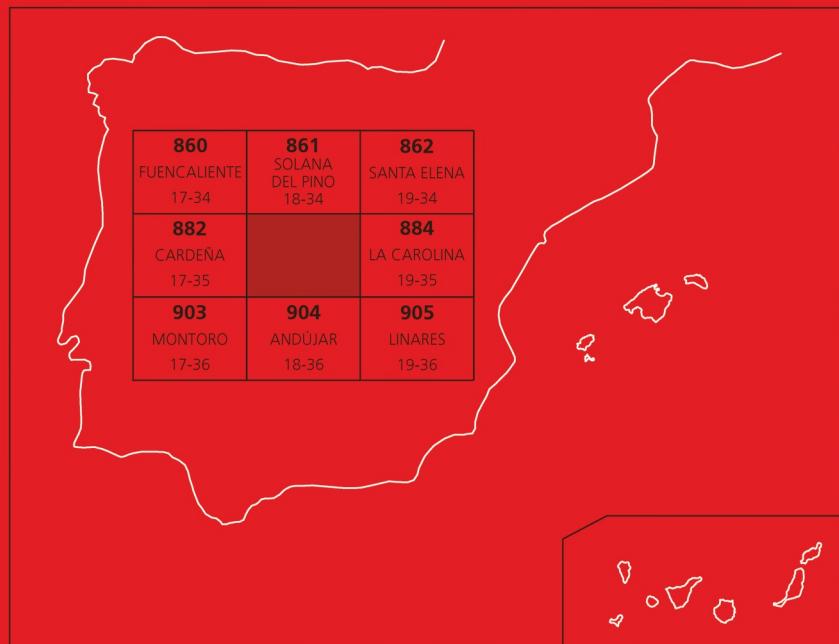




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# VIRGEN DE LA CABEZA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

VIRGEN DE LA CABEZA

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](http://www.igme.es)  
NIPO: 728-13-019-1  
ISBN: 978-84-7840-922-8  
Depósito legal: M-34939-2013

---

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

Las presentes Hoja y Memoria (Virgen de la Cabeza) 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 y actualización para edición.
- L.M. Martín Parra (I.G.M.E.). Revisión y actualización para edición.
- J. Vallejo Martínez (I.G.M.E.). Delineación.
- M<sup>a</sup>.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:

LARREA, F.J.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. (2013). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2<sup>a</sup> serie (MAGNA). Hoja nº 883: Virgen de la Cabeza". *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1992. Memoria finalizada y revisada en 2008.*

# ÍNDICE

<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	10
1.3. ANTECEDENTES	12
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	13
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	13
2.1. UNIDAD METASEDIMENTARIA. "CULM" DE LOS PEDROCHES	13
2.1.1. Grauvacas y pizarras (12). Cuarcitas de Cabezaparda-Rosalejo (13).	
Grauvacas (14). Conglomerados y grauvacas (15). Pizarras moradas	
(16). Carbonífero inferior	14
2.2. METADIABASAS (1)	16
2.3. UNIDAD PLUTÓNICA. BATOLITO DE LOS PEDROCHES	16
2.3.1. Grupo granodiorítico	19
2.3.1.1. Granodioritas con enclaves (2)	19
2.3.1.2. Microadamellitas porfídicas (3)	19
2.3.2. Grupo Granítico	20
2.3.2.1. Ganitos bióticos porfídicos (4)	20
2.3.2.2. Microgranitos bióticos (5)	21
2.3.2.3. Leucogranitos (6)	21
2.3.2.4. Aplitas y pegmatitas (8)	22
2.3.2.5. Pórfidos graníticos-adamellíticos (7)	22
2.3.3. Manifestaciones tardías. Filones sinplutónicos microdioríticos (9).	
Diabasas (10) Filones de cuarzo (11)	23
2.3.4. Dataciones absolutas de los procesos magmáticos	23
2.4. DEPÓSITOS RECIENTES	24
2.4.1. Arcosas y conglomerados (17). Terciario	25
2.4.2. Gravas, arenas y limos (18). Aluvial .Cuaternario	27
<b>3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b>	27
3.1. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD METASEDIMENTARIA	28
3.1.1. Estructuras mayores	29
3.1.2. Estructuras tardías	29
3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PLUTÓNICA	30
3.2.1. Emplazamiento del Grupo Plutónico granodiorítico	31
3.2.2. El haz filoniano de pórfidos granodioríticos	32
3.2.3. Emplazamiento del Grupo Granítico	34

3.2.4. El haz filoniano de pórfidos graníticos adamellíticos .....	35
3.3. FRACTURACIÓN TARDIVARISCA .....	35
3.4. RECAPITULACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA REGIONAL .....	38
3.4.1. Generación de la cuenca de Los Pedroches .....	38
3.4.2. Inversión de la cuenca de Los Pedroches .....	39
3.4.3. Emplazamiento del Batolito de Los Pedroches .....	39
3.4.4. Fracturación tardivarisca .....	40
<b>4. PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA .....</b>	<b>40</b>
4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS .....	40
4.1.1. Metadiabasas (1) .....	40
4.1.2.1. Granodioritas con enclaves (2) .....	40
4.1.2.2. Microadamellitas porfídicas (3) .....	42
4.1.3. Grupo Granítico .....	43
4.1.3.1. Granitos biotíticos porfídicos (4) .....	43
4.1.3.2. Microgranitos biotíticos (5) .....	45
4.1.3.3. Leucogranitos (6) .....	45
4.1.3.4. Pórfidos graníticos-adamellíticos (7) .....	46
4.1.3.5. Diques aplíticos (8) .....	46
4.1.4. Diques microdioríticos (9) .....	46
4.1.5. Diques de diabasas (10) .....	46
4.1.6. Diques de cuarzo (11) .....	47
4.2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS DEL BATOLITO .....	47
4.2.1. Diagramas de variación de elementos mayores .....	48
4.2.2. Diagramas de variación de elementos traza .....	48
4.2.3. Otros diagramas .....	51
4.2.4. Geoquímica isotópica .....	54
4.3. METAMORFISMO .....	69
4.3.1. Metamorfismo regional .....	69
4.3.2. Metamorfismo de contacto .....	69
4.4. RECAPITULACIÓN PETROGENÉTICA .....	70
4.4.1. Características de las áreas fuente .....	70
4.4.2. Fuentes de calor .....	71
4.4.3. Ambiente tectónico .....	72
4.4.4. Evolución magmática .....	72
4.4.4.1. Fusión parcial .....	73
4.4.4.2. Segregación, ascenso y emplazamiento .....	74
4.4.4.3. Diferenciación y evolución magmática .....	76
<b>5. HISTORIA GEOLÓGICA .....</b>	<b>78</b>
5.1. EVOLUCIÓN PREVARISCA .....	79
5.2. EVOLUCIÓN DURANTE LA OROGENIA VARISCA .....	79
5.3. EVOLUCIÓN POSTVARISCA .....	81
<b>6. GEOLÓGIA ECONÓMICA .....</b>	<b>82</b>
6.1. INDICIOS MINERALES .....	82
6.2. HIDROGEOLOGÍA .....	85
6.2.1. Climatología .....	85
6.2.2. Hidrología superficial .....	85
6.2.3. Características hidrogeológicas .....	86

<b>7. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	.89
------------------------------	-----

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja 883 Virgen de la Cabeza, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está ubicada en la comarca de Sierra Morena, que se extiende al norte de la Comunidad Autónoma de Andalucía, en las Provincias de Córdoba y Jaén, ambas representadas en esta hoja, si bien su mayor parte corresponde al Término Municipal de Andújar (Jaén).

En esta hoja no hay ningún núcleo de población, toma el nombre del Santuario que se ubica próximo a su borde meridional, incluso las aldeas como Casas Las Navas de Pedro Vagar, no están habitadas permanentemente, muchos de los cortijos y casas están rehabilitadas como residencias de ocio y se usan esporádicamente.

Sólo hay dos vías de comunicación la de Andújar a Solana del Pino y Andújar a Contadero, ambas se pueden calificar de caminos asfaltados. Pero la red de caminos rurales es muy densa y permite el acceso a casi todos los puntos de la hoja, son caminos de servicio de las fincas y es necesario el permiso de los dueños ya que todas están valladas con vallas cinegéticas.

La actividad económica principal es la caza mayor, todas las fincas están preparadas para la caza y se hace un mantenimiento con repoblaciones para este fin. En algunas fincas esta actividad se complementa con la ganadería extensiva de ganado bovino y de lidia. La zona está protegida como Parque Natural de las Sierras de Andújar, pero no se proporciona ninguna actividad turística relacionada con este tipo de parques.

Esta Comarca de Sierra Morena es uno de los parajes del sur de Europa donde se conserva el bosque mediterráneo con influencia atlántica. El relieve es escarpado, con elevaciones de 800 m, el vértice más alto tiene 845 m (Aljibillo), pero con diferencias de cotas de más de 500 m. Los cerros están peneplanizados a cotas entre 600 y 700 m, y los valles muy encajados por la acción erosiva de la cuenca del Guadalquivir.

La vegetación arbórea autóctona es de encinas en llanos y laderas más secas, a veces mantenida en forma de dehesa, de alcornoques en las zonas más húmedas, y en cotas elevadas y laderas sombrías, junto a las encinas crecen quejigos y robles. En general, crece un espeso matorral de jaras y matas, cada vez más extendido por la ausencia de actividad humana. En zonas del sur, próximas al Santuario, hay repoblaciones de pinos bastante antiguas.

El aislamiento y la ausencia de población son los principales factores que han contribuido a que se mantenga la fauna autóctona con núcleos de supervivencia de lince ibérico, lobos, zorros, meloncillos, águilas, alimoches y ofidios. Y un fuerte desarrollo de especies cinegéticas autóctonas como el ciervo y el jabalí; otras introducidas como el gamo y el muflón; y las de caza menor conejo, perdiz, etc.

La hoja pertenece en su totalidad a la cuenca del Guadalquivir, el río principal es el Jándula que la atraviesa de norte a sur, con un afluente principal al oeste, el río Sardinilla, y con dos embalses el Jándula al norte y Encinarejo al sur. El otro cauce importante es el río de las Yeguas que transcurre por la esquina suroccidental, con su afluente el río Cabrera. Estos son los cauces permanentes, el resto de la red fluvial tiene poca longitud, definen una red dendriforme y sus cauces son estacionales. Aún así desarrollan una vegetación de alisedas, fresnedas y saucedas con denso sotobosque, muy rico en fauna entre la que destaca la presencia de nutrias.

Toda la red fluvial está muy encajada por el efecto remontante del Guadalquivir.

## 1.2. MARCO GEOLÓGICO

En la Hoja de Virgen de la Cabeza están representadas dos unidades de extensión regional, en la mitad suroccidental afloran las rocas del Batolito de Los Pedroches y en la nororiental los materiales del "culm" carbonífero de Los Pedroches en los que intruyen. Esta hoja se ha realizado dentro de un Proyecto de cinco hojas, desde la de Pozoblanco hasta la de Andújar, que ha permitido estudiar la terminación oriental del Batolito y sus relaciones con el encajante.

El Batolito de Los Pedroches (Fig. 1), es 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).

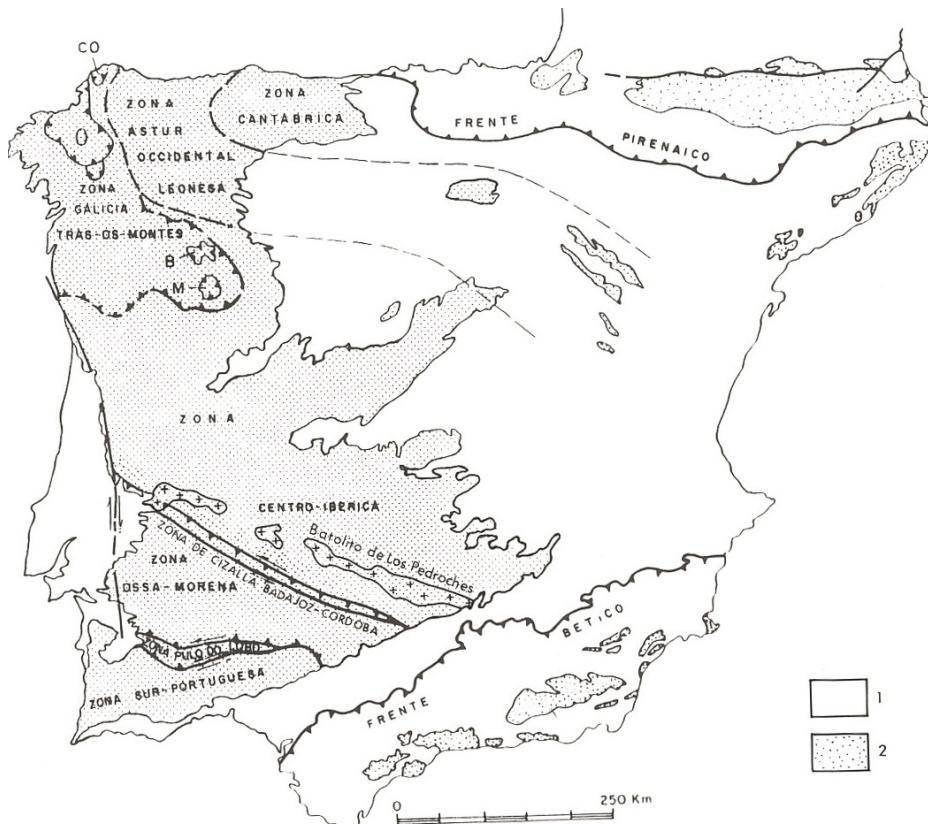


Fig. 1.- Mapa zonal del Macizo Ibérico con la localización del Batolito de Los Pedroches. 1) Cobertura Mesozoica y Cenozoica. 2) Sustrato Paleozoico. Basada en Julivert *et al.* (1974) modificada por Robardet (1976) y Farias *et al.* (1987)

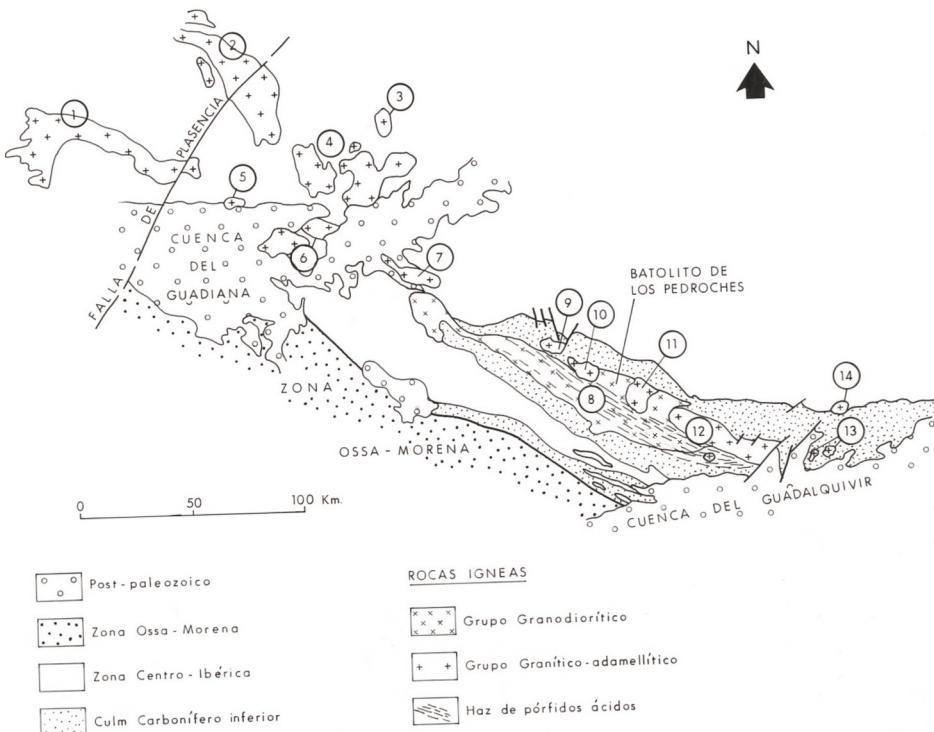


Fig. 2.- Esquema cartográfico del Batolito de Los Pedroches y plutones asociados. 1) Nissa-Alburquerque. 2) Cáceres. 3) Trujillo. 4) Montánchez. 5) La Roca de la Sierra. 6) Mérida. 7) La Haba. 8) Los Pedroches. 9) Santa Eufemia. 10) El Guijo. 11) Mogabar. 12) Cardeña-Virgen de la Cabeza. 13) Linares.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

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 proterozoica y 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 100 km 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 tiene a orientarse en sentido E-O.

### 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, 1926 a, 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 Cardeña, vecinas de la de Virgen de la Cabeza.
- 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 GALLEG (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 Virgen de la Cabeza: DONAIRE, (1990); LARREA, (1987); LARREA *et al.* (1992); DEFALQUE *et al.*, (1992); LARREA *et al.* (1996a y b).

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

#### 1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

La Hoja nº 883 de Virgen de la Cabeza incluye desde el punto de vista geológico dos unidades claramente diferenciadas. Por un lado, la mitad suroccidental de la hoja está ocupada por una unidad plutónica compleja que pertenece al sector oriental del Batolito de Los Pedroches. Por el otro, el nordeste de la hoja muestra 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 y cuaternarios) 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 es exclusivamente ígnea.

#### 2.1. UNIDAD METASEDIMENTARIA. "CULM" DE LOS PEDROCHES

La mitad nordeste de la Hoja de Virgen de la Cabeza está ocupada 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.

Se trata de una potente sucesión detrítica (pizarras, grauvacas y conglomerados) de edad Carbonífero inferior, que forma parte del denominado “culm” de Los Pedroches (PÉREZ LORENTE, 1979). Esta unidad litoestratigráfica compleja recubre en discordancia cartográfica a la secuencia inferior de plataforma, a través de un hiato sedimentario más o menos amplio según sectores. A diferencia de la unidad 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.).

2.1.1. Grauvacas y pizarras (12). Cuarcitas de Cabezaparda-Rosalejo (13). Grauvacas (14). Conglomerados y grauvacas (15). Pizarras moradas (16). Carbonífero inferior

En esta hoja no se puede observar la base de esta potente secuencia detrítica, aunque en la descripción que hace LARREA (1998) de los materiales al norte del batolito, reconoce en la parte basal una serie de niveles de conglomerados y microconglomerados, con gran continuidad, que pasan lateralmente a areniscas, característicos de un medio litoral costero de alta energía y nivel de costas inestable. Localmente también aparecen una serie de “sills” y diques básicos, como se observa en el límite occidental.

La parte superior de la secuencia corresponde a una sedimentación más lutítico-arenosa que se va instalando progresivamente en la cuenca.

Las facies predominantes en la Hoja de Virgen de la Cabeza corresponden a alternancias centí/decimétricas de pizarras arcillosas negras y grauvacas, en bancos con granoselección positiva, con características de turbiditas diluidas (secuencias de Bouma de tipos  $T_{ca}-T_d$ , predominantes). Esporádicamente, aparecen intercalados paquetes métricos, de corrida hecto/kilométrica, constituidos por grauvacas masivas, conglomerados y localmente carbonatos, así como diques o “sills” de rocas volcánicas básicas espilitizadas (1). No se ha detectado ningún tipo de ciclicidad, a ninguna escala.

En cartografía se han diferenciado, dentro de esta secuencia, cuatro niveles:

- Grauvacas (14), son niveles con las mismas características generales, en los que la proporción de estratos de grauvacas es mucho mayor que la de las pizarras.
- Conglomerados y grauvacas (15). 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 intra-

cuencales, 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.

- Pizarras moradas (16). Intercalados entre los paquetes detríticos descritos en la Loma de Navalonguilla hay varios niveles métricos de lutitas moradas con polvos de hematites. La composición mineralógica está formada por óxidos de Fe, cuarzo, sericitia y clorita, interpretándose como polvos de hematites procedentes de un foco volcánico próximo. También en otros puntos como en las hojas de Villanueva de Córdoba y Espiel se encuentran en estos niveles rocas volcánicas de composición ácida y rocas piroclásticas, por lo que se atribuye esta litología a la actividad volcánica. El medio de depósito sería marino de poca de poca profundidad y poco energético. En el que islas volcánicas, origen de los materiales volcánicos, propiciaron la formación de barreras coralinas.
- Cuarcitas de Cabezaparda-Rosalejo (13). Con esta denominación se hace referencia a una serie detrítica que aflora entre las localidades citadas y da lugar a un fuerte relieve (Cabezaparda). Los contactos de esta serie con el "culm" son tectónicos; el meridional se concreta en una banda de cizalla hectométrica que va cortando niveles en la serie. La septentrional es una fractura bien expuesta en las orillas del embalse del Jándula. La serie aflora en un anticlinal que cierra periclinalmente en el cerro Cabezaparda y hacia el oeste se prolonga entre facturas hasta el cerro Rosalejo.

La serie consiste en una alternancia de areniscas cuarcitas blancas de grano fino y pizarras negras, sin apenas términos intermedios, la proporción es al 50%. Las areniscas tienen estructuras canalizadas, los estratos, decimétricos, tienen corridas decamétricas relevándose con otros de igual características. Todos tienen estructuras sedimentarias de muro y laminaciones cruzadas, algunas con fuerte ángulo. En las pizarras se observan laminaciones paralelas. Localmente, en paquetes laminados, se ha observado "slumping". En varios tramos de la serie los estratos de arenisca se amalgaman y dan lugar a paquetes cuarcíticos de espesor pluridecamétrico, en los que se siguen observando las estructuras sedimentarias aunque con niveles masivos.

Es característica la presencia de intensa bioturbación en toda la serie, observándose *skolithos* verticales en las pizarras, con frecuencia deformados, y "burrows" en las areniscas. Se han podido identificar *Planolites*, *Treptichnus* y *Rosselia*.

Una posible reconstrucción de la serie daría un paquete basal de cuarcitas de grano grueso blancas, con paquetes ferruginosos de unos 20 m de espesor, una alternancia de areniscas y pizarras con algunos tramos cuarcíticos métricos de hasta 400 m de potencia. La serie culmina con un nivel con predominio de cuarcitas blancas. Y a techo aparece un tramo de 40-50 m de cuarcitas negras-grises en estratos decimétricos.

Se trata de una serie de plataforma somera batida por el oleaje, sus características apuntan a que pertenezca al Devónico, pero no se han descrito series similares en ninguna otra zona. Al no encontrarse fósiles que daten, se ha optado por atribuirla al "culm".

La potencia total de la secuencia "culm" es muy difícil de calcular, menos aún en esta hoja que está incompleta, por lo hay que remitirse a datos regionales en donde se estima una potencia total de la serie entre 1000 y 3000 m.

Los paquetes de conglomerados localmente son carbonatados, entre los clastos carbonatados, generalmente angulosos, son muy abundantes los fragmentos de fósiles. En la vecina Hoja de Hinojosa del Duque, RODRÍGUEZ PEVIDA *et al.* (1990) 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.

Conviene resaltar que, hasta la fecha, no se han encontrado en afloramientos del "culm" de Los Pedroches situados al norte del batolito, es decir los de esta hoja, 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 sericitita, 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, anfíbolo actinolítico, epidota y opacos, sin que hayamos observado ningún relicto de la paragénesis ígnea original, si bien la textura primaria, intersertal a subofítica, está perfectamente preservada.

## 2.2. METADIABASAS (1)

Este grupo de rocas tiene difícil ubicación, ya que son anteriores a la intrusión de la Unidad Plutónica y sus relaciones con las rocas del "culm" están enmascaradas por el metamorfismo de contacto. Son rocas subvolcánicas, intercaladas como diques o "sills" en los materiales detríticos carboníferos. Su litología está retrogradada por el metamorfismo regional y el de contacto superpuestos. Es probable que pertenezcan al intenso vulcanismo básico que existe en la base del Carbonífero en esta región.

Aparecen a lo largo de la aureola de contacto y llegan a formar un denso haz en el borde occidental de la hoja, continuándose en la vecina Hoja de Cardeña.

## 2.3. UNIDAD PLUTÓNICA. BATOLITO DE LOS PEDROCHES

La mayor parte de la superficie de la Hoja de Virgen de la Cabeza, su mitad nororiental (Fig. 3), está constituida por rocas ígneas-plutónicas y filonianas que pertenecen al sector oriental del Batolito de Los Pedroches. El extenso afloramiento ígneo es bastante homogéneo, tanto composicional como estructuralmente, aunque se reconocen en esta hoja los diferentes grupos litológicos regionales, que representan cuerpos intrusivos estructuralmente diferentes.

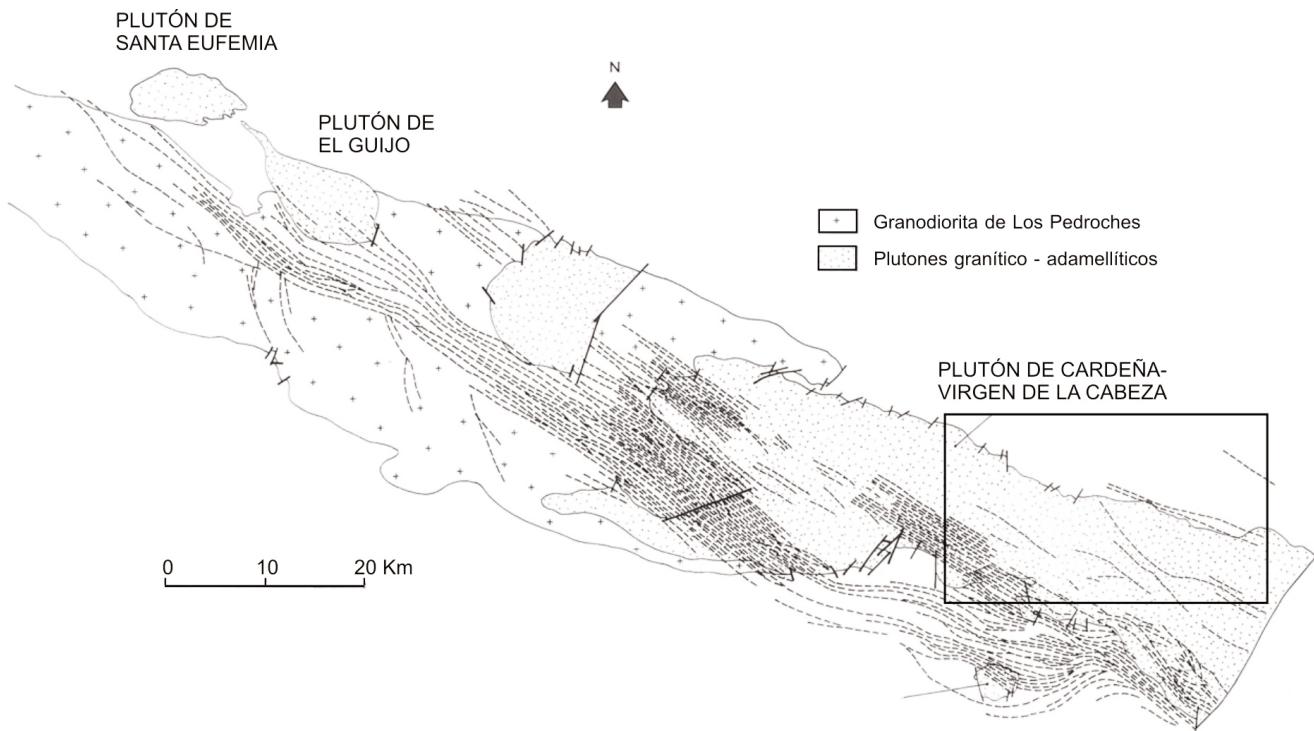


Fig. 3.- Distribución de Unidades en la Hoja de Virgen de la Cabeza

La descripción petrográfica y geoquímica de los diversos tipos de rocas ígneas será abordada más adelante (véase 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.

Su nivel de emplazamiento es epizonal y se ha estimado que corresponde a una profundidad inferior a 4 km (Pascual, 1984).

Con respecto a sus relaciones con la tectónica regional, las intrusiones son de carácter tardicinemático hasta postcinemático. Su emplazamiento se supone sincrónico con un régimen transtensivo que genera zonas de cizalla subverticales de escala cortical de dirección N120°E (ALONSO OLAZABAL *et al.*, 1999). Esta etapa extensional sería posterior a la principal etapa compresiva que da lugar al metamorfismo regional.

Desde el punto de vista petrológico, su espectro composicional es restringido y principalmente fluctúa entre granodioritas y leucogranitos. El complejo plutónico básicamente está formado por dos grupos: una alineación granodiorítica biotítica y otra alineación granítica con cordierita (granitoídes tipo Cabeza de Araya), que se disponen en dirección ONO-ESE, subparalelamente a las principales estructuras variscas.

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 existen relaciones que indican una cierta contemporaneidad de los dos grupos litológicos principales, en el área que nos ocupa, existe una clara separación temporal entre la cristalización del grupo granodiorítico, por una parte, y la del grupo granítico por otra.

En esta hoja, las rocas pertenecientes al grupo granodiorítico están restringidas a un pequeño afloramiento en el entorno del cerro Humilladero, en el centro de la hoja, con contactos intrusivos, y que como se observa en el corte II-II', está cortado por las rocas del Grupo Granítico y a una banda alargada NO-SE que va desde el cerro Fuencubierta hasta las Casas de Montealegre. El resto de las rocas ígneas se adscriben a este último grupo, con la excepción de los diques sin-plutónicos microdioríticos (9), cuya adscripción es dudosa, teniendo en cuenta las relaciones con el encajante.

### 2.3.1. Grupo granodiorítico

Este grupo aflora principalmente en los sectores central y occidental del batolito, constituyendo la mayor parte del conjunto plutónico de Los Pedroches y la zona septentrional del plutón de Linares (CARRACEDO, 1991; LARREA, 1998), en el sector oriental está representada por dos pequeños cuerpos de granodioritas, la granodiorita del Humilladero (en esta hoja) y la granodiorita de La Fenandina (Larrea *et al.*, 1994); y por algunos cuerpos de microadamelíticas porfídicas, como el de Fuencubierta-Casas de Montealegre, que posiblemente representen megaenclaves del Grupo Granodiorítico en el Grupo Granítico.

Los principales tipos ígneos que componen este grupo son granodioritas, siguiendo en proporción adamellitas, microadamelíticas y un importante haz de diques de composición intermedia como pórfidos granodioríticos, microdioríticos y dioríticos. La granodiorita con enclaves microgranudos representa la facies común de este grupo, siendo con mucho la más ampliamente representada, así como la más antigua en cristalizar. En general, se trata de una roca biotítica ± anfíbolo con textura hipidiomórfica inequigranular, de grano medio-fino, y en ocasiones ligeramente porfídica. Como minerales accesorios presenta titanita allanita, círcón y apatito. Son abundantes los enclaves microgranudos máficos y felsicos de composición diorítica, tonalítica y granodiorítica.

#### 2.3.1.1. Granodioritas con enclaves (2)

Está representada en esta hoja, por el cuerpo del Humilladero. Es una roca granuda muy homogénea y de color gris-gris azulado. Su mineralogía principal consta de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita, apareciendo moscovita con carácter esporádico. Como minerales accesorios se encuentran, círcón, apatito, minerales opacos (ilmenita y sulfuros) y turmalina. Los minerales secundarios son: moscovita, clorita, epidota, titanita, calcita, opacos, feldespato potásico, rutilo, albita y cuarzo.

Presenta texturas holocristalinas, hipidiomórficas e ineqüigranulares seriadas de grano medio a medio-fino. Contiene fenocristales idiomorfos de plagioclasa con un tamaño máximo de 1 cm que le dan a la roca un carácter porfídico.

#### 2.3.1.2. Microadamelíticas porfídicas (3)

Afloran en una banda de dirección NO-SE que va desde el cerro Fuencubierta hasta Casas de Montealegre. Sus contactos con las rocas del Grupo Granítico son intrusivos. Los contactos con los leucogranitos son transicionales.

Son rocas homogéneas de color gris y con un porfidismo que se define por la presencia de megacristales de feldespato potásico (2-4 cm y en ocasiones hasta 6 cm). También contienen fenocristales de cuarzo (1,5 cm) y de plagioclasa ( $\leq 1,5$  cm).

La mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, encontrándose moscovita en alguna variedad. Como minerales accesorios se encuentran apatito, círcón, opacos (ilmenita y sulfuros de Cu y Fe) y xenotima. Los minerales secundarios son: clorita, moscovita, turmalina, epidota, titanita, rutilo, opacos, carbonatos, albita, cuarzo y feldespato potásico. Tienen una textura holocristalina, hipidiomórfica ineqüigranular y porfídica debido a la presencia de escasos megacristales de feldespato potásico (normalmente 2-4 cm), fenocristales de cuarzo y fenocristales de plagioclasa.

### 2.3.2. Grupo Granítico

El Grupo Granítico está bien representado en los sectores central y oriental del batolito, trazando una dirección N120°E, definida por la orientación de varios cuerpos plutónicos que de oeste a este son: La Haba, Santa Eufemia, El Guijo, Mogabar, Cardeña-Virgen de la Cabeza, La Nava y Guadalén-Arquillos (CARRACEDO, 1991; LARREA, 1998).

Está formado principalmente por granitos biotíticos ± 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-grueso. Presenta cordierita, turmalina y andalucita de forma ocasional y apatito, circón, monacita, xenotima e ilmenita como minerales accesорios. A diferencia del grupo granodiorítico la presencia de enclaves es muy escasa. En conjunto, los plutones de esta unidad presentan afinidad con las facies tipo Cabeza de Araya del batolito de Extremadura Central (BEA *et al.*, 1987).

Además existe una densa red filoniana asociada, que en esta hoja está representada por diques graníticos, bien representados en el entorno del río Yeguas, esquina suroccidental de la hoja.

Prácticamente la totalidad de las rocas plutónicas que afloran en esta hoja pertenecen al conjunto plutónico de Cardeña-Virgen de la Cabeza; se trata de un complejo plutónico tardí-pos-tcinemático que se sitúa en la parte oriental del Batolito de Los Pedroches, y se extiende por las hojas nº 859 (Pozoblanco), 881 (Villanueva de Córdoba), 882 (Cardeña), 883 (Virgen de la Cabeza), 903 (Montoro), 904 (Andújar), 884 (La Carolina) y 905 (Linares). Es un cuerpo alargado en la dirección N120°E, con unos 50 km de longitud y entre 10 y 15 km de anchura.

Sus contactos por el N y S son intrusivos con los metasedimentos del "culm" de Los Pedroches. En el extremo occidental tiene contactos intrusivos o graduales con el Grupo Granodiorítico del Batolito de Los Pedroches. Por el SE termina a favor de una importante fractura de dirección NE-SO y está recubierto por sedimentos postpaleozoicos.

LARREA (1998) diferenció en la parte oriental de este conjunto: granitos porfídicos (de grano grueso y de grano fino), adamellitas biotíticas (adamellita porfídica de grano grueso y microadamellita poiquilitica) y leucogranitos aplíticos de dos micas. En esta hoja se han diferenciado:

- Granitos biotíticos porfídicos (4)
- Microgranitos biotíticos (5)
- Leucogranitos (6)
- Aplitas y pegmatitas (8)
- Pórfidos graníticos (7)

#### 2.3.2.1. Granitos biotíticos porfídicos (4)

Es la litología más extendida, por el norte intruyen en el encajante y los contactos tienen un trazado lineal. En comparación con las granodioritas del batolito, contienen escasos enclaves microgranulos y xenolíticos, aunque localmente como en el borde meridional pueden ser más frecuentes.

Presentan un porfidismo definido por la presencia de megacristales de feldespato potásico (tamaño máximo  $\approx$  6 cm). La matriz tiene un tamaño de grano grueso. La distribución de los

megacristales no es uniforme y en ocasiones están orientados por flujo magmático.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran: circón, apatito, minerales opacos y monacita. Los minerales secundarios son: clorita, moscovita, calcita, epidota, opacos, titanita, albita, cuarzo y feldespato potásico.

La textura de estas rocas varía desde hipidiomórfica inequigranular porfídica hasta alotriomórfica equigranular o ligeramente porfídica. Contiene megacristales de feldespato potásico (3-6 cm), fenocristales de plagioclasa ( $\leq 2$  cm) y de cuarzo (1 cm).

#### 2.3.2.2. *Microgranitos biotíticos (5)*

En esta hoja afloran en el Santuario de Santa María de la Cabeza, como se observa en cartografía, sus contactos son graduales con los granitos porfídicos así como con los leucogranitos.

Los microgranitos biotíticos son mineralógica y texturalmente similares a los granitos biotíticos porfídicos de grano grueso. Las diferencias que presentan con respecto a aquellos son el tamaño de grano y la proporción y tamaño de los megacristales de feldespato potásico ( $\leq 4-5$  cm). Son rocas masivas porfídicas con fábrica isótropa y de color gris.

Su mineralogía principal consta de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los minerales accesorios son: circón, apatito y minerales opacos (ilmenita). Los minerales secundarios son: clorita, moscovita, opacos, cuarzo, albita, calcita, epidota titanita, rutilo y feldespato potásico.

Tienen texturas holocristalinas, hipidiomórficas a alotriomórficas inequigranulares. El porfidismo es debido a la presencia de fenocristales ( $\leq 1$  cm) de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa.

#### 2.3.2.3. *Leucogranitos (6)*

Se concentran en el cuadrante suroccidental de la hoja, son numerosos afloramientos, siempre de pequeña extensión, con formas muy diversas, aunque predominan las redondeadas también los hay alargados como diques. Están en contacto con todas las facies descritas anteriormente, y con todas presentan contactos graduales.

Se trata de leucogranitos biotíticos con moscovita, son rocas con tintes rosados claros o rojizos, inequigranulares y en ocasiones porfídicos debido a la presencia de fenocristales de feldespato potásico (1 cm) y cuarzo (1 cm).

Como minerales principales se encuentran: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los minerales accesorios son: biotita, circón, apatito y opacos (ilmenita), xenotima y en ocasiones moscovita. La mineralogía secundaria está compuesta por: moscovita, clorita, epidota, opacos, cuarzo y carbonatos.

Tienen texturas holocristalinas, hipidio-alotriomórficas, equi o inequigranulares de grano fino a medio. En ocasiones presenta carácter porfídico debido a la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespato potásico. Con frecuencia tienen cavidades miarolíticas y texturas micropegmatíticas.

#### 2.3.2.4. Aplitas y pegmatitas (8)

Aunque en otros puntos del batolito constituyen cuerpos, si bien nunca de grandes proporciones, en esta hoja aparecen sólo como diques de poca longitud y en todas direcciones, siendo frecuentes en la mitad occidental del afloramiento ígneo. Son rocas de color blanco amarillento, de tamaño de grano fino a medio ( $\leq 5$  mm), y en ocasiones tienen carácter porfídico debido a la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespato potásico (1-2 cm) y plagioclasa ( $\leq 1$  cm).

Su mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Como minerales accesorios se encuentran: biotita, circón apatito, opacos y en algunas variedades turmalina. Los minerales secundarios son: moscovita, clorita, epidota, opacos, cuarzo, feldespato potásico y carbonatos.

Tienen texturas holocristalinas, hipidiomórficas-alotriomórficas equigranulares de tamaño de grano fino a medio. En ocasiones tienen aspecto porfídico debido a la presencia de fenocristales de feldespato potásico (1-2 cm) y plagioclasa ( $\leq 1$  cm). Pueden desarrollarse en ella dominios con texturas micropegmatíticas y microcavidades miarolíticas.

#### 2.3.2.5. Pórvidos graníticos-adamellíticos (7)

Los pórvidos graníticos afloran en esta hoja en dos posiciones principalmente, intruyendo en el encajante en las proximidades de la presa del embalse del Jándula; y en su esquina suroccidental, en el entorno del río Yeguas. Éste último forma parte de 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, con una composición similar en todo el Batolito de Los Pedroches, al que recorren en su borde septentrional.

Su composición principal es granítica, son rocas competentes que se destacan en la topografía, de color rosado claro, porfídicas, con fenocristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa, a veces biotita, inmersos en una matriz afanítica rosada. 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 pórvidos de composición adamellítica, comparables composicionalmente a las microadamellitas descritas anteriormente, que no han sido diferenciados en cartografía de los granítico-riolíticos, con los que localmente forma diques híbridos.

A escala del batolito los tipos filonianos, muestran relaciones cronológicas interesantes con los tipos plutónicos. Todos los diques cortan a las rocas del grupo granodiorítico, incluyendo los graníticos, sin embargo, éstos solo 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 (Fig. 3).

En el caso concreto del plutón de Mogábar (Hoja nº 859, Pozoblanco), puede observarse como algunos filones de pórvidos granítico-riolíticos son cortados por el contacto intrusivo del mismo, hecho especialmente visible en el borde occidental de la intrusión; otros diques penetran escasamente unos pocos centenares de metros; y, finalmente, solo unos pocos cortan claramente a través de la intrusión en su totalidad. Este tipo de relaciones sugiere 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.

En cualquier caso, todas las manifestaciones plutónicas y filonianas, graníticas, en la Hoja de Virgen de la Cabeza se pueden considerar, a escala de tiempo geológico, coetáneas.

### 2.3.3. Manifestaciones tardías. Filones sinplutónicos microdioríticos (9). Diabasas (10). Filones de cuarzo (11)

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 (9 y 10) y, por otra, una red de filones hidrotermales, generalmente de orientación NNE-SSO, espaciados y con notable continuidad lateral, llenados de cuarzo y óxidos de hierro (11). En el sector noroccidental del batolito, no obstante, se ha observado que algunos de estos filones están llenados también por carbonatos y barita.

Los primeros son difíciles de encajar estratigráficamente, por su carácter esporádico, escasos espesor y continuidad y pobreza de afloramiento. Son, con certeza, posteriores a las granodioritas, a las que cortan, mediante fracturas frágiles muy limpias, y a las rocas del Grupo Granítico, de ahí su atribución a un evento tardío, tal vez muy separado en el tiempo de la actividad plutónica principal.

Los filones de cuarzo (11), 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.

### 2.3.4. 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, obtenidos en el estudio regional llevado a cabo al realizar cinco hojas en esta transversal del batolito. 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, 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.

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  $^{87}\text{Rb}$  de  $1,42 \cdot 10^{11}$  años, siguiendo la recomendación de la I.U.G.S.

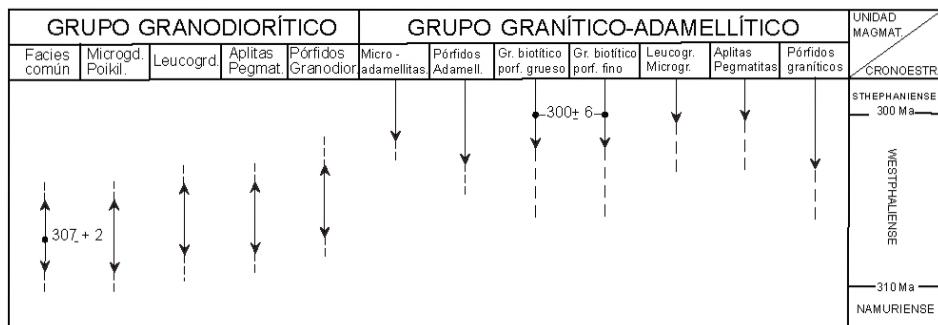


Tabla 1.- Geocronología de la Unidad Plutónica en el Batolito de Los Pedroches

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  $307 \pm 2$  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  $300 \pm 6$  Ma.

En conclusión, el segmento del Batolito de Los Pedroches expuesto en esta zona tuvo su desarrollo en el intervalo comprendido entre el Westphaliense inferior y el límite Westphaliense/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).

#### 2.4. DEPÓSITOS RECIENTES

Los afloramientos de materiales post-paleozoicos en la Hoja de Virgen de la Cabeza son muy escasos, estando restringidos, aquellos con entidad suficiente para ser cartografiados, a dos tipos de depósitos recientes, claramente diferenciados, ambos con marcado carácter fluvial, el más antiguo atribuido al Terciario se conserva en las monteras de las lomas a cotas entre 620 y 640 m al N y cotas de 320 m al S. Y los aluviales que, con entidad, sólo aparecen en las terrazas del río Sardinilla, ya que el resto está cubierto por los embalses.

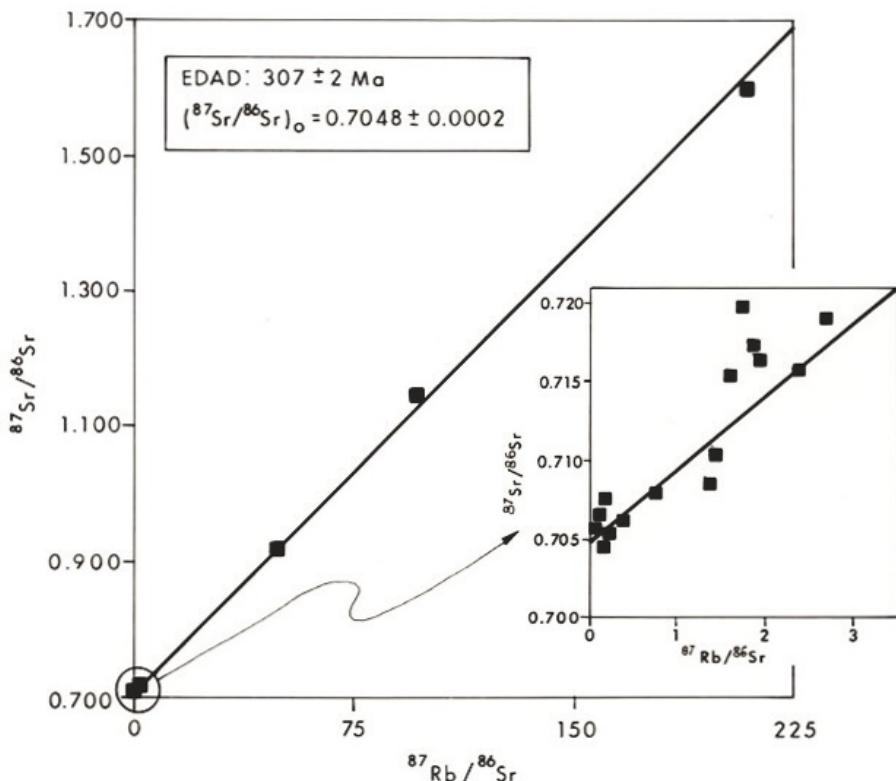


Fig. 4.- Isocrona de la granodiorita de Los Pedroches

#### 2.4.1. Arcosas y conglomerados (17). Terciario

Se trata de unos depósitos subhorizontales, apenas consolidados, discordantes sobre los materiales paleozoicos, y que se extienden de forma discontinua hacia las hojas vecinas. Forman parte de una alineación estrecha, que con carácter discontinuo se extiende en dirección ONO-ESE, desde la Hoja de Pozoblanco hacia el sureste hasta las proximidades de la depresión de Bailén.

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.

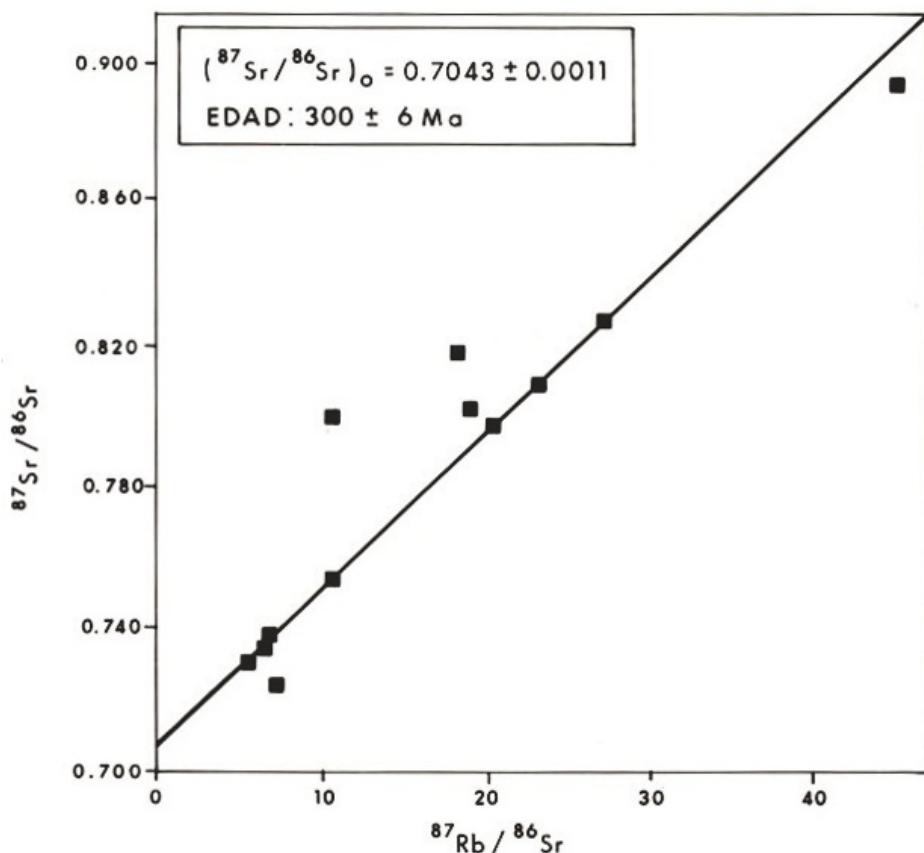


Fig. 5.- Isocrona del plutón de El Guijo

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 cantos centimétricos de cuarzo y cuarcita. Los bancos arenosos, con frecuencia amalgamados, tienen espesores decimétricos a métricos y están separados por tramos centí 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 cantos centimétricos (15-20 cm de diámetro máximo), muy redondeados, de cuarcita y cuarzo filoniano. Es notoria la ausencia de cantos 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 polícíclica 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.

#### 2.4.2. Gravas, arenas y limos (18). Aluvial. Cuaternario

Únicamente en las terrazas del río Sardinilla, existen depósitos cuaternarios con 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.

Se incluyen aquí los depósitos ligados a la evolución reciente del río Jándula y su afluente el Sardinilla, que ocupan sus cauces actuales, los tramos abandonados y pequeñas terrazas colindantes con ellos. 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.

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 diferentes materiales que afloran en la Hoja de Virgen de la Cabeza fueron sometidos, en diversa intensidad, tanto durante su formación como posteriormente, a la acción de varios eventos de actividad tectónica, de naturaleza diversa, cuyo efecto acumulado dio como resultado la estructura que actualmente presentan.

De todos ellos, la Orogenia Varisca fue sin duda la más importante en este 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 Unidad metasedimentaria está constituida exclusivamente por los materiales del "culm", se trata de una unidad litológicamente muy monótona, en la que, con el apoyo de las trazas de capa, se han definido una serie de pliegues, que aproxima al conocimiento de la estructura de este afloramiento. El "culm" tiene 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 SO, definiendo una ligera vergencia hacia el NE. La esquistosidad, por su parte, transecta sistemáticamente 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 isópacos, 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 lutita, respectivamente. La esquistosidad tiene entonces características variables entre "slaty cleavage" grueso 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 gruesa (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 del borde sur de la unidad muestra características de una "schistosity", por recristalización mimética de micas durante dicho evento metamórfico.

La macroestructura de esta unidad, aunque difícil de caracterizar por la pobreza de afloramiento, parece corresponder al flanco norte de un anticlinal con núcleo en la ubicación actual del batolito, en el que los pliegues mesoscópicos son generalmente asimétricos y muestran una polaridad estratigráfica constante de techo hacia el NE. El techo de esta estructura no se observa ya que está cortado, sin sinclinal intermedio, por un accidente de extensión regional denominado Falla de Santa Eufemia.

Este accidente separa dos bloques con marcadas diferencias geométricas y de mecanismos de deformación. Los mecanismos de deformación en la unidad "culm" indican ambientes de

deformación más profundos, desarrollados en condiciones de metamorfismo regional de la facies de los esquistos verdes de baja temperatura (véase Capítulo 4.3.1). Lo que parece indicar que el accidente, tiene una envergadura de importancia y yuxtapone dos dominios separados durante la deformación de primera fase varisca.

### 3.1.1. Estructuras mayores

En esta hoja se observan dos tipos de estructuras diferentes, un plegamiento penetrativo con vergencia N y unos cabalgamientos que lo cortan con vergencia N. Indican dos etapas compresivas sucesivas con la misma vergencia.

Los pliegues corresponden a la primera etapa varisca, cuya esquistosidad de plano axial es la esquistosidad regional, y llevan asociado el metamorfismo regional. Como ya se ha mencionado, toda la Unidad Metasedimentaria forma parte del flanco septentrional del anticlinal del Valle de Los Pedroches, en cuyo núcleo intruye el batolito. Todo el flanco está replegado por pliegues de amplitud kilométrica, con planos axiales subverticales o con buzamientos altos al SO, que indica vergencia N. Son pliegues cilíndricos, con ejes plurikilométricos, de dirección E-O y asimétricos con mayor desarrollo del flanco meridional en los anticlinales. El mejor ejemplo está en el anticlinal fallado de Cabezaparda. Este tren de pliegues es penetrativo a todas las escalas y se confirma en las localidades donde aparece un nivel guía como en Navalonguilla.

Los cabalgamientos cortan a los pliegues, desarrollan importantes superficies de fractura y tienen dirección N100°E buzando 70-80° al S. Su trazado cartográfico es de gran extensión, al menos recorren toda la longitud de la hoja. Son dos principales con varios menores asociados, el de Cabezaparda y el de Casas de Chillindaina que recorre todo el límite N de la Hoja. El primero desarrolla otra superficie con varias escamas, al N de Casas de Pila, que se resuelve en pliegue hacia el E.

Las superficies de cabalgamiento producen deformación de todas las estructuras asociadas a los pliegues. En Cabezaparda (orillas del embalse del Jándula) se observa una banda de crenulación con ejes subhorizontales N110°E de unos 20 m de espesor, y en contacto con los materiales cuarcíticos una brecha foliada de  $\geq 5$  m de espesor, consistente en pizarras foliadas y bancos de cuarcita brechoide en matriz silícea de dirección N105°E/85°S.

### 3.1.2. Estructuras tardías

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. En nuestra hoja 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 asociada al borde N 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.

En esta hoja se puede observar a lo largo del contacto meridional del afloramiento Cabezaparda-Rosalejo una banda de deformación de más de 500 m de anchura, que desarrolla en las pizarras una foliación de crenulación muy penetrativa, de espaciado milimétrico con dirección E-O a N110°E, buzando 40° a 50° al N, así como foliación S/C y estructuras sigmoidales. Los ejes de los micropliegues con los que está relacionada la foliación de crenulación, llevan una dirección comprendida entre N100° y 110°E, desde subhorizontales a inclinados 16° al E o 10° al O. Las estructuras S/C han proporcionado criterios contradictorios, predominando los que dan criterio de movimiento inverso hacia el S o SO sobre los que dan movimiento extensional hacia el N. En este sector se desarrolla la aureola de contacto del Macizo de Cardeña-Virgen de la Cabeza, que genera blastos de biotita y andalucita, observándose que la biotita está afectada por ellas, existiendo protoblastos de andalucita ovalados, sincinemáticos con la foliación de crenulación (a la que incluyen y a su vez los rodea), y blastos de andalucita idiomorfos tardíos a posteriores a la foliación de crenulación.

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

Aunque en la Hoja de Virgen de la Cabeza el Grupo Granodiorítico tiene poca expresión, conviene recoger observaciones de las hojas vecinas para tener una idea de la estructura del conjunto del batolito. Todas las litologías graníticas 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, 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 granodioríticos), indican claramente que el emplazamiento de las rocas ígneas estuvo controlado y se vio favorecido por una actividad tectónica contemporánea, de marcado carácter trans-tensional 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-tectónico 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 Virgen de la Cabeza se reconocen dos episodios principales de intrusión plutónica, así como varios episodios de inyección filoniana. 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 hoja, 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 feldespato, así como de los enclaves microgranulares tan frecuentes en estas rocas, que definen una fábrica plano-linear bastante críptica dentro de los primeros metros o decenas de metros a partir de los contactos intrusivos, y subparallela 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.

El otro tipo de fábrica visible en las rocas granodioríticas es aún más localizado. De hecho únicamente tiene cierta entidad en la inmediata vecindad del contacto norte del batolito en las hojas vecinas de Cardeña y Pozoblanco, allí orientado aproximadamente en dirección ONO-ESE buzando unos 50° al NE, denominada Zona de Cizalla de Conquista (ARANGUREN *et al.*, 1997). Se trata de 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 feldespato y la granulación y recristalización de biotita y cuarzo. La anchura visible de esta banda de deformación dúctil es de apenas unas decenas de metros, y 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 feldespato. CARRACEDO (1991) cita un afloramiento más extenso, de lo que denomina "granodiorita orientada", dentro de la hoja de Fuencaliente, entre Conquista y Venta de Azuel. 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 batolito con el encajante sedimentario muestran caracteres netamente intrusivos. Al nivel de

erosión actual, el contacto norte expuesto en la Hoja de Virgen de la Cabeza muestra un buzamiento en torno a 50° hacia el N; es decir, hacia fuera del plutón.

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.

### 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 2.3.1), la última manifestación reconocida dentro del que denominamos Grupo Granodiorítico, corresponde a diques llenos de pórfidos de esta composición. Aunque con carácter esporádico existen diques aislados con diversas orientaciones, la mayor parte de los filones de pórfidos granodioríticos en el sector oriental del batolito define un denso haz, de orientación NNO-SSE con una anchura máxima en torno a 5 km. Dicho haz filoniano se sigue hasta el borde intrusivo meridional del cuerpo granodiorítico, girando progresivamente hasta una orientación ONO-ESE, al tiempo que disminuye en anchura, ya dentro del encajante metasedimentario, como se ve muy bien entre las hojas de Pozoblanco y Villanueva de Córdoba (Fig. 6). Hacia el norte, este haz filoniano se pierde al ser cortado por otro posterior, aún más denso y de composición granítica (véase Capítulo 3.2.4).

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.*, 1996b, 1999, CARRACEDO *et al.*, 1997), causado 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, 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.

HOJA DE VILLANUEVA DE CORDOBA

HOJA DE POZOBLANCO



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

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, como parece sugerir la presencia abundante de enclaves de composición microgranodiorítica, en la facies común. 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 disgregar mecánicamente y mezclar íntimamente las sucesivas inyecciones de magma nuevo que alcanzaban la cámara magmática.

### 3.2.3. Emplazamiento 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 2.3), con predominio de rocas del Grupo Granodiorítico en su mitad occidental y del Grupo Granítico en la mitad oriental (Figs. 2 y 3). Esta diferencia no es solo litológica sino que se extiende también a las relaciones entre los diversos tipos; así, mientras en la parte oriental 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 adamellítico-granítico 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 ( $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ ) respecto al eje del Grupo Granodiorítico.

La zona de tránsito entre ambos sectores del batolito está expuesta en la vecina Hoja de Cardeña. En la de Pozoblanco que pertenece ya al sector occidental incluye partes extensas de dos de dichos plutones granítico-adamellíticos circunscritos (plutones de El Guijo y Mogabar), ambos situados en la mitad septentrional del batolito en esta transversal.

Ambos plutones presentan algunas características comunes, tales como, su forma subelíptica, dimensiones kilométricas, semejanza litológica y transgredir el límite externo septentrional del plutón granodiorítico.

En esta hoja, el Grupo Granítico está representado por el conjunto plutónico Cardeña-Virgen de la Cabeza, por el S y por el N presenta contactos intrusivos con los metasedimentos siliciclásticos del "culm". No se observan estructuras sin-plutónicas relevantes. Lo más característico es la presencia en su zona central (Santuario de Santa María de la Cabeza) de unas facies evolucionadas que podrían representar una zona de cúpula, con cuerpos tabulares tardíos.

En resumen, aunque con diferencias en el detalle respecto a los procesos de emplazamiento superficial y crecimiento, los plutones circunscritos occidentales y éste de Cardeña-Virgen de la Cabeza, caracterizan 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) renovada, tal y como sugieren la estructura interna de los mismos 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 adamellíticos 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.

La geometría de conjunto de este haz filoniano es ligeramente oblicua respecto al alargamiento del batolito, subvertical y suavemente sigmoidal (Fig. 7), 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 transtensiva 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?).

Este haz de diques atraviesa la hoja por su esquina SO. 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 tomo 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.*, en prensa b).

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 tardihercínica de ARTHAUD y MATTE (1977).

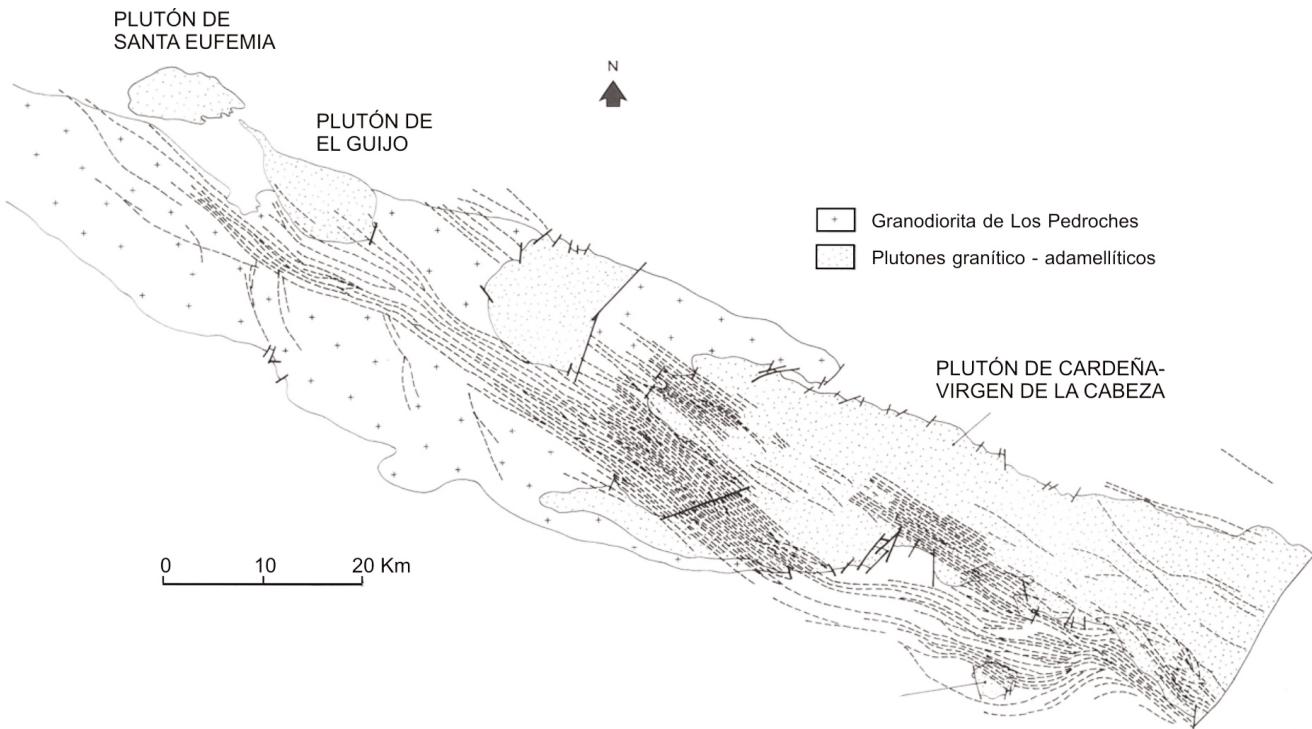


Fig. 7.- Esquema cartográfico del haz de pórfidos ácidos del Batolito de Los Pedroches

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.

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 Virgen de la Cabeza, 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 encajante. 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 arrostriadas 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, se distinguen tres lotes principales, con representación e importancia relativa variables según los sectores del batolito que se consideren.

- 1) Fallas y fracturas con direcciones que varían entre N-S y N20°E.
- 2) Fallas y fracturas de un juego conjugado con orientaciones comprendidas entre N40°-50°E y N130°-160°E.
- 3) Fallas y fracturas de direcciones variables entre N80°E y N120°E. Las fracturas de este lote son por lo general mucho menos abundantes que las de los otros dos, si bien tienen longitudes superiores.

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 del primero de los lotes (N-S a N20°E) lo que implica una cierta precocidad respecto a los otros.

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.

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 Virgen de la Cabeza, 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 varisca. 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 varisca no tiene expresión estructural directa en el área de la Hoja de Virgen de la Cabeza. 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, 1991b) 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 Virgen de la Cabeza. 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 ( $\approx$ 10 Ma.), con los apenas 1500 m de sedimentos correspondientes a la plataforma del Paleozoico inferior ( $\approx$ 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), así como en el encajante norte del batolito en esta hoja. 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 extensional en que nos encontramos.

De hecho, los dos argumentos que sugieren la existencia de mecanismos de extensión están íntimamente relacionados, pues la descompresión ligada a 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 accidente extensionales previos, tales como la Falla de Santa Eufemia (en la Hoja de San Benito-834), 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.*, en prensa a).

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 Virgen de la Cabeza, 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. Metadiabasas (1)

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

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

##### 4.1.2.1. Granodioritas con enclaves (2)

Se trata de una roca holocrystalina, fanerítica, con textura granular hidromorfada, de tamaño de grano medio, en ocasiones presenta un ligero carácter porfídico al presentar, localmente, fenocristales de plagioclasa que pueden alcanzar hasta los 2 cm de tamaño.

Mineralógicamente está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales principales. Como componentes accesorios más frecuentes se encuentran apatito, círcón, esfena y minerales opacos, no habiéndose encontrado en ninguna de las muestras estudiadas anfíbol como sucede en otras zonas del batolito (Pozoblanco, Villanueva de Córdoba). Los procesos de alteración, más o menos acusados, quedan evidenciados por la aparición de productos sericítico-arcillosos (plagioclásas y feldespatos potásicos) y de clorita, moscovita, feldespato potásico, minerales titanados, etc. (en las biotitas).

Cuarzo, su proporción modal varía entre el 25% al 27%, presenta diversas morfologías que se reseñan a continuación:

- Cuarzo-1: De pequeño tamaño con hábito tendente al idiomorfismo, formas subredondeadas o bipiramidales, a veces ligeramente corroído, incluido en plagioclasa (formando orlas próximas a los bordes de los cristales) y biotita. Su origen es temprano, durante los primeros estadios de la cristalización.
- Cuarzo-2: En cristales con una talla media de 1-3 mm, en ocasiones anormalmente grande (hasta 6-8 mm), generalmente es xenomorfo, intersticial, formando mosaico con bordes suturados entre los granos. Se han observado inclusiones de biotita, plagioclasa, feldespato potásico, apatito y opacos. Corresponde a la generación principal y más abundante de este mineral en la roca granodiorítica.
- Cuarzo-3: Formando entrecrecimientos mirmecíticos en la zona de reacción entre plagioclasa y feldespato potásico.
- Cuarzo-4: Con formas intergranulares en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico.
- Cuarzo-5: Relacionado con fenómenos hidrotermales tardíos, en el relleno de fracturas asociado a clorita epidota y opacos.

Plagioclasa. Constituye el mineral más abundante de la roca en proporciones entre el 45 y 50%. Se presenta de diferentes formas:

- Plagioclasa-1: En cristales de pequeño tamaño, en general idiomorfos, con apreciable alteración, englobados por plagioclasa de segunda generación, cuarzo y feldespato potásico.
- Plagioclasa-2: En cristales idiomorfos a subidiomorfos de tamaño entre 4 y 7 mm, en ocasiones pueden alcanzar los 2 cm que los hacen destacar sobre el resto de los componentes y que confieren a la roca un carácter ligeramente porfídico. Se presentan maclados según las leyes de la Albita, Albita-Periclina y más raramente de Baveno. Son frecuentes los zonados oscilatorios continuos, discontinuos y de tipo "patchy" y las superficies de reabsorción, con variaciones bruscas en el contenido en An entre un lado y otro de dichas superficies. Presentan inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita formando orlas que indican varias etapas de crecimiento.
- Plagioclasa-3: Forma pertitas en forma de parches y venillas, en general es poco abundante.
- Plagioclasa-4: Intergranular en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico y feldespato potásico-cuarzo.

Se ha observado alteraciones en productos micáceos (sericitita e incluso moscovita), epidota, carbonato y feldespato potásico y ligeras deformaciones puestas de manifiesto por las extinciones ondulatorias y microfisuras.

Feldespato potásico. Menos abundante que los minerales anteriores, representa un volumen en la roca variable entre el 7 y el 12%. En general es intersticial, englobando numerosas inclusiones del resto de los minerales que componen la roca, raramente se presenta maclado (aunque se han observado maclas de Carlsbad), y escasamente pertítico.

Se pueden observar procesos reaccionales en el contacto con minerales más precoces, manifestados por el desarrollo de texturas mirmecíticas con plagioclasas, sustituciones de plagi-

clasas por feldespato potásico, golfos de corrosión de feldespato potásico en cuarzo, presencia de feldespato potásico como producto de alteración de la biotita y aparición de cuarzo intergranular en la interfase feldespato potásico-biotita.

Biotita. Representa el 12% a 15% modal de la roca, con formas desde idiomorfas a subidiomorfas y en ocasiones forma cúmulos de cristales interpenetrados, el pleocroísmo varía de marrón claro (NP) a marrón rojizo intenso (Ng, Nm), son frecuentes las inclusiones de círcón, apatito y opacos y menos frecuentes las de plagioclasa de pequeño tamaño y los cuarzos infiltracionales.

La alteración de la biotita es variable, tanto en intensidad como en los productos derivados. La cloritización es el tipo de alteración más frecuente, afecta parcial o totalmente a las placas biotíticas, desarrollándose según las trazas de exfoliación originando subproductos como clorita + óxidos de Fe/Ti, clorita + esfena o clorita + feldespato potásico + óxidos de Fe/Ti + esfena. En algunos cristales también se ha observado procesos de moscovitización.

Cuando se presenta deformada presenta una morfología sigmoidal, extinción ondulante, formación de micropliegues (kincados), etc.

La presencia de abundantes enclaves es una de las características más llamativas de la granodiorita del Batolito de los Pedroches, fundamentalmente son de dos tipos:

- A) Xenolíticos, correspondientes a materiales del encajante que sido asimilados. Tienen formas rectangulares o angulosas, con tamaños centí a decimétricos y contactos netos con las rocas que los engloban conservando sus estructuras primarias, aunque pueden haber sido borradas si el material ha sido muy asimilado. La textura varía de granoblástica a granolepidoblástica y están compuestos de cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa, cordierita y/o andalucita, ocasionalmente se ha encontrado espinela verde, corindón y diáspero.
- B) Enclaves microgranudos de origen magmático, su composición varía de granodiorítica a diorítica, han sido descritos con detalle en las hojas de Pozoblanco, Villanueva de Córdoba y Cardeña, petrográficamente destaca la presencia de plagioclasa en fenocristales zonados y con superficies de reabsorción muy similares a los descritos en la granodiorita de facies común, los agregados poligonales de anfíbolo, los cristales redondeados y/o globulosos de cuarzo y la relativa abundancia de apatito acicular.

#### 4.1.2.2. *Microadamellita porfídica* (3)

Son rocas de tamaño de grano fino, con texturas microgranudas con matriz frecuentemente poiquilitica y en ocasiones ligeramente porfídicas.

El cuarzo representa una fase intersticial y poiquilitica 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 feno/megacristales, representa una fase tardía intersticial y poiquilitica.

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 círcón.

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 es un mineral accesorio y esporádico, se presenta en cristales prismáticos de tamaño variable parcial o totalmente pinitizado, desarrollando en el proceso de pinitización 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 a 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 de feldespato potásico en etapas postmagmáticas, o de origen secundario originado como producto de alteración de plagioclasa, biotita y cordierita.

#### 4.1.3. Grupo Granítico

##### 4.1.3.1. *Granito biotítico porfídico (4)*

Presenta una textura que varía de alotriomórfica a hipidiomórfica inequigranular con marcado carácter porfídico debido a la presencia de fenocristales y megacristales de feldespato potásico que pueden alcanzar tamaños de hasta 12 cm.

La mineralogía está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa) y biotita como componentes principales y con círcón, apatito, cordierita, andalucita y opacos; como minerales accesorios, destacando la presencia de moscovita (accesoria) de carácter histerógeno en casi todas las muestras estudiadas.

El cuarzo se presenta en diversas morfologías:

- Cuarzo-1: En pequeños cristales idiomorfos, con formas esferoidales o bipiramidales, incluido en plagioclasa, feldespato potásico y biotita.
- Cuarzo-2: Es el cuarzo principal y más abundante de la roca. Se presenta en forma de cristales o agregados de hábito xenomorfo (subidiomorfo a veces) de diferentes tamaños y con contactos irregulares entre los subgranos. Es intersticial y engloba a biotita, plagioclasa, feldespato potásico y apatito.
- Cuarzo-3: Cuarzo gótico formado mirmecitas.
- Cuarzo-4: Formado texturas micropegmatíticas con feldespato potásico.
- Cuarzo-5: Cuarzo intergranular en la interfase de diversos minerales.
- Cuarzo-6: Cuarzo infiltracional y de relleno de fisuras.

El feldespato potásico se desarrolla en varias generaciones:

- Feldespato potásico-1: Es el mineral más característico de la roca, se presenta en fenocristales y megacristales que alcanzan tamaños de hasta 12 cm, con hábito idiomorfo y frecuentes maclas de Carlsbad. Son frecuentes las inclusiones de cuarzo, plagioclasa, y biotita, orientados paralelamente a los bordes de los megacristales y las pertitas con morfología variada (venillas, parches, etc.).
- Feldespato potásico-2: En cristales xenomorfos de talla variable, a veces maclados y pertíticos. Son frecuentes los procesos reaccionales con plagioclasa y cuarzo desarrollando mirmequitas y golfos de corrosión respectivamente.
- Feldespato potásico-3: Formando texturas micropegmatíticas con cuarzo.
- Feldespato potásico-4: Antiperítico, en general poco abundante.
- Feldespato potásico-5: En el relleno de microfracturas.
- Feldespato potásico-6: Como producto de alteración, principalmente de biotitas.

La plagioclasa se presenta con tres hábitos diferentes:

- Formando fenocristales y/o megacristales que pueden alcanzar hasta los 6 cm de tamaño, maclados según las leyes de la Albita, Carlsbad, Albita-Carlsbad y Periclinia, en general zonados. 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 varía entre  $An_{13}$  a  $An_{25}$ .
- En forma de pequeños cristales, hipidiomorfos, maclados según ley de la Albita, sin zonación aparente, incluidos en 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 fenocristales. Las inclusiones en estos cristales son escasas.

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

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

Se han observado 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, presentando 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 pinnitizado, desarrollando en el proceso de pinnitización un agregado de clorita, moscovita y/o biotita ligeramente verdosa. Se ha considerado como de cristalización magmática por las mismas razones que se indicaron al describirla en las rocas microadamellíticas.

La andalucita se presenta como restos de cristales que han sido sustituidos por un agregado de moscovita, la sustitución progresiva desde el borde hacia el núcleo de los cristales a través de los planos de exfoliación, su frecuencia es inferior a la de la cordierita.

La moscovita generalmente procede de la alteración de minerales primarios, feldespatos y biotita, aunque no cabe destacar que en ocasiones no se hayan originado en la etapa magmática, siempre está en cantidades accesoriales.

Los enclaves son menos frecuentes que los existentes en la granodiorita de facies común, pero similares tanto en génesis como en composición.

#### 4.1.3.2. *Microgranitos biotíticos (5)*

Son rocas faneríticas, holocristalinas, heterogranulares y ligeramente porfídicas, pueden considerarse como una facies de grano fino del granito biotítico porfídico anteriormente descrito, con marcadas diferencias en el tamaño de grano de sus componentes y en la proporción de fenocristales.

Los fenocristales son de feldespato potásico (ortosa) y ocasionalmente de plagioclasa (oligoclásica), su tamaño nunca supera los 3 cm y las proporciones son inferiores a las existentes en el granito porfídico biotítico. La mesostasis está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita y el tamaño que desarrollan es inferior a 1 mm, los minerales accesoriales más frecuentes son apatito, círcón, cordierita, andalucita y moscovita.

Los hábitos y relaciones entre los minerales componentes así como los procesos de alteración son muy similares a los observados en el granito biotítico porfídico.

#### 4.1.3.3. *Leucogranitos (6)*

Son rocas muy leucocráticas de color gris, gris-blanquecino y rosado-amarillento, de tamaño de grano fino a medio, presentando frecuentes cavidades miarolíticas.

Las texturas son microgranadas a lotriomorfas, en ocasiones microporfídicas con matrices micropegmatíticas y mirmequíticas.

Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclásica) y moscovita son los minerales fundamentales con biotita y cordierita como minerales esporádicos y siempre accesoriales.

El cuarzo es xenomorfo, corresponde a la fase de mayor tamaño de grano, aunque también está presente en forma de inclusiones de pequeño tamaño en feldespato potásico y plagioclasa y en entrecrecimientos gráficos junto a los mismos minerales.

El feldespato potásico en general es xenomorfo, aunque en ocasiones forma fenocristales hidriodermíticos, e intersticial, desarrolla texturas micropegmatíticas con cuarzo y mirmequíticas en contacto con plagioclásas.

La plagioclasa es de composición albítica con algunos cristales zonados de albita-oligoclásica, presenta sericitizaciones e inclusiones de óxidos de hierro que confiere una tonalidad rosada a ciertas muestras.

La moscovita es en su mayor parte histerógena, proviene de la sustitución de feldespato potásico, plagioclasa y biotita, va asociada frecuentemente a las cavidades miarolíticas, su proporción es variable siendo en ocasiones accesoria.

La biotita y cordierita son esporádicas y accesorias.

#### 4.1.3.4. Pórfidos graníticos-adamellíticos (7)

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

En los de composición granítica los rasgos fluidales suelen ser muy evidentes con frecuentes texturas esferulíticas de desvitrificación; los fenocristales de cuarzo (en general corroídos), ortosa y albita pueden alcanzar hasta los 6 cm de diámetro, la matriz está formada por los mismos minerales y biotita.

Los de composición adamellítica se diferencian de los anteriores por la mayor proporción de biotita, la cual también está en la fase de fenocristales, en el carácter más básico de la plagioclasa (oligoclasa-andesina), y por la mayor abundancia de feno/megacristales de ortosa que en ocasiones alcanzan 10 cm de tamaño, estos últimos suelen corroídos por la matriz pero nunca la incluyen.

#### 4.1.3.5. Diques aplíticos (8)

Pueden considerarse como aplopegmátitas, son rocas leucocráticas con tamaño de grano fino, sacaroideas y de textura microgranulara alotriomorfa.

Su mineralogía es muy simple, formada por cuarzo, feldespato potásico y albita como minerales fundamentales y moscovita y biotita siempre en cantidades accesorias. La turmalina es relativamente abundante y se han encontrado esporádicos cristales de cordierita.

#### 4.1.4. Diques microdioríticos (9)

Se encuentran relacionados con fracturas de dirección NE-SO, cortando tanto a las granodioritas, como a los granitos biotíticos porfídicos y a los microgranitos biotíticos.

Muestran texturas intergranulares, y están constituidos por plagioclásas, como mineralogía principal y, en proporciones accesorias cuarzo, apatito y minerales opacos, así como clorita y carbonatos secundarios.

Presentan una elevada alteración, con intensa potasificación de las plagioclasa y cloritización de los ferromagnesianos.

#### 4.1.5 Diques de diabasas (10)

Se encuentran en la esquina NE de la hoja, intruyendo en el "culm", con dirección ESE-ONO. Se trata de rocas oscuras de grano fino con algún fenocristal de plagioclasa.

Muestran texturas intergranulares a subofíticas, y están constituidas por plagioclásas (de tipo andesina-labradorita) y, en proporciones accesorias, ferromagnesianos (olivino o piroxeno?) alterados, sillimanita-mullita, así como carbonatos secundarios.

#### 4.1.6 Diques de cuarzo (11)

Cortan a todas las unidades del batolito, su dirección varía entre N-S y N30°E, con longitudes kilométricas y buzamientos subverticales, muchos de ellos han sido explotados o investigados por la presencia de mineralizaciones de Fe, Cu y U en el interior del batolito y por Pb, Bi, Sn, Ag en las zonas externas y aureolas de contacto.

Esquemáticamente, presentan las siguientes estructuras:

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

Los hastiales de estos filones de cuarzo muestran con frecuencia una zona de alteración (principalmente silicificación y hematitización) de espesor normalmente inferior a 1-2 m.

### 4.2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS DEL BATOLITO

En este capítulo, y a partir de los datos geoquímicos obtenidos durante la realización de la hoja, se elaborará una caracterización geoquímica de una parte del sector oriental del Batolito de Los Pedroches.

Se han realizado sesenta y un análisis químicos de roca total repartidos entre las diferentes facies ígneas consideradas de los cuales la inmensa mayoría, un total de cincuenta y nueve, pertenecen al Batolito de Los Pedroches. Los análisis correspondientes a elementos mayores, así como la norma CIPW se encuentran reflejados en las tablas, 2, 3, 4, 5 y 6, mientras que los correspondientes a los elementos traza se presentan agrupados por facies en las tablas, 7 a 15 (ver final del Capítulo).

Las rocas pertenecientes al Batolito de Los Pedroches que afloran en esta hoja presentan contenidos en  $\text{SiO}_2$  que varían entre el 67-77%, a excepción de algunos enclaves y diques básicos, que presentan valores menores (56-60%). Algunos diques bajan a  $\approx 49\%$ .

Parte de las litologías que constituyen el Grupo Granodiorítico: granodiorita, y algunos enclaves, representados gráficamente con símbolos rellenos de negro (Figs. 8, 9, 10 y 11), presentan valores de sílice comprendidos entre 67 y 69.5%; sus contenidos en álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) raramente superan el 8%; encontrándose enriquecidos en  $\text{CaO} (> 2\%)$  y elementos ferromagnesianos ( $\text{parámetro B} (\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}) > 75$ ). Se trata de rocas débilmente peraluminosas, con contenidos en corindón normativo bajos (normalmente inferiores a 2.0), aunque hay alguna roca metaaluminosa con diopsido normativo que corresponde a un enclave (muestra 9024, Tabla 2).

El resto de los litotipos pertenecientes al Grupo Granodiorítico y al Granítico: adamellitas, microadamelitas, granitos bióticos, leucogranitos y pórfidos granítico-adamellíticos, representados todos ellos gráficamente con símbolos rellenos de blanco (Figs. 8, 9, 10 y 11), tienen contenidos superiores al 69% en  $\text{SiO}_2$ , valores más elevados en álcalis y se encuentran más empobrecidos en  $\text{CaO}$  y elementos ferromagnesianos ( $\text{B} < 70$ ). Son rocas algo más peraluminosas, presentando corindón normativo con contenidos ligeramente más elevados (superiores a 2).

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  $K_2O$  y corindón normativo y un progresivo descenso de los valores de elementos ferromagnesianos y calcio a medida que aumenta el contenido en  $SiO_2$ .

Algunos enclaves y diques básicos no se integran bien dentro de la serie evolutiva.

#### 4.2.1. Diagramas de variación de elementos mayores

La proyección de los datos químicos en diagramas de Harker (1909) (Fig. 8) muestra una buena correlación con evolución continua en la variación de  $SiO_2$  desde los términos granodioríticos (s.l.) (en el que se han incluido las microadamelíticas y algunos enclaves) a los términos graníticos (s.l.) (granitos biotíticos, microgranitos), leucogranitos y red filoniana N120°-140°E (pórfidos granítico-adamellíticos). Además de las rocas verdes (diques o "sills" básicos) que afloran en el sector noroccidental de la hoja, algunos enclaves analizados se desvían para ciertos elementos analizados de las pautas evolutivas generales.

La evolución composicional está caracterizada por el descenso paulatino del contenido en  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3(t)$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $CaO$  y  $P_2O_5$ , y el incremento en el contenido en  $K_2O$  mientras que el  $Na_2O$  se mantiene aproximadamente constante, pero con un ligero aumento paralelo a la diferenciación, en todas las litologías representadas. No obstante, DONAIRE *et al.* (1999) muestran dos tendencia distintas de incremento del  $Na_2O$  con el incremento de  $SiO_2$ , produciéndose un salto claro entre las adamelíticas y microadamelíticas que se agrupan con las granodioritas, por una parte y, por otra los granitos biotíticos y los leucogranitos. Esta observación de DONAIRE *et al.* (1999) es el reflejo de la diferenciación entre el grupo de las granodioritas y el de los granitos alumínicos (El Guijo, Mogabar, etc.).

Los diques de pórfidos graníticos (diques NO-SE) se integran bien en la secuencia geoquímica, mientras que los leucogranitos se separan del comportamiento general en algunos de los elementos mayores considerados ( $K_2O$  y  $Al_2O_3$ , fundamentalmente).

Algunos enclaves y diques básicos no se integran bien dentro de la serie evolutiva, ya que las rocas con menos del 60% de  $SiO_2$  tienen una pauta de variación distinta para  $Al_2O_3$  y  $K_2O$ , así como Ba. Esto se debe a diferencias en el proceso de evolución, así como en los magmas originales (cristalizan piroxeno y anfíbolo entre las fases minerales ferromagnesianas).

#### 4.2.2. Diagramas de variación de elementos traza

Los elementos traza (Tablas 7 a 15) marcan un comportamiento claramente compatible del V, Sr y Zr y un comportamiento incompatible del Rb. El Ba tiene una evolución algo más compleja, y el resto de los elementos traza analizados muestran una gran dispersión de los datos, sin marcar en conjunto tendencias evolutivas concretas (Fig. 8).

El Ba muestra un comportamiento ligeramente incompatible en los términos granodioríticos (s.l.) e invierte su comportamiento, pasando a comportarse como compatible, a niveles de  $SiO_2$  del orden del 69%, es decir a partir de las adamelíticas. Hay un grupo de muestras empobrecido en Ba.

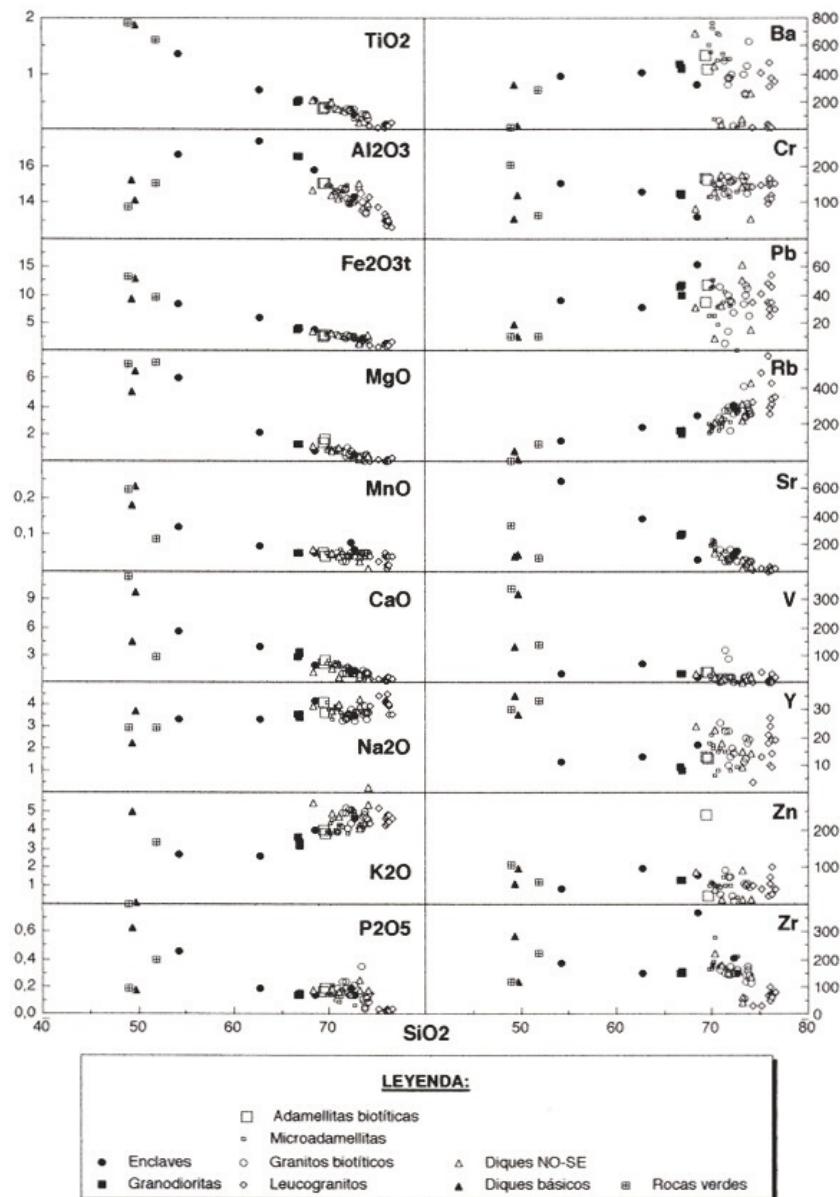


Fig. 8.- Diagramas de Harker de variación de elementos mayores y traza para las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

El cambio en el comportamiento del Sr a niveles de  $\text{SiO}_2$  del orden del 69%, aparece también reflejado en el comportamiento del Rb que, aunque mantiene un comportamiento incompatible a lo largo de toda su evolución, incrementa este carácter a partir de las adamellitas (s./.).

El diagrama de variación del Cr, que se mantiene aproximadamente constante en valores altos, se debe probablemente a contaminación por Cr en la molienda.

Los leucogranitos se apartan en algunos casos de las pautas evolutivas generales definidas por los grupos rocosos mayoritarios.

Los diques de pórvidos graníticos se integran bien en las líneas evolutivas, mientras que las litologías más básicas (algunos enclaves y diques) no 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  $\Sigma\text{REE}$ , así como mediante diagramas de  $\text{SiO}_2$  frente a  $\text{Fe}_t/(\text{Fe}_t+\text{Mg})^2$ ,  $\text{TiO}_2/\text{Zr}$ , Rb/Sr, Sr/Ba, o Eu/Eu<sup>+</sup>.

El comportamiento de los elementos traza apunta la ligazón genética entre los grupos plutónicos mayoritarios de rocas que componen el Batolito de Los Pedroches (granodioritas-adamellitas-granitos); si bien, la diferencia que se aprecia para algunos de los elementos traza (Zr, Ba, Zn) puede ser debida a que hay dos grupos distintos: Grupo Granodiorítico y Grupo Granítico, lo que estaría de acuerdo con las observaciones de DONAIRE *et al.* (1999). Las imprecisiones que se detectan pueden deberse a una asignación incorrecta de algunas litologías a un grupo equivocado debido a su semejanza litológica en afloramiento.

El principal proceso petrogenético que controla la diferenciación magmática del conjunto granodiorita-adamellita parece consistir en esencia en un proceso de cristalización fraccionada, tal y como evidencian los espectros evolutivos segmentados (a niveles de  $\text{SiO}_2$  del orden del 69%) de los diagramas de variación de los elementos traza. Estos espectros segmentados pueden explicarse por un cambio en la mineralogía de las fases implicadas en la fraccionación. La primera parte de la línea evolutiva estaría controlada (granodioritas a adamellitas) por la fraccionación de plagioclasa, biotita y anfíbol, con lo cual se mantiene el comportamiento ligeramente compatible del Rb, Ba y con menor nitidez el Sr. A valores de  $\text{SiO}_2$  mayores del 65%, Ba y Sr son compatibles y el Rb es incompatible, ya que se incorpora a la fraccionación el feldespato potásico y desaparece de ella el anfíbol. Con los datos que hay para, para granodioritas, adamellitas y granitos, Ba y Sr se comportan como compatibles y el Rb como incompatible.

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. 9) se observa que las litologías volumétricamente más importantes del batolito conforman términos evolucionados de lo que podría definirse como una serie con pautas evolutivas de carácter calcoalcalino.

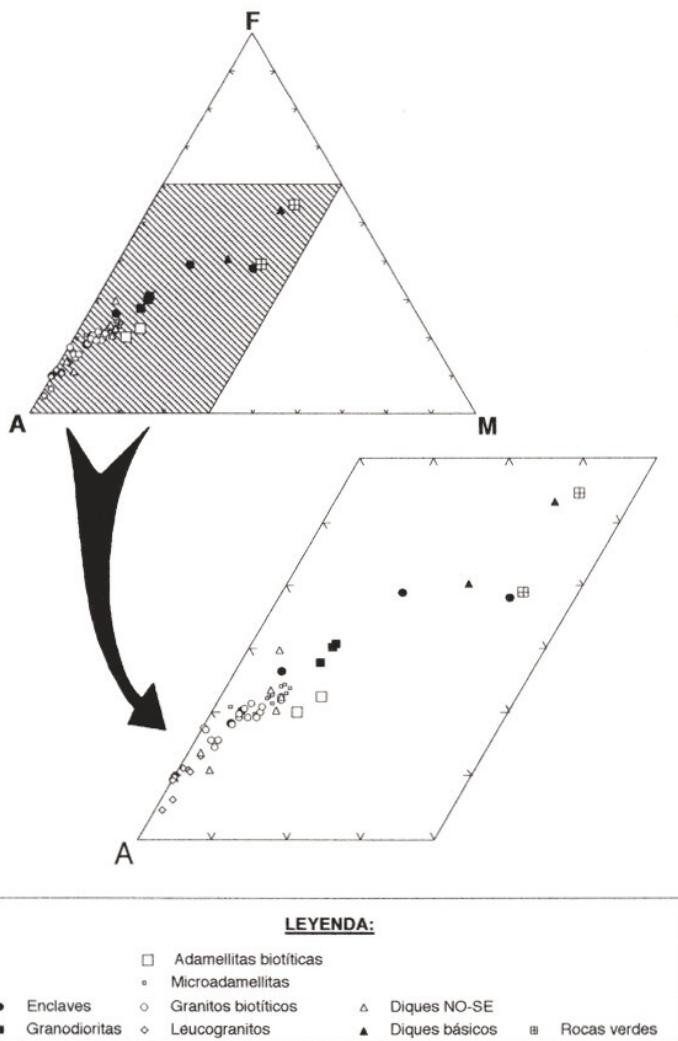


Fig. 9.- Diagrama AFM de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

El diagrama "TAS", utilizado en la clasificación de rocas ígneas en base a datos geoquímicos, discrimina fielmente las litologías correspondientes a las dos unidades ígneas consideradas (granodiorítica y granítica) dentro de la asociación magmática del Batolito de Los Pedroches (Fig. 10).

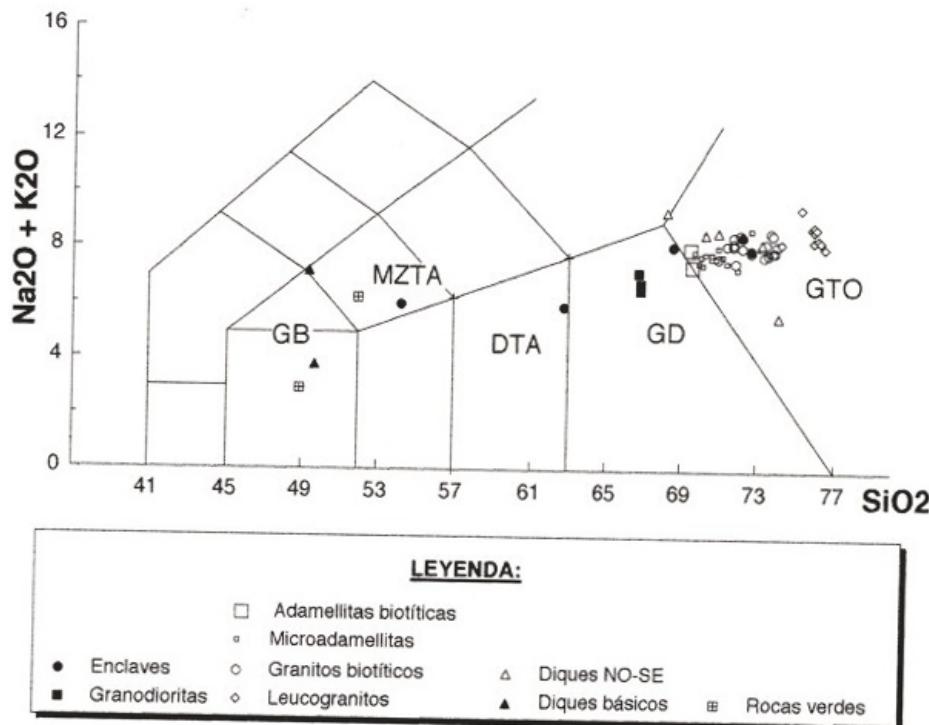


Fig. 10.- Diagrama de clasificación TAS (LE MAÎTRE, 1989) de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

La proyección de los datos químicos de las muestras analizadas en el diagrama 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 y, al mismo tiempo, una buena correlación entre la mineralogía real de las rocas y su situación en los diferentes sectores del dominio peraluminoso. Tan solo algunas muestras de granodiorita y algunos enclaves (rocas con anfíbolo) se proyectan en el dominio meta-aluminoso (Fig. 11).

El conjunto litológico define una asociación predominantemente 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.

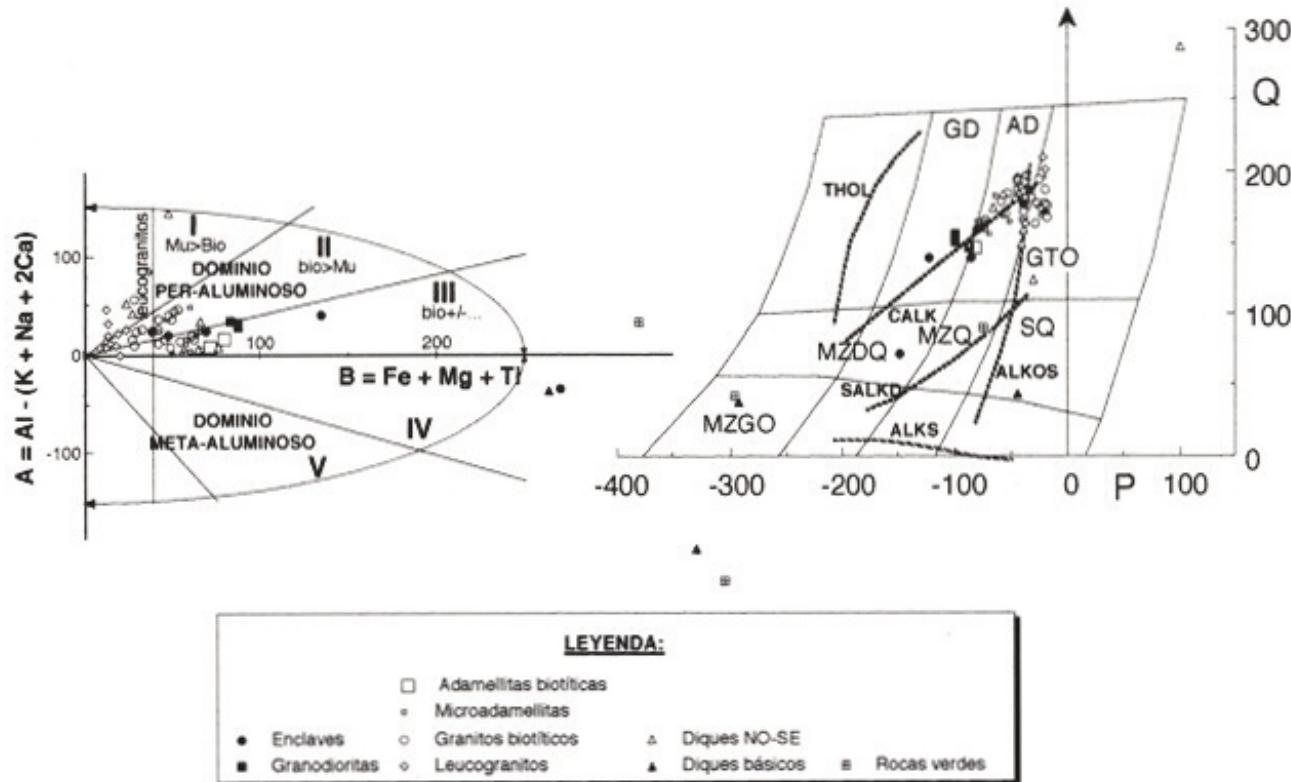


Fig. 11.- Diagramas A-B y P-Q (DEBON y LE FORT, 1983) de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

Los leucogranitos, junto con algunas muestras de granito biotítico y pórfito granítico, se apartan de esta tendencia definiendo, una asociación de tipo aluminoso (de tendencia vertical), que se proyecta enteramente en el campo de los leucogranitos.

Algunos enclaves (los más anfibólicos) y diques básicos constituyen términos cafémicos.

#### 4.2.4. Geoquímica isotópica

Desgraciadamente, 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 aluminica, 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.

**ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS GRANITOIDES Y ENCLAVES DE LA HOJA MAGNA 883**

MUESTRA	9301	9302	9331	9024	9303	9310	9100	9101	9028	9080	9021	9035	9038	9039
SiO <sub>2</sub>	66,87	66,82	66,75	54,22	62,77	86,56	72,17	12,65	69,51	69,40	70,56	10,25	69,95	70,62
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,51	0,48	1,35	0,72	0,51	0,38	0,28	0,39	0,38	0,19	0,51	0,41	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,56	16,49	16,49	16,59	17,38	15,83	13,95	14,31	15,02	15,03	13,91	14,93	14,69	14,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,50	3,49	3,25	2,42	5,16	3,19	2,28	1,87	2,59	2,34	2,33	2,75	2,68	2,36
MnO	0,05	0,05	0,05	0,12	0,07	0,05	0,08	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04
MgO	1,29	1,27	1,24	6,05	2,15	0,74	0,43	0,36	1,56	1,36	0,26	0,84	0,98	0,84
CaO	3,17	3,24	2,73	5,50	3,99	1,91	0,98	1,32	2,32	1,99	0,67	1,63	2,35	1,85
Na <sub>2</sub> O	3,52	3,38	3,57	3,34	3,33	4,17	3,44	3,48	3,59	4,04	3,68	3,34	3,76	3,92
K <sub>2</sub> O	3,29	3,17	3,58	2,65	2,58	3,93	5,09	4,58	3,79	3,98	5,03	4,53	3,84	3,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,15	0,13	0,46	0,19	0,13	0,18	0,14	0,19	0,16	0,06	0,21	0,15	0,14
H <sub>2</sub> O	0,71	1,04	1,28	1,70	1,10	0,57	0,80	0,74	0,76	1,01	1,00	0,80	0,61	1,04
Tot	99,62	99,61	99,55	99,40	99,34	99,56	99,78	99,79	99,76	99,74	99,76	99,73	99,73	99,75

**NORMA CIPW**

MUESTRA	9301	9302	9331	9024	9303	9310	9100	9101	9028	9080	9021	9035	9038	9039
Q	22,90	24,03	22,55	0,25	18,69	22,08	28,76	30,50	26,45	23,11	28,42	27,38	25,34	26,22
OR	19,44	18,73	21,16	15,66	15,25	23,28	30,08	27,07	22,40	23,52	29,73	26,77	22,69	23,23
AB	29,79	28,60	30,21	29,26	28,18	35,29	29,11	29,45	30,38	34,19	31,14	28,26	31,92	33,17
AN	14,81	15,10	12,70	22,45	18,05	8,63	3,69	5,63	10,27	8,83	2,93	6,72	10,68	8,26
DI	0,00	0,00	0,00	1,50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HY	8,87	8,82	8,36	25,95	13,77	6,95	1,78	3,98	8,07	7,15	4,71	6,37	6,76	5,92
IL	0,99	0,97	0,91	2,56	1,31	0,97	0,72	0,53	0,74	0,72	0,36	0,97	0,78	0,66
AP	0,32	0,35	0,30	1,01	0,44	0,30	0,42	0,32	0,44	0,37	0,14	0,49	0,35	0,32
C	1,78	1,97	2,09	0,00	2,49	1,55	1,43	1,56	1,25	0,84	1,34	1,97	0,70	0,92
ID/TT	72,13	71,37	73,92	44,17	62,11	80,59	87,95	87,02	78,23	80,82	89,29	82,41	79,85	82,62
FEMG	0,57	0,58	0,56	0,37	0,54	0,68	0,72	0,72	0,45	0,46	0,83	0,61	0,57	0,58

**COORDENADAS AFM , INCLUIDO FE<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (TILLEY, JOUR, PETROL)**

A	58,71	57,91	61,43	30,18	44,70	67,33	75,89	78,33	64,01	68,43	77,08	68,87	67,50	71,04
F	30,17	30,86	27,92	38,13	39,03	26,52	20,28	18,17	22,40	19,97	20,62	24,00	23,80	21,36
M	11,12	11,23	10,65	31,09	16,26	6,15	3,81	3,50	13,53	11,60	2,30	7,33	8,70	7,60

Tabla 2.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 883. Granitoides y Enclaves

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS GRANITOIDES Y ENCLAVES DE LA HOJA MAGNA 883													
MUESTRA	9112	9121	9124	9125	9126	9128	9312	9313	9335	9003	9004	9017	9037
SiO <sub>2</sub>	70,91	71,33	71,16	70,02	70,10	70,86	70,60	71,93	69,64	73,34	71,41	73,80	71,82
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,37	0,37	0,40	0,43	0,38	0,38	0,28	0,41	0,14	0,34	0,26	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,55	14,60	14,31	14,84	14,96	14,70	14,61	14,91	14,85	14,53	14,81	13,43	14,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,14	2,37	2,57	2,60	2,67	2,45	2,38	1,95	2,56	1,37	2,20	2,03	2,38
MnO	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04
MgO	0,64	0,89	0,72	0,98	0,84	0,70	0,69	0,62	0,77	0,30	0,73	0,55	0,93
CaO	1,97	1,09	1,66	1,76	2,08	2,13	2,16	1,68	2,07	0,58	0,95	1,10	1,60
Na <sub>2</sub> O	3,86	3,45	3,61	3,46	3,68	3,83	3,87	3,56	4,08	3,75	3,26	3,61	3,56
K <sub>2</sub> O	4,22	4,13	4,21	4,32	3,81	3,91	3,87	3,80	3,85	4,07	4,91	4,35	4,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,17	0,12	0,13	0,13	0,12	0,10	0,14	0,13	0,34	0,23	0,12	0,15
H <sub>2</sub> O	1,00	1,30	0,83	1,16	0,97	0,61	1,04	0,88	1,23	1,40	0,91	0,50	0,70
<b>Tot</b>	99,76	99,75	99,62	99,72	99,72	99,73	99,74	99,79	99,64	99,87	99,78	99,79	99,76

NORMA CIPW													
MUESTRA	9112	9121	9124	9125	9126	9128	9312	9313	9335	9003	9004	9017	9037
Q	25,81	30,52	27,83	26,58	26,82	26,55	26,16	31,09	24,08	34,13	29,57	31,78	29,54
OR	24,94	24,41	24,88	25,53	22,52	23,11	22,87	22,46	22,75	24,05	29,02	25,71	23,82
AB	32,66	29,19	30,55	29,28	31,14	32,41	32,75	30,13	34,53	31,73	27,59	30,55	30,13
AN	9,19	4,30	7,45	7,88	9,47	9,78	10,06	7,42	9,42	0,66	3,21	4,67	6,96
HY	5,04	6,05	6,01	6,65	6,38	5,69	5,54	4,74	6,03	3,12	5,35	4,74	6,17
IL	0,65	0,70	0,70	0,76	0,82	0,72	0,72	0,53	0,78	0,27	0,65	0,49	0,68
AP	0,21	0,39	0,28	0,30	0,30	0,28	0,23	0,32	0,30	0,79	0,53	0,28	0,35
C	0,27	2,88	1,08	1,58	1,31	0,58	0,37	2,22	0,52	3,71	2,96	1,07	1,42

ID/TT	83,42	84,13	83,26	81,39	80,47	82,07	81,78	83,68	81,36	89,92	86,17	88,03	83,48
FEMG	0,62	0,57	0,64	0,57	0,61	0,63	0,63	0,61	0,62	0,71	0,60	0,65	0,56

COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (TILLEY, JOUR, PETROL)													
A	74,40	69,93	70,39	68,49	68,09	71,07	71,60	74,12	70,43	82,40	73,60	75,52	69,63
F	19,71	21,86	23,13	22,89	24,27	22,50	22,02	19,64	22,74	14,44	19,82	19,26	21,83
M	5,89	8,21	6,48	8,63	7,64	6,43	6,38	6,24	6,84	3,16	6,58	5,22	8,53

Tabla 3.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 883. Granitoides y Enclaves

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS GRANITOIDES Y ENCLAVES DE LA HOJA MAGNA 883														
MUESTRA	9059	9065	9071	9012	9013	9104	9109	9332	9333	9334	9110	9314	9029	9030
SiO <sub>2</sub>	71,73	72,19	72,02	74,03	72,60	71,70	73,86	73,58	73,47	71,75	73,74	73,68	76,50	75,97
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,35	0,33	0,20	0,37	0,31	0,27	0,28	0,22	0,32	0,13	0,13	0,11	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,69	14,12	13,93	13,76	14,01	14,81	13,44	13,57	14,05	14,89	13,70	13,66	12,68	12,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,12	2,32	2,33	1,53	2,29	1,97	1,98	2,02	1,58	2,10	1,82	1,82	1,25	1,08
MnO	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,02
MgO	0,70	0,71	0,47	0,22	0,52	0,42	0,43	0,40	0,31	0,59	0,02	0,06	0,19	0,15
CaO	0,92	1,35	1,22	0,94	0,91	1,00	0,93	1,28	0,98	0,96	0,89	0,83	0,29	0,56
Na <sub>2</sub> O	3,30	3,80	3,53	3,60	3,24	3,41	3,30	3,69	3,55	3,38	3,61	3,91	3,52	4,00
K <sub>2</sub> O	4,89	4,30	5,08	4,56	4,74	5,14	4,65	4,20	4,71	4,87	4,95	4,78	4,60	4,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,13	0,13	0,09	0,21	0,19	0,11	0,11	0,10	0,19	0,05	0,04	0,04	0,03
H <sub>2</sub> O	0,83	0,45	0,87	0,85	0,82	0,78	0,77	0,50	0,71	0,77	0,84	0,70	0,67	0,51
Total	98,78	99,77	99,75	98,83	99,75	99,76	99,79	99,68	99,72	99,65	99,80	99,66	99,89	99,88
NORMA CIPW														
MUESTRA	9059	9065	9071	9012	9013	9104	9109	9332	9333	9334	9110	9314	9029	9030
Q	29,91	28,32	27,36	32,38	31,81	28,52	33,05	31,49	31,32	30,53	30,53	29,42	36,63	32,37
OR	28,90	25,41	30,02	26,95	28,01	30,38	27,48	24,82	27,84	29,25	29,25	28,25	27,18	28,01
AB	27,92	32,16	29,87	30,46	27,42	28,86	27,92	31,23	30,04	30,55	30,55	33,09	29,79	33,85
AN	3,06	5,85	5,20	4,08	3,14	3,72	3,90	5,63	4,21	4,09	4,09	3,86	1,18	2,58
HY	5,13	5,54	4,98	3,12	4,96	4,21	4,35	4,34	3,38	3,27	3,27	3,37	2,66	2,25
IL	0,65	0,66	0,63	0,38	0,70	0,59	0,51	0,53	0,42	0,25	0,25	0,25	0,21	0,17
AP	0,53	0,30	0,30	0,21	0,49	0,44	0,25	0,25	0,23	0,12	0,12	0,09	0,09	0,07
C	2,85	1,07	0,72	1,41	2,40	2,27	1,55	0,89	1,57	0,91	0,91	0,64	1,48	0,07
ID/TT	86,73	85,89	87,25	89,79	87,24	87,75	88,45	87,54	89,20	90,33	90,33	90,75	93,60	94,23
FEMG	0,60	0,62	0,71	0,78	0,68	0,70	0,70	0,72	0,72	0,98	0,98	0,94	0,78	0,79
COORDENADAS AFM , INCLUIDO FE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (TILLEY, JOUR, PETROL)														
A	74,39	72,78	75,46	82,34	73,96	78,15	76,74	76,53	81,38	75,41	82,31	82,21	84,94	87,66
F	19,26	20,84	20,42	15,44	21,22	18,01	19,11	19,59	15,57	19,20	17,50	17,22	13,08	10,83
M	6,36	6,38	4,12	2,22	4,82	3,84	4,15	3,88	3,05	5,39	0,19	0,57	1,99	1,50

Tabla 4.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 883. Granitoides y Enclaves

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LOS GRANITOIDEOS Y ENCLAVES DE LA HOJA MAGNA 883									
MUESTRA	9031	9070	9082	9316	9317	9336	9337	9020	9023
SiO <sub>2</sub>	76,20	75,77	75,99	75,86	76,27	76,18	74,24	75,97	75,18
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,08	0,07	0,02	0,05	0,05	0,07	0,07	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,91	12,98	13,01	13,43	13,02	12,99	14,30	13,19	13,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,01	1,12	0,99	0,94	0,88	0,91	0,86	0,62	0,48
MnO	0,02	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,01	0,03
MgO	0,18	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,09
CaO	0,38	0,33	0,21	0,24	0,53	0,35	0,40	0,46	0,33
Na <sub>2</sub> O	3,56	4,18	4,48	4,08	3,98	3,92	3,92	4,10	4,37
K <sub>2</sub> O	4,81	4,61	4,33	4,29	4,41	4,48	4,37	4,84	5,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,15	0,04	0,04
H <sub>2</sub> O	0,70	0,70	0,75	0,85	0,62	0,88	1,45	0,50	0,50
<b>Tot</b>	99,89	99,88	99,90	99,78	99,82	99,82	99,80	99,94	99,96
NORMA CIPW									
MUESTRA	9031,00	9070,00	9082,00	9316,00	9317,00	9336,00	9337,00	9020,00	9023,00
Q	35,29	32,22	32,14	34,44	34,43	34,78	33,58	32,04	28,95
OR	28,43	27,24	25,59	25,35	26,06	26,48	25,83	28,60	30,38
AB	30,13	35,37	37,91	34,53	33,68	33,17	33,17	34,69	36,98
AN	1,69	1,44	0,91	1,06	2,50	1,61	1,01	2,02	1,38
HY	2,19	2,10	1,80	1,79	1,61	1,66	1,54	1,39	1,11
IL	0,17	0,15	0,13	0,04	0,09	0,09	0,13	0,13	0,06
AP	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,35	0,09	0,09
C	1,23	0,59	0,62	1,69	0,78	1,10	2,75	0,47	0,51
ID/TT	93,84	94,83	95,64	94,31	94,17	94,43	92,57	95,34	96,31
FEMG	0,75	0,94	0,98	1,00	1,00	1,00	1,00	0,69	0,75
COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (TILLEY, JOUR, PETROL)									
A	87,55	88,34	89,81	89,90	90,51	90,23	90,60	92,16	94,35
F	10,56	11,26	10,09	10,10	9,49	9,77	9,40	6,39	4,76
M	1,88	0,40	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	1,44	0,89

Tabla 5.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 883. Granitoides y Enclaves

ANÁLISIS QUÍMICOS DE LAS ROCAS FILONIANAS DE LA HOJA MAGNA 883										
MUESTRA	9026	9058	9068	9084	9320	9338	9113	9321	9115	9116
SiO <sub>2</sub>	70,26	73,21	70,94	68,22	73,17	74,06	49,72	49,37	48,92	51,98
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,13	0,37	0,51	0,13	0,29	1,87	1,91	1,90	1,61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,36	15,01	14,26	14,72	14,85	13,98	14,09	15,24	13,78	15,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,85	1,06	2,48	3,03	1,33	2,50	11,72	8,27	11,94	8,53
MnO	0,05	0,03	0,04	0,06	0,04	0,01	0,23	0,18	0,22	0,09
MgO	0,76	0,41	1,04	1,10	0,15	0,36	6,52	4,99	7,02	7,13
CaO	1,52	0,84	0,47	1,08	0,61	0,28	9,84	4,41	11,39	2,73
Na <sub>2</sub> O	3,67	4,22	4,02	3,92	3,91	0,23	3,68	2,22	2,89	2,95
K <sub>2</sub> O	4,90	4,03	4,68	5,43	4,28	5,33	0,13	0,63	0,00	3,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,17	0,16	0,17	0,25	0,17	0,17	6,77	0,18	0,39
H <sub>2</sub> O	0,68	0,80	1,30	1,44	1,03	2,40	0,72	98,98	0,45	5,30
Tot	99,71	99,91	99,76	99,68	99,75	99,61	98,69	98,98	98,69	99,04
NORMA CIPW										
MUESTRA	9026	9058	9068	9084	9320	9338	9113	9321	9115	9116
Q	24,21	30,49	25,71	18,96	32,17	49,78	0,00	0,00	0,00	0,81
OR	28,96	23,82	27,66	32,09	25,29	31,50	0,77	29,49	0,00	19,50
AB	31,06	35,71	34,02	33,17	33,09	1,95	31,14	18,79	24,46	24,96
AN	6,37	3,06	1,29	4,25	1,39	0,28	21,54	16,88	24,63	11,00
DI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	21,76	0,73	25,49	0,00
HY	6,43	2,81	6,61	7,57	2,68	5,03	3,37	12,31	7,34	30,93
OL	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	15,44	8,93	12,31	0,00
IL	0,91	0,25	0,70	0,97	0,25	0,55	3,55	3,63	3,61	3,06
AP	0,42	0,39	0,37	0,39	0,58	0,39	0,39	1,46	0,42	0,90
C	0,69	2,59	2,11	0,84	3,27	7,73	0,00	0,00	0,00	2,57
ID/TT	84,22	90,02	87,38	84,22	90,55	83,23	31,91	48,28	24,46	45,28
FEMG	0,65	0,57	0,54	0,57	0,82	0,78	0,47	0,43	0,46	0,36
COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (TILLEY, JOUR, PETROL)										
A	70,36	84,88	71,19	69,36	84,69	66,03	17,28	35,22	13,23	28,53
F	23,40	10,91	20,29	22,48	13,75	29,69	53,15	40,40	54,65	38,93
M	6,24	4,22	8,51	8,16	1,55	4,28	29,57	24,38	32,13	32,54

Tabla 6.- Análisis Químicos, norma C.I.P.W. y Parámetros Geoquímicos de las muestras de la Hoja 883. Rocas filonianas

MUESTRA	LB-9301	LB-9302	LB-9331
Li	105	109	123
Rb	168	145	168
Sr	274	272	256
Zr	152	145	145
Sn	0	0	0
W	0	0	26
B			
Zn	66	64	66
Sb			
Ag			
Pb	40	47	45
Cr	124	120	124
Ni	11	10	10
Ba	432	444	470
V	33	33	32
Be	5	6	5
Mo			
As			
Co	9	9	9
Y	8	8	9
Cd			
F	775	698	814
Cu	38	8	8

Tabla 7.- Elementos traza (PPM.) de las muestras de la Hoja 883. Granodioritas

MUESTRA	LB-9024	LB-9303	LB-9310	LB-9100	LB-9101
Li	180	111	159		
Rb	112	182	250	303	274
Sr	657	385	85	108	145
Zr	185	145	369	203	147
Sn	10	0	0	10	8
W	0	0	0		
B	11				
Zn	40	96	79		
Sb	0				
Ag	0				
Pb	36	31	61		
Cr	152	127	62		
Ni	9	11	10		
Ba	377	409	322		
V	30	69	19		
Be	10	5	4		
Mo	0				
As	0				
Co	5	13	6		
Y	11	13	17		
Cd	1				
F	738	1088	1006		
Cu	1	34	8		

Tabla 8.- Elementos traza (PPM.) de las muestras de la Hoja 883. Enclaves

MUESTRA	LB-9028	LB-9080
<b>Li</b>	140	93
<b>Rb</b>	164	
<b>Sr</b>	370	
<b>Zr</b>	110	
<b>Sn</b>	0	
<b>W</b>	0	
<b>B</b>	10	
<b>Zn</b>	25	241
<b>Sb</b>	0	10
<b>Ag</b>	0	0
<b>Pb</b>	47	35
<b>Cr</b>	161	165
<b>Ni</b>	11	17
<b>Ba</b>	431	524
<b>V</b>	39	34
<b>Be</b>	8	6
<b>Mo</b>	0	4
<b>As</b>	0	20
<b>Co</b>	5	7
<b>Y</b>	12	13
<b>Cd</b>	1	2
<b>F</b>	933	
<b>Cu</b>	1	25

Tabla 9.- Elementos traza (PPM.) de las muestras de la Hoja 883. Adamellitas (Zona de mezcla de magmas)

MUESTRA	LB-9021	LB-9035	LB-9038	LB-9039	LB-9112	LB-9121	LB-9124	LB-9125	LB-9126	LB-9128	LB-9312	LB-9313	LB-9335
<b>Li</b>	78	255	73	89	113	116	119	69	92	86	113	135	
<b>Rb</b>	262	181	160	203	185	217	216	198	165	181	173	209	201
<b>Sr</b>	61	164	214	196	213	132	174	209	233	206	203	155	199
<b>Zr</b>	207	282	181	169	167	163	172	189	186	177	171	138	170
<b>Sn</b>	12	0	0	10	0	14	0	0	0	0	0	0	0
<b>W</b>	0	0	0	0	20	0	0	0	20	0	0	0	0
<b>B</b>	16	13	11	7									
<b>Zn</b>	18	51	60	50	50	76	57	54	46	50	49	51	
<b>Sb</b>	0	0	0	0									
<b>Ag</b>	0	0	1	0									
<b>Pb</b>	0	24	44	18	42	35	46	50	32	31	32	25	
<b>Cr</b>	131	149	117	137	141	137	157	152	161	110	116	115	
<b>Ni</b>	2	7	6	6	10	10	10	10	10	10	10	10	
<b>Ba</b>	12	80	549	490	502	539	760	729	680	686	504	605	
<b>V</b>	0	6	12	22	23	24	27	29	25	24	20	27	
<b>Be</b>	12	4	4	2	5	5	4	4	4	4	4	5	
<b>Mo</b>	0	0	0	0									
<b>As</b>	0	0	0	0									
<b>Co</b>	1	1	2	4	5	6	6	6	6	6	5	6	
<b>Y</b>	9	6	21	8	15	23	17	16	16	15	8	18	
<b>Cd</b>	0	0	1	1									
<b>F</b>	606	1575	999	542	814	929	775	621	583	680	660	718	
<b>Cu</b>	4	4	6	2	6	9	8	16	8	8	8	8	

Tabla 10.- Elementos traza (PPM.) de las muestras de la Hoja 883. Microadamelítas

MUESTRA	LB-9303	LB-9004	LB-9017	LB-9037	LB-9040	LB-9059	LB-9065	LB-9071	LB-9102	LB-9103	LB-9104	LB-9109	LB-9332	LB-9333	LB-9334	LB-9110	LB-9314
<b>Li</b>	153	278	66	140	50	170	68	124					152	140	147		317
<b>Rb</b>	404	277	262	165	241	276	254		261	295	278	244	253	280	316		295
<b>Sr</b>	30	78	80	162	159	81	118		74	73	94	80	88	79	79	58	53
<b>Zr</b>	53	145	129	173	157	142	150		109	161	147	144	143	118	144	173	159
<b>Sn</b>	25	0	6	0	0	0	8	6				0	0	0	0	7	10
<b>W</b>	0	0	0	0	0	0	0					0	0	0	0		21
<b>B</b>	14	13	6	4	4	5	17					49	52	72		57	
<b>Zn</b>	56	94	45	73	27	76	10	24									
<b>Sb</b>	0	0	0	0	0	0	0	20									
<b>Ag</b>	0	0	0	0	0	0	0	0									
<b>Pb</b>	33	5	25	36	45	13	27	35				40	47	39		44	
<b>Cr</b>	162	125	142	159	152	129	161	155				169	142	172		123	
<b>Ni</b>	5	26	4	6	10	66	6	10				10	10	19		10	
<b>Ba</b>	395	487	632	366	56	373	25	393				259	248	323		453	
<b>V</b>	20	117	24	20	3	87	2	17				17	11	21		5	
<b>Be</b>	5	3	3	3	4	2	18	5				7	5	5		6	
<b>Mo</b>	0	0	0	0	0	0	0	4									
<b>As</b>	0	175	0	0	0	0	0	20				5	4	5		3	
<b>Co</b>	2	17	5	3	2	30	1	5				20	12	10		18	
<b>Y</b>	11	22	19	13	25	22	14	15									
<b>Cd</b>	0	1	1	0	0	3	0	2									
<b>F</b>	1136	3220	575	1244	200	1592	712					1006	1006	1242		1396	
<b>Cu</b>	3	16	2	3	5	13	9	17				8	8	8		14	

Tabla 11.- Elementos traza (P.P.M.) de las muestras de la Hoja 883. Granito Biotítico Porfídico

MUESTRA	LB-9026	LB-9058	LB-9068	LB-9084	LB-9320	LB-9338
<b>Li</b>	98	50	60	67	80	198
<b>Rb</b>	216	226	230		316	426
<b>Sr</b>	140	91	114		28	40
<b>Zr</b>	219	43	181		61	134
<b>Sn</b>	0	10	0		10	0
<b>W</b>	0	0	0		0	25
<b>B</b>	5	4	6			
<b>Zn</b>	40	12	16	87	90	14
<b>Sb</b>	0	0	0	10		
<b>Ag</b>	0	0	0	0		
<b>Pb</b>	9	51	32	31	61	15
<b>Cr</b>	127	141	174	84	176	57
<b>Ni</b>	9	6	6	10	43	10
<b>Ba</b>	453	75	31	687	55	255
<b>V</b>	18	2	5	29	6	18
<b>Be</b>	3	22	9	3	10	5
<b>Mo</b>	0	0	0	4		
<b>As</b>	0	0	0	20		
<b>Co</b>	4	0	1	6	3	3
<b>Y</b>	23	15	18	24	9	14
<b>Cd</b>	1	0	1	2		
<b>F</b>	1035	200	379		1045	1242
<b>Cu</b>	2	4	3	9	8	8

Tabla 12.- Elementos traza (P.P.M.) de las muestras de la Hoja 883. Diques NO-SE

MUESTRA	LB-9029	LB-9030	LB-9031	LB-9070	LB-9082	LB-9316	LB-9317	LB-9336	LB-9337	LB-9020	LB-9023
<b>Li</b>	131	93	76	107	83	248	225	226	171	201	156
<b>Rb</b>	349	254	310			568	345	424	327	300	484
<b>Sr</b>	22	38	20			5	10	10	9	15	29
<b>Zr</b>	77	96	70			65	63	72	32	52	31
<b>Sn</b>	10	0	15			28	0	13	10	0	7
<b>W</b>	0	0	0			27	22	20	20	0	5
<b>B</b>	4	8	10							14	8
<b>Zn</b>	41	75	101	25	73	25	26	26	51	55	40
<b>Sb</b>	0	0	0	14	10					0	0
<b>Ag</b>	0	0	0	0	0					0	0
<b>Pb</b>	29	25	35	48	30	34	54	46	34	33	41
<b>Cr</b>	154	146	154	95	165	113	111	122	142	155	149
<b>Ni</b>	4	7	16	10	10	10	10	10	10	6	16
<b>Ba</b>	347	474	366	33	30	7	16	12	15	309	404
<b>V</b>	18	1	33	5	5	2	3	4	3	13	36
<b>Be</b>	4	7	7	19	7	16	8	5	11	4	7
<b>Mo</b>	0	0	0	4	4					0	0
<b>As</b>	0	0	0	20	26					0	0
<b>Co</b>	3	2	4	3	3	2	2	3	3	2	6
<b>Y</b>	19	27	9	21	24	18	19	14	4	10	13
<b>Cd</b>	1	0	1	2	2					0	1
<b>F</b>	992	575	767			1242	814	833	968	1221	787
<b>Cu</b>	2	6	3	8	14	8	8	8	8	2	1

Tabla 13.- Elementos traza (P.P.M.) de las muestras de la Hoja 883. Leucogranitos

MUESTRA	LB-9113	LB-9321
Li	18	95
Rb	12	58
Sr	120	109
Zr	115	283
Sn		0
W		0
B		
Zn	99	55
Sb		
Ag		
Pb	10	19
Cr	122	57
Ni	38	20
Ba	24	326
V	322	132
Be	1	5
Mo		
As		
Co	37	24
Y	28	35
Cd		
F	193	1088
Cu	141	27

Tabla 14.- Elementos traza (P.P.M.) de las muestras de la Hoja 883. Diques básicos

MUESTRA	LB-9115	LB-9116
Li	11	127
Rb	2	92
Sr	332	101
Zr	115	221
Sn		
W		
B		
Zn	106	59
Sb		
Ag		
Pb	10	10
Cr	203	63
Ni	55	24
Ba	12	283
V	338	138
Be	1	3
Mo		
As		
Co	38	22
Y	30	33
Cd		
F	193	987
Cu	145	18

Tabla 15.- Elementos traza (P.P.M.) de las muestras de la Hoja 883. Rocas verdes

## 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 Falla de Santa Eufemia. Al norte de la Falla de Santa Eufemia, en los materiales de la Zona Centroibérica, 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, sericita y cuarzo, en las rocas pelíticas y grauváquicas, y de clorita, anfíbol actinolítico 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, que en esta hoja alcanza 2 km de anchura. En base a criterios petrográficos y de campo se ha considerado una aureola interna y otra externa.

La aureola interna se extiende desde el contacto con las rocas ígneas del plutón hasta la desaparición de las texturas maculosas, las rocas pertenecientes a esta zona son corneanas o esquistos moteados con una paragénesis de cuarzo + moscovita + cordierita + andalucita + biotita + plagioclasa, pertenecientes a la facies de las Corneanas Hornbléndicas.

La aureola externa presenta rocas pizarrosas ligeramente moteadas, con recristalización de algunos minerales y paragénesis de cuarzo + moscovita + clorita + albita + epidota, que corresponden a la facies de las Corneanas de Albita-Epidota.

Las texturas más comunes, según protolitos, varían entre granoblásticas y lerido-porfidoblásticas, con "spots" de cordierita, chiastolita o productos de alteración de los mismos.

Localmente, en zonas inmediatamente adyacentes al contacto intrusivo, se han reconocido paragénesis con feldespato potásico + cordierita + andalucita  $\pm$  sillimanita, lo cual nos indica que se alcanzaron las condiciones de la facies de Corneanas Piroxénicas. La reacción de desestabilización de la moscovita en presencia de cuarzo, para dar feldespato potásico + silicatos de Al + agua, tiene lugar a 580°C/1kb (WINKLER, 1978) o 625°C/2kb (AUBOUIN *et al.*, 1981). De acuerdo con estos datos, la temperatura de intrusión deducida según el método de JAEGER (1957) (in WINKLER, 1978), rondaría los 750°C. Esta temperatura debe ser con-

siderada como meramente orientativa, ya que procesos retrometamórficos, posiblemente ligados a circulación de fluidos (turmalinización frecuente junto a los contactos), 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, si bien en esta hoja se observa en el sector situado al S del afloramiento Cabezaparda-Rosalejo, la existencia de una foliación de crenulación tardía muy penetrativa, de espaciado milimétrico con dirección E-O a N110°E, buzando 40° a 50° al N, observándose que la biotita está afectada por ella, existiendo protoblastos de andalucita ovalados, sincinemáticos con la foliación de crenulación (a la que incluyen y a su vez los rodea), y blastos de andalucita idiomorfos tardíos a posteriores a la foliación de crenulación.

#### 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 de las áreas fuente

El primer hecho a tener en cuenta, de cara a este objetivo, es el reconocimiento de la naturaleza heterogénea del batolito en términos compositionales. 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 4.4.3) y la presencia de inyecciones sin-plutónicas básicas en granitos de otros sectores del batolito (Hoja de Andújar; LARREA *et al.*, en prensa b), permiten descartar sin ningún género de dudas que los enclaves básicos e intermedios representen 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 km<sup>3</sup> (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 estudios 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). Aunque en este caso se puede aceptar como una causa, no parece suficiente. No creemos que un mecanismo de este tipo pueda explicar, tampoco, la génesis de 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-H<sub>2</sub>O, 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 (véase 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, 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 revisados 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 químismo 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 periodo 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 anfíbol 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 granodiorita (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 de batolito (esta hoja y las de Cardena y Andújar; QUESADA *et al.*, en prensa; LARREA *et al.*, en prensa, b);
- 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. 8, 9, 10 y 11), 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 esta hoja, 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), es 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 reabsorvidos, 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 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 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” gábrídeos que afloran cerca de los bordes del batolito en algunos sectores (La Serena; EGUILUREN, 1983; y Cerro Bermejo, situado en la vecina Hoja de Cardeña; QUESADA *et al.*, en prensa).

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 acrecentamiento local del carácter peraluminoso de la roca ígnea.

#### 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 corroidos de piroxenos y plagioclasa, apatito acicular) como en los enclaves (cuarzo y feldespatos alcalinos globulares, frecuentemente con coronas de melanocromatos); textura poiquilitica de las rocas microgranudas; presencia de microenclaves básicos en la granodiorita (agregados de anfíbolo, biotita y plagioclasa cárquica).
- Geoquímicas: desviación de algunos enclaves (los más básicos) del “trend” evolutivo

general (Figs. 8, 9, 10 y 11), 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 estos 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 Virgen de la Cabeza, existen también evidencias de mezcla superficial de magmas, en la esquina suroccidental, proximidades del río Yeguas.

#### 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 viesen 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 sobrecalentada 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 impor-

tancia 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 conjunto plutónico 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 aplíticas 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 Virgen de la Cabeza 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 Virgen de la Cabeza son los materiales del "Culm" del Carbonífero inferior. Estos materiales se depositan en paraconcordancia sobre el Paleozoico de la Zona Centroibérica, cuyo contacto se sitúa a escasos centenares de metros al N de la hoja. Estos materiales paleozoicos, constituyen 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 esta, dos hechos de la evolución de la plataforma centroibérica merecen ser referidos. Por una parte, la presencia esporádica de depósitos glacio-marinos 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 que acaba 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-Pérmitico 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 muy 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 una etapa extensional subsecuente al cabalgamiento hacia el sur de la Zona Centroibérica sobre la 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 compartmentan 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 las 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 o algo superior, 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 fraccionados) 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 varisca, 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 Virgen de la Cabeza, así como del carácter aún en desequilibrio de la red fluvial actual.

## 6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 6.1. INDICIOS 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 16 se presenta la relación de indicios incluidos en la Hoja de Virgen de la Cabeza, elaborada a partir del proyecto "Base de Datos Geológico-Mineros de la Zona de Ossa-Morena" (MAYASA-ENADIMSA-INIMA, 1995, ined.). Se presentan con un número de orden (del citado proyecto), 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 tardíivarisco. Su ubicación dentro o en la inmediata vecindad del batolito sugiere que su génesis estuvo ligada a la evolución tardía del mismo. Con carácter general en el batolito, la distribución espacial de los indicios muestra 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 principalmente 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-Zn-Ag. Arman fundamentalmente en el contacto de las rocas ígneas. Con direcciones entre N50°-90°E. Las paragénesis son de cuarzo, galena, blenda, calcopirita, carbonatos de cobre, carbonatos de plomo, plata, óxidos de hierro y baritina. Los más importantes son Los Escoriales y Cabezaparda
- Indicios de Estaño-Wolframio. Arman tanto en el granito como en los metasedimentos, con paragénesis de cuarzo-wolframita.
- Indicios de U-Cu. Arman en el granito-adamellita. Son filonianos con direcciones predominantes N20°-60°E. Los más significativos son, Mina Montealegre, Los Escoriales, La Virgen, Los Santos y Navalasno. 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 hematitzación) y otras se han producido por las reacciones hidrotermales (hematitzación, silicificación, argilitización y jasperización). Presentan las paragénesis siguientes:

- Minerales primarios de uranio. Pechblenda, coffinita.
- Minerales secundarios de uranio. Gumitas, uranotilo, autunita, torbernitita, uranopilita, tennantita, zipeita, johanita y fosfuranilita.
- Otros minerales filonianos. Pirlita, marcasita, calcopirita, cobres grises, bornita, calcosína, covellina, tenorita, cuprita melnicovita, malaquita, crisocola, calcantita y oligisto.
- Minerales de garga. 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 rejuegues 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 200 m, 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 tardíavariscas 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 reemplaza 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 Virgen de la Cabeza 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 trate únicamente de concentraciones de minerales secundarios en zonas favorables de granito o diques tectonizados.

Sus características se resumen en la siguiente tabla (Tabla 16).

Número	Nombre	Labores	Sustancia	Coordenadas		Morfología
				X	Y	
1625	Mina de Los Escoriales	Labores superficiales. Dos pozos de 283m y 185m	Cu	419250	4226300	FIL/N90°E
1626	Salas de la Galiarda	Gran cantidad de labores antigas	Cu	424650	4227400	Des.
1627	Montealegre 2	Tres sondeos, total 250m	U-Cu	404050	4232900	FIL/N30°E
1628	Mina Montealegre 1	Dos pozos de más de 30m, 11 sondeos, total 1245m	U-Cu	403650	4232150	FIL/N30°E
1629	Mina La Virgen	Dos pozos de 190m y 50m. Galerías. Labores de la J.E.N.	U-Cu	409550	4230100	FIL/N60°E
1630	Los Santos	Pozo de 22,5m, 1 Sondeo de 80m	U-Cu	408550	4229450	FIL/N60°E
1631	Navalasno	2 Pozos de 75m, 1.200m de galerías, 2.100m de sondeos	U-Cu	405300	4227750	FIL/N60°E
1632	Raso de Los Machos	Pozo de 27m, 544m de sondeos	U-Cu	407250	4232450	FIL/N45°E
1633			Sn	396670	4238620	FIL/N65°E
1634			Cu	396620	4231770	FIL/N30°E
1635			Cu	398760	4227830	FIL/N60°E
1636			Cu	399830	4228840	FIL/N40°E
1637	Mina de Valquemado		Cu	400730	4233880	FIL/N25°E
1638			Cu	404170	4232630	FIL/N20°E
1639			Cu	406700	4232570	FIL/N160°E
1640			Pb-Zn-Ag	407430	4232780	FIL/N50°E
1641			Pb-Zn-Ag	407350	4231330	FIL/N50°E
1642			Sn-W	408730	4239720	FIL/N140°E
1643			Cu	409950	4225230	FIL/N60°E
1644			Cu	410930	4229000	FIL/N20°E
1645			Cu	412680	4231530	FIL/N30°E
1646	Mina de Los Escoriales		Cu	418720	4226130	FIL/N60°E
1647	Mina Cabeza Parda		Pb-Zn-Ag	419520	4230200	FIL/N160°E
1648	Mina Cabeza Parda		Pb-Zn-Ag	420760	4230280	FIL/N70°E
1649			Pb-Zn-Ag	421230	4229430	FIL/E-W
1650			Cu	421240	4226240	FIL/N80°E
1651			Pb-Zn-Ag	423120	4230320	FIL/N65°E
1652	Huerta del Gato		Pb-Zn-Ag	424270	4229920	FIL/N55°E
1653			Pb-Zn-Ag	424450	4229630	FIL/N55°E
1654			Cu	424830	4228330	FIL/N-S

Tabla 16.- Indicios mineros en la Hoja de Virgen de la Cabeza

Por lo que respecta a minerales y rocas industriales u ornamentales, la actividad extractiva en la Hoja de Virgen de la Cabeza 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 cuya Área de Investigación en Recursos Minerales están disponibles para su consulta.

## 6.2. HIDROGEOLOGÍA

### 6.2.1. Climatología

En la hoja Virgen de la Cabeza se ubican 2 estaciones meteorológicas controladas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (Cuadro 1). Una de ellas, la situada en la zona norte-oriental de la hoja (5318) es de control pluviométrico, la otra (5320), situada más al sur, es controla además las temperaturas. La información sobre las condiciones climáticas se describe a partir del Sistema de Información de Datos Agrarios (SIGA) del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino.

La hoja está comprendida entre las isoyetas de 400 y 800 mm con los mínimos situados al sureste, donde se localizan las cotas más bajas, y los máximos hacia el oeste. Las variaciones pluviométricas están básicamente condicionadas por la topografía y por las entradas de frentes atlánticos por el oeste.

Los valores de isotermas se encuentran comprendidos entre 14 y 18 °C, con los máximos en las zonas de cotas más bajas, en los valles de los ríos más importantes, y los mínimos en las zonas de interfluvio, más elevadas.

Los valores de las medias anuales de evapotranspiración potencial (ETP) están comprendidos entre 750 mm y 900 mm con una distribución similar a las temperaturas.

Estación	Nombre	Periodo	Tipo	Cota	Pp media	T media
5318	Andújar "El Contadero"	1961-87	P	360	673	--
5320	Pantano del Jándula	1967-00	TP	360	510	16,9

Cuadro 1.- Resumen de datos pluviométricos

### 6.2.2. Hidrología superficial

La hoja se encuentra dentro de la Cuenca del Guadalquivir en su margen derecha. El principal río que la atraviesa es el Jándula, que aparece represado dos veces, en el límite sur se ubica la cerrada del embalse del Encinarejo y más al norte, casi en su cola, se sitúa la del embalse del Jándula.

La cuenca del Jándula ocupa algo más de la mitad oriental de la hoja, excepto la esquina suroriental que se incluye dentro de la cuenca del río Rumblar. La parte occidental pertenece a la cuenca del Río de las Yeguas.

El río Jándula es el más importante, atraviesa la hoja de norte a sur y en casi todo su trazado está represado. El embalse del Encinarejo, el situado más al sur, tiene un volumen de embalse de 15 hm<sup>3</sup> y es utilizado para regulación general. El embalse del Jándula tiene un volumen de embalse mucho mayor, de 322 hm<sup>3</sup>, y es igualmente utilizado para regulación general.

### 6.2.3. Características hidrogeológicas

Los materiales aflorantes en la hoja presentan en su conjunto baja permeabilidad (Cuadro 2). Se diferencian las rocas metamórficas carboníferas, que afloran en la mitad nororiental, y las rocas plutónicas, que forman parte del Batolito de los Pedroches y afloran en la mitad suroccidental.

Código IGME	TIPO M=manantial S=sondeo P=pozo	Toponimia	Cota	Caudal (l/s)	Prof.	Acuífero
183510001	S	Valdelagrana la Nueva	680	--	60	Grauvacas y pizarras
183510004	M	Fuente de la Higuera	707	--	--	Grauvacas y pizarras
183510005	M	Los Castellones	785	--	--	Rocas plutónicas
183520001	M	Venta Quemada	610	0,02	--	Grauvacas y pizarras
183530002	M	Merlanza	645	--	--	Grauvacas y pizarras
183530004	M	El Alcornocal	645	2	--	Grauvacas y pizarras
183530005	P	Puerto Alto	670	--	--	Grauvacas y pizarras
183530006	M	El Ojuelo	655	0,01	--	Grauvacas y pizarras
183550001	M	Fuente de la Víbora	400	--	--	Rocas plutónicas
183550002	M	Garganta de Valquemado	580	--	--	Rocas plutónicas
183560004	S	Hotel La Mirada	620	--	140	Rocas plutónicas
183560005	S	Urbanización	620	--	--	Rocas plutónicas
183560006	S	Santuario	590	--	90	Rocas plutónicas
183560007	S	Lugar Nuevo	290	--	200	Rocas plutónicas
183560008	S	Nuevo abast. Santuario	615	--	--	Rocas plutónicas
183560009	P	Pozo del Charlatán	685	--	12	Rocas plutónicas
183570001	M	Fuente del Jabalí	470	0,5	--	Rocas plutónicas
183570002	M	Peñón de Cereceda	700	--	--	Grauvacas y pizarras
183580001	M	Arroyo de la Garganta	605	1	--	Arcosas y conglomerados
183580002	M	Huerta del Gato	700	1	--	Rocas plutónicas

Cuadro 2.- Principales puntos de agua de la hoja de Virgen de La Cabeza

Por otra parte, se han cartografiado pequeños retazos de materiales detríticos terciarios que tienen una permeabilidad más elevada, pero su escasa extensión y potencia hacen que su importancia hidrogeológica sea menor.

#### Grauvacas y pizarras carboníferas

Se trata de una sucesión muy potente de alternancias de pizarras y grauvacas que presentan muy baja permeabilidad. Esta característica hidrogeológica se ve modificada localmente por la presencia de niveles con una proporción mayor de grauvacas, conglomerados cementados o cuarcitas, estas últimas de mayor potencia e importancia.

Los puntos de agua inventariados son escasos y consisten generalmente en manantiales de muy bajo caudal asociados a las zonas de litología más heterogénea como los niveles de cuarcita, el límite con el Batolito de los Pedroches, donde hay metamorfismo de contacto, y las zonas afectadas por fracturas importantes. También se conoce la existencia de sondeos que aportan caudales suficientes para el abastecimiento de pequeñas cortijadas.

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, si bien, puntualmente pueden existir manantiales con caudales medios de 0,5 l/s (Fuente del Jabalí). Los sondeos ubicados sobre líneas de fracturas regionales dan buenos resultados, con caudales puntuales a veces de más de 10 l/s, como en el sondeo del Lugar Nuevo, si bien, como consecuencia del bajo almacenamiento en la matriz de la roca, el caudal suele descender apreciablemente con el tiempo de bombeo.

En determinadas zonas, también la capa de alteración del granito ("lehm") presenta interés hidrogeológico, aunque su permeabilidad en general es baja, menor a muro, debido a un mayor predominio de arcillas. Los puntos de agua asociados suelen ser pozos poco profundos o pequeños manantiales.

### Materiales detríticos terciarios

Aparecen afloramientos de materiales detríticos terciarios en pequeños retazos en dirección ÓNO-ESE. Están formados por arcosas y conglomerados poco cementados y de alta permeabilidad. Su potencia, al igual que su extensión es pequeña, de 40 m como máximo, y su morfología es subhorizontal.

Asociados a estos afloramientos se localizan los manantiales de mayor caudal de la hoja (El Alcornocal, Merlanza, el Ojuelo y el Arroyo de la Garganta), aunque debido a la poca extensión de los afloramientos, no superan los 2 l/s de caudal medio.

## 8. 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.
- ALONSO OLAZÁBAL, A.; CARRACEDO, M. & ARANGUREN, A. (1999). "Petrology, magnetic fabric and emplacement in a strike-slip regime of a zoned peraluminous granite: the Campanario-La Haba pluton, Spain". *En: Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques* (A. CASTRO, C. FERNÁNDEZ; J. L. VIGNERESSE, (Eds.). Geological Society, London: 177-191.
- APALATEGUI, O.; EGUILUZ, Y. L.; 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.; EGUILUZ, 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.
- AUBOUIN, J.; BROUSSE, R. Y LEHMAN, J.P. (1981). "Tratado de Geología, T.1: Petrología". Ed. Omega, Madrid, 652 p.
- BEA, F.; SÁNCHEZ GONZÁLEZ DE HERRERO, J.G. Y SERRANO PINTO, M. (1987). "Una compilación geoquímica (elementos mayores) para los granitoides del Macizo Hespérico". *En: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Ed. Rueda, Madrid: 87-193.
- 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.*, 332p.
- BURG, J.P.; BALE, P.; BRUN, J.P. Y GIRARDEAU, J. (1987). "Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorian 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. Y RBONELL, 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<sup>a</sup> 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<sup>a</sup> 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 paleoefuerzos". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 22: 229-246.
- 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.



INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID