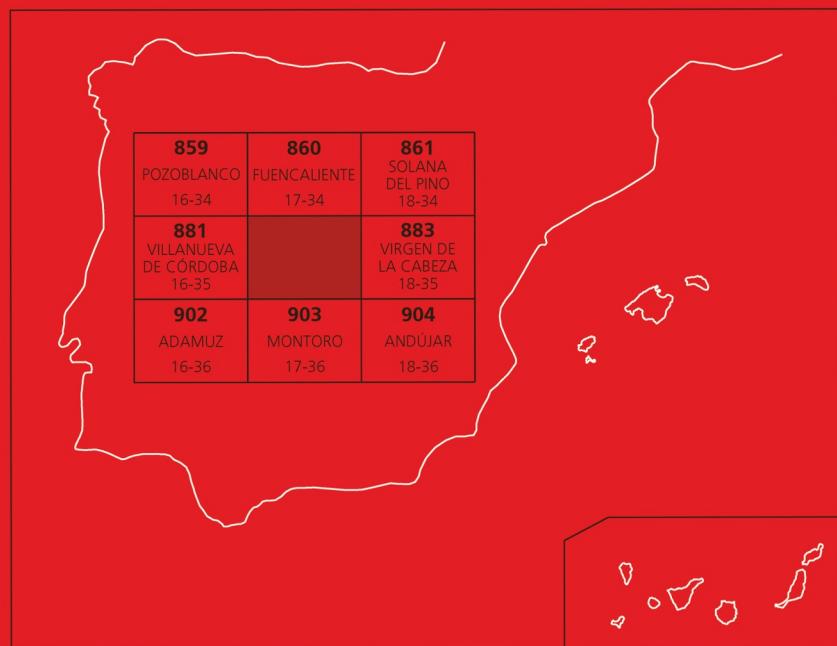




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CARDEÑA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

CARDEÑA

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-13-019-1
ISBN: 978-84-7840-921-1
Depósito legal: M-34938-2013

Fotocomposición: Cartografía Madrid S.A.
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Cardeña-882) han sido realizadas por el Área de Cartografía Geocientífica del Instituto Geológico y Minero de España de acuerdo con la normativa para ello elaborada, y recogida en diversas publicaciones, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- C. Quesada Ochoa (I.G.M.E.). Trabajo de Campo y Memoria.
- L.A. Cueto Pascual (I.G.M.E.). Trabajo de Campo, Memoria y Petrografía.
- F.J. Fernández Ruiz (I.G.M.E.). Trabajo de Campo.
- F.J. Larrea Bilbao (I.G.M.E.). Trabajo de Campo.
- E. La Moneda González (I.G.M.E.). Memoria hidrogeológica.
- Laboratorios Analíticos del I.G.M.E. Geoquímica.
- F. Bea Barredo (I.G.M.E.). Geoquímica.
- A. González Ramón (I.G.M.E.). Hidrogeología.
- J. Matas González (I.G.M.E.). Revisión para edición.
- L.M. Martín Parra (I.G.M.E.). Revisión para edición.
- J. Vallejo Martínez (I.G.M.E.). Delineación.
- M^a.Á. López Pérez (I.G.M.E.). Mecanografía.

Dirección y supervisión

- C. Quesada Ochoa (I.G.M.E.)

Edición

- G. Romero Canencia (I.G.M.E.)
- L.F. Miguel Cabrero (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una información complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos.
- Álbum de fotografías y demás información variada.

Esta publicación deberá citarse de la siguiente forma:

QUESADA, C.; CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ, F.J.; LARREA, F.J. (2013). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a serie (MAGNA). Hoja nº 882: Cardeña". *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1990. Memoria finalizada y revisada en 2008.*

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	7
1.2. MARCO GEOLÓGICO	8
1.3. ANTECEDENTES	11
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	11
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. UNIDAD METASEDIMENTARIA. "CULM" DE PEDROCHES	12
2.1.1. Alternancia pelítico-grauváquica (11). Pizarras negras (12). Pizarras, grauvacas y conglomerados (13). Carbonífero inferior	13
2.1.2. Haz de diques de diabasa pre-Batolito de los Pedroches (1)	15
2.2. UNIDAD PLUTÓNICA. BATOLITO DE LOS PEDROCHES	15
2.2.1. Grupo Granodiorítico. Granodioritas con enclaves microgranudos (Facies común) (2). Microadamellita porfídica (3). Adamellitas porfídicas (4). Diques básico-intermedios (Microdioríticos-granodioríticos) (5)	17
2.2.2. Grupo granítico. Granitos y leucogranitos indiferenciados (6). Granito biotítico porfídico (7). Diques aplíticos y leucograníticos (8). Pórfidos granítico-adamellíticos (9)	18
2.2.3. Manifestaciones tardías. Filones de cuarzo (10)	20
2.2.4. Dataciones absolutas de los procesos magmáticos	20
2.3. DEPÓSITOS RECIENTES	23
2.3.1. Conglomerados poligénicos y arcosas (14)	23
2.3.2. Aluvial (Cuaternario)	25
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	25
3.1. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD METASEDIMENTARIA	26
3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PLUTÓNICA	27
3.2.1. Emplazamiento del grupo plutónico granodiorítico	28
3.2.2. El haz filoniano de pórfidos granodioríticos	29
3.2.3. Emplazamiento y estructura del Grupo Granítico	32
3.2.4. El haz filoniano de pórfidos graníticos-adamellíticos	32
3.3. FRACTURACIÓN TARDIVARISCA	33
3.4. RECAPITULACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL	35
3.4.1. Generación de la cuenca de Los Pedroches	36
3.4.2. Inversión de la cuenca de Los Pedroches	37
3.4.3. Emplazamiento del Batolito de Los Pedroches	37
3.4.4. Fracturación tardivarisca	37

4. PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA	38
4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS	38
4.1.1. Diques en el "Culm" (Metadiabasas)	38
4.1.2. Grupo Granodiorítico	38
4.1.2.1. Granodiorita (2)	38
4.1.2.2. Adamellita Porfídica (4)	40
4.1.2.3. Microroadamellitas Porfídicas (3)	42
4.1.2.4. Diques Básico-Intermedios (Pórfidos) Microdioríticos-Grano-dioríticos (5)	42
4.1.2.5. Enclaves en el grupo granodiorítico	43
4.1.3. Grupo Granítico	43
4.1.3.1. Granito Biotítico Porfídico (7)	43
4.1.3.2. Microgranitos y Leucogranitos Indiferenciados (6)	45
4.1.3.3. Pórfidos Graníticos-Adamellíticos (9)	45
4.1.3.4. Enclaves en el Grupo Granítico	46
4.1.3.5. Diques aplíticos y leucograníticos (8)	46
4.1.4. Filones de Cuarzo (10)	46
4.2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS	46
4.2.1. Diagramas de variación de elementos mayores	47
4.2.2. Diagramas de variación de elementos traza	49
4.2.3. Otros diagramas	50
4.2.4. Geoquímica isotópica	53
4.3. METAMORFISMO	66
4.3.1. Metamorfismo regional	66
4.3.2. Metamorfismo de contacto	66
4.4. RECAPITULACIÓN PETROGENÉTICA	67
4.4.1. Características del área fuente	67
4.4.2. Fuentes de calor	67
4.4.3. Ambiente tectónico	68
4.4.4. Evolución magmática	69
4.4.4.1. Fusión parcial	69
4.4.4.2. Segregación, ascenso y emplazamiento	71
4.4.4.3. Diferenciación y evolución magmática	72
5. HISTORIA GEOLÓGICA	75
5.1. EVOLUCIÓN PREVARISCA	76
5.2. EVOLUCIÓN DURANTE LA OROGENIA VARISCA	76
5.3. EVOLUCIÓN POSTVARISCA	78
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	78
6.1. RECURSOS MINERALES	78
6.2. HIDROGEOLOGÍA	83
6.2.1. Climatología	83
6.2.2. Hidrología superficial	83
6.2.3. Características hidrogeológicas	84
7. BIBLIOGRAFÍA	87

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Cardeña, número 882 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está ubicada en el límite entre las comarcas del Valle de los Pedroches al Oeste y el Parque Natural de La Sierra de Cardeña y Montoro al Sur y Este; con una estrecha franja al Este del Río Yeguas, en el límite oriental de la hoja, que pertenece al Parque Natural de las Sierras de Andújar. La mayoría de la hoja pertenece a la Provincia de Córdoba y la excepción es la citada franja oriental que pertenece a la Provincia de Jaén. Toda ellas se sitúan al Norte de Comunidad Autónoma de Andalucía.

En esta hoja sólo hay tres núcleos de población, todos ellos con muy pocos habitantes, Azuel, Cardeña y Venta del Charco, siendo el más importante Cardeña que da nombre a la hoja. Aunque es una aldea con pocos residentes, si bien su término municipal abarca casi toda la superficie, ejerce como centro principal de la actividad económica comarcal, acogiendo todos los servicios y la infraestructura comercial centrada en la ganadería.

La geografía física presenta dos ámbitos bien diferenciados; la zona central y occidental de la hoja pertenecen al Valle de Los Pedroches, este llano está orlado por un relieve muy encajado por la red fluvial, que forma parte de los parques naturales citados. El paisaje característico de esta comarca está constituido por un relieve suavemente alomado, cubierto por arboleda de encinas y alcornoques y explotado como dehesa extensiva de vacuno, porcino y ovino. Esta llanura geomorfológica, que ocupa las cuatro quintas partes de la hoja, está comprendida entre las cotas 700-800 m, con una ligera pendiente hacia el Sur. Sobre esta llanura se encaja la red fluvial que drena hacia el Guadalquivir, generando un relieve muy abrupto con diferencias de cotas entre 350-780 m, en una franja de 3-5 km que orla por el Sur y el Este los bordes de la hoja; en esta zona las únicas actividades económicas son la caza mayor y las propias de los Parques Naturales. La vegetación es más frondosa y hay grandes manchas de pinos de repoblación. Toda la hoja presenta una pendiente hacia el Sur, así el vértice más alto es La Colmena con 828 m, próximo al límite septentrional, al Este de Azuel; y las cotas más bajas están en el Río Yeguas en el límite suroriental con 350 m.

La red de drenaje del cuadrante noroccidental pertenece a la cuenca hidrográfica del Guadiana, sin cauces importantes en la hoja, y el resto drena hacia el Guadalquivir, con un nivel de base mucho más bajo, que produce el encajamiento y rejuvenecimiento del relieve, con una acción remontante muy marcada. Los principales cursos de agua, aunque con carácter estacional, pertenecen a esta última cuenca, pudiéndose citar el Río Yeguas al Oeste, el Arenoso en el centro y el Arroyo del Valle en la esquina suroccidental. El resto de la red de drenaje está formada por arroyos estacionales de escasa entidad, cortos, de geometría dendriforme poco evolucionada, fuertemente condicionada por la fracturación y las direcciones estructurales del sustrato rocoso.

Aunque la red de carreteras asfaltadas es escasa y limitada a dos ejes que cruzan la hoja, la carretera N 420 que une Ciudad Real y Montoro, y la misma que atraviesa longitudinalmente el Valle de Los Pedroches; las comunicaciones dentro de la hoja son buenas a lo largo de una densa red de pistas y caminos transitables en coche, que dan acceso a las explotaciones ganaderas y que facilitan el trabajo de campo en este sector.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

La Hoja de Cardeña está ubicada en el sector suroriental del Batolito de Los Pedroches (Figs. 1 y 2), una unidad ígnea compleja intruida durante el Carbonífero superior cerca del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena del Macizo Ibérico (JULIVERT *et al.*, 1974; fig. 1). De hecho, el Batolito de Los Pedroches ha venido siendo considerado como el límite entre ambas zonas (LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1974) hasta que recientemente (ROBARDET, 1976; QUESADA *et al.*, 1987; ÁBALOS, 1990; QUESADA, 1991a, 1992) se ha ido reconociendo de manera progresiva el importante papel desempeñado por la denominada Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, a lo largo de la evolución paleozoica de las mismas, siendo en este momento mayoritariamente aceptado este accidente como límite entre ambas (GARROTE, 1976; CHACÓN y PASCUAL, 1977; BURG *et al.*, 1981; DELGADO *et al.*, 1977; Liñán, 1984; HERRANZ, 1984; QUESADA, 1990).

En sentido estricto, el Batolito de Los Pedroches intruye en formaciones metasedimentarias, de edad Paleozoico inferior-medio, que pertenecen a la Zona Centroibérica y, sobre todo, en formaciones carboníferas que constituyen el relleno de una cuenca sin-orogénica (Cuenca de Los Pedroches; QUESADA *et al.*, 1990), desarrollada durante la evolución varisca de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (QUESADA, 1992; QUESADA y DALLMEYER, 1994).

El Batolito de Los Pedroches, que se extiende en dirección ONO-ESE 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., forma parte de una alineación plutónica más amplia (Fig.2), que se extiende aún otros 100km. más hacia el ONO, internándose en Portugal (plutones de La Haba, Magacela, La Roca de la Sierra, Nissa-Alburquerque). Hacia el ESE, el batolito desaparece recubierto por depósitos terciarios de la cuenca del Guadalquivir, aunque se ha reconocido en sondeos (PERCONIG, 1960-62 y PERCONIG y MARTÍNEZ DÍAZ, 1977) hasta la ubicación del accidente del Guadalquivir, desconociéndose su continuación al sur del mismo.

La parte actualmente visible del Batolito de Los Pedroches en sentido estricto presenta una geometría cartográfica lenticular, alargada en dirección ONO-ESE, cuyo extremo oriental tiende a orientarse en sentido E-O.

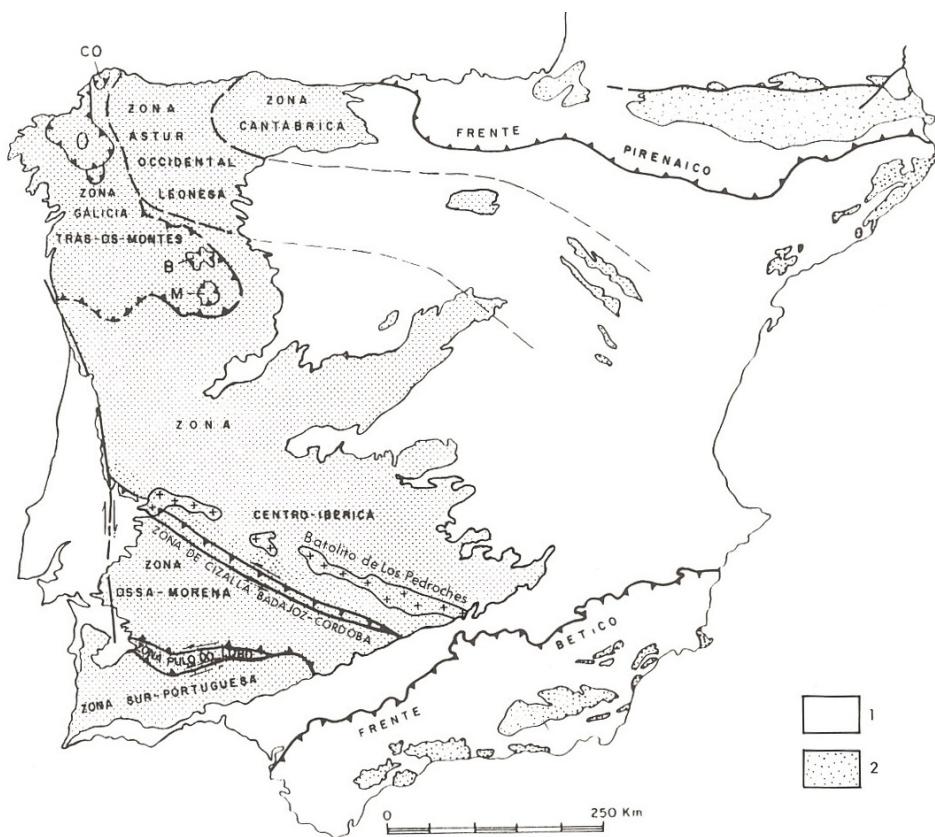


Fig. 1.- Mapa zonal del Macizo Ibérico con la localización del Batolito de Los Pedroches. 1- Cobertura Mesozoica y Cenozoica. 2- Sustrato Paleozoico. Basada en JULIVERT et al (1974) modificada por ROBARDET (1976) y FARÍAS et al (1987)

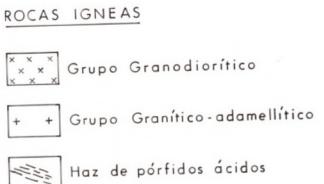
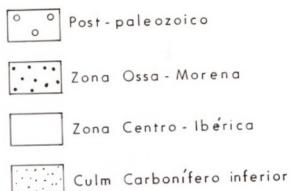
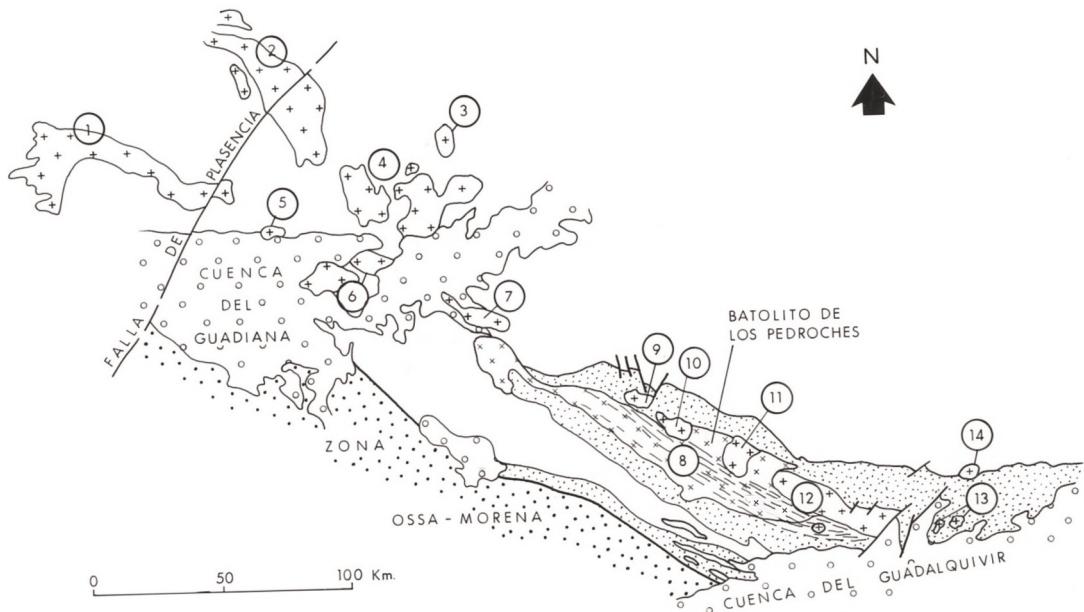


Fig. 2.- Esquema cartográfico del Batolito de Los Pedroches y plutones asociados. 1) Nissa-Alburquerque. 2) Cáceres. 3) Trujillo. 4) Montánchez. 5) La Roca de la Sierra. 6) Mérida. 7) La Haba. 8) Los Pedroches. 9) Santa Eufemia. 10) El Guijo. 11) Mogabar. 12) Cardeña-Virgen de la Cabeza. 13) Linares. 14) Santa Elena.

1.3. ANTECEDENTES

Un rasgo geológico de la relevancia del Batolito de Los Pedroches, en el que existe además una notable abundancia de indicios y labores mineras, es que ha sido objeto de numerosos estudios de diversa índole, remontándose las primeras referencias publicadas al último cuarto del siglo XIX. De acuerdo con el alcance y objetivos de dichos estudios conviene diferenciar tres etapas en el conocimiento geológico del batolito:

- 1) La primera etapa, histórica, tuvo matices eminentemente descriptivos, destacando los trabajos de MALLADA (1880, 1895), quién describió sus litologías, contactos y metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. CARBONELL (1916, 1917, 1925, 1926a, b) y CASTRO BAREA (1921) publicaron una serie de trabajos relacionados con mineralizaciones asociadas al batolito y, el primero de ellos, fue pionero al atribuir una edad Carbonífero inferior a la serie pizarrosa en la que encajan los granitos. Por último, CARBONELL (1929, 1931) realizó la primera cartografía a escala 1:50.000 de las hojas de Villanueva de Córdoba y ésta de Cardeña.
- 2) La segunda etapa, que alcanza hasta la década de los 70, se caracteriza por abundantes estudios locales sobre aspectos metalogenéticos (ARRIBAS, 1963, 1964; MÁRQUEZ TRIGUERO, 1966), así como cartografías, descripciones petrográficas y estudios generales: CABANAS (1968) y HERNÁNDEZ PACHECO y CABANAS (1968, 1972) en el sector central; SÁNCHEZ CELA y APARICIO (1969) en la zona de Santa Elena, DEFALQUE *et al.* (1971) y MARTÍN RAMOS y RODRÍGUEZ GALLEGOS (1975) en el sector de Azuel; OVTRACHT y TAMAIN (1973) en la zona de la Virgen de La Cabeza; CHARPENTIER (1976) en el área de La Carolina y SÁNCHEZ CELA y GABALDÓN (1977, 1978) en el sector de La Serena. Aparecen también en esta etapa los primeros resultados geocronológicos: MENDES (1968), LEUTWEIN *et al.* (1970), PENHA y ARRIBAS (1974), BELLON *et al.* (1979); así como los primeros estudios geoquímicos a nivel muy general: SAAVEDRA *et al.* (1974), APARICIO *et al.* (1977).
- 3) La tercera etapa se inicia en la década de los 80, con estudios cada vez más detallados y sistematizados, entre los que cabe destacar los de PROST-DAME (1980), HERTRICH (1980), ERASO y GARROTE (1984), ARRIOLA *et al.* (1985), GARCÍA CASCO y PASCUAL (1987), GARCÍA CASCO *et al.* (1987), LARREA (1987), LARREA *et al.* (1988). En esta última etapa aparecen estudios que hacen referencia específica al área comprendida en la hoja de Cardeña: TIJERO (1983), GARROTE *et al.* (1985), CARRACEDO *et al.* (1989), DONAIRE, (1990); CARRACEDO (1991), LARREA *et al.* (1992), DEFALQUE *et al.* (1992).

Finalmente, en el período 1987-1991, el IGME realizó la cartografía a escala 1:50.000 del conjunto del batolito en este sector, incluyendo la presente hoja, y que representa la primera cartografía uniforme y sistemática del complejo plutónico en su integridad.

1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

La Hoja nº 882 de Cardeña incluye desde el punto de vista geológico dos unidades claramente diferenciadas. Por un lado, más de nueve décimas partes de la hoja están ocupadas por una unidad plutónica compleja que pertenece al sector central del Batolito de Los Pedroches. Por el otro, al nordeste, sureste y suroeste de la hoja aflora una sección incompleta de una unidad metasedimentaria que constituye el encajante del batolito. El contacto entre ambas unidades es nítidamente intrusivo y queda remarcado por el desarrollo de una aureola de

metamorfismo de contacto notable. En la descripción que sigue, los diversos aspectos geológicos (estratigrafía, estructura, petrología, etc.) serán tratados separadamente para cada una de las unidades principales citadas.

Además de ambas unidades principales existen en la hoja afloramientos muy reducidos de depósitos recientes (terciarios) que serán descritos muy someramente.

2. ESTRATIGRAFÍA

Es práctica habitual excluir las rocas ígneas de las descripciones estratigráficas de una determinada unidad o región, con la excepción, en algunos casos, de las series volcánicas o vulcanosedimentarias intercaladas en las sucesiones sedimentarias correspondientes. Con frecuencia, el uso "estratigráfico" de otras rocas ígneas (plutónicas y filonianas) se limita a su valor como elemento relativo de referencia cronológica entre determinadas secuencias de la estratigrafía "normal", es decir, sedimentaria. En nuestra opinión, compartida por muchos desde el punto de vista teórico pero habitualmente no materializada en la práctica, también se puede hacer estratigrafía de otros procesos (ígneos, metamórficos, deformativos) y en otros ambientes (diversos segmentos de la corteza y manto superior), diferentes de los sedimentarios.

Por este motivo, y teniendo en cuenta que el conocimiento de la combinación de los diferentes procesos que ocurrieron simultáneamente en distintos sectores (superficiales y en profundidad) de la región, y de su evolución temporal, es el hecho que nos puede hacer avanzar en el conocimiento geológico integral de la misma, en la descripción que sigue se presta igual atención a los aspectos estratigráficos de las dos unidades principales que afloran en la hoja, una de las cuales, la más extensa, es exclusivamente ígnea.

2.1. UNIDAD METASEDIMENTARIA. CULM DE PEDROCHES

Las esquinas nordeste, sureste y suroeste de la Hoja de Cardeña están ocupadas por una sucesión de rocas fundamentalmente sedimentarias afectadas por metamorfismo regional de grado muy bajo. En el entorno inmediato al contacto intrusivo con la unidad plutónica, muestra además el efecto superpuesto de un proceso de metamorfismo térmico, responsable del desarrollo de una aureola de contacto de grado decreciente con la distancia a la Unidad Plutónica, con anchura media de 1-1'5 km.

La serie aflorante forma parte de una potente sucesión detrítica (pizarras, grauvacas y conglomerados) de edad Carbonífero inferior, denominada "culm" de Los Pedroches (PÉREZ LORENTE, 1979). Esta unidad litoestratigráfica compleja, recubre en discordancia cartográfica a la secuencia paleozoica subyacente de plataforma, a través de un hiato sedimentario más o menos amplio según sectores. A diferencia de la secuencia paleozoica inferior, algunas de cuyas formaciones integrantes se extienden por toda la Zona Centroibérica y son correlacionables directamente con formaciones equivalentes y muy similares de otras zonas del Macizo Ibérico, al norte de la Zona de Ossa-Morena, la unidad "culm" tiene su área de afloramiento restringida a lo que se ha denominado cuenca de Los Pedroches (GABALDÓN *et al.*, 1985). Esta cuenca se ha interpretado como una cuenca extensional, cuyo relleno (la facies "culm") se identifica como un depósito sin-orogénico, un "flysch" (s.l.).

La única sucesión de esta Unidad Metasedimentaria expuesta en la hoja es el "culm" de Los Pedroches.

2.1.1. Alternancia pelítico-grauváquica (11). Pizarras negras (12). Pizarras, grauvacas y conglomerados (13). Carbonífero inferior.

Aunque muy pobemente expuesto y afectado en buena parte de su extensión por los efectos de metamorfismo térmico ligados a la intrusión del Batolito de Los Pedroches, este conjunto constituye el único afloramiento de la unidad metasedimentaria en la Hoja de Cardeña. Dado su escasa representación se describirán tramos que afloran en las vecinas hojas de Villanueva de Córdoba y Pozoblanco, para tener una visión más completa de la secuencia.

Los tramos basales aparecen expuestos en la Hoja de Pozoblanco, donde se observa que, sobre un regolito basal, discontinuo, de unos 5 m de potencia máxima, se deposita una alternancia de pizarras arcillosas oscuras y bancos centí/decimétricos de grauvacas con características de turbiditas diluidas (secuencias de Bouma de tipos $T_{cd}-T_d$, predominantes). No se han observado evidencias de retrabajamiento por oleaje de estas facies, por lo que muy probablemente su depósito tuviese lugar en áreas de la cuenca por debajo del nivel de base del oleaje máximo. El espesor de este tramo basal preservado no excede de 200 m, presentando características muy uniformes.

Sobre estos tramos basales, aparece una secuencia turbidítica muy potente y monótona, aunque variada en el detalle, cuyos límites estratigráficos se desconocen. En la hoja vecina de San Benito, MIRA *et al.* (1986) estimaron en 3.000 m el espesor expuesto, lo que se puede estimar como espesor mínimo del "Culm".

Las facies predominantes en la Hoja de Cardeña, tanto al N como al S del batolito, corresponden a alternancias centí/decimétricas de pizarras y grauvacas, en bancos con granoselección positiva, con características de turbiditas diluidas semejantes a las del tramo basal. Al norte del batolito, esporádicamente, aparecen intercalados paquetes métricos, de corrida hecto/kilométrica, constituidos por grauvacas masivas, conglomerados y localmente carbonatos (13), así como diques o "sills" de rocas volcánicas básicas espilitizadas (1). También se ha diferenciado un tramo predominantemente pizarroso (12) cuya posición no se puede precisar por la intrusión del batolito. No se ha detectado ningún tipo de ciclicidad, a ninguna escala.

La geometría lenticular de los paquetes de grauvacas masivas y conglomerados, junto con su estructura interna, con bases erosivas y amalgamación de estratos, sugieren la naturaleza de relleno de canales turbidíticos de dichos bancos. Con frecuencia los bancos grauváquicos muestran estructuras de deformación hidrodinámica, por escape de agua durante los primeros estadios de su compactación. Por su parte, los conglomerados están constituidos por cantos centimétricos, redondeados, flotando en una matriz grauváquica, similar a la de los tramos arenosos. El redondeamiento de los cantos contrasta con la naturaleza soportada por la matriz ("mass-flow") de las rocas, y sugiere una historia policíclica de los mismos. Composicionalmente, el espectro litológico de los cantos es muy restringido, limitándose a cantos de cuarzo hidrotermal, cuarcitas, rocas volcánicas ácidas y pizarras. Los dos últimos tipos pueden corresponder a elementos intracuencas, mientras que los dos primeros son claramente elementos procedentes de fuera de la cuenca, al menos en su origen primitivo. Localmente, se observan restos macerados de plantas tanto en los tramos de conglomerados como en los de grauvacas masivas.

Aunque aquí no afloran los paquetes carbonatados, en la vecina Hoja de Hinojosa del Duque (RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990), se describen como niveles de espesores decimétricos a

métricos y escasa continuidad lateral, presentando también características de turbiditas, concentradas, con marcada granoselección positiva (base de tamaño rudita y techo de tamaño arena fina), frecuentemente con laminación paralela y "ripples" de corriente. Tanto los componentes groseros como la matriz son mayoritariamente carbonatados, con escasa presencia de componentes terrígenos, sobre todo en forma de cantes blandos pizarrosos. Entre los clastos carbonatados, generalmente angulosos, son muy abundantes los fragmentos de fósiles. Se han podido datar mediante conodontos extraídos de rocas carbonatadas, asociaciones del Viseense superior en las partes bajas de la secuencia allí expuesta, y del Namuriense inferior en las partes más altas de la misma.

La presencia esporádica de estas turbiditas carbonatadas sugiere su origen en un área fuente distinta de la de las turbiditas terrígenas ampliamente mayoritarias. Facies de plataforma carbonatada, concordantes con la sucesión del paleozoico inferior, y alcanzando hasta el Viseense superior, se conocen al norte del afloramiento "culm" en el Sinclinal de Guadalmex (RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.*, 1990), y al sur, aunque más alejadas, en la Cuenca del Guadiato. De manera tentativa, consideramos que las turbiditas terrígenas, predominantes, pudieron generarse en el margen meridional de la cuenca, tectónicamente activo durante este período (QUESADA y DALLMEYER, 1994; QUESADA, 1991b), en tanto que las esporádicas turbiditas carbonatadas pudieron generarse en esta hoja, durante episodios ocasionales de colapso gravitatorio de la plataforma carbonatada situada en el margen norte, eminentemente pasivo, de la misma.

Conviene resaltar que, hasta la fecha, no se han encontrado en afloramientos del "culm" de Los Pedroches situados al norte del batolito del mismo nombre, evidencias de retrabajamiento por oleaje de las capas turbidíticas que lo forman, lo que sugiere que su sedimentación tuvo lugar en ambientes ubicados por debajo del nivel de base del oleaje máximo. Este hecho contrasta notablemente con las características de las facies "culm" al sur del batolito, en las que predominan los procesos de sedimentación y retrabajamiento relacionados con una intensa actividad de tormentas (GABALDÓN *et al.*, 1983, 1985), en ambientes de plataforma situados mayoritariamente por encima del nivel de base del oleaje máximo durante períodos de tormenta.

Finalmente, la composición petrográfica de las diversas rocas que componen la sucesión "culm" es como sigue: las pizarras, muy pelíticas, están compuestas de sericita, cuarzo, clorita, opacos y abundante materia orgánica. Por su parte, las grauvacas y la matriz grauváquica de los conglomerados está formada por granos (tamaño arena media a gruesa) de cuarzo, plagioclasa, fragmentos de roca, moscovita detrítica, opacos y circón, en una matriz (10-20%) eminentemente serícita y rica en materia orgánica. Los carbonatos están compuestos por fragmentos angulosos que incluyen intraclastos, fósiles y minoritariamente oolitos, envueltos en matriz micrítica con impurezas arcillosas y granos de cuarzo de tamaño limo/arena fina. Puntualmente, se observan cementación secundaria por calcita esparítica y fragmentos dolomitizados. Por último, las rocas volcánicas aparecen completamente retrogradadas (espilitización y metamorfismo de grado bajo a una paragénesis de baja temperatura: clorita, albita, anfíbol actinolítico, epidota y opacos, sin que se haya observado ningún relictico de la paragénesis ígnea original, si bien la textura primaria, intersertal a subofítica, está perfectamente preservada.

2.1.2. Haz de diques de diabasa pre-Batolito de los Pedroches (1)

En esta hoja se observa un haz de diques de diabasa intruyendo en el “culm” en la esquina nororiental, con direcciones regionales N120°E, y afectado por el metamorfismo de contacto del plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza, al que nunca corta (LARREA *et al.*, 2013). Por lo que al menos es previo al Grupo Granítico-Adamellítico, al que según se verá después pertenece este plutón. Hay que indicar que este haz pudiera estar relacionado con las manifestaciones volcánicas y subvolcánicas de la base del “culm”, pudiendo ser “sills” del Carbonífero inferior, más antiguos que las intrusiones ígneas. La fuerte alteración que se produce en esta hoja no permite dilucidar esta posibilidad.

2.2. UNIDAD PLUTÓNICA. BATOLITO DE LOS PEDROCHES

La mayor parte de la superficie de la Hoja de Cardeña, está constituida por rocas ígneas-plutónicas y filonianas que pertenecen al sector central del Batolito de Los Pedroches (Fig. 3). El extenso afloramiento ígneo no es homogéneo, sino extremadamente variado, tanto composicional como estructuralmente, pudiendo distinguirse varios grupos litológicos, a su vez representados en cuerpos intrusivos estructuralmente diferentes.

La descripción petrográfica y geoquímica de los diversos tipos de rocas ígneas será abordada más adelante (Capítulo 4), tratándose aquí únicamente aquellos aspectos, generalmente macroscópicos, relevantes para la caracterización cronológica relativa (estratigráfica) de los mismos, así como de sus diferentes formas de afloramiento.

Con carácter general, las rocas ígneas del Batolito de Los Pedroches son intrusivas en la Unidad Metasedimentaria previamente descrita, en concreto en la presente hoja intruyen en la sucesión “culm”, hecho que impone una primera limitación estratigráfica: han de ser forzosamente más jóvenes que el Namuriense inferior. Más aún, la intrusión ígnea tuvo lugar con posterioridad a la deformación penetrativa de su encajante, lo que implica necesariamente un cierto lapso de tiempo entre la edad de los sedimentos y la del proceso de intrusión. Por criterios regionales (APALATEGUI *et al.*, 1990), la deformación aludida tuvo lugar en el intervalo Namuriense inferior a Westphaliense inferior (\approx 320-310 Ma; COWIE y BASSET, 1989). No obstante, esto implicaría que la intrusión, al menos, debe ser posterior al límite inferior de este intervalo de edades.

Internamente, el Batolito de Los Pedroches está constituido en el sector que nos ocupa por dos grupos litológicos principales:

- Grupo Granodiorítico
- Grupo Granítico

Además, están presentes también litologías diferentes, tardías respecto a los grupos principales: filones de cuarzo hidrotermal y, muy esporádicamente, filones de diabasas.

Aunque en otros sectores del batolito existe relaciones claras que indican una separación temporal entre la cristalización del Grupo Granodiorítico, por una parte, y la del grupo Granítico por otra, en esta hoja se han observado relaciones que indican cierta contemporaneidad de los dos grupos litológicos principales.

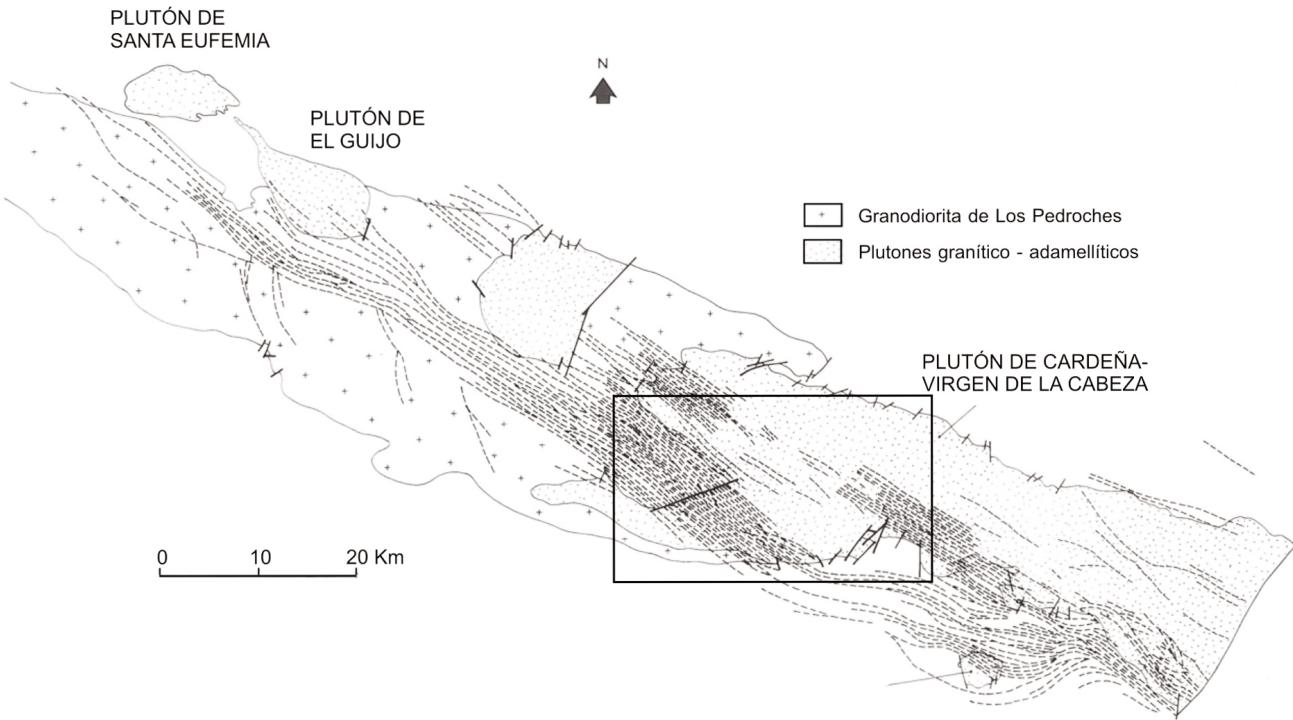


Fig. 3 - Distribución de Unidades en la Hoja de Cardeña

Las rocas de este último Grupo aparecen en la Hoja de Cardeña circunscritos al plutón de Cardeña, netamente intrusivo en las granodioritas previamente cristalizadas, así como a un haz filoniano, densísimo, que corta también a las rocas del Grupo Granodiorítico (Fig.3). Así pues, en nuestra zona es posible hacer una primera división estratigráfica dentro de la Unidad Plutónica, entre un Grupo Granodiorítico, más antiguo, y un Grupo Granítico más moderno. Internamente, cada uno de estos grupos puede subdividirse a su vez en distintas unidades ígneas, cuyas relaciones estratigráficas son más difíciles de establecer en esta hoja; se ha reconocido en los estudios del batolito que los dos grupos mayoritarios (granodiorítico y granítico) llevan asociadas series más evolucionadas como microadamelíticas porfídicas y leucogranitos. Estas facies petrográficamente son muy similares, lo que induce a su confusión, sobre todo en zonas como en esta hoja con presencia de ambos grupos. El criterio de separación es la relación de sus contactos, habiéndose diferenciado en la cartografía muy claramente, con observaciones de campo, los contactos gradacional e intrusivo, lo que permite atribuir tanto las adamellitas porfídicas existentes en esta hoja, como las microadamelíticas al Grupo Granodiorítico, con el que tienen un contacto gradacional (además de una composición de la biotita similar, y diferente a la de la biotita del Grupo Granítico, según DONAIRE et al., 1999) mientras que en los leucogranitos permanece la indefinición, pudiéndose adscribir a ambos grupos.

2.2.1. Grupo Granodiorítico. Granodioritas con enclaves microgranudos (Facies común) (2). Microadamelita porfídica (3). Adamellitas porfídicas (4). Diques básico-intermedios (Microdioríticos-granodioríticos) (5)

Este grupo aflora principalmente en los sectores central y occidental del batolito y en la zona septentrional del plutón de Linares (CARRACEDO, 1991; LARREA, 1998). Dentro de este grupo hemos podido distinguir dentro del área que nos ocupa cuatro unidades litológicas diferentes:

- Granodioritas con enclaves microgranudos (Facies común) (2)
- Microadamelita porfídica (3)
- Adamellitas porfídicas (4)
- Diques básico-intermedios (Microdioríticos-granodioríticos) (5)

La granodiorita con enclaves microgranudos (2) representa la facies común de este grupo, siendo con mucho la más ampliamente representada, así como la más antigua en cristalizar. Se trata de granodiorita biotítica \pm anfíbilo con textura hipidiomorfa inequigranular, de grano medio a fino, y en ocasiones ligeramente porfídica.

Las adamellitas porfídicas (4) constituyen una litología muy característica que aparece extensamente representada en el área de afloramiento del Grupo Granodiorítico, en su sector suroriental, con un buen corte en la carretera comarcal a Montoro. Además, orla el contacto del plutón de Cardeña en su extremo noroccidental; sus contactos con la granodiorita son gradacionales con algunas excepciones, y los contactos con los granitos son intrusivos también con alguna excepción, como en el arroyo Cerezo.

La microadamelita porfídica (3) aflora en varios cuerpos de extensión plurihectométrica a kilométrica, en su afloramiento más occidental (Arroyo del Valle) presenta contactos graduales con la facies anterior, mientras que en su mayor afloramiento (Arroyo del Membrillo) parte de los contactos son graduales y otros son intrusivos. También aflora dentro del plutón de Cardeña (vértice Navalconejuelo) con menor extensión y siempre con contactos intrusivos.

DONAIRE *et al.* (1999) la incluyen junto a las adamellitas porfídicas como leucogranodioritas relacionadas con las granodioritas.

Los pórfidos granodioríticos (5) aparecen siempre en forma de diques netos, en esta hoja sólo afloran en su borde occidental pero en el batolito están ampliamente representados. Están concentrados principalmente en un haz de geometría sigmoidal (Fig. 3) y orientación media NNO-SSE, que tiene su expresión máxima al sur de Pozoblanco, y sobre todo en la vecina Hoja de Villanueva de Córdoba. En muchos casos se reconocen bordes de enfriamiento de los diques, hecho que indica que su emplazamiento se produjo una vez que las rocas granodioríticas encajantes estaban totalmente cristalizadas y relativamente frías. Así pues, los pórfidos granodioríticos son netamente posteriores a las rocas plutónicas de igual composición, representando los últimos estadios evolutivos de este tipo de magmatismo en el sector que nos ocupa. Esta observación tiene una especial relevancia en esta hoja ya que cortan claramente las facies atribuidas al Grupo Granodiorítico, como se observa en el Arroyo del Valle.

Por último, aplitas y pegmatitas asociadas a la intrusión granodiorítica son muy escasas, concentrándose preferentemente en una red de filones netos (límite meridional) que se localizan en los contactos con el encajante metasedimentario, sugiriendo la presencia de ambos tipos litológicos, la proximidad probable a un borde (*¿cúpula?*) de la intrusión. Por la dificultad de distinguir estas aplitas y pegmatitas, de las asociadas a los otros grupos ígneos, en cartografía se han representado todas ellas con un único color, agrupadas con diques de leucogranitos (8).

Se desconocen por el momento las relaciones temporales entre aplitas y pegmatitas y pórfidos granodioríticos, pareciéndonos más probable la posterioridad de los últimos, a la luz de sus características estructurales y texturales.

2.2.2. Grupo Granítico. Granitos y leucogranitos indiferenciados (6). Granito biotítico porfídico (7). Diques aplíticos y leucograníticos (8). Pórfidos granítico-adamellíticos (9)

Este Grupo al que pertenecen los plutones circunscritos de La Haba, Santa Eufemia, El Guijo, Mogabar, La Nava y Guadalén-Arquillos, está ampliamente representado en esta hoja por el Plutón de Cardeña-Virgen de La Cabeza, que con una morfología alargada recorre la hoja con dirección NO-SE. Es bastante homogéneo aunque en los alrededores de Cardeña, y otros puntos aislados se observan facies evolucionadas de microgranitos y leucogranitos y diques de aplitas.

Está formado principalmente por granitos biotíticos (7) ± cordierita y leucogranitos de dos micas con un marcado porfidismo caracterizado por megacristales y fenocristales de feldespato potásico inmersos en una mesostasis granítica biotítica de grano fino a grueso. Presenta cordierita, turmalina y andalucita de forma ocasional.

Es posible que los escasos afloramientos de microadamellitas porfídicas también pertenezcan a esta serie evolutiva si bien sus contactos son netos por lo que se puede considerar que pertenecen al Grupo Granodiorítico. Cabe resaltar que estos materiales están cortados por los diques de pórfidos graníticos y adamellíticos, pero no por los diques de pórfidos básico-intermedios, corroborando la secuencia que se observa a nivel del batolito. Por último observar que en el límite oriental (Garganta de Valquemado) se ha diferenciado una zona de mezcla de magmas.

Rocas de esta composición constituyen la mayor parte de la superficie actualmente expuesta del plutón de Cardeña, así como un denso haz de diques que atraviesa la hoja en sentido

ONO-ESE. Con carácter general, en el ámbito de esta hoja las rocas de este grupo son netamente intrusivas en y, por tanto posteriores a, las rocas del grupo granodiorítico.

Por criterios composicionales y/o texturales se han distinguido los siguientes tipos litológicos:

- Granitos y leucogranitos indiferenciados (6)
- Granito biotítico porfídico (7)
- Diques aplíticos y leucograníticos (8)
- Pórvidos granítico-adamellíticos (9)

Los dos primeros tipos, en general no filonianos, presentan en numerosas ocasiones contactos transicionales, que sugieren la coetaneidad de su emplazamiento. No obstante, en el caso de los leucogranitos y microgranitos (6), se observan también contactos netamente intrusivos con los otros tipos graníticos, hecho que junto con su carácter de magma residual muy diferenciado y rico en volátiles (véase más adelante), apoya un carácter tardío, dentro de la simultaneidad general, a escala de tiempo geológico, del conjunto de la actividad plutónica de esta composición.

Los microgranitos y leucogranitos, aparecen como pequeñas bolsadas subhorizontales con contactos graduales con la facies común, o como filones microgranudos cortando netamente a aquella. La presencia de cavidades miarolíticas y su pobreza en melanocratos acompañada de minerales típicos de una fase fluida importante, sobre todo la turmalina, sugieren una naturaleza de magmas residuales tardíos respecto a la cristalización de la facies común granodiorítica y granítica. Se presenta en numerosos afloramientos, en general con contactos gradacionales, aunque también se observan contactos intrusivos. Hay que resaltar que aunque se describen relacionados con este grupo, algunos afloramientos como los que afloran en la esquina suroccidental, con contactos graduales y el cuerpo de la Venta del Charco, rodeado por microadamellitas porfídicas, pueden pertenecer a la secuencia evolutiva del Grupo Granodiorítico.

Los tipos filonianos, por su parte, muestran relaciones cronológicas interesantes con los tipos plutónicos. Los diques aplíticos y leucograníticos (8), poco abundantes, aunque más que en el caso del grupo granodiorítico, son netamente tardíos respecto a la cristalización de los magmas graníticos. La mayor concentración de estos diques se observa al O del río Yeguas, con una dirección paralela a los haces de diques graníticos.

Los pórvidos graníticos y adamellíticos (9), definen principalmente un haz de diques densísimo, de espesor máximo en torno a 15 km. y corrida superior a 150 km en dirección ONO-ESE, aunque también existen otros diques esporádicos de orientación NNE-SSO. Cuando arman en las rocas granodioríticas, son muy evidentes porque dan lugar a un relieve positivo muy neto, pero sólo pueden seguirse dentro de los plutones graníticos en contadas ocasiones y, en muchas de ellas únicamente a través de la zona marginal diluyéndose progresivamente hacia el interior de los mismos como es el caso del plutón de Mogábar. Sin embargo, en éste de Cardeña-Virgen de la Cabeza también se pueden seguir como en las rocas del Grupo Granodiorítico, lo que parece indicar una secuencia de cristalización de los plutones más moderna hacia el NO, o bien, la simultaneidad, a escala geológica, de la intrusión de los cuerpos plutónicos y el crecimiento, mediante intrusión sucesiva, del haz de filones de pórvidos, teniendo este último proceso una mayor extensión temporal, al menos al nivel de profundidad cortical actualmente expuesto.

Conviene anotar que el haz de diques ácidos que aquí se refiere no está constituido exclusivamente, aunque si son francamente mayoritarias, por rocas de composición granítica. También son relativamente frecuentes diques de pórfidos de composición adamellítica, comparables composicionalmente a las microadamellitas descritas anteriormente, que no han sido diferenciados en cartografía de los graníticos, con los que localmente forma diques híbridos.

Así pues, con excepción de los magmas más diferenciados y residuales, que generalmente son tardíos, el resto de manifestaciones plutónicas y filonianas, graníticas, en la Hoja de Cardeña son, a escala de tiempo geológico, coetáneas.

2.2.3. Manifestaciones tardías. Filones de Cuarzo (10)

Los últimos procesos ígneos o relacionados con la actividad ígnea en este sector del Batolito de Los Pedroches vienen marcados por dos tipos de manifestaciones filonianas. Por una parte, muy escasos diques básicos, de orientación submeridiana (no representables en la cartografía) y, por otra, una red de filones hidrotermales, generalmente de orientación NNE-SSO, espaciados y con notable continuidad lateral, llenos de cuarzo y óxidos de hierro (10). En el sector noroccidental del batolito, no obstante, se ha observado que algunos de estos filones están llenos también por carbonatos y barita.

Los primeros son difíciles de encajar estratigráficamente, por su carácter esporádico, escasos espesos y continuidad y pobreza de afloramiento. Son con certeza posteriores a las granodioritas, a las que cortan mediante fracturas frágiles muy limpias. A escala regional, también se encuentran cortando a las rocas del Grupo Granítico (sector oriental del Batolito, Hoja de Andújar), de ahí su atribución a un evento tardío, tal vez muy separado en el tiempo de la actividad plutónica principal.

Los filones de cuarzo (10), por su parte, deben corresponder a los últimos episodios, ya hidrotermales, ligados a la evolución del batolito. Llevan una dirección comprendida entre NE-SO y N-S y están muy extendidos a lo largo de toda la superficie del mismo, asociándose a ellos la mayor parte de los numerosos indicios mineros, generalmente de dimensiones modestas, que existen en él, sobre todo ubicados en las zonas del encajante próximas al contacto.

2.2.4. Dataciones absolutas de los procesos magmáticos

Una vez revisadas las relaciones de corte que muestran los diversos tipos de manifestaciones ígneas en esta parte del Batolito de Los Pedroches, y que pueden resumirse tal y como se recoge en la Tabla 1 es el momento de presentar los datos disponibles sobre la edad absoluta de los mismos. Históricamente, se han publicado algunas edades, obtenidas por diferentes métodos, sobre rocas del batolito, todas ellas recogidas en el trabajo de SERRANO PINTO *et al.* (1987). Dichos datos muestran una notable dispersión, siendo algunos de ellos geológicamente inviables, toda vez que corresponden a edades más antiguas que la del encajante metasedimentario local.

Limitamos esta descripción a la presentación de datos obtenidos durante la realización del presente estudio, no solo de esta hoja sino de todo el batolito en esta transversal, mediante la técnica Rb-Sr, sobre dos conjuntos de muestras representativas, respectivamente, del Grupo Granodiorítico y del Grupo Granítico, las de este último procedentes del plutón de El Guijo (FERNÁNDEZ RUIZ *et al.*, 1990) en la Hoja de Pozoblanco.

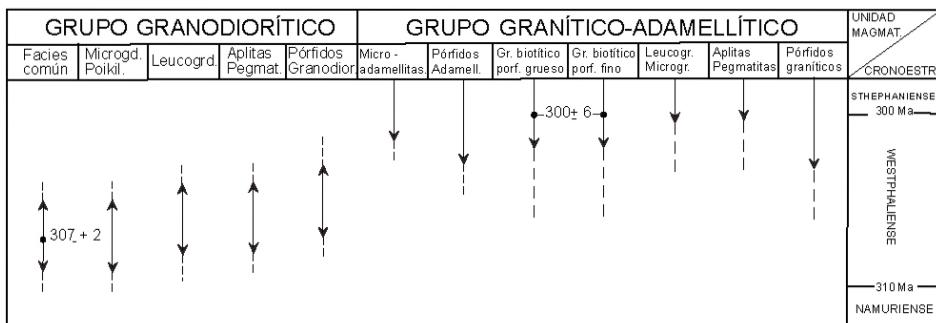


Tabla 1.- Geocronología de la Unidad Plutónica en el Batolito de Los Pedroches

Los análisis han sido realizados en el Laboratorio de Geocronología del IGME, por J. REYES y M.J. LASALA, utilizando un espectrómetro de masas Varian Mat TH5 de detección simple. Para el cálculo de la edad se ha usado una constante de desintegración del ^{87}Rb de $1,42 \cdot 10^{11}$ años, siguiendo la recomendación de la I.U.G.S.

En el caso de la granodiorita, la escasa dispersión en los valores de la relación Rb/Sr que presentan las muestras, no ha permitido su datación por la técnica de isócrona de rocas totales, teniéndose que proceder a la separación y análisis de concentrados de minerales. Se han medido finalmente 24 muestras correspondientes a: 6 rocas totales de la facies común granodiorítica, 7 concentrados de apatito, 2 concentrados de plagioclasa, 2 concentrados de feldespato potásico, 2 concentrados de plagioclasa más feldespato potásico y 5 concentrados de biotita.

Los resultados analíticos así como los parámetros estadísticos de su correlación se presentan y se proyectan, en forma de isócrona, en la Fig. 4, correspondiendo los errores señalados, en cuanto a edad y relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a valores $< 1 \sigma$. La isócrona así definida tiene una pendiente que equivale a una edad de 307 ± 2 Ma, que se considera representativa de la edad de la cristalización de las granodioritas en este sector del batolito.

Las muestras de granitos del plutón de El Guijo presentan dispersión suficiente en sus valores de Rb/Sr, que permite la construcción de una isócrona a partir de los análisis de rocas totales. Se han medido 11 muestras, correspondientes a las facies graníticas porfídicas de grano grueso y de grano fino, cuyos resultados se presentan en la Fig. 5 (errores $< 1 \sigma$). La edad obtenida, interpretada como la de cristalización del citado plutón, es de 300 ± 6 Ma.

En conclusión, el segmento del Batolito de Los Pedroches expuesto en esta zona tuvo su desarrollo en el intervalo comprendido entre el Westphaliano inferior y el límite Westphaliano/Stephaniense (COWIE y BASSET, 1989). Probablemente este desarrollo no fue uniforme, sino concentrado en dos picos de emplazamiento cristalización máxima, datados en torno a hace 307 Ma y 300 Ma, respectivamente (Tabla 1).

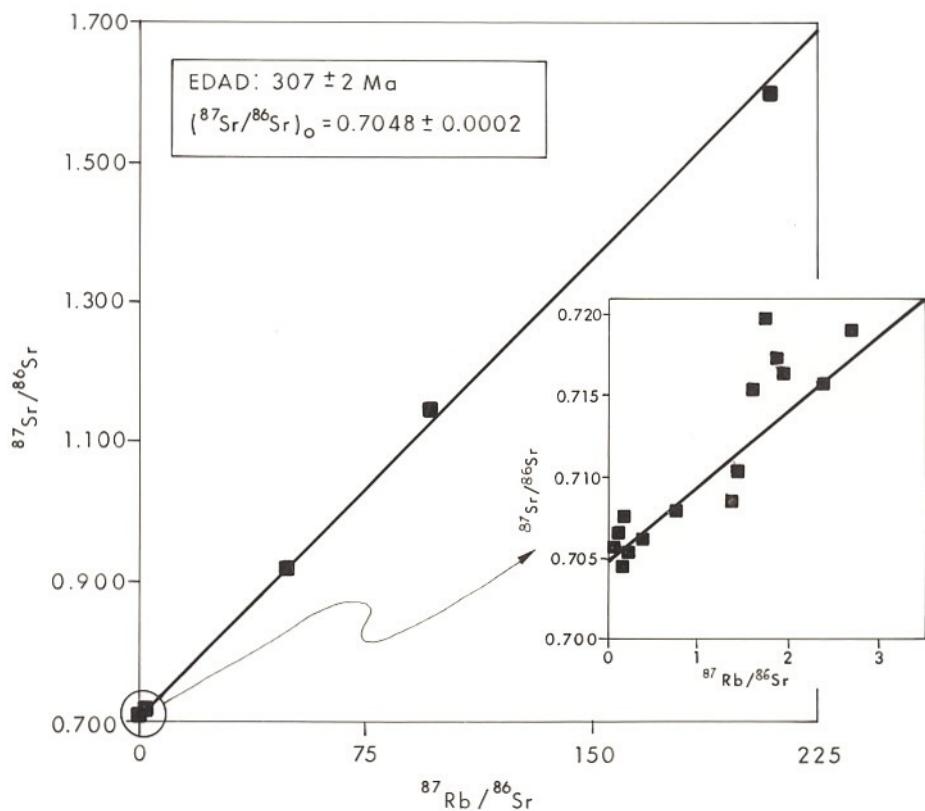


Fig. 4.- Isocrona de la granodiorita de Los Pedroches

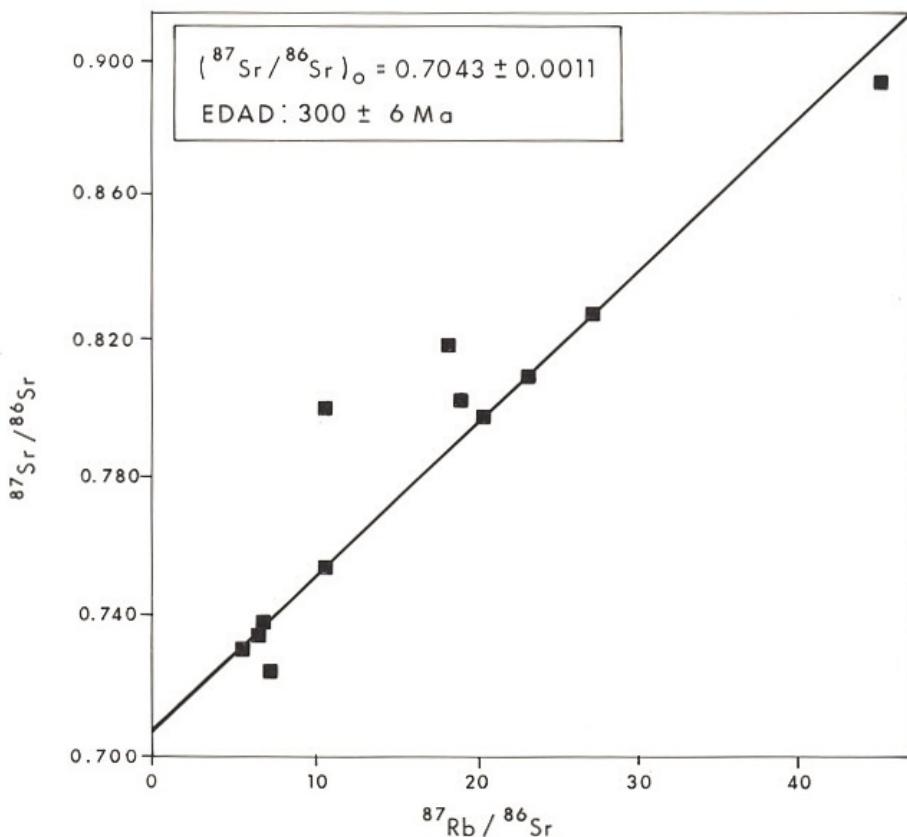


Fig. 5.- Isocrona del plutón de El Guijo

2.3. DEPÓSITOS RECIENTES

Los afloramientos de materiales post-paleozoicos en la Hoja de Cardeña son muy escasos, estando restringidos, aquellos con entidad suficiente para ser cartografiados, a la esquina nordeste de la misma, coincidente con la cuenca de drenaje actual del río Yeguas. En esta zona existen dos tipos de depósitos recientes, claramente diferenciados, ambos con marcado carácter fluvial. De más antiguo a más moderno son:

2.3.1. Conglomerados poligénicos y arcosas (14)

Se trata de unos depósitos subhorizontales, apenas consolidados, discordantes sobre los materiales paleozoicos, y que se extienden de forma discontinua hacia las hojas vecinas. En concreto, los afloramientos de estas rocas en la Hoja de Cardeña forman parte de una alineación

ación estrecha, que con carácter discontinuo se extiende en dirección ONO-ESE, hacia el este hasta las proximidades de la depresión de Bailén, ya en la provincia de Jaén. Se encuentran en la esquina nororiental, al Este del vértice Cuartillejos, en una cota entre 625 y 640 m. Esta alineación de afloramientos es paralela a la falla que actualmente limita la sucesión del Paleozoico inferior respecto del “culm” de Los Pedroches, que discurre en la vecina hoja de Fuencaliente (situada al Norte), y son visibles especialmente en las hojas de Pozoblanco y Virgen de la Cabeza (FERNÁNDEZ et al., 2013; LARREA et al., 2013).

Por otra parte, las características faciales de la sucesión de depósitos recientes son muy homogéneas en todos los afloramientos, variando únicamente el espesor total preservado y los espesores relativos de las diferentes litologías. Todos estos hechos sugieren que, en la ubicación de la alineación de afloramientos aludida, se localice una fosa tectónica, generada simultáneamente o tal vez con posterioridad al depósito de los mismos, que ha permitido su preservación, en tanto que fuera de ella estos sedimentos han sido erosionados casi en su totalidad, sin que con los datos actualmente disponibles se puedan precisar la extensión y características de la cuenca sedimentaria original.

El espesor máximo preservado en este conjunto de afloramientos es inferior a 40 m. La secuencia de esta unidad consta aquí, de dos tramos bien diferenciados. Sobre un conglomerado basal (2-3 m) localmente cementado por óxidos de hierro, la parte basal de la secuencia consta de unos 20-25 m de arcosas, blanquecinas a rosadas, poco consolidadas, en bancos canalizados con estructura interna de estratificación cruzada en surco, a la base de los cuales es frecuente encontrar un “lag” de cantes centimétricos de cuarzo y cuarcita. Los bancos arenosos, con frecuencia amalgamados, tienen espesores decimétricos a métricos y están separados por tramos centímetros a decimétricos de arcillas y limos rojizos.

La parte alta de la sucesión está constituida por fanglomerados masivos, a veces con bases canalizadas, formados por cantes centimétricos (15-20 cm de diámetro máximo), muy redondeados, de cuarcita y cuarzo filoniano. Es notoria la ausencia de cantes de composición granítica en esta unidad, cuya fuente hay que buscarla hacia el norte.

La matriz de los fanglomerados varía de arcillosa a arcósica en su composición, presentando por lo general colores rojizos, y su abundancia es muy variable (0-30%), siendo máxima en tramos de cantes más gruesos y mínima en los de cantes finos (1-3 cm).

Las características de estos depósitos corresponden a las de facies diversas de un sistema de abanicos aluviales, en las que la secuencialidad negativa que se observa, debió estar en relación con una progradación del sistema aluvial como respuesta a una reactivación del relieve en su área fuente, hecho que sugiere la existencia de actividad tectónica durante el depósito de estas rocas. La parte basal corresponde a facies fluviales de tipo “braided”, en las que las arcosas representan el relleno de canales y las arcillas y limos intercalados facies de desbordamiento de los mismos. La parte superior corresponde a depósitos de tipo “debris-flow”, más o menos lavados de matriz y caracterizan las facies proximales del sistema deposicional aluvial. El redondeamiento que presentan los cantes es incompatible con la naturaleza “en masa” de estos depósitos, por lo que hay que suponer una historia polícílica de los mismos.

La edad de esta unidad está en discusión. Con toda probabilidad se trata de depósitos terciarios, aunque su ubicación exacta es más difícil de establecer. En opinión de A. MARTÍN SERRANO (com. pers.), posiblemente puedan correlacionarse con formaciones litológicamente idénticas de otras cuencas del Macizo Ibérico, de edad paleógena, aunque este extremo

no es por el momento sino una especulación. En cualquier caso, la actividad tectónica que tanto su formación como su preservación implican, debe corresponder a la expresión en el antepaís ibérico de la Orogenia Alpina que afectó con intensidad a la periferia del mismo durante buena parte del Terciario.

2.3.2. Aluvial (Cuaternario)

En esta hoja no se han cartografiado depósitos cuaternarios ya que no tienen entidad suficiente para ser cartografiados a escala 1:50.000, hecho que sugiere el carácter relativamente reciente de la actividad tectónica que generó la fosa antes aludida, o al menos su reactivación.

Sólo aparecen en los arroyos que drenan hacia el Guadiana, aunque de muy escasa extensión. Litológicamente se trata de sedimentos de espesor reducido formados por gravas, arenas y limos, que muestran un espectro composicional que incluye todas las litologías, actualmente expuestas en sus respectivas cuencas de drenaje.

Hay que destacar que sobre todas las rocas ígneas, y muy especialmente sobre la granodiorita, se desarrolla un potente "lehm", que deja muy aislados los afloramientos graníticos, en algunos cortes se observan espesores de varios metros, y generalmente deja un paisaje aislado con bolos y formas graníticas como "lomos de ballena".

En su mayor parte deben corresponder a depósitos holocenos, aunque no se puede descartar la presencia de materiales pleistocenos en las pequeñas terrazas marginales.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los materiales que afloran en la Hoja de Cardeña son paleozoicos y se estructuraron en la Orogenia Varisca; durante la Orogenia Alpina se comportaron como un zócalo rígido y probablemente, se crearon y/o rejugaron algunas de las fallas cartografiadas, pero no existen registros de esta probable actividad tectónica. En esta hoja las rocas ígneas del batolito ocupan casi la totalidad de la misma, lo que no permite observar la evolución tectónica de los materiales paleozoicos encajantes; por tanto la descripción está basada en los conocimientos regionales y los locales adquiridos al realizar las hojas vecinas que contempla el Proyecto.

La estructura de esta hoja es el resultado de varios eventos tectónicos, de diferente intensidad y naturaleza, que actuaron en este sector, desde la sedimentación hasta la actualidad.

De todos ellos, la Orogenia Varisca fue sin duda el más importante en esta área, pues durante la misma se produjeron entre otros los siguientes hechos:

- formación de la cuenca sin-orogénica de Los Pedroches, en la que se depositaron las series "culm";
- deformación penetrativa de las sucesiones paleozoicas;
- génesis y emplazamiento del Batolito de Los Pedroches.

En los párrafos que siguen se presentan secuencialmente los rasgos geométricos y cinemáticos principales de las diversas generaciones de estructuras que se reconocen en las dos unidades fundamentales que constituyen la hoja: Unidad Metasedimentaria y Unidad Plutónica.

3.1. Estructura de la Unidad Metasedimentaria

La superficie de afloramiento de esta unidad en la Hoja de Cardeña es muy limitada, por lo que las observaciones estructurales en ella son también bastante parciales; sobre todo si se tiene en cuenta que en dicha superficie buena parte del afloramiento "culm" aparece afectado, en grado variable por los efectos de metamorfismo de contacto ligados a la intrusión de la Unidad Plutónica.

Los materiales que constituyen el "culm" tienen como característica estructural más representativa la presencia generalizada de esquistosidad, genéticamente asociada a un plegamiento, que adscribimos a la primera fase, y más importante, de la deformación varisca de este sector. Con carácter general, los pliegues tienen su plano axial fuertemente buzante hacia el nordeste, definiendo una ligera vergencia hacia el SO. La esquistosidad, por su parte, transecta a veces a los pliegues en sentido sinistro, lo que sugiere la existencia de una componente rotacional durante el desarrollo de esta primera fase de deformación varisca.

Tanto los pliegues como la esquistosidad asociada presentan variaciones en sus características y geometría, en función de la litología del multicapa plegado en cada caso. Los tramos pelíticos potentes presentan pliegues muy abiertos, prácticamente isopacos, con esquistosidad muy penetrativa de tipo "slaty cleavage". Los tramos de alternancias pelítico-arenosas presentan comúnmente pliegues muy apretados, con morfologías que varían de "chevron" a similar, en función de la relación de espesores entre los estratos de arena y pelita, respectivamente. La esquistosidad tiene entonces características variables entre "slaty cleavage" grosero en los estratos pelíticos y esquistosidad de presión/disolución en los arenosos, generalmente con refracción marcada en estos últimos. Finalmente, en los bancos de grauvacas masivas y conglomerados rara vez se observan pliegues menores (de tipo "flexural slip" y morfología "chevron") siendo la esquistosidad muy grosera (presión-disolución) o inexistente en estos casos. La transición de un tipo de estructuras y mecanismo de deformación a otro se resuelve mediante despegues paralelos a los contactos estratigráficos entre los tramos de litología diferente.

En todos los casos, la esquistosidad dentro de la aureola de metamorfismo de contacto muestra características de una "schistosity", por recristalización mimética de micas durante dicho evento metamórfico.

La macroestructura del "culm" de Los Pedroches, por observaciones a escala regional, corresponde a un anticlinal con núcleo en la ubicación actual del batolito, en el que los pliegues mesoscópicos son generalmente asimétricos con vergencia hacia el núcleo del anticlinal aunque al Norte del batolito están plegados por fases tardías más suaves.

Por otra parte, mientras el contacto meridional del "culm" es básicamente concordante y no se observan diferencias estructurales con los materiales infrayacentes; el contacto septentriodal (ambos fuera de esta hoja) es un accidente tectónico de entidad regional, descrito como Cabalgamiento de Santa Eufemia (MIRA et al., 1986), que sí marca diferencias estructurales, ya que el paleozoico infrayacente está menos deformado.

En nuestra opinión, las marcadas diferencias geométricas y de mecanismos de deformación entre los dos bloques estructurales, no pueden justificarse únicamente por las diferencias composicionales. Por una parte, existen niveles de naturaleza comparable en ambos bloques que también muestran esta diferencia. Por otra, los mecanismos de deformación en la uni-

dad "culm" indican ambientes de deformación más profundos, desarrollados en condiciones de metamorfismo regional de la facies de los esquistos verdes de baja temperatura (véase más adelante, Capítulo 4.3.1). Estos argumentos confluyen para sugerir que el accidente que actualmente limita ambos bloques, tiene una envergadura de importancia y yuxtapone dos dominios separados durante la primera fase de deformación varisca.

Las estructuras que se acaban de describir son las únicas que afectan con carácter penetrativo al conjunto de la Unidad Metasedimentaria. Localmente, se reconocen también otras estructuras, tardías respecto a las anteriores, y de distribución irregular y difícil de sistematizar en un área tan pequeña como la que aquí se trata. Solo se observan en la unidad "culm" y corresponden a dos tipos diferentes cuya cronología relativa no podemos precisar.

Por una parte, nos referimos a una crenulación subhorizontal muy fina, con características extensionales, que con carácter regional, se observa sobre todo en las zonas más externas de la aureola de metamorfismo de contacto, y que es visible con desarrollo desigual en toda la extensión de la misma a ambos lados del batolito. MIRA *et al.* (1986) determinaron por criterios texturales la coetaneidad de esta crenulación con el emplazamiento del Plutón de El Guijo, sugiriendo la existencia de un régimen regional extensional durante el ascenso de al menos este tipo de plutones.

Por otra parte, existen también con carácter regional, bandas de anchura decamétrica, limitadas por fallas frágiles, subverticales, en las que la esquistosidad de primera fase aparece intensamente replegada por pliegues cuyos ejes varían desde subhorizontales a subverticales, separados por zonas de cizalla anastomosadas. Estas bandas tienen orientación NO-SE y distribución irregular respecto a la macroestructura de primera fase. Se desconoce tanto su cronología como su significado en términos de geometría y cinemática regionales durante la evolución varisca tardía.

3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PLUTÓNICA

El fragmento de Batolito de Los Pedroches expuesto en la Hoja de Cardeña incluye un buen número de litologías graníticas *s.l.* que definen unas geometrías variadas, cuyo análisis se aborda en los párrafos que siguen. Todas ellas corresponden a pulsos sucesivos de intrusión magmática y, en particular, dicha intrusión, cuando afecta al encajante (Unidad Metasedimentaria), se produjo con posterioridad a la deformación de primera fase anteriormente descrita, cuyas estructuras aparecen cortadas por los contactos intrusivos y recristalizadas, estáticamente, por la blastesis metamórfica que define la aureola de contacto.

Con excepciones contadas que se comentarán más adelante, las rocas ígneas de este sector no muestran estructuras planares o lineares penetrativas, adquiridas en estado sólido, hecho que indica que su emplazamiento y cristalización tuvieron lugar durante los estadios finales de la Orogenia Varisca, siendo la actividad tectónica posterior incapaz de producir deformación importante de las mismas. Sin embargo, tanto la geometría del batolito en su conjunto, como la de algunos de sus cuerpos constituyentes, especialmente los haces filonianos de carácter básico a intermedio (microdioríticos a grandioríticos), indican claramente que el emplazamiento de las rocas ígneas estuvo controlado y se vio favorecido por una actividad tectónica contemporánea, de marcado carácter transtensional dextro (ARANGUREN *et al.*, 1997), compatible con el régimen deformativo rotacional que caracteriza toda la evolución orogénica varisca en la parte suroccidental del Macizo Ibérico (QUESADA, 1991a, 1992), por lo que hay que considerar la intrusión del Batolito de Los Pedroches como un proceso sin-tec-

tónico tardío y en su mayor parte permitido.

A escala regional las rocas plutónicas definen una alineación, de dirección ONO-ESE, que intruye a favor del núcleo de un anticlinorio de igual dirección, desarrollado durante la primera fase de deformación varisca, única penetrativa que afecta a toda la unidad encajante. Estas relaciones de coincidencia geométrica entre la alineación plutónica y la megaestructura de la Unidad Metasedimentaria no implican ninguna conexión genética ni temporal entre ambos tipos de estructuras, toda vez que la intrusión granítica tuvo lugar con posterioridad a la deformación de su encajante. En nuestra opinión, esta coincidencia debe tener que ver con la existencia en la vertical del batolito de un accidente de zócalo, preexistente, de entidad litosférica, cuya reactivación bajo regímenes tectónicos diferentes durante los diversos estadios de la orogenia varisca pudo dar lugar, respectivamente, a la nucleación de un anticlinal (reactivación como rampa) frente a un régimen de esfuerzos compresivos (transpresivos), y a la apertura de fisuras, a favor de los cuáles se vio favorecido el ascenso de magmas, frente a un régimen eminentemente extensional (transtensional).

Dentro de la Hoja de Cardeña la arquitectura del batolito es bastante compleja, reconociéndose dos episodios principales de intrusión plutónica, así como varios episodios de inyección filonianas. En orden cronológico, la sucesión de procesos mediante los cuales se produjo la formación y el crecimiento de este sector del batolito pueden resumirse como sigue:

3.2.1. Emplazamiento del grupo plutónico granodiorítico

Las rocas plutónicas de este grupo son las más antiguas que se reconocen en esta zona, siendo además las más ampliamente representadas en la mitad occidental del batolito.

Desde un punto de vista estructural, se trata de rocas por lo general isótropas, en las que únicamente se observan fábricas plano-lineares con carácter local y casi siempre en la proximidad de sus contactos. Estas son de dos tipos; las más frecuentemente observables corresponden a orientaciones fluidales de biotita y feldespatos, así como de los enclaves microgranulados tan frecuentes en estas rocas, que definen una fábrica plano-linear dentro de los primeros metros o decenas de metros a partir de los contactos intrusivos, y subparalela a los mismos, perdiéndose progresivamente hacia el interior del afloramiento granítico. De manera local, se observan también orientaciones de igual naturaleza en algunos afloramientos más internos, que tal vez correspondan a zonas de borde de intrusiones sucesivas o, alternativamente, a límites de celdillas de convección dentro del magma en cristalización, pero su sistematización se ve imposibilitada por falta de continuidad en los afloramientos.

Existe otra estructura que se ha reconocido en el borde septentrional del batolito en localidades próximas a esta hoja, como en la Hoja de Fuencaliente, entre Conquista y Venta de Azuel, donde CARRACEDO (1991) cita un afloramiento extenso, de lo que denomina "granodiorita orientada", y en las proximidades de Torrecampo, Hoja de Pozoblanco (FERNÁNDEZ RUIZ *et al.*, 2013) allí orientado aproximadamente en dirección E-O, buzando unos 50° al NE, denominada Zona de Cizalla de Conquista (ARANGUREN *et al.*, 1997). Consiste en una fábrica planar, milonítica, variablemente intensa, desarrollada en condiciones de alta temperatura, pues no se observa retrogradación de la paragénesis mineral ígnea, pero sin duda con posterioridad a la cristalización de la roca, como queda evidenciado por la cataclasis de feldespatos y la granulación y recristalización de biotita y cuarzo. Su cinemática corresponde a la de un desgarre transtensional dextro como sugieren la presencia de estructuras S/C y de colas de presión asimétricas, sobre enclaves o clastos de feldespatos. En cualquier caso, este

tipo de estructuras pone de manifiesto la existencia de actividad tectónica muy localizada tardía respecto a la cristalización de la granodiorita, en algunos de los bordes de la intrusión.

Con excepción del área deformada que se acaba de comentar, el resto de los contactos del cuerpo granodiorítico con el encajante sedimentario muestran caracteres netamente intrusivos. Al nivel de erosión actual, el contacto norte expuesto en la vecina Hoja de La Virgen de la Cabeza muestra un buzamiento en torno a 50° hacia el N; es decir, hacia fuera del plutón. Este hecho, junto con la presencia abundante de numerosos filones aplopegmatíticos, de espesores decimétricos a métricos, de dirección subparalela al contacto pero ortogonales respecto al buzamiento del mismo, sugieren una posición en la parte superior del cuerpo intrusivo, asumiendo para el mismo una geometría, transversal a su alargamiento máximo, de tipo lacolítico (Fig. 6). En el mismo sentido, parece apuntar la presencia esporádica de facies leucogranodioríticas, con caracteres de magmas residuales ricos en volátiles, asociadas con abundantes filones aplopegmatíticos, y que sugieren que el nivel actual de erosión no debe encontrarse muy lejos del techo de la intrusión granodiorítica.

Aparte de las anomalías reseñadas, todas ellas localizadas en las proximidades de sus contactos, la intrusión granodiorítica en su interior presenta una estructura isótropa, muy homogénea, que sugiere que su cristalización tuvo lugar en condiciones de estabilidad tectónica aparente. En nuestra opinión, más que debida a la ausencia de un campo activo de esfuerzos, esta aparente estabilidad debió estar en relación con la localización de los efectos de los mismos en la interfase roca ígnea/roca encajante metasedimentaria, una vez que hubo cristalizado un caparazón externo del plutón de envergadura suficiente para aislar el interior del mismo del campo tectónico regional.

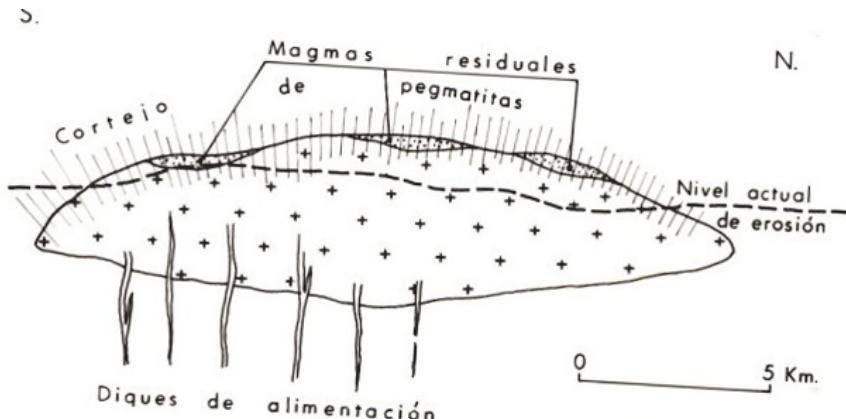


Fig. 6.- Geometría idealizada en sección del plutón granodiorítico

3.2.2. El haz filoniano de pórfidos granodioríticos

Tal y como se indicó al tratar de la estratigrafía de la Unidad Plutónica (véase Capítulo 2.2.1.), la última manifestación reconocida dentro del que denominamos Grupo Granodiorítico, corresponde a diques rellenos de pórfidos de esta composición. En la Hoja de Cardeña sólo están representados en el borde occidental, pero a escala del batolito tienen una fuerte

implantación (Fig. 3), con un significado estructural importante, ya que aunque con carácter esporádico existen diques aislados con diversas orientaciones, la mayor parte de los filones de pórfidos granodioríticos en el sector central del batolito define un denso haz, de orientación NNO-SSE, con una anchura máxima en torno a 5 km. Dicho haz filoniano gira hasta una orientación ONO-SE, al tiempo que disminuye en anchura, dentro del encajante metasedimentario (Fig. 7). Hacia el norte, este haz filoniano se pierde al ser cortado por otro posterior, aún más denso y de composición granítica.

La geometría sigmoidal incompleta que definen en planta los diques sub verticales de este haz, demuestra la naturaleza sin-tectónica del proceso intrusivo en el Batolito de Los Pedroches, a pesar de la pobreza de elementos plano-lineares de estructura que muestran sus rocas. Más aún, permite caracterizar el régimen tectónico regional como transtensivo dextro (LARREA *et al.*, 1996, 1999; CARRACEDO *et al.*, 1997), gobernado por desgarres maestros subverticales, de orientación ONO-ESE. La deformación interna de los bloques litosféricos comprendidos entre dichos desgarres estuvo dominada, al menos durante el desarrollo de la estructura que aquí se describe, por procesos de extensión que permitieron la apertura virtual de fisuras de orientación NNO-SSE, compatibles con el juego dextro de dichos desgarres, a favor de las cuáles se produjo la inyección en niveles corticales someros de los últimos pulsos de magmas granodioríticos de este sector.

Considerados individualmente, los diques de este haz presentan potencias variables entre varios decímetros y varios metros, excepcionalmente llegan a alcanzar espesores decamétricos, habiendo sido exagerada su potencia en la cartografía con el fin de reproducir una imagen visual más evidente. Sus hastiales corresponden a fracturas frágiles muy netas, hecho que sugiere que la fracturación de su encajante y su inyección tuvo lugar cuando aquel estaba ya completamente cristalizado y relativamente frío, esto último también indicado por la existencia de bordes de enfriamiento en algunos de los diques.

Considerados conjuntamente, los diques granodioríticos acumulan una extensión total del sector en que se inyectaron del orden de 10-15% en dirección orthogonal a su alargamiento.

La conclusión más importante que puede extraerse de esta estructura es la constatación del papel fundamental, tal vez único, de los procesos de propagación de fracturas extensionales, en régimen transtensivo, acompañados de inyección magmática, en el crecimiento del Batolito de Los Pedroches, al menos durante esta fase. Probablemente, procesos similares a éstos fueron también importantes durante el ascenso y crecimiento de la masa granodiorítica principal, si bien sus evidencias estructurales habrían sido borradas por procesos de convección magmática muy intensos, en tanto existiera un gradiente térmico entre la cámara magmática en cristalización y su encajante metasedimentario. La evidencia estructural de la propagación de fracturas a través del magma en cristalización únicamente habría quedado preservada a partir del momento en que el comportamiento reológico del mismo, consecuencia del aumento de la fracción sólida respecto a la fundida, hubiese inhibido la intensidad de los procesos de convección y, consiguientemente, su capacidad de disgrregar mecánicamente y mezclar íntimamente las sucesivas inyecciones de magma nuevo que alcanzaban la cámara magmática.

HOJA DE VILLANUEVA DE CORDOBA | HOJA DE POZOBLANCO



Fig. 7.- Geometría del haz granodiorítico. 1) Metasedimentos. 2) Granodiorita (facies común). 3) Zona de mezcla. 4) Leucogranitos. 5) Filones de cuarzo. 6) Diques de pórfidos graníticos. 7) Diques de pórfidos granodioríticos

3.2.3. Emplazamiento y estructura del Grupo Granítico

Tal vez el rasgo más llamativo de la estructura del Batolito de Los Pedroches en su afloramiento actual, sea su asimetría en cuanto a la distribución de los diversos grupos litológicos que han sido descritos anteriormente (Véase Capítulo 2.2), con predominio de rocas del Grupo Granodiorítico en su mitad occidental y del Grupo Granítico en la mitad oriental (Fig. 2). Esta diferencia no es solo litológica sino que se extiende también a las relaciones entre los diversos tipos; así, mientras en la parte oriental (área de nuestra hoja) los dos tipos litológicos muestran evidencias de emplazamiento casi simultáneo, con numerosas zonas de hibridación mutua en sus zonas de contacto respectivas, en la mitad occidental, las rocas del Grupo Granítico- Adamellítico aparecen siempre en plutones circunscritos netamente intrusivos, con carácter tardío, tanto en la granodiorita, previamente cristalizada y fría, como en el encajante carbonífero metasedimentario. Asimismo cabe destacar que la alineación marcada por los plutones graníticos es oblicua (10° - 15°) respecto al eje del Grupo Granodiorítico.

La zona de tránsito entre ambos sectores del batolito está expuesta en esta Hoja de Cardeña. Hacia el NO el Grupo Granítico está representado por los plutones granítico-adamellíticos circunscritos, plutones de El Guijo y Mogabar. Ambos plutones presentan algunas características comunes, tales como, su forma subelíptica, dimensiones kilométricas, semejanza litológica y transgredir el límite externo septentrional del plutón granodiorítico.

A diferencia de los plutones citados, los contactos del plutón de Cardeña, no muestran evidencias estructurales de deformación significativa, simultánea a su intrusión, por lo que puede descartarse que los mecanismos de desenraizamiento diapírico hayan jugado un papel importante en el emplazamiento superficial de este plutón. Por el contrario, hay que considerar, como en el caso de las granodioritas, que su intrusión fue un proceso eminentemente "permitido".

Sin duda, el rasgo estructural más interesante del plutón de Cardeña corresponde a los afloramientos de rocas leucograníticas que aparecen principalmente en las zonas centrales del mismo, estos afloramientos tienen contactos, netos o gradacionales, subhorizontales. Lo que puede indicar que el cuerpo leucocrático es tabular y subhorizontal, con una morfología de lacolito. Esto se puede interpretar como producto de cristalización de magmas residuales, muy diferenciados, que habrían emigrado hacia la parte superior de la lámina granítico-adamellítica, durante las etapas finales de la cristalización del plutón de Cardeña, tal vez favorecida por fases tardías de colapso, como se sugiere en la vecina Hoja de Pozoblanco (FERNÁNDEZ RUIZ *et al.*, 2013).

Considerando la geometría de los plutones graníticos y sus relaciones de contacto, en el estudio regional llevado a cabo en este Proyecto, la intrusión de los mismos caracteriza una etapa de desenraizamiento masivo y concentración superficial, de magmas graníticos y adamellíticos procedentes de cámaras magmáticas basicorticales, durante una etapa de actividad tectónica extensional (transtensional), tal como sugieren su morfología, estructura interna y su relación con la intensa actividad de inyección filoniana, de composiciones idénticas, que se describe a continuación.

3.2.4. El haz filoniano de pórfidos graníticos-adamellíticos

Uno de los rasgos estructurales más espectaculares del Batolito de Los Pedroches, es sin duda, la presencia de un densísimo haz de diques de pórfidos graníticos (mayoritarios) y ada-

mellíticos que se extiende, con una longitud superior a 120 km, en dirección NO-SE, desde el este de Belalcázar en la Hoja de Hinojosa del Duque, hasta el Valle del Guadalquivir, al este de Andújar. En esta hoja están bien representados con un haz de dirección NO-SE, que atraviesa las rocas del Grupo Granodiorítico; y otro paralelo en el plutón de Cardeña, aunque con una zona menos intensa en su sector central.

La geometría de conjunto de este haz filoniano es ligeramente oblicua respecto al alargamiento del batolito, subvertical y suavemente sigmoidal (Fig. 8), paralelizándose a la estructura regional del encajante de forma progresiva al salir del afloramiento ígneo.

Sin ningún género de dudas, y al igual que se describió al tratar del haz de pórfidos granodioríticos, el desarrollo de este denso haz filoniano representa un episodio de actividad tectónica extensional intensa, que permitió la inyección hacia niveles corticales someros, a favor de fisuras tensionales, de magmas graníticos y adamellíticos procedentes de una cámara magmática profunda (¿basicortical ?).

Considerados individualmente, los diques de este haz tienen espesores variables entre unos pocos decímetros y pocas decenas de metros, predominando los espesores métricos. Con mucha frecuencia presentan geometrías anastomosadas aislando cuerpos prismáticos de roca encajante entre ellos, a escalas meso y macroscópica. También es frecuente observar inyecciones de dique en dique, hecho que habla claramente de la intensidad del proceso extensional. Considerados en conjunto, el haz de diques, que llega a alcanzar una anchura total superior a 10 km, con un promedio en torno a 7-8 km en sus sectores centrales, representa una extensión acumulada, normal a su alargamiento, que varía entre 20-50%.

3.3. FRACTURACIÓN TARDIVARISCA

El último evento deformativo varisco que puede reconocerse en el entorno del Batolito de Los Pedroches, corresponde a una etapa de fracturación frágil, muy intensa, posterior a la cristalización de todas las rocas ígneas de la región. La ausencia de depósitos coetáneos impide una datación precisa de este evento, si bien numerosas fallas de las que aquí se describen aparecen fosilizadas por depósitos triásicos en la terminación oriental del batolito en el área de Andújar (LARREA *et al.*, 2013). Así pues, su desarrollo principal debió tener lugar entre la cristalización de las rocas del batolito y la base del Trías; es decir, durante el intervalo Stephanense-Pérmino, que coincide con lo que se ha dado en llamar etapa tardivarisca o la tardihercínica de ARTHAUD y MATTE (1977).

El comienzo de este evento deformativo viene mejor constreñido temporalmente por la presencia de un relleno hidrotermal, principalmente de cuarzo, en numerosas fracturas, que tiene su desarrollo más importante cuando éstas transcurren a través, o en la inmediata vecindad, del Batolito de Los Pedroches. Esta coincidencia espacial entre relleno hidrotermal de las fracturas y encajante granítico, o proximidad a él, tiene como explicación más plausible que la fracturación comenzase a generarse cuando el batolito, si bien totalmente cristalizado en los niveles actualmente expuestos, todavía representaba una anomalía térmica positiva respecto de su encajante metasedimentario, existiendo una importante circulación hidrotermal que se habría visto favorecida notablemente por la propagación de las fracturas que aquí tratamos.

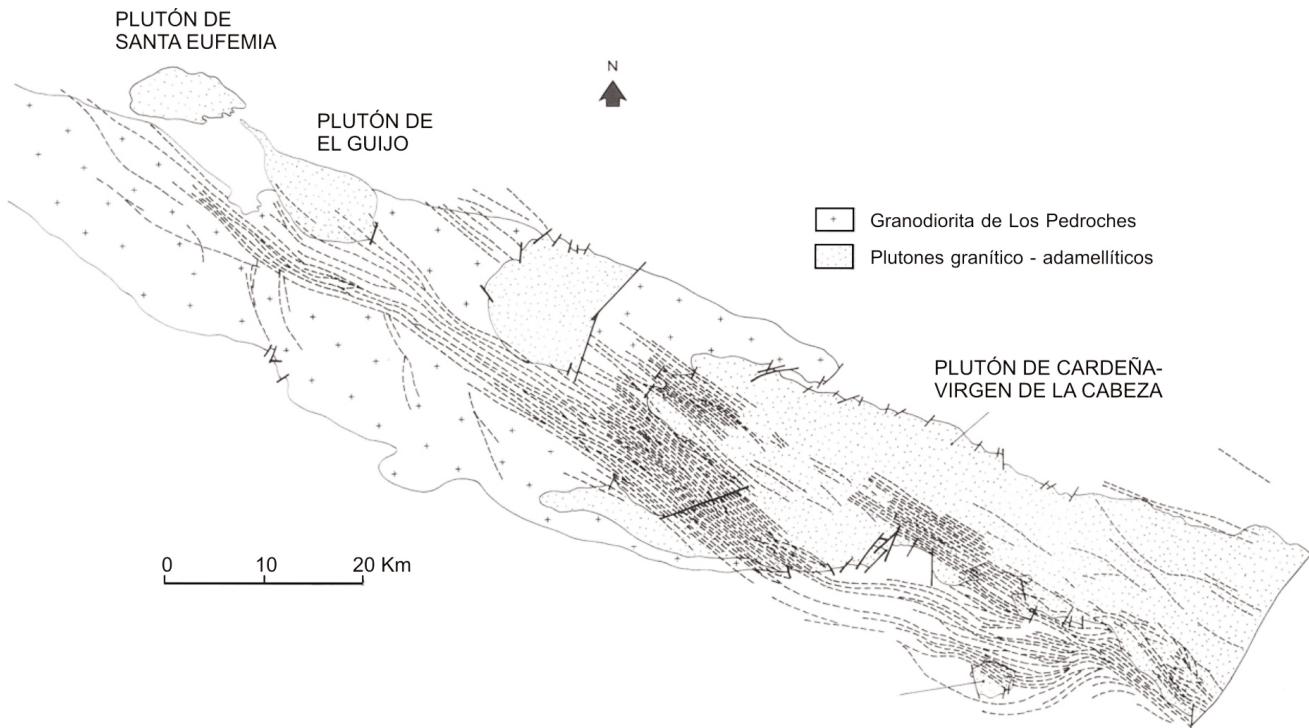


Fig. 8.- Esquema cartográfico del haz de pórfidos ácidos del Batolito de Los Pedroches

La mayor parte de los numerosos indicios mineros que existen en el batolito y su entorno, aparecen en relación con el relleno hidrotermal de las fracturas de esta etapa tardía de deformación varisca.

En la Hoja de Cardeña, al igual que en toda la mitad oriental del Batolito de Los Pedroches las estructuras de esta etapa están muy bien representadas, resaltando la continuidad kilométrica de los filones hidrotermales a través de las rocas ígneas, que se desvanecen y adelgazan en apenas unos centenares de metros al armar en la unidad metasedimentaria encanjante. Los espesores de estos filones son muy variables, alcanzando localmente potencias decamétricas, aunque por lo general no exceden de unos pocos metros. Con frecuencia el relleno hidrotermal de los filones presenta geometrías arrosariadas y lleva asociada una alteración moderada de sus hastiales (principalmente silificación), que no supera por lo general uno o dos metros de potencia.

Desde el punto de vista geométrico, todas las fracturas de esta fase presentan buzamientos fuertes o subverticales y, por su orientación, en esta hoja, se distinguen dos familias principales, con representación e importancia relativa variables según los sectores de la hoja que se considere.

- 1) Fallas y fracturas de un sistema conjugado con direcciones principales N50°-70°E y N140°-160°E.
- 2) Fallas y fracturas de orientaciones norteadas comprendidas entre N-S y N40°E. Las fracturas de este lote son por lo general mucho menos abundantes que las de los otros dos.

Regionalmente, se observa un tercer lote con direcciones variables entre N80°E y N120°E, si bien en esta hoja no está bien representado.

Estas fracturas, especialmente el juego conjugado están repartidas por todo el S del Macizo Ibérico y deben corresponder al inicio del Ciclo Alpino, y se producen en un contexto tectónico ya muy diferente, con un comportamiento de zócalo rígido de todas las rocas paleozoicas.

Las relaciones de corte entre fallas de los tres lotes indican la coetaneidad de los mismos, toda vez que se observan como estructuras individuales de cada uno de ellos cortan, son cortados, o ambas cosas a la vez, por representantes de los otros dos grupos. Tanto en la hoja que nos ocupa, como a la escala del conjunto del batolito, los rellenos hidrotermales de cuarzo arman preferentemente en fracturas de la segunda familia (N-S a N40°E) y, en mucha menor proporción en las de la primera.

Los desplazamientos observados a favor de estas fracturas son por lo general modestos, predominando los saltos, tanto en la vertical como en la horizontal, de orden decamétrico, aunque no son raros los de escala hectométrica.

3.4. RECAPITULACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL

A pesar de lo limitado del registro geológico expuesto en la Hoja de Cardeña, el estudio regional realizado en este Proyecto, así como la ordenación temporal de estructuras descritas, junto con sus características geométricas y cinemáticas respectivas, permiten extraer conclusiones de alcance regional relativas a la evolución tectónica de la parte meridional del Macizo Ibérico durante el proceso orogénico varisco. Sobre todas ellas, resalta de manera preponderante la

constatación de la naturaleza oblicua del proceso de convergencia durante toda su duración, como también es el caso en el resto de la mitad meridional del Macizo Ibérico (zonas de Ossa-Morena y Surportuguesa; QUESADA *et al.*, 1991). Este hecho sugiere una continuidad espacial de las condiciones de deformación en dichas zonas, a pesar de la notable diversidad cronológica y geométrica de las estructuras desarrolladas en cada caso, dependientes de condicionantes locales tales como su situación respecto a la zona de sutura u otros accidentes importantes, o el nivel cortical actualmente expuesto en cada una de ellas.

El área que nos ocupa, alejada de la sutura varisca, que se situaría en el margen meridional de la Zona de Ossa-Morena (RIBEIRO *et al.*, 1990; QUESADA *et al.*, 1991), tiene características de una zona externa, y fue alcanzada por la onda orogénica más tardíamente que las zonas internas (Zona de Ossa-Morena), donde la actividad tectónica varisca comenzó durante el Devónico inferior-medio (DALLMEYER y QUESADA, 1992). Aquí, la primera expresión de dicha actividad viene materializada durante el Carbonífero inferior por la formación de la cuenca sin-orogénica de Los Pedroches, y en su conjunto, pueden considerarse cuatro etapas sucesivas.

3.4.1. Generación de la cuenca de Los Pedroches

Este primer evento varisco no tiene expresión estructural directa en el área de la Hoja de Cardeña. Viene, sin embargo, muy claramente expresado por el cambio brusco en las condiciones de sedimentación, que pasaron de las condiciones de plataforma somera, muy estables, reinantes durante todo el Paleozoico inferior, a las de una cuenca turbidítica, muy subsidente, durante este estadio.

De acuerdo con la información regional disponible (GABALDÓN *et al.*, 1985; QUESADA *et al.*, 1990; QUESADA, 1991 b) la cuenca de Los Pedroches presenta una marcada asimetría en sentido transversal a su alargamiento, con un margen activo en el sur, ubicado en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, y un margen pasivo al norte, no muy alejado del afloramiento en la Hoja de Cardeña. La subsidencia elevada que representa el potente depósito turbidítico en un lapso temporal relativamente corto; compárense los más de 3000 m de "culm" en la vecina Hoja de San Benito (MIRA *et al.*, 1986), durante el intervalo Viseense superior-Namuriense basal (≈ 10 Ma.), con los apenas 1500m de sedimentos correspondientes a la plataforma del Paleozoico inferior (≈ 150 Ma.); estaría relacionada con el hundimiento elástico o visco-elástico del margen meridional de la Zona Centroibérica en el periodo extensional subsiguiente a la primera etapa compresiva varisca que hace cabalgar a la Zona Centroibérica sobre la de Ossa-Morena. El cabalgamiento viene representado en la actualidad por la sutura de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, y la extensión está representada por la Falla de Matachel (Hoja nº 879, Peñarroya-Pueblo Nuevo).

El margen pasivo se habría establecido sobre una zona elevada, y la transición entre las áreas de cuenca, subsidentes, y el margen elevado probablemente se produjo a favor de un sistema de fallas normales escalonadas hacia el depocentro de la misma.

Las características de esta cuenca apuntan a un origen extensional, lo que conlleva por una parte, a la presencia de varias alineaciones volcánicas básicas dentro de la cuenca y ubicadas en su mitad meridional, en la denominada Unidad de Guadalbarbo (GABALDÓN *et al.*, 1985a y b). Y por otra, a que la deformación del relleno "culm" de la cuenca tuvo lugar en condiciones metamórficas más elevadas que las de su sustrato en los bordes norte y sur, hecho que sugiere un gradiente geotérmico más alto, únicamente explicable por adelgazamiento de la corteza bajo la cuenca. Un adelgazamiento sólo explicable en un entorno regional extensio-

nal en que nos encontramos.

De hecho, los dos argumentos que sugieren la existencia de mecanismos de extensión están íntimamente relacionados, pues la descompresión generada por la extensión, podría haber disparado mecanismos de fusión parcial en el manto superior, responsables de la actividad ígnea bimodal que forma las alineaciones volcánicas aludidas, que a su vez habrían ayudado a incrementar el gradiente geotérmico por conducción, a su paso a través de la corteza y producir un aumento de las condiciones metamórficas que afectan al “culm”.

3.4.2. Inversión de la cuenca de Los Pedroches

El avance hacia el N del proceso orogénico varisco, que en el epígrafe anterior se ha aludido como responsable parcial de la formación y relleno de la cuenca turbidítica de Los Pedroches, se considera igualmente responsable de la deformación del relleno de la misma así como de sus márgenes. Además de formarse las estructuras de plegamiento y esquistosidad que se han descrito anteriormente (véase Epígrafe 3.1.), tiene especial interés la reactivación (inversión) como cabalgamientos de accidentes extensionales previos, tales como la Falla de Santa Eufemia (en la Hoja de San Benito), que acomodaron toda la subsidencia de la unidad “culm” frente a la unidad de plataforma situada al norte, durante el depósito de la sucesión turbidítica; o los canales de efusión del vulcanismo bimodal que aparece en otros sectores de la cuenca (cabalgamiento de la unidad vulcanosedimentaria de Guadalbarbo sobre la unidad “culm” en la vecina Hoja de Villanueva de Córdoba; LARREA *et al.*, 2013).

Conviene resaltar que durante este episodio de inversión tectónica de la cuenca de Los Pedroches, persistía el régimen de convergencia oblicua, puesto de manifiesto fundamentalmente por la transectación sinistra de los pliegues por su esquistosidad cogenética.

3.4.3. Emplazamiento del Batolito de Los Pedroches

Con posterioridad a la deformación penetrativa de la cuenca “culm”, tuvo lugar el emplazamiento en niveles corticales someros del complejo ígneo que constituye el Batolito de Los Pedroches. Tanto la geometría de las diversas unidades plutónicas y filonianas, como el carácter eminentemente permitido de su intrusión, sugieren de nuevo la presencia de un régimen tectónico transtensivo en el sector que nos ocupa. La importancia de los haces filonianos y el carácter sin-plutónico de algunos de ellos, indican que el ascenso de los magmas desde sus áreas fuente estuvo controlado principalmente por mecanismos de propagación de fracturas tensionales a través de la corteza.

El crecimiento lateral del batolito debió producirse en una altura de la corteza en que la combinación de los factores limitantes del ascenso (carga litostática, aumento de la viscosidad del propio magma en enfriamiento/cristalización) equilibraron la fuerza ascensional (gravitatoria) del fundido, generándose así la estructura lacolítica que presenta el batolito en sección transversal.

3.4.4. Fracturación tardivarisca

La fracturación tardivarisca probablemente obedezca al inicio del ciclo alpino, si bien las primeras fracturas norteadas todavía canalizan fluidos del batolito. Aparte de su importancia como canalizadora de la mayor parte de los yacimientos minerales en el entorno del batolito, el interés de estas estructuras viene dado por la evidencia que proporcionan sobre el decaimiento en intensidad del proceso orogénico. Este viene marcado por el cambio de la

dirección de extensión, respecto de la etapa anterior de inyección del haz de diques ácidos, con la aparición del eje máximo de extensión regional en la dirección E-O y el comportamiento frágil de los materiales.

4. PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA

En el capítulo de Estratigrafía se ha presentado un esbozo de las características de petrología sedimentaria de las diversas formaciones que constituyen la Unidad Metasedimentaria. No se han comentado hasta ahora, sin embargo, los rasgos petrológicos de las rocas ígneas de la hoja, ni tampoco los correspondientes a los procesos metamórficos (regionales y de contacto) que afectan en diverso grado a las rocas de la Unidad Metasedimentaria. Estos temas se abordan en el presente Capítulo, en el que se presentan la petrografía y geoquímica de las distintas unidades ígneas que conforman el sector de Batolito de Los Pedroches expuesto en la Hoja de Cardeña, a continuación se esbozan las características de los procesos metamórficos, para concluir con unos párrafos interpretativos del conjunto de procesos petrogenéticos registrados en el área que nos ocupa.

4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS

4.1.1. Diques en el “Culm” (Metadiabasas)

Son rocas de color gris oscuro con cierta tonalidad verdosa y con frecuentes disyunciones en bolos, presentan texturas intergranulares y/o subofíticas parcialmente borradas por procesos de metamorfismo regional de facies de esquistos verdes y de contacto.

La mineralogía original también ha sido afectada por dichos procesos, quedando sólo relictos de piroxenos monoclinicos y plagioclásas, habiéndose desarrollado uralita, saussurita y clorita derivadas de los minerales primarios.

4.1.2. Grupo granodiorítico

4.1.2.1. Granodiorita (2)

Se trata de una roca holocristalina, fanerítica, con textura granular hipidiomorfa, de tamaño de grano medio, con ligero carácter porfídico al presentar, localmente fenocristales de plagioclásas que alcanzan tamaños de hasta 2 cm.

Presentan una mineralogía banal con cuarzo, plagioclasa (andesina); feldespato potásico y biotita como minerales principales y apatito, circón, y opacos como minerales accesorios y esporádicamente allanita, turmalina y esfena.

La composición modal determinada es la siguiente: Cuarzo = 26%; Plagioclasa = 41%; Feldespato K = 17%; Biotita = 15%; Accesorios = 1%.

En su conjunto es muy similar a las estudiadas en otras áreas del batolito (hojas de Pozoblanco y Villanueva de Córdoba), con la única diferencia, en la mineralogía, de no haberse encontrado anfíbol monoclinico (hornblenda) en las muestras recolectadas, que creemos es debido a los escasos afloramientos continuos en los que se presenta en esta hoja que han impedido disponer de un número suficiente de muestras.

La plagioclasa es el mineral más abundante, de composición oligoclasa cálcea-andesina, presenta dos generaciones bien diferenciadas:

La más abundante y característica, desarrolla cristales de hábito tabular, con tendencia idio-hipidiomorfa de tamaño variable entre 5 y 7 mm y fenocristales de hasta 2 cm, que destacan sobre el resto de los componentes y que confieren a la roca un carácter ligeramente porfídico. Se presentan maclados según las leyes de la Albite, Albite-Carlsbad, Albite-Periclinina, y más raramente de Baveno. El zonado es muy frecuente, de tipo oscilatorio continuo, discontinuo y de tipo "patchy", estos últimos, cuando se presentan, están en las zonas centrales de los cristales. Son abundantes y llamativas las superficies de reabsorción, dentro de los cristales, con variaciones bruscas en el contenido en An entre un lado y otro de dichas superficies y el crecimiento, en algunos casos, de plagioclasa con textura dendrítica sobre las zonas de reabsorción.

En bordes externos, de composición más sódica, de algunos de estos cristales, se desarrollan intercrecimientos micrográficos con cuarzo.

Son frecuentes las inclusiones de biotita y de plagioclasa de pequeño tamaño y escasas las de cuarzo y apatito.

La otra generación de plagioclasa, menos frecuente y abundante que la anterior, desarrolla cristales de pequeño tamaño, maclados según la ley de la Albite y bastante sericitizados, incluidos en plagioclásas de mayor tamaño y en ocasiones en feldespato potásico, estas plagioclásas no presentan inclusiones.

En zonas próximas a la red de diques porfídicos y en las bandas afectadas por cataclasis, se observan las plagioclásas sustituidas por feldespato potásico a través de venillas irregulares que afectan parcial o totalmente a los cristales.

Las alteraciones más frecuentes son sericita, epidota y calcita, afectando a los núcleos de los cristales o a determinadas zonaciones en los cristales de mayor tamaño y están generalizadas en las plagioclásas de menor tamaño.

El cuarzo suele presentar diversas morfologías, el más abundante tiene tamaños variables que pueden alcanzar hasta los 8 mm siendo los más frecuentes entre 1 y 3 mm, tiene hábito alotriomorfo y suele formar agregados policristalinos con bordes suturados entre los cristales y formas globulosas; en general es intersticial y con escasas inclusiones de biotita y plagioclasa.

De origen más temprano, existe otro cuarzo de pequeño tamaño con morfología subredondeada o incluso bipiramidal que va incluido en los grandes cristales de plagioclasa o en la biotita.

También forma entrecrecimientos mirmequíticos en los bordes más sódicos de los cristales de plagioclásas zonadas.

En escasa proporción se desarrolla en los procesos hidrotermales de alteración de biotitas, junto a la clorita y epidota.

El feldespato potásico al igual que el cuarzo es intersticial, se presenta en cristales alotriomorfos, raramente maclado, escasamente pertítico y con frecuentes inclusiones de minerales

anteriores a su cristalización, presentando procesos reaccionales con ellos, tales como, intercrecimientos mirmequíticos con plagioclásas, sustituciones de plagioclasa por feldespato potásico, golbos de corrosión de feldespato potásico en cuarzo, como producto de alteración de la biotita y aparición en forma intergranular de cuarzo en la interfase feldespato potásico-biotita.

La biotita se presenta en cristales idiomorfos a subidiomorfos, aislados o formando glomérulos, con fuerte pleocroísmo pardo-rojizo e inclusiones de apatito, círcón y minerales opacos. En las rocas afectadas por cataclasis y feldespacitación, está alterado, formando como subproductos, clorita, epidota, feldespato potásico, sagenita y opacos y la mayor parte de la esfena presente en estas rocas.

Con menor frecuencia se presenta en pequeños cristales incluidos en los fenocristales de plagioclasa.

El orden de cristalización deducida a partir de los estudios petrográficos de las muestras estudiadas, es el siguiente:

En la etapa magmática cristalizan en primer lugar el círcón, apatito, opacos \pm esfena \pm allanita seguida de las biotitas y plagioclásas de pequeño tamaño que van incluidas en los fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño, posteriormente cristalizan los grandes cristales de biotita, plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, estos dos últimos claramente intersticiales.

En etapas tardí-postmagmáticas se desarrollan las pertitas y mirmequitas.

En etapas hidrotermales, tiene lugar albitizaciones y turmalinizaciones, los rellenos de fracturas por calcita, epidota, clorita etc. y los fenómenos de potasificación que se desarrollan fundamentalmente en zonas próximas a la red de diques.

Por último, se desarrollan las alteraciones supergénicas que afectan a biotitas, plagioclásas y en menor proporción al feldespato potásico.

4.1.2.2. Adamellita porfídica (4)

Deben de considerarse como rocas intermedias entre las granodioritas de facies común y los granitos biotíticos porfídicos, este carácter intermedio queda reflejado en su geoquímica y en su petrografía. DONAIRE *et al* (1999) les denomina leucogranodioritas.

Desde el punto de vista petrográfico los rasgos más llamativos que son asimilables a uno u otro tipo de rocas son los siguientes:

- a) Presencia de una fase de feno-megacristales con tamaño de grano centimétrico, formada por feldespato potásico, plagioclasa y agregados globulosos de cuarzo, muy similar a la que presentan los granitos biotíticos porfídicos. Asimismo son comunes la presencia de cordierita (esporádica) y de moscovita histerógena, siempre en cantidades accesorias.
- b) Matriz granular hipidiomorfa formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita (de composición similar a la de las granodioritas, mientras que las del Grupo Granítico tienen una relación $Fe_t/(Fe_t+Mg)$ mucho más alta, según DONAIRE *et al.*, 1999), con generación de minerales, secuencia de cristalización y alteraciones similares a las de la granodio-

rita anteriormente descrita. En relación con la secuencia de cristalización, la cristalización temprana de fenocristales de feldespato alcalino también distingue el Grupo Granítico, tanto de las granodioritas como de las adamellitas porfídicas, donde el feldespato alcalino y el cuarzo son minerales tardíos poiquilíticos o intersticiales (DONAIRE *et al.*, 1999).

Presentan una textura hipidiomorfa inequigranular porfídica, caracterizada por la presencia de megacristales de feldespato potásico que pueden alcanzar hasta 8 cm de tamaño, por agregados de cristales de cuarzo globulosos más o menos redondeados de 5mm a 1,5 cm y por fenocristales y/o megacristales de plagioclásas de 0,4 a 1,5 cm, en una matriz de grano medio compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotitas. Los minerales accesorios más corrientes son apatito, circón, allanita, esfena y opacos y con moscovita, sericitia y clorita como productos secundarios de alteración.

El cuarzo se presenta en cristales individuales o formando agregados policristalinos globulosos, el centro de estos cristales no presenta inclusiones de otros minerales pero en las zonas de borde éstas son frecuentes.

Menos frecuentes son los cristales de cuarzo de tendencia hexagonal más o menos subredondeados de pequeño tamaño (≤ 1 mm) incluidos en plagioclásas o feldespatos potásicos.

En general, es intersticial entre biotita y plagioclasa y anterior o simultáneo con respecto al feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta con dos hábitos bien diferentes.

En forma de feno/megacristales con tendencia idiomorfa con tamaños que llegan a alcanzar los 8 cm, de carácter pertítico (venas, "films", parches) ocasionalmente maclados según la ley de Carlsbad. En las partes centrales de estos cristales se han observado inclusiones de biotita y plagioclasa en general desordenadas y corroídas, mientras que en los bordes estas inclusiones están orientadas, lo cual parece indicar el crecimiento de estos cristales en varias etapas.

También se han observado recrecimientos de los megacristales por feldespato potásico intersticial y corroídos por la matriz, asimismo son frecuentes, pero no muy abundantes, los crecimientos de moscovita histerógena a expensas de estos cristales.

Y como feldespato potásico intersticial en forma de cristales alotriomorfos de tamaño variable, raramente maclado, que corroen a biotita y plagioclásas presentando en ocasiones bordes mirmecíticos y al igual que en los megacristales se ha observado el desarrollo de moscovita esquelética histerógena.

La plagioclasa presenta hábitos muy similares a los descritos en las plagioclásas de la granodiorita de facies común.

Destacan los feno/megacristales que llegan a alcanzar tamaños centimétricos, con los zonados, maclas y superficies de reabsorción en distintas posiciones de los cristales, y los pequeños cristales idio-hipidiomorfos incluidos en los feno/megacristales de plagioclasa anteriormente descritos y en el feldespato potásico.

La biotita se presenta en cristales individuales hipidiomorfos, formando grupos de varios individuos desorientados o en forma de inclusiones en plagioclasa, feldespato potásico y en oca-

siones en cuarzo, a su vez tiene inclusiones de apatito, circón y opacos.

Como ya hemos mencionado una característica mineralógica llamativa de estas rocas es la presencia de cristales de cordierita en general pinnitizada, muy similar a la que se presenta en los granitos biotíticos porfídicos, aunque es menos frecuente.

4.1.2.3. *Microadamellitas porfídicas* (3)

DONAIRE *et al.* (1999) les denomina leucogranodioritas, junto con las adamellitas porfídicas anteriores.

Mineralógicamente son rocas muy similares a las adamellitas biotíticas porfídicas, difieren de ellas en aspectos texturales tales como el tamaño de grano fino, la textura microgranular, la frecuente matriz poiquilítica que presentan y por la relativa abundancia de la cristalización de apatito acicular.

El cuarzo representa una fase intersticial y poiquilítica en la matriz de la roca y constituye cristales de aspecto estallado con abundantes inclusiones de plagioclasa, biotita y apatito acicular.

El feldespato potásico, al igual que el cuarzo, con excepción de los feno/megacristales, representa una fase tardía intersticial y poiquilítica.

La plagioclasa se presenta en fenocristales, en forma de inclusiones en cuarzo y feldespato potásico y en cristales de pequeño tamaño en la matriz.

La biotita aparece como fenocristales y en pequeños cristales incluidos en plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, los fenocristales presentan inclusiones de apatito más o menos hexagonal, y de circón.

El apatito, aunque siempre accesorio, es un mineral relativamente abundante, tiene dos hábitos bien diferenciados: uno prismático con fuerte tendencia acicular incluido principalmente en cuarzo y feldespato potásico, y el otro, más equidimensional con secciones hexagonales incluido principalmente en biotita.

La cordierita tiene morfología y alteraciones similares a las descritas en las adamellitas biotíticas porfídicas, es poco frecuente.

La moscovita, frecuente pero poco abundante, es histerógena y se desarrolla a expensas de feldespato potásico, plagioclasa y más raramente de biotita.

4.1.2.4. *Diques básico-intermedios (Pórfidos microdioríticos- granodioríticos)* (5)

Rocas con marcada textura porfídica definida por fenocristales de diferente tamaño que pueden alcanzar varios centímetros (sobre todo los de plagioclasa) en una matriz microgranular en ocasiones granofídica.

La fase de fenocristales está formada por cuarzo, plagioclasa (andesina) y biotita y la matriz por los mismos minerales y feldespato potásico.

Son frecuentes los golfos de corrosión en los fenocristales de cuarzo, la zonación en las pla-

gioclasas es similar a la descrita en las rocas granodioríticas así como las corrosiones que afectan a algunos cristales de biotita.

Los minerales accesorios y los productos secundarios de alteración son similares a los que aparecen en la granodiorita de facies común.

4.1.2.5. *Enclaves en el grupo granodiorítico*

Corresponde a dos tipos fundamentales:

a) Xenolíticos, correspondientes a materiales sedimentarios asimilados, que en general se concentran cerca del contacto con el encajante.

Tienen formas rectangulares o angulosas, con tamaños centí y decimétricos, con contactos netos con las rocas que los engloban conservando sus estructuras sedimentarias y esquistosidad regional, aunque en algunos muy asimilados, estos han sido borrados.

La textura varía de granoblástica a granolepidoblástica y presentan cuarzo, biotita y moscovita como minerales principales y frecuentemente plagioclasas, cordierita y/o andalucita, ocasionalmente espinela verde, corindón y diáspero.

b) Enclaves microgranulares básicos, de origen magmático, distribuidos irregularmente en la masa granodiorítica y también en pórfidos de la misma composición.

Presentan texturas microgranudas equigranulares y/o porfídicas con matriz microgranuda poiquilítica, la proporción de los minerales máficos, biotita y/o anfíbol, es superior a las de la granodiorita dándole una tonalidad más oscura y composición más básica, desde dioritas anfibólicas a granodioritas biotíticas con abundantes términos intermedios de tonalitas biotítico-anfibólicas.

Son frecuentes los fenocristales de plagioclasa zonados y con superficies de reabsorción muy similares a los descritos en la granodiorita de facies común, los agregados poligonales de anfíbol, rodeados por una corona biotítica que pudieran corresponder a antiguos piroxenos y los cristales de cuarzo redondeados y/o globulosos-arrosariados, libres de inclusiones en su parte central y abundantes en sus bordes o bien rodeados de coronas de biotita, anfíbol o esfena, pueden interpretarse como xenocristales procedentes de un magma más ácido.

Otra característica de estos enclaves microgranudos es la presencia de apatito acicular en proporciones relativamente abundantes.

4.1.3. Grupo Granítico

4.1.3.1. *Granito biotítico porfídico (7)*

La textura varía de alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular con marcado carácter porfídico debido a la presencia de fenocristales y megacristales de feldespato potásico; en ocasiones también las plagioclasas muestran una tendencia a desarrollar fenocristales, pero no tan abundantes ni del tamaño que alcanzan los del feldespato potásico.

Además de los componentes normales, cuarzo, feldespato potásico (ortosa), plagioclasa y biotita presentan frecuentemente en su composición cordierita y moscovita siendo el apatito, circón rutilo y opacos los accesorios más comunes.

El cuarzo se presenta en forma de agregados de cristales xenomorfos con tamaño que puede superar el centímetro; tienen formas globosas, con contactos suturados entre los granos, extinción ondulante y con poligonitzación más o menos intensa; en general es intersticial. En proporciones inferiores, también se presenta en pequeños cristales incluidos en feldespato potásico y plagioclasa, corroyendo a biotita, plagioclasa y feldespato potásico, llenando fisuras tardías y formando entrecrecimientos micrográficos con plagioclasa.

El feldespato potásico es el mineral más característico de estas rocas, se presenta en fenocristales y megacristales con tamaños centimétricos, algunos alcanzan los 12 cm, con macla de Carlsbad y numerosas pertitas de más de una generación, la mayoría debidas a procesos de albítization postmagmática aunque también pueden corresponder a procesos de evolución, el carácter idiomorfo queda en ocasiones ligeramente borrado al estar corroídos por otros minerales de la matriz.

Son abundantes las inclusiones de cuarzo, biotita y plagioclasa las cuales se disponen en forma de estructura "FRASL" (evidencia de cristalización en condiciones magnéticas, FRASL, 1954).

En la mesostasis el feldespato potásico se presenta en cristales xenomorfos, raramente maclados y con escasas pertitas e inclusiones.

También se ha observado feldespato potásico formando antipertitas, y como producto secundario en el proceso de cloritización de la biotita.

La plagioclasa presenta tres hábitos diferentes:

- Formando fenocristales y/o megacristales que alcanzan los 6cm de tamaño, con maclas frecuentes según las leyes de la Albita, Carlsbad, Albita-Carlsbad y Periclina y zonado de tipo continuo o discontinuo, y menos frecuente oscilatorio y de tipo "patchy". En contacto con cuarzo intersticial y con feldespato potásico, suelen estar corroídos y forman mirmequitas con el feldespato potásico. Son frecuentes las alteraciones en sericita, sericita-moscovita y menos frecuentes en epidota ± calcita, su composición es de An_{13} a An_{25} .
- En forma de pequeños cristales hipidiomorfos, maclados según la ley de la Albita, sin zonación aparente, que van incluidos en los fenocristales o megacristales de plagioclasa, anteriormente descritos, y menos frecuentemente en feldespato potásico.
- En la mesostasis en forma de cristales hipidiomorfos, ligeramente zonados y con maclas similares a las de los fenocristales. Las inclusiones en estos cristales son escasas.

La biotita forma cristales hipidiomorfos a xenomorfos en general corroídos por las fases minerales posteriores, presentan intenso pleocroísmo pardo-rojizo.

También en forma de agregados policristalinos de individuos de pequeño tamaño (posible biotita restítica).

Se observan alteraciones a clorita y moscovita, en el primer caso se desarrolla la alteración a

partir de los planos de exfoliación originándose subproductos, además de la clorita tales como feldespato potásico, esfena, epidota, rutilo, leucoxeno y opacos. En el segundo caso, la moscovita crece en continuidad cristalográfica con la biotita y son frecuentes minerales opacos (ilmenita) en los planos de exfoliación.

La cordierita es un mineral accesorio y esporádico, se presenta en cristales prismáticos de tamaño variable parcial o totalmente pinnitizados, desarrollando en el proceso de pinnitización un agregado de clorita, moscovita o biotita ligeramente verdosa.

Su distribución aleatoria, el tamaño de grano mayor de los cristales de las fases de cristalización tardía, con respecto a los que crecen en fases precoces, y que nunca se ha observado asociada a minerales de una posible paragénesis metamórfica original; obliga a pensar, que su cristalización es de origen magmático.

La moscovita es un mineral de cristalización tardía desarrollado a expensas del feldespato potásico en etapas postmagnéticas, o de origen secundario, originada como producto de alteración de plagioclásas, biotita y cordierita. Aunque accesorio se presenta en proporciones superiores a las de las adamellitas.

Por último, cabe reseñar la presencia de zonas episienitizadas en las que se desarrollan alteraciones similares a las descritas en la granodiorita.

4.1.3.2. Microgranitos y Leucogranitos indiferenciados (6)

Son rocas de color gris, gris-blanquecino, y rosado amarillento, con tamaño de grano fino a medio, con frecuentes cavidades miarolíticas, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita) y moscovita, como minerales fundamentales; y con biotita y cordierita como minerales accesorios esporádicos.

Las texturas son microgranudas alotriomorfás en ocasiones microporfídicas con matrices micropegmatíticas y mirmecíticas.

El cuarzo es xenomorfo, corresponde a la fase de mayor tamaño de grano.

El feldespato potásico es intersticial y forma fenocristales.

La plagioclasa es de composición albítica, con algunos fenocristales zonados de albita-oligoclásica.

La moscovita es en su mayor parte histerógena, proviene de la sustitución de feldespato potásico, plagioclasa y biotita, algunas placas pueden ser de origen metasomático-neumatolítico.

La cordierita es similar a la descrita en las adamellitas y granitos biotíticos porfídicos.

4.1.3.3. Pórfidos graníticos-adamellíticos (9)

Suelen presentar una estructura zonada, con bordes porfídicos, matriz afanítica y zonas centrales en donde la matriz es microgranuda. Composicionalmente existen dos tipos: uno de composición granítica y el otro adamellítico, suelen cortarse entre ellos pero ocupan también las mismas fracturas pasando insensiblemente de uno a otro tipo.

En los de composición granítica, los rasgos fluidales pueden ser muy evidentes y presentan frecuentes texturas esferulíticas de desvitrificación; los fenocristales son de cuarzo (con frecuentes golfos de corrosión), de ortosa y de albita. La matriz está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, albita y biotita, observándose frecuentes entrecrecimientos gráficos de cuarzo y feldespatos.

Los de composición adamellítica se diferencian de los anteriores en la mayor proporción de biotita, la cual también suele presentarse en forma de fenocristales, en la composición más básica de la plagioclasa (oligoclásica-andesina); y por la presencia de megacristales de feldespato potásico, los cuales pueden estar corroídos por la matriz pero nunca la incluyen.

4.1.3.4. Enclaves en el Grupo Granítico

En comparación con los existentes en la granodiorita son escasos. Se han diferenciado tres tipos de enclaves microgranulares:

- microadamellíticos, similares a la microadamellita biotítica;
- microgranulares o porfídicos ácidos, en los que se observan fenocristales de oligoclásica, biotita y cuarzo, rodeados por una matriz microgranulara de los mismos minerales, y ortosa con frecuentes entrecrecimientos gráficos. Pueden representar autoenclaves;
- microtonalíticos, caracterizados por acumulaciones de biotita y relacionados con "Schlierens" biotíticos.

4.1.3.5. Diques aplíticos y leucograníticos (8)

Son rocas muy leucocráticas de tamaño de grano fino, con textura microgranulara alotriomorfa. Su mineralogía es muy simple, compuesta por cuarzo, feldespato potásico y albita, destacando los frecuentes, aunque escasos, cristales de cordierita, en su mayor parte pinnitizados y la relativa abundancia de turmalina. La moscovita y biotita se presentan en escasa proporción.

4.1.4. Filones de cuarzo (10)

Cortan a todas las unidades del batolito, su dirección varía entre N-S y N30°E, con longitudes kilométricas y buzamientos subverticales.

Esquemáticamente, presentan las siguientes estructuras:

- Bordes de cuarzo amorfos o criptocristalinos
- Zona intermedia brechoide y jaspeada.
- Zona interna con rellenos de óxidos de hierro y/o carbonatos.

Algunos de ellos han sido explotados o investigados por la presencia de mineralizaciones de Fe o Cu en el interior del batolito y por Pb, Bi, Sn y Ag en las zonas externas y aureolas de contacto.

4.2. Geoquímica de las rocas ígneas

Se han realizado treinta y seis análisis químicos de roca total repartidos entre las diferentes facies ígneas consideradas, todas ellas pertenecientes a la alineación magmática que conforma el Batolito de Los Pedroches. Los análisis correspondientes a elementos mayores, y trazas,

así como la norma CIPW se presentan agrupados por facies en las tablas, 2, 3, 4, 5, 6 y 7 (ver final del Capítulo).

Las diversas muestras analizadas presentan contenidos en SiO_2 que varían entre el 66-76.5%.

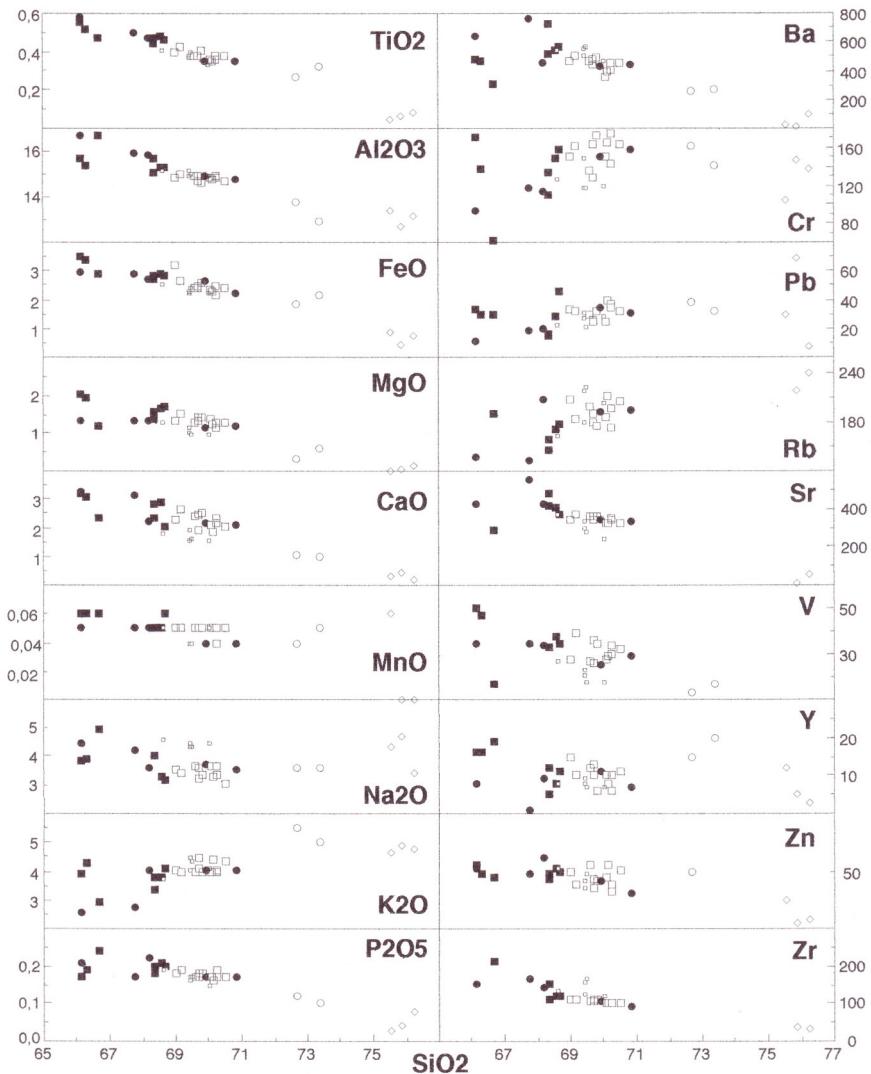
Parte de las litologías que constituyen el Grupo Granodiorítico: granodiorita, y enclaves, representados gráficamente con símbolos llenos de negro (Figs. 9, 10, 11 y 12), presentan valores de sílice comprendidos entre 66 y 68.5% (algún enclave microadamellítico, representado también con símbolos llenos de negro, tiene valores mayores), sus contenidos en álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) a veces superan el 8%; encontrándose enriquecidos en CaO ($> 2\%$) y elementos ferromagnesianos ($\text{parámetro B} (\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}) > 75$). Se trata en general de rocas débilmente peraluminosas, con contenidos en corindón normativo bajos (normalmente inferiores a 2.0) (Tablas 2 y 3), aunque también se encuentran tipos algo metaluminosos, con diopsido en la Norma CIPW.

El resto de los litotipos pertenecientes a la unidad granodiorítica, así como los pertenecientes a la unidad granítica: adamellitas, microadamellitas, granitos bióticos y leucogranitos, representados todos ellos gráficamente con símbolos llenos de blanco (Figs. 9, 10, 11 y 12), tienen contenidos superiores al 68,5% en SiO_2 , valores más elevados en álcalis y se encuentran más empobrecidos en CaO y elementos ferromagnesianos ($\text{B} < 70$). Son rocas algo más peraluminosas, presentando corindón normativo con contenidos ligeramente más elevados (superiores a 2) (Tablas 4, 5, 6 y 7).

En una inicial evaluación global de las rocas que componen el conjunto del Batolito de Los Pedroches en esta hoja, puede concluirse que la tendencia geoquímica general está caracterizada por un progresivo aumento del contenido en álcalis y corindón normativo y un progresivo descenso de los valores de elementos ferromagnesianos y calcio, a medida que aumenta el contenido en SiO_2 .

4.2.1. Diagramas de variación de elementos mayores

La proyección de los datos químicos en diagramas de HARKER (1909) (Figura 9) muestra una buena correlación con evolución continua en la variación de SiO_2 desde los términos granodioríticos (s.l.) a los términos graníticos (s.l.), existiendo un “gap” composicional entre las adamellitas (s.l.) y los leucogranitos explicable por la insuficiente representación en el muestreo de los granitos bióticos. No obstante, DONAIRE *et al.* (1999), muestran para el conjunto del Batolito de Los Pedroches, en diagramas de variación de elementos mayores de HARKER, un claro salto composicional entre adamellitas y microadamellitas, por un lado y, los granitos bióticos por otro, que cifran en alrededor del 70% de SiO_2 , hecho que se observa también en los diagramas realizados en esta hoja. La evolución composicional está caracterizada por el descenso paulatino del contenido en Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, MgO , MnO , CaO y P_2O_5 , y el incremento en el contenido en K_2O . El comportamiento del Na_2O y MnO no describe pautas de variación muy concretas, si bien DONAIRE *et al.* (1999) muestran dos tendencias distintas de incremento del Na_2O con el incremento de SiO_2 , produciéndose un salto claro entre las adamellitas y microadamellitas que se agrupan con las granodioritas, por una parte y, por otra los granitos bióticos y los leucogranitos.



LEYENDA:

- | | | |
|-----------------|------------------------|---------------------|
| ● Enclaves | □ Adamellitas bióticas | ○ Granitos bióticos |
| ■ Granodioritas | ◆ Microadamellitas | ◇ Leucogranitos |

Fig. 9.- Diagramas de Harker de variación de elementos mayores y traza para las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

4.2.2. Diagramas de variación de elementos traza

Los elementos traza marcan un comportamiento claramente compatible del V y Zr y un comportamiento incompatible del Rb y Pb. Ba y Sr también muestran un comportamiento compatible aunque con alguna dispersión en el extremo más básico, y el resto de los elementos traza analizados muestran una gran dispersión de los datos, sin marcar en conjunto tendencias evolutivas concretas. En los diagramas de Harker para los elementos traza faltan dos muestras de granitos biotíticos para Rb, Sr y Zr debido a la inexistencia de datos de esos elementos en los análisis de esas dos muestras de granitos biotíticos (Fig. 9).

El Ba muestra un comportamiento muy ligeramente incompatible en los términos granodioríticos (*s.l.*), pasando a comportarse como compatible, a niveles de SiO_2 del orden del 68.5%, es decir a partir de las adamellitas.

El Sr presenta un espectro de variación parecido al del Ba, con cambio del comportamiento a los mismos niveles de SiO_2 y a partir de las mismas litologías.

El cambio en el comportamiento del Sr a niveles de SiO_2 del orden del 68.5%, no aparece también reflejado en el comportamiento del Rb, que mantiene un comportamiento incompatible a lo largo de prácticamente toda su evolución.

El diagrama de variación del Cr, refleja probablemente una contaminación por Cr en la molienda.

Los leucogranitos en muchos casos se desvían de las pautas evolutivas definidas para el conjunto estudiado.

Los enclaves se adaptan bien a las pautas evolutivas señaladas por el resto de las rocas de la asociación magmática.

DONAIRE *et al.* (1999), encuentran claramente la discontinuidad entre dos series mostrada en el epígrafe anterior, mediante diagramas de variación de Harker para el Zr, Hf, Sr y ΣREE , así como mediante diagramas de SiO_2 frente a $\text{Fe}_t/(\text{Fe}_t+\text{Mg})^2$, TiO_2/Zr , Rb/Sr , Sr/Ba , o Eu/Eu^* .

Mediante el estudio de las pautas de variación que siguen los elementos traza, se puede lograr la identificación del proceso petrogenético por el cual se generan series de rocas ígneas. En este sentido, el comportamiento de los elementos traza ha sido propuesto por diversos autores (TREUIL & JORON, 1975; MC CARTHY & HARTY, 1976) como buen trazador de estos procesos genéticos.

El comportamiento de los elementos traza apunta la ligazón genética entre los grupos plutónicos mayoritarios de rocas que componen el Batolito de Los Pedroches. Así DONAIRE *et al* (1999), apuntan un mecanismo de fusión parcial progresiva para explicar la generación de las dos secuencias evolutivas encontradas en el Batolito de Los Pedroches: la propagación de calor habría producido la primera fusión en las partes más profundas del área fuente, dando lugar a la producción de magmas granodioríticos, mientras que los magmas del Grupo Granítico se generarían después según el calor se propagó a las partes superiores de una fuente similar isotópicamente.

4.2.3. Otros diagramas

En el diagrama "AFM" (Fig. 10) se observa que las rocas analizadas conforman términos diferenciados de una serie con pautas evolutivas de carácter calcoalcalino.

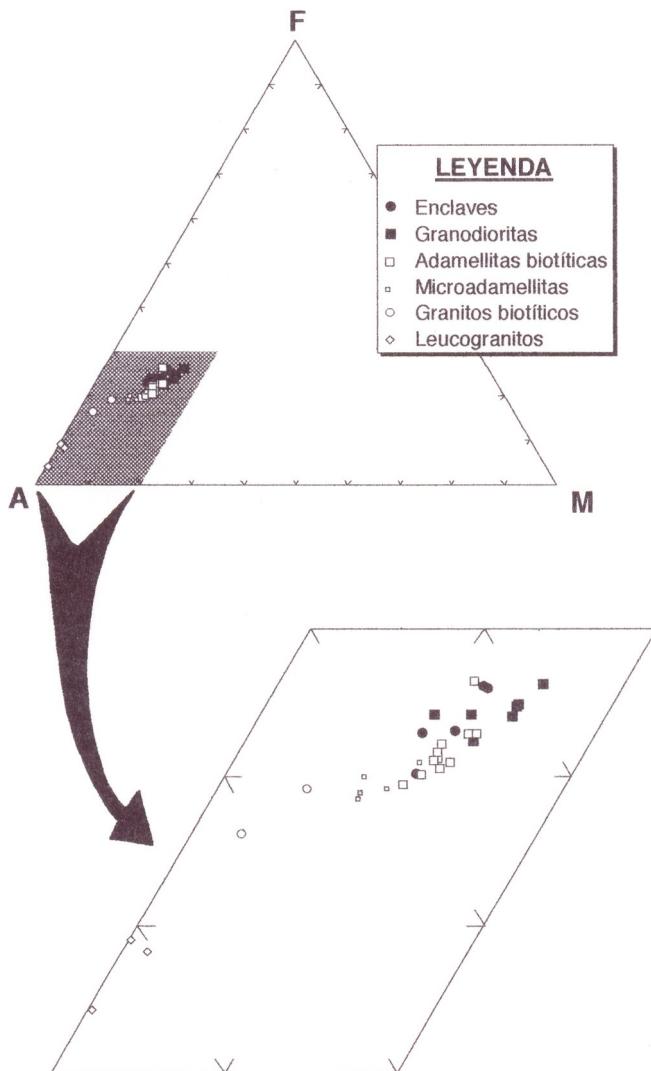


Fig. 10.- Diagrama AFM de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

El diagrama "TAS", utilizado en la clasificación de rocas ígneas en base a datos geoquímicos, discrimina, a grandes rasgos, las litologías correspondientes a las dos unidades ígneas consideradas (granodiorítica y granítica) dentro de la asociación magmática del Batolito de Los Pedroches (Fig. 11).

La proyección de los datos químicos de las muestras analizadas en los diagramas A-B y P-Q de DEBON y LE FORT (1983) refleja el carácter mayoritariamente peraluminoso de las rocas que componen el Batolito de Los Pedroches (diagrama A-B) y, al mismo tiempo, una buena correlación entre la mineralogía real de las rocas y su situación en los diferentes sectores del dominio peraluminoso. Pocas muestras se proyectan en el dominio metaaluminoso (Fig. 12).

El conjunto litológico define una asociación alumínico-cafémica de carácter calco-alcalino, compuesta casi totalmente por términos peraluminosos que conforman un "trend" de variación, con pendiente negativa, que evoluciona desde rocas moderadamente metaaluminosas a rocas claramente alumínicas.

Los leucogranitos se apartan de esta tendencia definiendo una asociación de tipo aluminoso (de tendencia vertical), que se proyecta enteramente en el campo de los leucogranitos.

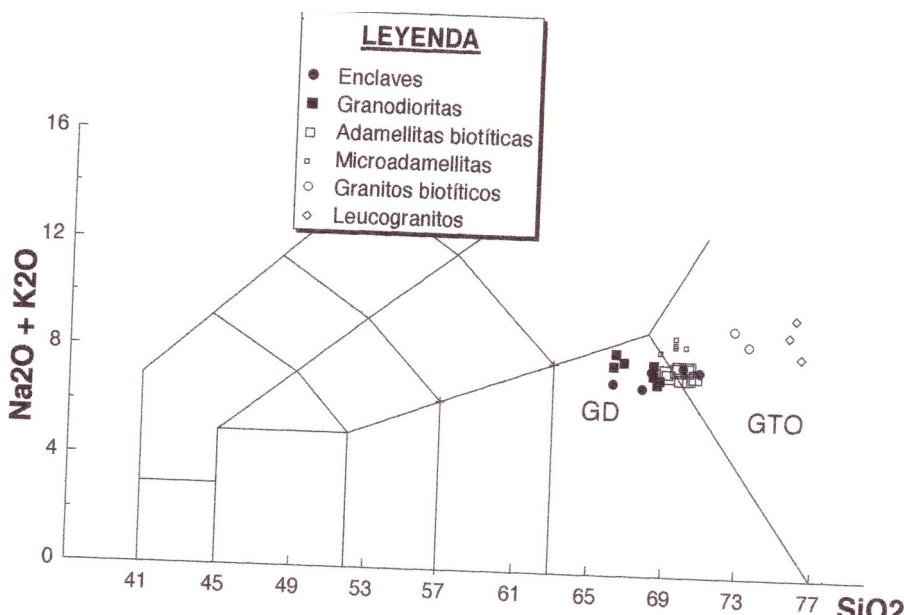


Fig. 11-. Diagrama de clasificación TAS (Le Maître, 1989) de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

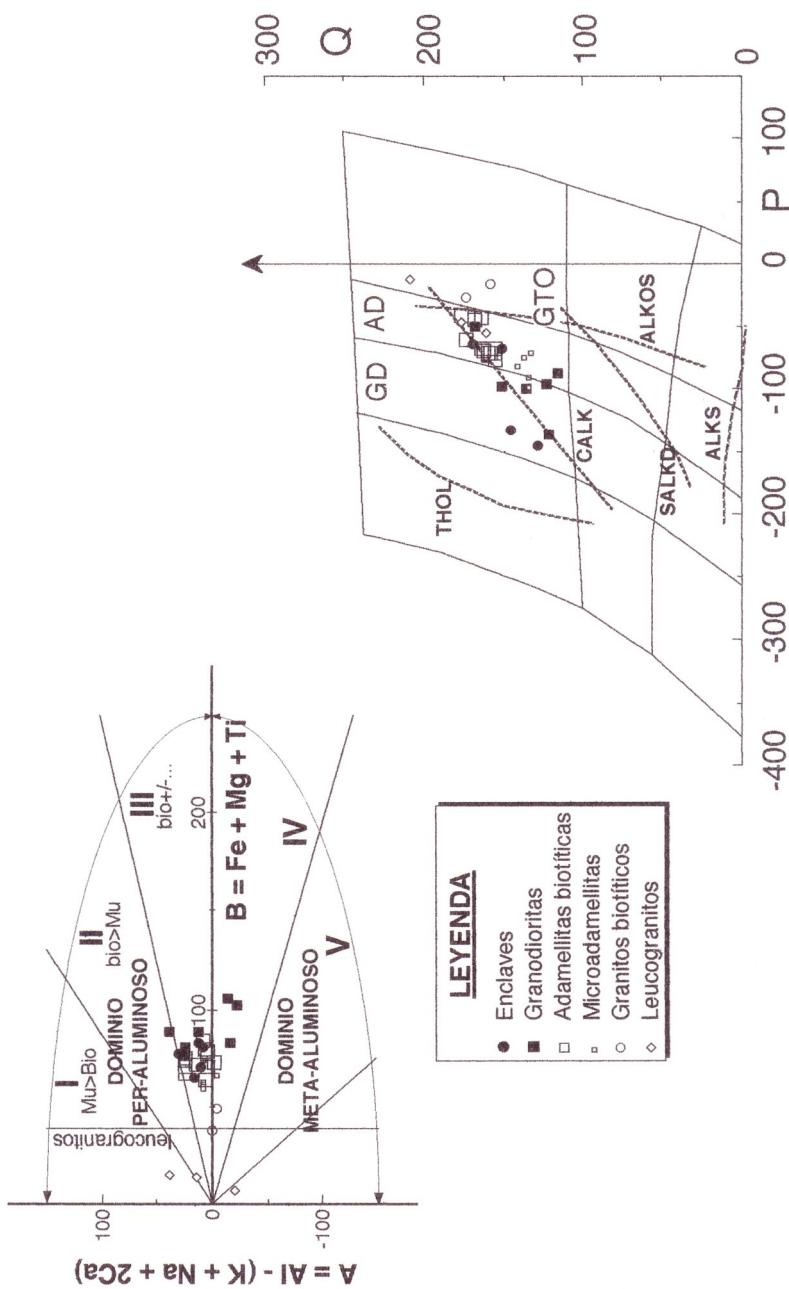


Fig. 12.- Diagramas A-B y P-Q (DEBON y LE FORT, 1983) de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja.

4.2.4. Geoquímica isotópica

El número de estudios isotópicos sobre rocas ígneas españolas es aún muy exiguo. En el caso concreto del Batolito de Los Pedroches, únicamente se dispone de datos relativos a isótopos de Rb y Sr, correspondientes a un estudio de DEFALQUE *et al.* (1992) y a nuestro propio trabajo. No obstante su escasez, estos resultados son sumamente interesantes y hasta cierto punto sorprendentes.

Los datos analíticos de nuestro estudio y su representación gráfica fueron presentados anteriormente (figuras 4 y 5). Los valores de relaciones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que de ellos se deducen: $0,7048 \pm 0,0003$ (granodiorita) y $0,7043 \pm 0,0011$ (granitos del plutón de El Guijo) resultan sorprendentemente bajos, tratándose como se ha descrito anteriormente de rocas de naturaleza alumínica, cuya fuente más probable habría que buscarla en ambientes corticales. En dichos ambientes cabría esperar valores superiores a 0,710 (JAGER y HUNZIKER, 1979). Aunque algo mayor que nuestros datos, el valor de $0,70638 \pm 0,0007$, obtenido por DEFALQUE *et al.* (1992) es igualmente muy bajo.

En nuestra opinión, la interpretación más probable de esta anomalía en el caso del Batolito de Los Pedroches, contemplaría la hibridación con un magma básico, de origen mantélico, con relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ o en torno a 0,703, en el área fuente de los líquidos graníticos de afinidad cortical.

MUESTRA	JF-9069	JF-9083	JF-9086	JF-9095	JF-9100	CQ-9993	CQ-9994
SiO₂	6,67	68,65	68,35	68,37	68,56	66,32	66,14
TiO₂	0,47	0,46	0,47	0,44	0,48	0,52	0,55
Al₂O₃	16,69	15,30	15,70	15,04	15,32	15,40	15,69
FeO	2,09	2,86	2,82	2,73	2,89	3,36	3,49
MnO	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06
MgO	1,18	1,71	1,40	1,58	1,67	1,96	2,02
CaO	2,32	2,06	2,31	2,86	2,87	3,05	3,19
Na₂O	4,93	3,15	4,02	4,03	3,29	3,90	3,86
K₂O	2,92	4,10	3,38	3,76	3,78	4,28	3,90
P₂O₅	0,24	0,20	0,18	0,20	0,21	0,19	0,17
H₂O	1,24	1,10	0,97	0,60	0,52	0,60	0,55
Total	99,65	99,65	99,65	99,66	99,64	99,64	99,62
Q	18,67	26,14	23,45	20,85	24,81	16,30	17,00
Or	17,26	24,23	19,98	22,22	22,34	25,29	23,00
Ab	41,72	26,66	34,02	34,10	27,84	33,00	32,66
An	9,94	8,91	10,29	11,84	12,87	11,87	13,97
Ac							
Ns							
Di							
Wo				0,86		1,67	0,62
Hy	7,06	8,86	7,98	7,89	8,77	9,47	10,33
He							
Mt							
IL	0,89	0,87	0,89	0,84	0,91	0,99	1,04
Ru							
Tn							
Ap	0,56	0,46	0,42	0,46	0,49	0,44	0,39
C	1,78	2,41	1,66		1,10		
ID/TT	77,65	77,03	77,45	77,17	74,99	74,59	72,16
A	65,80	61,34	63,68	64,38	60,79	60,59	58,48
F	24,31	24,20	24,27	22,56	24,85	24,89	26,30
M	9,89	14,47	12,05	13,06	14,36	14,52	15,22

Tabla 2.- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las muestras de la Hoja 882. Granodioritas

MUESTRA	JF-9069	JF-9083	JF-9086	JF-9095	JF-9100	CQ-9993	CQ-9994
Li	200	320	320	100	350	146	131
Rb	192	178	146	158	172		
Sr	282	370	481	411	407		
Zr	213	118	153	113	119		
Nb	6	10	10	5	10	10	10
Sn	5	8	5	5	6		
W	10	10	10	10	10		
B	15	10	10	10	10		
Zn	45	50	47	43	52	48	55
Sb	20	20	20	20	20	10	10
Ag	0			0		0	0
Pb	30	45	16	15	28	30	33
Cr	61	157	110	133	148	137	170
Ni	6	17	9	21	17	25	27
Ba	313	560	724	512	538	463	485
V	17	35	33	33	38	47	50
Be	13	7	3	7	6	6	5
Mo	4	4	4	4	4	4	4
As	20	20	20	20	20	20	20
Co	6	7	6	7	7	10	11
Y	19	11	5	12	8	16	16
Cd						2	2
F	680	530	700	712	700		
Cu	1	5	5		5	8	8

Tabla 2. (Continuación).- Elementos traza (p.p.m) de las muestras de la Hoja 882

MUESTRA	JF-9082	JF-9146	JF-9017	JF-9018	JF-9096
SiO₂	67,75	66,12	68,12	69,92	70,84
TiO₂	0,50	0,58	0,47	0,35	0,35
Al₂O₃	15,94	16,69	15,85	14,93	14,79
FeO	2,91	2,98	2,70	2,65	2,23
MnO	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
MO	1,36	1,35	1,36	1,14	1,19
CO	3,13	3,26	2,22	2,18	2,08
Na₂O	4,21	4,49	3,57	3,71	3,53
K₂O	2,71	2,58	4,03	4,01	4,03
P₂O₅	0,17	0,21	0,22	0,17	0,17
H₂O	0,93	1,40	1,40	0,62	0,47
Total	99,66	99,71	99,69	99,72	99,72
Q	22,53	19,62	23,88	25,11	27,49
Or	16,02	15,25	23,82	23,70	23,82
Ab	35,63	37,99	30,21	31,39	29,87
An	14,42	14,80	9,58	9,71	9,21
Ac					
Ns					
Di					
Wo					
Hy	8,00	7,97	7,66	7,20	6,55
He					
Mt					
IL	0,95	1,10	0,89	0,66	0,66
Ru					
Tn					
Ap	0,39	0,49	0,51	0,39	0,39
C	0,80	1,09	2,11	0,93	1,25
ID/TT	74,17	72,86	77,90	80,21	81,18
A	61,84	62,02	66,18	67,08	68,85
F	26,01	26,14	23,16	23,02	20,31
M	12,15	11,84	11,66	9,90	10,84

Tabla 3.- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las muestras de la Hoja 882. Enclaves

MUESTRA	JF-9082	JF-9146	JF-9017	JF-9018	JF-9096
Li	320	100	200	200	380
Rb	134	137	209	194	195
Sr	551	425	429	340	330
Zr	165	153	145	107	94
Nb	10	5	10	10	10
Sn	5		5	7	7
W	10		10	10	10
B	10		8	14	10
Zn	47	52	61	42	31
Sb	20		20	20	20
Ag					
Pb	18	11	20	34	31
Cr	118	93	113	150	157
Ni	14	14	11	10	18
Ba	763	640	455	433	444
V	35	35	34	25	29
Be	3	4	5	7	6
Mo	4	4			4
As	20		20	20	20
Co	6	5	5	6	4
Y	1	8	9	11	7
Cd					
F	720	577			650
Cu	5	3	5	5	5

Tabla 3. (continuación).- Elementos traza (p.p.m) de las muestras de la Hoja 882. Enclaves

MUESTRA	JF-9020	JF-9074	JF-9084	JF-9085	JF-9087	JF-9088	JF-9089	JF-9101	JF-9102	JF-9103	JF-9104
SiO ₂	69,70	69,58	69,69	70,26	70,25	69,79	69,16	70,53	70,13	70,09	69,02
TiO ₂	0,38	0,38	0,38	0,38	0,36	0,41	0,42	0,38	0,35	0,36	0,40
Al ₂ O ₃	14,73	14,90	14,90	14,86	14,95	14,64	15,00	14,70	14,75	14,81	14,81
FeO	2,43	2,40	2,45	2,44	2,14	2,61	2,64	2,40	2,27	2,34	3,22
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
CaO	1,34	1,30	1,45	1,27	1,17	1,45	1,51	1,28	1,26	1,37	1,36
MgO	2,46	2,40	1,91	2,14	2,33	2,52	2,62	2,03	1,85	2,10	2,29
Na ₂ O	3,57	3,69	3,25	3,34	3,64	3,37	3,42	3,06	3,30	3,64	3,55
K ₂ O	4,11	3,96	4,49	3,96	4,05	3,99	3,96	4,36	4,40	3,98	4,05
P ₂ O ₅	0,18	0,17	0,17	0,19	0,17	0,18	0,19	0,17	0,16	0,17	0,18
H ₂ O	0,77	0,88	0,95	0,82	0,65	0,66	0,70	0,74	1,21	0,82	0,72
Total	99,72	99,71	99,69	99,71	99,75	99,67	99,67	99,70	99,73	99,73	99,65
Q	24,65	24,59	26,02	27,93	25,76	25,94	24,85	28,50	27,02	25,89	24,01
Or	24,29	23,40	26,53	23,40	23,93	23,58	23,40	25,77	26,00	23,52	23,93
Ab	30,21	31,23	27,50	28,26	30,80	28,52	28,94	25,89	27,92	30,80	30,04
An	11,03	10,80	8,37	9,38	10,45	11,33	11,76	8,96	8,13	9,31	10,19
Ac											
Ns											
Di											
Wo											
Hy	7,26	7,11	7,58	7,11	6,32	7,82	8,01	7,06	6,82	7,21	8,73
He											
Mt											
IL	0,72	0,72	0,72	0,72	0,68	0,78	0,80	0,72	0,66	0,68	0,76
Ru											
Tn											
Ap	0,42	0,39	0,39	0,44	0,39	0,42	0,44	0,39	0,37	0,39	0,42
C	0,37	0,59	1,63	1,64	0,75	0,63	0,78	1,66	1,58	1,10	0,85
ID/TT	79,15	79,22	80,05	79,59	80,49	78,04	77,19	80,16	80,94	80,21	77,98
A	67,07	67,40	66,49	66,30	69,91	66,45	64,01	66,85	68,57	67,26	62,40
F	21,22	21,15	21,05	22,16	19,45	22,85	22,90	21,62	20,21	20,65	26,44
M	11,70	11,45	12,46	11,53	10,64	12,70	13,10	11,53	11,22	12,09	11,17

Tabla 4.- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las muestras de la Hoja 882. Adamellitas

MUESTRA	JF-9020	JF-9074	JF-9084	JF-9085	JF-9087	JF-9088	JF-9089	JF-9101	JF-9102	JF-9103	JF-9104
Li	100	200	350	310	350	350	410	350	250	310	300
Rb	180	199	192	197	173	175	184	206	212	187	208
Sr	363	360	340	344	353	364	370	326	319	326	345
Zr	112	105	105	102	102	110	109	101	102	100	110
Nb	7	6	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Sn	10	10	9	10	5	8	6	15	13	5	10
W	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
B	5	8	10	10	10	10	10	10	10	10	8
Zn	43	55	36	38	33	42	39	51	56	45	50
Sb	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Ag	0	0									
Pb	25	29	26	34	37	32	32	32	39	25	33
Cr	128	135	164	175	143	172	162	163	166	150	151
Ni	17	17	18	24	10	14	18	17	19	30	9
Ba	480	470	449	411	450	495	504	452	399	361	464
V	26	27	36	34	30	35	39	32	29	28	28
Be	7	7	6	5	5	5	8	6	6	7	7
Mo	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	
As	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Co	6	5	5	5	5	6	6	5	5	5	7
Y	13	12	10	10	6	6	10	11	8	10	15
Cd											
F	632	656	650	700	200	700	700	210	700	590	
Cu	1	3	5	5	5	5	5	5	5	5	5

Tabla 4. (Continuación).- Elementos traza (p.p.m) de las muestras de la Hoja 882. Adamellitas

MUESTRA	JF-9140	JF-9141	JF-9143	JF-9144	JF-9145
SiO₂	69,42	68,63	69,45	69,50	70,01
TiO₂	0,38	0,41	0,37	0,40	0,33
Al₂O₃	15,18	15,19	14,90	15,02	14,91
FeO	2,23	2,55	2,29	2,40	2,23
MnO	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05
MgO	1,02	1,31	1,16	0,98	0,97
CaO	1,56	1,77	1,90	1,59	1,51
Na₂O	4,31	4,58	4,44	4,31	4,44
K₂O	4,49	3,71	4,04	4,32	4,09
P₂O₅	0,10	0,19	0,17	0,17	0,15
H₂O	0,96	1,34	1,00	1,03	1,07
Total	99,75	99,73	99,76	99,74	99,76
Q	21,14	20,71	21,17	21,80	22,61
Or	26,53	21,93	23,88	25,53	24,17
Ab	36,47	38,76	37,57	36,47	37,57
An	6,70	7,54	8,32	6,78	6,51
Ac					
Ns					
Di					
Wo					
Hy	6,08	7,36	6,56	6,21	6,06
He					
Mt					
IL	0,72	0,78	0,70	0,76	0,63
Ru					
Tn					
Ap	0,37	0,44	0,39	0,39	0,35
C	0,78	0,88	0,18	0,77	0,79
ID/TT	84,14	81,39	82,61	83,80	84,35
A	73,03	68,23	71,08	71,98	72,72
F	18,51	20,99	19,20	20,02	19,01
M	8,46	10,78	9,72	8,00	8,27

Tabla 5.- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las muestras de la Hoja 882. Microadamellites

MUESTRA	JF-9140	JF-9141	JF-9143	JF-9144	JF-9145
Li	100	100	200	100	100
Rb	219	163	181	223	203
Sr	298	365	328	276	240
Zr	157	132	123	168	118
Nb	5	5	5	5	5
Sn	5	5	6	8	14
W					
B					
Zn	36	53	41	48	121
Sb					
Ag					
Pb	31	22	27	21	28
Cr	117	126	149	117	119
Ni	8	7	8	5	8
Ba	503	544	551	571	471
V	26	27	36	34	30
Be	3	7	4	3	3
Mo	4	4	4	4	4
As					
Co	5	5	5	5	5
Y	8	8	9	7	7
Cd					
F	596	514	548	596	481
Cu	3	1	2	2	21

Tabla 5. (Continuación).- Elementos traza (p.p.m) de las muestras de la Hoja 882. *Microadamelíticas*

MUESTRA	CQ-9991	CQ-9992
SiO₂	72.68	73.38
TiO₂	0.27	0.32
Al₂O₃	13.78	12.92
FeO	1.83	2.18
MnO	0.04	0.05
MgO	0.33	0.59
CaO	1.03	0.97
Na₂O	3.61	3.61
K₂O	5.53	5.00
P₂O₅	0.12	0.10
H₂O	0.57	0.64
Total	99.79	99.76
Q	26.79	28.94
Or	32.68	29.55
Ab	30.55	30.55
An	4.33	4.16
Ac		
Ns		
Di		
Wo		
Hy	3.81	5.04
He		
Mt		
IL	0.51	0.61
Ru		
Tn		
Ap	0.28	0.23
C	0.27	0.05
ID/TT	90.02	89.04
A	80.88	75.66
F	16.20	19.60
M	2.92	5.18

Tabla 6.- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las muestras de la Hoja 882. Granitos biotíticos porfídicos

MUESTRA	CQ-9991	CQ-9992
Li	138	120
Rb		
Sr		
Zr		
Nb	10	10
Sn		
W		
B		
Zn	50	171
Sb	10	10
Ag	0	0
Pb	38	32
Cr	161	142
Ni	10	10
Ba	261	268
V	13	17
Be	7	5
Mo	4	4
As	20	20
Co	4	5
Y	15	20
Cd	2	2
F		
Cu	8	27

Tabla 6. (Continuación).- Elementos traza (p.p.m) de las muestras de la Hoja 882. Granitos biotíticos porfidícos

MUESTRA	JF-9139	JF-9142	CQ-9996
SiO₂	75.87	76.26	75.52
TiO₂	0.06	0.08	0.05
Al₂O₃	12.71	13.14	13.39
FeO	0.42	0.75	0.89
MnO	0,00	0,00	0.06
MgO	0.03	0.13	0.01
CaO	0.41	0.18	0.29
Na₂O	4.71	3.44	4.35
K₂O	4.89	4.79	4.65
P₂O₅	0.04	0.08	0.03
H₂O	0.82	1.11	0.67
Total	99.96	99.93	99.91
<hr/>			
Q	30.00	36.97	31.11
Or	28.90	28.31	27.48
Ab	38.15	29.11	36.81
An		0.37	1.24
Ac			
Ns	0.40		
Di	1.43		
Wo	0.06		
Hy		1.57	1.69
He			
Mt			
IL	0.11	0.15	0.09
Ru			
Tn			
Ap	0.09	0.19	0.07
C		2.16	0.75
<hr/>			
ID/TT	97.05	94.38	95.40
A	95.52	90.34	90.91
F	4.18	8.23	8.99
M	0.30	1.43	0.10

Tabla 7.- Análisis químicos, norma C.I.P.W. y parámetros geoquímicos de las muestras de la Hoja 882. Leucogranitos

MUESTRA	JF-9139	JF-9142	CQ-9996
Li	100		90
Rb	220	240	
Sr	8	54	
Zr	39	31	
Nb	5	5	12
Sn		23	
W		15	
B			
Zn	4	8	25
Sb			10
Ag			0
Pb	69	7	30
Cr	147	137	104
NI	4	3	10
Ba	10	94	28
V			4
Be	6	10	12
Mo	4	4	4
As			25
Co	5	5	2
Y	5	3	12
Cd			2
F			
Cu	3	18	8

Tabla 7. (Continuación).- Elementos traza (p.p.m) de las muestras de la Hoja 882. Leucogranitos

4.3. METAMORFISMO

4.3.1. Metamorfismo regional

Las rocas que constituyen la Unidad Metasedimentaria, fueron afectadas por procesos de metamorfismo regional, sincrónicos de su deformación durante la orogenia varisca. Estos fueron, en los niveles actualmente expuestos, siempre de grados muy bajos.

Únicamente cabe destacar aquí que, por los estudios regionales que ha contemplado este Proyecto, existe una diferencia apreciable de grado metamórfico entre los materiales de la Zona Centroibérica al N de Los Pedroches y los del "culm" con el límite de la citada Falla de Santa Eufemia.

Al norte de la Falla de Santa Eufemia, las rocas expuestas apenas alcanzaron condiciones en el campo del anquimetamorfismo, no observándose procesos de recristalización mineral detectables con métodos ópticos.

Al sur de dicha falla, por el contrario, la sucesión "culm" fue deformada en condiciones metamórficas, que aunque de grado muy bajo, están ya claramente dentro de la facies de los esquistos verdes de baja temperatura, siendo notoria la neoformación de clorita, sericitita y cuarzo, en las rocas pelíticas y grauváquicas, y de clorita, anfíbol actinolita y epidota, en las escasas rocas básicas expuestas. Por criterios texturales puede deducirse que las condiciones metamórficas máximas se alcanzaron durante o ligeramente después del desarrollo de la primera fase de deformación, única con carácter penetrativo en este sector.

4.3.2. Metamorfismo de contacto

Las sucesivas intrusiones plutónicas sobre los materiales carboníferos encajantes (anquimetamórficos o con grado muy bajo de metamorfismo) generan una aureola de metamorfismo de contacto definida por un conjunto de rocas de tipo corneanas y de pizarras mosqueadas.

Las rocas de esta aureola presentan texturas granoblásticas o lepidoblásticas mosqueadas, con frecuentes "spots" de cordierita y porfidoblastos de andalucita (chiastolita). En las zonas más externas de la aureola de contacto, las rocas presentan una paragénesis de cuarzo + moscovita + albita + clorita + epidota que corresponde a las facies de las Corneanas de Albita-Epidota. En las zonas próximas al contacto, las paragénesis observadas son de cuarzo + biotita + moscovita + andalucita ± cordierita, que corresponde a las facies de las Corneanas Hornbléndicas.

En algunas localidades (Hoja de Pozoblanco, FERNÁNDEZ RUIZ *et al.*, 2013), se han reconocido paragénesis de Corneanas Piroxénicas. De acuerdo con esos datos la temperatura de intrusión deducida según el método de JAEGER (1957) (*in* WINKLER, 1978), rondaría los 750°C. Esta temperatura debe ser considerada como meramente orientativa, ya que procesos retrometamórficos, posiblemente ligados a circulación de fluidos (turmalinización), han podido enmascarar las paragénesis originales (PASCUAL, 1984).

Con carácter general, la blastesis metamórfica de contacto se produjo en condiciones estáticas, con posterioridad a la deformación penetrativa de las rocas encajantes.

4.4. RECAPITULACIÓN PETROGENÉTICA

Los datos obtenidos durante la elaboración del presente estudio, presentados en capítulos anteriores, permiten interpretar algunos de los rasgos fundamentales de la génesis y evolución del complejo ígneo, notable a escala del Macizo Ibérico, que constituye el Batolito de Los Pedroches.

Aspectos relevantes para entender la formación y desenraizamiento de un volumen tan importante de fundidos son sin duda:

- características de las áreas fuente;
- fuente de calor;
- ambiente tectónico;

todos ellos de envergadura regional y de importancia de cara a características tales como composición, reología y mecanismos de emplazamiento. Evidentemente, todos estos aspectos están interrelacionados de manera variable, siendo arbitrarios los límites que marquemos entre ellos y, a su vez, constituyen los condicionantes principales de los procesos internos que caracterizan la evolución de los magmas, una vez que se han concentrado.

4.4.1. Características del área fuente

El primer hecho a tener en cuenta, de cara a este objetivo, es el reconocimiento de la naturaleza heterogénea del batolito en términos composicionales. En este sentido, la presencia de enclaves de composición básica no por ser muy minoritaria deja de ser importante. Dichas rocas solo pueden proceder de una fuente mantélica, cuya caracterización detallada no podemos abordar, en parte por aparecer frecuentemente contaminadas con material ácido, en parte por no disponer de estudios geoquímicos más detallados (tierras raras e isótopos).

La mayor parte del volumen del batolito está formado por rocas ácidas, de químismo alumínico, cuya fuente más probable debió estar ubicada en la corteza inferior, aunque tampoco se puede caracterizar con los datos disponibles la naturaleza precisa de la misma. No obstante, dicho químismo, junto con las múltiples evidencias de mezcla entre uno y otro tipos litológicos (véase epígrafe 4.4.4.3) y la presencia de inyecciones sin-plutónicas básicas en granitos de otros sectores del batolito (Hoja de Andújar; LARREA *et al.*, 2013), permiten descartar sin ningún género de dudas que los enclaves básicos e intermedios representan materiales restíticos en la fuente de los magmas ácidos.

En definitiva, se puede concluir que en la génesis del Batolito de Los Pedroches han contribuido líquidos derivados de dos áreas fuentes diferentes: unos con fuente mantélica y otros con fuente cortical.

4.4.2. Fuentes de calor

Uno de los aspectos fundamentales a tener en cuenta en la génesis de un volumen tan grande de magma granítico (*s.l.*) en fuentes corticales, es el relativo al incremento de temperatura necesario para producir la fusión parcial de las rocas fuertemente deshidratadas de la base de la corteza. En el caso del Batolito de Los Pedroches, el volumen mínimo de líquidos de origen fundamentalmente cortical que alcanzaron su nivel de emplazamiento final en ambientes someros puede estimarse en unos 20.000 km³ (200 km de longitud mínima, 20 km de anchura media y 5 km de espesor medio).

Una causa interna (calentamiento por descomposición radiactiva de elementos presentes en la propia corteza) es en nuestra opinión muy poco probable, dada la correlación entre génesis batolítica y estadios avanzados del proceso orogénico varisco, no solo en este sector sino aún más masivamente en otras zonas del Macizo Ibérico (Extremadura, Galicia, Sistema Central) y del resto del Orógeno Varisco europeo. Esta coincidencia supondría, por una parte un elemento de casualidad o predestinación, que repugna al más elemental intento de análisis científico y, por otra, una homogeneidad composicional improbable a la luz de la heterogeneidad de ambientes geológicos expuestos en superficie.

En definitiva, parece más probable que el proceso de fusión parcial basicortical fuese disparado por una causa externa. Una descompresión ligada al colapso extensional tardío de un orógeno previamente engrosado durante la etapa colisional, ha sido considerada como la causa que ha disparado la fusión parcial de niveles meso y basicorticales en algunas regiones (p.ej. Himalaya, LE FORT, 1988; LE FORT *et al.*, 1987). No creemos que un mecanismo de este tipo pueda explicar, tampoco, la génesis de todos los extensos batolitos tardivariscos (s.l.) del Macizo Ibérico, aunque en esta zona en concreto no es absolutamente descartable, por las siguientes razones:

- En el caso tipo (Himalaya, LE FORT, 1988), la composición de los fundidos es muy próxima a la del punto mínimo en el sistema Q-Ab-Or-H₂O, cuyo desenraizamiento es muy limitado como consecuencia del alto grado de polimerización (viscosidad) de este tipo de magmas. En Los Pedroches, la composición de las rocas es mucho más básica que en el Himalaya, hecho que implica un calentamiento efectivo muy por encima de la temperatura de dicho punto mínimo; por tanto, imposible de explicar por procesos de descompresión exclusivamente.
- El desenraizamiento del volumen tan grande de magmas graníticos (s.l.) hasta niveles corticales someros requiere, además de un régimen tectónico adecuado, una temperatura suficientemente alta de los líquidos, que permita su ascenso masivo, sin quedar congelados cerca de su área fuente.

En resumen, para justificar tanto la composición de las rocas del batolito como su ascenso masivo, se requiere que los magmas se generasen bajo un campo térmico muy por encima de su temperatura "solidus" (700-750°C; WHITNEY, 1975, 1988). Un emplazamiento en niveles basicorticales de un volumen adecuado de magmas básicos, de origen mantélico, con temperaturas "solidus" en torno a 1000-1100°C (WYLLIE, 1979) podría aportar la energía necesaria para generar nuestros magmas y permitir su segregación y desenraizamiento. La presencia de precursores básicos en esta zona, no es en ningún caso una especulación, dadas las abundantes evidencias que se han presentado anteriormente, y que se revisan más específicamente más adelante (Epígrafe 4.4.4.). Sin embargo, resta por explicar el mecanismo responsable de la generación de los citados magmas básicos, cuyas causas, ligadas probablemente a la dinámica del manto, está más allá de nuestras posibilidades de interpretación con los datos obtenidos en el presente estudio.

4.4.3. Ambiente tectónico

Las condiciones tectónicas regionales constituyen un elemento importante en la génesis de rocas ígneas y son, además, el factor principal que controla los mecanismos de ascenso, emplazamiento y cristalización de los magmas desenraizados. En el sector meridional del

Macizo Ibérico, que aquí nos interesa, la generación del Batolito de Los Pedroches se encuadra en las etapas tardías de la Orogenia Varisca. El proceso de intrusión del batolito se puede explicar en dos marcos diferentes:

- A) Se incluiría dentro del régimen tectónico de transpresión sinistra que durante toda su evolución caracteriza a la Orogenia Varisca en este sector de la cadena (APALATEGUI *et al.*, 1990; QUESADA, 1992). En este contexto, cuyos rasgos más característicos vienen expresados por la heterogeneidad (partición) de la deformación, el bloque litosférico en el que se ubica el batolito se vio sometido durante el Carbonífero superior a procesos eminentemente extensionales (transtensionales), como atestiguan la falta de deformación compresiva en las rocas ígneas durante su emplazamiento, su geometría lineal de conjunto y la presencia de los notables haces filonianos (Véase capítulo 3.2.).
- B) La otra posibilidad es sería el desarrollo de un proceso más complejo, que incluya varias etapas de acortamiento con etapas extensionales entre ellos, que permitirían la intrusión del Batolito de Los Pedroches.

Un contexto tectónico de este tipo aparece como altamente eficiente, a través del desarrollo de fracturas extensionales, realmente abiertas por mecanismos de tipo extensional postcolisión, para canalizar el ascenso de magmas desde sus áreas fuente hasta niveles corticales someros.

Por otra parte, el proceso de extensión debió producir un cierto grado de adelgazamiento cortical y, en consecuencia, una descompresión de los entornos basicorticales que pudo contribuir a favorecer los procesos de fusión parcial en los mismos.

De manera especulativa se sugiere que un proceso de diapirismo astenosférico podría explicar, por una parte, la fusión parcial en el manto para dar lugar a los magmas básicos que se han invocado como fuente de calor y, por otra, a la extensión que afectó a este sector del Macizo Ibérico y favoreció el ascenso y emplazamiento del Batolito de Los Pedroches. Esta hipótesis tiene un cierto punto de apoyo en la información gravimétrica regional, inédita, cedida amablemente para consulta por ENRESA, en la que el batolito coincide con una marcada anomalía negativa, axial respecto de una importante anomalía positiva de longitud de onda varias veces mayor.

4.4.4. Evolución magmática

Una vez revisadas las condiciones del entorno en que se produjo la formación del Batolito de Los Pedroches, es el momento de discutir los procesos que contribuyeron a la misma, desde la fusión parcial hasta la cristalización total, pasando por los mecanismos de ascenso y la evaluación de los procesos de diferenciación. Conviene resaltar que con los datos disponibles, la discusión que sigue solo puede centrarse en aspectos cualitativos.

4.4.4.1. Fusión parcial

El carácter marcadamente subsaturado en H_2O de la inmensa mayoría de las rocas del batolito, únicamente se alcanzaron condiciones de saturación en estadios finales muy diferenciados (leucogranitos) de forma minoritaria; sugiere que el proceso de fusión parcial de las rocas de origen basicortical mayoritarias, fuese del tipo "ausente de fluidos". En esas condiciones, de acuerdo con WYLLIE (1977) y CLEMENS y MAWER (1992), pueden generarse magmas de quimismo peralumínico, fundamentalmente por reacciones de descomposición de biotita y

hornblenda, a partir de litologías anfibolíticas y/o metasedimentarias, comenzando la fusión entre 850°C (descomposición de biotita) y 950°C (descomposición de hornblenda). El residuo restítico correspondería a una granulita. A la luz de estos datos, resulta evidente la necesidad de una fuente de calor externa para alcanzar dicha temperatura en entornos corticales.

El fundido producido en esas condiciones tendría composición granítica. Para generar un fundido de composición más básica (granodiorítica o tonalítica) las condiciones deberían ser más extremas, mayores de 1000°C y 1100°C, respectivamente (WHITNEY, 1975, 1988; HESS, 1989), razón por la cual numerosos autores consideran inviable la formación de magmas primarios tonalíticos en ambientes corticales. Incluso la formación de magmas granodioríticos primarios en la corteza es altamente improbable, a menos que haya un aporte masivo ("underplating") de magmas básicos ($T_{solidus}$ = 1000-1100°C; WYLLIE, 1979) durante un período prolongado de tiempo, o contengan una fracción importante de material restítico (granitos inhomogéneos).

A la luz de estos datos experimentales consideramos que las escasas aunque significativas litologías tonalíticas y más básicas que aparecen, fundamentalmente como enclaves, en las granodioritas de Los Pedroches no deben ser productos magmáticos generados en la corteza, sino que podrían representar facies diferenciadas de los magmas básicos de origen mantélico a los que se viene aludiendo o, alternativamente, productos de hibridación entre dichos magmas y fundidos graníticos de la fuente cortical. La posibilidad de que pudiesen representar residuos refractarios (restitas) de las rocas fuente de los granitos, parece descartable a la luz del carácter típicamente ígneo (DIDIER y BARBARIN, 1991) de estos enclaves (textura de cristalización magmática, presencia de márgenes de enfriamiento y existencia de glóbulos xenolíticos "ácidos" blindados por coronas de anfíbolo y biotita, entre otros argumentos). En cualquier caso, puede concluirse que estos productos minoritarios no representan magmas primarios.

Respecto al carácter primario o secundario de los magmas que dieron lugar a las litologías mayoritarias del batolito, conviene resaltar los siguientes hechos: los magmas que dieron lugar a las rocas del grupo granodiorítico presentan un químismo predominantemente peralumínico (véase epígrafe 4.2.), que sugiere una fuente cortical; cabe descartar por tanto que representen puramente productos mantélicos diferenciados. Pensando en una fuente en la base de la corteza, y teniendo en cuenta los datos experimentales respecto a la $T_{liquidus}$ de un magma de esta composición antes referidos, el gran volumen de rocas granodioríticas presentes en Los Pedroches, requeriría del aporte continuado de un volumen enorme de magmas básicos capaz de generar las condiciones térmicas necesarias para producir líquidos de esta composición. Por otra parte, son numerosas las evidencias que sugieren un carácter híbrido de las granodioritas (véase epígrafe 4.4.4.3), la más llamativa de las cuales es sin duda la presencia de abundantes enclaves de litologías ígneas más básicas. Por este motivo, se considera que el magma que dio lugar a las rocas del grupo granodiorítico fue un magma secundario, híbrido entre un polo básico mantélico y otro ácido basicortical.

Varias cuestiones surgen como consecuencias inmediatas de esta interpretación: ¿Cuál era la composición del magma ácido primario?; ¿Proceden las rocas del Grupo Granítico de ese magma primario?

Con los datos disponibles, no es fácil decidirse por una respuesta incuestionable. Por una parte, la composición global de las rocas del Grupo Granítico podría corresponder adecuadamente con la de dicho magma primario. No obstante, existen evidencias tanto de campo,

como petrográficas y geoquímicas, que sugieren una ligazón evolutiva entre estas rocas y las del grupo granodiorítico, entre las que destacan:

- contactos transicionales entre granodioritas y adamellitas, por una parte, y entre adamellitas y granitos, por otra, en el sector oriental del batolito (esta hoja y las de La Virgen de la Cabeza y Andújar; LARREA *et al.*, 2013);
- persistencia de rasgos de rocas híbridas (enclaves, xenocristales, cristales parcialmente reabsorbidos) en rocas de este grupo, aunque su importancia relativa es menor que en las granodioritas y disminuye progresivamente al aumentar la acidez, siendo muy escasos en los granitos biotíticos porfídicos;
- buena correlación geoquímica entre los dos grupos de rocas (Figs. 9, 10, 11 y 12), con ausencia de "gaps" significativos, hecho que sugiere una conexión a través de un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada;
- signatura "mantélica" ($\approx 0,704$) de la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, tanto en las granodioritas como en los granitos.

Por todo ello, nos inclinamos a considerar que a la escala del conjunto del Batolito de Los Pedroches, las rocas del Grupo Granítico representan en su mayor parte productos diferenciados a partir del mismo magma que dio lugar al Grupo Granodiorítico. No se puede descartar, sin embargo, que alguna parte de las rocas graníticas, en especial en plutones desenraizados como los que afloran en las hojas colindantes más occidentales, pudiese representar productos del magma primario basicortical, por otra parte indistinguibles composicional y texturalmente de las rocas diferenciadas.

Otra posibilidad, como apuntan DONAIRE *et al.* (1999), la existencia de un mecanismo de fusión parcial progresiva para explicar la generación de las dos secuencias evolutivas encontradas en el Batolito de Los Pedroches, de modo que, la propagación de calor habría producido la primera fusión en las partes más profundas del área fuente, dando lugar a la producción de magmas granodioríticos, mientras que los magmas del Grupo Granítico se generarían después según el calor se propagó a las partes superiores de una fuente similar isotópicamente.

4.4.4.2. Segregación, ascenso y emplazamiento

Una vez que los procesos de fusión parcial hubieron producido un volumen significativo de fundido, éste debió proceder a migrar y concentrarse formando una cámara magmática en la base de la corteza o "mush" de cristales y líquido. La existencia de esta cámara profunda es imprescindible para explicar, por una parte, el carácter híbrido de los magmas granodioríticos, primeros en ascender, y por otra, su manifiesta homogeneidad composicional a lo largo de todo el Batolito de Los Pedroches. Ambas características debieron ser el resultado de un vigoroso proceso de convección, que debió instalarse en dicha cámara magmática en respuesta a una zonación térmica desde el foco de calor básico hacia arriba a través de la corteza. Las evidencias de mezcla de magmas, probablemente consecuencia de la inyección esporádica de pulsos básicos dentro de la cámara de magmas graníticos, a escala cristalina (cristales reabsorbidos, xenolitos, etc.) sugieren un alto contenido de la fracción fundida y un eficiente proceso de "mixing" entre ambos líquidos. Por su parte, los numerosos enclaves atestiguan sobre un proceso de "mingling", probablemente posterior en el tiempo, como respuesta al mismo proceso de inyección básica, pero ya en una cámara magmática con

mayor proporción de cristales y, por tanto, con convección menos vigorosa e incapaz de desagregar completamente la intrusión básica, pero aún capaz de generar "pillows" a partir de ella. Estos dos procesos antes citados son frecuentes en este sector del batolito; en esa hoja están representados en su borde oriental, donde corta al río Yeguas.

Estos datos sugieren que el enfriamiento y el inicio de la diferenciación magmática comenzaron ya en esta cámara profunda. Una vez que ésta alcanzó un volumen suficiente como para representar una anomalía gravimétrica significativa, debió comenzar el ascenso de los magmas más ligeros a través de su encajante más denso, favorecido por el régimen tectónico extensional al que antes se ha aludido. Este debió producirse mediante inyección y propagación hacia arriba de fracturas tensionales abiertas, hasta alcanzar niveles en que la fuerza gravitatoria ascensional de los magmas se viese contrarrestada por el efecto combinado de la carga litostática, su aumento de viscosidad por enfriamiento y, tal vez, por la presencia de alguna discontinuidad subhorizontal de origen incierto (litológica o estructural). Un mecanismo como el que aquí se interpreta, ha sido modelizado por CLEMENS y MAWER (1992) y resulta tremadamente eficiente para evacuar grandes volúmenes de magma en tiempos muy cortos (en la escala del millar de años).

En ese momento, se debió pasar a un proceso de inyección subhorizontal, que dio como resultado el crecimiento de la cámara magmática superficial de forma groseramente lacolítica, en la que finalmente se produjo la cristalización total de los fundidos. También en esta cámara superficial debió establecerse un régimen de convección, por el contraste térmico entre los magmas y su encajante, aunque en ningún caso parece que fue suficientemente intenso como para producir la homogeneización total de los mismos, siendo incapaz de deshacer las inyecciones sin-plutónicas de sucesivos impulsos de líquidos de la misma composición (microgranodiorita).

Probablemente, el enfriamiento progresivo de la cámara magmática profunda, ligado a una disminución o al cese total del "underplating" de material mantélico, habría dado lugar al comienzo de un proceso de cristalización fraccionada en la misma, cuyo resultado condujo, en nuestra opinión, a la formación de un residuo magmático de composición, primero adamellítica, luego granítica, cuyo emplazamiento, mediante mecanismos de ascenso similares a los anteriormente descritos, habría dado lugar a los plutones circunscritos, tardíos, que aparecen en otros sectores del Batolito de Los Pedroches. Igual resultado habría tenido el enfriamiento de la cámara magmática superficial, cuya diferenciación *in situ* habría dado lugar a la zonación centrípeta con contactos transicionales entre todas las facies que se observa en estos sectores orientales del batolito (Plutón de Cardeña- Virgen de la Cabeza; LARREA *et al.*, 1992).

4.4.4.3. Diferenciación y evolución magmática

Las rocas actualmente expuestas en el Batolito de Los Pedroches parecen corresponder, de acuerdo con la evidencia presentada en epígrafes anteriores, a productos diferenciados en grado diverso, a partir de dos magmas primarios, uno mantélico y otro cortical, cuyas facies cristalizadas correspondientes no se reconocen con claridad en el nivel actual de afloramiento. Tal vez, una parte de las rocas del Grupo Granítico se aproximen al polo ácido, mientras que productos relativamente poco evolucionados del polo básico puedan venir representados por haces de diques basálticos y algunos pequeños "stocks" gabroideos que afloran cerca de los bordes del batolito en algunos sectores (La Serena; EGUILUREN, 1983; y Cerro Bermejo, no representado en la cartografía, en esta hoja).

De acuerdo con la evidencia estructural, petrográfica y geoquímica, presentada anteriormente, el proceso evolutivo de diferenciación debió estar dominado por dos hechos fundamentales: mezcla entre los dos referidos magmas primarios y cristalización fraccionada. Ambos procesos debieron ser operativos tanto en la cámara magmática profunda como en la superficial, aunque su importancia relativa fue diferente en cada caso. Por otra parte, la asimilación de material encajante no parece haber jugado un papel principal en la diferenciación del Batolito de Los Pedroches; las únicas evidencias corresponden a asimilación a pequeña escala de material metapelítico del encajante “culm” de la cámara superficial, manifestada por concentraciones restíticas nodulares, de pequeño tamaño (mili-centimétricas), presentes esporádicamente en la proximidad del contacto externo del batolito, y compuestas de un agregado granoblástico de biotita, espinela verde, corindón y sillimanita. El efecto resultante de esta asimilación es el incremento local del carácter peraluminíco de las rocas ígneas.

Papel de la mezcla de magmas

Este proceso petrogenético de diferenciación parece haber tenido un papel preponderante en la formación del magma granodiorítico, en la cámara magmática profunda, como producto híbrido entre un magma basáltico mantélico y otro granítico, resultado de la fusión parcial *in situ* de la corteza inferior. Las evidencias que soportan esta interpretación son de diversa índole (DIDIER y BARBARÍN, 1991):

- Mesoscópicas: abundancia de enclaves microgranudos de composiciones más básicas, incluyendo enclaves múltiples; presencia de diques sin-plutónicos básicos, frecuentemente deshaciéndose en enclaves con forma de “pillow”; contactos lobulados y microcrenulados en enclaves y diques sin-plutónicos tanto difusos como netos, estos últimos con frecuencia presentan márgenes de enfriamiento del componente más básico; presencia de “schlieren” biotíticos producto de la destrucción de enclaves preexistentes en el flujo convectivo de la granodiorita; existencia de megacristales que crecieron a través del contacto enclave/roca huésped.
- Microscópicas: crecimiento dendrítico de plagioclasa en la granodiorita; existencia de xenocristales tanto en la granodiorita (restos corroídos de piroxenos y plagioclasa, apatito acicular) como en los enclaves (cuarzo y feldespatos alcalinos globulares, frecuentemente con coronas de melanocratos); textura poiquilitica de las rocas microgranudas; presencia de microenclaves básicos en la granodiorita (agregados de anfíbol, biotita y plagioclasa cárquica).
- Geoquímicas: desviación de algunos enclaves (los más básicos) del “trend” evolutivo general (Figs. 9, 10, 11 y 12), estando sin embargo los más evolucionados dentro de dicha evolución; relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), en la granodiorita con signatura mantélica ($\approx 0,704$).

Este conjunto de características, junto con la gran monotonía composicional sugieren que el proceso de hibridación fue altamente eficiente, involucrando no solamente mecanismos de mezcla mecánica (“mingling”), que son los más fácilmente identificables, sino también, y de manera fundamental, de redisolución y mezcla química (“mixing”). Especial significación tiene en este sentido la presencia de enclaves que siguen la línea evolutiva geoquímica general del batolito y de cristales compartidos, hechos que sugieren que incluso en condiciones incapaces de destruir mecánicamente los enclaves, existió difusión e intercambio químico entre éstos y el magma granodiorítico.

En la cámara magmática superficial, sin embargo, aunque existen evidencias numerosas de mezcla entre distintos pulsos sucesivos de magma granodiorítico, y localmente algo más básico, estas corresponden mayoritariamente a procesos de "mingling" (microgranodioritas), hecho que indica que el régimen convectivo fue en esta cámara mucho menos vigoroso. Esta circunstancia es enteramente lógica, dado que en ese momento los magmas, ya en vías de enfriamiento, contendrían un porcentaje mucho mayor de fases cristalizadas siendo, por tanto, mucho más viscosos. Una interpretación semejante ha sido propuesta por CASTRO (1990) en sectores más occidentales del batolito.

En la presente Hoja de Cardeña, existen también evidencias de mezcla superficial de magmas, de alcance muy limitado, en el sector citado del borde oriental.

Papel de la cristalización fraccionada

Así como en la génesis del magma granodiorítico el papel petrogenético preponderante correspondió a los procesos de mezcla de magmas, existen numerosas evidencias que indican que el proceso petrogenético que controló en mayor medida la diferenciación a partir de entonces fue la separación efectiva de fases cristalizadas, quedando un residuo progresivamente más ácido. La constatación de este hecho tiene dos implicaciones, íntimamente interrelacionadas: el sistema comenzó a enfriarse, a la vez que o como consecuencia de, una disminución progresiva del "underplating" de magma básico.

No obstante, el importante volumen de granodioritas, junto con su monotonía composicional, sugieren que durante algún tiempo la cámara magmática profunda debió alcanzar un estado de equilibrio, en el que las pérdidas del sistema por inyección hacia niveles superficiales, se vieran compensadas por la generación nueva de magma híbrido (mantenimiento dentro de límites estrechos del volumen de la inyección básica y consecuentemente de las condiciones térmicas y de la producción de magma granítico). El papel de la cristalización fraccionada en esas condiciones sería mínimo, y tendría lugar preferentemente durante el enfriamiento producido durante el ascenso y emplazamiento en la cámara magmática somera.

La disminución progresiva en la llegada de material básico, y finalmente su cese, habría producido forzosamente el inicio del enfriamiento de la base de la corteza previamente sobreca- lentada y, como consecuencia inmediata, el comienzo de la cristalización de las fases más refractarias. El incremento correspondiente de viscosidad al aumentar la proporción cristales/fundido, así como el carácter más silíceo de este último y por tanto más polimerizable, habría conducido a una disminución progresiva y finalmente al cese total de la convención en la cámara magmática profunda. En ese momento probablemente entrarían a tener importancia procesos gravitatorios de separación de cristales y enclaves, conduciendo, en nuestra opinión, a la producción de una cámara zonada verticalmente.

A partir de ese momento, el ascenso de magmas procedería mayoritariamente de los niveles más altos de la cámara zonada, ocupados por los líquidos más ácidos y pobres en cristales, cuyo emplazamiento habría producido, en el caso de esta hoja, el plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza, así como el notable complejo de diques ácidos.

La diferenciación por cristalización fraccionada de estos magmas, habría continuado durante el ascenso y en la cámara magmática superficial, dando lugar al espectro composicional de las rocas del Grupo Granítico.

Este hecho junto con toda la evidencia presentada anteriormente, relativa a las granodioritas, nos conducen a interpretar que la diferenciación por cristalización fraccionada, tuvo lugar también, en la cámara magmática profunda, al menos en su parte fundamental. La diferenciación superficial puede explicar las pequeñas variaciones dentro de cada litología separadamente (granodioritas, adamellitas, granitos), pero no puede justificar a la luz de las relaciones estructurales mutuas, la evolución del conjunto.

Entrando en el detalle del proceso de diferenciación, tanto la petrografía como la geoquímica indican una secuencia absolutamente típica (BOWEN, 1928), sin que se observen desviaciones significativas. Durante la cristalización de la granodiorita las fases mayoritarias responsables del fraccionamiento fueron el anfíbol, la plagioclasa y la biotita. La presencia de fases hidratadas indica un contenido superior al 2% de H_2O en el magma (HESS, 1989), aunque siempre muy lejos de la saturación. A partir de líquidos con contenidos en SiO_2 en torno al 69% se produjo un cambio sustancial en la diferenciación al desaparecer el anfíbol y ser sustituido por feldespato potásico, cordierita y andalucita (sólo puntualmente) como fases fraccionantes. La ausencia de moscovita primaria en este estadio implica que el contenido en H_2O del magma fuese todavía inferior al 3% (HESS, *op. cit.*). Estas condiciones dominaron la cristalización de la mayor parte del Grupo Granítico.

Los estadios finales de la evolución en las cámaras magmáticas superficiales correspondientes, tanto a granodioritas como a granitos (*s.l.*), vienen marcados por alcanzarse por primera vez condiciones de saturación en agua en los magmas residuales, ya muy poco voluminosos, especialmente en el caso de las granodioritas. Los productos de este estadio corresponden, respectivamente, a leucogranodioritas y leucogranitos con moscovita tardía, así como a manifestaciones filonianas apláticas y pegmatíticas. La presencia de abundantes cavidades miarolíticas y de fases ricas en componentes volátiles como la turmalina, indican que localmente estos magmas residuales hirvieron, separándose una fase fluida del por entonces muy escaso fundido residual. El desarrollo de moscovita como mineral tardío, en estas condiciones indica que la presión confinante era inferior a 2 Kbar (HESS, 1989) dato compatible con el nivel de emplazamiento somero que sugiere la evolución metamórfica del encajante.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los rasgos relevantes de la geología de la Hoja de Cardeña han sido presentados y en algunos casos interpretados en capítulos precedentes de esta Memoria. Por otra parte, el registro incluido en el reducido entorno de la misma, representa solamente una fracción mínima de la problemática regional. Por estos motivos, en este capítulo únicamente se presenta un resumen cronológicamente ordenado, de aquellos eventos importantes de la evolución geológica regional que tienen expresión en el área que nos interesa o en su entorno inmediato. Para este fin, se usa como elemento de referencia la Orogenia Varisca, que constituyó sin duda el evento regional de mayor trascendencia de cara a su individualización y arquitectura final. En este sentido, se considera la historia geológica de la zona en tres tramos temporales sucesivos (etapas pre, sin y postvarisca), que aunque sin valor cronológico estricto a la escala del conjunto del Macizo Ibérico, si que tienen unos límites de edad concreta en un entorno geográfico tan reducido.

5.1. EVOLUCIÓN PREVARISCA

El registro más antiguo en la Hoja de Cardeña son los materiales del "culm" que se superponen en paraconcordancia sobre rocas del paleozoico inferior en zonas muy próximas a los límites de esta hoja, tanto al N como al S; estas rocas forman parte de una sucesión de plataforma continental somera, establecida en la Zona Centroibérica durante el intervalo Ordovícico inferior a Viseense superior con una laguna estratigráfica durante el Devónico medio. De acuerdo con QUESADA (1991 a, 1992) estas condiciones de plataforma representan un período de la historia del Macizo Ibérico como margen pasivo de un bloque continental (Autóctono Ibérico), posterior a una etapa de "rifting" que habría producido la formación de una cuenca oceánica, durante el Cámbrico. La evolución del Autóctono Ibérico como margen pasivo sugiere un período dominado por expansión oceánica y deriva continental durante buena parte del Paleozoico inferior.

Aunque no han sido reconocidos en la Hoja de Cardeña, dos hechos de la evolución de la plataforma centroibérica merecen ser referidos. Por una parte, la presencia esporádica de depósitos glaciomarinos de edad Ordovícico superior, que permiten correlacionar la evolución del Autóctono Ibérico con la de amplios sectores del supercontinente Paleozoico Gondwana (ROBARDET y DORÉ, 1988). Por otra, la presencia localizada de actividad volcánica bimodal, de quimismo alcalino/peralcalino (MATA y MUNHA, 1985; HIGUERAS y MONTERRUBIO, 1992), cerca del límite Ordovícico-Silúrico, sugiere un nuevo episodio de "rifting". Aparte de estos hechos, la evolución de la plataforma muestra únicamente cambios de facies terrígenas, más o menos groseras, que debieron estar relacionadas con cambios eustáticos episódicos del nivel del mar, o con reactivación tectónica extensional de escasa importancia.

5.2. EVOLUCIÓN DURANTE LA OROGENIA VARISCA

Como es el caso en todo proceso orogénico culminante en colisión de bloques continentales, bajo la denominación de Orogenia Varisca se incluye de manera genérica un complejo conjunto de procesos tectónicos, con expresión estructural, petrológica y sedimentaria diversa, que se desarrollaron durante un período prolongado de tiempo (Devónico medio-Pérmino inferior). A grandes rasgos fue la consecuencia del cierre mediante subducción de las cuencas oceánicas que separaban al continente Gondwana del otro supercontinente paleozoico (Laurussia, a su vez formado por la colisión de Laurentia y Báltica durante la Orogenia Caledoniana) y la colisión final entre ambos bloques (MATTE, 1986, 1991; RIBEIRO *et al.*, 1990). De acuerdo con BURG *et al.* (1987) el bloque Autóctono Ibérico formaba parte de un promontorio en el margen septentrional de Gondwana. La geometría arqueada de dicho promontorio se considera responsable de que en sus márgenes laterales, los procesos tectónicos predominantes durante la colisión varisca fuesen de tipo transcurrente, sinistro en el caso del suroeste ibérico, situado en el margen suroccidental del promontorio (coordenadas actuales).

El sector que nos interesa se ubica en la parte meridional de la Zona Centroibérica (Fig.1), por tanto alejado del margen continental ibérico, que coincide actualmente con el límite meridional de la Zona de Ossa-Morena (QUESADA, 1991a, 1992), aunque aún dentro de la región dominada por una tectónica transpresiva sinistra. Se incide en este hecho, pues como se ha puesto de manifiesto en capítulos precedentes, la existencia de un régimen transpresivo jugó un papel crítico en la evolución de nuestra zona de interés.

Por una parte, su historia es típicamente la de una plataforma estable como corresponde a un dominio alejado del margen continental activo; por otra parte, la presencia del Batolito de

Los Pedroches, con sus grandes dimensiones, le confiere un rasgo de singularidad sobresaliente respecto de otras zonas de plataforma, en las que por regla general la actividad plutónica es notablemente escasa.

El primer indicio importante de actividad orogénica varisca viene manifestado por la formación de la cuenca "culm" de Los Pedroches, sobre la plataforma somera preexistente. Conviene destacar que esto no sucede hasta el Carbonífero inferior, si bien la actividad convergente había comenzado ya en el margen continental durante el Devónico inferior-medio (RIBEIRO *et al.*, 1990; QUESADA *et al.*, 1990). La formación de la cuenca se interpreta como consecuencia de la extensión subsecuente al cabalgamiento hacia el sur de la Zona Centroibérica sobre la Zona de Ossa-Morena (MARTÍNEZ POYATOS, 1997), y tanto su relleno como la deformación subsiguiente del mismo, se corresponden en buena medida con los de los modelos de cuencas extensionales. La presencia de alineaciones sigmoidales de rocas ígneas que compartimentan la cuenca (GABALDÓN *et al.*, 1985) fue la expresión de la componente rotacional que acompañó la deformación de este sector durante las principales etapas.

Hasta aquí, con la singularidad de esta componente de transpresión, la evolución de la zona puede considerarse como característica y representativa del entorno en que se ubica dentro del ámbito orogénico. Durante el Carbonífero superior, sin embargo, la formación del Batolito de Los Pedroches representa una anomalía extraordinaria.

La persistencia durante esta etapa de condiciones de deformación transtensivas, facilitó en gran medida el ascenso y emplazamiento de los magmas, pero dichas condiciones no pueden, por si solas, explicar la génesis de los mismos. Por otra parte, el problema de la causa última del magmatismo es común a la mayor parte de los extensos batolitos variscos del Macizo Ibérico, presentes tanto en zonas externas como internas del orógeno. En muchos de ellos, existen también precursores básicos y se trata asimismo de rocas mayoritariamente peralumínicas (BEA *et al.*, 1987).

Esta similitud composicional, el enorme volumen de magmas generados y su ubicación en ambientes tectónicos diversos (importantes en cada caso como condicionantes fundamentales de los mecanismos de emplazamiento) hacen imprescindible buscar en algunos casos una causa externa a la propia litosfera, capaz de producir fusión parcial en el manto y, cuyos productos emplazados en la base de la corteza habrían disparado el conjunto de procesos que, en nuestro caso, se han descrito en el Epígrafe 4.4. De manera especulativa, se sugiere como hipótesis que durante el Carbonífero se debieron producir procesos de diapirismo astenosférico ("mantle plumes") en algunos sectores del substrato de la litosfera ibérica, por causas desconocidas para el nivel actual de conocimiento.

En nuestra zona, el emplazamiento de magmas básicos, mantélicos, en la interfase corteza/manto, habría disparado la fusión parcial de las rocas basicorticales, formándose, por concentración de los fundidos, una cámara magmática profunda en la que se habría producido la parte fundamental de la diferenciación de los mismos. En las etapas iniciales de la evolución de dicha cámara, la diferenciación habría estado dominada por procesos de mezcla entre los magmas básicos y los derivados de la fusión parcial *in situ* de la corteza. Las etapas finales, en relación con el cese del aporte básico profundo, habrían estado dominadas por procesos de cristalización fraccionada que habrían conducido a producir una zonación de la cámara magmática. Durante toda la vida de ésta, el régimen tectónico transtensivo dominante habría facilitado la inyección hacia niveles someros de los magmas disponibles en cada momento: granodioríticos (híbridos) al principio, graníticos-adamellíticos (productos fraccio-

nados) después, con el resultado de formar una nueva cámara magmática somera, de geometría lacolítica, en la que habrían tenido lugar las fases finales de la diferenciación.

La última parte de la historia varisca de nuestra región, ya posterior al emplazamiento y cristalización del batolito, tuvo como consecuencia el desarrollo de una densa red de fracturas, en régimen frágil (fracturación tardivarisca), y finalizó durante el Pérmico inferior.

5.3. EVOLUCIÓN POSTVARISCA

En el transcurso del Carbonífero y como consecuencia del evento orogénico varisco, la mayor parte del área que actualmente constituye el Macizo Ibérico pasó a emerger, consolidándose como un área continental estable desde entonces. En la zona que nos ocupa, dichas condiciones continentales parecen haber persistido desde el Carbonífero superior hasta la actualidad. No existen restos de depósitos sedimentarios hasta el Terciario, apareciendo estos preservados en el interior de fosas tectónicas de esa edad.

Probablemente se debieron formar depósitos en cuencas fluviales y/o lacustres a lo largo del Mesozoico; sin embargo, el nivel actual de erosión ha debido progresar muy por debajo de la base de dichas cuencas como respuesta a un levantamiento generalizado del Macizo Ibérico durante y después de la Orogenia Alpina.

El comportamiento de la parte meridional del Macizo Ibérico durante este evento orogénico fue típicamente el de un bloque cratonizado, y su expresión más visible consistió en la reactivación de fracturas preexistentes, principalmente los sistemas de fracturas tardivariscas. Esta reactivación debió producir una estructura de “horsts y grabens”, canalizando estos últimos la localización de cuencas fluviales llenadas con los productos de erosión de los primeros.

La continuación del levantamiento en masa del Macizo Ibérico, así como de las nuevas cordilleras alpinas periféricas, hasta tiempos actuales/subactuales, es la responsable del desmantelamiento casi total del relleno de las cuencas intramontañosas antes aludidas, muy minoritariamente preservado en la Hoja de Cardeña, así como del carácter aún en desequilibrio de la red fluvial actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

Un rasgo característico del Batolito de Los Pedroches y su entorno inmediato es la presencia de numerosos indicios de minerales metálicos, generalmente filonianos. Todos ellos son de escasa importancia en términos económicos, no existiendo en el momento presente ninguna explotación activa. En la Tabla 8 se presenta la relación de indicios incluidos en la Hoja de Cardeña, elaborada a partir de los ficheros actualizados en el IGME. Se presentan con un número de orden, sus coordenadas, su morfología y el elemento principal en su paragénesis o bien por el que fue explotado.

Todos corresponden a mineralizaciones filonianas, hidrotermales, que rellenan fracturas del sistema que se ha descrito como tardivarisco. Su ubicación dentro o en la inmediata vecindad del batolito sugiere que su génesis estuvo ligada a la evolución tardía del mismo. Teniendo en cuenta la distribución espacial de los indicios se observa un marcado control de

las paragénesis en relación con el encajante. Así, los indicios de Bi se localizan casi exclusivamente en las rocas metasedimentarias ("culm"), aunque muy próximos al contacto intrusivo; los de Cu y U arman exclusivamente en las rocas ígneas; y los de Pb y W en las dos.

Esta asociación espacial puede interpretarse como una procedencia local de los cationes mineralizadores, más bien que como un origen juvenil postmagmático, aunque en algún caso haya podido ser la fuente. La interpretación más simple de este hecho contemplaría un papel principalmente pasivo del batolito, como fuente de calor. La zonación térmica alrededor del mismo habría contribuido a la formación de un régimen de convección hidrotermal, canalizado a través de los lotes extensionales de fracturas, a partir de aguas meteóricas y/o profundas, procedentes de la deshidratación de niveles corticales profundos, y los residuales de la cristalización magmática. El calentamiento de dichas aguas habría incrementado su capacidad de mineralización, mediante disolución de las rocas de caja. Finalmente, al descender la temperatura las soluciones hidrotermales habrían cristalizado las fases metálicas junto con su ganga, que en la mayor parte de los casos es cuarzo.

Los indicios en esta hoja se pueden agrupar según sus características en:

- Indicios de Pb. Arman fundamentalmente en las rocas ígneas, el más importante es el filón del Zumajo. Con direcciones entre N120°-170°E. Las paragénesis son de cuarzo, galena, calcopirita, carbonatos de cobre, carbonatos de plomo, plata, óxidos de hierro y baritina. Con estas características son las minas de San Eduardo, Membrillero, San Rafael, Socorro, La Diosa, Gertrudis, San Antonio, Desquite, Las Arenas, San Cayetano y San Francisco. Las minas de San Lorenzo, Saturno y Plutón presentan fluorita en la paragénesis. En esta hoja encajan pocas minas en las rocas sedimentarias, destacando El Romeral y San Antonio
- Indicios de Wolframio. Arman en el granito biotítico porfídico con paragénesis de cuarzo-wolframita. Las más destacadas son, San Eduardo, Cerro del Wolfram, Encarna, Santa Margarita, Ceres y Complemento.
- Indicios de U-Cu. Arman en el Conjunto Granítico-Adamellítico. Son filonianos con direcciones N20°-30°E. Los más significativos son, Cerro Plaza, Alamedilla, Obejo, Trapero, Peñón Gordo, Cano y Lentiscares.

Esta última mineralización ha sido objeto de estudios más detallados, como en ARRIBAS (1964), este autor describe que arman en el granito, coincidiendo con zonas tectonizadas, con diques de cuarzo o con diques de pórfitos, que han favorecido la precipitación del uranio contenido en las aguas de superficie dando lugar a la formación de minerales secundarios de uranio en concentraciones apreciables. En otras ocasiones corresponden a filones con sulfuros de cobre y hierro en donde aparecen minerales primarios de uranio (pechblenda y coffinita). En las rocas de caja se observan transformaciones, unas de carácter regional anteriores al emplazamiento de los filones mineralizados (cloritización, sericitización y en parte hematización) y otras se han producido por las reacciones hidrotermales (hematización, silificación, argilitización y jasperización). Presentan las paragénesis siguientes:

- Minerales primarios de uranio: Pechblenda, coffinita.
- Minerales secundarios de uranio: Guminas, uranotilo, autunita, torbernitita, uranopilita, zipeita, johanita y fosfuranilita.

- Otros minerales filonianos: Pirita, marcasita, calcopirita, cobres grises, bornita, calcosina, covellina, tenorita, cuprita melnicovita, malaquita, crisocola, calcantita y oligisto.
- Minerales de ganga: Principalmente cuarzo con fluorita y menos frecuentes carbonatos.

Las características principales de estos yacimientos son las siguientes.

Se depositan los minerales primarios de uranio, entre avenidas sucesivas de sulfuros, en las zonas tectonizadas del granito biotítico porfídico a favor de fracturas tensionales, con frecuencia en rejuegos de diques tardíos. Los sulfuros son exclusivamente de cobre y hierro.

En superficie existe una dispersión de los minerales secundarios de uranio, concentrándose en las zonas de alteración (arcillosas o hematitzadas) de las rocas encajantes y en los contactos de los filones de cuarzo mineralizados de sulfuros. La zona de oxidación puede alcanzar profundidades superiores a los 200m, lo que explica la dificultad de encontrar minerales primarios de uranio en la mayoría de los filones.

La ganga principalmente es cuarzosa, ocasionalmente con fluorita, aunque se reconocen moldes de carbonatos disueltos.

La secuencia de la mineralización comienza en las fases de facturación tardíavarsicas con la formación de pechblenda y coffinita entre las avenidas sucesivas de sulfuros de cobre y hierro, posterior llegada de cuarzo jasperoide, acompañado de los últimos sulfuros que reemplazan parcialmente a los minerales primarios de uranio.

Le sigue una fase de oxidación, con dislocaciones de pequeña intensidad, y formación de fluorita o de cuprita. Los minerales primarios se oxidan a gumitas. Posteriormente en la fase supergénica se producen movimientos de reajuste relativamente importantes que favorecen la difusión de los minerales secundarios de uranio, principalmente autunita y torbernitita, con formación de óxidos negros en las zonas de los yacimientos donde existan condiciones reducторas locales.

Estos yacimientos de uranio se pueden considerar epitermales filonianos, en su mayoría con un origen del uranio debido a la alteración de minerales primarios contenidos en los mismos filones o en otros próximos, con fijación de este elemento, transportado en solución por las aguas superficiales. Como la zona de oxidación en la zona de Cardeña alcanza niveles profundos, cabe esperar que la mayoría de los minerales primarios de uranio estén alterados y que sólo se conserven en las raíces de las mineralizaciones o en puntos aislados en los niveles superiores. En la mayoría de los yacimientos los minerales primarios han desaparecido por completo, abriendo la posibilidad de que se trata únicamente de concentraciones de minerales secundarios en zonas favorables de granito o diques tectonizados.

Por lo que respecta a minerales y rocas industriales u ornamentales, la actividad extractiva en la Hoja de Cardeña ha sido muy escasa. En todos los casos se trata de explotaciones de escasa entidad, de piedra para construcción, ubicadas en su mayor parte en los afloramientos de granodioritas. En la actualidad, únicamente se explotan de manera esporádica, y con medios artesanales, pequeñas canteras en las proximidades de los núcleos de población para adoquines o vallas.

Dado el escaso interés de estos indicios no se incluyen aquí los datos que aparecen en los

inventarios de rocas industriales y ornamentales que elabora el IGME, en cuyo Departamento de Rocas y Minerales Industriales están disponibles para su consulta.

Nº de Indicio	Nombre de indicio	Sustancia	Coordenadas UTM		Morfología
			X	Y	
1	La Quinta	Pb	370,40	4243,75	F. N145°
2	Mina del Águila	Pb	371,15	4243,55	F. N145°
3	Mina Angelita	Pb	371,95	4243,25	F.
4	Mina Nº2	Pb	371,92	4242,75	F. N145°
5	Mina San Eduardo (Filón del Zumajo)	Pb	372,70	4242,20	F. N145°
6	(desconocido)	¿Cu?	374,55	4243,30	F.
7	(desconocido)	Cu	374,75	4242,48	F.
8	Mina Membrillero (F. del Zumajo)	Pb	373,93	4245,25	F. N140°
9	Pozo Principal (F. del Zumajo)	Pb	374,23	4241,20	F. N140°
10	Mina San Rafael	Pb	374,90	4240,78	F. N150°
11	Socorro (F. del Zumajo)	Pb	375,35	4240,05	F. N128°
12	La Diosa (F. del Zumajo)	Pb	375,48	4239,80	F. N140°
13	Santa Rosalía	Pb	374,63	4239,20	F. N90°
14	Gertrudis (F. del Zumajo)	Pb	375,65	4240,00	F. N125°
15	San Antonio (F. del Zumajo)	Pb	375,73	4239,93	F. N125°
16	Desquite 2° (F. del Zumajo)	Pb	376,10	4239,60	F. N130°
17	Las Arenas (F. del Zumajo)	Pb	376,25	4239,75	F. N125°
18	(desconocido)	Pb	377,80	4240,70	(desconocida)
19	(desconocido)	Pb	378,40	4240,50	(desconocida)
20	Desquite (F. del Zumajo)	Pb	376,55	4239,40	F. N125°
21	San Cayetano	Pb	377,88	4238,90	F. N125°
22	San Francisco 1°, 2°, 3° y 4°	Pb	377,60	4238,55	F. N125°
23	(desconocido)	(desconocida)	375,85	4236,75	(desconocida)
24	(desconocido)	Pb-Cu	371,00	4225,93	F. N175°
25	(desconocido)	Pb	372,25	4225,68	F.
26	(desconocido)	U-Cu-Fe	380,23	4241,40	F.
27	Oportunidad 2ª	Sn	380,20	4239,62	(desconocida)
28	San Eduardo	W	381,66	4243,20	(desconocida)
29	La Porfía	(desconocida)	383,23	4243,25	(desconocida)
30	Mina San José, Mina de Azuel	Bi	384,00	4243,35	F. N60°
31	Cerro del Wolfram Nº4	W	383,00	4243,63	(desconocida)
32	Encarna	W	384,95	4242,65	F.
33	Santa Margarita	W	384,00	4242,00	(desconocida)
34	San Lorenzo	Pb-F	380,75	4235,80	F.
35	(desconocido)	Pb	381,70	4235,73	(desconocida)

Nº de Indicio	Nombre de indicio	Sustancia	Coordenadas UTM		Morfología
			X	Y	
36	Regla	Pb	381,35	4235,38	F. N140°/75°E
37	Saturno	F-Pb	382,05	4234,86	F. N130°
38	Mina de la Loma de Los Carrizuelos	Pb	381,45	4226,40	F. N150°
39	La Onza	Pb-Cu	383,90	4225,52	F. N30°
40	(desconocido)	(desconocida)	386,50	4226,60	(desconocida)
41	Plutón	F-Pb	385,47	4233,60	F. N130°
42	San Antonio	Pb	388,55	4242,76	F.
43	Ampliación a Romeral	Pb	390,50	4242,83	F.
44	Mina San Valentín	U	388,5	4241,08	(desconocida)
45	Complemento	W	388,30	4240,33	(desconocida)
46	Ceres Nº 5	W	389,60	4240,55	(desconocida)
47	Ceres Nº 8	W	389,85	4240,20	(desconocida)
48	(desconocido)	Sn	390,66	4239,85	(desconocida)
49	Nuestra Señora de las Victorias	As	392,50	4240,2	F.
50	Rosalía	Cu-Pb	393,60	4240,65	F.
51	El Romeral	Cu-Pb	393,95	4240,15	F.
52	Cerro Plaza	U	391,78	4239,15	F. N30°
53	Mina Carmen	Cu	393,50	4238,83	F. N25°
54	Mina Alamedilla	U	393,85	4238,75	F. N25°
55	Mina Obejo	U	394,5	4238,55	F. N25°
56	Mina Trapero	U	393,83	4236,05	F. N25°
57	Mina Peñón Gordo	U	392,28	4235,45	F. N30°
58	(desconocido)	Cu	388,35	4236,90	F.
59	Minas Cano	U	388,35	4235,05	F. N30°
60	(desconocido)	Cu	387,50	4233,25	(desconocida)
61	(desconocido)	W	388,90	4230,25	F.
62	Mina Lentiscares	U	392,72	4229,95	F. N20°
63	San Francisco Javier	Cu	393,50	4226,56	(desconocida)
64	(desconocido)	Pb	391,66	4225,55	F. N30°
65	(desconocido)	Pb-Cu	392,75	4225,65	F.
66	(desconocido)	Cu-Pb	392,65	4225,35	F. N20°
67	(desconocido)	Cu	393,35	4225,95	F. N45°
68	(desconocido)	Cu-Pb	394,75	4225,56	F. N30°
69	(desconocido)	W	395,60	4225,50	F. N170°

Tabla 8.- Indicios Mineros en la Hoja de Cardeña

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Climatología

En la Hoja de Cardeña se ubican 4 estaciones meteorológicas controladas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (cuadro 1). Una de ellas, la situada al sureste de la hoja (5346O), es de control termopluviométrico, el resto son estaciones pluviométricas. Las condiciones climáticas de la zona se describen a partir del Sistema de Información de Datos Agrarios (SIGA) del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino (<http://sig.marm.es/siga>. Octubre de 2010).

La hoja está comprendida entre las isoyetas medias anuales de 600 y 800 mm, con una zona situada al sureste donde se registran precipitaciones por encima de 800 mm. Los valores más elevados coinciden con las áreas situadas a mayor cota, en las divisorias de las cuencas de los ríos de las Yeguas y Arenoso. Las variaciones pluviométricas están básicamente condicionadas por la topografía y por las entradas de frentes atlánticos por el oeste.

Los valores medios anuales en el área comprendida por la hoja se sitúan entre 15 y 17 °C, con una morfología de las isothermas condicionada por el relieve. En los interfluvios, a las cotas más elevadas, se alcanzan valores inferiores a 15 °C; los mínimos en cambio se sitúan al sur de la hoja, hacia la zona central del valle del Guadalquivir, donde las cotas van descendiendo.

Los valores de las medias anuales de evapotranspiración potencial (ETP) están comprendidos entre 700 mm y 900 mm con una distribución similar a las temperaturas.

Estación	Nombre	Periodo	Tipo	Cota	Pp Media	T Media
5346O	Cardeña "Santa Elena"	1985-03	TP	720	875,0	15,40
5342	Cardeña "Azuel"	1961-83	P	662	639,8	—
5345	Cardeña C. de A.	1961-96	P	747	753,3	—
5363	Cardeña "Venta del Charco"	1961-00	P	710	951,3	—

Cuadro 1.- Resumen de datos pluviométricos

6.2.2. Hidrología superficial

La mayor parte de la hoja se encuentra dentro de la Cuenca del Guadalquivir en su margen derecha, si bien, su esquina noroccidental se incluye dentro de la Cuenca del Guadiana. En la cuenca del Guadalquivir, el principal cauce dentro de la hoja es el Río de las Yeguas, que la atraviesa de norte a sur por su borde oriental. Su cuenca ocupa algo menos de la mitad oriental de la hoja. El resto se encuentra dentro de la cuenca del río Arenoso, cuyas aguas también descienden en dirección sur buscando su desembocadura en el Guadalquivir. En la cuenca del Guadiana no existen cauces de importancia.

El único embalse existente dentro de la hoja es el pequeño pantano de Tejoneras, que tiene una capacidad de 0,5 hm³ y ha sido utilizado para el abastecimiento al término municipal de Cardeña.

6.2.3. Características hidrogeológicas

Los materiales aflorantes en la hoja presentan en su conjunto baja permeabilidad. Se diferencian las rocas metamórficas carboníferas, que afloran en las esquinas nororiental, suroriental y suroccidental, del resto, ocupado por rocas plutónicas incluidas en el Batolito de los Pedroches.

Se ha cartografiado un pequeño afloramiento de materiales detriticos terciarios con una permeabilidad más elevada, sin interés hidrogeológico debido a su escasa extensión.

Por otra parte, también constituyen pequeños acuíferos los materiales de alteración de las rocas ígneas que afloran en la hoja ("lehm") y existen puntos de agua asociados a zonas fracturadas tanto en las rocas ígneas como metamórficas.

En el cuadro 2 se resumen los puntos de agua existentes en la base de datos del IGME dentro de la hoja.

Código IGME	Tipo M=manantial P=pozo	Toponimia	Cota	Caudal (l/s)	Prof.	Acuífero
173530001	P	Antiguo abastecimiento a Azuel	650	—	8	Rocas plutónicas
173530002	M	Fuente Agria de Cardeña	740	0,2	—	Rocas plutónicas

Cuadro 2.- Principales puntos de agua de la hoja de Cardeña

Grauvacas y pizarras carboníferas

Se trata de alternancias de pizarras y grauvacas intensamente afectadas por metamorfismo de contacto que presentan muy baja permeabilidad. Esta característica hidrogeológica se ve modificada localmente por la presencia de niveles lenticulares de grauvacas o conglomerados cementados con un mayor espesor y extensión.

Los puntos de agua generalmente consisten en manantiales de muy bajo caudal asociados a las zonas de litología más heterogénea como los filones de cuarzo y las zonas afectadas por fracturas importantes. En este tipo de materiales la circulación del agua subterránea se limita a las fracturas principales y superficies de esquistosidad. El nivel piezométrico suele encontrarse cercano a la superficie del terreno y las descargas se producen lentamente de forma difusa hacia los valles de los ríos principales.

Rocas plutónicas

En los granitos del batolito de los Pedroches la permeabilidad en general es muy baja, sin embargo, localmente y en relación con su grado de fracturación, puede aumentar notablemente. Inciden en esta circunstancia dos familias principales de fracturas, una de plano subvertical y otra subhorizontal, más o menos paralela al relieve ("sheeting"), cuya importancia es menor en profundidad.

Dentro del conjunto de granitos que afloran en la hoja también existen heterogeneidades que tienen algunas implicaciones hidrogeológicas, la principal es la presencia de abundantes diques de pórfidos graníticos y filones de cuarzo, que, aunque en menor medida, también aparecen en las rocas metamórficas. Los diques se asocian a fracturas de dirección NO-SE y los filones a fracturas NE-SO, perpendiculares a las anteriores. Este tipo de fracturas actúan a modo de dren y concentran la circulación del agua subterránea.

Los puntos de agua asociados suelen ser manantiales de bajo caudal. Los sondeos ubicados sobre líneas de fracturas regionales a veces proporcionan buenos resultados, si bien, como consecuencia del bajo almacenamiento en la matriz de la roca, el caudal suele descender apreciablemente con el tiempo de bombeo.

Sin embargo, es la capa de alteración del granito ("lehm") el acuífero más utilizado. Suele tener espesores entre 1 y 6 m y presenta interés hidrogeológico, aunque su permeabilidad en general es baja, menor a muro debido a un mayor predominio de arcillas. Ocupa prácticamente todo el afloramiento de rocas plutónicas y está explotado por numerosos pozos de profundidades entre 5 y 10 m que aportan pequeños caudales utilizados en su mayoría en ganadería.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B. (1990). "Cinemática y mecanismo de la deformación en régimen de transpresión: Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba". *Tesis Doct. Univ. País Vasco*, 430 p.
- APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L. Y QUESADA, C. (1990). "Ossa-Morena Zone": Structure. In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag: 280-291.
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CASQUET, C.; PEINADO, M. Y TINAO, J.M. (1977). "Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico". *Stvdia Geologica*, 12: 9-39.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. Y TUBÍA, J.M. (1997). "The Los Pedroches Batholith (Southern Spain): polyphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites". In: J.L. Bouchez et al. (Eds.) *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*: 215-229.
- ARRIBAS, A. (1963). "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: La Virgen, Andújar (Jaén)". *Estudios Geológicos*, 19: 15-31.
- ARRIBAS, A. (1964). "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Cardeña (Córdoba)". *Not. y Com. IGME*, 76: 45-78.
- ARRIOLA, A.; EGUILUREN, E. Y GARROTE, A. (1985). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena". *Temas Geol.-Min.*, 7: 19-28.
- ARTHAUD, F. AND MATTE, P. (1977). "Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1305-1320.
- BEA, F.; CARNICERO, A.; GONZALO, J.C.; LÓPEZ PLAZA, M. Y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D., Eds. (1987). "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Ed. Rueda, Madrid, 542 p.
- BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, C.; DIXSAUT, C.; HERTRICH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, P.; SIMON, D. ET TAMAIN, G. (1979). "Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métallogénétiques dans les Cadomo-Variscides du sud-est hespérique". *Bull. Soc. Géol. France*, 21: 113-120.
- BOWEN, N.L. (1928). "The evolution of Igneous Rocks". Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 332 p.
- BURG, J.P.; BALE, P.; BRUN, J.P. AND GIRARDEAU, J. (1987). "Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision". *Geodyn. Acta*, 1:71-87.

- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, P. AND RIBEIRO, A. (1981). "Variscan Intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CABANAS, R. (1968). "El macizo batolítico de Los Pedroches". *Mem. Real Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat.*, Serie Nat., nº 23, 137 p.
- CARBONELL, A. (1916). "Nota sobre los yacimientos bismutíferos de Azuel". *Rev. Min. Met. Ing.*, Octubre 1916.
- CARBONELL, A. (1917). "El tungsteno en la provincia de Córdoba". *Rev. Min. Met. Ing.*, Enero 1917.
- CARBONELL, A. (1925). "Contribución que aporta el estudio de la provincia de Córdoba, como productora de minerales raros, para el examen del porvenir de la Península Ibérica desde ese interesante punto de vista". *Asoc. Esp. Prog. Cienc., X Congr., T. X*, secc. 8, 61-74.
- CARBONELL, A. (1926a). "Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba, y en otros lugares comparables a ella geológicamente (I)". *Rev. Min. Met. Ing.*, nº 3027: 333-336.
- CARBONELL, A. (1926b). "Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba, y en otros lugares comparables a ella geológicamente (II)". *Rev. Min. Met. Ing.*, nº 3028: 350-354.
- CARBONELL, A. (1929). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1^a serie, Hoja nº 881: Villanueva de Córdoba", *Instituto Geológico y Minero de España*.
- Carbonell, A. (1931). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1^a serie, Hoja nº 882: Venta de Cardeña", *Instituto Geológico y Minero de España*.
- CARRACEDO, M. (1991). "Contribución al estudio del Batolito de Los Pedroches (Córdoba)". *Tesis Doct. Univ. País Vasco*, 443 + 11 p.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ALONSO OLAZABAL, A. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1997). "Relación entre las intrusiones plutónicas y el complejo filoniano en el batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico, España): los diques como indicadores de ambientes paleotectónicos y paleofuerzos". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 22: 229-246.
- CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.A.; GIL IBARGUCHI, J.I. Y SÁNCHEZ CARRETERO, R. (1989). "Aportación a la geoquímica de tierras raras (REE) en el Batolito de Los Pedroches (Córdoba, España)". *Estvdia Geológica Salmant.*, 4: 93-104.
- CASTRO, A. (1990). "Microgranular enclaves of the Quintana Granodiorite (Los Pedroches Batholith): petrogenetic significance". *Rev. Soc. Geol. España*, 3(1-2): 7-21.
- CASTRO BAREA, P. (1921). "Sobre los minerales bismutíferos en la provincia de Córdoba". Presencia de bismutina. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 31.

- CLEMENS, J.D. AND MAWER, C.K. (1992). "Granitic magma transport by fracture propagation". *Tectonophysics*, 204: 339-360.
- COWIE, J.W. AND BASSET, M.G. (1989). "IUGS 1989 Global Stratigraphic Chart". *Episodes*, 12 (2).
- CHACÓN, J. Y PASCUAL, E. (1977). "El anticlinorio de Portalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena (Sector SW del Macizo Ibérico)". *Cuad. Geol.*, 8:21-35.
- CHARPENTIER, J.L. (1976). "Géologie et métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 156 p.
- DALLMEYER, R.D. Y QUESADA, C. (1992). "Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia)": field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 216: 339-364.
- DEBON, F. AND LE FORT, P. (1983). "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DEFALQUE, G.; DEMAFFE, D.; DUMONT, P. ET LALIEU, P. (1992). "Le Batholite de Los Pedroches (Sierra Morena). Etudes cartographique, pétrographique, géochimique, géochronologique et métallogénique". *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115: 77-89.
- DEFALQUE, G.; DUMONT, P. ET PANOU, G. (1971). "Le batholite granitique de Los Pedroches et ses minéralisations". *Bol. Soc. Belge Geol. Paléont. Hydrol.*, 80: 51-60.
- DELGADO, M.; LIÑÁN, E. Y PÉREZ LORENTE, F. (1977). "Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central". *Stvdia Geologica Salmant.* 12:75-90.
- DIDIER, J. AND BARBARIN, B. (1991). "Enclaves and Granite Petrology", *Developments in Petrology 13*, Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- DONAIRE, T. (1990). "Enclaves asociados a la granodiorita biotítica (\pm anfíbolo) del sector central del Batolito de Los Pedroches (Córdoba-España): clasificación e implicaciones petrogenéticas". *Tesis Licenc. Univ. Sevilla*, 133 p.
- DONAIRE, T.; PASCUAL, E.; PIN, C. AND DUTHOU, J.L. (1999). "Two-stage granitoid-forming event from an isotopically homogeneous crustal source: The Los Pedroches batholith, Iberian Massif, Spain". *GSA Bulletin*, 11(12): 1897-1906.
- EGUIUREN, E. (1983). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena". *Tesis Licenc. Univ. País Vasco*, 112 p.
- ERASO, A. Y GARROTE, A. (1984). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardeña (Córdoba)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 235-256.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. DE Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987). "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Memorias, Faculdade de Ciências Univ. Porto*, 1: 411-431.

- FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. Y 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*, 15:89-103.
- FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J.; Y QUESADA, C. (2013). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 859: Pozoblanco". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- FRASL, G. (1954). "Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemperierte Wachstums an den grossen Kalifeldspaten einiger Porphyranite". *Jb. Geol. Bund. Wien*, 47: 71-131.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1983). "Las cuencas de Valdeinfiemo y Benajarafe (Tournaisiense-Viseense): Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales, Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena)". *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 209-218.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1985). "El Carbonífero inferior del norte de la zona de Ossa-Morena (SW de España)". *C.R. X Int. Congr. Carbonífero*, 3: 173-186.
- GARCÍA CASCO, A. Y PASCUAL, E. (1987). "El plutón de Santa Eufemia (Bolotito de Los Pedroches, Córdoba, España): un granitoide epizonal de tipo S". *Geogaceta*, 2: 56-59.
- GARCÍA CASCO, A.; PASCUAL, E. Y CASTRO, A. (1987). "La asociación magmática del Batolito de Los Pedroches: ensayo de caracterización". *Geogaceta*, 2: 59-61.
- GARROTE, A. (1976). "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba), Sierra Morena Central". *Mem. e Not. Coimbra*, 82: 17-39.
- GARROTE, A.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. Y TIJERO, F. (1985). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba". *Temas Geol-Min.*, 7: 29-39.
- HARKER, A. (1909). "The Natural History of the Igneous Rocks". *Methuen, London*, 362 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. Y CABANAS, R. (1968). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 1^a serie, Hoja nº 858: El Viso". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. Y CABANAS, R. (1972). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 1^a serie, Hoja nº 859: Pozoblanco". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- HERRANZ, P. (1984). "El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro oriental de la provincia de Badajoz (SO de España)". *Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid*, 1200 p.
- HERTRICH, B. (1980). "Etude géologique et minière de la région de Venta de Azuel-Conquista (Cordoue, Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 152 p.
- HESS, P.C. (1989). "Origins of Igneous Rocks". *Harvard Univ. Press. London*, 336 p.

- HIGUERAS, P. Y MONTERRUBIO, S. (1992). "Magmatismo y mineralizaciones de edad silúrica en la Zona Centroibérica". In: J.C. Gutiérrez Marco; J. Saavedra; I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Badajoz: 535-543.
- JAGER, E. AND HUNZLKER, J.C. (1979). "Lectures in Isotope Geology", Springer-Verlag, Berlin, 329 p.
- JAEGER, J.C. (1957). "The temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet". *Amer. J. Sci.*, 255: 306-318.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. Y CONDE, L.N. (1974). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1: 1.000.000". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LARREA, F.J. (1987). "Estudio geológico del Batolito de Los Pedroches en la transversal de la Virgen de la Cabeza-Andújar (Jaén)". *Tesis Licenc. Univ. País Vasco*, 258 p.
- LARREA, F. (1998). "Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del Batolito de Los Pedroches". *Tesis Doctoral, Univ. País Vasco*: 459pp.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A. Y MENENDEZ, M. (1999). "Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones transtensionales: el plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza (batolito de Los Pedroches, España)". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular (International Meeting on Cadomian Orogens). Extended Abstracts*: 160-169.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; GIL IBARGUCHI, J.I.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y ORTEGA, L.A. (1992). "Petrología y geoquímica del plutón de Cardeña-Virgen de La Cabeza (Batalito de Los Pedroches)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17: 209-222.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; GIL IBARGUCHI, J.I.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. Y SÁNCHEZ PÉREZ, J.M. (1988). "El magmatismo hercínico del Batolito de Los Pedroches: la asociación plutónica en la zona de la Virgen de La Cabeza (Jaén, España)". *Actas II Congr. Geol. España*, 2: 43-46.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; YUSTA, I.; ORTEGA, L.A. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996). "Los diques trapiquandesíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (batolito de Los Pedroches, España)". *Geogaceta*, 20(3): 586-589.
- Larrea, F.J.; Cueto, L.A.; Quesada, C. y Fernández Ruiz, F.J. (2013). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 883: Virgen de la Cabeza". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. Y FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. (2013). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 881: Villanueva de Córdoba". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LARREA, F.J.; SANTISTEBAN, J.I.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y MARTÍN SERRANO, A. (2013). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 904: Andújar". *Instituto Geológico y Minero de España*.

- LE FORT, P. (1988). "Granites in the tectonic evolution of the Himalaya, Karakoram and southern Tibet". *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 326: 281-299.
- LE FORT, P.; CUNNEY, M.; DENIEL, C.; FRANCE-ALANORD, C.; SHEPPARD, S.M.F.; UPRETI, B.N. AND VIDAL, P. (1987). "Crustal generation of the Himalayan leucogranites". *Tectonophysics*, 134: 39-57.
- LE MAÎTRE, R.W.D., ED. (1989). "A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms, Recommendations of the I.U.G.S.", 193 pp. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*.
- LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SOUET, J. ET BOUIX, E. (1970). "Premiere mesure géochronologique en Sierra Morena: la granodiorite de Fontanosas, Ciudad Real, Espagne". *Geol. Mijnb.*, 49: 297-304.
- LIÑAN, E. (1984). "Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa-Morena". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.
- LOTZE, F. (1945). "Zür gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.
- MALLADA, L. (1880). "Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba". *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 7: 1-56.
- MALLADA, L. (1895). "Explicación del mapa Geológico de España. Tomo I: Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristalino". *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 19: 107-421.
- MÁRQUEZ TRIGUERO, E. (1966). "Contribución al estudio metalogénico de Los Pedroches". *Not. y Com. IGME*, 82: 9-26.
- MARTÍN RAMOS, J.D. Y RODRÍGUEZ GALLEGOS, M. (1975). "Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches (Venta de Azuel, Córdoba)". *Bol. Geol. Min.*, 86: 301-308.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997). "Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena". *Tesis Doctoral Univ. Granada*: 222 pp.
- MATA, J. AND MUNHA, J. (1985). "Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (south-central Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 71: 175-185.
- MATTE, P. (1986). "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe". *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MATTE, P. (1991). "Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in Western Europe". *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- MC CARTHY, T.S. AND HARTY, R.A. (1976). "Trace element distribution pattern and their relationship to the crystallization of granitic melts". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1351-1358.
- MENDES, F. (1968). "Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal". *Bol. Mus. Lab. Geol. Fac. Cienc. Lisboa*, 11: 3-155.

- MIRA, M.; ORTEGA, E. Y RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S. (1986). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 834: San Benito". *Instituto Geológico y Minero de España*, 51 p. + 1 mapa.
- OVTRACHT, A. ET TAMAIN, G. (1973). "Tectonique, migration des centres chauds et minéralisations dans le sud de la Meseta Ibérique". In: Raguin, E. (Ed.). *Les roches platoniques et leur rapport avec les gites minéraux. Masson et Cie.*, Paris: 191-211.
- PASCUAL, E. (1984). "El Batolito de Los Pedroches en el sector de Hinojosa del Duque-Santa Eufemia". *Mem. e Not. Coimbra*, 97: 39-50.
- PENHA, H.M. Y ARRIBAS, A. (1974). "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". *Bol. Geol. Min.*, 85: 271-273.
- PERCONIG, E. (1960-62). "Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulière du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)". *Libr. Hom. Prof. Fallot, Soc. Géol. France*, 1: 229-256.
- PERCONIG, E. Y MARTÍNEZ DÍAZ, C. (1977). "Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental". *Bol. Geol. Min.*, 88: 417-433.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979). "Geología de la Zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco- Belmez- Villaviciosa de Córdoba)". *Tesis Doct. Univ. Granada*, nº 281, 340 p.
- PROST-DAME, V. (1980). "Géologie et gitologie de la région de Castuera (Badajoz, Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 210 p.
- QUESADA, C. (1990). "Ossa-Morena Zone: An Introduction". In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin: 249-251.
- QUESADA, C. (1991a). "Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif ". *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA, C. (1991b). "Birth, life and death of Late Paleozoic basins related to sinistral transpression along the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia)". *6th Meet. W. Europ. Geol. Soc., Lisboa, Abstracts*, sect. 2.
- QUESADA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico. (Una historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico)". In: J.C. Gutiérrez Marco; J. SAAVEDRA; I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. Extremadura, Badajoz: 173-190.
- QUESADA, C.; BELLIDO, F.; DALLMEYER, R.D.; GIL IBARGUCHI, J.I.; OLIVEIRA, J.T.; PÉREZ ESTAÚN, A.; RIBEIRO, A.; ROBARDET, M. AND SILVA, J.B. (1991). "Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences". In: R.C. Dallmeyer; J.P. Lecorche (Eds.): *The West African Orogenes and Circum-Atlantic Correlations*, Springer-Verlag, Berlin: 267-294.

- QUESADA, C. AND DALLMEYER, R.D. (1994). "Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints". *Tectonophysics*, 231: 195-213.
- QUESADA, C.; FLORIDO, P.; GUMIEL, P. Y OSBORNE, J. (1987). "Mapa Geológico Minero de Extremadura". *Junta de Extremadura, Mérida, 131 p.*
- QUESADA, C.; ROBARDET, M. AND GABALDÓN, V. (1990). "Syn-orogenic stage (Upper Devonian-Carboniferous-Lower Permian) stratigraphy of the Ossa-Morena Zone". In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin: 273-279.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. AND DALLMEYER, R.D. (1990). "Overall geodynamic evolution of the Iberian Massif". In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin: 397-410.
- ROBARDET, M. (1976). "L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Seville, Espagne". *C.R Acad. Sci. Paris, D-283*: 999-1001.
- ROBARDET, M. AND DORÉ, F. (1988). "The late Ordovician diamictic formations from southwest-ern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S.; MIRA, M. Y ORTEGA, E. (1990). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 833: Hinojosa del Duque", *Instituto Tecnológico Geominero de España*, 57 p. + 1 mapa.
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; HERRERO, J. Y RODRÍGUEZ, S. (1974). "Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del Batolito de Los Pedroches (Córdoba)". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Natu. (Geol.)*, 72: 173-190.
- SÁNCHEZ CELA, V. Y APARICIO, A. (1969). "Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)". *Bol. Geol. Min*, 80: 344-351.
- SÁNCHEZ CELA, V. Y GABALDÓN, V. (1977). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 831: Zalamea de la Serena". *Instituto Geológico y Minero de España*, 28 p. + 1 mapa.
- SÁNCHEZ CELA, V. Y GABALDÓN, V. (1978). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2^a serie (Magna), Hoja nº 832: Monterrubio de la Serena". *Instituto Geológico y Minero de España*, 29 p. + 1 mapa.
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.G. Y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987). "Síntese geocronológica dos granitóides do Macizo Hespérico". In: F. Bea; A. Carnicer; L.E.; Gonzalo; M. López Plaza; M.D. Rodríguez Alonso (Eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Ed. Rueda, Madrid: 69-86.

- TIJERO, F. (1983). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Villanueva de Córdoba (Córdoba)". *Tesis Licenc. Univ. País Vasco*, 98 p.
- TREUIL, M. AND JORON, J.L. (1975). "Utilisation des éléments hygromagnétophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afaret de la Dorsale Medioatlantique". *Società Italiana Mineralogia e Petrologia*, 31: 125-174.
- WHITNEY, J.A. (1975). "The effects of pressure, temperature, and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions". *J. Geol.*, 83: 1-27.
- WHITNEY, J.A. (1988). "The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100:1886-1897.
- WINKLER, H.G.F. (1978). "Petrogenésis de las rocas metamórficas". *Ed. Blume, Madrid*, 346 p.
- WYLLIE, P.J. (1977). "Mantle fluid compositions buffered by carbonates in peridotite CO_2 - H_2O ". *J. Geol.*, 85: 187-207.
- WYLLIE, P.J. (1979). "Petrogenesis and the physics of the Earth". In: Yoder, R. S. Jr. (Ed.): *The Evolution of the Igneous Rocks*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J.: 483-520.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID