito de La Cabrera. *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 327-335.

VINOGRADOV, A. P.

1962. The average contents of the chemical elements in the main types of eruptive rocks. *Geokhimiya*, 7, 555-571.

WATSON, E. B.

1979. Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and application to trace elements geochemistry. *Contrib. Miner. Petrol.*, 70, 407-419.

WHITFIELD, J. M.

1959. The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 17, 248-271.

WYLLIE, P. J.

1977. Crustal anatexis: An experimental review. *Tectonophysics*, 43, 41-71.

Recibido el 11 de abril de 1983.

Aceptado el 20 de julio de 1983.