

MODELO GENETICO DE EMPLAZAMIENTO DE LAS
GRANODIORITAS DE LOS PEDROCHES

- Final
Informe común
hacer copias y
referencia de 5 las
fotos se quedan en 1
carpeta

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

Resumen

El Batolito de los Pedroches está constituido principalmente por granodioritas biotíticas ($\pm$ anfíbol), adamellititas, granitos biotítico-cordieríticos y leucogranitos cordieríticos ($\pm$ moscovita). Dentro del conjunto granodiorítico se han identificado varias facies, entre ellas la granodiorita de Los Pedroches (GP), mayoritaria, y la microgranodiorita porfídica poiquilítica (MGPP), cuyas relaciones mutuas son objeto de esta contribución.

La GP constituye la mayor parte del sector centro-occidental del batolito y, en relación con ella, aparecen los afloramientos de MGPP en forma de stock de dimensiones hectométricas y enclaves de dimensiones variables que se concentran localmente en el centro y los bordes de la banda formada por la GP. En cuanto a composición mineralógica y geoquímica no existen diferencias significativas entre ambas facies, siendo sin embargo muy diferentes desde el punto de vista textural.

Todos estos procesos se interpretan en relación con diferentes condiciones de emplazamiento de ambas facies, representando la MGPP facies marginales parcialmente cristalizadas, englobadas por la GP bien como consecuencia de procesos de convección en la cámara magmática, o durante su ascenso hacia niveles más someros de la corteza; hecho este demostrado por abundantes evidencias de procesos de mezcla entre ambos tipos de líquidos cogenéticos (magma mingling-magma mixing).

Finalmente se propone un modelo genético de emplazamiento de estos magmas, que contempla su ascenso por mecanismos de propagación de fracturas a través del magma y el encajante, stopping , y convección importante en la cámara magmática.

ABSTRACT

Major petrographic rock types forming the Pedroches Batholith include: 1) biotite-bearing granodiorites (+ amphibole); 2) adamellites; 3) biotite-bearing granites (+ cordierite), generally porphyritic; and, 4) cordierite-bearing leucogranites (+muscovite). Two main facies have been distinguished within the granodioritic group: a) the so-called Pedroches Granodiorite (GP), a medium grained, fairly homogenous and largely predominant facies; and, b) a Porphyritic Poikilitic Microgranodiorite (MGPP). Description of their mutual relationships constitutes the main aim of this contribution.

N The GP forms the most part of the central and western thirds of the batholith. The MGPP appears in close association to the former as hectometre-scale stocks and variably large enclaves which are locally concentrated towards the centre and margins of the belt defined by the GP. Both facies show practically undistinguishable mineralogical and geochemical compositions, being however extremely different from a textural point of view.

These characteristics are interpreted as indicative of contrasting crystallization conditions: the MGPP representing partially quenched (crystal rich) facies which formed at the margins of a zoned magma chamber, and which were englobed by the less crystallized GP melt occupying central parts of the chamber, as a consequence of convective motion within it or during its ascent to shallower crustal

environments. This interpretation is strongly supported by widespread evidence of mixing and mingling of both cogenetic liquids. Finally a genetic model for the emplacement of these rocks is proposed. This involves ascent by mostly magma fracture propagation, stopping, and vigorous convection within the magma chamber.

1.-INTRODUCCION

El Batolito de Los Pedroches constituye una unidad ignea compleja, formada por un conjunto de plutones que se extienden desde las proximidades de Arquillos (al este de Linares) en la depresión del Guadalquivir, hasta la comarca del Valle de la Serena en la depresión del Guadiana. Todo ello supone una longitud de afloramiento ininterrumpido de más de 200 Km., con una anchura variable entre 8 y 30 Km., que constituye el cuerpo principal de una alineación ignea que se prolonga de forma discontinua, unos 200 Km más, hasta el límite de la cuenca Mesozoica costera portuguesa (fig.1), por los plutones de Campanario, Mérida, Villar del Rey, Nisa-Alburquerque, etc.

Geológicamente, ha sido considerado clásicamente como el elemento de separación entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena del Macizo Ibérico (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974). La ubicación mas reciente de dicho límite al sur del Batolito de los Pedroches s.l., en la denominada zona de cizalla de Badajoz-Córdoba (Laurent y Bladier, 1974; Robardet, 1976; Ribeiro et al., 1990) y la inclusión del mismo, por tanto dentro de la zona Centro-Ibérica, no resta importancia al significado geotectónico de este notable lineamento ígneo.

El extenso afloramiento de rocas igneas de aproximadamente 2.000 Km² de superficie, de dirección NO-SE (Fig.1), se orienta subparalelamente a las estructuras regionales

hercínicas emplazándose en un vasto sinclinorio constituido por materiales de edad paleozoica. La intrusión a altas temperaturas de los magmas que dieron lugar a las rocas del batolito en niveles corticales someros, produjo una aureola de metamorfismo de contacto de anchura variable en la unidad encajante, que alcanzó la facies de corneanas piroxénicas en los niveles más internos de la misma.

En conjunto, el batolito se compone mayoritariamente de tres grupos de rocas ígneas (fig.1.), con variabilidad composicional bastante restringida (valores extremos de sílice comprendida entre 65 % y 75 %) :

- a) grupo granodiorítico bien desarrollado en los sectores central y occidental del Batolito de los Pedroches. s. str.
- b) grupo adamellítico-granítico, predominante en la parte oriental del mismo y con representación más discontinua en el sector central y occidental: plutones de Mogabar, El Guijo y Santa Eufemia siendo exclusivo en su extensión hacia el Oeste (plutones de Campanario y Nisa-Alburquerque, entre otros)
- c) grupo de filones ácidos, que cortan a los otros dos grupos anteriores, formando una red filoniana espectacular de dirección N 120-140 E.

Las relaciones entre los grupos plutónicos, granodiorítico y granítico, son variables, existiendo tanto pasos transicionales como relaciones de intrusión entre ellos. Con carácter general las facies más ácidas son relativamente más jóvenes que las más básicas. Localmente existen procesos de mezcla entre facies más y menos básicas.

En conjunto todos estos hechos de observación sugieren una conexión genética, entre ambos grupos de rocas, probablemente relacionados entre si por procesos de diferenciación magmática de diversa índole a partir de un magma primario común; entendiendo por magma primario, aquel que llegó a constituir cámaras magmáticas en niveles someros corticales, próximos a la ubicación actual de la misma, sin entrar aquí en la posible génesis de dicho fundido ni en sus posibles áreas fuentes. Esta interpretación está corroborada por las características petrográficas y geoquímicas de las rocas (Fernández, et al., en prensa; Larrea et al., en prensa), si bien su tratamiento escapa del objetivo de esta contribución, refiriéndose únicamente con el fin de encuadrar en su contexto general las rocas objeto del mismo: el grupo granodiorítico.

2.- GRANODIORITAS DEL BATOLITO DE LOS PEDROCHES

Dentro del grupo granodiorítico pueden distinguirse cuatro tipos litológicos diferentes, con representación volumétrica (areal) muy desigual:

- 1) El tipo predominante con mucho es el constituido por granodioritas biotíticas, localmente anfibólicas, de grano medio y muy homogéneas, que denominamos Granodioritas de los Pedroches (GP). Es la facies común del batolito en sus tercios central y occidental y como rasgo característico conviene resaltar la profusión de enclaves que presenta, sobre todo en partes marginales de sus afloramientos, tanto de origen metasedentario (del encajante inmediato) como otros, microgranudos, de génesis incierta, pero con texturas ígneas, al menos aparentemente.

- 2) Un segundo tipo litológico minoritario es el formado por lo que denominamos Microgranodiorita Porfídica Poiquilítica (MGPP), una facies especial cuya descripción, comparación y relaciones con la GP común constituye el objetivo principal de esta nota.
- 3) Un tercer grupo, muy minoritario, es el formado por rocas bastante leucocráticas, que varían en composición entre leucogranodioritas y leucoadamellitas, y que se disponen a manera de cúpulas, con contactos transicionales o netos, subhorizontales, sobre la GP. Sus afloramientos están cortados por una profusión de diques aplopegmatíticos ricos en turmalina. Estas facies se interpretan como productos de la cristalización de bolsadas de magmas residuales ricos en volátiles, localizadas en la interfase granodiorita/encajante en zonas de techo local de la cámara magmática, y son diferentes de las facies adamellítico-graníticas que, con contactos transicionales muy buzantes o subverticales, constituyen las partes centrales de plutones con zonación / diferenciación centrípeta en otros sectores del batolito de los Pedroches (p.ej.: plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza , fig.1; Quesada et al, en prensa).
- 4) Finalmente, el cuarto tipo de rocas granodioríticas reconocido en el batolito de los Pedroches es el formado por pórfidos de esta composición, que aparecen en diques aislados con orientación NW-SE cortando únicamente a las rocas granodioríticas en la mitad occidental del batolito, y que definen un denso haz, con geometría sigmoidal, al sur de la localidad de Pozoblanco (fig.2).

Desde un punto de vista composicional, tanto mineralógico como geoquímico, los cuatro tipos son muy similares, con las obvias diferencias, ya señaladas, para el grupo de ~~leucoadamellitas~~ ^{granodioritas}, producto de un proceso de diferenciación local. Los otros tres tipos, más homogéneos en composición, presentan sin embargo notables diferencias texturales, que se interpretan como reflejo de las condiciones particulares en que su cristalización tuvo lugar. La presencia de los diques de pórfidos granodioríticos, localmente formando haces de envergadura kilométrica, tanto en longitud como en anchura, y disposición sigmoidal, sugiere, entre otros, los siguientes procesos:

- ascenso hasta niveles epizonales de varios pulsos de magmas granodioríticos a lo largo del tiempo.
- mecanismo de ascenso más probable por propagación de fracturas a través del magma en cristalización, en una situación permisiva (extensional), ligada a un régimen transpresivo de deformación regional (Quesada, 1990). La ausencia de fábricas de deformación compresiva, penetrativas en el conjunto del batolito, y la geometría sigmoidal de los haces de diques, congruente con un régimen regional de transpresión sinistrosa, apoyan fuertemente esta interpretación.

Por otra parte, las diferencias texturales y las relaciones geométricas y temporales entre las facies común (GP) y la MGPP, probablemente ligadas también a las condiciones particulares de su cristalización, permiten añadir precisiones al proceso evolutivo de estas facies y del batolito en general, y su análisis comparativo es abordado a continuación.

3.-RELACIONES GEOMETRICAS Y TEMPORALES

Las relaciones de contacto entre GP y MGPP constituyen uno de los elementos fundamentales que permiten caracterizar, no solo sus edades relativas de emplazamiento, sino también las condiciones reológicas en que ambos tipos litológicos se encontraban cuando entraron en contacto. A la escala del batolito la MGPP aparece como pequeños stocks subelípticos de dimensiones hectométricas (raramente kilométricas), con alargamiento subparalelo a la estructura dominante del batolito, englobados por la GP; y, sobre todo, como numerosos enclaves de dimensiones decimétricas a métricas, a veces coalescentes, también englobados por la GP. Tanto stocks como concentraciones de enclaves de MGPP están localizados en tres áreas principales, en la transversal del batolito entre Conquista y Villanueva de Córdoba (fig.1), dos de ellas próximas a ambos bordes del batolito y una tercera aproximadamente hacia el centro del mismo, al S de Pedroche. La máxima concentración conocida aparece al sur de Pozoblanco (fig.3), próxima al borde meridional del batolito, donde se define un área alargada de unos 10 Km. de longitud y anchura media en torno a 2 Km., en la que stocks y enclaves de MGPP englobados por la GP son muy abundantes.

A la escala del afloramiento los contactos entre ambas facies son tanto transicionales (fig.4) como netos. En este último caso, a veces se observan bordes de enfriamiento en la GP en contacto con la MGPP (fig.5). Las formas de los contactos son normalmente lobuladas (fig.6) con la convexidad hacia el lado de la GP, típicas de procesos de "mingling" de dos líquidos con viscosidades diferentes (Vernon, 1983; Bussell, 1985 ; Furman y Spera, 1985; Frost y Mahood, 1987, Vernon et al., 1988). En nuestro caso, la MGPP sería más viscosa que la GP, hecho también sugerido por la existencia de inyecciones locales (rotura frágil) de GP

en la MGPP (fig.7), e indirectamente por la menor temperatura de la MGPP indicada por los bordes de enfriamiento antes citados en la GP.

Otros argumentos que apoyan una relación líquido / líquido entre ambas facies granodioríticas son : la presencia esporádica de enclaves de GP en "gotas" de MGPP (fig.8); la existencia de enclaves microgranudos de origen incierto compartidos por ambas facies en relación transicional; y, sobre todo, la existencia frecuente de zonas de mezcla íntima de ambos líquidos, marcada por "schlieren" con estructuras fluidales (fig.9) y producidas probablemente por la rotura de algunas de las "gotas", en equilibrio metaestable, en relación con turbulencias en el régimen convectivo que presumiblemente existía en la cámara magmática; hecho éste sugerido por la disposición subparalela de los ejes mayores de los enclaves dentro de la GP.

En conclusión, las relaciones geométricas entre ambos tipos granodioríticos sugieren la coexistencia de dos líquidos con viscosidades y temperaturas diferentes, aunque no tanto como para impedir la mezcla y subsiguiente homogeneización de ambos, esporádicamente.

4.-ASPECTOS COMPOSICIONALES Y TEXTURALES

Desde el punto de vista de sus composiciones respectivas, tanto mineralógicas como geoquímicas, la GP y la MGPP son prácticamente indistinguibles. La mineralogía de ambas es idéntica y bastante banal, con cuarzo, plagioclasa (andesina), feldespato potásico perthítico y biotita como minerales principales, a los que de forma muy esporádica se añade hornblenda en cantidades accesorias. Minerales accesorios comunes son apatito, circón, rutilo y opacos. La única anomalía reseñable a la monotonía mineralógica general viene dada por la existencia local de facies con silicatos

de aluminio (sillimanita y andalucita), cordierita, espinelas verdes y corindón modales, localizadas en las inmediaciones del borde del batolito, e interpretadas como el resultado de asimilación de material encajante aluminoso por parte del magma granodiorítico (Larrea et al, en prensa).

Desde el punto de vista geoquímico ambas facies son igualmente idénticas, tanto en cuanto a elementos mayores como menores y trazas. En las figuras 10, 11, 12 y 13 se presentan gráficamente los datos relativos a elementos mayores de algunas muestras de ambas facies en el sector de Pozoblanco-Villanueva de Córdoba, en los diagramas AFM (Wright,1974), de la Roche et al. (1980), de variación de Harker (1909) y A/B de Debón y Le Fort (1983), respectivamente, correspondientes a los análisis recogidos en la tabla 1. En todo ellos puede verse la absoluta coincidencia de los diversos parámetros considerados para ambas facies, que en conjunto definen una asociación alumino-cafémica con evolución calcoalcalina típica. Tanto el carácter peraluminoso de la asociación como su evolución calcoalcalina quedan aún más resaltados cuando se incluyen los datos relativos a los otros tipos litológicos del batolito (adamellitas, granitos y leucogranitos), pero su discusión detallada escapa al objetivo de este trabajo. (léase Fernández et al., en prensa; Larrea et al. , en prensa; Quesada et al., en prensa).

La notable identidad composicional que existe entre ambas facies granodioríticas no existe, sin embargo, en lo que se refiere a sus texturas respectivas, que son extremadamente diferentes. La GP presenta una textura bastante homogénea y banal (fig. 14): hipidiomorfa, de tamaño de grano medio y, localmente, débilmente porfídica, en la que únicamente resalta el marcado zonado oscilatorio de las plagioclasas. Generalmente no presenta orientación preferente alguna, con la excepción de áreas localizadas en las inmediaciones de los contactos con el encajante, en las que

los ferromagnesianos definen una débil foliación (magmática) subparalela a los mismos.

Por su parte, la MGPP presenta una textura muy peculiar (fig.15) en la que resaltan la marcada bimodalidad en el tamaño de grano y el fuerte carácter poiquilítico, que confiere a la roca un aspecto pseudoacumulado. La "fase cumulus", de grano fino, está formada principalmente por plagioclasa, biotita y algunos cristales de cuarzo "estallados". Estos minerales, de hábito subidiomorfo, son englobados por una "fase intercumulus", de tamaño de grano medio, con características similares a la GP común, pero fuertemente poiquilítica, formada por un entramado hipidiomorfo de biotita, plagioclasa y, sobre todo, feldespato potásico y cuarzo.

Esta textura que presenta la MGPP sugiere que el proceso de cristalización no fue continuo, sino en dos tiempos. La explicación más simple de este hecho es como consecuencia de un aumento relativo de temperatura o, alternativamente, y quizás más probablemente, por una descompresión rápida. Un cambio en las condiciones termodinámicas es también el más plausible en nuestro caso, toda vez que la mezcla con otros líquidos de composiciones diferentes, capaces de desestabilizar las fases previamente cristalizadas, puede descartarse a la luz de la homogeneidad composicional de estas rocas.

5.- ASPECTOS ESTRUCTURALES

Dentro del batolito de los Pedroches s.str., es decir el sector comprendido entre las cuencas terciarias del Guadiana y del Guadalquivir, las facies granodioríticas constituyen un afloramiento continuo, que va desde la comarca de La Serena en Badajoz, hasta aproximadamente el meridiano de Cardena en Córdoba (fig.1) y constituyen la mayor parte de

los dos tercios occidentales del batolito. Hacia el este desaparecen, pasando de forma gradual a los otros tipos litológicos citados (granitos y adamellititas), que definen lo que denominamos el plutón zonado de Cardaña - Virgen de la Cabeza (fig.1). Es este un plutón complejo desde el punto de vista estructural (Quesada et al., en prensa; Larrea et al., en prensa, b, c), cuya descripción escapa al objetivo de este artículo. En el área de afloramiento masivo de las granodioritas, la estructura es aparentemente más simple, resaltando especialmente : 1) varios plutones ácidos, zonados, similares al de Cardaña - Virgen de la Cabeza en composición, pero de carácter circunscrito y netamente intrusivos en las granodioritas, en el encajante, o en ambos (plutones de Mogabar, El Guijo, Santa Eufemia, Campanario; Fig.1) ; 2) un haz de diques granodioríticos, sigmoidal (fig. 1 y 2) ; y 3) un haz densísimo de diques ácidos (granítico-adamellíticos), débilmente sigmoidal (fig.1) , con anchura media en torno a 8 Km y longitud superior a 100 Km.

El conjunto de plutones ácidos circunscritos define una alineación, paralela al haz de diques principal, también ácidos, que es ligeramente oblicua (fig.1) a la alineación definida por las granodioritas y el plutón de Cardaña- Virgen de la Cabeza.

Las granodioritas por su parte, como se ha venido insistiendo reiterativamente, son muy homogéneas tanto composicional como estructuralmente, y parecen definir una única unidad plutónica. Aparte de una fracturación frágil de importancia variable, y de estrechas bandas cataclásticas de poca entidad, ligadas a procesos post-magmáticos de deformación regional o directamente ligadas a la intrusión forzada de los plutones ácidos, como por ejemplo la banda cataclástica desarrollada alrededor del plutón de El Guijo (Fernández, 1987; Fernández et al., 1990; Fernández et al., en prensa), los únicos rasgos estructurales reseñables en

las granodioritas de los Pedroches corresponden a orientaciones magmáticas de filosilicatos, limitadas a la inmediata proximidad de los contactos con el encajante, y a orientaciones de enclaves. Ambos hechos son directamente interpretables como evidencia de procesos de convección en la cámara magmática durante el enfriamiento y cristalización del conjunto granodiorítico.

En cuanto al contexto regional, tanto la geometría del batolito en su conjunto, mucho más largo que ancho, como la profusión de diques y las dimensiones que los haces de diques alcanzan, sugieren un mecanismo fisural para el ascenso y emplazamiento final del mismo. La apariencia global es la de una enorme fisura tensional de escala cortical, cuya geometría (orientación y estructura interna con sigmoides definidos por los haces de diques) es compatible con una situación regional de transpresión sinistrosa, interpretación generalmente aceptada para la evolución tectónica de este sector del Macizo Hespérico durante la orogenia hercínica (Ribeiro et al., 1990; Quesada, 1990). El alcance cortical de este lineamiento es claramente sugerido por la existencia, con carácter precursor respecto a las rocas del batolito, de un magmatismo basáltico de origen mantélico (Sánchez Carretero et al., 1990), representado tanto por intercalaciones volcánicas en el encajante carbonífero inferior del batolito (Pérez Lorente, 1980; Apalategui et al., 1986; Larrea et al., en prensa-a), como por enclaves localizados del mismo material dentro de éste, localmente de envergadura kilométrica (Eguiguren, 1983; Arriola et al., 1985; Larrea et al., en prensa-b).

El emplazamiento de las rocas del batolito de los Pedroches sería, por tanto, netamente sin-tectónico si bien la ausencia de fábricas penetrativas proclama su carácter post-cinemático respecto al episodio de deformación que produjo la deformación penetrativa de las rocas encajantes.

6.-HIPOTESIS GENETICA SOBRE EL EMPLAZAMIENTO DE LAS GRANODIORITAS DE LOS PEDROCHES.

Un contexto tectónico regional como el esquematizado en el apartado anterior favorecería, mientras estuviese activo, la formación continuada de fracturas extensionales, por mecanismos de "pull-apart", que podrían ser aprovechadas por magmas generados en zonas profundas para su ascenso hasta niveles corticales someros, donde eventualmente podrían detenerse en función de la acción combinada de diversos parámetros físicos (viscosidad, contraste de temperatura y densidad con el encajante, carga litostática, etc.). En nuestro caso, tanto el ascenso a través de una importante red de fisuras, sugerido por los haces de diques, como la formación de cámaras magmáticas en niveles someros a las que los magmas granodioríticos fueron episódicamente llegando, parecen estar fuera de toda duda, de acuerdo con las evidencias presentadas en apartados anteriores. Aunque no se han realizado por el momento estudios de geobarometría/geotermometría, una estimación aproximada de las condiciones termodinámicas existentes en el área en que se ubicaron las cámaras magmáticas puede adelantarse, usando los argumentos indirectos que aportan los minerales metamórficos desarrollados en la aureola de contacto, junto con las paragénesis metamórficas regionales fuera de la anomalía térmica que generó el emplazamiento del batolito. En este sentido, la existencia de una banda de corneanas piroxénicas, con desarrollo de paragénesis con cordierita- andalucita-sillimanita-Fdk (Larrea et al., en prensa), que, aunque estrecha, bordea de forma continua el batolito, al menos en el sector que aquí se trata, indica una temperatura mínima en el contacto en torno a 600 ° C (coexistencia de andalucita y sillimanita y condiciones de moscovita-out) cuando el magma granodiorítico alcanzó su cámara magmática (Winkler, 1976, Ernst,1976). Por otra parte, el encajante, carbonífero en el sector que nos ocupa, aparece en

condiciones anquimetamórficas o de grado muy bajo de metamorfismo (prehnita-pumpellitita-epidota-clorita, desarrolladas en las rocas basálticas intercaladas), por lo que la presión a la que se establecieron las cámaras magmáticas no debió exceder de 2 Kb ($\leq$ 8 Km), ni la temperatura ligada al proceso regional superar los 350°C (Winkler, 1976).

En estas condiciones de contraste térmico entre encajante y magma, muy probablemente se aislase inicialmente un caparazón próximo a las paredes de la cámara magmática, de anchura reducida, en el que se produjese un enfriamiento más rápido del líquido granodiorítico, cuyo resultado fuese la cristalización de una facies de borde, porfídica de grano fino, en la que los fenocristales estarían representados por los minerales de cristalización más precoz. Quizás muchos de los enclaves microgranudos tan abundantes en las facies granodioríticas pudieran representar restos de dicha facies marginal, englobados posteriormente por nuevos pulsos de magma granodiorítico, cuya llegada y progresión a través del líquido en vías de cristalización tendría como consecuencia, por un lado, el aumento en tamaño de la cámara magmática y, por otro, el aislamiento de bloques entre fracturas, tanto involucrado al encajante como restos de magma parcial o totalmente cristalizado (en particular las facies de borde antes aludidas), cuyas condiciones reológicas y térmicas contrastarían con las del líquido recién llegado, y que tenderían a hundirse en el nuevo material menos viscoso y más caliente, según un proceso clásico de stopping. La presencia de un enclave kilométrico de material encajante (fundamentalmente lavas basálticas con intercalaciones menores de metasedimentos y vulcanitas ácidas) en el sector más occidental del afloramiento granodiorítico (entre Malpartida y Esparragosa de la Serena : Eguiguren, 1983), afectado por metamorfismo de contacto y completamente englobado por la granodiorita, apoyaría la existencia de

procesos de stopping en el techo de la cámara magmática, con el subsiguiente colapso gravitatorio de los bloques liberados dentro de la misma. Igual significado puede tener la presencia esporádica de las facies muy aluminosas referidas anteriormente, que podrían representar la asimilación total de los bloques de material pelítico encajante, hundidos en la cámara magmática.

La ausencia actual de una facies de borde con las características antes reflejadas, sugiere una migración centrífuga de la interfase térmica hacia el encajante, a medida que la cámara magmática fue aumentando su volumen, manteniéndose las condiciones térmicas dentro de la misma, dentro de un margen de variación más estrecho, probablemente como consecuencia de un régimen de convección muy activo y, en tanto hubo aporte de fundido.

En este contexto, las características peculiares de las facies granodioríticas descritas, así como su especial modo de relacionarse, tendrían una explicación coherente. La MGPP representaría fragmentos parcialmente cristalizados, bien de la banda marginal o bien simplemente restos de magma más antiguo ligeramente más frío, y por tanto más rico en fracción cristalizada, aislados por fisuras propagándose a través de ellos y rellenas por material joven más caliente y rico en fase fundida. Probablemente como consecuencia del contraste reológico, la homogeneización de ambos líquidos, por lo demás idénticos en composición, no fue posible en algunos sitios, produciéndose a manera de gotas del uno en el otro o viceversa, aunque en general son mayoría aplastante las "gotas" de MGPP en GP. Los procesos de convección a los que continuamente se viene haciendo referencia, habría jugado un papel fundamental en el aislamiento de dichas gotas, y su concentración en bandas, como la existente al sur de Pozoblanco.

Igual efecto habrían tenido la convección también en la dispersión de enclaves dentro del batolito, tanto de material encajante como microgranudos, sea su génesis la aquí propuesta u otra diferente.

En estas condiciones, la existencia de turbulencias en el régimen convectivo habría dado lugar a la rotura esporádica de algunas gotas, produciéndose la mezcla íntima de ambos líquidos, tal y como se ha descrito previamente.

La entrada en contacto del material MGPP con la fundido GP, más caliente, habría tenido como consecuencia inmediata la inversión del proceso de enfriamiento/cristalización que la MGPP estaba sufriendo, produciéndose una redisolución parcial de los cristales ya formados y siguiendo a partir de entonces una línea común de enfriamiento/cristalización con la GP. Este proceso explica satisfactoriamente y de manera sencilla la formación de la textura de dos tiempos, tan peculiar que muestra la MGPP.

En resumen, la hipótesis que se presenta sugiere que la formación de la vasta mancha granodiorítica que caracteriza los dos tercios occidentales del batolito de los Pedroches s.str., fue el resultado del establecimiento de una o varias cámaras magmáticas (finalmente coalescentes) en niveles corticales someros (< 8 Km de profundidad), que fueron creciendo en longitud y anchura por la llegada, en múltiples impulsos, de magmas granodioríticos composicionalmente muy homogéneos. Tanto la ampliación de la cámara magmática como la llegada progresiva de los magmas se vieron favorecidas por el desarrollo continuado de grietas tensionales, presumiblemente de envergadura cortical, desarrolladas como respuesta al régimen transpresivo sinistroso que caracteriza la deformación regional hercínica de este sector del Macizo Ibérico. El establecimiento de un vigoroso régimen de convección dentro de la cámara magmática, en respuesta a

contrastes térmicos dentro de la misma, permitió, por una parte, la redistribución de fases previas total o parcialmente cristalizadas (nuestra MGPP y los enclaves) e incapaces de homogeneizarse con el fundido recién llegado, y, por otra, la mezcla íntima y homogeneización casi completa de los numerosos pulsos de fundido que iban llegando y que permitieron el mantenimiento de condiciones térmicas fluctuantes, pero bastante constantes dentro de un margen de variación pequeño, mientras hubo llegada de material juvenil. Esta interpretación viene apoyada por la característica y marcadísima zonación oscilatoria que muestran las plagioclasas, que pudo verse coadyuvada por aumentos y descensos bruscos de la presión dentro de la cámara magmática, ligados a su apertura y cierre alternativos como consecuencia de la propagación de fracturas a través del magma en cristalización.

7.- COMENTARIO FINAL Y ALGUNAS ESPECULACIONES

La conclusión principal que puede obtenerse de los datos presentados, es la constatación de la utilidad de las observaciones más simples y clásicas: cartografía, relaciones geométricas entre facies, petrografía, geoquímica de elementos mayores e historia geológica local y regional, frecuentemente infrutilizadas en tiempos recientes en estudios de petrología ígnea, de cara al análisis de los procesos de emplazamiento y cristalización magmáticos. En nuestro caso, la utilización de dichas técnicas nos ha permitido desarrollar la hipótesis genética para el emplazamiento y cristalización de las facies granodioríticas del batolito de los Pedroches que ha sido embozada anteriormente. Evidentemente, otros aspectos tales como los procesos de diferenciación que dieron lugar a la formación de las facies más ácidas del batolito (adamellititas y granitos), o el estudio de la características del área fuente de los magmas primarios, requieren de métodos de estudio más

sofisticados (geoquímica más detallada, estudios isotópicos, etc.) y no han sido abordados aquí.

La relación genética entre granodioritas y, adamellitas y granitos del batolito de los Pedroches, a través de procesos de diferenciación magmática, parece sin embargo muy probable, de acuerdo con las relaciones geométricas y temporales que se observan en el plutón de Cardaña-Virgen de la Cabeza (fig.1) y de los datos geoquímicos disponibles (Fernández et al., en prensa; Larrea et al., en prensa, a, b, c; Quesada et al., en prensa).

La ausencia de tales procesos de diferenciación en los dos tercios occidentales del batolito, puede estar en relación con la llegada continuada de nuevos pulsos de magma granodiorítico y su rápida redistribución a través de la cámara magmática por el flujo convectivo, que los habría inhibido. Su amplio desarrollo posterior en sectores orientales, pudo estar ligado al cese en la llegada de nuevo material granodiorítico, instaurándose un régimen térmico más estático (enfriamiento uniforme) en el que los mecanismos de separación de cristales pudiesen ser más eficientes. Otros autores (García Casco, 1986; García Casco et al., 1.987) han sugerido que se trata de magmas sin relación genética entre sí, hecho que nos parece bastante improbable a la luz de los argumentos expuestos previamente.

Respecto a la caracterización del área fuente de los magmas, la falta casi absoluta de información fiable (geoquímica de elementos traza, isótopos) reduce las posibilidades a poco más que especulación. El carácter peraluminoso de la asociación magmática permite, no obstante, considerar una fuente cortical como la más probable. Este hecho contrasta con el único dato isotópico disponible hasta la fecha, que corresponde a una isocrona Rb-Sr, roca total, correspondiente al plutón ácido circunscrito de El

Guijo (fig.1) que suministra una edad de $300 \text{ Ma} \pm 6$, con una $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_0$ de 0.704 (Fernández et al., 1990), valor muy bajo para un granito de origen cortical. Una explicación posible de esta contradicción aparente, descartando que pueda ser el fruto de una imprecisión analítica, podría ser considerar un proceso de dos tiempos, con formación inicial de magmas básicos en fuentes mantélicas, cuya detención (underplating) en la base de la corteza habría disparado los procesos de fusión parcial de la misma. Un cierto grado de mezcla e intercambio isotópico entre magmas mantélicos y corticales explicaría la relación isotópica observada. Esta interpretación permite explicar no sólo este hecho, sino que además proporciona una fuente de calor capaz de inducir la fusión de la corteza, hecho difícil de justificar en un área como ésta en la que los procesos de imbricación/denudación tectónicos durante la orogenia hercínica son muy modestos. Conviene resaltar que esta interpretación no es absolutamente especulativa, viéndose apoyada por la presencia ya aludida de material volcánico básico, de naturaleza alcalina (Sánchez Carretero et al., 1990) tanto en el encajante carbonífero inferior del batolito, como constituyendo megaenclaves en el mismo, como el que aparece en el sector Esparragosa-Malpartida de la Serena (Eguiguren, 1983). El carácter precursor del volcanismo básico respecto al batolito y su práctica ausencia una vez que el magmatismo ácido fue establecido, sugiere que el ascenso de los magmas basálticos, probablemente por procesos similares a los descritos para las granodioritas, fue posible hasta que la presencia de una ancha zona parcialmente fundida en la base de la corteza hizo imposible, por sus condiciones reológicas, la migración de fracturas a través de ella.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos vivamente la atenta lectura crítica de una versión previa por parte de Félix Bellido, cuyas sugerencias han contribuido a mejorar sustancialmente este trabajo. Igualmente la eficaz colaboración prestada por R. Martínez (procesado de textos) y J. Vallejo y J.M. Martín (delineación).

BIBLIOGRAFIA CITADA

APALATEGUI, O.; ROLDAN, F.J.; PEREZ LORENTE, F. (1.986). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 880 (Espiel), I.G.M.E.

ARRIOLA, A.; EGUIGUREN, E.; GARROTE, A. (1985)- El Batolito de los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena (Badajoz). Temas Geológico-Mineros, 8: 19-28.

BUSSELL, M.A. (1985). The centred complex of the Rio Huaura: a study of magma mixing and differentiation in high-level magma chambers. In : Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J.; Beckinsale, R.D. (eds), Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes, pp. 128-155, Blackie-Halsted Press.

DEBON, F.; LE FORT, P. (1983)- A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans.Roy.Soc.Edimburgh : Earth Sci., 73: 135-149.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDELANDE, P.; 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.

EGUIGUREN, E. (1983)- El batolito de los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena. Tesis Licenc. Univ. Pais Vasco, 115 pp.

ERNST, W.G. (1976)- Petrologic Phase Equilibria. Freeman and Co., 333 pp.

FERNANDEZ, 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 Licenc. Univ. de Oviedo, 138 pp.

FERNANDEZ, J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J.; QUESADA, C. (1990)- El plutón de El Guijo: Petrología, Geoquímica, Edad y relación con otras rocas del Batolito de los Pedroches. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, (en prensa).

FERNANDEZ, J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J.; QUESADA, C. (en prensa)- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000; 2ª serie (Magna), hoja nº 859: Pozoblanco. I.T.G.E.

FROST, T.A.; 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.

FURMAN, T.; SPERA, F.J. (1985)- Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA. Jour Volc. Geotherm. Res, 24: 151-178.

GARCIA CASCO, A. (1986)- Petrología, geoquímica y mineralizaciones de W asociadas al Plutón de Santa Eufemia (Batolito de los Pedroches, Córdoba). Tesis Licenc.Univ. Granada, 332 pp.

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

HARKER, A. (1909)- The natural history of igneous rocks. McMillan, 355 pp.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L.N. (1974)-Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Serv. Public. Ministerio de Industria, 101 pp.

LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; FERNANDEZ, J. ; QUESADA, C. (en prensa-a)- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), hoja nº 881: Villanueva de Córdoba, I.T.G.E.

LARREA, F.J., CUETO, L.A.; FERNANDEZ, J.; MARTIN SERRANO,A.; QUESADA, C.; SANTISTEBAN, J.I. (en prensa-b)- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), hoja nº 904: Andújar, I.T.G.E.

LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; FERNANDEZ, J. (en prensa-c) Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), hoja nº 883: Virgen de la Cabeza, I.T.G.E.

LAURENT, P.; BLADIER, Y. (1974)- Etude d'un décrochement profond syn-métamorphique: le couloir blastomylonitique de Badajoz-Cordoue: 2ème Réunion Ann. Sci. Terre., Nancy, pp. 52.

LOTZE, F. (1945)- Zur gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. Geotect. Forsch., 6: 78-92.

PEREZ LORENTE, F. (1980)- El conjunto volcánico de edad Carbonífero inferior del sur de los Pedroches (Sierra Morena). Temas Geológico-Mineros, 4: 203-210.

QUESADA, C. (1990)-Geological constraints to the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. Tectonophysics, (en prensa).

QUESADA, C.; CUETO, L.A.; FERNANDEZ, J.; LARREA, F.J. (en prensa)- Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), hoja nº 882: Cardena, I.T.G.E.

RIBEIRO, A.; QUESADA, C.; DALLMEYER, R.D. (1990)- The Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In : Dallmeyer, R.D.; Martinez, E. (eds): Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer, (en prensa).

ROBARDET, M. (1976)- L'originalité du segment hercynien sub-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). C.R. Acad. Sci., Paris , sér. D, 283: 999-1002.

SANCHEZ CARRETERO, R.; EGUILUZ, L.; PASCUAL, E.; CARRACEDO, M. (1990)- Magmatism in the Ossa-Morena Zone. In: Dallmeyer, R.D.; Martinez, E. (eds) : Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer, (en prensa).

VERNON, R.H. (1983)- Restite, Xenoliths and Microgranitoid Enclaves in Granites. Jour and Proc. Roy. Soc. New South Wales, 116: 77-103.

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

WINKLER, G.F.H. (1976)- Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, 334 pp. (4th edit.).

WRIGHT, T.L. (1974)- Presentation and interpretation of chemical data for igneous rocks. Contrib. Miner. Petrol., 48: 233-248.





