

Thèse 3ème Cycle, Univ. Abdelmalek Essaadi, Tétouan (inérita). 318 pp.

GARCIA-LOPEZ, S.; EL AMRANI-PAAZA, N.; BENAVENTE, J., y CRUZ-SANJULIAN, J. J. (1991): *Algunas consecuencias hidrogeológicas de la regulación del río Adra (Granada-Almería)*. Actas III Simposio sobre el Agua en Andalucía. Vol. I: 391-400.

IGME (1975): *Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur*. Informe Técnico IX: Cuenca del Adra (difusión restringida).

IGME (1977): *Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur (Almería)*. Colección Informe. Madrid. 145 pp.

IGME (1984): *Calidad de las aguas subterráneas en las cuencas del sur de España*. Ministerio de Industria y Energía. Colección Informe. 151 pp.

ITCF (1986): *STAT-ITCF: Manuel d'utilisation*. Institut Technique des Céréales et des Fourrages. París. 63 pp.

JABALOY, A (1984): *Evolución de la desembocadura del río Adra (Almería)*. I Congreso Español de Geología. Se-govia. Tomo I: 523-534.

MARTINEZ-VIDAL, J. L., y CASTRO, H. (coords.) (1990): *Las Albuferas de Adra (estudio integral)*. Col. Investigación, 9 (Instituto de Estudios Almerienses). 315 pp.

MELLOUL, A., y COLLIN, M. (1992): *The principal compo-*

nents statistical method as a complementary approach to methods in water quality factor identification; application to the Coastal Plain Aquifer of Israel. Journal of Hydrology, 140: 49-73.

MORALES, G. (1986): *Contribución al conocimiento hidrogeológico del delta del río Adra*. Tesis Licenciatura. Univ. Granada (inérita). 210 pp.

PERKIN-ELMER (1982): *Analytical Methods for Atomic Absorption Spectrophotometry*. Connecticut. U.S.A.

PULIDO, A. (1988): *Síntesis hidrogeológica del delta del río Adra*. Simposio sobre Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros (Almuñécar, Granada): 145-169.

PULIDO, A.; BENAVENTE, J.; CASTILLO, A., y PADILLA, A. (1986): *Estudio hidrogeológico de la cuenca del río Adra*. Dpto. Hidrogeología, Univ. Granada. Mem. Inédita. 56 pp.

PULIDO, A.; MORALES, G., y BENAVENTE, J. (1988): *Hidrogeología del delta del río Adra*. Estudios Geológicos, 44: 429-443.

RAZAK, M., y DAZY, J. (1990): *Hydrochemical characterization of groundwater mixing in sedimentary and metamorphic reservoirs with combined use of Piper's principle and factor analysis*. Journal of Hydrology, 114: 371-393.

RODIER, J. (1981): *Análisis de las aguas*. Ed. Omega. Barcelona. 1057 pp.

Original recibido: Enero de 1994.
Original aceptado: Abril de 1994.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Rocas plutónicas híbridas y mecanismos de hibridación en el Macizo Ibérico Hercínico.

Por A. CASTRO (*), I. MORENO-VENTAS (*) y J. D. DE LA ROSA (*)

R E S U M E N

Rocas plutónicas híbridas, en las que pueden identificarse componentes corticales y mantélicos, constituyen gran parte del magmatismo Hercínico del Macizo Ibérico. Las rocas estudiadas en este trabajo proceden de tres batolitos de distintos dominios tectonoestratigráficos de la cadena Hercínica.

Distintos mecanismos de hibridación son propuestos a partir de las relaciones de campo de las rocas híbridas y zonas de interacción magmáticas que afloran en las partes más externas del macizo (Zona Surportuguesa). Se concluye que la mezcla de magma es el mecanismo más importante en la generación de rocas híbridas, más incluso que el papel de fuentes mezcladas, asimilación y contaminación. Por esta razón, la mezcla de magma se analiza en detalle, considerando los modelos experimentales existentes y supuestos empíricos. Un modelo de mezcla de magma en cámaras magmáticas es considerado como el escenario más favorable para la generación de rocas híbridas. Una cámara magmática silíceo o zona anatética es invadida en profundidad por un magma derivado mantélico. La inyección simplutónica induce convección en la cámara silíceo originando la disrupción de cuerpos máficos, en equilibrio térmico y en estado magmático, que se mezcla con el encajante silíceo. En este modelo, la mezcla de magma se desarrolla por dos mecanismos principales tal como se deduce, por un lado a partir de las características petrográficas de las rocas híbridas estudiadas, y a partir de las relaciones de campo observadas en zonas de interacción magma-magma. Estos dos mecanismos de mezcla de magma se denominan como mezcla por inyección y mezcla por convección. La mezcla por inyección tiene lugar durante la intrusión de magma básico en el interior del encajante silíceo y modifica la composición de este magma básico por captura de cristales, fragmentos de magma o gotas de líquido del encajante silíceo. La mezcla por convección se desarrolla una vez alcanzado el equilibrio térmico, al menos localmente, entre ambas magmas. Este mecanismo modifica la composición de magma silíceo, originándose un granitoide híbrido con enclaves microgranulares remanentes del proceso de mezcla.

A B S T R A C T

Hybrid plutonic rocks, in which mantle and crustal components can be identified, constitute an important part of the Hercynian magmatism in the Iberian massif. The rocks featured here are from the study of three different batholiths appearing in different tectonostratigraphic domains of the Hercynian chain. Possible hybridization mechanisms are proposed in the light of field relationships of hybrid rocks and exposed magma interaction zones outcropping in the outer parts of the massif (South Portugese zone). It is concluded that magma mixing is the most important mechanism in producing hybrid rocks, more important than the role of mixed sources, assimilation and contamination. For this reason, magma mixing is analyzed in detail, considering available experimental models and empirical assumptions. A magma mixing model in magmatic chambers is considered the more suitable scenario for the production of mixed rocks. The starting point for this model is a silicic magma chamber, or anatectic zone, which is invaded from depth by a mantle-derived magma. Synplutonic injection induces convection in the silicic chamber leading to the disruption of mafic bodies, in thermal equilibrium and at magmatic state, that mix with the silicic host. In this model magma mixing develops by two main mechanisms as deduced, on one hand from the petrographic features of the studied hybrid rocks and, on the other hand, on the observed field relationships in magma-magma interaction zones. These two magma mixing mechanisms are called *injection mixing* and *convection mixing*. Injection mixing develops during the intrusion of basic magma into the silicic host and modifies the composition of this basic magma by capture of crystals, magma fragments or liquid droplets from the silicic host. Convection maxing develops once thermal equilibrium is reached, at least locally, between both magmas. This mechanism modifies the composition of the silicic magma that becomes a hybrid granitoid with microgranular enclaves as remnants of the mixing process.

(*) Departamento de Geología. Universidad de Huelva, 21819 La Rábida, Huelva.

1. INTRODUCCION

Los procesos de reactivación de corteza y manto con la producción de magmas riolíticos y basálticos, son reconocidos en todo el mundo y relacionados con situaciones geotectónicas específicas. Sin embargo, muchos productos magmáticos tienen composiciones intermedias entre típicamente mantélicos y típicamente corticales. La diferenciación magmática a partir de magmas primarios del manto puede producir líquidos fraccionados de composiciones intermedias. La cuestión es si tal mecanismo puede ser responsable para la gran producción de magmas dacíticos y andesíticos, y sus equivalentes plutónicos, que caracterizan los márgenes continentales activos y los cinturones batolíticos intracontinentales (PITCHER, 1982; GILL, 1981, y PITCHER et al., 1985). Recientes estudios isotópicos han mostrado que estos magmas intermedios no son producidos por un mecanismo de diferenciación magmáticas simple a partir de fundidos basálticos sino que en sus composiciones hay una participación substancial de la corteza continental (e.g. PANKHURST et al., 1988; DE PAOLO, 1980).

Después del Precámbrico, una vez que una fuente para producción de magmas silíceos se desarrolló en la corteza continental, una situación especial con respecto a la petrogénesis se hace crucial. Dos fuentes, corteza y manto, pueden ser reactivadas simultáneamente de tal manera que los magmas resultantes pueden hibridarse produciendo magmas de una composición intermedia entre fundidos basálticos del manto y magmas silíceos corticales. Aunque la relevancia de los así llamados, en un sentido general, procesos de hibridación es bien conocida, los mecanismos por los cuales un magma adquiere una composición híbrida no están bien restringidos. La hibridación generalmente combinada con fraccionación de cristales (procesos AFC, DE PAOLO, 1981), es un proceso importante implicado en la petrogénesis de muchas rocas plutónicas alcalinas y calcoalcalinas. La contaminación cortical, mezcla de magmas o cualquier otro tipo de hibridación ha sido argumentada para explicar variaciones isotópicas y químicas en rocas plutónicas alcalinas (e.g. VOLLMER, 1976). En rocas volcánicas los procesos de hibridación son relativamente fáciles de reconocer debido a

que las relaciones de desequilibrio líquido-cristal o cristal-cristal quedan grabadas en las rocas (e.g. GERLACH y GROVE, 1982; GEIST et al., 1988, MAZZONE y GRANT, 1988). El carácter híbrido de una roca volcánica dada puede ser evidente pero los procesos de hibridación que ocurrieron en la cámara magmática o en los conductos volcánicos permanecen desconocidos. Por otra parte, las rocas plutónicas, de posible origen híbrido, han perdido la mayor parte de sus relaciones de desequilibrio durante el enfriamiento lento. Sin embargo, la ventaja de las rocas plutónicas sobre las volcánicas es que las primeras cristalizaron en profundidad en una cámara magmática, de tal manera que los estudios detallados de las relaciones de campo pueden revelar importantes datos sobre la dinámica de los procesos implicados (e.g. CASTRO et al., 1990a).

Durante los últimos años los autores de este artículo han estudiado en detalle relaciones de campo de diferentes complejos subvolcánicos y plutónicos del Cinturón Hercínico de la Península Ibérica. Los procesos en la cámara magmática durante la mezcla de magmas pueden ser limitados o restringidos usando relaciones de campo y estudios petrográficos detallados, así como variaciones geoquímicas. Los modelos empíricos coherentes pueden ser construidos para explicar las relaciones de campo y petrográficas observadas en rocas híbridas plutónicas y en zonas de interacción magma-magma expuestas en superficie. Estos modelos pueden también ser útiles para explicar las secuencias volcánicas observadas y los desequilibrios cristal-líquido que caracterizan muchas rocas volcánicas (muchas andesitas orogénicas).

La intención de este artículo es mostrar las principales características petrológicas de rocas híbridas en un medio de reactivación corteza-manto. Estas características pueden ser usadas por una parte, para construir un modelo de mezcla de magmas empírico y por otra parte para definir una serie de criterios útiles para el reconocimiento de los mecanismos por los cuales los magmas se hibridan y modifican sus composiciones originales. Por lo tanto el artículo es una revisión, y muchas descripciones detalladas y datos geoquímicos se refieren a trabajos publicados y a investigaciones en curso.

2. DEFINICION DE TERMINOS

Los términos *hibridación*, *roca híbrida*, *magma híbrido* y *composición híbrida* no son siempre usados con el mismo significado por diferentes autores. Existe confusión sobre el significado de estos términos. El concepto de hibridación pierde cualquier relevancia en Geología si es aplicado a cualquier situación en la cual un magma tiene una composición intermedia entre cualesquiera de dos magmas diferentes. Nosotros usamos este término en relación a fuentes de magmas de composiciones extremas y naturalezas también extremas. Dos fuentes de magmas son reconocidas: manto y corteza, nosotros referiremos como *híbrido* a magmas o rocas cuya composición sea intermedia entre fundidos silíceos corticales y magmas basálticos mantélicos. En este sentido los procesos de hibridación adquieren especial importancia ya que reflejan procesos superpuestos de reactivación mantélica y cortical ocurriendo simultáneamente.

3. ROCAS HIBRIDAS PLUTONICAS DEL MACIZO IBERICO

Una descripción detallada de rocas híbridas del Macizo Ibérico está fuera del alcance de este artículo. Los estudios recientes realizados por los autores a lo largo de los últimos años y actualmente, han mostrado el papel relevante de la hibridación en la petrogénesis de estas rocas. Las descripciones generales presentadas aquí son aquellas que tienen especial relevancia en relación con los procesos de hibridación.

CAPDEVILA y FLOOR (1970) y CAPDEVILA et al. (1973) distinguieron dos series principales de granitoides en la Península Ibérica, con especial referencia a los dominios norte y central (CORRETGE, 1983): 1) la *serie alcalina* y 2) la *serie calcoalcalina*. El término *alcalino* fue aplicado en este caso para granitoides anatócticos peraluminicos en un sentido muy diferente del que generalmente se acepta para series de rocas volcánicas. Por esta razón, términos tales como *leucogranitos* o *granitos anatócticos* son preferidos por la mayoría de los autores. Las rocas definidas por CAPDEVILA y FLOOR (1970) como calcoalcalinas son verdaderos granitoides calcoalcalinos que varían en composición desde cuarzo-granodioritas y tonalitas a granodioritas y monzogranodioritas.

Las granodioritas y monzogranitos (adameilitas) representan más del 90 por 100 de las rocas plutónicas calcoalcalinas del Macizo Ibérico. Los principales problemas al aplicar esta clasificación son: 1) el origen anatóctico de la mayor parte de los granitoides calcoalcalinos y 2) la presencia, conspicua en muchos casos, de granitoides transicionales con características mixtas entre las dos series antes mencionadas. Estos granitoides transicionales son granodioritas y monzogranitos con cordierita (Serie Mixta, CAPDEVILA et al., 1973; CORRETGE et al., 1977), que pueden contener algunos enclaves tonalíticos, un rasgo típico de granodioritas calcoalcalinas.

Tres batolitos principales serán brevemente referidos en este estudio (fig. 1):

- 1) El batolito del Sistema Central (BSC).
- 2) El batolito de los Pedroches (BLP).
- 3) El batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS).

Estos son representativos del plutonismo hercínico en el Macizo Ibérico ya que aparecen relacionados con diferentes dominios tectonoestratigráficos (fig. 1). Cada uno de los tres contiene rocas calcoalcalinas híbridas que serán referidas más adelante.

El batolito del Sistema Central (BSC)

Está localizado en los dominios internos de la Cadena Hercínica Ibérica (Zona Centro Ibérica) (fig. 1), representando uno de los mejores afloramientos graníticos del Cinturón Hercínico Europeo. Secciones verticales de más de un kilómetro son comunes mostrando excelentes relaciones de campo de granitoides, rocas básicas y gneises y metapelitas de alto grado. Relaciones entre rocas básicas y granitoides son especialmente interesantes ya que revelan importantes datos en relación con la mezcla de magmas a niveles profundos (10-12 km mínimo). Las descripciones detalladas de parte de este batolito (área de Gredos) serán publicadas próximamente (MORENO-VENTAS y CASTRO). Los datos de campo y petrográficos y geoquímicos indican que la mezcla de magmas a considerable escala puede haber ocurrido entre fundidos anatócticos y un magma derivado del manto posiblemente toleítico. Contactos líquido-líquido (o magma-magma, sobre la escala de milímetros a metros) entre rocas fé-

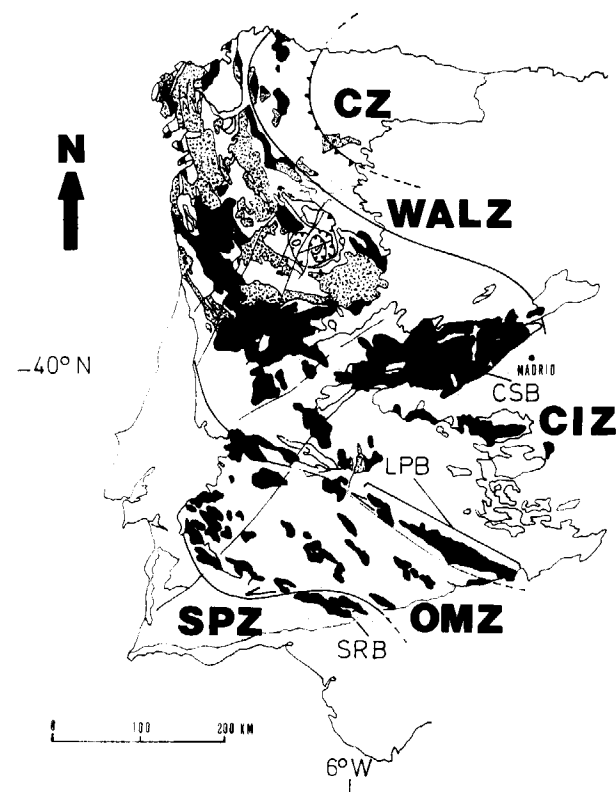


Figura 1.—Mapa esquemático de la Península Ibérica mostrando la distribución de rocas granitoides: ZC, Zona Cantábrica; ZAOL, Zona Astur-Occidental Leonesa; ZCI, Zona Centro Ibérica; ZOM, Zona de Ossa Morena; ZSP, Zona Surportuguesa. Claves para los batolitos estudiados en el artículo: BSC, batolito del Sistema Central; BLP, batolito de Los Pedroches; BSNS, batolito de la Sierra Norte de Sevilla. En negro, granitoides calcoalcalinos; punteado leucogranitos aluminicos.

sicas y máficas son un fenómeno común. Estos contactos caracterizan diques compuestos y grandes cuerpos tonalíticos (mayores de 100 m). Ellos indican que el magma máfico que a su vez aparece asociado con acumulados ultramáficos, intruyó dentro de una zona anatética. La mezcla de magmas entre estos dos miembros finales contribuyó a la hibridación en zonas extensas (kilométricas) de granitoides anatéticos, los cuales se transforman en granodioritas con enclaves tonalíticos. Las granodioritas híbridas que ocasionalmente contienen hornblenda, aparecen localizadas en dominios con contactos transicionales con las granodioritas biotíticas que la rodean, caracterizadas por la presencia de enclaves tonalíticos. Los monzogranitos con cordierita que son muy abundantes en las partes externas del

batolito y en contacto con migmatitas contienen muy pocos, o ninguno, enclaves tonalíticos. Dos modelos principales han sido propuestos para explicar esta relación. En el primero, las granodioritas biotíticas se originarían en la corteza inferior y se hibridarían allí con magmas mantélicos. Posteriormente interaccionarían a niveles altos con migmatitas y asimilarían cordierita, dando lugar a los monzogranitos cordieríticos (UGIDOS, 1987; UGIDOS et al., 1989). En el segundo modelo, los monzogranitos cordieríticos son considerados como granitoides anatéticos de alto nivel relacionados con migmatitas con las cuales están en contacto, y las granodioritas biotíticas serían los mismos granitoides pero ligeramente hibridados con magmas básicos con los cuales están estrechamente relacionados. (CASTRO et al., 1990b). La muy baja abundancia, incluso la ausencia, de enclaves tonalíticos en la mayor parte de los granitoides con cordierita puede ser debida al bajo, o incluso nulo, grado de hibridación de estas rocas. Sin embargo se requiere mayor cantidad de datos químicos e isótopos radiogénicos para construir un modelo global en el cual todas las relaciones de campo puedan ser integradas.

La figura 2 muestra algunas de las relaciones de enclaves y granodioritas encajantes de este batolito en uno de los dominios híbridos. El estado magmático de los enclaves es manifestado por el hecho de que se adaptan sus formas a cristales preexistentes en el granitoide encajante. Esto indica que ambos granitos y enclave tonalítico estaban en estado magmático y en equilibrio térmico. Bajo estas condiciones, los enclaves pueden ser fácilmente disgregados y mezclados con el granitoide encajante. El carácter híbrido de la granodiorita encajante es manifestado por las relaciones químicas. Esto indica que un mínimo en torno al 17 por 100 de magma básico está presente en la composición de estas granodioritas (CASTRO et al., 1990b). El magma del enclave a su vez tiene algunos signos de hibridación como es la presencia de xenocristales derivados a partir del magma silíceo encajante. Estos xenocristales son principalmente de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los xenocristales de feldespato potásico caracterizados por una forma redondeada y ocasionalmente una aureola de plagioclasa (fig. 3a) son escasos en estos enclaves. Las plagioclasas y cuarzo son las fases xenocrísticas más comunes. Los fenocristales de

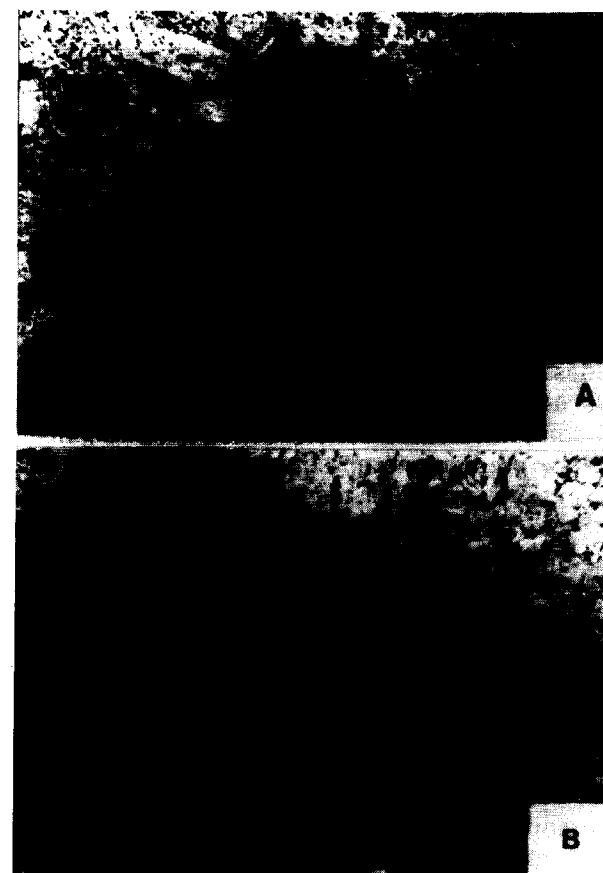


Figura 2.—Relaciones de campo entre enclaves tonalíticos y granodioritas con megacrístales del batolito del Sistema Central.

plagioclasa están caracterizados por la presencia de un núcleo reabsorbido rodeado por una plagioclasa más cálcica. Estos son muy comunes en enclaves tonalíticos así como en los grandes cuerpos tonalíticos (de 1 a 5 km) asociados con los dominios híbridos. Los contactos son generalmente transicionales con las granodioritas híbridas que los rodea. Las rocas son tonalitas con biotita y hornblenda de grano fino. El rasgo más sobresaliente es la presencia de cristales de cuarzo redondeados (de 0,5 a 1 cm de diámetro) contorneados por una corona de pequeños cristales de hornblenda (fig. 3b). Estos han sido interpretados como xenocristales capturados por la tonalita, a partir de un magma félsico cuando el magma tonalítico fue inyectado dentro de la cámara magmática silícea o la zona de fusión parcial. Estas tonalitas con xenocristales y de tamaño de grano fino, que nosotros usualmente

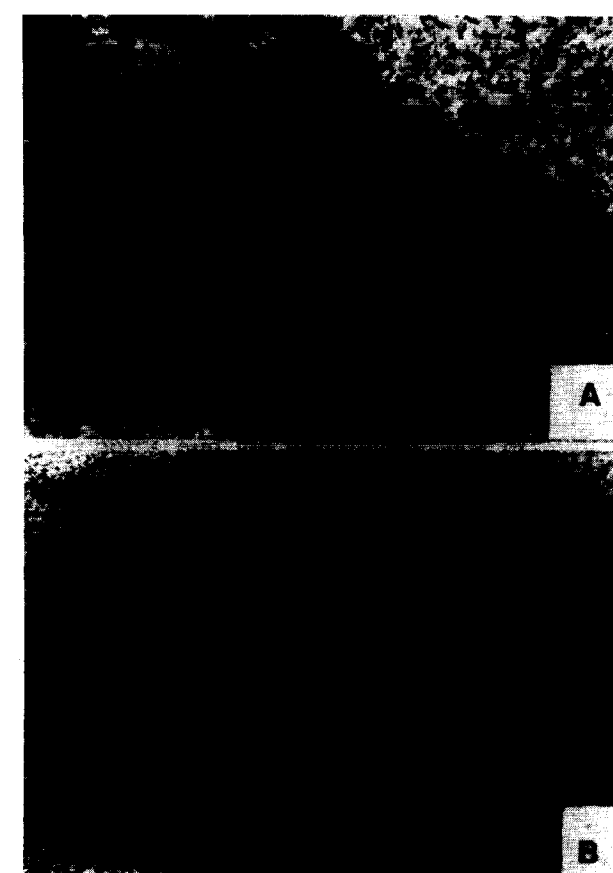


Figura 3.—Aspectos mesoscópicos de tonalitas con xenocristales del batolito del Sistema Central. a) Xenocristales redondeados de feldespato potásico dentro de un enclave tonalítico. b) Xenocristales de cuarzo mostrando un anillo máfico dentro de una tonalita máfica (gredita).

llamamos greditas (de Sierra de Gredos), están presentes en la mayor parte de los dominios híbridos del batolito del Sistema Central y también aparecen como enclaves en las granodioritas con hornblenda.

En resumen, las granodioritas y tonalitas (greditas) son las rocas híbridas más comunes del BSC. Un rasgo sobresaliente de hibridación en las greditas es la presencia de cuarzo, y ocasionalmente plagioclasa, como xenocristales. En las granodioritas, la hibridación se apoya por la presencia de enclaves tonalíticos (CASTRO et al., 1990c), así como las relaciones con rocas básicas y dominios híbridos. Esta interpretación es también apoyada por variaciones geoquímicas para elementos mayores como se ilustra en la figura 4. La tendencia presentada por estas ro-

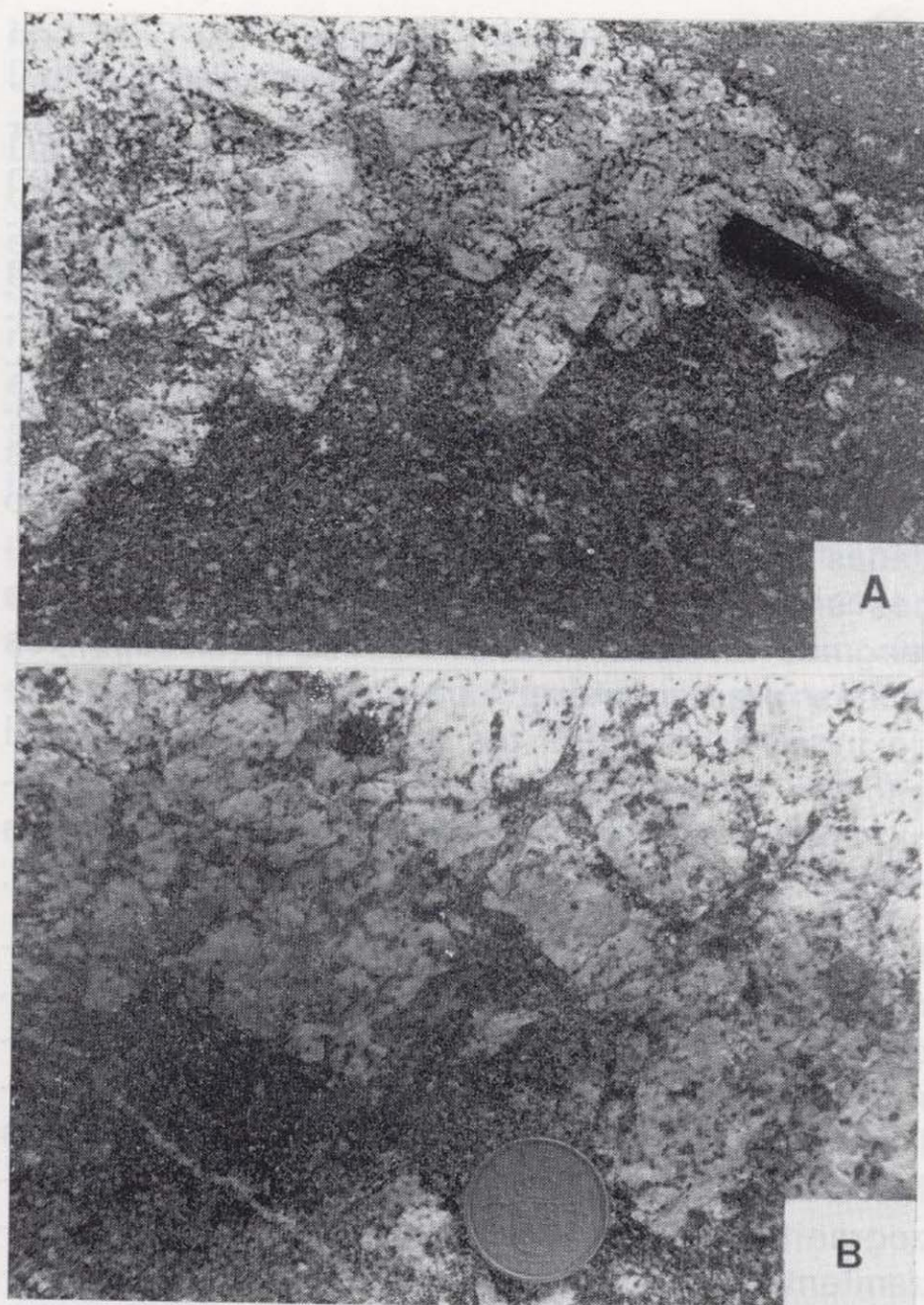


Figura 2.—Relaciones de campo entre enclaves tonalíticos y granodioritas con megacristales del batolito del Sistema Central.

plagioclase están caracterizados por la presencia de un núcleo reabsorbido rodeado por una plagioclase más cálcica. Estos son muy comunes en enclaves tonalíticos así como en los grandes cuerpos tonalíticos (de 1 a 5 km) asociados con los dominios híbridos. Los contactos son generalmente transicionales con las granodioritas híbridas que los rodea. Las rocas son tonalitas con biotita y hornblenda de grano fino. El rasgo más sobresaliente es la presencia de cristales de cuarzo redondeados (de 0,5 a 1 cm de diámetro) contorneados por una corona de pequeños cristales de hornblenda (fig. 3b). Estos han sido interpretados como xenocristales capturados por la tonalita, a partir de un magma félsico cuando el magma tonalítico fue inyectado dentro de la cámara magmática silicea o la zona de fusión parcial. Estas tonalitas con xenocristales y de tamaño de grano fino, que nosotros usualmente

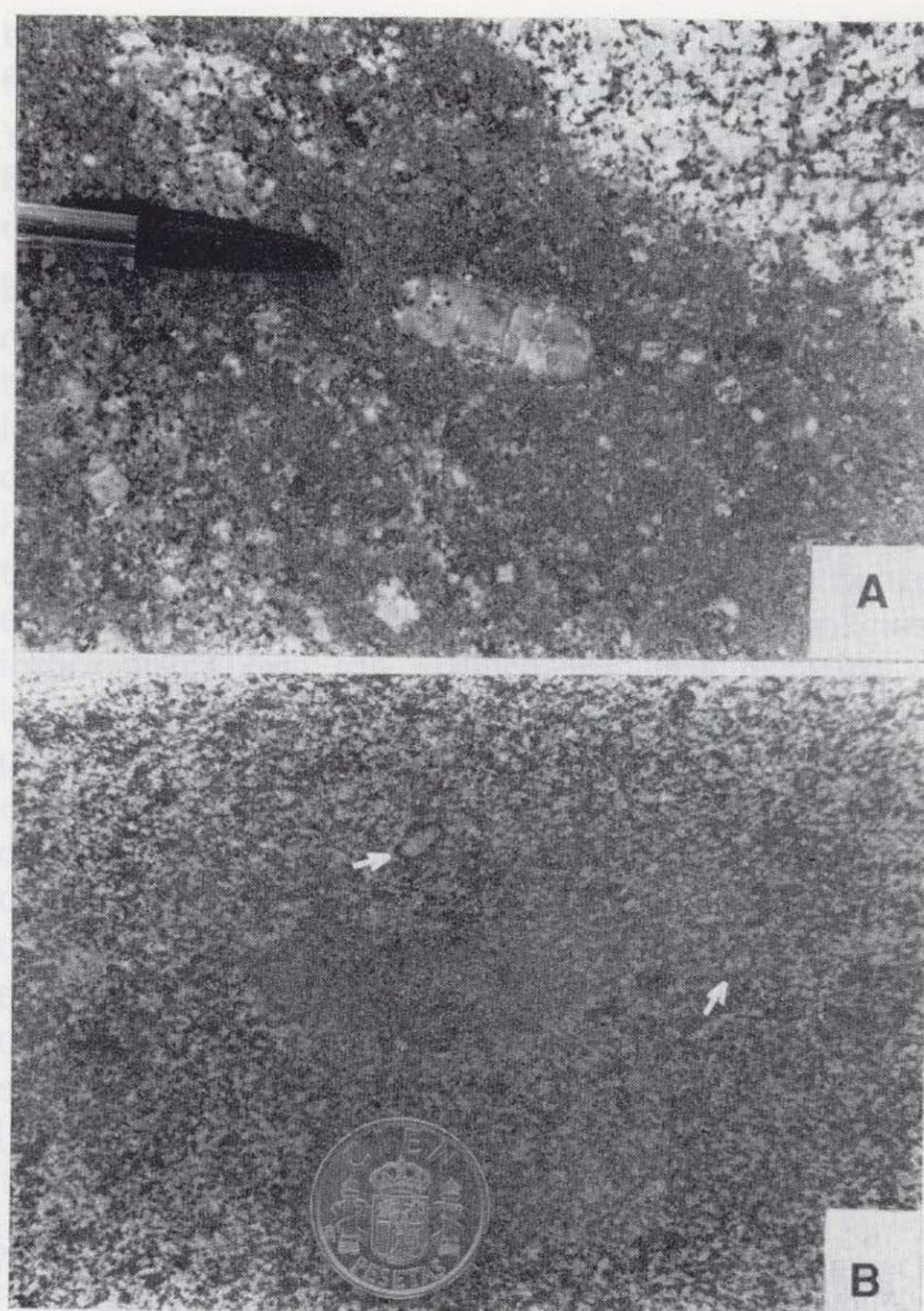


Figura 3.—Aspectos mesoscópicos de tonalitas con xenocristales del batolito del Sistema Central. a) Xenocristales redondeados de feldespato potásico dentro de un enclave tonalítico. b) Xenocristales de cuarzo mostrando un anillo máfico dentro de una tonalita máfica (gredita).

llamamos greditas (de Sierra de Gredos), están presentes en la mayor parte de los dominios híbridos del batolito del Sistema Central y también aparecen como enclaves en las granodioritas con hornblenda.

En resumen, las granodioritas y tonalitas (greditas) son las rocas híbridas más comunes del BSC. Un rasgo sobresaliente de hibridación en las greditas es la presencia de cuarzo, y ocasionalmente plagioclase, como xenocristales. En las granodioritas, la hibridación se apoya por la presencia de enclaves tonalíticos (CASTRO et al., 1990c), así como las relaciones con rocas básicas y dominios híbridos. Esta interpretación es también apoyada por variaciones geoquímicas para elementos mayores como se ilustra en la figura 4. La tendencia presentada por estas ro-

cas del BSC se aproximan a las tendencias de mezcla teórica que se obtienen al mezclar, en todas las proporciones granitos anatócticos y rocas básicas (fig. 4, inset.).

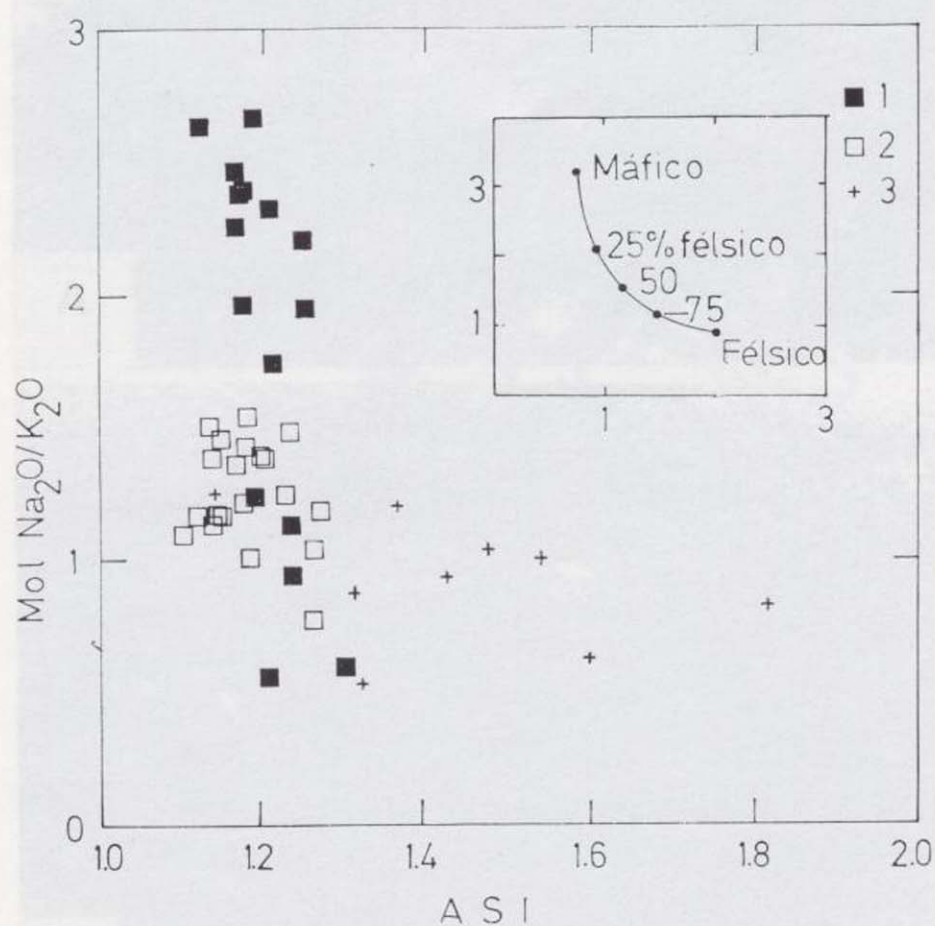


Figura 4.—Diagrama de relación de álcalis vs. índice de saturación en alúmina (ISA, Zen, 1986) representando rocas representativas del batolito del Sistema Central. 1, enclaves tonalíticos; 2, granodioritas híbridas; 3, leucogranitos anatócticos. La curva muestra la línea de mezcla ideal para este batolito (CASTRO et al., 1990b).

El batolito de los Pedroches (BLP)

Este batolito constituye un alineamiento geológico de primer orden, paralelo a las estructuras regionales y localizado cerca del borde sur de la Zona Centro Ibérica del Macizo Hercínico (fig. 1). Las rocas granitoides, que varían en composición desde granodioritas hasta granitos de feldespato alcalino fueron emplazadas en varios plutones a una profundidad de 2 a 4 km dentro de metasedimentos Paleozoicos (principalmente Carbonífero Inferior y Silúrico). Dos principales series plutónicas han sido distinguidas (GARCIA-CASCO et al., 1987) sobre la base de los diagramas multicationicos AB (DEBON y LE FORT, 1983). Las granodioritas con biotita $\pm$ hornblenda muestran una tendencia aluminocafémica mientras que los monzogranitos cordieríticos presentan una tendencia aluminica típica cerca del campo de los leucogranitos. Los rasgos de hibrida-

ción están presentes en ambas series pero son más sobresalientes en las granodioritas con biotita $\pm$ hornblenda. Los criterios para reconocer los procesos de hibridación en ambas rocas son (CASTRO, 1990): 1) La presencia de clots policristalinos de hornblenda derivados del magma máfico. 2) La presencia de enclaves microgranulares que presentan una textura multietapa inusual y que sería indicativa de un origen por destrucción de diques simplutónicos (op. cit.). Las descripciones detalladas de estas rocas han sido dadas en CASTRO (1990). Los enclaves tonalíticos son interpretados como representativos de magmas máficos fraccionados e hibridados, los cuales interaccionaron con magmas silíceos dando lugar a granodioritas híbridas. El magma del enclave también sufrió hibridación como lo demuestra la presencia de plagioclasas con núcleos reabsorbidos (fig. 5) y xenocristales de cuarzo.

La otra serie de granitoides, mencionada anteriormente, está definida por monzogranitos cordieríticos y sienogranitos relacionados con granitos aplíticos. Estas rocas son similares a aquellas que muestran transiciones con granodioritas híbridas en el BSC. En el caso del BLP los monzogranitos cordieríticos son posteriores al emplazamiento de las granodioritas. El *gap* composicional existente entre ambas series en el sector occidental del batolito (GARCIA-CASCO et al., 1987) no está necesariamente en contradicción con un modelo de mezcla de magmas relacionando ambas. Dicho *gap* puede estar ausente en determinados dominios del batolito en los que exis-

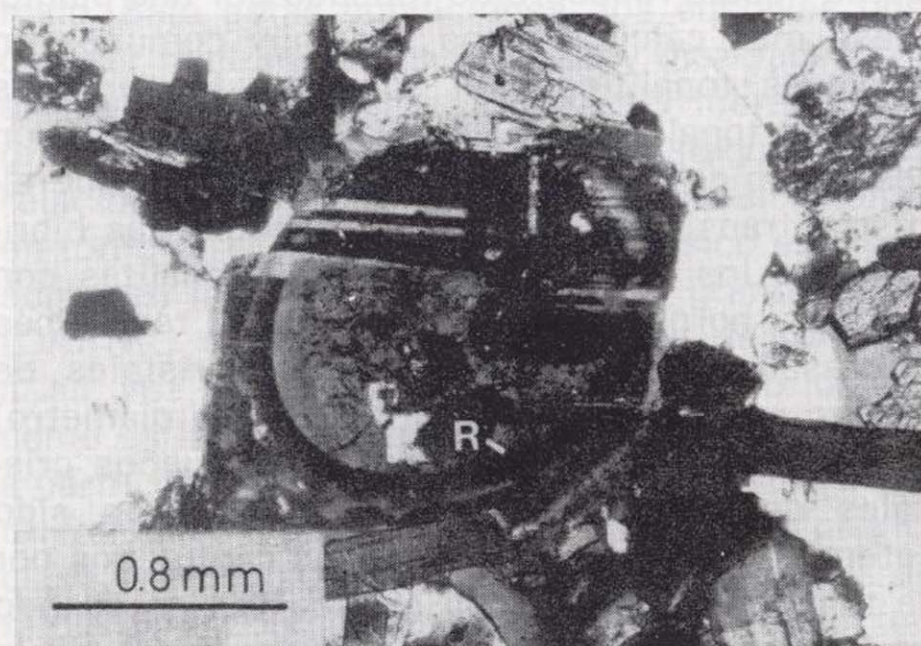


Figura 5.—Núcleo reabsorbido y redondeado en una plagioclasa de la granodiorita de Quintana (batolito de Los Pedroches).

cas del BSC se aproximan a las tendencias de mezcla teórica que se obtienen al mezclar, en todas las proporciones granitos anatócticos y rocas básicas (fig. 4, inset.).

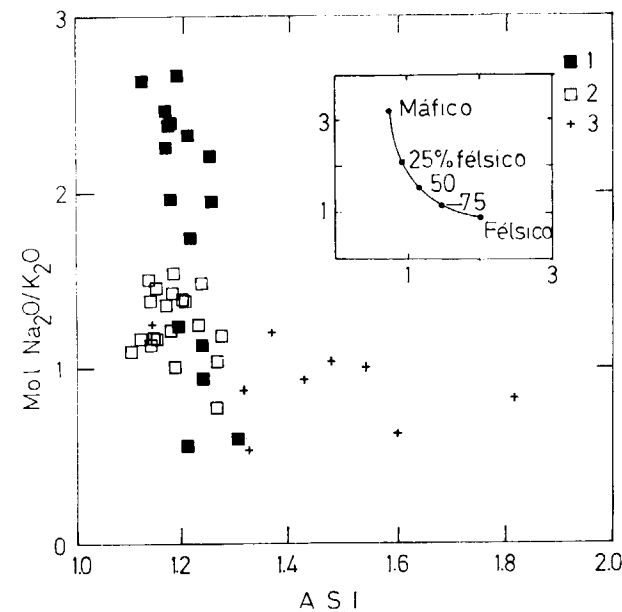


Figura 4.—Diagrama de relación de álcalis vs. índice de saturación en alúmina (ISA, Zen, 1986) representando rocas representativas del batolito del Sistema Central. 1, enclaves tonalíticos; 2, granodioritas híbridas; 3, leucogranitos anatócticos. La curva muestra la línea de mezcla ideal para este batolito (CASTRO et al., 1990b).

El batolito de los Pedroches (BLP)

Este batolito constituye un alineamiento geológico de primer orden, paralelo a las estructuras regionales y localizado cerca del borde sur de la Zona Centro Ibérica del Macizo Hercínico (fig. 1). Las rocas granitoides, que varían en composición desde granodioritas hasta granitos de feldespato alcalino fueron emplazadas en varios plutones a una profundidad de 2 a 4 km dentro de metasedimentos Paleozoicos (principalmente Carbonífero Inferior y Silúrico). Dos principales series plutónicas han sido distinguidas (GARCIA-CASCO et al., 1987) sobre la base de los diagramas multicatiónicos AB (DEBON y LE FORT, 1983). Las granodioritas con biotita ± hornblenda muestran una tendencia aluminocafémica mientras que los monzogranitos cordieríticos presentan una tendencia aluminica típica cerca del campo de los leucogranitos. Los rasgos de hibrida-

ción están presentes en ambas series pero son más sobresalientes en las granodioritas con biotita ± hornblenda. Los criterios para reconocer los procesos de hibridación en ambas rocas son (CASTRO, 1990): 1) La presencia de clots policristalinos de hornblenda derivados del magma máfico. 2) La presencia de enclaves microgranulares que presentan una textura multietapa inusual y que sería indicativa de un origen por destrucción de diques simplutónicos (op. cit.). Las descripciones detalladas de estas rocas han sido dadas en CASTRO (1990). Los enclaves tonalíticos son interpretados como representativos de magmas máficos fraccionados e hibridados, los cuales interaccionaron con magmas silíceos dando lugar a granodioritas híbridas. El magma del enclave también sufrió hibridación como lo demuestra la presencia de plagioclasas con núcleos reabsorbidos (fig. 5) y xenocristales de cuarzo.

La otra serie de granitoides, mencionada anteriormente, está definida por monzogranitos cordieríticos y sienogranitos relacionados con granitos aplíticos. Estas rocas son similares a aquellas que muestran transiciones con granodioritas híbridas en el BSC. En el caso del BLP los monzogranitos cordieríticos son posteriores al emplazamiento de las granodioritas. El *gap* composicional existente entre ambas series en el sector occidental del batolito (GARCIA-CASCO et al., 1987) no está necesariamente en contradicción con un modelo de mezcla de magmas relacionando ambas. Dicho *gap* puede estar ausente en determinados dominios del batolito en los que exis-



Figura 5.—Núcleo reabsorbido y redondeado en una plagioclasa de la granodiorita de Quintana (batolito de Los Pedroches).

te una transición completa entre ambas series (QUESADA, com. personal, 1991).

La figura 6 muestra el diagrama ASI vs relación de álcalis en el que se representan granodioritas, enclaves y monzogranitos cordieríticos del BLP. Se puede ver cómo las dos series, y los enclaves relacionados, presentan una tendencia coherente en una manera similar al BSC, en la cual ambas series son transicionales, una a la otra, en el mismo complejo plutónico.

Los monzogranitos cordieríticos también tienen enclaves microgranulares (no representados en el diagrama) y pueden tener cordierita xenocrítica, pero son muy similares en textura a aque-

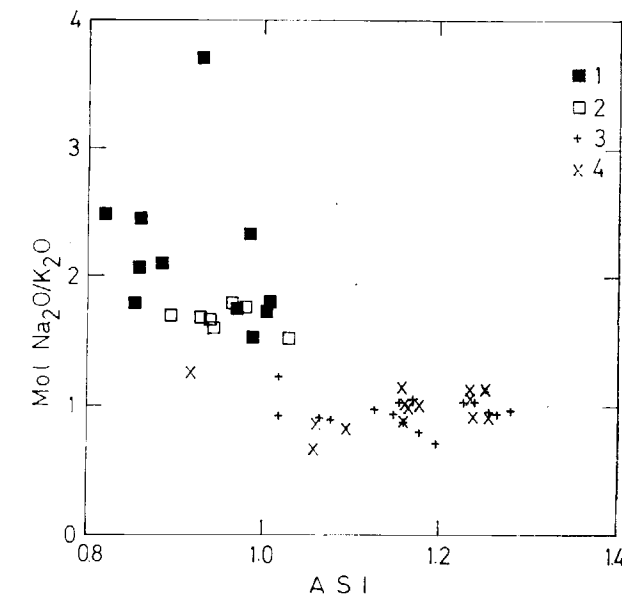


Figura 6.—Diagrama de relación de álcalis vs. índice de saturación en alúmina (ISA) de rocas del batolito de Los Pedroches. La tendencia aproximada a una línea de mezcla ideal como aquella del Sistema Central es evidente. Una línea de mezcla no puede ser calculada ya que los miembros finales máficos y félsicos son desconocidos en este batolito. 1, enclaves tonalíticos; 2, granodioritas híbridas; 3, monzogranitos; 4, granitos aplíticos.

llos descritos en otros granitoides ibéricos. Aparte de la presencia de estos enclaves, el rasgo más saliente de hibridación en estos monzogranitos es la presencia de textura de tipo rapakiwi en muchos megacristales de feldespato potásico. Sin embargo, la proporción de magma básico en estos granitoides puede ser muy baja

(o ausente en muchos casos) y por tanto difícil de detectar por tests de elementos mayores.

El batolito de la Sierra Norte de Sevilla (BSNS)

Este es un batolito somero, plutónico-subvolcánico, emplazado en niveles corticales altos dentro de metasedimentos Devono-Carboníferos de la Zona Surportuguesa (ver fig. 1), es decir una de las dos zonas más externas de la Cadena Hercínica Ibérica. Una diferencia importante entre este batolito y los referidos anteriormente es que las rocas básicas e intermedias son más importantes que los granitoides. Los granitos y las rocas básicas forman grandes bandas elongadas de 5 a 20 km de longitud, paralelas a las estructuras regionales. En los contactos entre dos bandas de composición contrastada, son muy comunes las zonas de interacción complejas y contactos magma-magma en las que los procesos de hibridación y mezcla de magmas pueden ocurrir. Una de estas zonas de interacción ha sido estudiada en detalle en el Macizo de Gerena (DE LA ROSA & CASTRO, 1990; CASTRO et al., 1990a) y los resultados pueden ser utilizados para reconocer rocas híbridas en el mismo batolito. Estas son granodioritas híbridas con enclaves máficos muy similares en composición y petrografía a aquellas que aparecen en la zona de interacción de Gerena (op. cit.). Las tonalitas de esta zona de mezcla aparecen como 1) glóbulos de magma con contactos lobulados (fig. 7a), 2) diques simplutónicos, 3) enclaves (fig. 7b), y 4) grandes fragmentos de magma con contactos crenulados muy ricos en ocelos graníticos (fig. 7c y d). Por otra parte, la presencia de fenocristales félsicos (fig. 8) muestra el carácter híbrido de estas tonalitas que interaccionaron con un magma félsico. Se debe notar que estas características relacionadas con procesos de hibridación están ausentes en dioritas y cuarzodioritas fuera de las zonas de interacción. Los ocelos graníticos están presentes también exclusivamente dentro de las zonas de interacción. Estos muestran una gran variedad de formas y tamaños sugiriendo que fueron gotas de líquido granítico atrapadas por el magma máfico durante la inyección dentro de la cámara magmática silícea (DE LA ROSA y CASTRO, 1991). Ocelos similares fueron descritos por BUSSELL (1985, 1988) y fueron interpretadas como inclusiones de líquido granítico xenógeno.

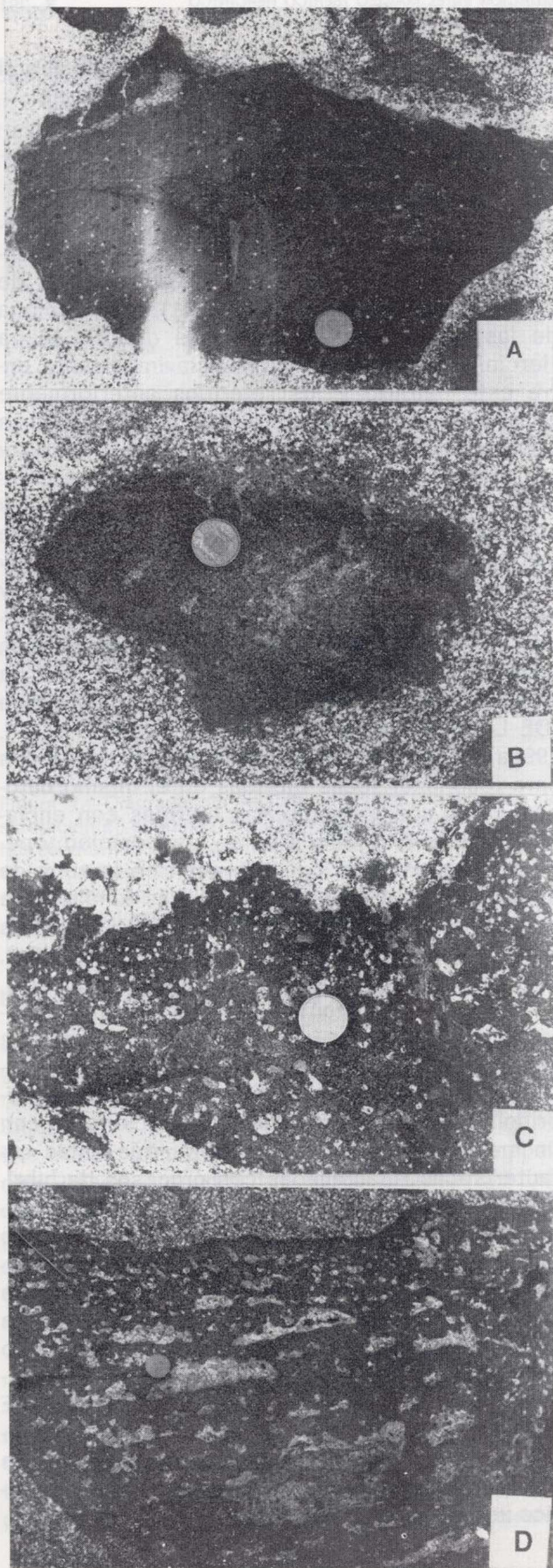


Figura 7.—Diferentes relaciones de campo de las tonalitas que aparecen en la zona de interacción de Gerena (DE LA ROSA y CASTRO, 1990; CASTRO et al., 1990a). a) Glóbulo de magma con contacto lobulados. b) Enclave con contactos graduales incluidos en una granodiorita híbrida. c) y d) Fragmentos de magma ricos en ocelos graníticos. Nótese los contactos crenulados y el borde enfriado en c).

Las rocas híbridas en las zonas de interacción magma-magma muestran diferentes facies, con diferentes grados de homogeneidad, que varían desde granodioritas muy ricas en enclaves centimétricos hasta granodioritas homogéneas y tonalitas (fig. 7). Las estructuras de flujo están siempre asociadas con estas zonas híbridas.

Finalmente, un esquema de elementos mayores del BSNS se ha hecho usando los mismos parámetros que para los otros batolitos referidos

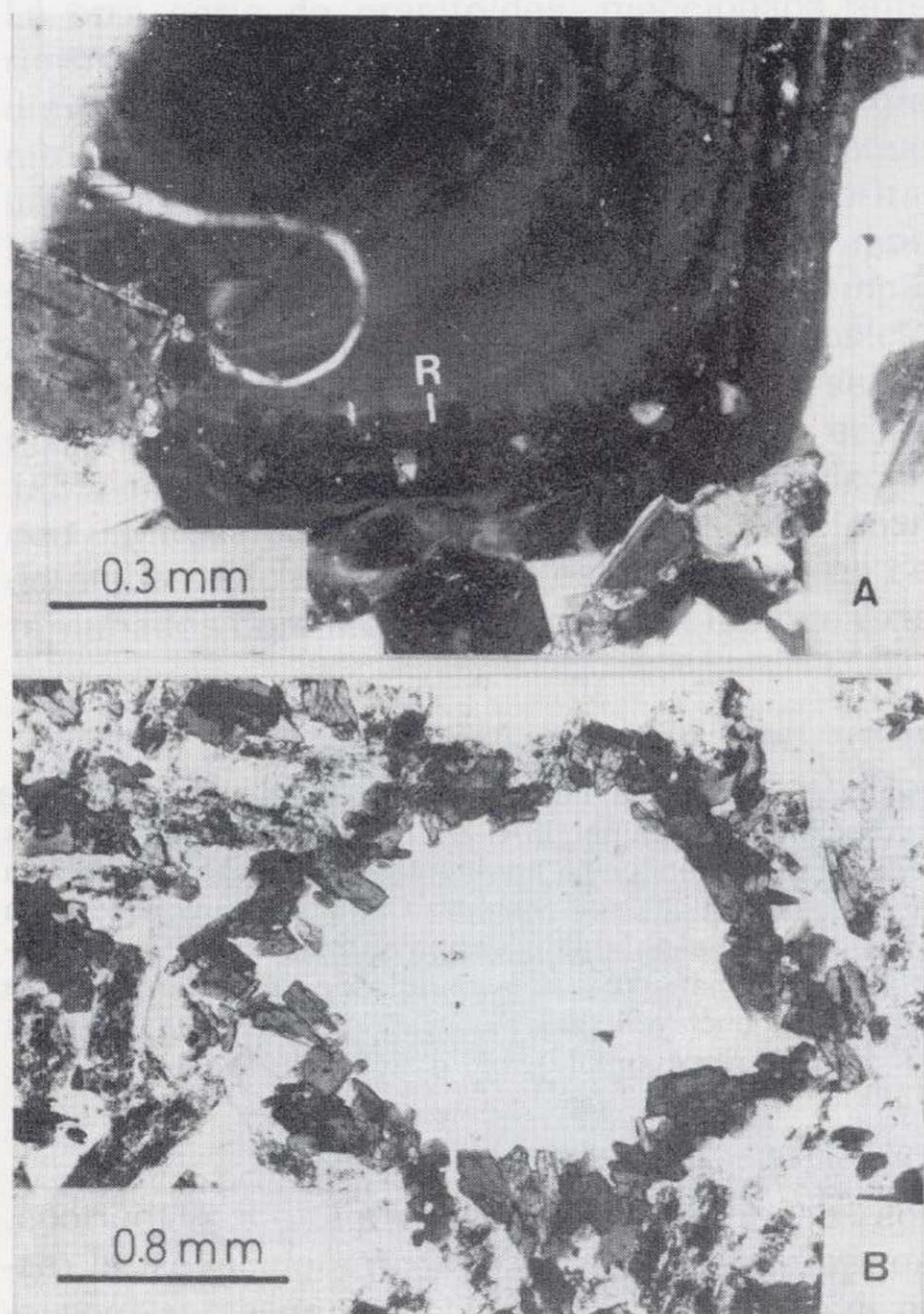


Figura 8.—Xenocristales de la zona de interacción de Gerena. a) Plagioclase con núcleo reabsorbido (R: superficie de reabsorción). b) Cuarzo redondeado con un anillo de anfíbol de tamaño de grano fino.



Figura 7.—Diferentes relaciones de campo de las tonalitas que aparecen en la zona de interacción de Gerena (DE LA ROSA y CASTRO, 1990; CASTRO et al., 1990a). a) Glóbulo de magma con contacto lobulados. b) Enclave con contactos graduales incluidos en una granodiorita híbrida. c) y d) Fragmentos de magma ricos en ocelos graníticos. Nótese los contactos crenulados y el borde enfriado en c).

Las rocas híbridas en las zonas de interacción magma-magma muestran diferentes facies, con diferentes grados de homogeneidad, que varían desde granodioritas muy ricas en enclaves centimétricos hasta granodioritas homogéneas y tonalitas (fig. 7). Las estructuras de flujo están siempre asociadas con estas zonas híbridas.

Finalmente, un esquema de elementos mayores del BSNS se ha hecho usando los mismos parámetros que para los otros batolitos referidos

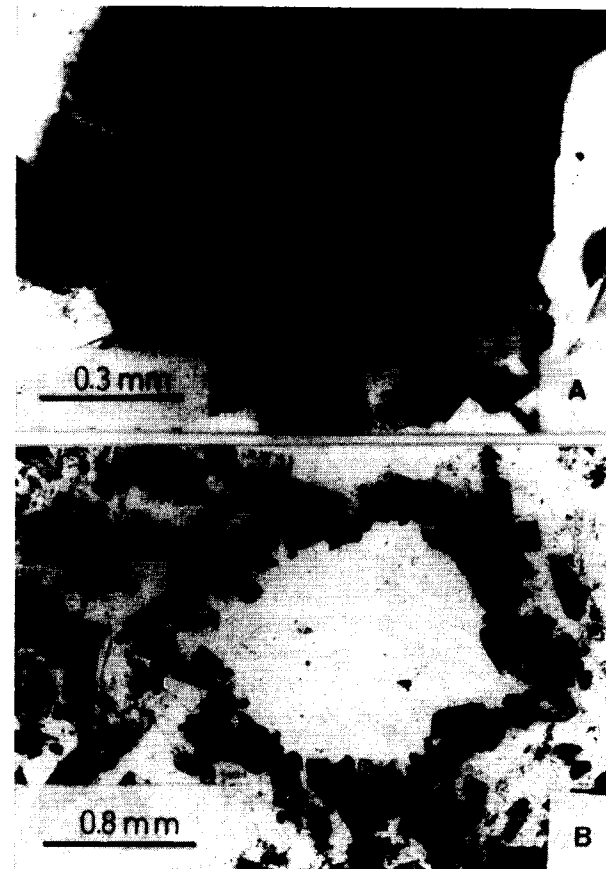


Figura 8.—Xenocristales de la zona de interacción de Gerena. a) Plagioclasea con núcleo reabsorbido (R: superficie de reabsorción). b) Cuarzo redondeado con un anillo de anfíbol de tamaño de grano fino.

anteriormente. Se puede ver que granitos, rocas básicas, enclaves y rocas híbridas muestran una tendencia coherente muy próxima a la esperada en una línea de mezcla teórica (fig. 9).

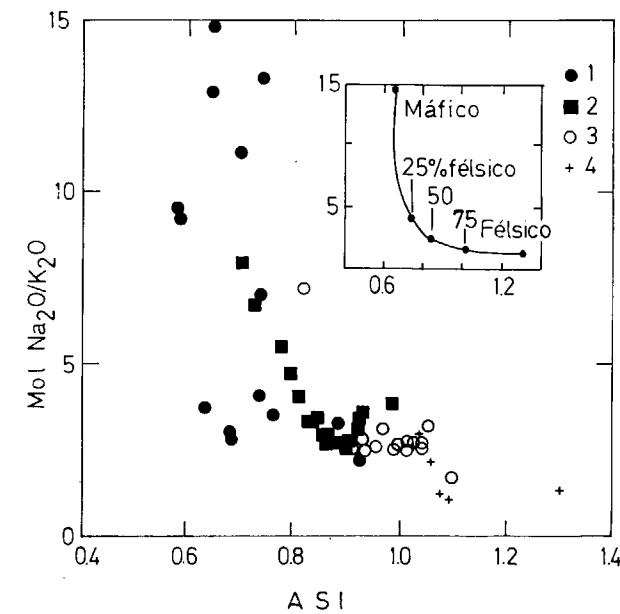


Figura 9.—Diagrama de relación de álcalis vs. índice de saturación en alúmina (ISA) de rocas representativas del batolito de la Sierra Norte de Sevilla. 1, gabros y dioritas; 2, enclaves; 3, granodioritas híbridas; 4, granófono leucocrático. La curva muestra la línea de mezcla ideal.

4. MECANISMOS DE HIBRIDACION

Como se definió al comienzo de este artículo, aplicamos el término híbrido para rocas y magmas en las cuales componentes corticales y mantélicos pueden ser reconocidos. Aunque basaltos y riolitas son las composiciones más apropiadas que pueden estar implicadas en la producción de magmas híbridos, otros magmas corticales y mantélicos pueden también estar implicados. Los mecanismos por los cuales un magma híbrido se desarrolla pueden ser diversos. Cuatro principales mecanismos pueden ser sugeridos:

- 1) *Fuente híbrida.*—La fuente es ya híbrida, homogénea o no, dando lugar a un magma híbrido por fusión parcial. La existencia de una fuente híbrida en la corteza inferior ha sido argumentada en el modelo restítico (CHAPPELL et al., 1987) para explicar anoma-

lias isotópicas y de otro tipo de los así llamados granitoides tipo I. Sin embargo la existencia de tal fuente intracortical aún no ha sido probada.

- 2) *Asimilación.*—Un magma procedente de una fuente única se puede transformar en híbrido por asimilación de material de otra fuente diferente. El caso general es el de magmas básicos derivados del manto que se hibridan con materiales corticales para producir una roca híbrida intermedia (e.g. muchas andesitas orogénicas, GILL, 1981). El concepto de asimilación no está muy claro aun cuando este término es normalmente aplicado para explicar anomalías isotópicas y geoquímicas en rocas ígneas. La cuestión es cómo un magma basáltico asimila la corteza continental cambiando su composición. Hay varias posibles interpretaciones para este proceso: i) Asimilación de volátiles de rocas corticales. ii) Asimilación de material sólido (cristales o fragmentos de roca). iii) Asimilación de un magma cortical.

En el primer caso, el proceso no puede ser identificado por el análisis textural de la roca híbrida resultante, ya que es de esperar que las paragénesis de desequilibrio hayan desaparecido. Nosotros proponemos eliminar el uso del término asimilación en este caso y utilizar el término de *contaminación*, ya que esto implica pequeñas modificaciones en la composición global pero sin efectos detectables en la mineralogía. En el tercer caso el proceso es realmente un proceso de *mezcla de magmas*, incluso cuando la proporción de magma cortical sea muy reducida y consecuentemente debe ser llamado mezcla de magmas. Muchas rocas andesíticas han sido interpretadas como cristalizadas a partir de un magma que *asimiló* material cortical (GILL, 1981). Muchas rocas andesíticas son ahora reconocidas como rocas híbridas, desarrolladas a partir de procesos de mezcla de magmas, tal como se evidencia por relaciones de desequilibrio isotópico entre cristales y matriz (GEIST et al., 1988; MAZ-ZONE y GRANT, 1988). Nosotros sugerimos utilizar el término asimilación en dos vías diferentes: 1) Asimilación s.s. para la segunda posibilidad mencionada anteriormente. Esto es, si la hibridación tiene lugar por asimilación de rocas corticales sólidas que pueden ser incorporadas dentro de un magma basáltico ascendente. La observación general establece que este proceso

tiene muy baja efectividad tal como se deduce a partir de la forma usualmente angular de los xenolitos corticales que además pueden ser muy escasos o ausentes. 2) Asimilación s.l. puede ser usado en los casos en los cuales un componente cortical es detectado en una roca dada pero de tal forma que el proceso no puede ser identificado. Este es el caso de muchos estudios isotópicos de roca total sobre rocas volcánicas de composición básica e intermedia (PANKHURST et al., 1988). En las rocas plutónicas este problema puede ser resuelto con un estudio detallado de las relaciones de campo, ya que en la mayor parte de los casos los procesos de la cámara magmática pueden ser identificados.

3) **Contaminación.**—Contaminación es un mecanismo de hibridación en el cual solamente los volátiles están implicados. Como se mencionó anteriormente, éste es un mecanismo muy limitado en la modificación de la composición de un magma dado.

4) **Mezcla de magmas.**—La mezcla de magmas es probablemente el mecanismo más efectivo en la producción de grandes volúmenes de magmas híbridos y rocas híbridas en ambientes plutónicos y volcánicos. La interacción entre fundidos basálticos derivados del manto y magmas corticales silíceos no pueden ser vista como una coincidencia. Las asociaciones de rocas a una escala regional, tanto en cinturones orogénicos recientes como antiguos, indican que las fuentes de la corteza y el manto han sido reactivadas simultáneamente. La reactivación cortical puede ser en muchos casos una respuesta a la entrada de magmas mantélicos en la corteza continental (HUPPERT y SPARKS, 1988). Las evidencias de campo petrográficas y geoquímicas soportan fuertemente la importancia de la mezcla de magmas en la petrogénesis de muchos granitoides calcoalcalinos del Macizo Ibérico como se mencionó anteriormente. Por estas razones este mecanismo de hibridación es considerado en este artículo de forma especial. Tres tópicos importantes serán considerados: primero, las limitaciones físicas de la mezcla de magmas; segundo, los procesos por los cuales dos magmas se juntan y mezclan, y en tercer lugar, los mecanismos por los cuales la mezcla puede ocurrir entre dos magmas de composición contrastada.

Limitaciones de la mezcla de magmas

Al igual que otros procesos petrogenéticos, la mezcla de magmas se desarrolla en condiciones críticas. Esto puede ser fácilmente concluido a partir del hecho de que la mayor parte de las rocas híbridas reconocidas tienen un rango composicional restringido, típicamente desde tonalitas a granodioritas en medios plutónicos. Muchos intentos han sido hechos para establecer las limitaciones físicas a la mezcla de magmas de diferentes composiciones. Aunque cualquier miembro final puede ser considerado en la mezcla de magmas, es claro que composiciones riolíticas y basálticas son especialmente interesantes ya que representan componentes corticales y mantélicos, presumiblemente implicados en la génesis de muchas rocas volcánicas y plutónicas calcoalcalinas. La cuestión de si basaltos o granitos pueden realmente mezclarse para dar lugar a un magma intermedio (magma híbrido) no tiene una respuesta simple. Una vez que las limitaciones físicas han sido establecidas (SPARKS y MARSHALL, 1986), la cuestión es: ¿en qué proporciones pueden basaltos y granitos mezclarse? En cualquier caso, esta situación es extrema y si fundidos fraccionados de un magma basáltico están implicados, las posibilidades de mezcla con granitos corticales aumentan considerablemente (EICHELBARGER, 1980).

De acuerdo con SPARKS y MARSHALL (1986) el equilibrio térmico es un requisito para la mezcla de magmas. En otras palabras, ambos magmas deben ser *fluidos* y estar a la misma temperatura para permitir la mezcla completa. La fracción de magma básico juega un importante papel (op. cit.), ya que determina si la temperatura de equilibrio está por encima o por debajo del solidus del magma básico, condicionando el estado reológico de éste. La figura 10 ilustra esquemáticamente estas limitaciones térmico-reológicas asumiendo una relación lineal entre cristalinidad y temperatura. Este supuesto no es probablemente cierto (HUPPERT y SPARKS, 1988) pero es solamente considerado aquí con una intención cualitativa. Las temperaturas de solidus y liquidus para diferentes composiciones proceden de datos experimentales citados en el pie de figura. A partir de estas curvas, es claro que un granito moscovítico solamente puede estar en equilibrio térmico con un gabro si el granito está muy cerca de su liquidus y el gabro está muy cerca de su

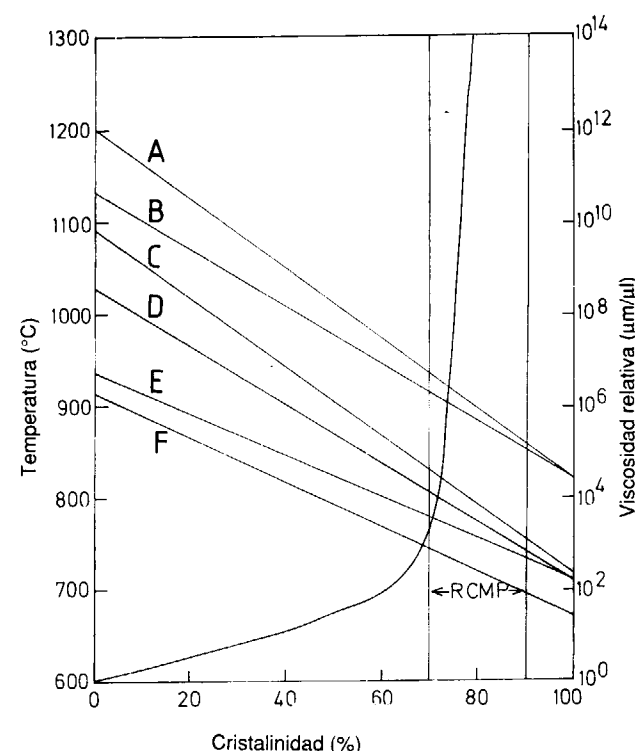


Figura 10.—Modelo de cristalinidad-temperatura suponiendo relaciones lineales para diferentes composiciones de rocas. Las temperaturas de liquidus y solidus provienen de datos experimentales de WYLLIE (1977; A, B, C, F) y MAALÖE y WYLLIE (1975; D, E). A, Gabro (2 por 100 H₂O); B, Gabro (saturado); C, Tonalita (2 por 100 H₂O); D, Granito biotítico (2 por 100 H₂O); E, Granito biotítico (4 por 100 H₂O); F, Granito moscovítico. La variación de la viscosidad relativa (viscosidad del magma / viscosidad del líquido) frente a la cristalinidad y la banda de porcentaje reológico crítico (RCMP, ARZI, 1978) también están mostradas en el diagrama.

solidus, condiciones que no favorecen la mezcla de magmas. Sin embargo el rango de posibles temperaturas de equilibrio aumenta si el contraste composicional se reduce. Consecuentemente, el rango de cristalinidades también aumenta y por tanto las condiciones para la mezcla son más favorables. Las composiciones más apropiadas son granitos y tonalitas, las cuales presentan curvas de cristalización muy próximas de tal forma que ambos magmas pueden estar en equilibrio térmico sobre un amplio rango de cristalinidades y temperaturas (fig. 10).

Aparte de la composición, otras limitaciones físicas de la mezcla son determinadas por la reología de los magmas una vez que se alcanza el

equilibrio térmico. Es claro que la cristalinidad del magma más básico es siempre mayor que la del magma silíceo a cualquier temperatura de equilibrio dada. Consecuentemente, la reología del magma básico tiene un fuerte control sobre el proceso de mezcla. La viscosidad relativa no dimensional (viscosidad del magma / viscosidad del fundido), determina el comportamiento reológico de un magma más que otros parámetros relativos a la viscosidad del fundido (ARZI, 1978; VAN DER MOLEN y PATERSON, 1979; MARSH, 1981). Esta viscosidad relativa depende del contenido en cristales del magma y tiende a aumentar rápidamente para contenidos en cristales en torno al 70 ó 90 por 100. Este hecho controla fuertemente la mezcla de magmas, ya que la temperatura de equilibrio para un sistema mixto debe ser inferior a la del liquidus del magma silíceo y superior a la temperatura a la cual el magma máfico tiene un contenido en cristales alto y se comporta como un sólido. Esta temperatura limitante puede corresponder a una banda estrecha de cristalinidades en torno al 80 por 100 (op. cit.). Si una temperatura de equilibrio determinada implica alta cristalinidad en el magma más máfico, un régimen de flujo energético es necesario en la cámara magmática para permitir la mezcla de magmas como han sugerido CASTRO et al. (1990a) para la zona de interacción de Gerena.

Modelos de mezcla de magmas

Modelos a escala para mezcla de magmas, basados en dinámica de fluidos y datos experimentales y teóricos, han intentado reproducir los procesos implicados en la génesis de magmas híbridos. También algunas limitaciones geológicas basadas en las secuencias volcánicas naturales son usadas en estos modelos. La mayor parte de los experimentos simulan los magmas usando soluciones orgánicas o inorgánicas (BLAKE y CAMPBELL, 1986; CAMPBELL y TURNER, 1985; HUPPERT y TURNER, 1981) y solamente algunos experimentos usan fundidos silicatados naturales (KOUCHI y SUNAGAWA, 1983, 1985; KOYAGUCHI, 1985, 1987).

El punto de partida de estos modelos es una cámara magmática compuesta en la cual un magma silíceo tiene una lámina de magma basáltico subyacente. Los modelos empíricos (e.g. VERNON, 1983) también consideran esta situación

como el punto de partida. La principal crítica de estos modelos es que ninguno da una especial atención a los procesos que ocurren en la cámara magmática silícea durante la recarga por un magma máfico. Por otra parte ninguna evidencia de campo se ha aportado a favor de la existencia de una cámara magmática estratificada en profundidad aun cuando muchas descripciones de campo en medios plutónicos, relacionados con zonas de interacción de magmas, han sido descritas (HILL et al., 1985; CASTRO et al., 1990a, CANTAGREL et al., 1984; REID et al., 1983; BARBARIN, 1988, 1989, y FROST y MAHOOD, 1987).

La figura 11 es una ilustración esquemática que resume los principales modelos de mezcla empíricos y experimentales propuestos en los últimos años. La cámara magmática estratificada es una situación estable, y la mezcla de magma requiere un flujo energético para desarrollar un magma híbrido homogéneo. En este sentido, EICHELBERGER (1980) y HUPPERT et al. (1982) invocan la vesiculación en el magma más máfico (fig. 11a) como un proceso violento debido a la congelación del magma básico frente a la lámina más félsica. Este proceso contribuye al desarrollo de un flujo energético dentro de la cámara, dando lugar a la mezcla de magmas y a un vulcanismo explosivo. Sin embargo, debido a que concentraciones altas de fluidos son necesarias así como una baja presión confinante, el modelo no puede ser aplicado a la mayor parte de los casos estudiados como apunta KOYAGUCHI (1985).

VERNON (1983) propuso un modelo empírico en cámaras magmáticas estratificadas (fig. 11b) para explicar las relaciones de campo y las características de los enclaves *microgranitoides* que aparecen en muchas rocas granodioríticas. De acuerdo a este modelo, los enclaves serían glóbulos de magma arrastrados, por flujo convectivo, desde la lámina subyacente de magma más máfico. De una forma similar, glóbulos de magma félsico pueden ser incorporados en la lámina máfica convectiva que por tanto se transforma en un magma híbrido. En este modelo el magma máfico se mezcla con el félsico dando lugar a un magma híbrido, pero el magma silíceo permanece no modificado, conteniendo enclaves (*glóbulos*) de magma híbrido. En otras palabras, el magma máfico puede hibridarse, pero el silíceo no (VERNON et al., 1988).

Modelos alternativos que proponen mezcla por

flujo turbulento asumen que la interacción tiene lugar dentro del conducto (fig. 11c) y no dentro de la cámara magmática estratificada (KOYAGUCHI, 1985, 1987, y BLAKE y CAMPBELL, 1986). Estos modelos consideran que la situación estática de una cámara magmática estratificada, en la cual el magma básico más denso es subyacente a un magma más silíceo, es interrumpida si un conducto se abre en la cámara. Debido a que la lámina máfica es menos viscosa ésta tendería a ascender más rápido que la lámina silícea más viscosa. La consecuencia es que los dos magmas son inyectados conjuntamente en el mismo conducto y la mezcla puede ocurrir (op. cit.). Si el conducto es exprimido durante el ascenso (KOYAGUCHI, 1987) el proceso de mezcla puede ser favorecido. La mezcla en conducto puede ser aplicada para explicar la existencia de diques compuestos y rocas volcánicas especiales, por ejemplo pumitas (BLAKE y CAMPBELL, 1986). Sin embargo, los diques compuestos son una buena evidencia de una coalescencia entre magmas máficos y silíceos y evidencian al mismo tiempo mezcla de magmas, pero no son indicativos de un proceso de *mixing* en el sentido de la producción de un magma híbrido homogéneo.

KOUCHI y SUNAGAWA (1985), usando fundidos silicatados, de composiciones dacíticas y basálticas, modelan la mezcla en conductos volcánicos (fig. 11d), concluyendo que la homogeneización del magma híbrido puede ser alcanzada con el tiempo, siendo la mezcla altamente favorecida por la presencia de fenocristales en ambos magmas.

Finalmente, CASTRO (1990) y CASTRO et al. (1990c) dan un modelo empírico para la mezcla de cámaras magmáticas (fig. 11e) basado principalmente en relaciones de campo de zonas de interacción de magmas naturales (e.g. CASTRO et al., 1990a). La principal diferencia con los modelos antes mencionados es que la interacción se desarrolla a partir del momento en el cual la cámara félsica es intruida por un magma basáltico. El primer estadio es el desarrollo de diques simplutónicos cerca del fondo de la cámara magmática. La convección es inducida en el magma félsico y al mismo tiempo la temperatura tiende a equilibrarse en torno a los diques. Si éstos están en un estado magmático, pueden ser rotos y disgregados dentro de la cámara magmática convectiva contribuyendo a la hibridación

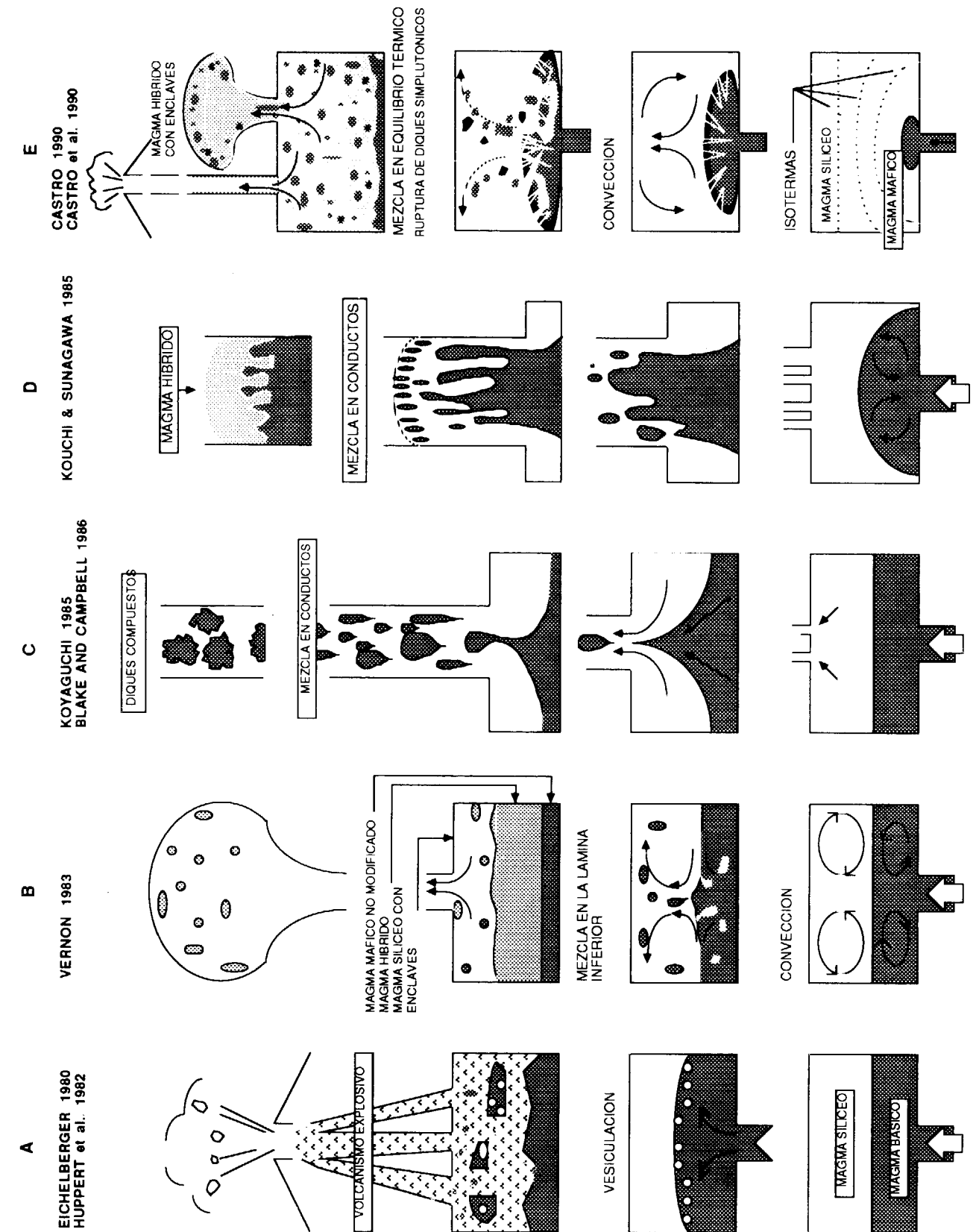


Figura 11.—Esquema mostrando diferentes modelos de mezcla (véase texto para explicaciones).

del magma félsico. El resultado final es un grani-toide híbrido homogéneo que contiene enclaves magmáticos. La mayor parte de los modelos ex-perimentales existentes concluyen que la mezcla de magmas de composición contrastada es posi-ble pero no la homogeneización completa o sola-mente a una escala reducida. Sin embargo, las relaciones composicionales, texturales y de cam-po, claramente apoyan la mezcla por homogenei-nización completa en cámaras magmáticas, pro-duciendo grandes volúmenes de rocas plutónicas híbridas. En rocas volcánicas la existencia de re-laciones de disequilibrio entre fenocristales y matriz (GERLACH y GROVE, 1982), recientemente confirmadas por estudios isotópicos (GEIST et al., 1988; MAZZONE y GRANT, 1988) también im-plica que la mezcla homogénea de magmas ocu-rrió a gran escala.

Mecanismos de mezcla de magmas

Las relaciones de campo en rocas plutónicas pue-den ofrecer una idea aproximada sobre los me-canismos por los cuales dos magmas de diferen-te composición se juntan y se mezclan. El mo-delos de mezcla de magmas que nosotros propo-nemos (basados en CASTRO, 1990) no es proba-blemente el único posible en la naturaleza, pero sí es el único deducido a partir de observaciones de campo en zonas de interacción de magma naturales. El modelo supone una situación en la cual un magma básico intruye en una cámara magmática silíceo o una zona anatética cortical.

Dos tipos principales de rocas híbridas han sido observados en todos los estudios de complejos plutónicos y zonas de interacción magmática:

- 1) Rocas máficas a mesocráticas de compo-sición tonalítica a cuarzodiorítica. Estas rocas pueden ser derivadas a partir de la fraccio-nación de un magma basáltico derivado del manto. Rasgos de hibridación son la presen-cia de xenocristales (cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico) y ocasionalmente inclu-siones ocelares graníticas (DE LA ROSA y CASTRO, 1991).
- 2) Granodioritas y monzogranitos (ocasional-mente tonalitas) con enclaves, derivados por la fusión de rocas corticales e híbridos con pequeñas proporciones de un magma máfico derivado del manto.

La conclusión es que la mezcla de magmas puede

ocurrir por dos mecanismos diferentes de la misma forma que dos tipos principales de rocas híbridas son reconocidos. Estos mecanismos son llamados por *mezcla por inyección* y *mezcla por convección* (CASTRO et al., 1990b). Los procesos implicados en cada uno de ellos son analizados más adelante sobre la base de las características observadas en rocas híbridas y teniendo en cuen-ta los modelos de mezcla de magmas menciona-dos anteriormente.

Mezcla por inyección.—Si un magma básico es inyectado en una cámara magmática félsica, como ha sido propuesto en los modelos de mez-cia, algunas porciones de magma encajante (lí-quido o cristales aislados) puede ser incorporado mecánicamente dentro del magma básico. El re-

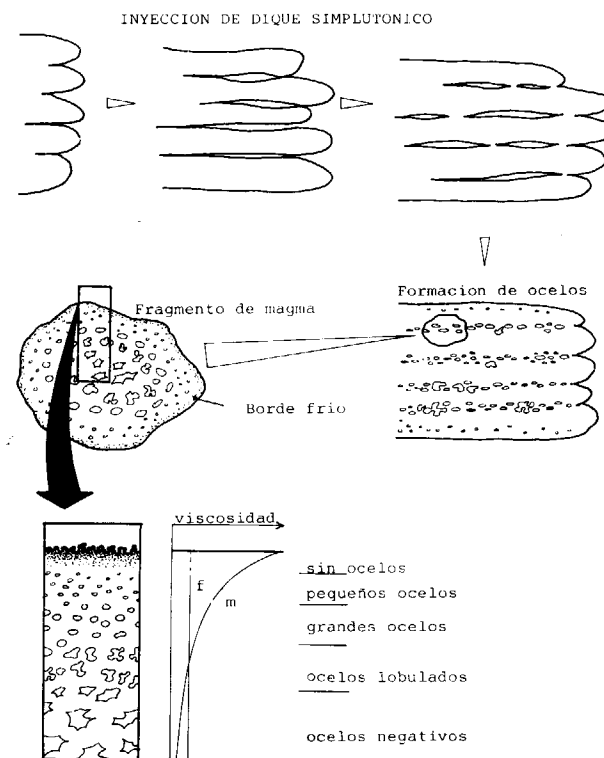


Figura 12.—Modelo idealizado sugiriendo un posible mecanismo para el desarrollo de ocelos graníticos en inyec-ciones sinplutónicas de magma máfico. El modelo está basado en datos de campo. Los ocelos en un fragmento de magma pueden estar redistribuidos cambiando su forma y tamaño en respuesta al contraste de viscosidad variable entre el líquido del ocelo y el magma máfico. El perfil (abajo) muestra las distribuciones de ocelos y posible evolución de las viscosidades para ambos magmas félsico (f) y máfico (m) desde el contacto hasta el núcleo de un fragmento de magma.

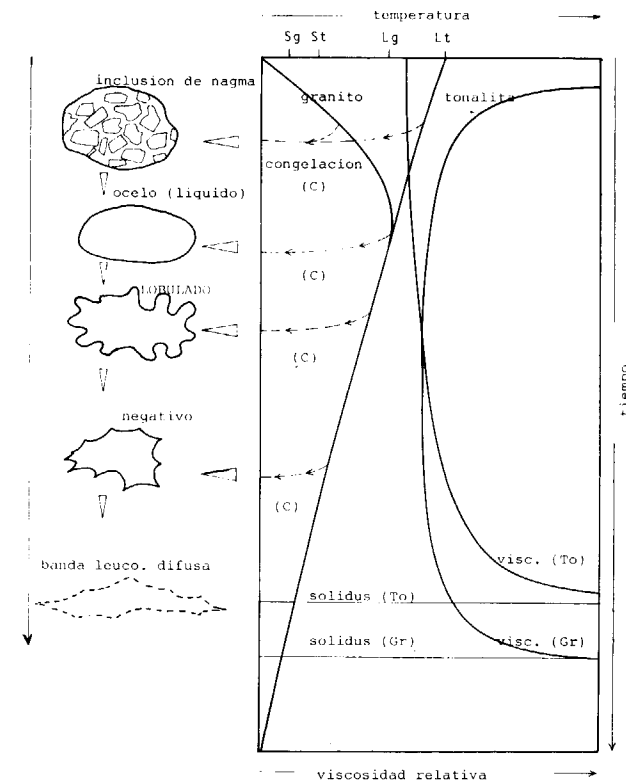


Figura 13.—Modelo idealizado mostrando la evolución con el tiempo de un glóbulo de magma félsico incluido en un magma máfico más caliente, como función del contraste de viscosidad entre ambos magmas y su variación a medida que procede la cristalización. Las temperaturas de solidus y liquidus (S, L) para ambos magmas (granito y tonalita) son aproximadas. La curva de tonalita no está afectada por la inclusión de glóbulos graníticos ya que el volumen de tonalitas es generalmente mucho mayor que el volumen de magma félsico. Los cambios en la pendiente de las curvas de viscosidad corresponden a los porcentajes reológicos críticos (ARZI, 1978). La evolución de la forma (izquierda) puede detenerse a cualquier estado intermedio si tiene lugar la congelación de la cámara magmática en conjunto.

sultado puede ser un cambio en la composición del último que se transforma en un magma híbri-do. Los ocelos graníticos que aparecen en mu-chos enclaves tonalíticos del BSR (ver fig. 7), pueden ser interpretados como porciones o gotas de líquido silíceo capturados por el magma dior-ítico durante su inyección. De acuerdo con las relaciones de campo, tamaño y distribución den-tro de los cuerpos máficos, un mecanismo de captura similar a aquel que aparece propuesto en la figura 12 puede ser sugerido. Las diferen-cias en composición entre magmas máficos y ocelos graníticos llevan a diferencias de tempe-

ratura de solidus y viscosidades que pueden evi-tar la mezcla mecánica. La mezcla completa y homogénea puede ocurrir si la tasa de enfria-miento es lo suficientemente lenta como para permitir la completa homogeneización por difu-sión iónica entre los dos magmas. Este proceso puede ser altamente favorecido por flujo mag-mático. Sin embargo, en dominios subvolcánicos estas gotas de líquido son preservadas debido a la alta tasa global de enfriamiento.

Si el magma máfico captura mecánicamente por-ciones de magma (cristales más líquido) del en-cajante silíceo, el proceso puede ser ligeramente diferente ya que los cristales pueden ser disuel-tos en las pequeñas porciones capturadas y el magma silíceo tendería a cambiar en reología como se deduce de las relaciones de contacto observadas en las inclusiones ocelares de las tonalitas de la zona de interacción de Gerena (BSNS, ver fig. 7). La evolución de una pequeña porción de magma silíceo (ocelo) incluido dentro de un magma máfico más caliente está condicio-nada por i) variaciones en las respectivas visco-sidades a medida que procede la cristalización, y ii) el hecho de que la temperatura de solidus del magma máfico es mayor que aquélla del mag-ma silíceo. Si la viscosidad del magma máfico es menor que aquélla del magma silíceo, las inclu-siones silíceas tendrán una tendencia a adoptar formas esféricas (fig. 13). A medida que la cris-

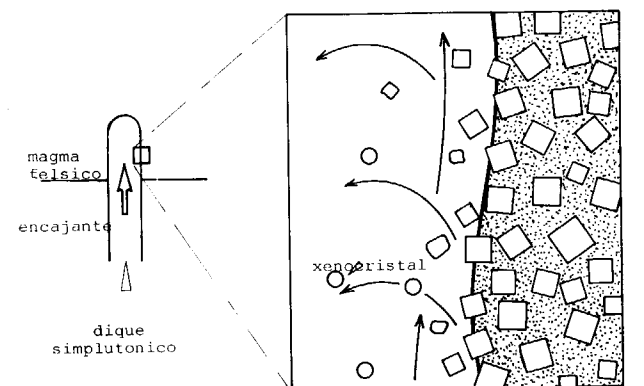


Figura 14.—Diagrama esquemático mostrando un posible mecanismo para la captura de cristales a partir de magma félsico a un magma máfico.

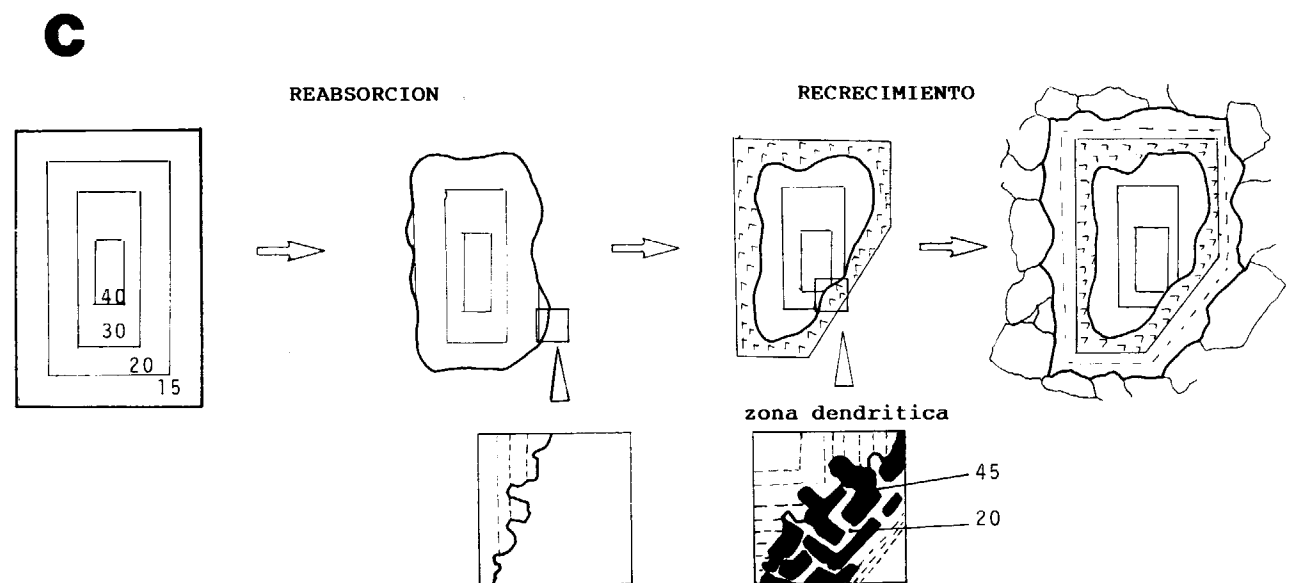
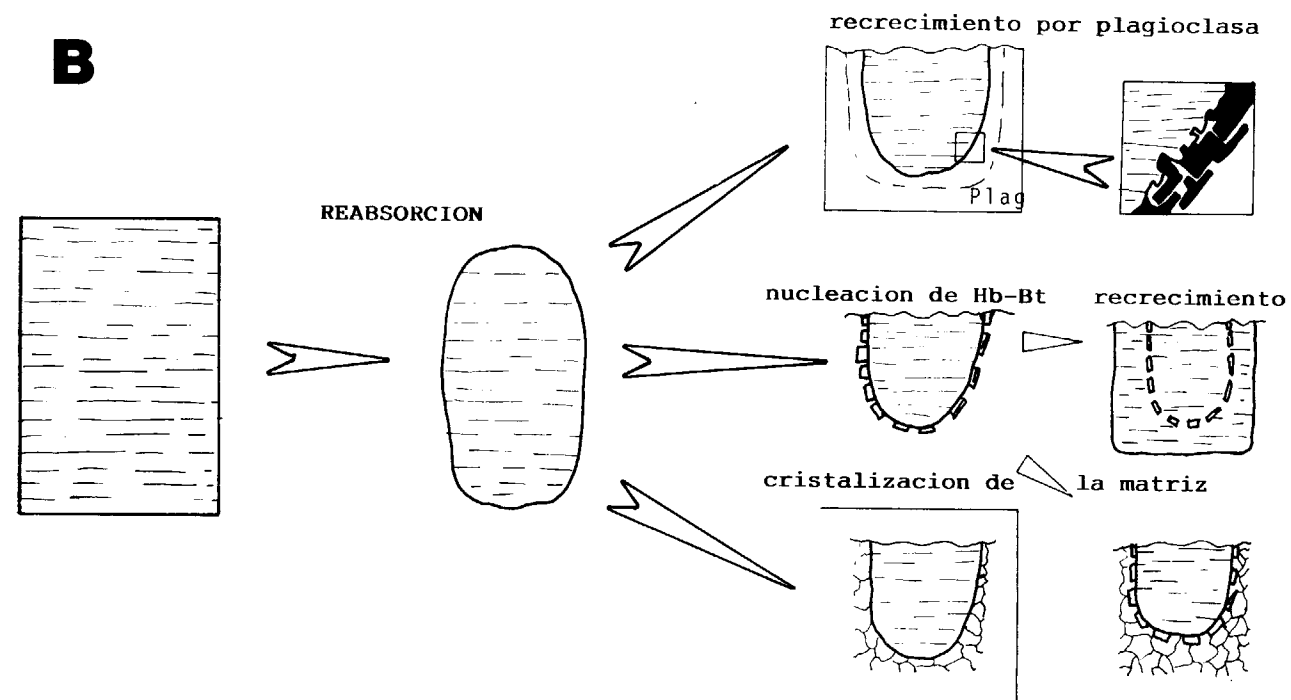
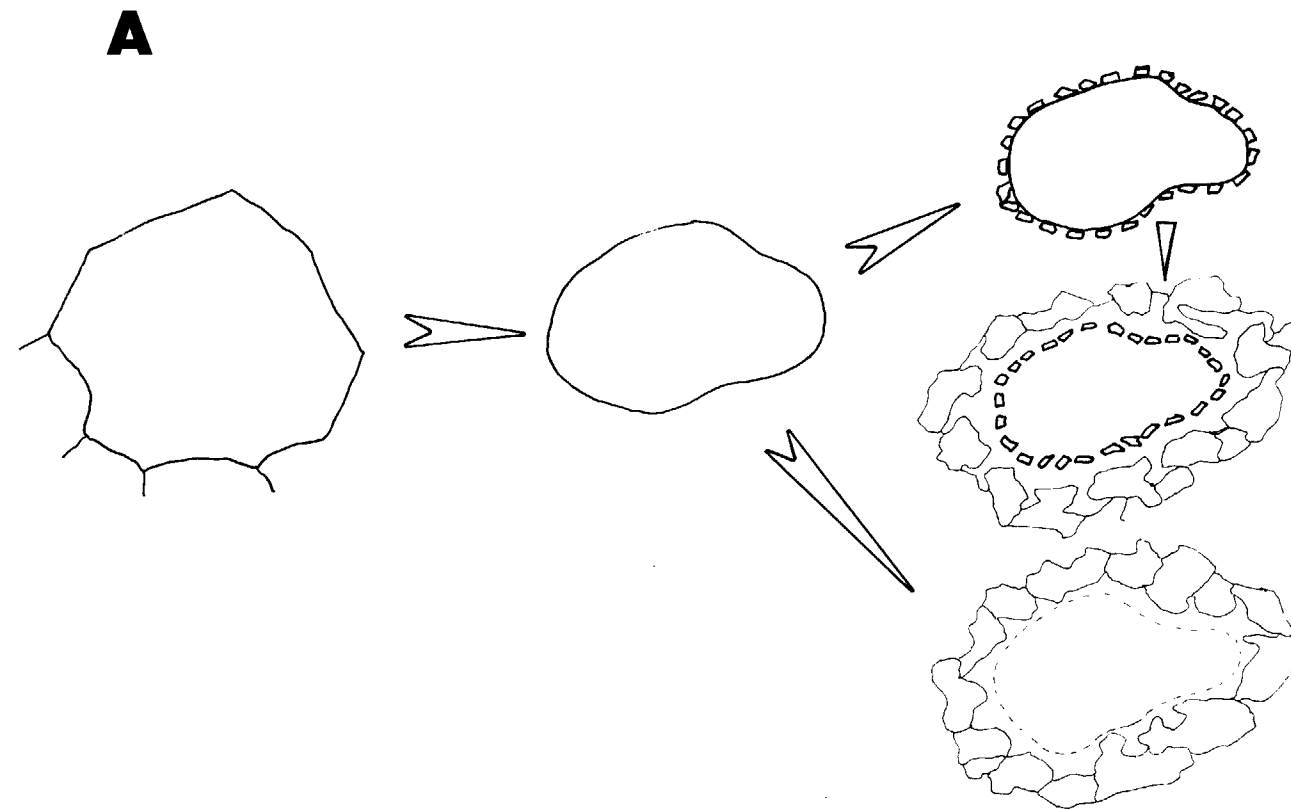


Figura 15.—a) Posible evolución de un cristal de cuarzo capturado por un líquido máfico más caliente. El anillo de hornblenda-biotita generalmente debido a una alta densidad de nucleación heterogénea sobre un cuerpo más frío más que a una reacción con el fundido. Esta corona puede estar ausente si biotita y/o hornblenda cristalizaron antes de la captura o si el contraste de temperatura entre xeno-cristal y fundido es bajo.

b) Posible evolución de un fenocristal de feldespato potásico capturado por un magma máfico más caliente. Después de la reabsorción, el recrecimiento puede tener lugar en diferentes vías. El crecimiento de un anillo de plagioclase (textura Rapakiwi) es común en granodioritas híbridas.

c) Posible evolución de un cristal de plagioclase incluido en un magma máfico más caliente. Los números se refieren al % molecular de anortita tomado a partir de ejemplos naturales.

talización del magma máfico procede, las relaciones de viscosidad pueden ser invertidas, pasando un punto crítico en el cual son iguales una a la otra. Si el magma más básico se hace más viscoso que el líquido silíceo, la forma de los contactos cambia para recuperar una situación de equilibrio local (fig. 13). El proceso tiende a aumentar la superficie de contacto favoreciendo la mezcla y la completa destrucción de los ocelos si la tasa de enfriamiento global es lenta. Sin embargo, etapas intermedias de este proceso pueden ser observadas en medios subvolcánicos, donde el magma básico se sobreenfrió, permitiendo observar diferentes etapas congeladas del mismo proceso.

Un tercer mecanismo es la captura de cristales individuales a partir del magma silíceo, lo cual contribuye a la hibridación del magma básico al ser inyectado dentro de una cámara magmática silícea o una zona anatética cortical. La captura de cristales puede ocurrir por un proceso similar a aquel que se ilustra en la figura 14. Cuando

dos magmas, silíceo y básico, se ponen en contacto mutuo, los dos líquidos respectivos pueden ser inmiscibles ya que tienen diferentes viscosidades. Sin embargo los cristales pueden pasar a través de la interfase líquido-líquido e incorporarse al magma que se inyecte, el cual se mueve sobre la cámara silícea relativamente estática. La capacidad de diferentes fases minerales para pasar a través de la interfase puede estar condicionada por la distribución de cargas cerca de las superficies de los cristales. Este factor probablemente actúe seleccionando diferentes especies minerales con diferentes composiciones. Aunque este proceso no está bien conocido y las interpretaciones pueden ser muy especulativas, puede hacerse notar que en algunas tonalitas híbridas del BSC (greditas) la fase xenocrística más abundante es cuarzo y no plagioclase, que es la fase más abundante en la granodiorita encajante, de acuerdo con la secuencia de cristalización, en el momento de la interacción. La figura 15 muestra esquemáticamente el proceso que

puede esperarse si un cristal félsico (cuarzo, plagioclasa o feldespato potásico) es atrapado en un magma básico más caliente. Estos dibujos están inspirados en las texturas observadas en rocas intermedias híbridas que se desarrollan por este mecanismo de captura de cristales. Las descripciones de estas rocas han sido dadas en la primera parte del trabajo. No todos los xenocristales observados pasaron el proceso completo de reabsorción y recrecimiento. Las coronas de biotita-anfibol en torno a los xenocristales de cuarzo solamente se desarrollan si estos minerales están precipitando en el fundido cuando el cristal de cuarzo es incluido, y solamente en el caso de que exista un contraste de temperatura entre el cristal incluido más frío y el magma encajante, más caliente.

Las texturas en plagioclasas son muy significativas ya que el enfriamiento lento subsolidus no reequilibra el zonado composicional adquirido durante el proceso de interacción. Técnicas especiales tales como imágenes Nomarski de secciones atacadas (NIXON y PEARCE, 1987) han sido reveladas como una herramienta poderosa para detectar zonaciones especiales y superficies de reabsorción en plagioclasas.

Mezcla por convección.—El otro mecanismo de mezcla de magmas es llamado mezcla por convección ya que ocurre dentro de la cámara magmática félsica durante la convección y flujo. El modelo de mezcla discutido en este artículo (fig. 11e), e inicialmente propuesto por CASTRO (1990) para explicar las características observadas en los enclaves y granodioritas encajantes del plutón de Quintana (BLP), supone que la inyección de magma básico, dentro de una cámara magmática silícea o una zona anatética, induce una anomalía térmica que puede provocar corrientes convectivas dentro de la cámara. Durante la convección, el magma básico debe de estar por encima de su solidus y en equilibrio térmico (al menos localmente) con el magma encajante silíceo convectivo, de acuerdo con las limitaciones térmicas y reológicas impuestas al modelo y discutidas anteriormente. El flujo energético puede ser una condición necesaria para la mezcla si el magma básico tiene un alto contenido en cristales (ver fig. 10). El magma silíceo es hibridado en dos vías. Por una parte, cristales del magma básico que se disgrega son incorporados dentro del félsico durante el flujo convectivo.

Por otra parte los respectivos fundidos son mezclados produciendo un líquido híbrido. Los dos procesos pueden actuar conjuntamente dando lugar a un magma híbrido homogéneo con cristales de ambos magmas silíceo y máfico, y también cristales de un fundido híbrido.

Idealmente, es posible encontrar en una roca híbrida desarrollada por mezcla convectiva, los tres tipos de cristales: i) cristales formados en el magma silíceo antes de la mezcla, ii) cristales formados en el magma básico antes de la mezcla y iii) cristales formados durante la consolidación del fundido híbrido. Por otra parte, en la práctica la situación es más compleja y cristales inicialmente equilibrados en el magma silíceo pueden ser parcialmente disueltos durante la mezcla y finalmente recrecidos con el nuevo fundido híbrido. Esta característica es particularmente conspicua en las plagioclasas. La reabsorción y el recrecimiento pueden ser muy similares a aquellos mencionados anteriormente para los xenocristales de plagioclasa.

Durante la mezcla por convección, el magma básico, en equilibrio térmico, es disgregado transfiriendo líquido y cristales al magma silíceo que se hibrida. Sin embargo las porciones no disgregadas pueden permanecer dentro del magma híbrido y finalmente aparecen como enclaves microgranulares. Estos pueden ser reconocidos como porciones de magma básico, como testigos del proceso de mezcla. En este sentido pueden ser utilizados como un criterio para reconocer una roca híbrida. Este tipo de enclaves es característico de granodioritas calcoalcalinas del Macizo Ibérico.

La mezcla por convección es probablemente el mecanismo más importante en la producción de rocas plutónicas híbridas de composición granodiorítica. La aplicación de tests de mezcla a granodioritas híbridas del BSC (CASTRO et al., 1990b) muestra que la proporción de magma básico es bajo, no superior al 17 por 100. Sin embargo, este porcentaje de magma derivado del manto es suficiente para explicar las variaciones composicionales observadas, la composición granodiorítica y las anomalías isotópicas observadas incluyendo los bajos valores de $\delta^{18}\text{O}$ recientemente aportados por UGIDOS et al. (1989).

5. CONCLUSIONES

El estudio de diferentes batolitos en un medio de reactivación corteza-manto da lugar a importantes conclusiones en torno a la relevancia de la hibridación como un proceso petrogenético. Las rocas plutónicas híbridas pueden ser fácilmente reconocidas usando criterios petrográficos y de campo como los sugeridos en este artículo, principalmente la presencia de plagioclasas reabsorbidas y enclaves microgranulares con texturas especiales. El origen de estos enclaves implica que su presencia puede ser usada como un criterio para interpretar los granitoides encajantes como híbridos, pero deben hacerse cuidadosas observaciones sobre las relaciones de campo y las texturas para una interpretación acertada.

Aparte de esto, la mezcla de magmas parece ser el mecanismo más importante en la producción de magmas y rocas híbridas. El modelo de mezclas propuesto, por inyección y destrucción de diques simplutónicos dentro de una cámara magmática silícea o una zona anatética cortical, implica la existencia de dos mecanismos de mezcla de magmas principales: mezcla por inyección y mezcla por convección. El primero tendería a modificar la composición del magma básico intruyente, y el segundo modificaría la composición del magma silíceo encajante.

AGRADECIMIENTOS

Los autores están agradecidos a la Universidad de St. Andrews por las facilidades mostradas para utilizar sus laboratorios durante varias estancias en 1988 (AC y JDR), 1989 (AC y IMV) y 1990 (AÇ). Ellos han sido beneficiados de interesantes discusiones con Ed Stephens sobre aspectos petrogenéticos de granitoides. El trabajo ha sido financiado con una ayuda (proyecto PS87-0125) de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica, así como de diferentes ayudas a la investigación de la Junta de Andalucía (PAI). También al Dr. Roger Bateman por la revisión crítica del manuscrito.

REFERENCIAS

ARZI, A. A. (1978): *Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks*. Tectonophysics, 44, 173-184.

BARBARIN, B. (1988): *Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard diorite and the Saint Julien-la Vetre monzogranite (Nord Forez, Massif Central, France)*. Can. J. Earth Sci., 25, 49-59.

BARBARIN, B. (1989): *Importance des différents processus d'hybridation dans les plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada, California*. Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 303-305.

BLAKE, S., y CAMPBELL, I. H. (1986): *The dynamics of magma mixing during flow in volcanic conduits*. Contrib. Mineral. Petrol., 94, 72-81.

BUSSELL, M. A. (1985): *The centred complex of the Tio Huaura: a study of magma mixing and differentiation in high-level chambers*. In Pitcher, W. S.; Atherton, M. P.; Cobbing, E. J., y Beckinsale, R. D. (eds.), *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*, 128-155. Glasgow: Blackie.

BUSSELL, M. A. (1988): *Structure and petrogenesis of a mixed-magma ring dyke in the Peruvian Coastal Batholith: eruptions from a zoned magma chamber*. Trans R Soc Edinburgh, 79, 87-104.

CAMPBELL, I. H., y TURNER, J. S. (1985): *Turbulent mixing between fluid with different viscosities*. Nature, 313, 39-42.

CANTAGREL, J. M.; DIDIER, J., y GOURGAUD, A. (1984): *Magma mixing: origin of intermediate rock and enclaves from volcanism to plutonism*. Phys Earth Planet Inter, 35, 63-76.

CAPDEVILA, R., y FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord ouest de l'Espagne*. Bol. Geol. Min., 81, 215-225.

CAPDEVILA, R.; CORRETGE, L. G., y FLOOR, P. (1973): *Les granitoids varisques de la Meseta Iberique*. Bol. Soc. Geol. France, XV (3-4), 209-228.

CASTRO, A. (1990): *Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholith) Petrogenetic significance*. Rev. Soc. Geol. España, 3, 7-21.

CASTRO, A.; DE LA ROSA, J. D., y STEPHENS, W. E. (1990a): *Magma mixing in the subvolcanic environment. Petrology of the Gerena interaction zone near Seville, Spain*. Contrib. Mineral. Petrol., 105, 9-26.

CASTRO, A.; MORENO-VENTAS, I., y DE LA ROSA, J. D. (1990b): *Microgranular enclaves as indicators of hybridization processes in granitoid rocks, Hercynian belt, Spain*. W. Pitcher's Special Issue. Geol. Journal, 25, 391-404.

CASTRO, A.; MORENO-VENTAS, I., y DE LA ROSA, J. D. (1990c): *Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain). Implications in magma mixing*. Geol. Rundschau, 80, 109-120.

CHAPPELL, B. W.; WHITE, A. J. R., y WYBORN, D. (1987): *The importance of Residual Source Material (Restite) in granite petrogenesis*. J. Petrol., 28, 1111-1138.

CORRETGE, L. G. (1983): *Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico*. In: Geología de España. Libro Jubilar. J. M. Ríos ed. IGME, Madrid, 569-593.

CORRETGE, L. G.; UGIDOS, J. M., y MARTINEZ, F. J. (1977): *Les series granitiques du secteur centre occidental Espagnol*. Coll. Intern. CRNS, 243, 453-461.

DEBON, F., y LE FORT, P. (1983): *A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations*. Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sciences, 73, 135-149.

DE PAOLO, D. J. (1980): *The sources of continental crust: Nd isotope evidence from the Sierra Nevada and Peninsular Ranges*. Science, 209, 684.

DE PAOLO, D. J. (1981): *Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization*. Earth Plan. Sci. Lett., 53, 189-202.

EICHELBERGER, J. C. (1980): *Vesiculation of mafic magma during replenishment silicic magma reservoirs*. Nature, 288, 446-450.

FROST, T. P., y MAHOOD, G. A. (1987): *Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California*. Geol. Soc. Am. Bull., 99, 272-291.

GARCIA-CASCO, A.; PASCUAL, E., y CASTRO, A. (1987): *La asociación magmática del batolito de Los Pedroches. Ensayo de caracterización*. Geogaceta, 2, 59-61.

GEIST, D. J.; MYERS, J. D., y FROST, C. D. (1988): *Mega-cryst-bulk rock isotopic disequilibrium as an indicator of contamination processes: The Edgecumbe volcanic field, SE Alaska*. Contrib. Mineral. Petrol., 99, 105-112.

GERLACH, D. C. y GROVE, T. L. (1982): *Petrology of Medicine Lake High Land volcanics: Characterization of end-members of magma mixing*. Contrib. Mineral. Petrol., 80, 147-159.

GILL, J. B. (1981): *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, N. York, 390 pp.

HILL, R. I.; SILVER, L. T.; CHAPPEL, B. W., y TAYLOR, H. P. (1985): *Solidification and recharge of SiO₂-rich plutonic magma chambers*. Nature, 313, 643-646.

HUPPERT, H. E., y TURNER, J. S. (1981): *A Laboratory model of a replenished magma chamber*. Earth Plan. Sci. Lett., 54, 144-152.

HUPPERT, H. E., y SPARKS, R. S. J. (1988): *The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust*. J. Petrology, 29, 599-624.

HUPPERT, H. E.; SPARKS, R. S. J., y TURNER, J. S. (1982): *Effects of volatiles on mixing in cal-alkaline magma systems*. Nature, 297, 554-557.

HOLDEN, P.; HALLIDAY, A. N., y STEPHENS, W. E. (1987): *Neodymium and strontium isotope content of microdiorite*

enclaves points to mantle input to granitoid production. Nature, 330, 53-56.

KOUCHI, A., y SUNAGAWA, I. (1983): *Mixing basaltic and andesitic magmas by forced convection*. Nature, 304, 527-528.

KOUCHI, A., y SUNAGAWA, I. (1985): *A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data*. Contrib. Mineral. Petrol., 89, 17-23.

KOYAGUCHI, T. (1985): *Magma mixing in a conduit*. J. Volcan. Geoth. Res., 25, 365-369.

KOYAGUCHI, T. (1987): *Magma mixing in an esqueezed conduit*. Earth Plan. Sci. Lett., 84, 334-339.

MAALÖE, S., y WYLLIE, P. J. (1975): *Water content of a granite magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water-undersaturated conditions*. Contrib. Mineral. Petrol., 52, 175-191.

MARSH, B. D. (1981): *On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma*. Contrib. Mineral. Petrol., 78, 85-98.

MAZZONE, P., y GRANT, N. K. (1988): *Mineralogical and isotopic evidence for phenocryst-matrix disequilibrium in the Garner Mountain andesite*. Contrib. Mineral. Petrol., 99, 267-272.

NIXON, G. T., y PEARCE, T. H. (1987): *Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccihuatl volcano, Mexico*. Am. Mineral, 72, 1144-1162.

PANKHURST, R. J.; HOLE, M. J., y BROOK, M. (1988): *Isotopic evidence for the origin of Andean granites*. Trans. R. Soc. Edinburgh. Earth Sci., 79, 123-133.

PITCHER, W. S. (1982): *Granite type and tectonic environment*. In: K. Hsu (Ed.), Mountain Building Processes. Academic Press, 19-40.

PITCHER, W. S.; ATHERTON, M. P.; COBBING, E. J., y BECKINSALE, R. D. (1985): *A model for the Coastal batholith*. In: W. S. Pitcher et al (Eds.), Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes. Blackie, 239-240.

REID, J. B.; EVANS, O. C., y FATES, D. G. (1983): *Magma mixing in granitic rocks of central Sierra Nevada, California*. Earth Planet Sci Lett, 66, 243-261.

SPARKS, R. S. J., y MARSHALL, L. A. (1986): *Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas*. J. Vol. Geot. Res., 29, 99-124.

UGIDOS, J. M. (1987): *Asimilación en los granitoides hercínicos. Aspectos básicos e implicaciones*. In: F. Bea et al. (Eds.), Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. Ed. Rueda, Madrid. 315-320.

UGIDOS, J. M.; FALICK, A., y RECIO, C. (1989): *$\delta^{18}\text{O}$ of granites from the Western Central Iberian Massif, Spain*. Geogaceta, 6, 25-27.

VAN DER MOLEN, I., y PATERSON, M. S. (1979): *Experimental deformation of partially melted granite*. Contrib. Mineral. Petrol., 70, 299-318.

VERNON, R. H. (1983): *Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites*. R. Soc. New South Wales, 116, 77-103.

VERNON, R. H.; ETHERIDGE, M. A., y WALL, V. J. (1988): *Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow*. Lithos, 22, 1-11.

VOLLMER, R. (1976): *Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of alkaline rocks: the alkaline rocks from Italy*. Geochim Cosmochim Acta, 40, 283-295.

WYLLIE, P. J. (1977): *Crustal anatexis: an experimental review*. Tectonophysics, 43, 41-71.

ZEN, E.—an (1986): *Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constraints*. J. Petrol., 27, 1095-1117.

Original recibido: Abril de 1991.

Original aceptado: Septiembre de 1991.