



El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del batolito de Los Pedroches

The El Guijo Pluton: petrology, geochemistry, age and relation to others rocks of Los Pedroches batholith

FERNANDEZ, F. J.; CUETO, L. A.; LARREA, F. J.; QUESADA, C.

El plutón de El Guijo es uno de los plutones ácidos circunscritos, intrusivos en las granodioritas que constituyen los tercios central y occidental del batolito de Los Pedroches. Con forma subelíptica, presenta una zonación centripeta que va desde facies marginales graníticas biotíticas (localmente con microadamellitas porfídicas), marcadamente porfídicas, hasta facies centrales de leucogranitos cordieríticos (\pm moscovita). Geoquímicamente, las rocas de este plutón definen una asociación peraluminosa, con evolución netamente calcoalcalina. Se presentan los resultados de una datación (Rb-Sr, roca total) que definen una isocrona de 300 ± 6 Ma, con (87 Sr/86 Sr) o de 0.704. Finalmente, se discuten sus relaciones y significado en el contexto general del batolito de Los Pedroches.

Palabras clave: Pluton zonado, geocronología, batolito de Los Pedroches.

The El Guijo pluton belongs to a group of centred, acidic plutons which intrude the granodiorites making the most part of the Pedroches Batholith central and western thirds. It has a sub-elliptical shape and shows a centripetal zonation which ranges between marginal, biotite-bearing porphyritic granitic facies (locally intruding porphyritic micro-adamellites) and central cordierite —bearing leucogranites (\pm muscovite). They collectively define a peraluminous association with a neat calcaline evolution. The results of a Rb-Sr whole-rock study are presented. These define a 300 ± 6 Ma age isochron with (87 Sr/86 Sr) o = 0.704. Finally, its relationships with, and its significance in the context of the overall Pedroches Batholith are discussed.

Key words: Zoned pluton, geochronology, Los Pedroches batholith.

INTRODUCCION

El batolito de Los Pedroches s. str. constituye una unidad ígnea compleja que se extiende (Fig. 1) desde las proximidades de Linares (Jaén) hasta la comarca de La Serena (Badajoz), lo que supone más de 200 Km de afloramiento continuo con una anchura que varía entre 8 y 30 Km. La alineación ígnea a la que pertenece siguiendo desde allí a internarse en Portugal (unos 100 Km más) de forma ya discontinua (plutones de Campanario, La Haba, Magacela, Don Benito, Alburquerque-Nisa). Forma, pues, una banda de dirección aproximada NO-SE (tiende a disponerse E-O hacia ambos extremos dibujando un sigmoide suave) subparalela a las estructuras hercínicas en la zona, a las que está cortando. A lo largo de la mayor parte de su recorrido intruye en una serie de edad carbonífero inferior (facies culm), pero en la zona más occidental lo hace en niveles cada vez más antiguos hasta alcanzar el Precámbrico; sobre estos materiales origina un metamorfismo de contacto

que llega a alcanzar generalmente la facies de las corneanas piroxénicas en su zona más interna.

Está compuesto fundamentalmente por tres unidades:

a) grupo granodiorítico, bien desarrollado en la parte central y occidental del batolito de los Pedroches s. str.

b) grupo granítico, predominante en la parte oriental y con representación más discontinua en los sectores central y occidental.

c) enjambre de diques ácidos, que cortan a todas las unidades del batolito con dirección N-120E N-140E, y dibujan un suave sigmoide parecido al que presenta el batolito en su conjunto.

El grupo granítico

El polo ácido del batolito está representado por una serie de cuerpos graníticos que intruyen en las rocas del grupo granodiorítico

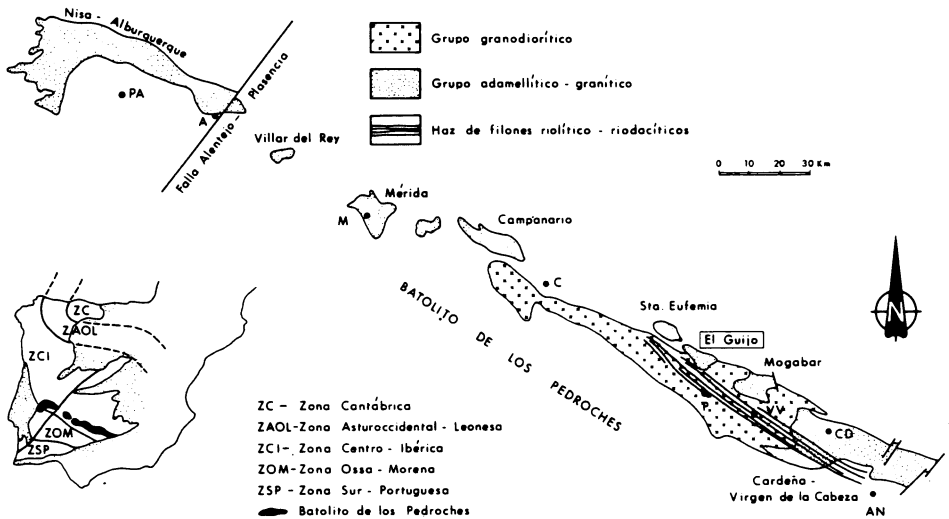


Fig. 1. Esquema cartográfico del Batolito de los Pedroches y situación en el contexto del Macizo Ibérico. PA: Portoalegre; A: Alburquerque; M: Mérida; C: Castuera; P: Pozoblanco; VV: Villanueva de Córdoba; CD: Cardena; AN: Andújar.

co o en su encajante, y forman una alineación ligeramente oblicua a la definida por dicho grupo. Las relaciones de estos plutones con el grupo granodiorítico son variables: mientras que en el sector oriental (plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza; QUESADA *et al.*, en prensa) existen contactos transicionales, en el sector central los contactos son netamente intrusivos (plutones de Majabar y El Guijo), y en el sector occidental ya encajan fuera de las rocas granodioríticas.

Si bien cada plutón tiene alguna característica peculiar o distintiva, el de El Guijo puede considerarse como representativo de este tipo de plutones circunscritos e intrusivos, bien en la granodiorita, en el encajante, o en ambos.

DESCRIPCION DE LAS ROCAS DEL PLUTON DE EL GUIJO

Es un cuerpo zonado, circunscrito, que aflora en el borde septentrional del batolito

(Fig. 1) y encaja por el N en las pizarras y grauwacas del Carbonífero inferior (Culm de Los Pedroches), sobre las que produce un metamorfismo de contacto que llega a alcanzar la facies de las corneanas piroxénicas, y por el S en la Granodiorita de Los Pedroches, siendo este contacto una zona de cizalla dúctil que afecta a las dos rocas pero se desarrolla con más intensidad en la granodiorita, y que buza unos 50°-60° hacia el interior del plutón. Su forma es aproximadamente elíptica, con una apófisis estrecha y alargada dirigida hacia el NO que casi llega a conectar con el plutón de Santa Eufemia (Fig. 1 y 2).

Está constituido (Fig. 2) por tres facies graníticas principales (FERNANDEZ, 1987; FERNANDEZ *et al.*, en prensa) que se disponen de forma concéntrica (del borde hacia el centro):

- Granito biotítico-cordierítico porfídico de grano grueso.
- Granito biotítico-cordierítico porfídico de grano medio a fino.

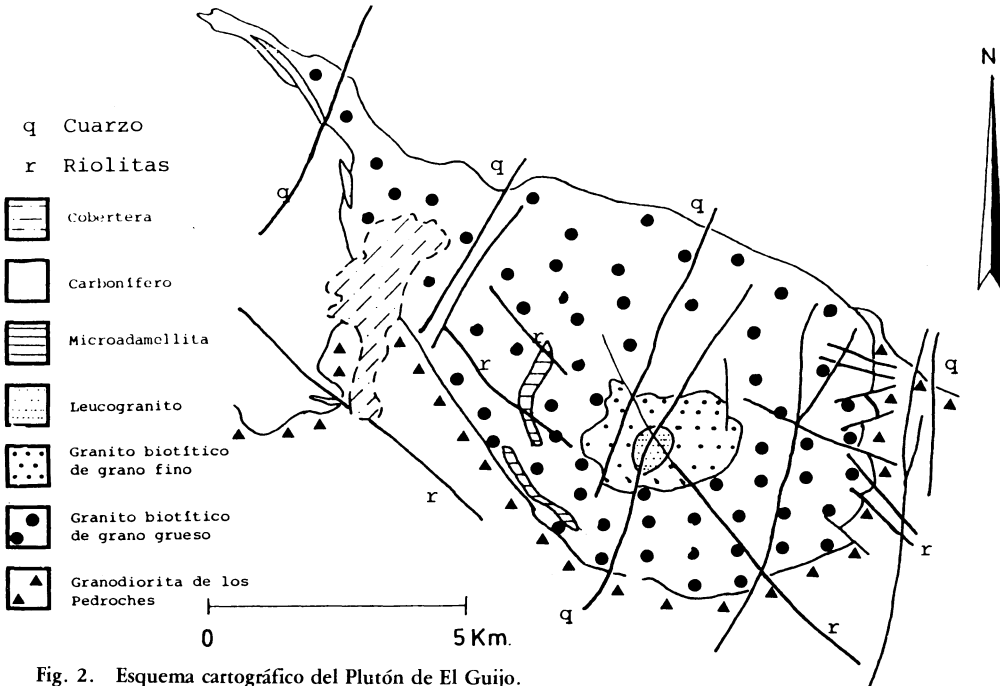


Fig. 2. Esquema cartográfico del Plutón de El Guijo.

- Leucogranito cordierítico de tendencia aplítica, más una facies minoritaria microadamellítica, mucho más extendida en otros plutones similares. A estas rocas hay que sumar la existencia de aplitas y pegmatitas en los bordes.

Las tres primeras se disponen de forma concéntrica, facies gruesa externa-facies leucogranítica interna, y los contactos entre ellas son graduales. Muestran así una zonación tanto composicional como textural, definida ésta por la disminución del tamaño de grano y del carácter porfídico de las rocas desde la facies externa a la más interna.

La microadamellita aflora como un megacnclave en la facies externa de grano grueso, mostrando contactos netos y existiendo venas graníticas que la cortan.

Granito biotítico-cordierítico porfídico

Macroscópicamente es una roca clara (Fig. 3), de tamaño de grano grueso, inequigranular, y marcado carácter porfídico debido a la presencia de megacrystales de feldespato potásico (2-7 cm) y grandes cristales de cuarzo. La distribución de los megacrystales no es homogénea sino que en algunas zonas se dan grandes concentraciones de ellos, mientras que en otras su presencia es más esporádica, sin que por ello decrezca el tamaño de grano de la matriz; suelen estar orientados según la dirección de eje largo del plutón (N120E-N140E), si bien existen algunas direcciones secundarias (N20E-N40E, N170E) que coinciden con las de algunos sistemas de diques que lo cortan.

Petrográficamente las facies de grano grueso y medio a fino pueden considerarse similares ya que, además de en el tamaño de grano, sólo se diferencian en unas pequeñas variaciones en los porcentajes modales de biotita y moscovita, y en la disminución de la densidad de megacrystales. Por ello la descripción que sigue es válida para ambas facies.

Al microscopio (Figs. 4 y 5) tiene una textura granuda porfídica alotriomorfa. El cuarzo forma agregados globosos o cristales intersticiales xenomorfos. La *plagioclasa* forma cristales grandes (hasta 2,5 cm) zonados de manera normal, y su composición varía de oligoclasa cálcica a sódica. El *feldespato potásico* forma megacrystales (Fig. 6) de 2-7 cm, perfiticos y poiquilíticos, maclados; las inclusiones se disponen frecuentemente formando estructuras «frasl», característica que ha sido interpretada como evidencia de cristalización en condiciones magmáticas (FRASL, 1954; HIBBARD, 1965; SCHERMERHORN, 1956; GAUTHIER, 1973). Un hecho destacable es que la orientación de los megacrystales se produce en medio ígneo, pues no hay deformación tectónica penetrativa que afecte al plutón, hecho que sugiere la existencia de procesos de convección dentro de la cámara magmática.

La escasa *biotita* se presenta como monocristales o en agregados policristalinos de individuos de pequeño tamaño, y tiene siempre un fuerte pleocroísmo marrón-rojizo. La *cordierita* (Fig. 7), en cristales prismáticos de tamaño variable, se distribuye de forma homogénea en todo el plutón, no pudiéndose relacionar su presencia ni con los bordes ni con la zona de contacto con el encajante sedimentario; ese hecho, unido a que los cristales incluidos en fases de cristalización tardía son sistemáticamente mayores que los incluidos en fases precoces, y a que nunca se ha observado asociada a minerales de una posible paragénesis metamórfica original o sobrevenida, obliga a pensar que su cristalización es de origen magmático. La *andalucita*, más abundante en la facies de menor tamaño de grano, aparece como restos de cristales idiomorfos en proceso de destrucción, rodeados de pajueltas de moscovita, o incluida en placas de moscovita junto con cuarzo, lo que hace estimar que su proporción original debió ser mayor de lo que ahora se puede reconocer, e igualmente magmática. La *moscovita* es secundaria y procede de la desestabilización de biotita, feldespato, cordierita y andalucita.

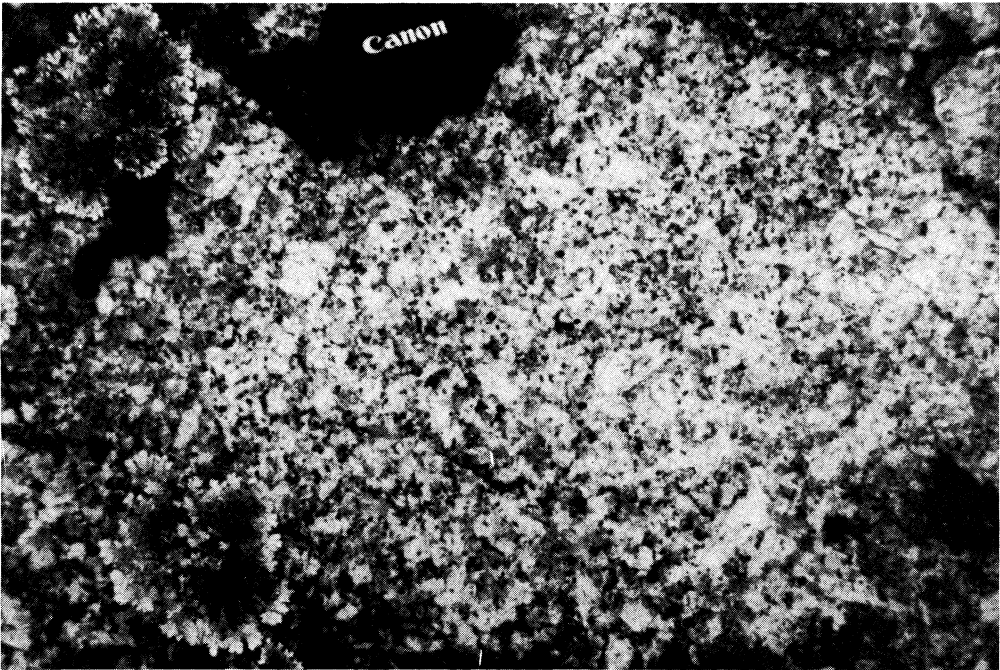


Fig. 3. Aspecto macroscópico del granito biotítico porfídico de grano grueso.

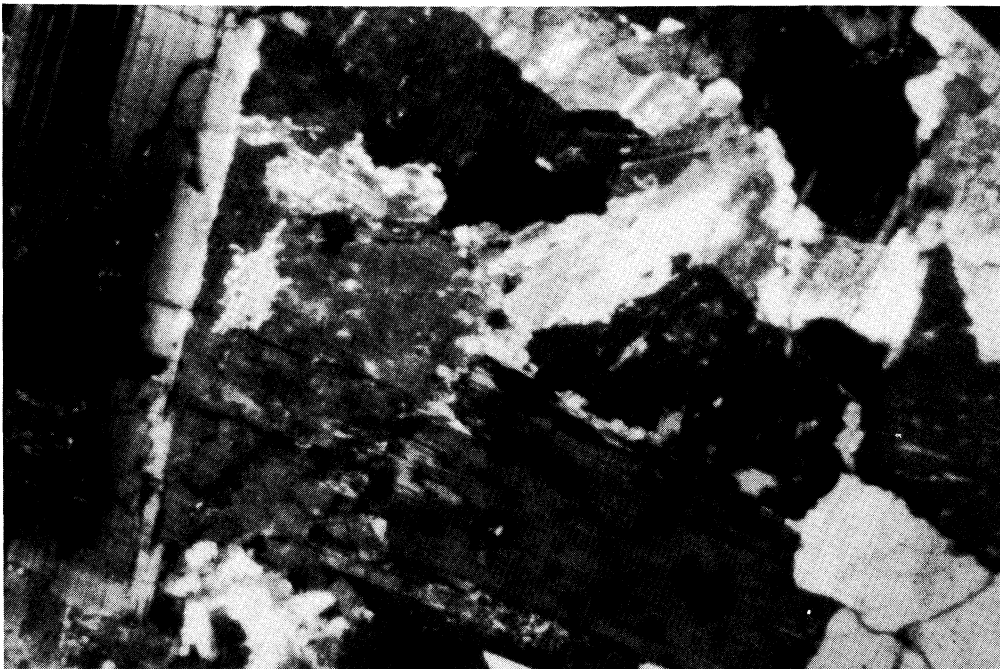


Fig. 4. Aspecto microscópico del granito biotítico porfídico de grano grueso.



Fig. 5. Aspecto microscópico del granito biotítico porfídico de grano fino.

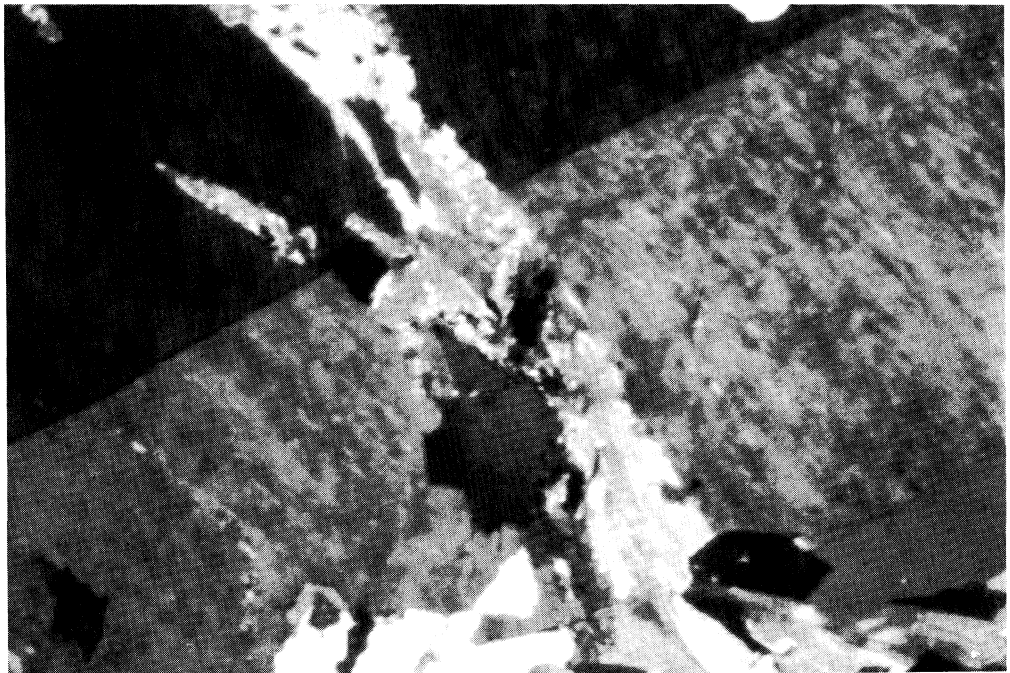


Fig. 6. Detalle de uno de los fenocristales de feldespato potásico cortado por una vena con desarrollo tardío de moscovita.

Leucogranito cordierítico de tendencia aplítica

Es la facies más evolucionada del plutón. Aflora en su parte central y también como estrechos diques de dirección N120E. Se caracteriza por su fino tamaño de grano, la abundante moscovita y la casi total ausencia de megacristales.

Al microscopio (Fig. 8) su textura es granuda alotriomorfa, débilmente porfídica. El *cuarzo* es xenomorfo y es la fase de mayor tamaño. La *plagioclasa* aparece como escasos fenocristales zonados de albita-oligoclasa sódica, y como cristales de albita no zonados. El *feldespato potásico*, a excepción de los raros megacristales, es intersticial. La *biotita* es accesoria. *Cordierita* y *andalucita* son similares a las descritas anteriormente. La *moscovita* es totalmente histerógena.

Microadamellita porfídica poiquilítica

Roca de color gris, a veces algo porfídica, que tiene una textura microgranuda hipidiomorfa poiquilítica. El *cuarzo* forma cristales con aspecto «estallado». El *feldespato potásico* es poiquilítico. La *plagioclasa* forma individuos subidiomorfos débilmente zonados. La *biotita* aparece en cristales muy pequeños. Existe también *cordierita* con morfologías y alteración similar a la de las facies graníticas.

Enclaves

Son relativamente escasos en el granito biotítico porfídico. Además de algún xenolito pueden aparecer enclaves microgranudos de los siguientes tipos:

- microgranulares o porfídicos ácidos: en los que algún fenocristal de oligoclasa o biotita está rodeado de una matriz microgranítica con frecuentes intercrecimientos gráficos. Representan autoenclaves.

- microtonalíticos: caracterizados por acumulación de biotita y relacionados con schlierens biotíticos.
- microadamellíticos: similares a la microadamellita porfídica poiquilítica.

En la facies leucogranítica no se ha encontrado ningún enclave.

En la microadamellita solo se han observado microenclaves en lámina delgada, y están constituidos por biotita y cuarzo con textura granoblástica, por lo que son interpretados como xenolitos.

Diques Graníticos y Adamellíticos

Cuando cortan a términos granodioríticos producen unos resaltes topográficos muy típicos, pero cuando cortan a plutones graníticos afloran muy mal y pueden llegar a no ser distinguidos. Suelen tener una estructura zonada con los bordes porfídicos y matriz afanítica, y el centro porfídico con matriz microgranuda.

En los diques *graníticos*, en sus bordes, se reconocen rasgos fluidales y texturas esferulíticas o de desvitrificación. Mineralógicamente están compuestos por fenocristales de cuarzo con golfos de corrosión, de ortosa microclinizada, y de albita; en la matriz hay pequeños cristales de cuarzo, escasa biotita, feldespato potásico formando coronas alrededor del cuarzo y albita.

Los diques *adamellíticos* se diferencian de los riolíticos en que tienen más biotita, en este caso también como fenocristales; la plagioclasa es más básica (oligoclasa); y en la presencia de megacristales de feldespato potásico orientados paralelamente a los bordes de los diques, que pueden estar corroidos por la matriz pero a la que nunca incluyen.

No tienen enclaves.

En la tabla I se pueden ver los datos correspondientes a la moda de estas rocas.

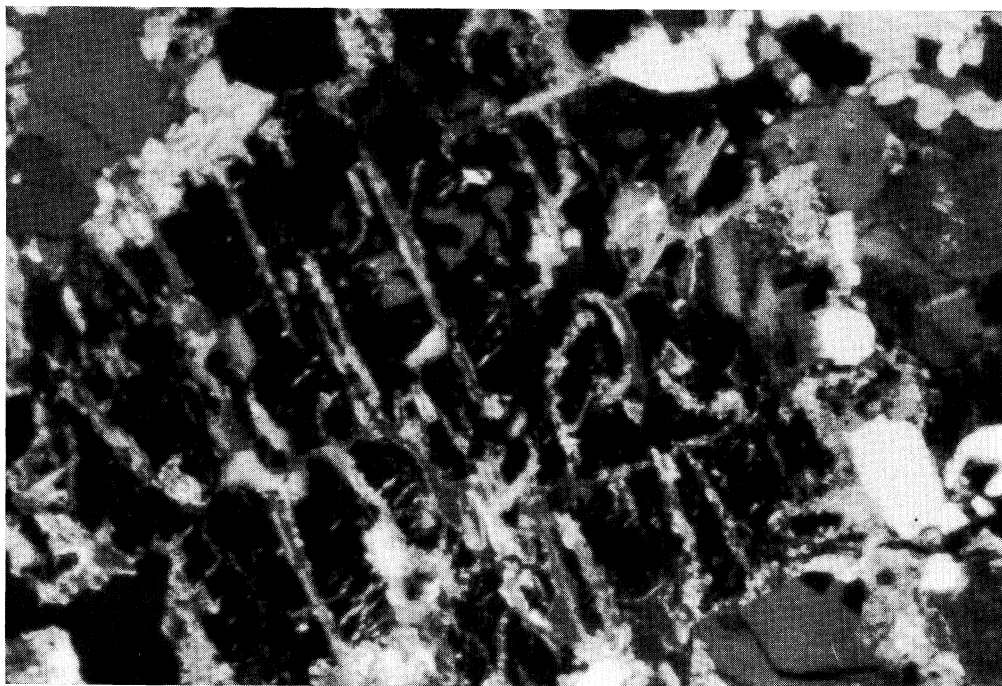


Fig. 7. Cristal alterado de cordierita.

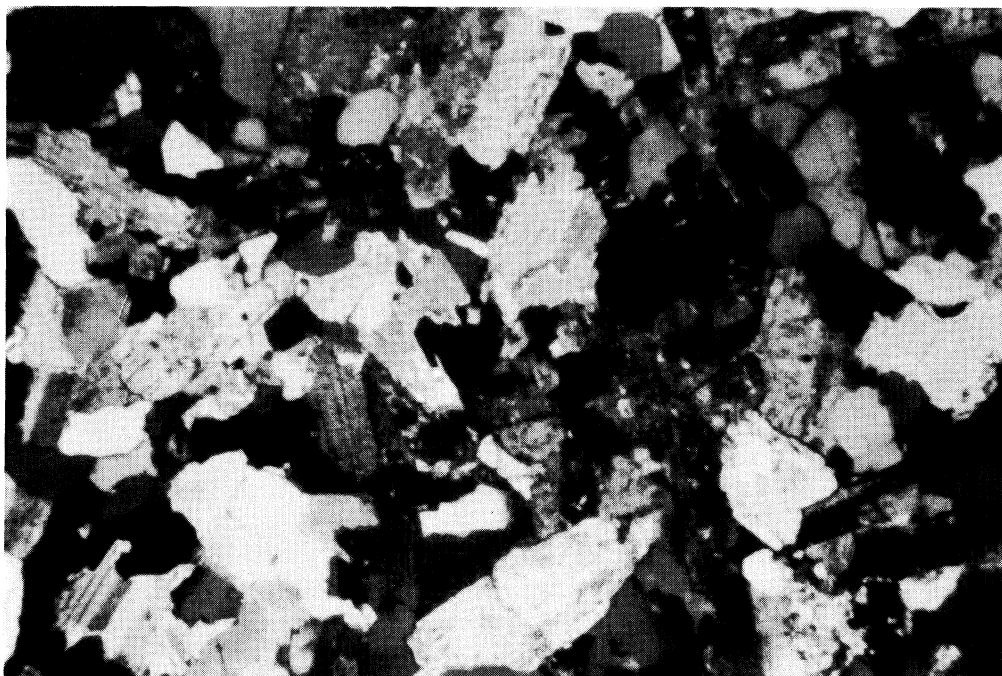


Fig. 8. Aspecto textural del leucogranito cordierítico-moscovítico.

GEOQUIMICA

Se han analizado elementos mayores de 12 muestras de la facies granítica porfídica (9 de grano grueso y 3 de grano fino); para la facies leucogranítica se usarán en esta descripción 6 análisis correspondientes a los afloramientos del Plutón de Mogabar (FERNANDEZ *et al.*, en prensa), totalmente similares, ante la imposibilidad de obtener buenas muestras en el plutón de El Guijo. Por la misma razón se usarán para la microadamellita 5 análisis de esta roca correspondiente al plutón de Mogabar. En la Tabla II se encuentran los datos correspondientes a los elementos mayores de los análisis químicos de estas muestras.

En primer lugar, se observa en el diagrama AFM (Fig. 9) que todas estas rocas forman parte de los términos evolucionados de una serie calcoalcalina.

En el diagrama de clasificación R_1 - R_2 (DE LA ROCHE *et al.*, 1980) (Fig. 10) se puede comprobar que la microadamellita porfídica poiquilítica se sitúa entre los campos granodiorítico y granítico; las facies de granitos biotíticos porfídicos se sitúan entre el campo granítico y el de los granitos alcalinos; el leucogranito cordierítico se sitúa en el de los granitos alcalinos; y los diques ácidos también en este último campo, formando todos los puntos proyectados una línea de evolución continua.

El peraluminismo de todas las facies descritas queda patente en el diagrama A-B (DEBON y LE FORT, 1983) (Fig. 11), donde destacan de manera marcada los leucogranitos y algunos de los diques ácidos (los graníticos). Hay que destacar que la mayor parte de las proyecciones de datos de granitos porfídicos se sitúan en el campo leucogranítico.

De los términos microadamelíticos a los leucograníticos se evidencia una evolución (Fig. 12) caracterizada por un empobrecimiento general en MgO, FeO, TiO₂ y CaO, que siempre es más acusada en los leucogranitos; el empobrecimiento en

Al₂O₃ es más significativo para las facies porfídicas; y existe un enriquecimiento mínimo en Na₂O y K₂O sólo apreciable para los diques riolíticos. Estas características son correlacionables con las observaciones petrográficas (Tabla I), que ponen de manifiesto una disminución de biotita y un aumento del feldespato potásico y de la acidez de las plagioclasas paralelamente a esta evolución.

En términos de asociación magmática en el sentido de DEBON y LE FORT (1983), los granitos porfídicos y la microadamellita parecen ser miembros evolucionados de una asociación alumino-cafémica (Fig. 11). Los leucogranitos constituyen una asociación aluminica de desarrollo vertical que puede representar el extremo de dicha evolución dada su relación tan directa con los granitos porfídicos.

En términos más clásicos como los de CHAPPEL y WHITE (1974) estas rocas son granitos de tipo S, derivadas principalmente de fusión cortical.

ANALISIS RADIOMETRICO

Han sido analizadas 8 muestras de roca total de la facies biotítico-cordierítico porfídicas (6 de grano grueso y 2 de grano medio-fino) para efectuar una datación radiométrica por el método Rb/Sr. La tabla III muestra los resultados obtenidos.

En la figura 13 se observa que estos resultados se ajustan a una isocrona a la que corresponde una edad de 300 ± 6 m. a., siendo la ordenada en el origen, relación isotópica inicial del magma ($87\text{ Sr}/86\text{ Sr}$) $0 = 0,7043 \pm 0,0011$.

Este último dato se contradice aparentemente con la tipología «S» de estos granitos, por su valor anómalamente bajo. Sin embargo, otros autores (FERSHTATER, com. pers., 1989) reconocen la existencia de casos similares en plutones también hercínicos, de los Urales.

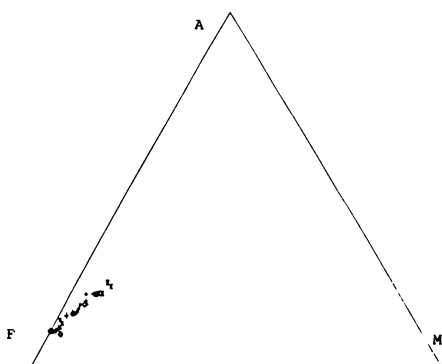


Fig. 9. Diagrama A F M.

TABLA 1. Cuadro de composiciones modales medias

	1	2	3
CUARZO	33.1	32.0	31.0
PLAGIOCLASA	33.0	29.6	29.5
FELDESPATO K.	25.0	27.6	30.5
BIOTITA	4.8	4.5	2.4
CORDIERITA	0.9	1.0	1.2
MOSCOVITA	2.3	2.7	3.3

- 1.- Granito biotítico grueso (7 muestras)
- 2.- Granito biotítico fino (8 muestras)
- 3.- Leucogranito biotítico (7 muestras)

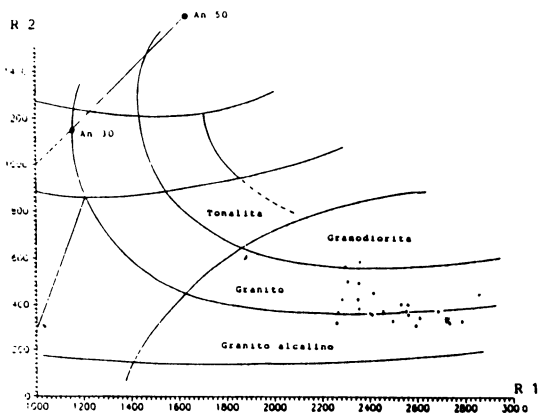


Fig. 10. Diagrama de clasificación R 1 - R 2 (LA ROCHE *et al.*, 1980).

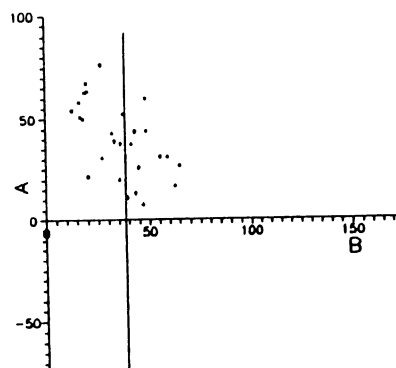


Fig. 11. Diagrama A-B de DEBON y LE FORT (1983).

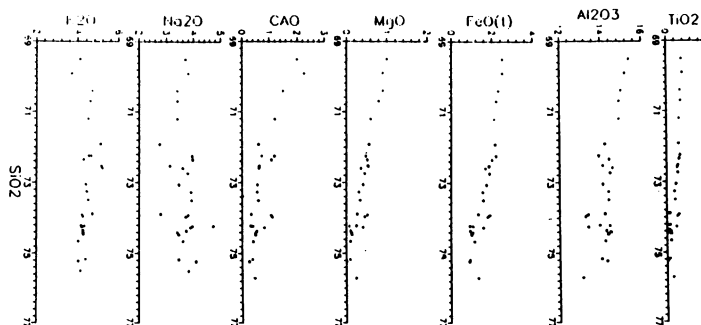


Fig. 12. Diagrama de HARKER.

Tabla 2.- Análisis químicos

MUESTRA	JF 9261	JF 9262	JF 9270	JF 9271	JF 9272	JF 9274	JF 9175	JF 9263	JF 9188	JF 9189	JF 9198
SiO2	74.22	74.36	74.65	75.17	74.46	74.40	74.21	72.53	71.91	73.88	75.22
TiO2	.07	.07	.10	.07	.10	.10	.08	.27	.30	.08	.02
Al2O3	14.44	14.27	14.22	14.04	14.36	14.50	13.95	14.10	14.20	14.20	14.30
FeO	1.08	.93	1.15	.93	1.00	1.07	.91	1.84	2.16	1.33	.89
MgO	.07	.11	.10	.09	.14	.13	.25	.54	.56	.27	----
MnO	.02	.02	.03	.01	.03	.02	.04	.04	.06	.04	.12
CaO	.39	.53	.40	.37	.48	.48	.31	.63	.60	.33	.25
Na2O	3.96	3.73	3.61	3.45	3.45	3.40	4.74	3.13	2.75	2.80	4.10
K2O	4.31	4.24	4.00	4.36	4.26	4.26	4.15	5.15	5.10	4.70	4.00
P2O5	.32	.45	.41	.29	.39	.38	.10	.26	.16	.15	.03
ppc	1.00	1.17	.92	1.00	1.93	1.12	1.25	1.34	2.00	2.15	.87
TOTAL	100.06	99.88	99.59	100.71	100.60	99.91	99.99	99.73	99.80	99.93	99.80

LEUCOGRANITO CORDIERITICO

DIQUES RIOLITICOS Y ADAMELLITICOS

MUESTRA	JF 9040	JF 9279	JF 9281	JF 9277	JF 9284	JF 9283	JF 9278	JF 9280	JF 9282	JF 9285	JF 9033
SiO2	73.49	72.74	71.26	75.70	73.91	73.96	73.05	72.59	72.35	72.24	74.26
TiO2	.21	.18	.19	.15	.30	.26	.23	.25	.30	.33	.24
Al2O3	14.39	14.46	14.38	13.11	13.39	13.26	14.10	14.57	14.41	13.91	13.39
FeO	1.57	1.88	1.55	1.34	1.90	1.78	1.73	1.68	2.00	2.20	1.58
MgO	.34	.45	.31	.24	.52	.45	.41	.36	.52	.48	.41
MnO	.05	.05	.04	.05	.05	.04	.05	.04	.05	.06	.05
CaO	.59	.71	.54	.45	1.05	1.10	.55	.60	1.07	1.18	.80
Na2O	3.92	3.96	3.90	3.81	3.81	3.71	3.45	3.60	3.90	3.94	3.88
K2O	4.50	4.64	4.43	4.12	4.19	4.24	4.38	5.20	4.27	4.52	4.18
P2O5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
ppc	.90	.94	1.22	.80	.58	.84	1.79	1.11	.84	.68	.56
TOTAL	99.96	100.01	99.82	99.77	99.70	99.64	99.74	100.00	99.71	99.54	99.35

GRANITO GRUESO

GRANITO FINO

MUESTRA	JF 9259	JF 9260	JF 9267	JF 9269	JF 9273
SiO2	69.53	70.42	69.87	71.16	70.71
TiO2	.38	.34	.39	.31	.35
Al2O3	15.40	15.05	15.22	14.88	14.92
FeO	2.50	2.30	2.50	2.10	2.20
MgO	1.00	.90	.90	.60	.80
MnO	.04	.04	.04	.04	.03
CaO	2.00	1.50	2.25	1.20	1.50
Na2O	3.70	3.40	3.80	3.40	3.40
K2O	4.10	4.70	3.70	4.50	4.60
P2O5	.15	.14	.17	.29	.17
ppc	.90	1.00	.90	1.17	1.00
TOTAL	99.7	99.79	99.74	99.65	99.68

MICROADAMELLITA

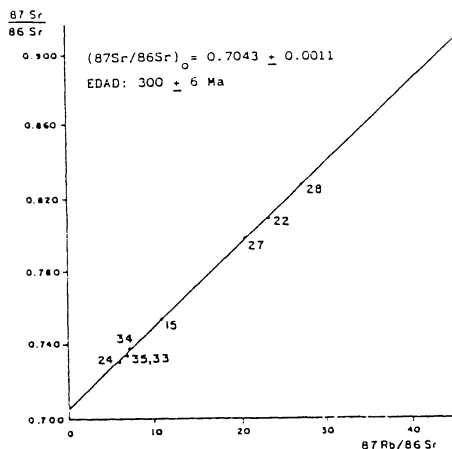


Fig. 13. Diagrama correspondiente a la isocrona definida por 8 muestras del Plutón de El Guijo.

TABLA 3. Datos analíticos e isotópicos de las muestras utilizadas para geocronología.

MUESTRA	Rb ppm	Sr ppm	87Rb/86Sr	87Sr/86Sr
15	284	81	10.025	0.7518
22	368	53	20.422	0.7991
24	288	138	5.948	0.7320
27	349	52	19.186	0.7905
28	379	44	25.335	0.8215
33	278	113	7.024	0.7364
34	273	114	6.864	0.7346
35	284	123	6.589	0.7336

METAMORFISMO DE CONTACTO

La aureola de metamorfismo inducida por el plutón de El Guijo en los materiales carboníferos encajantes es de extensión reducida, puesto que en algunos sitios sólo tiene 1 Km de anchura, hecho típico de plutones de emplazamiento epizonal.

Las paragénesis más habituales son: cordierita ± moscovita + biotita ± andalucita, pero en la zona más próxima al plutón llegan a encontrarse paragénesis con feldespato potásico + andalucita + sillimanita + cordierita, lo que indica que se han alcanzado condiciones de metamorfismo de alto grado o corneanas piroxénicas (moscovita-out).

La reacción de desestabilización de moscovita en presencia de cuarzo para dar feldespato potásico + silicato de aluminio + agua tiene lugar a 580°C y 1 kb (WINKLER, 1978) y a 625°C ± 10°C y 2 kb (AUBOUIN *et al.*, 1981).

La temperatura de intrusión deducida de estos datos, siguiendo el método de JAEGER (1957) rondaría los 750°C. A esta temperatura debe reconocérsele carácter orientativo pues, como reconocen otros

autores (PASCUAL, 1984), existen fases retrometamórficas posiblemente ligadas a circulación tardía de fluidos, que han llegado a enmascarar por completo la paragénesis original.

Las relaciones del metamorfismo con la deformación regional indican que aquél se desarrolló con posterioridad a todas las fases de deformación penetrativa existentes en la zona. Sin embargo, es un hecho conocido (PASCUAL, 1984) que la crenulación de la esquistosidad de Culm no está homogéneamente distribuida, y que, en detalle, existen variaciones en la cronología de las fases de deformación que producen crenulación de la S₁.

RELACIONES CON OTRAS ROCAS DEL BATOLITO

Como anteriormente se ha adelantado, el plutón de El Guijo pertenece a un grupo de plutones ácidos, zonados, que se alinean formando un pequeño ángulo con la alineación granodiorítica que constituye la mayor parte de los tercios central y occidental del batolito de los Pedroches (Fig. 1). La rela-

ción con el encajante, tanto de las facies granodioríticas como de los plutones más ácidos, son netamente de intrusión en ambientes muy someros de la corteza (los materiales encajantes presentan grado metamórfico que alcanza como mucho las condiciones de grado muy bajo (WINKLER, 1978): paragénesis con prehnita-pumpellita-clorita-epidota, en rocas básicas, fuera de la anomalía térmica que produjo la intrusión del batolito). Por su parte, las relaciones entre el grupo de plutones ácidos y la unidad granodiorítica son variables. Mientras que la relación es claramente transicional en la parte más oriental del batolito (plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza; QUESADA *et al.*, en prensa), los plutones ácidos que aparecen más al oeste son netamente intrusivos en las granodioritas, el encajante, o en ambos a la vez. En el caso concreto que nos ocupa, las rocas que constituyen el plutón de El Guijo intruyen, por su margen septentrional, al encajante carbonífero, con posterioridad a la deformación penetrativa hercínica del mismo. Por su margen meridional, intruyen a las granodioritas, estando el contacto remarcado por una zona de cizalla dúctil, generalmente desarrollada en las granodioritas, en la que se produjo la retrogradación de la paragénesis ígnea a condiciones de grado bajo de metamorfismo (FERNANDEZ *et al.*, en prensa). Esta zona de cizalla que sigue el contacto, se interpreta en relación con la intrusión forzada de el plutón de El Guijo en las granodioritas, previamente cristalizadas y relativamente frías.

Aunque estos hechos indican la existencia de un margen de tiempo relativamente amplio entre la intrusión de ambos tipos plutónicos (granodioritas, y granitos de plutón de El Guijo, respectivamente), la conexión genética entre ellos parece inequívoca a la luz de las relaciones de transición que ambos grupos de rocas presentan en el plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza (QUESADA *et al.*, en prensa), por un lado, y de la correlación geoquímica existente entre

ellos, por el otro. Las granodioritas parecen representar un extremo del campo de evolución magmática, con un «trend» nítidamente calcoalcalino, de las rocas peraluminosas del batolito de Los Pedroches; estando representado el otro extremo por leucogranitos cordieríticos (\pm moscovita), como los que aparecen en el núcleo del plutón de El Guijo (FERNANDEZ *et al.*, en prensa; LARRERA *et al.*, en prensa; QUESADA *et al.*, 1990).

CONCLUSIONES

Los datos presentados permiten extraer algunas conclusiones que se refieren tanto a la evolución propia del plutón de El Guijo, y de aquellos otros similares a él en el batolito de Los Pedroches s. l., como a implicaciones más generales respecto a la evolución del batolito en su conjunto y de su contexto regional.

Conclusiones sobre la evolución del plutón de El Guijo

- Intrusión forzada de magmas graníticos peraluminosos y formación de una cámara magmática en niveles corticales epizonales.
- Evolución, por procesos de diferenciación magmática, hasta las facies más ácidas, cuyo resultado es la zonación centrípeta que presenta. Esta zonación sugiere la existencia de un régimen convectivo vigoroso dentro de la cámara magmática, en el que la separación de cristales se vería favorecida.
- Formación precoz de los megacristales de feldespato potásico, sugerida por aspectos texturales tales como su orientación en medio magmático, y el hecho de que estén corroídos por la matriz y nunca la engloben.

- Cristalización también magmática de cordierita y andalucita, cuyas relaciones con las otras fases permite descartar su origen por asimilación de material encajante aluminoso.
- Cristalización hace 300 ± 6 Ma de un fundido con relación ($87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$) $o = 0.704$. Este último valor es bastante bajo para una magma peraluminoso y, por tanto, de origen cortical más probable.

Implicaciones regionales

- Conexión genética de estas rocas con las facies granodioríticas del batolito de los Pedroches, respecto a las cuales representarían productos más diferenciados.
- Cristalización del conjunto del batolito en un proceso relativamente largo, como sugieren las diversas formas de relacionarse los productos ácidos, más evolucionados, con las facies granodioríticas más antiguas.
- La baja relación isotópica inicial $87 \text{ Sr}/86 \text{ Sr}$ podría explicarse consi-

derando un proceso de intercambio isotópico con magmas básicos de origen mantélico, en el área fuente cortical de los magmas que dieron lugar a las rocas del batolito. Un mecanismo de «underplating» de magmas básicos explicaría además el aporte térmico necesario para producir fusión parcial en la corteza, en una región como ésta en la que los procesos de imbricación/denudación tectónicos ligados a la orogenia hercínica son bastante modestos (QUESADA *et al.*, 1990).

- Finalmente, la edad de cristalización de las rocas del plutón de El Guijo (300 ± 6 Ma) permite poner un límite superior mínimo a la edad de la deformación penetrativa de las unidades encajantes.

AGRADECIMIENTOS

A M. E. López y M. A. López, que mecanografiaron el texto y a J. M. Martín que delineó parte de las figuras.

BIBLIOGRAFÍA

- AUBOUIN, J.; BROUSSE, R. y LEHMAN, J. P. (1981). Tratado de Geología. T 1, Petrología. *Ed. Omega*. Barcelona. 612 pp.
- CHAPPEL, B. W. y WHITE, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific geology*, 8: 173-174.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983). A chemical/mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edimburgh, Earth Sc.*, 73: 135-149.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDELANDE, P. y MARCHAL, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis —its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- FERNANDEZ, F. J. (1987). Caracterización petrológica y geoquímica de la granodiorita de Los Pedroches y el plutón de El Guijo (Batolito de Los Pedroches). Córdoba. España. *Tesis. Licen. Univ. Oviedo*, 150 pp.
- FERNANDEZ, F. J.; CUETO, L. A., LARREA, F. J. y QUESADA, C. (en prensa). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie (Magna), Hoja n.º 859: Pozoblanco. *I. T. G. E.*
- FRASL, G. (1954). Anzeichen schmelzflussigen und hochtemporierten Wachstums an den grosse Kalifeldspaten einiger Porphyrygranite. *Jahr. Geol. Bundesanstalt*. Wien. 47: 71-131.
- GAUTHIER, J. C. (1973). Evolution granitique, développement des granites à deux micas et géochimie des alcalins dans la Mancha Orientale. (Massif Central français). *Sciences de la Terre*, 18 (4): 315-352.
- HIBBARD, M. J. (1965). Origin of some alkali feldspar phenocrysts and their bearing on petrogenesis. *Am. J. Sci.*, 263 (3): 245-261.
- JAEGER, J. C. (1957). The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Am. J. Sci.*, 255: 306-318.
- LARREA, F. J.; CUETO, L. A.; FERNANDEZ, F. J. y QUESADA, C. (en prensa). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000 2.ª serie (Magna), hoja n.º 881: Villanueva de Córdoba. *I. T. G. E.*
- PASCUAL, E. (1984). El batolito de Los Pedroches en el sector de Hinojosa de Duque-Santa Eufemia. *Memorias e Noticias. Publ. Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, 97: 39-50.
- QUESADA, C.; CUETO, L. A.; FERNANDEZ, F. J. y LARREA, F. J. (en prensa). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie (Magna), hoja n.º 882: Cardena. *I. T. G. E.*
- QUESADA, C.; LARREA, F. J.; FERNANDEZ, F. J. y CUETO, L. A. (1990). Modelo genético de emplazamiento de las granodioritas de Los Pedroches. *Bol. Geol. Min.*, 101 (en prensa).
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Satao region (Northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37: 617 pp.
- WINKLER, H. G. F. (1978). Petrogénesis de las rocas metamórficas. *Ed. Blume*, Madrid. 346 pp.

Recibido, 16-IV-90

Aceptado, 20-VI-90