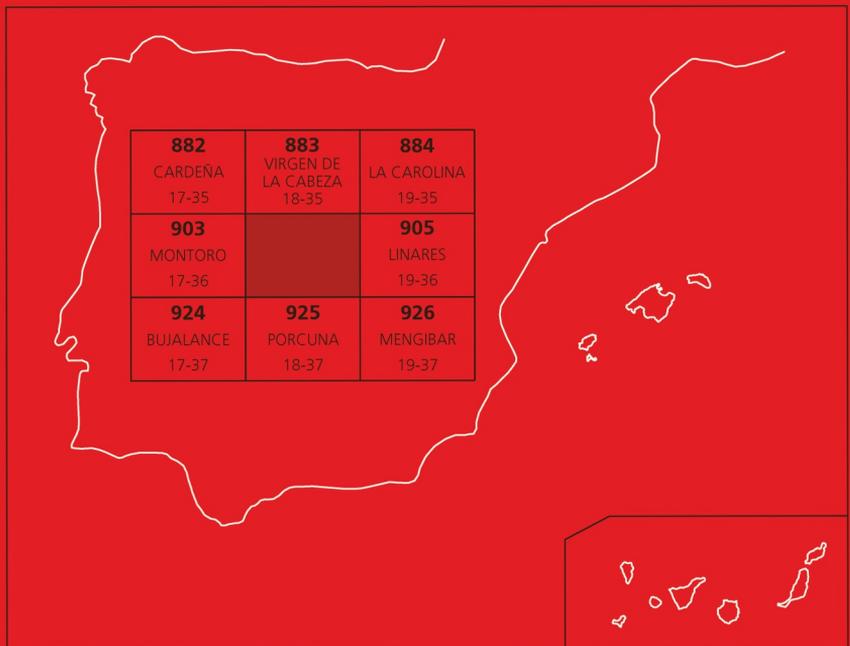




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



ANDÚJAR

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

ANDÚJAR

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-13-019-1
ISBN: 978-84-7840-923-5
Depósito legal: M-34940-2013

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

Las presentes Hoja y Memoria (Andújar-904) han sido realizadas por el Área de Cartografía Geocientífica del Instituto Geológico y Minero de España, dentro del programa MAGNA durante 1989 y actualizada y revisada en 2008, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

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

Dirección y supervisión

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

Edición

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

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

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

Esta publicación deberá citarse de la siguiente forma:

LARREA, F.J.; SANTISTEBAN, J.I.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y MARTÍN-SERRANO, A. (2013). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Hoja nº 904: Andújar". *Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. Cartografía finalizada en 1992. Memoria finalizada y revisada en 2008.*

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. MARCO GEOLÓGICO	10
1.3. ANTECEDENTES	14
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	15
2. ESTRATIGRAFÍA	15
2.1. UNIDAD METASEDIMENTARIA. "CULM" DE LOS PEDROCHES	15
2.1.1. Grauvacas y pizarras (10). Carbonífero inferior	16
2.1. UNIDAD PLUTÓNICA. BATOLITO DE LOS PEDROCHES	18
2.2.1. Grupo Granodiorítico	20
2.2.1.1. Microadamellitas porfídicas (1)	20
2.2.2. Grupo Granítico-Adamellítico	21
2.2.2.1. Granitos biotíticos porfídicos (3)	22
2.2.2.2. Microgranitos biotíticos (4)	22
2.2.2.3. Adamellitas porfídicas (2)	23
2.2.2.4. Leucogranitos (5)	23
2.2.2.5. Aplitas y pegmatitas (7)	23
2.2.2.6. Pórfidos graníticos-adamellíticos (6)	24
2.2.3. Manifestaciones tardías. Filones de cuarzo (8). Diabasas (9)	24
2.2.4. Dataciones absolutas de los procesos magmáticos	25
2.3. MESOZOICO	28
2.3.1. Areniscas y lutitas rojas (11). Buntsandstein, Triásico	28
2.4. CENOZOICO. NEÓGENO	29
2.4.1. Tortoniense Il-Plioceno.....	30
2.4.1.1. Conjunto conglomerático. Gravas y arenas (14b). Gravas de Cerro del Moro	30
2.4.1.2. Conjunto de transición marino-continental. Gravas, arenas, lutitas y calizas detríticas (14a)	33
2.4.1.3. Conjunto de arenas y calizas. Arenas y calizas de Espelúy (13)	35
2.4.1.4. Conjunto margoso. Margas de Vegas de Triana-Marmolejo (12)	36
2.4.1.5. Brechas sintectónicas (15)	37
2.4.2. Modelo sedimentario	37
2.5. CENOZOICO. PLIOCENO. PLEISTOCENO. HOLOCENO	38
2.5.1. Gravas, limos y arenas (16, 17, 18).Terrazas altas	38
2.5.2. Gravas, arenas, limos y limos arcillosos (20, 21, 22, 23). Terrazas medias	38

2.5.3. Conglomerados siliciclásticos (19, 24). Abanicos encajados perimontañosos ...	39
2.5.4. Arenas y gravas (25, 26). Terrazas bajas. Arenas (27, 31, 32). Fondo de valle-llanura de inundación; barras; diques naturales	39
2.5.5. Arcillas, limos y arenas (28). Glacis. Arcillas, limos y cantos (29). Coluviones Arenas, conglomerados y fangos (30). Conos de deyección	39
2.5.6. Acumulaciones antrópicas (33)	39
3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	40
3.1. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD METASEDIMENTARIA	40
3.1.1. Estructuras mayores	41
3.1.2. Estructuras tardías	42
3.2. ESTRUCTURA DE LA UNIDAD PLUTÓNICA	42
3.2.1. Emplazamiento del Grupo Granodiorítico	46
3.2.2. Emplazamiento y estructura del Grupo Granítico-Adamellítico	47
3.2.3. El haz de pórfidos graníticos-adamellíticos	48
3.3. FRACTURACIÓN TARDIVARISCA	48
3.4. TECTÓNICA ALPINA	51
3.5. RECAPITULACIÓN SOBRE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA GENERAL	52
3.5.1. Generación de la cuenca de Los Pedroches	52
3.5.2. Inversión de la cuenca de Los Pedroches	53
3.5.3. Emplazamiento del Batolito de Los Pedroches	53
3.5.4. Fracturación Tardivarisca	54
3.5.5. Tectónica Alpina	54
4. PETROLOGÍA ÍGNEA Y METAMÓRFICA	54
4.1. PETROLOGÍA DE LAS ROCAS ÍGNEAS	54
4.1.1. Grupo Granodiorítico	54
4.1.1.1. Microadamellitas Porfídicas (1)	54
4.1.2. Grupo Granítico-Adamellítico	55
4.1.2.1. Adamellitas porfídicas (2)	55
4.1.2.2. Granitos biotíticos porfídicos (3)	56
4.1.2.3. Microgranitos biotíticos (4)	58
4.1.2.4. Leucogranitos (5)	59
4.1.2.5. Pórfidos granítico-adamellíticos (6)	59
4.1.2.6. Diques aplíticos (7)	60
4.1.3. Filones de Cuarzo (8)	60
4.1.4. Diabasas (9)	60
4.2. GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÍGNEAS	60
4.2.1. Diagramas de variación de elementos mayores	61
4.2.2. Diagramas de variación de elementos traza	61
4.2.3. Otros diagramas	63
4.2.4. Geoquímica isotópica	67
4.3. METAMORFISMO	77
4.3.1. Metamorfismo regional	77
4.3.2. Metamorfismo de contacto	77
4.4. RECAPITULACIÓN PETROGENÉTICA	77
4.4.1. Características del área fuente	78
4.4.2. Fuentes de calor	78

4.4.3. Ambiente tectónico	79
4.4.4. Evolución magmática	80
4.4.4.1. Fusión parcial	80
4.4.4.2. Segregación, ascenso y emplazamiento	82
4.4.4.3. Diferenciación y evolución magmática	83
5. HISTORIA GEOLÓGICA	86
5.1. EVOLUCIÓN PREVARISCA	86
5.2. EVOLUCIÓN DURANTE LA OROGENIA VARISCA	87
5.3. EVOLUCIÓN ALPINA	88
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	89
6.1. INDICIOS MINERALES	89
6.2. HIDROGEOLOGÍA	91
6.2.1. Climatología	91
6.2.2. Hidrología superficial	92
6.2.3. Características hidrogeológicas	92
7. BIBLIOGRAFÍA	97

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Andújar, número 904 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está ubicada en el límite del Valle del Guadalquivir y la Sierra Morena Oriental, al noroeste de la Provincia de Jaén, aunque el Término Municipal de Montoro (Córdoba) ocupa su esquina noroccidental.

Su geografía es muy variada, en el tercio noroccidental se sitúan las estribaciones de la Sierra Morena, con los Parques Naturales de Las Sierras de Cardeña y Montoro y Sierras de Andújar; al este se encuentra la comarca de Las Lomas; y por el límite meridional corre el río Guadalquivir desarrollando el Valle del Guadalquivir. Cada comarca tiene sus propias rocas y los límites son bruscos, marcados por fallas, que al elevar relativamente los bloques de zócalo, la subsecuente actividad erosiva cuaternaria, ha eliminado los materiales recientes depositados en ellos.

La 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, en esta hoja las cotas van desde 765 m (cerro de Mosquilla) hasta los 300 m en los cerros meridionales, con diferencias de cotas de más de 400 m en el río Yeguas. 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 Valle del Guadalquivir, 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 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.

La Comarca de las Lomas representa un fuerte contraste con respecto a la sierra adyacente, ofreciendo un relieve bastante más suave, de 300 a 400 m de altitud media, sobre la que se alzan algunos cerros amesetados que no superan los 500 m de cota.

Esta comarca, antesala de la meridional campiña del Valle del Guadalquivir, integra el entorno en el que se ha asentado la mayor parte de la población con localidades como Andújar y Marmolejo, y ya fuera de la hoja, Linares, Bailén o La Carolina, que constituyen el eje económico, social y administrativo de la comarca. En ella se desarrolla una intensa actividad del sector primario, tanto en ganadería (ovino, vacuno y de lidia) como en agricultura de tipo exten-

sivo (especialmente olivar). El sector secundario a pesar de la desaparición de la minería y de la crisis de la industria automovilística, está en periodo de recuperación con la recuperación de la actividad industrial en Linares y Bailén, y un fuerte desarrollo de la actividad agroalimentaria. Como consecuencia de ello, el sector de servicios experimenta una progresiva expansión, sirva como ejemplo la creación de dos importantes hospitales en Linares y Andújar.

El Valle del Guadalquivir tiene su propia dinámica, con una agricultura muy avanzada soportada por una buena infraestructura de regadío, ha desarrollado una agricultura intensiva capaz de adaptarse a las fluctuaciones de la economía actual, constituyendo una de las reservas agrícolas más importantes de nuestro País.

La red de drenaje de la hoja pertenece a la margen derecha del Guadalquivir y al propio río que fluye por el sur de la misma. Los afluentes más importantes son el Yeguas y sobre todo el Jándula que recorre la hoja de norte a sur. Mientras que el Guadalquivir tiene un trazado meandriforme maduro, los afluentes por el norte dibujan una red dendriforme, muy encajada y poco evolucionada, con diferencias de cotas de más de 400m, fuertemente condicionada por las directrices estructurales, a pesar de que las corrientes son muy estacionales; lo que evidencia el encajamiento activo de la cuenca.

La población se distribuye muy irregularmente, mientras que en las sierras sólo se construyen fincas de recreo, en la campiña están los núcleos de habitantes como Andújar, Marmolejo y Villanueva de la Reina y numerosas urbanizaciones que dan lugar a una densidad importante de población.

La red de carreteras es muy densa, con la Autovía del Sur que recorre todo el borde meridional, una red de carreteras locales importante y en la zona de la sierra una densa red de pistas y caminos transitables en coche, que dan acceso a las explotaciones ganaderas y facilitan el reconocimiento geológico, siempre que los propietarios permitan el paso.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

La hoja se localiza en el extremo oriental del Batolito de Los Pedroches. Incluye el sector oriental del plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza y la apófisis de La Centenera, los materiales del "culm" de Los Pedroches en los que intruye; y separados por fallas, pertenecientes a la Falla del Guadalquivir y la Fosa de Bailén, los sedimentos mesozoicos de la orla mesozoica de la Meseta y los materiales Cenozoicos del Valle del Guadalquivir. La naturaleza de las rocas es tan variada que les confiere unas relaciones muy dispares. Las rocas ígneas intruyen sobre rocas paleozoicas estructuradas en la Orogenia Varisca, y ambas se comportan como un zócalo rígido y margen estable de los sedimentos pertenecientes a las Cordilleras Béticas y su culminación, ya postorogénica de los sedimentos del Valle del Guadalquivir.

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). 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; LINÁN, 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-Albuquerque). Hacia el ESE, el batolito desaparece recubierto por depósitos terciarios de la cuenca del Guadalquivir, aunque se ha reconocido en sondeos (PERCONIG, 1960-62 y PERCONIG y MARTÍNEZ DÍAZ, 1977) hasta la ubicación del accidente del Guadalquivir, desconociéndose su continuación al sur del mismo.

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

Como consecuencia de la actividad tectónica tardivarisca y alpina el tercio oriental de la hoja se encuentra recubierto por depósitos mesozoicos y cenozoicos que se superponen discordantemente sobre los materiales paleozoicos (CASTELLÓ y ORVIZ CASTRO, 1976; AZCÁRATE *et al.*, 1977). La cobertera mesozoica no está plegada en esta hoja, limitándose su tectónica a basculamientos causados por el movimiento relativo de los bloques formados en la fracturación alpina, y los cenozoicos son postorogénicos y discordantes sobre todos los anteriores. Desde el punto de vista tectosedimentario constituyen el relleno, en el margen pasivo de la cuenca de antepaís generada por la estructuración al S de las Cordilleras Béticas durante la Orogenia Alpina.

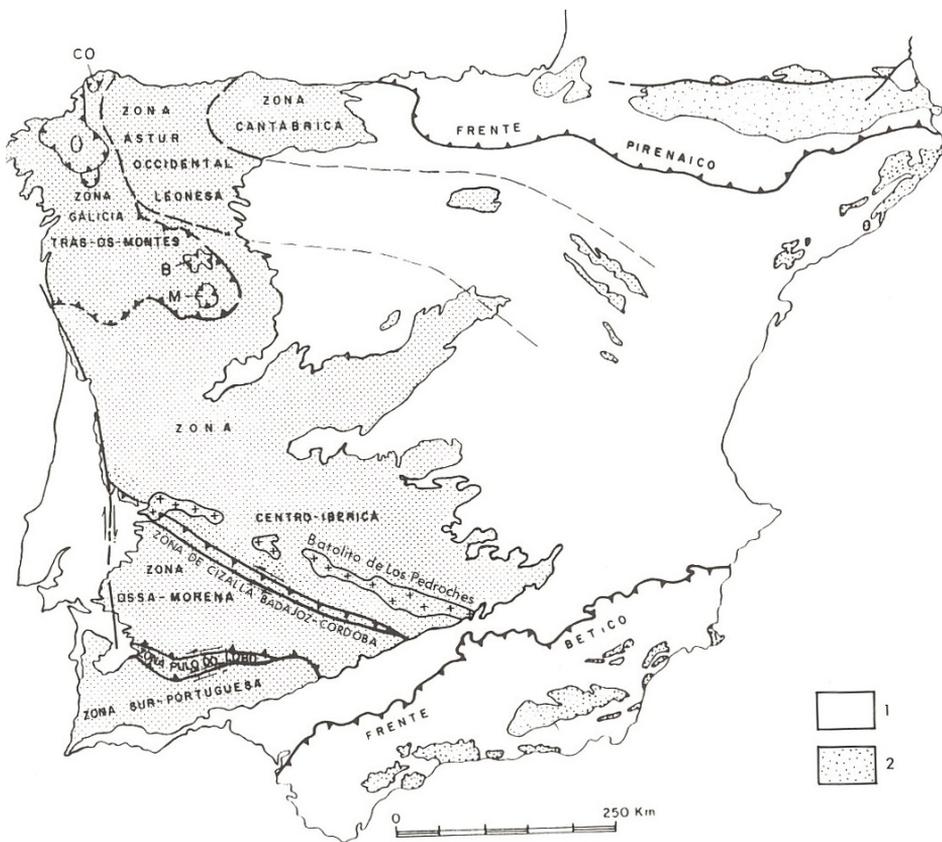


Fig. 1.- Mapa zonal del Macizo Ibérico con la localización del Batolito de Los Pedroches. 1- Cobertera Mesozoica y Cenozoica. 2- Sustrato Paleozoico. Basada en Julivert et al (1974) modificada por Robardet (1976) y Farias et al (1987)

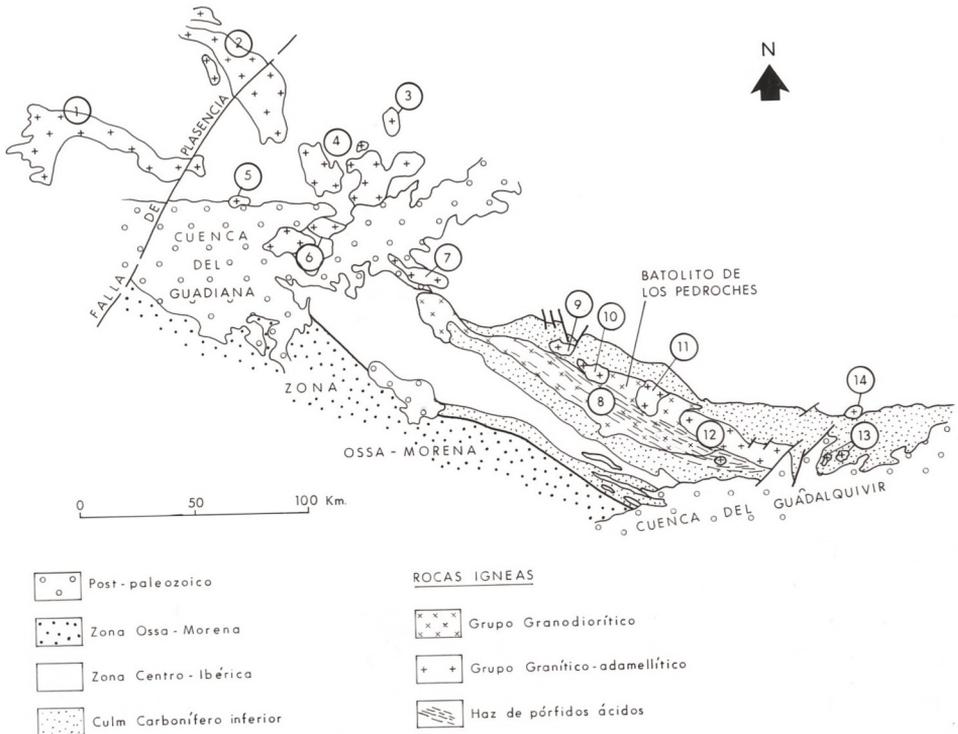


Fig. 2.- Esquema cartográfico del Batolito de Los Pedroches y plutones asociados. 1) Nissa-Alburquerque. 2) Cáceres. 3) Trujillo. 4) Montánchez. 5) La Roca de la Sierra. 6) Mérida. 7) La Haba. 8) Los Pedroches. 9) Santa Eufemia. 10) El Guijo. 11) Mogabar. 12) Cardena-Virgen de la Cabeza. 13) Linares.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

1.3. ANTECEDENTES

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

- 1) La primera etapa, histórica, tuvo matices eminentemente descriptivos, destacando los trabajos de MALLADA (1880, 1895), quién describió sus litologías, contactos y metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. CARBONELL (1916, 1917, 1925, 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 Andújar.
- 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 GALLEGO (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 ARIBAS (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 Andújar: DONAIRE, (1990); LARREA, (1987); LARREA *et al.* (1992); DEFALQUE *et al.*, (1992); LARREA *et al.* (1996a y b).

En cuanto a los materiales del Valle del Guadalquivir, en los años 1976-1977 se publicaron las hojas del borde septentrional, en las que se recogían los conocimientos de la intensa investigación geológica llevada a cabo por la Empresa Nacional Adaro en el campo minero de Linares-La Carolina; con la publicación de las hojas nº 884 La Carolina (CASTELLÓ y ORVIZ CASTRO, 1976), 885 Santisteban del Puerto (ORVIZ CASTRO *et al.*, 1976), 905 Linares (AZCÁRATE *et al.*, 1977) y 906 Úbeda (AZCÁRATE y ESPEJO, 1977). y con carácter más general la cuenca es tratada por: PERCONIG, (1960-62), GARRIDO MEGÍAS *et al.*, 1983; y PORTERO y ALVARO, 1984.

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

1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

La Hoja nº 904 de Andújar incluye desde el punto de vista geológico dos conjuntos litológicos claramente diferenciados. Por un lado, las dos terceras partes de la hoja están ocupadas por materiales paleozoicos; por el otro, un tercio de la hoja está cubierta por sedimentos mesozoicos y cenozoicos con características de cobertera. En el conjunto paleozoico se diferencia al N una unidad plutónica compleja que pertenece al sector oriental del Batolito de Los Pedroches; y al S aflora una sección incompleta de una unidad metasedimentaria que constituye el encajante del batolito. El contacto entre ambas unidades es netamente intrusivo y queda remarcado por el desarrollo de una aureola de metamorfismo de contacto notable. Al sur del contacto principal, en los alrededores del cerro Colodro aparece un apófisis granítico, denominado por LARREA (1987) La Centenera. En el apartado que sigue se describirán estos conjuntos y las unidades que lo integran.

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 vulcano-sedimentarias 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 meridional del conjunto litológico paleozoico de la Hoja de Andújar 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, si bien, en el sector noroeste de la hoja, llega a alcanzar una anchura de afloramiento de 3,5 km. Esto se debe posiblemente a una horizontalización en profundidad del borde del macizo granítico.

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.)

Los materiales de esta cuenca afloran en un amplio anticlinorio en cuyo núcleo intruye el Batolito de Los Pedroches, por tanto en esta hoja aflora el flanco meridional del anticlinorio, incompleto ya que está recubierto, por el S, por la cobertera mesozoica y cenozoica.

2.1.1. Grauvacas y pizarras (10). 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.

En el flanco meridional sobre la secuencia paleozoica precarbonífera se deposita una sucesión de pizarras con algún nivel conglomerático y abundantes coladas basálticas denominada Sucesión de Guadalbarbo (PÉREZ LORENTE, 1979, 1980; GARROTE y QUESADA, 1983; GABALDÓN *et al.*, 1985 a y b). Sobre ella, aunque siempre con contacto mecánico se deposita la potente serie del "culm", parte de ella aflora en esta hoja. Se trata de una serie constituida por materiales del Carbonífero inferior, que ocupa la mayor parte de los de materiales metasedimentarios dentro de la hoja. Tiene una continuidad regional y ha sido estudiado por PÉREZ LORENTE (1979) y GABALDÓN *et al.* (1983) en sectores próximos a la hoja.

La monotonía de los materiales y la tectónica que han sufrido no permite levantar una columna estratigráfica en el "culm" de Los Pedroches. En esta hoja se han identificado y cartografiado las facies descritas por los autores citados.

Facies lutíticas. Dentro de este tramo hay dos tipos de facies:

- Lutitas y arenas muy finas, masivas o con estratificación lenticular, en donde las lenticulas pueden aparecer como láminas, como "ripples" aislados o como "ripples" apilados.
- Limolitas y lutitas, tienen estratificación plano-paralela, de gran continuidad lateral, con marcada granoselección, la potencia de los bancos es variable entre 2 y 15 cm.

Facies heterolíticas. Formadas por una alternancia de areniscas, de grano medio a fino, y de lutitas. Presentan geometría plano-paralela y gran extensión lateral, con capas de espesor centimétrico a decimétrico. De acuerdo con el trabajo de GABALDÓN *et al.* (1983, 1985a), se han diferenciado dos subfacies:

- Una constituida por una alternancia neta de capas arenosas y lutíticas. En los niveles arenosos se observan estructuras sedimentarias como, "ripples" de corriente y de oscilación, a veces con estructuras "flaser" y más esporádicamente estratificación "hummocky cross-

lamination" en los niveles arenosos Las lutitas suelen ser masivas y apenas bioturbadas. Son relativamente frecuentes las capas con secuencias de Bouma incompletas.

- Y otra, caracterizada por una alternancia gradual de capas arenosas y lutíticas, con una granulometría más fina que las anteriores. Suelen tener un contacto basal neto y superior gradual, granoselección y estratificación cruzada tipo "hummocky", que pasa verticalmente a laminación paralela.

Facies arenosas. Formadas por areniscas de grano medio, o medio a fino, estratificadas en capas de espesor muy variable (hasta de 1 m). En las que se han diferenciado, dos subfacies atendiendo a su geometría y estructura interna.

- Areniscas de grano medio a fino, los límites de capa son netos, de geometría tabular y plano-paralelas o acuñándose lateralmente de forma gradual, formando entre sí ángulos suaves. Como estructuras sedimentarias presentan "parting lineation" y laminación paralela y/o cruzada de bajo ángulo.
- Areniscas de grano medio que constituyen niveles con muro plano neto y el techo ondulado con morfología de *megaripples* simétricos. La estructura sedimentaria más característica es la estratificación cruzada "hummocky".

Facies conglomeráticas. Aparecen asociadas espacialmente con las facies arenosas. Litológicamente están constituidas por areniscas de grano medio a grueso y microconglomerados polimícticos de tipo clasto-soportados, con cantos de cuarzo, cuarcita, rocas metamórficas y cantos blandos. Algunos niveles tienen características de "debris flows". La estructura interna de estas capas es masiva, con muro marcadamente erosivo (canalizadas). El espesor de estas facies es menor de 20 m y cartográficamente se caracterizan por su discontinuidad.

Merece especial mención la presencia de varios paquetes conglomeráticos, tanto clasto-soportados como matriz-soportados, imbricados tectónicamente sobre las facies heterolíticas, expuestos en las cercanías de la Casa de la Canaleja, que pueden interpretarse como evidencia indirecta de la actividad sin-sedimentaria de esta falla, y en consecuencia de actividad tectónica en la sedimentación del "culm".

La interpretación paleogeográfica de la secuencia carbonífera expuesta, fue considerada en principio como propia de sedimentación turbidítica en abanicos submarinos profundos (PÉREZ LORENTE, 1979). Sin embargo en los estudios posteriores (GABALDÓN *et al.*, 1983, 1985a) se reconocieron estructuras sedimentarias ligadas a oleaje de tormentas en algunas facies, principalmente heterolíticas y arenosas, lo que es contrario al carácter profundo de estos sedimentos de naturaleza turbidítica; en consecuencia, los autores citados proponen un ambiente de depósito relativamente somero, probablemente zonas de plataforma dominadas por tormentas, en donde la dinámica activa de tormentas habría jugado un papel fundamental en la distribución y retrabajamiento de los sedimentos.

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

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, evidencias de retrabajamiento por oleaje de las capas turbidíticas que lo forman, lo que sugiere que su sedimentación tuvo lugar en ambientes ubicados por debajo del nivel de base del oleaje máximo. Este hecho contrasta notablemente con las características de las facies "culm" al sur del batolito, en las que predominan los procesos de sedimentación y retrabajamiento relacionados con una intensa actividad de tormentas (GABALDÓN *et al.*, 1983, 1985), en ambientes de plataforma situados mayoritariamente por encima del nivel de base del oleaje máximo durante períodos de tormenta.

Finalmente, la composición petrográfica de las diversas rocas que componen la sucesión "culm" es como sigue: las pizarras, muy pelíticas, están compuestas de sericita, cuarzo, clorita, opacos y abundante materia orgánica. Por su parte, las grauvacas y la matriz grauváquica de los conglomerados está formada por granos (tamaño arena media a gruesa) de cuarzo, plagioclasa, fragmentos de roca, moscovita detrítica, opacos y circón, en una matriz (10-20%) eminentemente sericítica 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, constituida por clorita, albita, anfíbol 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. UNIDAD PLUTÓNICA. BATOLITO DE LOS PEDROCHES.

La mitad de las rocas paleozoicas que afloran en la Hoja de Andújar (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 parte de los diversos grupos litológicos regionales, que representan cuerpos intrusivos estructuralmente diferentes.

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

Con carácter general, las rocas ígneas del Batolito de Los Pedroches son intrusivas en la Unidad Metasedimentaria previamente descrita, en concreto en la presente hoja intruyen en la sucesión "culm", hecho que impone una primera limitación estratigráfica: han de ser forzosamente más jóvenes que el Namuriense inferior.

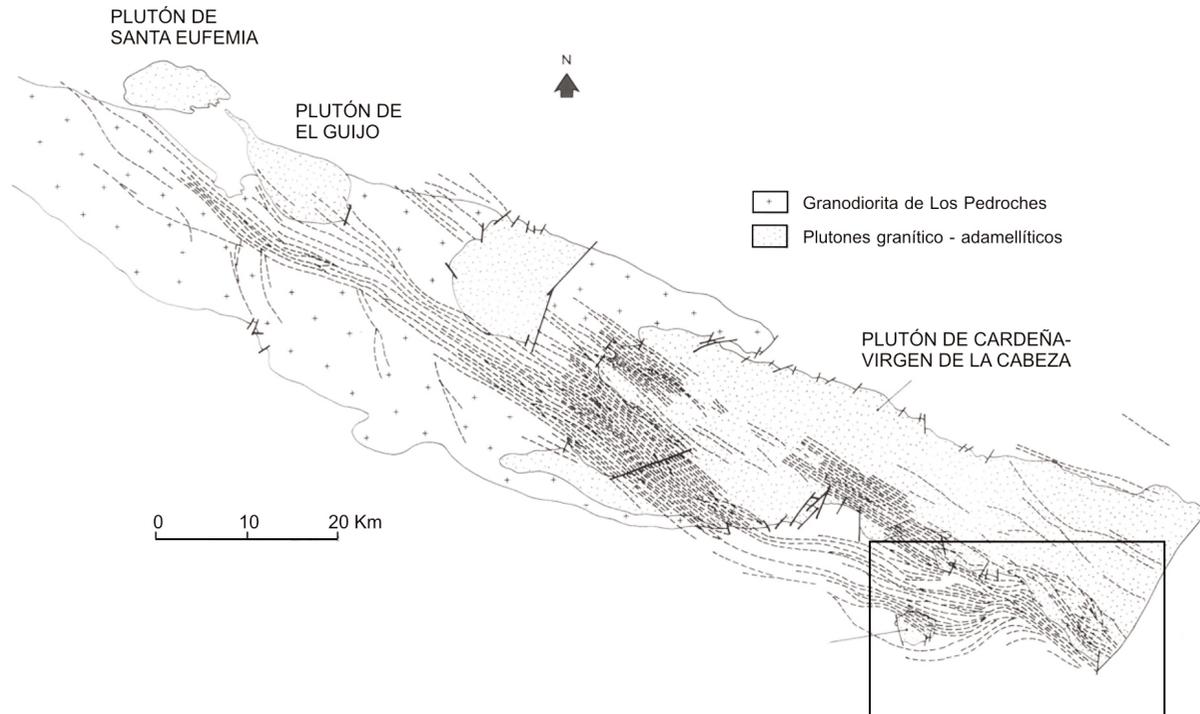


Fig. 3.- Distribución de Unidades en la hoja de Andújar

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 (granitoides 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.

En esta hoja, las rocas pertenecientes al Grupo Granodiorítico afloran únicamente en dos pequeños afloramientos de microadamellitas porfídicas en el sector NE, perteneciendo la mayoría de las rocas plutónicas aflorantes al Grupo Granítico-Adamellítico

2.2.1. Grupo Granodiorítico

El Grupo Granodiorítico 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. En el sector oriental está representado por dos pequeños cuerpos granodioríticos, la granodiorita del Humilladero (en la vecina Hoja de La Virgen de la Cabeza, LARREA, 1998 y LARREA *et al.*, en prensa a) y la granodiorita de La Fernandina (LARREA *et al.*, 1994), así como algunos afloramientos de microadamellitas porfídicas, incluidos como megaenclaves en el Grupo Granítico-Adamellítico.

Los principales tipos ígneos que componen este grupo son granodioritas, siguiendo en proporción adamellitas, microadamellitas y un importante haz de diques de composición intermedia como pórfidos granodioríticos, microdioríticos y dioríticos.

En el área de la hoja, no obstante, el Grupo Granodiorítico únicamente está representado por dos pequeños afloramientos de microadamellitas porfídicas (2), situados en su sector NE.

2.2.1.1. *Microadamellitas porfídicas (1)*

Afloran como un pequeño enclave en el centro de la apófisis de La Centenera y en un mayor cuerpo en el cerro Mosquilla al NE de la hoja. Sus contactos son graduales, si bien por crite-

rios regionales en el ámbito de todo el Proyecto, se han integrado en el Grupo Granodiorítico.

Son rocas masivas, de color gris y porfídicas. El porfidismo se define por la presencia de megacristales de plagioclasa y fenocristales de cuarzo feldespato potásico y plagioclasa.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y en algunos casos moscovita en escasa proporción. Como minerales accesorios se encuentran biotita, circón, apatito, opacos (ilmenita), xenotima y en ocasiones moscovita. Los minerales secundarios son: clorita, moscovita, epidota, calcita, titanita, rutilo y opacos.

Tienen una textura holocristalina, hipidiomórfica inequigranular y porfídica debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico (de hasta 5 cm) y en ocasiones fenocristales de cuarzo (0,5-1 cm) y plagioclasa (máximo 1 cm).

2.2.2. Grupo Granítico-Adamellítico

El Grupo Granítico-Adamellítico 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 \pm 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 accesorios. 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 que la cruzan en diagonal de NO a SE hasta desaparecer bajo los materiales terciarios de la Depresión del Guadalquivir, bien representados en el entorno del río Jándula, sector noroccidental de la hoja.

En esta hoja las rocas ígneas aparecen en dos afloramientos, el septentrional, más extenso está dentro del conjunto plutónico de Cardeña-Virgen de la Cabeza, y además aflora un cuerpo aislado más al sur denominado por LARREA (1998) como La Centenera que adscribe al mismo conjunto plutónico, y así se ha interpretado en esta hoja (ver corte I-I').

Se trata de un complejo plutónico tardi-postcinemático que se sitúa en la parte oriental del Batolito de Los Pedroches, y se extiende por las hojas números 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 (3)
- Microgranitos biotíticos (4)
- Adamellitas porfídicas (2)
- Leucogranitos (5)
- Aplitas y pegmatitas (7)
- Pórfidos graníticos-adamellíticos (6)

2.2.2.1. *Granitos biotíticos porfídicos (3)*

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

Presentan un porfidismo definido por la presencia de megacrystales de feldespato potásico (tamaño máximo \approx 6 cm). La matriz tiene un tamaño de grano grueso. La distribución de los megacrystales 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 megacrystales de feldespato potásico (3-6 cm) y fenocrystales de plagioclasa (\leq 2 cm) y cuarzo (1 cm).

2.2.2.2. *Microgranitos biotíticos (4)*

En esta hoja afloran en Peñallana, en dos pequeños afloramientos subredondeados, como se observa en cartografía, sus contactos son graduales con los granitos porfídicos así como con los leucogranitos.

Los microgranitos biotíticos son mineralógicamente 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 megacrystales 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 fenocrystales (\leq 1 cm) de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa.

2.2.2.3. *Adamellitas porfídicas* (2)

En esta hoja afloran exclusivamente en la apófisis de La Centenera. 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 6 cm). También contienen fenocristales de cuarzo (1,5 cm) y de plagioclasa ($\leq 1,5$ cm). En esta hoja sus contactos son intrusivos, en zonas próximas los contactos con los granitos porfídicos son en general intrusivos y a veces graduales (LARREA, 1998). Esporádicamente contiene enclaves microgranudos.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, encontrándose moscovita localmente. Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, 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 inequigranular y porfídica, debido a la presencia de escasos megacristales de feldespato potásico, fenocristales de cuarzo y de plagioclasa.

2.2.2.4. *Leucogranitos* (5)

Se concentran en el borde septentrional de la hoja en donde proporcionan un relieve positivo, el cerro Castellón de San Miguel, y en varios afloramientos de menor extensión, con formas redondeadas. Están en contacto con el granito biotítico porfídico con el que presenta 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.

2.2.2.5. *Aplitas y pegmatitas* (7)

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

na. Los minerales secundarios son: moscovita, clorita, epidota, opacos, cuarzo, feldespatos potásico y carbonatos.

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

2.2.2.6. *Pórfidos graníticos-adamellíticos* (6)

Los pórfidos graníticos afloran en esta hoja en dos posiciones principalmente, intruyendo en el encajante y cortando a todas las rocas ígneas. Forman 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, feldespatos 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 sí son francamente mayoritarias, por rocas de composición granítica. También son relativamente frecuentes diques de pórfidos de composición adamellítica, comparables composicionalmente a las microadamellitas descritas anteriormente, que no han sido diferenciados en cartografía de los graníticos, con los que localmente forma diques híbridos.

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 pórfidos graníticos 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 pórfidos, 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 Andújar se pueden considerar, a escala de tiempo geológico, coetáneas; aunque aquí el haz de diques es tardío respecto a la intrusión general.

2.2.3. Manifestaciones tardías. Filones de cuarzo (8). Diabasas (9)

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), de orientación aproximadamente E-O y, por otra, una red de filones hidrotermales, generalmente de orientación NNE-SSO, espaciados y con nota-

ble continuidad lateral, rellenos de cuarzo y óxidos de hierro (8). En el sector noroccidental del batolito, no obstante, se ha observado que algunos de estos filones están rellenos 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, en otros sectores del batolito (Hoja de Virgen de la Cabeza), mediante fracturas frágiles muy limpias. Y a las rocas del grupo granítico-adamellítico, de ahí su atribución a un evento tardío, tal vez muy separado en el tiempo de la actividad plutónica principal.

Los filones de cuarzo, por su parte, deben corresponder a los últimos episodios, ya hidrotermales, ligados a la evolución del batolito. Llevan dos direcciones, una NNE-SSO y otra próxima a E-O, y están muy extendidos a lo largo de toda la superficie del mismo, asociándose a ellos la mayor parte de los numerosos indicios mineros, generalmente de dimensiones modestas, que existen en él, sobre todo ubicados en las zonas del encajante próximas al contacto.

2.2.4. Dataciones absolutas de los procesos magmáticos

Una vez revisadas las relaciones de corte que muestran los diversos tipos de manifestaciones ígneas en esta parte del Batolito de Los Pedroches, y que pueden resumirse tal y como se recoge en la Tabla 1 es el momento de presentar los datos disponibles sobre la edad absoluta de los mismos, 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-Adamellítico, las de este último, procedentes del plutón de El Guijo (FERNÁNDEZ RUIZ *et al.*, 1990) en la Hoja de Pozoblanco.

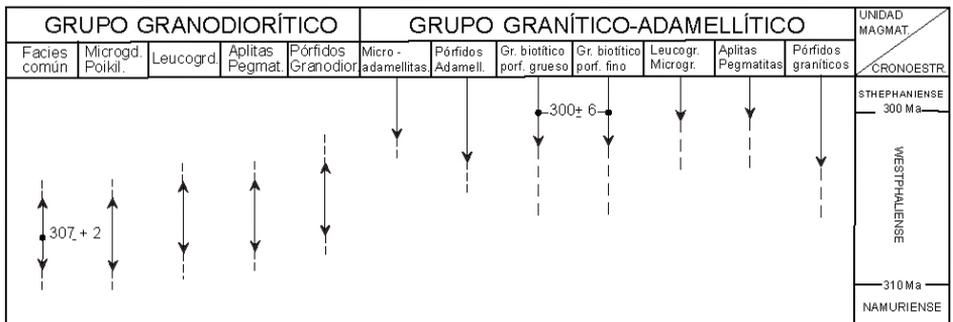


Tabla 1.- Geocronología de la Unidad Plutónica en el Batolito de Los Pedroches

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

En el caso de la granodiorita, la escasa dispersión en los valores de la relación Rb/Sr que presentan las muestras, no ha permitido su datación por la técnica de isocrona 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 isocrona, 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 isocrona así definida tiene una pendiente que equivale a una edad de $307 \pm 2 \text{ Ma}$, que se considera representativa de la edad de la cristalización de las granodioritas en este sector del batolito.

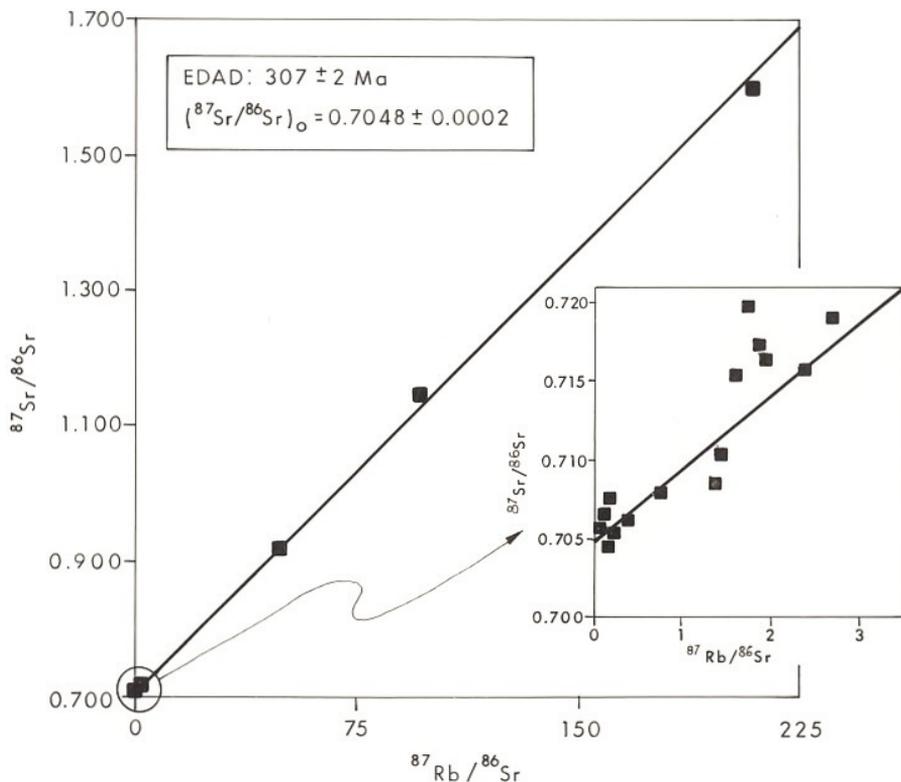


Fig- 4.- Isocrona de la granodiorita de Los Pedroches

Las muestras de granitos del plutón de El Guijo presentan dispersión suficiente en sus valores de Rb/Sr, que permite la construcción de una isocrona 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 <math> < 1 \sigma </math>). La edad obtenida, interpretada como la de cristalización del citado plutón, es de 300 ± 6 Ma.

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

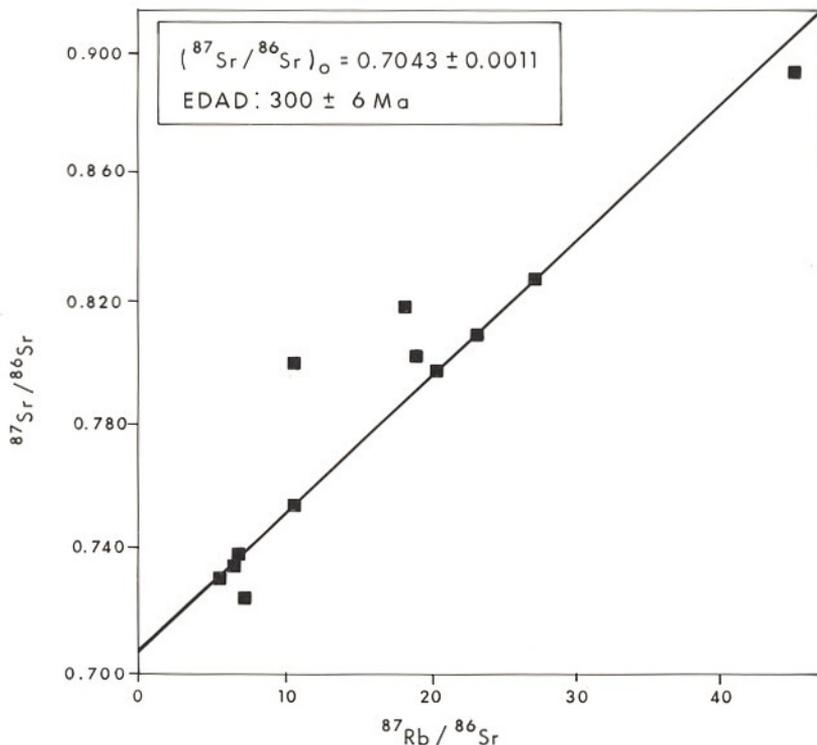


Fig.5.- Isocrona del plutón de El Guijo

2.3. MESOZOICO

2.3.1. Areniscas y lutitas rojas (11). Buntsandstein, Triásico

Los principales afloramientos de estos materiales se localizan en el borde oriental de la hoja, si bien se extienden a lo largo de toda la franja central desde un extremo a otro de la misma y siempre en relación con el borde septentrional de la fosa del Guadalquivir. Su potencia es variable y difícil de determinar ya que se encuentra erosionado su techo y están afectados por numerosas fracturas que imposibilitan la observación de una columna completa.

Está constituido por un conjunto de sedimentos siliciclásticos de granulometría variada (desde lutitas hasta conglomerados) caracterizados por su color rojo y su alto grado de cementación.

Se pueden diferenciar tres grupos litológicos dentro de estos materiales: lutitas, areniscas y conglomerados.

Las lutitas se caracterizan por su alto contenido en micas (fundamentalmente moscovita y biotita) y la presencia de illita y caolinita. Se presentan en bancos tabulares de base irregular y techo erosionado por los materiales suprayacentes (areniscas o conglomerados). Los bancos pueden ser masivos o presentar una laminación milimétrica en la que alternan láminas claras y oscuras; en algunas ocasiones se puede observar la presencia de lentejones o pequeños bancos de areniscas de grano fino con laminación cruzada debida a "ripples" de corriente. Se interpretan como depósitos de llanura de inundación.

Las areniscas presentan un rango granulométrico muy amplio (desde muy fino a microconglomerático). Se presentan tanto en bancos de geometría canalizada como en cuerpos cuneiformes. En el primer caso (bancos canalizados) se encuentran, generalmente, relacionadas con facies conglomeráticas; los cuerpos formados exclusivamente por areniscas se encuentran inmersos dentro de secuencias lutíticas y presentan una estructura interna compuesta por estratificaciones cruzadas en surco o planares, asintóticas hacia la base, formando unidades de acreción lateral. Estas unidades presentan laminación cruzada o paralela ligeramente oblicua a las superficies de estratificación. Se interpretan como depósitos de canales sencillos de baja a moderada sinuosidad.

Los cuerpos cuneiformes están compuestos por areniscas y, en alguna ocasión, pequeñas proporciones de gravas finas. Se disponen lateralmente a los cuerpos de geometría canalizada (ya sean de areniscas o conglomerados) y suelen aparecer entre bancos lutíticos. Su estructura interna está compuesta por estratificación cruzada planar de muy bajo ángulo y laminación cruzada debida a "ripples" de corriente. Las paleocorrientes y geometría de estos cuerpos indican un sentido de flujo divergente en más de 45° con los cuerpos canalizados adyacentes por lo que se interpretan como depósitos de desbordamiento.

Los conglomerados aparecen exclusivamente en cuerpos de geometría canalizada compuestos por estas facies y facies areniscosas. Muestran rellenos de dos tipos:

- a) Cuerpos simples compuestos por conglomerados con estratificación cruzada en surco y planar, interpretados como facies de relleno de fondo de canal y unidades de acreción lateral respectivamente, y areniscas y lutitas formando la parte alta del relleno en las que se puede observar laminación cruzada por "ripples" de corriente y laminación horizontal.

Este último tramo de areniscas se interpreta como las últimas fases de relleno del canal y/o su abandono. Estos cuerpos se interpretan como los cuerpos canalizados de areniscas descritos antes: canales sencillos de baja a moderada sinuosidad.

- b) Cuerpos compuestos por la amalgamación de varios canales sencillos en los que el relleno está dominado por las facies de conglomerados con estratificación cruzada en surco. Se interpretan como canales trenzados de baja sinuosidad con relleno predominante por acreción vertical.

Las paleocorrientes observadas dentro de los cuerpos canalizados indican un sentido de transporte hacia el S (N180°E, N160°E).

El modelo resultante ofrece un paisaje abierto y relativamente suave por el que fluía hacia el S un sistema fluvial compuesto por canales principales de carácter trenzado y otros secundarios con un bajo índice de trenzamiento y poco sinuosos. Ambos tipos de canales se desarrollaron en condiciones de relativa abundancia de agua (como lo evidencia la ausencia de rasgos que indiquen importantes fluctuaciones en el tiempo de la descarga) y con avenidas periódicas. Con todo, la buena preservación de la llanura de inundación indica cauces relativamente estables por lo que cabría suponer una importante tasa relativa de agradación vertical (relacionada con la subsidencia).

2.4. CENOZOICO. NEÓGENO

Los sedimentos neógenos reposan discordantes sobre metasedimentos carboníferos, inconformes sobre los granitoides del Batolito de Los Pedroches y discordantes o paraconformes sobre los materiales del Bundsandstein de la Meseta meridional.

Estos sedimentos se disponen subhorizontales, aunque pueden estar afectados por fallas de pequeño salto y localmente, en las proximidades de la gran fractura E-O que limita al N a la depresión del Guadalquivir, las capas pueden adquirir buzamientos superiores a los 20° hacia el S; si bien al S de la Loma del Gallo (unos 3 km al NE de Andújar) se han encontrado materiales neógenos ligeramente invertidos, buzando 85° al N. Otras fracturas de gran importancia son las que limitan el zócalo cobertera y que presentan una dirección NE-SO.

Son sedimentos terrígenos (gravas, arenas y arcillas) y carbonatados (calizas ricas en siliciclásticos y margas) de edad Tortoniense superior-Messiniense y Plioceno (TJALSMA, 1971; PERCONIG y MARTÍNEZ DÍAZ, 1977; ROLDÁN *et al.*, en prensa).

Dentro de la columna estratigráfica de esta zona se diferencian dos grandes ciclos.

El primer ciclo se dispone, al N de la hoja, discordante sobre la paleotopografía excavada en los materiales de zócalo mientras que hacia el S, y hacia posiciones más internas dentro de la Cuenca del Guadalquivir (fuera ya de la hoja 904), su muro viene dado por una discontinuidad sedimentaria de edad intra-Tortoniense (GARRIDO MEGÍAS *et al.*, 1983). Este ciclo muestra una tendencia granodecreciente registrada por el paso de gravas en la base a arenas y margas a techo. Representa el paso de ambientes de tipo continental y de transición a ambientes marinos de plataforma somera y luego más profunda. Esto confiere a este periodo un carácter transgresivo si bien, como PORTERO y ALVARO (1984) apuntan, los aportes desde los márgenes de la cuenca son de gran importancia llegando a dar aparatos deltaicos. Esta unidad se correspondería por su edad y carácter transgresivo con la UTS Ne-4 de

GARRIDO MEGÍAS *et al.* (1983) y con la Unidad basal transgresiva y Unidad margas azules de PORTERO y ALVARO (1984).

El segundo ciclo es ligeramente erosivo sobre el anterior dando una paraconformidad. Se dispone fosilizando la paleotopografía citada para el primer ciclo. Está compuesto por gravas interpretadas como depósitos de abanicos aluviales que por su disposición sobre los sedimentos del ciclo anterior marcarían una regresión. Si bien para este ciclo no se ha encontrado criterios claros de datación, por su similitud con los depósitos de gravas del ciclo inferior y su carácter regresivo podría asimilarse a la UTS Ne-5 de GARRIDO MEGÍAS *et al.* (1983) (Messiniense 2-Plioceno 1).

En el ámbito de la hoja, dada la similitud litológica entre los materiales de ambos ciclos, la ausencia de afloramientos continuos y la intensa erosión fluvial no se ha podido diferenciar estos ciclos en la cartografía.

2.4.1. Tortoniense II-Plioceno

A partir de la cartografía realizada se desprende que los sedimentos neógenos presentan una distribución espacial muy concreta. Esta distribución muestra un agrupamiento preferencial de determinadas asociaciones de facies (para cuya descripción utilizaremos la nomenclatura de POSTMA, 1990) en áreas determinadas que a los efectos se han considerado como dominios paleogeográficos. Estas agrupaciones de asociaciones de facies con entidad cartográfica y paleogeográfica se han denominado, para uso en este trabajo, conjuntos.

De N a S los conjuntos diferenciados en la cartografía son:

- Conjunto conglomerático (14b).
- Conjunto de transición marino-continental (14a).
- Conjunto de arenas y calizas (13).
- Conjunto margoso (12).
- Brechas sintectónicas (15).

2.4.1.1. Conjunto conglomerático. Gravas y arenas (14b). Gravas de Cerro del Moro

Este conjunto se localiza en el NE de la hoja y recubre inconformemente las rocas preneógenas. Posee un espesor máximo de alrededor 100m y muestra una morfología de abanico con su ápice situado al N.

Está compuesto por gravas y arenas, en proporciones pequeñas.

Las gravas presentan un contenido variable en matriz arenoso-limosa con una participación muy variable en arcillas. Esto hace que nos encontremos desde gravas soportadas por los clastos hasta gravas soportadas por matriz. La fracción grava está compuesta por cantos de cuarzo, cuarcita, otros fragmentos de rocas metamórficas (esquistos, pizarras, etc.) y fragmentos de rocas ígneas. Los cantos están redondeados, muestran abundantes marcas de impacto y presentan centiles que pueden alcanzar los 50cm. La fracción arena-limo tiene una composición arcósica y está formada por cuarzo, moscovita, biotita, feldespato y fragmentos de rocas metamórficas. Los granos son subangulosos a subredondeados y presentan tamaños que oscilan entre 2 mm y 0,125 mm. La fracción arcillosa está compuesta por caolín y esmectitas con un grado de tinción variable por oxihidróxidos de hierro que confieren al sedimento colores rojizos a pardos.

Las arenas-limos muestran una composición similar a la de la matriz de los conglomerados, si bien el contenido en matriz limoso-arcillosa es algo inferior.

Ocasionalmente, se pueden encontrar delgados niveles carbonatados (encostramientos).

Se diferencian dos tipos principales de geometrías de bancos:

1) Bancos tabulares (cuneiformes a gran escala) o plano-cóncavos de base erosiva.

Estos bancos alcanzan una extensión que puede variar entre centenares de metros y algunos km y su espesor es de escala hemimétrica a métrica (rara vez alcanza los 2 m). Se disponen subhorizontalmente o con una inclinación generalmente inferior a los 10° y que se interpreta como la pendiente deposicional. En base al sentido de acuñamiento de las capas y la dirección de la paleopendiente se deduce un sentido de transporte hacia el SE y SO.

En este caso se trata de gravas masivas con soporte por matriz (Gmm). Los clastos, que alcanzan tamaños de hasta 30-50 cm, están bien redondeados y muestran la superficie pulida, evidenciando su naturaleza reciclada. Muestran sus ejes dispuestos al azar y una distribución de tamaños heterométrica, si bien existe un marcado contraste entre los clastos y la matriz.

En base a las características geométricas, texturales y su posición con respecto a las restantes facies se interpretan como "depósitos de debris-flow" que fluyeron pendiente abajo tanto recubriendo una superficie (cuerpos tabulares de superficie inferior plana) como concentrándose en determinados puntos (cuerpos de base cóncava).

Estos depósitos pueden aparecer, de forma puntual, en la parte central del área de estudio en relación a paleorrelieves triásicos y, en este caso, suelen presentar rasgos de inmersión en el mar tales como intercalaciones de fangos carbonatados con moluscos marinos, lapas adheridas a los cantos y tonos verdosos en determinados niveles, observándose en este caso un contenido claramente menor en matriz (Gms). Este último rasgo ha sido interpretado por COLELLA *et al.* (1987) como debido a la separación de la fracción fina al entrar la masa de sedimento dentro de un cuerpo de agua estático.

2) Bancos formados por cuerpos de morfología canalizada. Su litología está dominada por las gravas soportadas por los clastos con alguna participación de las facies arenosas.

Los cuerpos canalizados muestran una relación anchura/profundidad alrededor de 25:1. Presentan superficies internas de erosión con un relieve muy marcado que se solapan ampliamente. El relleno de estos cuerpos está formado por facies Gm, Gt y Gp, ricas en matriz arenoso-fangosa, dando secuencias positivas de escala métrica. La riqueza en matriz de estas facies hace que los depósitos se consideren transportados mediante corrientes con alto contenido de sedimento en suspensión. La presencia de láminas arenoso-arcillosas (FI) entre las superficies de los sets y entre secuencias evidencia el carácter episódico del relleno mientras que la abundancia de superficies de erosión y el solapamiento de canales indican un régimen hídrico elevado (de carácter torrencial) con frecuentes desplazamientos de los canales dentro del cauce principal. Esto, junto con la escasez de depósitos identificables como llanura de inundación, nos lleva a interpretarlos como depósitos de canales de tipo trenzado con un relleno caracterizado por corrientes con alta carga de sedimento en los que migran formas de tipo barra transversa o barra simple con estratificación cruzada (sensu ALLEN, 1983). Por sus

dimensiones, en relación a los cuerpos canalizados que aparecen en otros conjuntos, y su posición paleogeográfica se han interpretado como depósitos de canales principales proximales.

En algunos puntos lateralmente a estos canales, y a muy corta distancia, se puede encontrar depósitos de bahía interdistributarios, con asociaciones de ostreidos y gasterópodos, y pequeños canales secundarios rellenos por fragmentos de conchas que implican un ambiente subacuático para parte de estos depósitos.

Muestran paleocorrientes similares a las de los depósitos de "debris-flow" si bien es característica la menor variabilidad de éstas a medida que nos desplazamos hacia el S.

A partir de sus rasgos sedimentológicos y litológicos se pueden diferenciar dos zonas dentro de este conjunto:

- **Zona norte:** caracterizada por el dominio de los depósitos de "debris-flow". Se observa una disminución de N a S en el tamaño de los clastos desde 40 hasta 15 cm. Los clastos están bien redondeados y muestran una superficie pulida, indicando su naturaleza reciclada.

Aparecen escasas arenas masivas de composición arcósica, similar a la de la matriz de las gravas, con abundantes rasgos de hidromorfismo. Ocasionalmente pueden presentar estratificación cruzada planar.

Esta zona es interpretada como un abanico proximal en base al dominio de los depósitos de "debris-flow".

- **Zona sur:** caracterizada por el dominio de los depósitos de canales principales proximales aunque también pueden aparecer depósitos de "debris-flow" todos ellos subaéreos en el N y pudiendo aparecer como submarinos en el S (caracterizado por la aparición de restos de fósiles marinos y el cambio en coloración de rojizo a verdoso). Se relaciona lateralmente con la zona norte.

Se observa un incremento en la relación anchura/profundidad de los canales hacia el sur del mismo modo que disminuye el tamaño de los clastos y comienzan a aparecer depósitos de canales principales distales y llanura arenosa (descritos en el siguiente conjunto).

Las paleodirecciones dentro de este conjunto muestran una disposición radial apuntando hacia el S (de SO a SE).

Esta zona se interpreta como el tránsito de abanico proximal-medio con canales anastomado-trenzados pasando a trezados y el comienzo del abanico distal con canales principales distales, con depósitos de desbordamiento y de llanura arenosa asociados, en una zona de cambio de pendiente.

En general, este conjunto conglomerático muestra un dominio de los fenómenos de transporte en masa en el norte que pasa a un sistema fluvial trezado con un comportamiento episódico que muestra influencias marinas hacia el S.

2.4.1.2. Conjunto de transición marino-continental. Gravas, arenas, lutitas y calizas detríticas (14a)

Se sitúa entre el conjunto conglomerático y el conjunto de arenas y calizas. Su composición es muy variada, desde siliciclásticos (gravas, arenas y lutitas) hasta carbonatos (calizas ricas en siliciclásticos y margas).

Los siliciclásticos son similares a los descritos en el conjunto conglomerático, si bien presentan un menor contenido en matriz y hay una mayor participación de las arenas y lutitas.

Se pueden encontrar depósitos canalizados similares a los descritos en el conjunto anterior (depósitos de canal principal proximal). Estos se restringen a unos ejes de drenaje concretos localizados en las zonas de salida a través de relieves generados sobre el Triásico.

Además de estos depósitos se pueden encontrar:

- 1) Cuerpos canalizados de pequeñas dimensiones (generalmente no superan la decena de metros de anchura) y con una relación anchura/profundidad alrededor de 10:1. Su composición es muy variable, pudiendo encontrarse desde cuerpos de gravas hasta arenosolimosos. Suelen aparecer como lentes inmersas dentro de bancos de arenas masivas. Estos canales pueden encontrarse tanto en contexto subaéreo (marcado por los rasgos de oxidación, pequeñas costras y moldes de raíces de plantas) como subacuático (lo que se demuestra por la presencia de restos de bivalvos y gasterópodos marinos *in situ*). En cualquiera de los dos casos el relleno puede organizarse de muy distintas maneras. Las secuencias de relleno pueden ser de tipo $Gt \rightarrow Gp \rightarrow St \rightarrow Sr$ o $St \rightarrow Sp \rightarrow Sr \rightarrow Fl$ con abundante bioturbación en los tramos más finos, se pueden observar distintos episodios de funcionamiento dentro de los canales registrados en parches de fangos a techo de las diferentes secuencias. Estos depósitos se interpretan como una red de canales simples de cauce poco sinuoso y funcionamiento intermitente, relacionados con los canales proximales, y rellenos por la migración de barras de tipo transversal, o barras compuestas combinadas (composite-compound bars) de ALLEN (1983), y "megaripples" de cresta sinuosa aunque en ocasiones pueden observarse unidades de acreción lateral ligadas al desarrollo de barras laterales. Los desplazamientos de los canales dentro del cauce son menos frecuentes que en el caso anterior, lo que propicia la preservación de la llanura arenosa adyacente, resultando en una mayor estabilidad de los cauces fluviales. Estos depósitos representan la llegada del sistema fluvial a una zona más amplia y llana parcialmente inundada por las aguas marinas y se interpretan como canales principales distales (de canal simple o ligeramente sinuoso).
- 2) Cuerpos canalizados compuestos fundamentalmente por arenas-gravas o arenas con unas dimensiones que rara vez superan los 4m de anchura y 1,5 m de profundidad. La secuencia de relleno está formada por un "lag" grueso de cantos (Gm) (espesor de 10-40 cm y centiles de hasta 20 cm) seguido de S_m o bien sólo está representada por el tramo arenoso (Ss). En algunos casos presentan rasgos de inmersión en las aguas marinas. Estos canales se disponen adyacentes a los anteriores y presentan paleocorrientes muy oblicuas, si no perpendiculares, a éstos, cortando la llanura arenosa adyacente y llegando a confundirse con ésta. En base a su situación, tipo de relleno y paleocorrientes se interpretan como depósitos de canales de desbordamiento formados en periodos de avenida.
- 3) Cuerpos de características geométricas similares a los anteriores que se diferencian de éstos en el tipo de relleno y patrón de paleocorrientes. En este caso el relleno es funda-

mentalmente arenoso, con algunos cantos de pequeño tamaño dispersos, dando secuencias del tipo $S_m \rightarrow S_t \rightarrow S_r$, $S_m \rightarrow S_p \rightarrow S_r$ o $S_t \rightarrow S_p \rightarrow S_r$, que registran un relleno por aguas más o menos claras en las que migran formas de tipo "megaripples" y barras transversas de pequeñas dimensiones. Las paleocorrientes que muestran estos canales es similar a la de los canales mayores (aproximadamente N-S). Se presentan como lentes dentro de los depósitos de llanura arenosa lateralmente a los canales distales. Se interpretan como depósitos de canales secundarios arenosos simples de baja sinuosidad relacionados lateralmente con los canales principales distales. Como en cualquiera de los casos anteriores estos canales pueden mostrar rasgos de inmersión marina.

- 4) Cuerpos de geometría tabular compuestos por arenas de composición arcósica, similares a las antes descritas. Estos depósitos constituyen el mayor volumen dentro de la franja central de sedimentos. Sus características más importantes son: el carácter masivo (S_m), los rasgos edáficos (cuando los depósitos han sido sedimentados en condiciones subaéreas), las acumulaciones de conchas de moluscos marinos o bioturbación (cuando la sedimentación fue subacuática), y la presencia de cuñas de arenas con laminación y estratificación cruzada de bajo ángulo (interpretadas como lóbulos de desbordamiento).

Dentro de estos sedimentos podemos encontrar todos los tipos anteriores de depósitos (canales y, en alguna ocasión, "debris-flow") y depósitos de barras marinas (que se tratarán a continuación).

Por su situación con respecto a los otros depósitos y su relación genética con éstos se interpretan como depósitos de llanura arenosa de inundación subaérea y/o sumergida (¿llanura deltaica?). Su génesis está relacionada con los desbordamientos del sistema fluvial que produjeron la acumulación de sedimento. La presencia de moluscos marinos, barras litorales y la aparición de estos depósitos en zonas alejadas de la influencia de los canales hace pensar que la dinámica litoral actuó sobre éstos redistribuyendo el sedimento a lo largo de la costa formando playas (aunque sus secuencias no hayan sido claramente identificadas) y parte de los depósitos de plataforma, como se demuestra por la presencia de barras litorales dentro de estos depósitos y el importante componente detrítico de las mismas.

Los depósitos carbonatados son margas y calizas ricas en siliciclásticos.

Las calizas son siempre detríticas. Están constituidas por una mezcla en proporciones variables (dependiendo de su posición paleogeográfica) de componentes carbonatados y siliciclásticos.

La fracción carbonatada está compuesta, fundamentalmente, por bioclastos (fragmentos de conchas de moluscos, foraminíferos, placas de equínidos, mallas algales) e intraclastos de composición margosa y caliza. La fracción terrígena lo está por cuarzo, feldespato, micas, fragmentos líticos (procedentes de rocas metamórficas) y cantos blandos de composición limoso-arcillosa.

Forman bancos con unas dimensiones que varían entre los 10-50 m de longitud y 1-3 m de altura. Pueden encontrarse como cuerpos individuales, lentes plano-convexas dentro de los depósitos de llanura arenosa, o como la amalgamación de múltiples cuerpos dando capas de apariencia tabular de algún kilómetro de longitud y unas decenas de metros de potencia.

La secuencia de estructuras que encontramos está caracterizada por estratificación cruzada en surco, estratificación cruzada planar y laminación cruzada planar tanto por "ripples" de corrien-

te como de oleaje. Estas estructuras muestran paleocorrientes con sentido hacia el N-NE.

Estos depósitos se interpretan como barras marinas debidas al retrabajado de los depósitos de llanura arenosa y plataforma carbonatada por los agentes marinos (oleaje y corrientes asociadas) y controlados por la dinámica litoral, como lo evidencia sus direcciones de migración hacia el norte y los rasgos de oleaje. Estas barras migraban sobre un fondo relativamente plano. Facies similares han sido interpretadas por ROLDÁN *et al.* (en prensa), en la zona situada más al S (Porcuna), y PORTERO y ÁLVARO (1984) como depósitos de plataforma somera de alta energía.

Las margas son arcillosas y están compuestas por esmectita, caolinita y calcita con pequeñas cantidades de cuarzo y feldespato tamaño limo. Pueden presentar foraminíferos bentónicos y planctónicos dominando los primeros, así mismo se observan escasos fragmentos de moluscos y restos de algas. Estos depósitos se interpretan, como se verá en el último conjunto (conjunto margoso), como depósitos de plataforma carbonatada.

Se reconocen dos tipos principales de asociaciones dentro de este conjunto: tipo Arroyo de la Fresneda y tipo Aldehuela.

El tipo Arroyo de la Fresneda está compuesto por depósitos de canal principal distal, canal secundario, canal de desbordamiento y llanura arenosa submarinos con abundante bioturbaación y fósiles marinos. Se interpreta como una llanura deltaica sumergida con canales simples de baja sinuosidad que registra diversos episodios de avenida.

El tipo Aldehuela es una asociación más compleja. Está compuesta por depósitos de canal principal proximal-distal, llanura arenosa, con depósitos de bahía interdistributarios asociados, y barra litoral. Estos últimos depósitos muestran una evolución de N a S en cuanto a su composición, pasando de barras eminentemente siliciclásticas a barras terrígeno-carbonatadas. Este tipo es interpretado como salidas principales sumergidas del sistema fluvial generado por los abanicos con una llanura deltaica asociada y barras de desembocadura evolucionando a litorales por efecto de la dinámica costera.

Este conjunto se interpreta como una zona de transición entre los ambientes continentales y marinos (¿llanura deltaica?).

2.4.1.3. Conjunto de arenas y calizas. Arenas y calizas de Espelúy (13)

Está limitado por el conjunto de transición marino-continental y el conjunto margoso. Alcanza un espesor de 120 m y está compuesto por depósitos de llanura arenosa de color verdoso, depósitos de barra litoral y algunas intercalaciones de depósitos de plataforma carbonatada, descritos con anterioridad.

Dentro de los depósitos de llanura arenosa se observa una mejora en la madurez textural de norte a sur así como una variación en la composición de la matriz arcillosa que sufre una carbonatación progresiva.

Localmente se puede observar una disposición en cuerpos sigmoidales o lentes cuyo espesor varía entre 2 y 4 m y su longitud entre 1 y 4 km. Estos cuerpos presentan estructuras de erosión y relleno, estratificación cruzada de bajo ángulo y laminación cruzada por "ripples" tanto de oscilación como de corriente. También pueden verse superficies de erosión de

pequeño relieve rellenas por un "lag" de cantos y arenas bioclásticas masivas que nunca superan los 80 cm de profundidad y los 2 m de anchura. La bioturbación por organismos infaunales es abundante. Se interpretan como depósitos de "shoreface a foreshore".

Los depósitos de barra marina pueden presentar morfologías canalizadas y tabulares según estén situados hacia el norte o hacia el sur y por lo tanto sometidos a la acción de corrientes "canalizadas" procedentes del continente o a la dinámica litoral, de carácter más areal. De igual modo varía su composición mostrando un descenso en el contenido en granos siliciclásticos hacia el sur. Representan la migración de barras litorales sobre una plataforma siliciclástica somera.

Este conjunto se interpreta como un área de transición abarcando entre los ambientes de "shoreface" y plataforma somera abierta (foreshore), en el cual migran formas de tipo barra sometidas, en función de su posición con respecto a la línea de costa, tanto a la dinámica continental (fluvial) como a la litoral.

2.4.1.4. *Conjunto margoso. Margas de Vegas de Triana-Marmolejo (12)*

Aflora en el tercio inferior del área de estudio y constituye el conjunto más extenso dentro de la Hoja de Andújar. Se acuña hacia el norte y muestra una morfología tabular. No se observa ni su base ni su techo pero su espesor aflorante puede alcanzar los 140 m.

Está compuesto por margas de color gris-azulado, masivas, con un contenido variable, aunque siempre pequeño, en terrígenos. El contenido fosilífero de estas margas está representado fundamentalmente por foraminíferos y, localmente (sobre todo al norte), pequeñas mallas algales. Localmente se pueden encontrar en una fina alternancia con niveles diatomíticos. En algunas ocasiones, se puede observar algún nivel de calizas ricas en siliciclásticos (depósitos de barras litorales) similares a las descritas en el apartado anterior.

Estos depósitos margosos no presentan ningún tipo de estructuras salvo algunas cicatrices erosivas de bajo relieve. En raras ocasiones se ha podido observar un cambio composicional gradual entre los depósitos de llanura arenosa y estas margas mediante una variación en el contenido en granos terrígenos y la naturaleza de la matriz (de arcillosa a margosa).

En base a la litología y ausencia de estructuras, fauna y relación con los depósitos de llanura arenosa se interpretan estos depósitos como sedimentados en zonas de plataforma por debajo de la influencia del oleaje, aunque no por ello se les confiere un carácter profundo, por decantación de la fracción arcillosa proveniente de las zonas litorales y precipitación del carbonato a partir de la propia masa de agua. La presencia de pequeñas mallas algales *in situ* evidencia que al menos parte de estos depósitos se tuvieron que sedimentar dentro de la zona fótica, lo que apoya la opinión de un origen no excesivamente profundo. ROLDAN *et al.* (en prensa) interpretan estos materiales como sedimentos de cuenca marina mientras que PORTERO y ÁLVARO (1984) los atribuyen a depósitos de plataforma abierta.

Este conjunto es interpretado como la plataforma carbonatada situada por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta.

2.4.1.5. Brechas sintectónicas (15)

Se trata de un pequeño afloramiento en Casa de Trigueros al NO de Andújar, son brechas de cantos angulosos sin clasificación ligadas a una falla normal de dirección N80°E del conjunto de la Falla del Guadalquivir, se observa una disposición en abanico y los tramos superiores son discordantes sobre todos los materiales anteriores.

2.4.2. Modelo sedimentario

El conjunto de los ambientes y mecanismos registrados presentan una serie de rasgos particulares cuya interpretación permite la confección del modelo sedimentario para el Neógeno en esta área:

- 1) En primer lugar, la clara diferenciación entre las distintas partes (abanico proximal, distal, distal sumergido y plataforma) y los espesores registrados nos llevan a pensar en un sistema con unas tasa de crecimiento en la vertical no muy elevada ya que el sedimento sufre una gran dispersión areal y la cantidad aportada es inmediatamente redistribuida por los diferentes mecanismos sedimentarios.
- 2) El comportamiento del abanico, exceptuando el momento de implantación inicial, es claramente retrogradante lo que implica una construcción continuada pero superada por la redistribución del material mediante la dinámica litoral. Este hecho ya es observado por PORTERO y ÁLVARO (1984) en sedimentos deltaicos coetáneos situados más al O. La parte alta, por su parte, presenta una tendencia progradante de los depósitos continentales y un cambio de buzamiento; esta disposición podría ser interpretada como debida a un cambio en las condiciones tectónicas y/o un descenso del nivel de base (en este caso del nivel del mar).
- 3) Dentro de la llanura aluvial (emergida y sumergida) no existen áreas de canalización preferentes, éstas se definen al quedar estrangulado el sedimento por los valles existentes dentro de los umbrales triásicos.
- 4) Alternan las condiciones de sedimentación tanto subaéreas como subacuáticas para los distintos tipos de depósitos. Esto se demuestra por la presencia tanto de restos de moluscos marinos como de raíces y rasgos edáficos dentro de sedimentos de origen similar pero en distinta posición.
- 5) Los materiales transportados proceden de los relieves adyacentes y no muestran un grado de madurez elevado.

A partir de los datos y observaciones expuestas se puede concluir que los materiales del lapso Tortonense 2-Plioceno del área de Andújar se sedimentaron en un tramo costero lineal "roto" por la presencia de un entrante deprimido sobre el substrato preneógeno. Este entrante sirvió como cuenca receptora de sedimentos desde zonas elevadas adyacentes. En él se desarrollaron sistemas de abanico con fenómenos de flujos en masa en las zonas apicales y canales trenzados de gravas en las medias y distales. Al acercarse a las zonas contiguas a los paleorrelieves, ligados a los cuales se podían desarrollar pequeñas "debris-flow", el sistema fluvial tendía a confinarse en unas áreas preferenciales de drenaje mientras que en las zonas adyacentes se desarrollaba una llanura arenosa por la cual discurrían canales secundarios con relleno arenoso-conglomerático y en las zonas más deprimidas se producía una inva-

sión por las aguas marinas. Una vez superado el límite del entrante (bahía), el material conglomerático seguía siendo transportado por corrientes canalizadas debido a la importante carga de fondo aportada por el sistema aluvial mientras que la fracción arenosa era rápidamente redistribuida a lo largo de la costa por los agentes litorales. Esto evitó la formación de pendientes elevadas en el frente deltaico. Simultáneamente, en las partes más tranquilas de la plataforma se producía la sedimentación de material carbonatado. La actuación de los agentes marinos (oleaje y corrientes) sobre estos fondos carbonatados en momentos de alta energía provocó el retrabajado de estos depósitos y su transporte hacia zonas más próximas a la costa donde se mezclaron con los componentes siliciclásticos. En estas zonas de plataforma somera, esta mezcla de material carbonatado y siliciclástico se movió sobre el fondo en forma de barras que migraban hacia la costa.

2.5. CENOZOICO. PLIOCENO. PLEISTOCENO. HOLOCENO

Los sedimentos atribuibles al Cuaternario se distribuyen dentro de esta hoja en los márgenes del Guadalquivir ocupando una amplia franja (2-3 km) en el tercio meridional de la misma. También se incluyen los depósitos de vertientes asociados.

Estos depósitos se han separado en varios grupos bien diferenciados que se describen a continuación:

- Terrazas altas
- Terrazas medias
- Terrazas bajas (llanura de inundación) y canal fluvial
- Abanicos encajados perimontañosos
- Depósitos de vertientes
- Acumulaciones antrópicas

A pesar de su extensión no alcanzan grandes espesores, y en ellos probablemente estén representados todos los pisos del Cuaternario.

2.5.1. Gravas, limos y arenas (16, 17, 18). Terrazas altas

Aparecen bien representadas en los márgenes del río Guadalquivir.

Están constituidas por gravas de cantos muy redondeados, limos y arenas. Los clastos son de composición fundamentalmente cuarcítica, si bien están presentes las litologías silíceas, calcáreas y de areniscas. La matriz limo-arenosa presenta unas coloraciones pardas o rojizas.

La potencia de estos depósitos oscila entre los 2 y 8 m, siendo su edad Plioceno-Pleistoceno.

En la actualidad están totalmente desconectadas de la red de drenaje del Guadalquivir.

2.5.2. Gravas, arenas, limos y limos arcillosos (20, 21, 22, 23). Terrazas medias

Estas formaciones aparecen en los ríos Guadalquivir y Jándula, este último en pequeños afloramientos.

Se componen de gravas de cantos muy redondeados, arenas, limos y limos arcillosos. La naturaleza de los cantos es equivalente a los de la terraza alta.

La potencia de esta terraza también es equivalente a la anterior. Se considera de una edad Pleistoceno.

2.5.3. Conglomerados siliciclásticos (19, 24). Abanicos encajados perimontañosos

Se trata de depósitos horizontales que aparecen a las cotas de 340 y 400m al Sur del Cerro del Moro al nordeste de la hoja.

Se componen de conglomerados siliciclásticos, de tamaño medio, y redondeados, en una matriz de gravas.

Se consideran abanicos encajados perimontañosos.

Su espesor es de orden métrico y la edad atribuida Plioceno-Pleistoceno.

2.5.4. Arenas y gravas (25, 26). Terrazas bajas. Arenas (27, 31, 32). Fondo de valle-llanura de inundación; barras; diques naturales

Estos sistemas de depósito están bien definidos en el río Guadalquivir y también representados en el Jándula.

Estas terrazas se alimentan de sedimentos en las épocas de lluvias por la crecida de los ríos. También aguas abajo de los embalses de Jándula y Encinarejo, en los periodos de desembalse de los mismos. Están constituidas esencialmente por materiales arenosos y de gravas medias, ocupan las zonas de barras en los meandros de estos ríos. También se han representado en la hoja las barras arenosas el Guadalquivir.

Por su asociación con la dinámica fluvial se les incluye en el tránsito Pleistoceno-Holoceno reciente o actual.

2.5.5. Arcillas, limos y arenas (28). Glacis. Arcillas, limos y cantos (29). Coluviones. Arenas, conglomerados y fangos (30). Conos de deyección

Recubren principalmente las laderas que van asociadas con la dinámica fluvial de la red de drenaje existente en el área. Están especialmente bien desarrollados en las vertientes de la margen izquierda del río Guadalquivir, entre Andújar y Espeluy. Se incluyen aquí los glacis, coluviones y conos de deyección.

La litología más común es la de arcillas grises, limos y arenas finas. Ocasionalmente se encuentran gravas procedentes del desmantelamiento de las terrazas altas.

2.5.6. Acumulaciones antrópicas (33)

Bajo este epígrafe se han representado las escombreras de lavado de la planta de tratamiento de Andújar.

3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los diferentes materiales que afloran en la Hoja de Andújar 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.

En esta hoja están representados los materiales del ciclo varisco que culminó con la Orogenia Varisca en el Carbonífero, los del ciclo alpino que condicionó la sedimentación en el Mioceno superior y los sedimentos neógenos del Valle del Guadalquivir, discordantes sobre todos los anteriores.

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

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

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

La tectónica alpina dio lugar a una estructuración de movimiento relativo de bloques, propia de deformación frágil sobre un zócalo rígido. No llegó a plegar a los materiales, pero condicionó su sedimentación.

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 trazado 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 nordeste, definiendo una ligera vergencia hacia el SO. 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 isopacos, con esquistosidad muy penetrativa de tipo "slaty cleavage".

Los tramos de alternancias pelítico-arenosas presentan comúnmente pliegues muy apretados, con morfologías que varían de "chevron" a similar, en función de la relación de espesores entre los estratos de arena y lutita, respectivamente. La esquistosidad tiene entonces características variables entre "slaty cleavage" grosero en los estratos pelíticos y esquistosi-

dad de presión/disolución en los arenosos, generalmente con refracción marcada en estos últimos. Finalmente, en los bancos de grauvacas masivas y conglomerados rara vez se observan pliegues menores (de tipo "flexural slip" y morfología "chevron") siendo la esquistosidad muy grosera (presión-disolución) o inexistente en estos casos. La transición de un tipo de estructuras y mecanismo de deformación a otro se resuelve mediante despegues paralelos a los contactos estratigráficos entre los tramos de litología diferente.

En todos los casos, la esquistosidad dentro de la aureola de metamorfismo de contacto 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 limitación del afloramiento, parece corresponder al flanco sur 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 SO. El techo de esta estructura no se observa ya que está cortado, sin sinclinal intermedio, por un accidente de extensión regional denominado Falla de Canaleja, que no aflora en esta hoja por estar cubierta por los materiales postectónicos neógenos.

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 más adelante, 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 de planos axiales levantados o con ligera vergencia N y unos cabalgamientos que lo cortan con vergencia N. Indican dos etapas compresivas sucesivas con la misma vergencia en este flanco del anticlinorio de Los Pedroches.

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 meridional del Anticlinal de Los Pedroches, en cuyo núcleo intruye el batolito. Todo el flanco está plegado por pliegues de amplitud kilométrica, con planos axiales muy buzantes al SO, que indican vergencia N. Son pliegues cilíndricos, con ejes plurikilométricos, de dirección E-O y asimétricos con cierto mayor desarrollo del flanco meridional en los anticlinales, salvo en un sector situado inmediatamente al N de la apófisis de La Centenera. Como se observa en la cartografía y los cortes, esta estructura es penetrativa en toda la hoja.

Los cabalgamientos cortan a los pliegues, desarrollan importantes superficies de fractura y tienen dirección N100°E buzando 70°-80° al S. Su superficie es de gran extensión, se han observado corridas de decenas de kilómetros; y en esta hoja se localiza uno que recorre todo el borde meridional de la Unidad Metasedimentaria.

Esta estructura está representada en la hoja por dos cabalgamientos principales, uno al N con un trazado irregular que es cortado por las intrusiones plutónicas de La Centenera y el plu-

tón de Cardeña-Virgen de la Cabeza; este cabalgamiento desarrolla un dúplex al E de La Centenera; el otro con un trazado muy rectilíneo, afecta a todo el borde sur del "culm" en su contacto con los materiales postectónicos.

Las superficies de cabalgamiento producen deformación de todas las estructuras asociadas a los pliegues, se observa bandas de crenulación con ejes subhorizontales N110°E de unos 20m de espesor, y en contacto con los materiales más competentes (cuarcíticos) una brecha foliada de ≥ 5 m de espesor, consistente en pizarras foliadas y bancos de cuarcita brechoide en matriz silíceas de dirección N105°E/85°S (LARREA *et al.*, en prensa a).

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. En el área de la hoja, no se han observado otras estructuras penetrativas posteriores a las anteriormente citadas. Sin embargo, regionalmente, se reconocen también otras estructuras, tardías respecto a las anteriores, y de distribución irregular y difícil de sistematizar. 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 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 la vecina hoja de Virgen de la Cabeza (LARREA *et al.*, en prensa a) se puede observar en la aureola de contacto del borde N del batolito, a lo largo del contacto meridional del afloramiento Cabezaparda-Rosalejo; se trata de 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. 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. La aureola de contacto en este sector 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 la 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 Andújar el Grupo Granodiorítico tiene una expresión muy limitada, conviene recoger las 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 recrystalizadas, 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. No obstante, 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 transtensional dextro (ARANGUREN *et al.*, 1997), compatible con el régimen deformativo rotacional que caracteriza toda la evolución orogénica varisca en la parte suroccidental del Macizo Ibérico (QUESADA, 1991a, 1992), por lo que hay que considerar la intrusión del Batolito de Los Pedroches como un proceso sin-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 Andújar se reconocen dos episodios de intrusión plutónica, así como varios episodios de inyección filoniana. Regionalmente, 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:

En primer lugar tuvo lugar la intrusión del Grupo Granodiorítico. Las rocas plutónicas de este grupo son las más antiguas que se reconocen, siendo además las más ampliamente representadas en la mitad occidental del batolito.

Desde un punto de vista estructural, se trata de rocas por lo general isótropas, en las que únicamente se observan fábricas plano-lineares con carácter local y casi siempre en la proximidad de sus contactos. Estas son de dos tipos; las más frecuentemente observables corresponden a orientaciones fluidales de biotita y feldespatos, así como de los enclaves microgranudos 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 subparalela a los mismos, perdiéndose progresivamente hacia el interior del afloramiento granítico. De manera local, se observan también orientaciones de igual naturaleza en algunos afloramientos más internos, que tal vez correspondan a zonas de borde de intrusiones sucesivas o,

alternativamente, a límites de celdillas de convección dentro del magma en cristalización, pero su sistematización se ve imposibilitada por falta de continuidad en los afloramientos.

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 (QUESADA *et al.*, en prensa; FERNÁNDEZ *et al.*, en prensa), 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 feldespatos y la granulación y recrystalización 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 como sugieren la presencia de estructuras S/C y de colas de presión asimétricas, sobre enclaves o clastos de feldespatos. 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, los contactos muestran unos buzamientos en torno a 50° hacia el encajante; 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.

Por otra parte, la última manifestación reconocida dentro del que denominamos Grupo Granodiorítico, corresponde a diques rellenos 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 más adelante, Capítulo 3.2.2.).



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 pórfidos graníticos. 7) Diques de pórfidos granodioríticos

La geometría sigmoidal incompleta que definen en planta los diques sub verticales de este haz, demuestra la naturaleza sin-tectónica del proceso intrusivo en el Batolito de Los Pedroches, a pesar de la pobreza de elementos plano-lineares de estructura que muestran sus rocas. Más aún, permite caracterizar el régimen tectónico regional como transtensivo dextro (LARREA *et al*, 1996, 1999; CARRACEDO *et al*, 1997), causado por desgarres maestros sub-verticales, 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 ortogonal a su alargamiento.

La conclusión más importante que puede extraerse de esta estructura es la constatación del papel fundamental, tal vez único, de los procesos de propagación de fracturas extensionales, en régimen transtensivo, acompañados de inyección magmática, en el crecimiento del Batolito de Los Pedroches, al menos durante esta fase. Probablemente, procesos similares a éstos fueron también importantes durante el ascenso y crecimiento de la masa granodiorítica principal, si bien sus evidencias estructurales habrían sido borradas por procesos de convección magmática muy intensos, en tanto existiera un gradiente térmico entre la cámara magmática en cristalización y su encajante metasedimentario, 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.

3.2.1. Emplazamiento del Grupo 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. En el área de la hoja están representadas por las microadamellitas porfídicas situadas en el sector NE de la misma, que se han interpretado como megaenclaves dentro del Grupo Granítico-Adamellítico.

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. Las más frecuentemente observables corresponden a orientaciones fluidales de biotita y feldespatos, así como de los enclaves microgranudos 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 subparalela a los mismos, perdiéndose progresivamente hacia el interior del afloramiento granítico. El resto de los contactos del batolito con el encajante sedimentario muestran caracteres netamente intrusivos.

Aparte de las anomalías reseñadas, todas ellas localizadas en las proximidades de sus contactos, la intrusión del Grupo Granodiorítico 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. Emplazamiento y estructura del Grupo Granítico-Adamellítico

Tal vez el rasgo más llamativo de la estructura del Batolito de Los Pedroches en su afloramiento actual, sea su asimetría en cuanto a la distribución de los diversos grupos litológicos que han sido descritos anteriormente (véase capítulo 2.2), con predominio de rocas del grupo granodiorítico en su mitad occidental y del Grupo Granítico-Adamellítico 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.

La zona de tránsito entre ambos sectores del batolito está expuesta en la vecina Hoja de Cardaña. 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-Adamellítico está representado por el conjunto plutónico Cardaña-Virgen de la Cabeza, que por el N y por el S 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 (Castellón de San Miguel) 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 Cardaña-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.

3.2.3. El haz 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 120km, 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?).

La generación de tales fisuras tensionales y la geometría sigmoidal de conjunto del haz filoniano, evidencian una actividad eminentemente transcurrente a favor de lineamientos maestros, y deformación interna puramente extensional en los bloques comprendidos entre los mismos, compatible con su juego dextro.

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

3.3. FRACTURACIÓN TARDIVARISCA

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

El comienzo de este evento deformativo viene mejor constreñido temporalmente por la presencia de un relleno hidrotermal, principalmente de cuarzo, en numerosas fracturas, que tiene su desarrollo más importante cuando éstas transcurren a través, o en la inmediata vecindad, del Batolito de Los Pedroches.

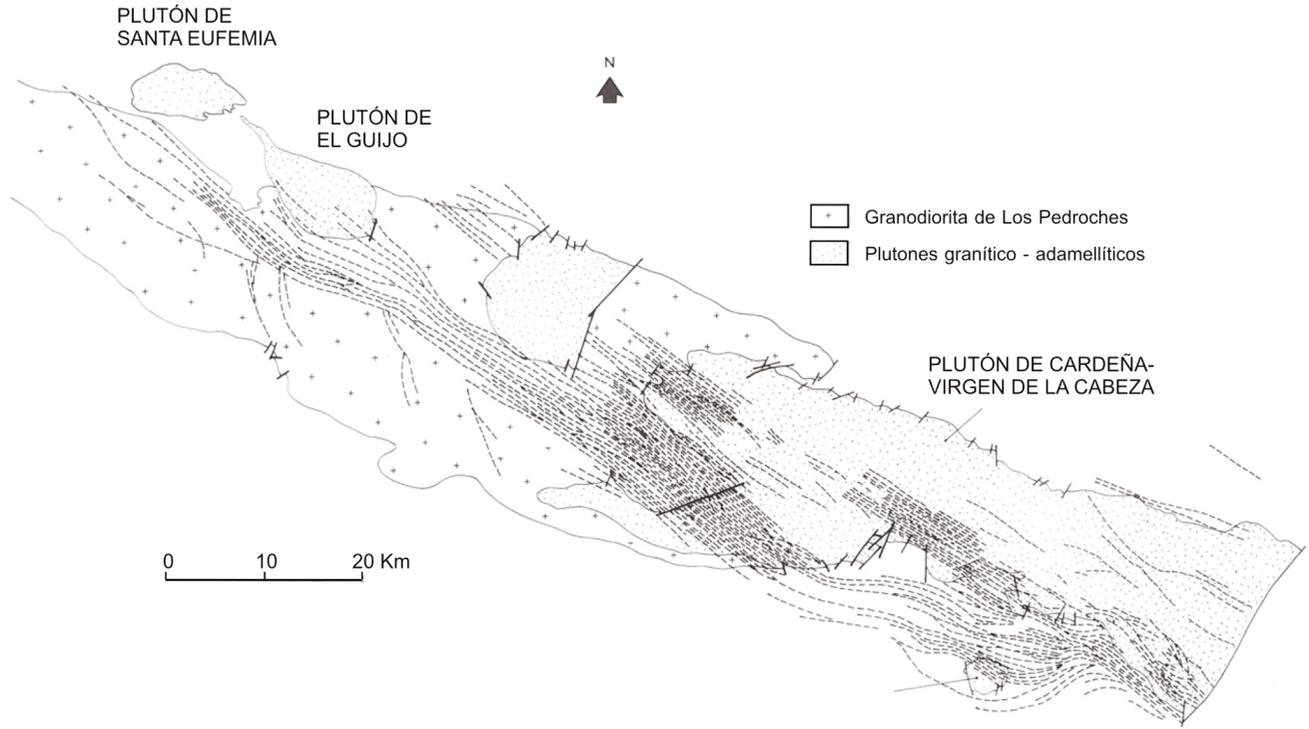


Fig. 7.- Esquema cartográfico del haz de pórfidos ácidos del Batolito de Los Pedroches

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 metasedentario, 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 Andújar, 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 arrosariadas y lleva asociada una alteración moderada de sus hastiales (principalmente silicificación), 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.

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. TECTÓNICA ALPINA

Los materiales postvariscos aflorantes en esta hoja corresponden al Triásico y Neógeno. Estos se encuentran afectados por fracturas de edad alpina. Aquellas que afectan a los materiales triásicos resultan difíciles de datar ya que el lapso comprendido entre los materiales afectados y los siguientes registrados es muy amplio y generalmente se encuentran implicados también los materiales neógenos.

Con todo, se observa una disposición de los materiales triásicos formando sistemas de "horst-graben" dentro del sector nororiental terciario (Fosa de Bailén) y escalonados, hundiéndose hacia el S, a partir de la lineación E-O que constituye el límite entre la cuenca y los materiales paleozoicos de la Meseta.

La tectónica dentro del Neógeno se registra tanto en forma de accidentes aflorantes como dentro de la columna estratigráfica.

Los principales accidentes aflorantes corresponden a las fracturas que limitan por el N la cuenca terciaria del Guadalquivir y la separan de los materiales paleozoicos de la meseta meridional. Estas fracturas presentan direcciones E-O y NE-SO y planos muy verticalizados. Corresponderían a la lineación del Guadalquivir, de significado discutido. Esta lineación se ha interpretado como una suave flexura por autores como SOLÉ SABARÍS (1952) mientras que otros consideran que no se trata de un rasgo de carácter regional sino de alcance local (PERCONIG, 1960-62). Las observaciones realizadas dentro de la Hoja de Andújar indican que esta lineación implica un sistema paralelo de dirección ENE-OSO que escalona los sedimentos terciarios hundiéndose hacia el S y con efectos registrados en toda la columna cenozoica.

Otras fracturas menores subordinadas a éstas afloran en el interior de la cuenca afectando a los materiales terciarios y presentan direcciones E-O, NE-SO y NNO-SSE.

Dentro del registro sedimentario se observa un cambio gradual en el buzamiento de las series terciarias indicativa de actividad tectónica sin-sedimentaria. Asimismo, se observa que a techo de los materiales conglomeráticos existe una ligera discordancia cuyo origen podría deberse tanto a oscilaciones eustáticas como tectónicas (aunque ambas causas pueden estar ligadas). En la hoja situada al sur (Porcuna), los materiales de esta misma edad presentan una tendencia granocreciente que los autores de la misma (ROLDÁN *et al.*, 1987) interpretan como regresiva. En la Hoja de Andújar la tendencia observada, considerando el lapso Tortoniense II-Messiniense I, es granodecreciente lo que correspondería a un ciclo transgresivo. Esta dicotomía entre ambas partes de las Zonas Externas puede explicarse por su posición dentro de la cuenca. En la Hoja de Porcuna están representados ambientes que marcan una polaridad continente-cuenca marina hacia el N mientras que en la Hoja de Andújar esta polaridad es hacia el S. El empuje desde el S de las Béticas, o el emplazamiento de masas olistostrómicas post-tectónicas, provocaría el desplazamiento hacia el N del eje de la cuenca terciaria produciéndose regresión en el borde S y transgresión en el N. Esta relación con el desplazamiento del eje de cuenca estaría apoyada por los cambios de buzamiento observados dentro de la serie y que corresponderían a la flexión de los materiales del borde a medida que el eje se desplazaba.

Con respecto a la tectónica reciente, se observa una clara alineación de los meandros del Guadalquivir según una línea aproximada ESE-ONO que se inflexiona a NE-SO en las inmediaciones de Villanueva de la Reina. Ambas lineaciones pueden poseer carácter tectónico ya

que se observa, para el primer tramo, una asimetría en el número de terrazas (mayor en el margen sur) y, en el segundo tramo, tramos rectilíneos y desplazamientos del cauce según la dirección NE-SO. Asimismo, se observan fracturas afectando a los sedimentos neógenos y que son fosilizadas por las terrazas más bajas (como por ejemplo en el escarpe cercano a la ermita de Sta. Potenciana).

3.5. Recapitulación sobre la evolución tectónica general

A pesar de lo limitado del registro geológico expuesto en la Hoja de Andújar, 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 los procesos orogénicos varisco y alpino. En el varisco 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 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 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, a las que hay que añadir una etapa alpina.

3.5.1. Generación de la cuenca de Los Pedroches

Este primer evento varisco no tiene expresión estructural directa en el área de la Hoja de Andújar. 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.*, 1985a y b; 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. La subsidencia elevada que representa el potente depósito turbidítico en un lapso temporal relativamente corto; compárense los más de 3000m de "culm" en la vecina Hoja de San Benito (MIRA *et al.*, 1986), durante el intervalo Viseense superior-Namuriense basal (≈ 10 Ma.), con los apenas 1500m de sedimentos correspondientes a la plataforma del Paleozoico inferior (≈ 150 Ma.); estaría relacionada con el hundimiento elástico o visco-elástico del margen meridional de la Zona Centroibérica en el periodo extensional subsiguiente a la primera etapa compresiva varisca que hace cabalgar a la Zona Centroibérica sobre la de Ossa-Morena. El cabalgamiento viene representado en la actualidad por la sutura de la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, y la exten-

sión 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.

Todas las características que se han comentado respecto a la cuenca de Los Pedroches, son típicas de cuencas extensionales, como lo evidencia la presencia de un importante vulcanismo básico en la base de la serie carbonífera.

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".

3.5.2. Inversión de la cuenca de Los Pedroches

La continuación 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, 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 b).

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 sinistral de los pliegues por su esquistosidad cogenética.

3.5.3. 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.

3.5.4. 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 (ígneos y sedimentarios) que componen el Macizo Ibérico meridional.

3.5.5. Tectónica Alpina

En esta hoja se observa la discordancia mesozoica, probablemente favorecida por la tectónica de bloques rígidos del zócalo paleozoico. La tectónica alpina no llega a plegarlos pero da lugar durante el Neógeno al desarrollo de una cuenca de antepaís, provocada por el avance hacia el N de la deformación, que condiciona la sedimentación de los materiales alpinos. Posteriormente, en etapas alpinas tardías se produce una fracturación frágil que afecta a todos los materiales y que configura la estructuración final de la hoja, y de todo el borde meridional del Macizo Ibérico.

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 Andújar, 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. Grupo Granodiorítico

4.1.1.1. *Microadamellitas Porfídicas (1)*

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

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

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

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

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

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

La cordierita 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 o biotita ligeramente verdosa. Su distribución aleatoria, el tamaño de grano mayor de los cristales de las fases de cristalización tardía con respecto a las que crecen en fases precoces, y a que nunca se ha observado asociada 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.

4.1.2. Grupo Granítico-Adamellítico

4.1.2.1. *Adamellitas porfídicas (2)*

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

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

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

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

El feldespato potásico se presenta en dos hábitos bien diferentes:

- En forma de feno/megacristales de hasta 8 cm de tamaño con tendencia idiomorfa, de carácter pertítico (venas, "films", parches) y corrientemente maclados según la ley de Carlsbad. En las partes centrales de estos cristales se han observado inclusiones de biotita

y plagioclasas en general desordenadas y corroídas, mientras que en los bordes estas inclusiones están orientadas, lo que parece indicar el crecimiento de estos cristales en varias etapas. También se han observado recrecimientos de los megacristales por feldespato potásico intersticial y corroídos por la matriz, asimismo son frecuentes los crecimientos de moscovita histerógena a expensas de estos cristales.

- Feldespato potásico intersticial en forma de cristales alotriomorfos de tamaño variable, raramente maclado, que corroe a biotita y plagioclasas.

La plagioclasa se presenta en tres hábitos diferentes dentro de la roca, sin que ninguno predomine sobre los otros:

- Plagioclasa 1. En forma de fenocristales hipidiomorfos, de tamaño variable entre 3 mm y 1 cm, maclados según ley de Albita o Albita-Carlsbad, con zonaciones continuas, discontinuas, oscilatorias y ocasionalmente de tipo "patchy", con superficies de reabsorción en distintas posiciones del cristal. Presentan inclusiones de biotita, apatito y circón y en ocasiones están corroídos por feldespato potásico. Su composición varía entre An_{35} y An_{43} (núcleos) y An_{17} - An_{24} (bordes), en los cristales con zonado normal.
- Plagioclasa 2. En cristales de pequeño tamaño con hábito hipidiomorfo incluidos en plagioclasas de mayor tamaño y en feldespato potásico.
- Plagioclasa 3. En megacristales con tamaños de hasta 5 cm, idiomorfos a hipidiomorfos, con inclusiones de biotita y plagioclasa 2. Presentan sustituciones por cuarzo en forma de intercrecimientos gráficos, y por feldespato potásico.

La biotita se presenta en cristales individuales hipidiomorfos, en forma de glomérulos de varios individuos desorientados o en inclusiones dentro de plagioclasas o feldespatos potásicos. A su vez, tiene inclusiones de apatito, circón y opacos.

La cordierita es un mineral accesorio y esporádico, se presenta en cristales prismáticos de tamaño variable, parcial o totalmente pinnitizados, es menos frecuente que la observada en los granitos porfídicos biotíticos.

4.1.2.2. Granitos biotíticos porfídicos (3)

Presentan 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 es banal formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa) y biotita como componentes principales y con circón, 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, feldespatos potásico y apatito.
- Cuarzo 3: Cuarzo goticular formado mirmequitas.
- Cuarzo 4: Formado texturas micropegmatíticas con feldespatos potásico.
- Cuarzo 5: Cuarzo intergranular en la interfase de diversos minerales.
- Cuarzo 6: Cuarzo infiltracional y de relleno de fisuras.

El feldespatos potásico se desarrolla en varias generaciones:

- Feldespatos 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 orientados paralelamente a los bordes de los megacristales perfitas con morfología variada (venillas, parches, etc.).
- Feldespatos potásico 2: En cristales xenomorfos de talla variable, a veces maclados y perfitos. Son frecuentes los procesos reaccionales con plagioclasa y cuarzo desarrollando mirmequitas y golfos de corrosión respectivamente.

Feldespatos potásico 3: Formando texturas micropegmatíticas con cuarzo.

- Feldespatos potásico 4: Antiperfito, en general poco abundante.
- Feldespatos potásico 5: En el relleno de microfracturas.
- Feldespatos 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 Periclina, en general zonados.
- En contacto con cuarzo intersticial y con feldespatos potásico, suelen estar corroídos y forman mirmequitas con el feldespatos potásico. Son frecuentes las alteraciones en sericita, sericita-moscovita y menos frecuentes en epidota y 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 feldespatos 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, leucóxeno 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 progresa 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 descartar que en ocasiones no se hayan originado en la etapa magmática, siempre está en cantidades accesorias.

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

4.1.2.3. *Microgranitos biotíticos (4)*

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 (oligoclasa), su tamaño nunca supera a 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 accesorios más frecuentes son apatito, circón, 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.

4.1.2.4. *Leucogranitos (5)*

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 microgranudas alotriomorfas, en ocasiones microporfídicas con matrices micropegmatíticas y mirmequíticas.

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

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 hipidiomorfos, e intersticial, desarrolla texturas micropegmatíticas con cuarzo y mirmequíticas en contacto con las plagioclasas.

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

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

La biotita y cordierita son esporádicas y accesorias.

4.1.2.5. *Pórfidos granítico-adamellíticos (6)*

Suelen presentar una estructura zonada con bordes porfídicos con matriz afanítica y zonas centrales en donde la matriz es microgranuda. 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 10cm de tamaño, estos últimos suelen estar corroídos por la matriz pero nunca la incluyen.

4.1.2.6. Diques aplíticos (7)

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

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

4.1.3. Filones de Cuarzo (8)

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 Fe y/o carbonatos.

4.1.4. Diabasas (9)

Son rocas de color gris oscuro con marcada tonalidad verdosa y frecuentes disyunciones en bolos. Presentan texturas intergranulares o subofíticas con abundantes amígdalas rellenas de clorita, carbonatos y cuarzo.

Se componen de listones de plagioclasa divergentes entre sí, en su mayor parte alterados y albitizados. Los espacios irregulares entre los listones de plagioclasa están ocupados por clorita secundaria, calcita y epidota; asimismo son frecuentes los gránulos y laminillas de ilmenita transformados en leucoxeno.

Cabe reseñar la presencia de xenocristales de cuarzo en las diabasas que cortan a las rocas de composición granítica, que no se han observado en rocas similares dentro del "culm".

4.2. Geoquímica de las rocas ígneas

Se han realizado treinta y cuatro análisis químicos de roca total repartidos entre las diferentes facies ígneas consideradas, todas ellas pertenecientes a la alineación magmática que conforma el Batolito de Los Pedroches. Los análisis correspondientes a elementos mayores, así como la norma CIPW, se presentan en las tablas 2, 3 y 4, mientras que los análisis de los elementos traza se presentan agrupados por facies en las tablas 5 a 10 (ver final del Capítulo).

Las diversas muestras analizadas presentan contenidos en SiO₂ que varían principalmente entre el 67-77%, a excepción de algunos enclaves ricos en anfíbol, que presentan valores menores (51-56%), observándose un hiato composicional entre el 56 y el 67% de SiO₂.

Las litologías mayoritarias analizadas, todas ellas pertenecientes al Conjunto Granodiorítico (microadamellitas) y al Grupo Granítico-Adamellítico (adamellitas, granitos biotíticos, leucogranitos y pórfidos granítico-adamellíticos), y representadas gráficamente con símbolos rellenos de blanco (Figs. 8, 9, 10 y 11), tienen contenidos superiores al 68% en SiO_2 ; los valores en álcalis son superiores al 7% en peso; los contenidos en CaO suelen ser en general menores al 2% y los elementos ferromagnesianos no suelen superar el valor de $B=85$. Son rocas predominantemente peraluminosas, presentando valores de corindón normativo muy variables siendo los más frecuentes superiores a 1,5; aunque hay algunas rocas metaaluminosas, con Di normativo (Tablas 2, 3 y 4).

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 saturación en Al_2O_3 y un progresivo descenso de los valores de elementos ferromagnesianos y calcio, a medida que aumenta el contenido en SiO_2 .

4.2.1. Diagramas de variación de elementos mayores

La proyección de los datos químicos en diagramas de HARKER (1909) (Fig. 8) muestra una buena correlación con evolución continua para los granitoides en la variación de SiO_2 dentro de los términos litológicos del Batolito de Los Pedroches representados en esta hoja. La evolución composicional está caracterizada por el descenso paulatino del contenido en Al_2O_3 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(t)$, MgO , CaO , Na_2O y P_2O_5 , y el incremento en el contenido en K_2O . No obstante, DONAIRE *et al.* (1999) muestran, para todo el batolito, dos tendencias distintas de incremento del Na_2O con el incremento de SiO_2 , produciéndose un salto claro entre las adamellitas y microadamellitas que se agrupan con las granodioritas, por una parte y, por otra los granitos biotíticos y los leucogranitos. Estos dos grupos pueden ser los responsables de las diferencias que se observan para algunos elementos y óxidos (CaO , Na_2O , K_2O , Ba , Sr , Zr) en los granitoides.

Las tendencias de variación son distintas para el grupo de los enclaves ($\text{SiO}_2 < 56\%$), que no se integran bien dentro de la serie evolutiva.

Los diques ácidos (diques NO-SE) se integran bien en la secuencia geoquímica.

4.2.2. Diagramas de variación de elementos traza

Los elementos traza presentan un comportamiento claramente compatible en los casos del Ba , Sr , Zr y V , y un comportamiento incompatible del Rb . El resto de los elementos traza analizados muestran una gran dispersión de los datos, sin marcar en conjunto tendencias evolutivas concretas (Fig. 8). Esta dispersión podría en parte ser debida a la existencia de más de un grupo de granitoides.

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 adaptan en gran medida a las pautas evolutivas definidas, encontrándose algunos leucogranitos muy evolucionados.

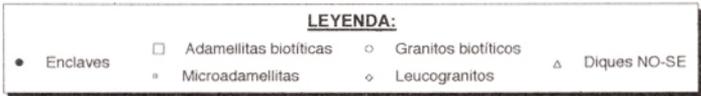
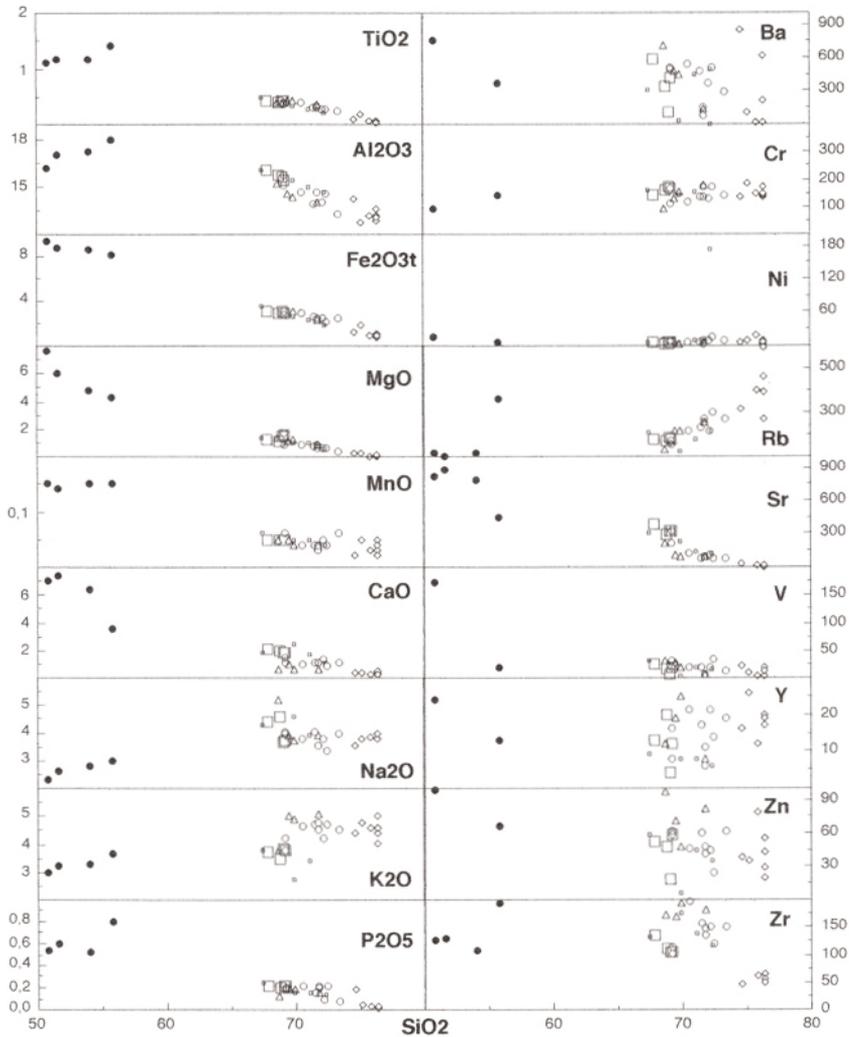


Fig. 8.- Diagramas de Harker de variación de elementos mayores y traza para las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

Los enclaves no se adaptan bien a las pautas evolutivas señaladas por el resto de las rocas de la asociación magmática, constituyendo un grupo distinto no ligado directamente a la evolución de los granitoides.

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

El comportamiento de los elementos traza puede indicar la presencia de más de un grupo en el conjunto plutónico principal, además de los enclaves, que componen el Batolito de Los Pedroches.

El principal proceso petrogenético que controla la diferenciación magmática del conjunto adamellita-granito parece consistir en un proceso de cristalización fraccionada, tal y como evidencian los espectros evolutivos de los diagramas de variación de los elementos traza. Estos espectros pueden explicarse por la mineralogía de las fases implicadas en la fraccionación. En este sentido, la fraccionación de feldespato potásico y biotita explicaría el comportamiento compatible de Ba y Sr y el comportamiento incompatible del Rb durante la evolución magmática.

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-Adamellítico 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 rocas analizadas conforman términos evolucionados de lo que podría definirse como una serie con pautas evolutivas de carácter calcoalcalino.

El diagrama "TAS", utilizado en la clasificación de rocas ígneas en base a datos geoquímicos, discrimina bastante fielmente las litologías individualizadas en la realización de la hoja geológica (Fig. 10).

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 sólo los enclaves (rocas con anfíbol) se proyectan en el dominio metaaluminoso (Fig. 11).

El conjunto litológico define una asociación aluminico-cafémica de carácter calcoalcalino, compuesta totalmente por términos peraluminosos.

Los leucogranitos se apartan de esta tendencia definiendo una asociación de tipo aluminoso (tendencia vertical con evolución silíceo y aluminico-potásico), que se proyecta enteramente en el campo de los leucogranitos. Los enclaves constituyen una asociación cafémica.

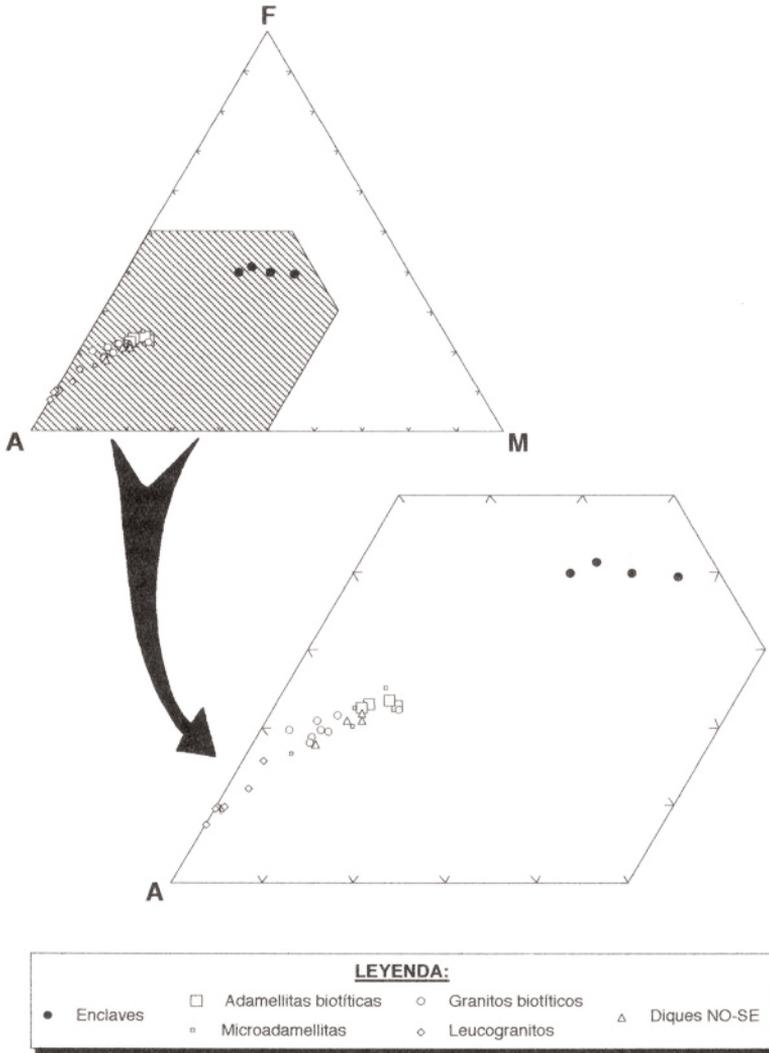


Fig. 9.- Diagrama AFM de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

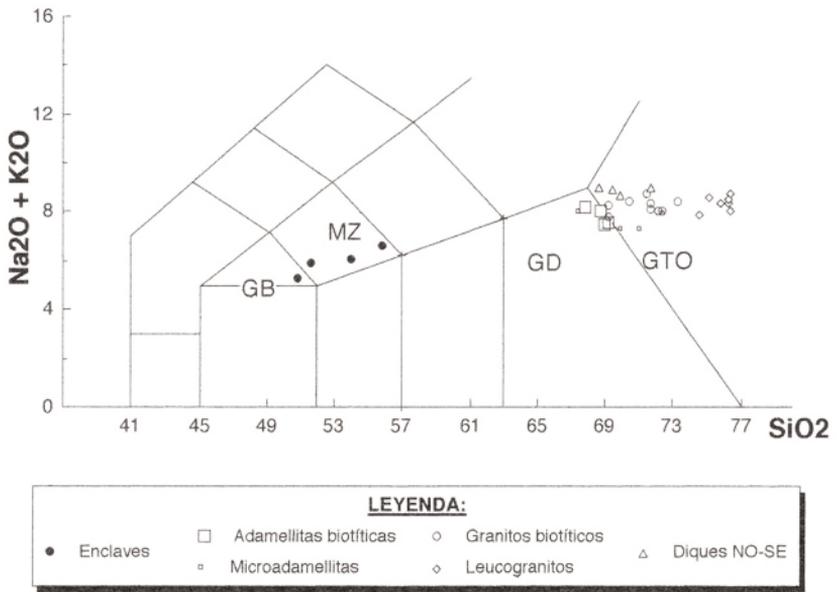


Fig. 10.- Diagrama de clasificación TAS (LE MAÎTRE, 1989) de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

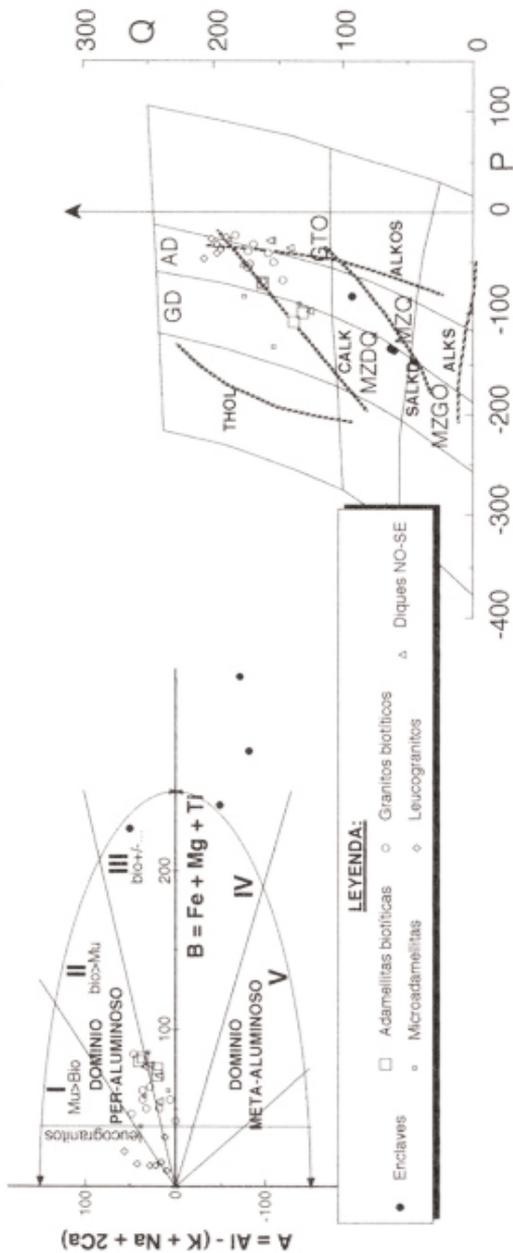


Fig. 11.- Diagramas A-B y P-Q (DEBON y LE FORT, 1983) de las rocas plutónicas del Batolito de Los Pedroches recogidas en la hoja

4.2.4. Geoquímica isotópica

El número de datos 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.

MUESTRA	9502	9518	9532	9538	9514	9516	9531	9810	9539	9600	9601	9813	9105	9106
SiO2	67,87	68,74	69,19	69,03	69,93	71,05	67,37	72,35	55,82	54,00	51,66	50,82	72,13	73,94
TiO2	0,42	0,40	0,42	0,42	0,35	0,28	0,49	0,22	1,41	1,16	1,18	1,10	0,34	0,25
Al2O3	16,06	15,82	15,41	15,63	15,40	14,99	16,05	14,71	18,03	17,27	17,04	16,22	14,03	13,35
Fe2O3	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	2,81	2,65	2,69	2,75	2,39	2,12	3,18	1,68	7,33	7,70	7,95	8,47	2,30	1,96
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,15	0,15	0,14	0,15	0,05	0,04
MgO	1,24	1,15	1,58	1,42	0,94	1,01	1,38	0,50	4,30	4,78	6,00	7,66	0,54	0,48
CaO	2,05	1,93	1,82	1,86	2,48	1,73	1,86	1,13	3,63	6,38	7,33	7,02	1,00	0,80
Na2O	4,41	4,57	3,72	3,65	4,57	3,88	4,26	3,77	2,99	2,80	2,64	2,31	3,48	3,41
K2O	3,75	3,45	3,81	3,96	2,75	3,44	3,31	4,18	3,65	3,30	3,25	2,99	4,96	4,65
P2O5	0,21	0,20	0,21	0,22	0,15	0,16	0,25	0,14	0,80	0,52	0,60	0,54	0,14	0,09
H2O	0,86	0,79	0,85	0,85	0,74	1,09	1,00	1,04	1,22	1,08	1,34	1,69	0,78	0,82
Total	99,73	99,75	99,75	99,74	99,75	99,80	99,71	99,76	99,33	99,14	99,13	98,97	99,75	99,79
Q	20,14	21,71	25,33	25,52	24,75	28,95	20,33	30,38	7,33	0,80	0,00	0,00	28,64	32,65
Or	22,16	20,39	22,52	2,81	16,25	20,33	22,52	24,70	21,57	19,50	19,21	17,67	29,31	27,48
Ab	37,32	38,67	31,48	30,89	38,67	32,83	36,05	31,90	25,30	23,69	22,34	19,55	29,45	28,86
An	8,80	8,27	7,66	7,79	11,32	7,54	7,60	4,69	12,79	24,81	25,05	25,06	4,05	3,38
Di	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,86	6,09	5,11	0,00	0,00
Hy	7,65	7,16	8,27	7,99	6,24	6,04	8,58	4,04	22,12	22,99	12,16	15,59	5,10	4,46
Ol	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	9,31	10,97	0,00	0,00
Il	0,80	0,76	0,80	0,80	0,66	0,53	0,93	0,42	2,68	2,20	2,24	2,09	0,65	0,47
Ap	0,49	0,46	0,49	0,51	0,35	0,37	0,58	0,32	1,85	1,20	1,39	1,25	0,32	0,21
C	1,52	1,54	2,36	2,59	0,76	2,12	2,13	2,26	4,47	0,00	0,00	0,00	1,45	1,47
ID/TT	79,62	80,77	79,32	79,21	79,67	82,11	78,89	86,98	54,20	44,00	41,55	37,22	87,40	88,98
FEMG	0,53	0,53	0,46	0,49	0,56	0,52	0,53	0,63	0,45	0,44	0,40	0,36	0,68	0,67
COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE2O3 (TILLEY, JOUR, PETROL, 1960)														
A	66,83	67,85	63,81	64,30	68,73	70,05	63,90	78,48	36,34	32,83	29,69	24,73	74,82	76,76
F	23,01	22,42	23,54	23,54	22,44	20,29	25,18	16,58	40,12	41,44	40,07	39,52	20,39	18,67
M	10,16	9,73	12,16	12,16	8,83	9,67	10,93	4,94	23,54	25,73	30,24	35,74	4,79	4,57

Tabla 2.- Normas CIPW de las rocas de la Hoja 904.

MUESTRA	9504	9509	9512	9521	9528	9569	9801	9803	9805	9076	9510	9567	9568	9811
SiO2	71,52	71,71	72,38	71,77	70,48	69,22	69,21	72,22	73,34	75,17	74,55	76,35	76,30	76,29
TiO2	0,31	0,32	0,27	0,33	0,41	0,39	0,37	0,29	0,24	0,17	0,10	0,04	0,05	0,06
Al2O3	13,98	14,72	14,61	14,72	14,64	15,08	15,75	14,05	13,31	12,74	14,21	13,57	12,84	13,15
Fe2O3	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	2,35	2,09	1,94	2,15	2,58	2,70	2,52	2,27	2,17	1,64	1,13	0,87	0,94	0,91
MnO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,02	0,04	0,03	0,05
MgO	0,77	0,66	0,66	0,85	0,89	1,68	0,88	0,60	0,33	0,25	0,23	0,07	0,10	0,01
CaO	1,09	1,11	0,87	1,14	1,04	1,15	1,47	1,31	1,05	0,37	0,41	0,25	0,30	0,42
Na2O	4,03	3,53	3,33	3,56	3,79	4,00	4,04	3,77	3,96	3,79	3,51	3,98	3,99	3,95
K2O	4,72	4,80	4,72	4,53	4,66	3,77	4,21	4,24	4,50	4,80	4,41	4,05	4,56	4,42
P2O5	0,16	0,21	0,22	0,20	0,21	0,20	0,19	0,09	0,07	0,05	0,19	0,03	0,03	0,02
H2O	0,80	0,60	0,77	0,50	1,00	1,49	0,93	0,80	0,64	0,80	1,14	0,66	0,76	0,55
Total	99,77	99,79	99,81	99,78	99,74	99,74	99,63	99,69	99,67	99,83	99,90	99,91	99,70	99,83
Q	25,21	28,49	31,26	29,00	25,75	25,10	23,79	28,89	29,85	32,44	35,68	36,41	34,16	34,78
Or	27,89	28,37	27,89	26,77	27,54	22,28	24,88	25,06	26,59	28,37	26,06	23,93	26,95	26,12
Ab	34,10	29,67	28,18	30,13	32,07	33,85	34,19	31,90	33,51	32,07	29,70	33,68	33,76	33,43
An	4,36	4,14	2,88	4,35	3,79	4,40	6,05	5,91	4,75	1,51	0,79	1,04	1,29	1,95
Hy	5,80	5,03	4,83	5,58	6,35	8,61	6,32	5,28	4,52	3,45	2,52	1,78	1,95	1,69
IL	0,59	0,61	0,51	0,63	0,78	0,74	0,70	0,55	0,46	0,32	0,19	0,08	0,09	0,11
Ap	0,37	0,49	0,51	0,46	0,49	0,46	0,44	0,21	0,16	0,12	0,44	0,07	0,07	0,05
C	0,64	2,20	2,97	2,37	1,97	2,81	2,33	1,09	0,18	0,76	3,37	2,26	0,87	1,15
ID/TT	87,21	86,73	87,34	85,90	85,36	81,23	82,86	85,85	88,96	92,88	91,44	94,02	94,87	94,33
FEMG	0,61	0,61	0,60	0,55	0,59	0,45	0,59	0,66	0,77	0,78	0,72	0,88	0,84	0,98
COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE203 (TILLEY, JOUR, PETROL, 1960)														
A	73,72	75,19	75,59	72,95	70,89	63,95	70,82	73,62	77,19	81,97	85,34	89,52	89,16	90,10
F	19,80	18,22	18,20	19,39	21,64	22,22	21,63	20,86	19,80	15,65	12,18	9,70	9,80	9,80
M	6,49	6,20	6,20	7,66	7,47	13,83	7,55	5,51	3,01	2,39	2,48	0,78	1,04	0,11

MUESTRA	9812	9824
SiO2	76,34	75,80
TiO2	0,04	0,05
Al2O3	13,06	13,23
Fe2O3	0,00	0,00
FeO	0,72	0,89
MnO	0,02	0,03
MgO	0,00	0,00
CaO	0,52	0,29
Na2O	3,77	3,83
K2O	5,00	4,56
P2O5	0,01	0,03
H2O	0,42	1,20
Total	99,90	99,91
Q	33,60	34,80
Or	29,55	26,95
Ab	31,90	32,41
An	2,51	1,24
Hy	1,29	1,61
IL	0,08	0,09
Ap	0,02	0,07
C	0,52	1,54
ID/TT	95,05	94,16
FEMG	1,00	1,00
COORDENADAS AFM, INCLUIDO FE2O3 (TILLEY, JOUR, PETROL, 1960)		
A	92,41	90,41
F	7,59	9,59
M	0,00	0,00

Tabla 4.- Normas CIPW de las rocas de la Hoja 904.

MUESTRA	LB-9514	LB-9516	LB-9531	LB-9810
Li	171	143	157	68
Rb	176	172	178	183
Sr	377	292	325	323
Zr	135	110	105	106
Sn	0	0	0	0
W	0	0	0	0
B	11	9	13	15
Zn	53	47	59	19
Sb	0	0	0	0
Ag	0	0	0	0
Pb	46	32	34	29
Cr	143	160	166	174
Ni	5	4	6	4
Ba	585	334	422	101
V	26	14	18	6
Be	5	3	4	11
Mo	0	0	0	0
As	0	0	0	0
Co	5	5	3	1
Y	13	20	12	4
Cd	1	1	1	0
F	774	800	1172	624
Cu	3	2	3	22

Tabla 5.- Elementos Traza (p.p.m.) de las muestras de la Hoja 904. Adamellitas

MUESTRA	LB-9514	LB-9516	LB-9531	LB-9810
Li	55	146	189	132
Rb	120	177	208	215
Sr	228	145	310	128
Zr	175	139	132	116
Sn	0	0	0	0
W	0	0	0	21
B	4	13	9	
Zn	6	45	58	36
Sb	0	0	0	
Ag	0	0	0	
Pb	38	20	37	30
Cr	141	156	162	399
Ni	3	9	7	173
Ba	35	448	308	490
V	2	19	30	16
Be	5	3	6	5
Mo	0	0	0	
As	0	0	0	
Co	0	6	5	5
Y	8	8	9	6
Cd	0	1	1	
F	255	542	806	544
Cu	1	4	2	8

Tabla 6.- Elementos Traza (p.p.m.) de las muestras de la Hoja 904. Microadamellitas

MUESTRA	LB-9539	LB-9600	LB-9601	LB-9813
Li	157			95
Rb	359	112	101	115
Sr	439	791	874	808
Zr	193	108	130	126
Sn	15	0	0	0
W	0	0	0	0
B	11			
Zn	66			98
Sb	0			
Ag	0			
Pb	33			21
Cr	140			90
Ni	5			16
Ba	364			747
V	17			172
Be	4			4
Mo	0			
As	0			
Co	2			29
Y	13			24
Cd	1			
F	1188			1088
Cu	2			23

Tabla 7.- Elementos Traza (p.p.m.) de las muestras de la Hoja 904. Enclaves

MUESTRA	LB-9105	LB-9106	LB-9504	LB-9509	LB-9512	LB-9521	LB-9528	LB-9569	LB-9801	LB-9803	LB-9805
Li	125	124	145	57	120	119	119	121	162	122	139
Rb	268	257	228	269	298	253	214	154	172	214	267
Sr	97	76	83	98	78	97	124	223	317	109	72
Zr	169	138	158	135	120	148	196	102	114	151	151
Sn		5	8	7	8	0	0	0	0	0	0
W			0	0	0	0	0	0	0	0	28
B			10	9	4	11	3	7			
Zn	46	40	60	42	24	47	46	59	61	44	61
Sb			0	0	0	0	0	0			
Ag			0	0	0	0	0	0			
Pb	27	28	25	46	35	53	31	33	57	35	44
Cr	76	112	137	173	175	136	116	169	113	128	142
Ni			5	9	16	3	5	6	10	10	10
Ba	391	273	471	70	507	150	533	494	509	372	293
V	14	11	20	5	33	6	20	18	30	19	12
Be	4	6	4	5	5	7	3	3	9	7	8
Mo			0	0	0	0	0	0			
As			0	0	0	492	0	0			
Co	2	2	5	0	6	1	4	3	6	5	5
Y	19	22	17	11	14	6	21	16	8	21	19
Cd			1	0	1	0	2	1			
F	918	814	1182	373	836	738	895	842	814	775	1045
Cu	8	8	2	14	2	6	3	3	11	8	10

Tabla 8.- Elementos Traza (p.p.m.) de las muestras de la Hoja 904. Granitos biotíticos porfídicos

MUESTRA	LB-9525	LB-9559	LB-9825	LB-9826
Li	76	125	63	80
Rb	216	254	131	217
Sr	88	94	218	114
Zr	194	183	173	170
Sn	0	8	0	0
W	0	0	0	0
B	11	14		
Zn	47	81	97	70
Sb	0	0		
Ag	0	3		
Pb	33	356	80	40
Cr	153	11	94	130
Ni	3	5	10	10
Ba	445	137	704	476
V	17	5	32	28
Be	3	3	3	4
Mo	0	0		
As	0	4850		
Co	4	0	7	7
Y	25	8	12	19
Cd	2	1		
F	575	2312	333	852
Cu	2	319	8	8

Tabla 9.- Elementos Traza (p.p.m.) de las muestras de la Hoja 904. Diques NO-SE

MUESTRA	LB-9076	LB-9510	LB-9567	LB-9568	LB-9811	LB-9812	LB-9824
Li	97	104	151	84	220	72	103
Rb		317	596	465	392	271	403
Sr		34	15	7	11	11	8
Zr		46	50	48	64	54	63
Sn		23	15	24	0	0	0
W		7	14	6	20	25	22
B		3	8	8			
Zn	35	39	43	56	29	20	78
Sb	10	0	0	0			
Ag	0	0	0	0			
Pb	44	26	31	27	52	57	64
Cr	182	135	170	139	137	147	150
Ni	10	5	5	4	10	10	19
Ba	111	841	220	619	21	12	21
V	10	22	13	18	4	3	4
Be	7	2	4	5	8	5	5
Mo	4	0	0	0			
As	20	0	0	0			
Co	4	3	2	4	3	3	3
Y	26	16	19	20	17	17	12
Cd	2	1	1	2			
F		774	930	673	775	237	429
Cu	8	1	1	3	8	8	30

Tabla 10.- Elementos Traza (p.p.m.) de las muestras de la Hoja 904. Leucogranitos

4.3. METAMORFISMO

4.3.1. Metamorfismo regional

Las rocas que constituyen la Unidad Metasedimentaria, fueron afectadas por procesos de metamorfismo regional, sincrónicos de su deformación durante la Orogenia Varisca. Estos fueron, en los niveles actualmente expuestos, siempre de grados muy bajos. No obstante, existe una diferencia apreciable de grado metamórfico entre las dos unidades estructurales que se han distinguido.

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.

Por el contrario, en 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. 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 + epidota, que corresponden a la facies de las Corneanas de Albíta-Epidota.

4.4. RECAPITULACIÓN PETROGENÉTICA

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

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

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

- ambiente tectónico;

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

4.4.1. Características del área fuente

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

La mayor parte del volumen del batolito está formado por rocas ácidas, de quimismo aluminico, 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 quimismo, junto con las múltiples evidencias de mezcla entre uno y otro tipos litológicos (véase epígrafe 4.4.4.3) y la presencia de inyecciones sin-plutónicas básicas en granitos de este sector del batolito, 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 km³ (200 km de longitud mínima, 20 km de anchura media y 5 km de espesor medio).

Una causa interna (calentamiento por descomposición radiactiva de elementos presentes en la propia corteza) es en nuestra opinión muy poco probable, dada la correlación entre génesis batolítica y estadios avanzados del proceso orogénico varisco, no solo en este sector sino aún más masivamente en otras zonas del Macizo Hespérico (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 oró-

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

En resumen, para justificar tanto la composición de las rocas del batolito como su ascenso masivo, se requiere que los magmas se generasen bajo un campo térmico muy por encima de su temperatura "solidus" (700-750°C; WHITNEY, 1975, 1988). Un emplazamiento en niveles basicorticales de un volumen adecuado de magmas básicos, de origen mantélico, con temperaturas "solidus" en torno a 1000-1100°C (WYLLIE, 1979) podría aportar la energía necesaria para generar nuestros magmas y permitir su segregación y desenraizamiento. La presencia de precursores básicos en esta zona, no es en ningún caso una especulación, dadas las abundantes evidencias que se han presentado anteriormente, y que se revisan más específicamente más adelante (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 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, 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 H₂O de la inmensa mayoría de las rocas del batolito; únicamente se alcanzaron condiciones de saturación en estadios finales muy diferenciados (leucogranitos) de forma minoritaria; sugiere que el proceso de fusión parcial de las rocas de origen basicortical mayoritarias, fuese del tipo "ausente de fluidos". En esas condiciones, de acuerdo con WYLLIE (1977) y CLEMENS y MAWER (1992), pueden generarse magmas de quimismo peraluminico, 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 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 ($T_{\text{solidus}} = 1000\text{-}1100^{\circ}\text{C}$; 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 quimismo predominantemente peraluminico (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 abundantísimos 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-Adamellítico 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-adamellítico 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 la de Cardeña y Virgen de la Cabeza; QUESADA *et al.*, en prensa; LARREA *et al.*, en prensa, a).
- 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-adamellítico 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-Adamellítico 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, de escala cristalina (cristales reabsorbidos, xenolitos, etc.) sugieren un alto contenido de la fracción fundida y un eficiente proceso de "mixing" entre ambos líquidos. Por su parte, los numerosos enclaves atestiguan sobre un proceso de "mingling", probablemente posterior en el tiempo, como respuesta al mismo proceso de inyección básica, pero ya en una cámara magmática con mayor proporción de cristales y, por tanto, con convección menos vigorosa e incapaz de desagregar completamente la intrusión básica, pero aún capaz de generar "pillows" a partir de ella.

Estos 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 tremendamente 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 centripeta 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-Adamellítico se aproximen al polo ácido, mientras que productos relativamente poco evolucionados del polo básico puedan venir representados por haces de diques basálticos y algunos pequeños "stocks" gabroideos que afloran cerca de los bordes del batolito en algunos sectores (La Serena; EGUIGUREN, 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 peraluminico 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 desahaciéndose en enclaves con forma de "pillow"; contactos lobulados y microcrenulados en enclaves y diques sin-plutónicos tanto difusos como netos, estos últimos con frecuencia presentan márgenes de enfriamiento del componente más básico; presencia de "schlieren" biotíticos producto de la destrucción de enclaves preexistentes en el flujo convectivo de la granodiorita; existencia de megacristales que crecieron a través del contacto enclave/roca huésped.
- **Microscópicas:** crecimiento dendrítico de plagioclasa en la granodiorita; existencia de xenocristales tanto en la granodiorita (restos corroídos de piroxenos y plagioclasa, apatito acicular) como en los enclaves (cuarzo y feldespatos alcalinos globulares, frecuentemente con coronas de melanocratos); textura poiquilítica de las rocas microgranudas; presencia de microenclaves básicos en la granodiorita (agregados de anfíbol, biotita y plagioclasa cálcica).
- **Geoquímicas:** desviación de algunos enclaves (los más básicos) del "trend" evolutivo general (Figs. 8, 9, 10 y 12), estando sin embargo los más evolucionados dentro de dicha evolución; relación ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en la granodiorita con signatura mantélica ($\approx 0,704$).

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

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 convección en la cámara magmática profunda. En ese momento probablemente entrarían a tener importancia procesos gravitatorios de separación de cristales y enclaves, conduciendo, en nuestra opinión, a la producción de una cámara zonada verticalmente.

A partir de ese momento, el ascenso de magmas procedería mayoritariamente de los niveles más altos de la cámara zonada, ocupados por los líquidos más ácidos y pobres en cristales, cuyo emplazamiento habría producido, en el caso de esta hoja, el conjunto plutónico de Cardeña-Virgen de la Cabeza y su apófisis de La Centenera, 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-Adamellítico.

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, adamellititas, 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 H₂O en el magma (HESS, 1989), aunque siempre muy lejos de la saturación. A partir de líquidos con contenidos en SiO₂ 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 H₂O del magma fuese todavía inferior al 3% (HESS, *op. cit.*). Estas condiciones dominaron la cristalización de la mayor parte del Grupo Granítico-Adamellítico.

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 Andujar 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 las orogenias Varisca y Alpina, que constituyeron sin duda los eventos regionales 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 (etapa prevarisca, etapa varisca y etapa alpina), que aunque sin valor cronológico estricto a la escala del conjunto del Macizo Ibérico, sí 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 Andújar son los materiales del "Culm" del Carbonífero Inferior. Estos materiales se depositan en paraconcordancia sobre el Paleozoico de la Zona Centroibérica. 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 glaciomarininos 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-Pérmico 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 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 compartimentan la cuenca se

interpreta (GABALDÓN *et al.*, 1985a y b) fue la expresión de una componente rotacional que acompañó la deformación de este sector durante las principales etapas.

Hasta aquí, 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 sí 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 lacólfica, 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 ALPINA

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

servados 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 rellenas 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, y la creación de la cuenca bética con el depósito de los materiales triásicos en discordancia sobre el zócalo paleozoico.

A partir de ahí comienza la evolución de las Béticas, con el desarrollo de la cuenca que en esta hoja no llega a aflorar, y que culmina con el plegamiento durante el Mioceno medio. El avance de la deformación hacia el N da lugar a la formación de una cuenca de antepaís que se rellena con los materiales neógenos discordantes, representados en esta hoja. Las últimas deformaciones alpinas afectan a todos los materiales y consisten en fracturas frágiles normales en régimen de distensión. Posteriormente la evolución va ligada al desarrollo de la red fluvial actual.

6. GEOLOGIA 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 8 se presenta la relación de indicios incluidos en la Hoja de Andújar, elaborada a partir de los ficheros del proyecto "Base de datos Geológico Mineros de la Zona de Ossa-Morena" (MAYASA-ENADIMSA-INIMA, 1994, ined.). Todos ellos aparecen en el Mapa de Indicios del citado proyecto, con el símbolo correspondiente a mina inactiva, un número de orden (el mismo con el que figuran en la Tabla 8), sus coordenadas y el símbolo del elemento metálico fundamental en su paragénesis o bien por el que fue explotado. La base de datos asociada recoge las características de estos indicios.

Los indicios corresponden a mineralizaciones filonianas, hidrotermales, que rellenan fracturas del sistema que se ha descrito como tardivarisco (véase epígrafe 3.3.). Su ubicación dentro o en la inmediata vecindad del batolito sugiere que su génesis estuvo ligada a la evolución tardía del mismo. Los indicios de esta hoja son una parte del extenso cortejo filoniano asociado al batolito. En general, se observa una distribución espacial de los indicios con un marcado control de las paragénesis mineralizadas por las litologías en las que arman. Así, los indicios de Bi se localizan casi exclusivamente en el encajante "culm", aunque siempre muy próximos

del contacto intrusivo; los de Cu arman principalmente en las rocas graníticas; los de Pb y W, en fin, tanto en el "culm" como en las rocas ígneas.

Esta asociación espacial sugiere una procedencia local de los cationes mineralizadores, más que un carácter juvenil post-magmático, aunque en algún caso esta pueda haber sido la fuente. La interpretación más simple de este hecho contemplaría un papel eminentemente pasivo, como fuente de calor, del batolito. 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 más bajos y también, por qué no, 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 de cuarzo.

Los principales tipos de indicios en la Hoja de Andújar son:

- Indicios de W: Sólo se ha reconocido uno (Guadalajara), de morfología desconocida, arma en las pizarras del "culm", y su asociación mineral es wolframita y cuarzo.
- Indicios de Pb-Zn: Arman en el contacto entre las pizarras y las rocas ígneas de morfología filoniana y direcciones aproximadas E-W. Su asociación mineral es cuarzo, carbonatos y galena (poco argentífera), como secundarios se observan carbonatos de Pb.
- Indicios de Cu: Arman tanto en las rocas metasedimentarias como en las ígneas, son filonianos de direcciones norteadas, y la asociación mineral es calcopirita, pirita, malaquita azurita y cuarzo.

Por lo que respecta a minerales y rocas industriales u ornamentales, la actividad extractiva en la Hoja de Andújar es muy escasa. En todos los casos se trata de explotaciones de escasa entidad, de piedra para construcción y graveras en los aluviales.

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 consulta.

Sus características se resumen en el siguiente cuadro.

Número	Nombre	Labores	Sustancia	Coordenadas		Morfología
				X	Y	
1885	Guadalajara		W	396400,00	4224800,00	DES
1886		Calicatas y pocillos	Cu-Zn	397860,00	4223050,00	FIL
1887	El Porvenir		Fe	398050,00	4223300,00	DES
1888		Registro	Cu	400450,00	4223650,00	FIL
1889			Cu	403200,00	4221170,00	FIL
1890			Cu	404260,00	4222950,00	FIL
1891			Cu	406100,00	4221430,00	FIL
1892			Cu	408470,00	4223900,00	FIL
1893		Calicata y pozo poco profundo	Cu	408650,00	4221550,00	FIL/N45°E
1894			Cu	411400,00	4224600,00	FIL/N30°E
1895			Cu	421400,00	4223300,00	FIL
1896			Cu	416100,00	4221600,00	FIL
1897			Cu	414650,00	4221250,00	FIL
1898			Cu	414350,00	4218850,00	FIL
1899			Pb-Zn	412330,00	4218450,00	FIL/N130°E
1900	Mina Santa Bárbara	Pozo de 200 m de profundidad	PB	411350,00	4217550,00	FIL/N135°E
1901			Cu	411200,00	4217400,00	FIL/N20°E
1902		Calicatas, pocillos y pequeñas escombreras	Cu	414050,00	4216560,00	FIL
1903			Cu	413630,00	4215950,00	FIL
1904		Calicata, pocillo y pequeñas escombreras	Cu	414800,00	4216030,00	FIL
1905		Mina abandonada. Pozos y calicatas	Cu	415420,00	4216300,00	FIL

Cuadro 1.- Indicios mineros en la Hoja de Andújar.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

6.2.1. Climatología

En la hoja de Andújar se ubican 8 estaciones meteorológicas controladas por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) (cuadro 1). Todas ellas están distribuida al sur de la hoja en los márgenes del río Guadalquivir, con excepción de la 5322 Pantano de Encinarejo, que se encuentra al norte en su zona central. 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 (<http://sig.marm.es/siga>. Abril de 2010).

La hoja está comprendida entre las isoyetas de 400 y 800 mm con los mínimos situados al sureste y en los márgenes del Guadalquivir, donde se localizan las cotas más bajas, y los máximos al noroeste.

Los valores de isothermas se encuentran comprendidos entre 14 y 18 °C, con los máximos en las zonas de cotas más bajas junto al cauce del río Guadalquivir, y los mínimos hacia el norte de la hoja.

Los valores de las medias anuales de evapotranspiración potencial (ETP) están comprendidos entre 800 y 1000 mm con los máximos situados en las esquinas suroccidental y suroriental.

ESTACIÓN	NOMBRE	PERIODO	TIPO	COTA	Pp media	T media
5282	Espeluy	1961-03	P	280	471	—
5294	Villanueva de la Reina	1961-98	P	220	477	—
5295	Villanueva de la Reina "Casa Grande"	1968-83	TP	260	514	16,7
5298	Andújar	1961-93	P	212	471	—
5298C	Andújar "Explotaciones forestales"	1983-03	TP	200	546	17,1
5322	Pantano de Encinarejo	1967-98	TP	280	562	16,7
5325	Marmolejo "Central"	1969-03	P	200	560	—
5326	Marmolejo	1961-84	TP	245	615	17,3

Cuadro 2.- Resumen de datos pluviométricos.

6.2.2. Hidrología superficial

Toda la hoja se encuentra dentro de la Cuenca del Guadalquivir y está atravesada de este a oeste en su mitad sur por dicho río.

Por la margen derecha del Guadalquivir desemboca como principal tributario el río Jándula, cuya cuenca ocupa buena parte de la hoja; la esquina noroccidental forma parte de la cuenca del río Yeguas, que también surca la superficie ocupada por la hoja. En la mitad oriental aparecen las cuencas del Arroyo Escobar, y del Arroyo de Fresneda. La primera de ellas integrada en su totalidad en la hoja.

Por la margen izquierda, el río más importante es el arroyo Salado, que se une al Guadalquivir en la esquina suroriental.

El Guadalquivir presenta un trazado meandriforme, como corresponde a su curso medio, encajado en sus propios sedimentos aluviales. A su salida de la hoja se encuentra el pequeño embalse de Marmolejo utilizado como regulación general, tiene una capacidad máxima de 12,8 hm³.

6.2.3. Características hidrogeológicas

Los principales materiales permeables que aparecen en la hoja corresponden a los niveles de areniscas y conglomerados triásicos, conglomerados, arenas y calcarenitas del Mioceno superior-Plioceno, que aparecen en continuidad hidrogeológica con los anteriores, y las terrazas aluviales asociadas al río Guadalquivir. Los dos primeros conjuntos están incluidos en la Masa de Agua Subterránea (MAS) 05.25 Rumblar, y el tercero en la MAS 05.26 Aluvial del Guadalquivir - Curso Alto.

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

En el cuadro adjunto se resumen los principales puntos de agua incluidos en la hoja.

CÓDIGO IGME	TIPO	TOPONIMIA	COTA	CAUDAL (L/s)	PROF.	ACUÍFERO
183610001	S	Valle Centenera	645	—	60	Grauvacas y pizarras
183620001	M	Pilar del Madroño	312	0,1	—	Rocas plutónicas
183630015	S	Cjo. San Francisco	280	—	75	Rumblar
183630016	S	Áridos Checa	330	—	66	Rocas plutónicas
183630019	S	La Aldehuela	280	—	65	Rumblar
183640007	S	Casería de La Salceda	330	—	226	Rumblar
183640009	S	Finca Santa Elvira	305	—	106	Rumblar
183640030	S	Casería del Ciprés	356	—	226	Rumblar
183640031	M	Nacimiento del Gorgojil	658	1	—	Conglomerados del Mioceno superior
183640040	S	Cjo. Morillo	305	—	39	Rumblar
183640043	S	Palomeros	335	—	68	Rumblar
183640059	S	Casilla de los Álamos	303	—	200	Rumblar
183650001	M	Fuente del cjo. del Bañeario	220	3	—	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183650009	PG	Zanjuelos	240	—	14,80	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183650014	G	Huerta de la Arropera	200	8	—	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183650018	P	Cjo. de Villalba	196	—	9,55	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183650039	S	Plásticos UTISA	240	—	128	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183650044	P	Marqués de la Merced	196	—	9,35	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183650045	Pz	Piezómetro ENRESA	196	—	—	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183650047	M	Torrecillas	200	0,1	—	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
1836500048	P	La Ropera	194	—	7,60	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183660004	M	Fuente la Verona	210	0,5	—	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183660014	M	Fuente del Cubo	200	0,2	—	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183660022	PG	Fca. Los Gatos	200	—	7.60	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183660035	P	La Lagunilla	201	—	10,1	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas

CÓDIGO IGME	TIPO*	TOPONIMIA	COTA	CAUDAL (L/s)	PROF.	ACUÍFERO
183660037	P	Vega del Sotillo	196	—	9,5	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183660039	P	Mencalíz	208	—	8,6	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183670018	S	Pino Gordo	287	—	79	Rumblar
183670028	P	Baños de Fuente de la Encina	235	—	20	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183670048	P	Cjo. Conejeros	210	—		Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183670050	M	Los Villares	206	2	—	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183670051	PG	Los Villares	211	—	8	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183670053	P	Vega de los Villares	206	—	10	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183670058	P	Conde de la Gracia Real	209	—	10	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183670061	P	Huerta de los Santos	205	—	12	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183670062	S		205	—	301	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183680004	M	Molino de Angulo	250	1	—	Rumblar
183680016	M	Granja del Carmen	280	1	—	Rumblar
183680023	M	La Nestrosa	260	0,5	—	Rumblar
183680033	S	Cjo. los Pinos	302	—	54	Rumblar
183680039	PG	Abto. Villanueva de la Reina	280		14	Rumblar
183680041	M	Casa Barquero	220	8	—	Rumblar
183680059	S	Ayo Palomeros	295	—	80	Rumblar
183680063	S	Casería de Santa Bárbara	285	—	60	Rumblar
183680071	S	Espeluy 2	300	—	155	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183680072	S	Las Tobas III	300	—	132	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183680074	Pz	05.25.02	257	—	60	Rumblar
183680087	S	Casa del Romeral	280	—		Aluvial del Guadalquivir. Terrazas altas
183680089	P	La Vaquería	222	—	12	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas
183680091	P	El Rincón	218	—	14	Aluvial del Guadalquivir. Terrazas bajas

Cuadro 3.- Principales puntos de agua de la hoja de Andújar (*Tipo: M=manantial S=sondeo P=pozo G=galería Pz=piezómetro)

Masa de Agua Subterránea 05.25 Rumbiar

Se trata de un acuífero detrítico, permeable por porosidad intergranular de tipo multicapa, constituido por los niveles conglomeráticos y arenosos del Triásico, Mioceno y Plioceno depositados a favor de una fosa alargada en dirección NNE-SSO basculada hacia el NO. Los espesores máximos se encuentran hacia el NO y pueden superar los 220 m. La superficie permeable del total de la MAS es de unos 75 km².

El límite sur está marcado por el río Guadalquivir, si bien, los materiales acuíferos continúan bajo su aluvial. El límite occidental y noroccidental es de origen tectónico y coincide con una importante fractura que levanta el zócalo paleozoico. El sustrato está constituido por los granitos del batolito de los Pedroches.

La alimentación se produce por infiltración de las precipitaciones y por la escorrentía generada en los materiales de borde. Las descargas se localizan en el cauce de los arroyos que cruzan el acuífero y mediante extracciones por bombeo en su mayoría utilizadas para el regadío de olivar. Los recursos medios de la MAS han sido estimados entre 6 y 10 hm³/año (CHG-IGME, 2001)

La superficie piezométrica se sitúa a cotas en torno a 360 m s.n.m en la zona norte y 220 m s.n.m. en la zona sur. El gradiente hidráulico varía entre 1,3% y 1,6% con dirección de flujo hacia el sur con variaciones hacia el sureste en el entorno de los arroyos Escobar y Fresneda.

Se dispone de datos de transmisividad en la zona occidental de la MAS con variaciones entre 25 y 260 m²/d y un dato de coeficiente de almacenamiento de $2,75 \times 10^{-3}$, propio de acuíferos semiconfinados. El caudal específico en los sondeos construidos varía entre 0,3 y 7 l/s/m, si bien en la mayoría es inferior a 2 l/s/m.

Sobre la calidad del agua subterránea se dispone de poca información. En general la facies es bicarbonatada cálcica con valores de conductividad eléctrica medios en torno a 600 µS/cm.

Masa de Agua Subterránea 05.26 Aluvial del Guadalquivir-Curso Alto

Se trata de un acuífero constituido por los niveles permeables de las terrazas aluviales asociadas al cauce del río Guadalquivir. Se han diferenciado las terrazas altas y medias, más antiguas, de las terrazas bajas y los depósitos más recientes.

Las *terrazas altas y medias* aparecen “colgadas” con respecto a las terrazas bajas como consecuencia de la diferente cota a la que se sitúa el sustrato margoso, que llega incluso a aflorar en el contacto entre ambas. Como consecuencia, existen numerosos manantiales asociados a este contacto que presentan la particularidad de aumentar su caudal en estiaje, cuando los riegos se realizan con recursos ajenos a las propias terrazas (canal del Guadalquivir o canal del Rumbiar) como consecuencia del retorno de los excedentes. Su espesor suele estar comprendido entre 5 y 10 m, y su litología está constituida generalmente por un paquete limoso a techo y un paquete de gravas de 2 a 5 m de potencia a muro, que es el nivel acuífero propiamente dicho. En ocasiones, las gravas son sustituidas por arenas y a veces aparece un paquete inferior de gravas y uno superior de arenas.

Su recarga es consecuencia de los retornos de riegos, infiltración de las precipitaciones y de la escorrentía procedente de los bordes impermeables. Su descarga se produce por bombeo en

los numerosos pozos existentes y a través de manantiales en el contacto con las terrazas bajas.

Las *terrazas bajas* aparecen asociadas al propio cauce del río Guadalquivir, si bien en ocasiones se encuentran desconectadas del propio cauce desde el punto de vista hidráulico. Cuando esto ocurre se drenan a favor de manantiales que surgen en el mismo talud del lecho del río. Su recarga se produce por excedentes de riego y en menor medida por infiltración del agua de precipitación.

El río Guadalquivir presenta a su paso por la hoja un trazado meandriforme, de manera que el acuífero que constituyen las terrazas bajas, a efectos prácticos, puede estudiarse meandro por meandro. Los meandros situados al oeste de Andújar fueron detalladamente estudiados entre 1986 y 1988 por ENRESA con motivo de la clausura de la Fábrica de Uranio de Andújar (MARTÍN-BOURGON *et al.*, 1991), sus conclusiones pueden aplicarse al resto de meandros. Los niveles detríticos más permeables presentan una alta variación espacial en la transmisividad hidráulica, motivada por los cambios laterales de granulometría y espesor. Los valores que se citan son de entre $4,6 \times 10^{-4}$ y $1,8 \times 10^{-2}$ m/s de permeabilidad horizontal (Kh) y entre 10^{-5} y 10^{-6} m/s de permeabilidad vertical (Kv). El coeficiente de almacenamiento (S) está comprendido entre $5,9 \times 10^{-2}$ y $2,9 \times 10^{-3}$ y la porosidad eficaz (me) entre 4,8 y 20,2 %.

Las características hidroquímicas del aluvial del Guadalquivir en esta zona han sido estudiadas por investigadoras de la Universidad de Jaén (DÍAZ-BELTRÁN *et al.* 2006). Las aguas presentan un quimismo complejo y muy variable. La facies más común es la bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica, que está mayoritariamente presente en la margen derecha del río. En la margen izquierda en cambio, es la facies sulfatada-clorurada cálcico magnésica la más frecuente, lo que podría tener relación con los afloramientos de materiales evaporíticos de la unidad olistostrómica que aparecen al sur, fuera de la hoja.

La conductividad eléctrica media del agua subterránea es cercana a $1500 \mu\text{S}/\text{cm}$ si bien con valores extremos comprendidos entre 300 y $3000 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Otros acuíferos

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. Existen algunos sondeos de profundidades cercanas o incluso superiores a 100 m utilizados para regadío que pueden alcanzar caudales puntuales del orden de 5 l/s.

La capa de alteración del granito ("lehm") tiene una baja permeabilidad, menor a muro, debido a un mayor predominio de arcillas. Los puntos de agua asociados suelen ser pozos poco profundos o pequeños manantiales.

Las rocas metamórficas pueden también tener interés puntual, especialmente en zonas con un intenso grado de fracturación o en relación con las alteraciones producidas por el metamorfismo térmico cerca del contacto con las rocas plutónicas, por intrusiones de diques, o por la presencia de niveles de metaarenitas.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B. (1990). "Cinemática y mecanismo de la deformación en régimen de transpresión: Evolución estructural y metamórfica de la zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba". *Tesis Doct. Univ. País Vasco*, 430 p.
- ALLEN, J.R.L. (1983). "Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders". *Sedim. Geol.*, 33: 237-293.
- ALONSO OLAZÁBAL, A.; CARRACEDO, M. AND ARANGUREN, A. (1999). "Petrology, magnetic fabric and emplacement in a strike-slip regime of a zoned peraluminous granite: the Campanario-La Haba pluton, Spain". In: *Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques* (A. Castro, C. Fernández y J.L. Vigneresse, Eds.). *Geological Society, London*: 177-191.
- APALATEGUI, O.; EGUILUZ, L. Y QUESADA, C. (1990). "Ossa-Morena Zone: Structure. In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds)": *Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag*: 280-291.
- APARICIO, A; BARRERA, J.L.; CASQUET, C.; PEINADO, M. Y TINAO, J.M. (1977). "Caracterización geológica del plutonismo postmetamórfico del SO del Macizo Hespérico". *Studia Geologica*, 12: 9-39.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. AND 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.; EGUIGUREN, 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.
- AZCÁRATE, J.E.; ESNAOLA GÓMEZ, J.M. Y MALDONADO, M. (1977). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 905: Linares". *Instituto Geológico y Minero de España*, 35 p + 1 mapa.
- AZCÁRATE, J.E. Y ESPEJO, J.A. (1977). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 906: Úbeda". *Instituto Geológico y Minero de España*. 27 p. + 1 mapa.

- 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.*, 332 p.
- BURG, J.P.; BALE, P.; BRUN, J.P. AND GIRARDEAU, J. (1987). "Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision". *Geodyn. Acta*, 1:71-87.
- BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, P.; MATTE, P. AND RIBEIRO, A. (1981). "Variscan Intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- CABANAS, R. (1968). "El macizo batolítico de Los Pedroches". *Mem. Real Acad. Cienc. Ex. Fis. Nat, Serie Nat.*, nº 23, 137 p.
- CARBONELL, A. (1916). "Nota sobre los yacimientos bismutíferos de Azuel". *Rev. Min. Met. Ing.*, Octubre 1916.
- CARBONELL, A. (1917). "El tungsteno en la provincia de Córdoba". *Rev. Min. Met. Ing.*, Enero 1917.
- CARBONELL, A. (1925). "Contribución que aporta el estudio de la provincia de Córdoba, como productora de minerales raros, para el examen del porvenir de la Península Ibérica desde ese interesante punto de vista". *Asoc. Esp. Prog. Cienc.*, X Congr., T. X, secc. 8: 61-74.
- CARBONELL, A. (1926a). "Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba, y en otros lugares comparables a ella geológicamente (I)". *Rev. Min. Met. Ing.*, nº 3027: 333-336.
- CARBONELL, A. (1926b). "Los yacimientos de los metales poco frecuentes en la provincia de Córdoba, y en otros lugares comparables a ella geológicamente (II)". *Rev. Min. Met. Ing.*, nº 3028: 350-354.
- CARBONELL, A. (1929). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1ª serie, Hoja nº 881: Villanueva de Córdoba". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- CARBONELL, A. (1931). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1ª 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 paleoestructuras. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 22: 229-246.
- CASTELLÓ, R. Y ORVIZ, F. (1976). "Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª Serie (Magna), Hoja nº 884: La Carolina". *Instituto Geológico y Minero de España: 45pp*
- CASTRO, A. (1990). "Microgranular enclaves of the Quintana Granodiorite (Los Pedroches Batholith)": petrogenetic significance. *Rev.Soc.Geol.España*, 3 (1-2): 7-21.
- CASTRO BAREA, P. (1921). "Sobre los minerales bismutíferos en la provincia de Córdoba. Presencia de bismutina". *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, v. 31.
- CLEMENS, J.D. AND MAWER, C.K. (1992). "Granitic magma transport by fracture propagation". *Tectonophysics*, 204: 339-360.
- COLELLA, A.; DE BOER, P.L. AND NIO, S.D. (1987). "Sedimentology of a intramontane Pleistocene Gibert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy". *Sedimentology*, 34: 721-736.
- COWIE, J.W. AND BASSET, M.G. (1989). "IUGS 1989 Global Stratigraphic Chart". *Episodes*, 12 (2).
- CHACÓN, J. Y PASCUAL, E. (1977). "El anticlinorio de Portalegre-Badajoz-Córdoba, divisoria entre las zonas Centroibérica y Ossa-Morena (Sector SW del Macizo Ibérico)". *Cuad.Geol.*, 8:21-35.
- CHARPENTIER, J.L. (1976). "Géologie et métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 156 p.
- CHG-IGME (2001). "Revisión y actualización de las normas de explotación de las Unidades Hidrogeológicas de las cuencas del Guadalquivir y Guadalete-Barbate. Propuesta de normativa y definición de nuevas Unidades Hidrogeológicas". *Norma de explotación de la U.H. 05.25 Rumber*.
- DALLMEYER, R.D. AND QUESADA, C. (1992). "Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): field and ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age constraints". *Tectonophysics*, 216: 339-364.
- DEBON, F. AND LE FORT, P. (1983). "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. Roy. Soc. Edimburgh, Earth Sci.*, 73: 135-149.
- DEFALQUE, G.; DEMAFFE, D.; DUMONT, P. ET LALIEU, P. (1992). "Le Batholite de "Los Pedroches" (Sierra Morena). Etudes cartographique, pétrographique, géochimique, géochronologique et métallogénique". *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 77-89.
- DEFALQUE, G.; DUMONT, P. ET PANOU, G. (1971). "Le batholite granitique de Los Pedroches et ses minéralisations". *Bol. Soc. Belge Geol. Paléont. Hydrol.*, 80: 51-60.

- DELGADO, M.; LIÑAN, E. Y PÉREZ LORENTE, F. (1977). "Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central". *Stvdia Geologica Salmant.* 12: 75-90.
- DÍAZ BELTRÁN, L.; JIMÉNEZ ESPINOSA, R.E. Y HIDALGO ESTÉVEZ, M.C. (2006). "Estudio hidroquímico y caracterización de los materiales acuíferos del aluvial del Guadalquivir en el sector Mengíbar-Marmolejo (provincia de Jaén)". *Revista electrónica de la Universidad de Jaén*. http://virtual.ujaen.es/ininv/images/ficheros/art_investigacion/num1_0906/1a6.pdf.
- DIDIER, J. AND BARBARIN, B. (1991). "Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology 13". *Elsevier, Amsterdam*, 625 p.
- DONAIRE, T. (1990). "Enclaves asociados a la granodiorita biotítica (\pm anfíbol) del sector central del Batolito de Los Pedroches (Córdoba-España): clasificación e implicaciones petrogenéticas". *Tesis Licenc. Univ. Sevilla*, 133 p.
- DONAIRE, T.; PASCUAL, E.; PIN, C. AND DUTHOU, J.L. (1999). "Two-stage granitoid-forming event from an isotopically homogeneous crustal source: The Los Pedroches batholith, Iberian Massif, Spain". *GSA Bulletin*, 11(12): 1897-1906.
- EIGUIGUREN, E. (1983). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Esparragosa de la Serena". *Tesis Licenc. Univ. Pais Vasco*, 112 p.
- ERASO, A. Y GARROTE, A. (1984). "El Batolito de Los Pedroches en la transversal de Cardena (Córdoba)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 235-256.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACIÁ, J.G. DE Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987). "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Memorias, Faculdade de Ciências Univ. Porto*, 1: 411-431
- FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. Y QUESADA, C. (1990). "El plutón de El Guijo: petrología, geoquímica, edad y relación con otras rocas del Batolito de Los Pedroches". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15:89-103.
- FERNÁNDEZ RUIZ, F.J.; CUETO, L.A.; LARREA, F.J. Y QUESADA, C. (en prensa). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 859: Pozoblanco". *Instituto Tecnológico Geominero de España*.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1983). "Las cuencas de Valdeinfierno y Benjarafe (Tournaisiense-Viseense): Caracterización sedimentológica e implicaciones regionales, Dominio de Sierra Albarrana (Zona de Ossa-Morena)". *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 209-218.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1985a). "El Carbonífero inferior del norte de la zona de Ossa-Morena (SW de España)". *C.R. X Int. Congr. Carbonif.*, 3: 173-186.
- GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1985b). "Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena. Introducción a la Excursión 5ª Reunión del Grupo de Ossa Morena". *Temas Geol. Min., 5 Reunión Ossa-Morena., Inst. Geol. Min. Esp.*, 7: 101-137

- GARCÍA CASCO, A. Y PASCUAL, E. (1987). "El plutón de Santa Eufemia (Batolito de Los Pedroches, Córdoba, España): un granitoide epizonal de tipo S". *Geogaceta*, 2: 56-59.
- GARCÍA CASCO, A.; PASCUAL, E. Y CASTRO, A. (1987). "La asociación magmática del Batolito de Los Pedroches: ensayo de caracterización". *Geogaceta*, 2: 59-61.
- GARRIDO MEGÍAS, A.; LERET, G.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W. Y SOLER, R (1983). "La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario". *Mediterránea Ser. Geol.*, 1: 83-103.
- GARROTE, A. (1976). "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba), Sierra Morena Central". *Mem. e Not. Coimbra*, 82: 17-39.
- GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1983). "Carboniferous Geology of the Sierra Morena". *XICC, Field Trip D*, 104 pp.
- HARKER, A. (1909). "The Natural History of the Igneous Rocks". *Methuen, London*, 362 p.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. Y CABANAS, R. (1968). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1ª serie, Hoja nº 858: El Viso". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. Y CABANAS, R. (1972). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1ª serie, Hoja nº 859: Pozoblanco". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- HERRANZ, P. (1984). "El Precámbrico y su cobertera paleozoica en la región centro oriental de la provincia de Badajoz (SO de España)". *Tesis Doct. Univ. Complutense Madrid*, 1200 p.
- HERTRICH, B. (1980). "Etude géologique et minière de la région de Venta de Azuel-Conquista (Cordoue, Espagne)". *These 3º cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 152 p.
- HESS, P.C. (1989). "Origins of Igneous Rocks". *Harvard Univ. Press, London*, 336 p.
- HIGUERAS, P. Y MONTERRUBIO, S. (1992). "Magmatismo y mineralizaciones de edad silúrica en la Zona Centroibérica". In: J.C. Gutiérrez Marco; J. Saavedra; I. Rábano (Eds.): "Paleozoico Inferior de Ibero-América", *Univ. Extremadura, Badajoz*, p. 535-543.
- JAGER, E. AND HUNZLKER, J.C. (1979). "Lectures in Isotope Geology". *Springer-Verlag, Berlin*, 329 p.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. Y CONDE, L.N. (1974). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1: 1.000.000". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LARREA, F.J. (1987). "Estudio geológico del Batolito de Los Pedroches en la transversal de la Virgen de la Cabeza-Andújar (Jaén)". *Tesis Licenc. Univ. País Vasco*, 258 p.
- LARREA, F. (1998). "Caracterización petrológica y geoquímica del sector oriental del Batolito de Los Pedroches". *Tesis Doctoral, Univ. País Vasco*: 459 p

- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A. Y MENENDEZ, M. (1999). "Granitoides postcolisionales emplazados en situaciones transtensionales: el plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza (batolito de Los Pedroches, España)". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular* (International Meeting on Cadomian Orogens). *Extended Abstracts*: 160-169.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUETO, L.A.; QUESADA, C.; GIL IBARGUCHI, J.I.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y ORTEGA, L.A. (1992). "Petrología y geoquímica del plutón de Cardeña- Virgen de La Cabeza (Batolito de Los Pedroches)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17: 209-222.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; GIL IBARGUCHI, J.I.; SÁNCHEZ CARRETERO, R. Y SÁNCHEZ PÉREZ, J.M. (1988). "El magmatismo hercínico del Batolito de Los Pedroches: la asociación plutónica en la zona de la Virgen de La Cabeza (Jaén, España)". *Actas II Congr.Geol. España*, 2: 43-46.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.A. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1994). "El plutón de Linares (Jaén)": cartografía, petrología y geoquímica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 335-346.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ORTEGA, L.A.; GIL IBARGUCHI, J.I. Y ALONSO OLAZABAL, A. (1996a). "Procesos de hibridación mantélico-cortical implicados en la génesis del plutón granodiorítico de Los Pedroches (batolito de Los Pedroches, España)". *Geogaceta*, 20(3): 582-585.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; YUSTA, I.; ORTEGA, L.A. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996b). "Los diques traquiandesíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (batolito de Los Pedroches, España)". *Geogaceta*, 20(3): 586-589.
- LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. Y FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. (en prensa a). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 883: Virgen de la Cabeza". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LARREA, F.J.; CUETO, L.A.; QUESADA, C. Y FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. (en prensa b). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 881: Villanueva de Córdoba". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- LE FORT, P. (1988). "Granites in the tectonic evolution of the Himalaya, Karakoram and southern Tibet". *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 326: 281-299.
- LE FORT, P.; CUNEY, M.; DENIEL, C.; FRANCE-ALANORD, C.; SHEPPARD, S.M.F.; UPRETI, B.N. AND VIDAL, P. (1987). "Crustal generation of the Himalayan leucogranites". *Tectonophysics*, 134: 39-57.
- LE MAÎTRE AND R.W. D., ED. (1989). "A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", *Recommendations of the I.U.G.S.*, 193 pp. *Blackwell Scientific Publications, Oxford*.
- LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SOUET, J. ET BOUIX, E. (1970). "Premiere mesure géochronologique en Sierra Morena: la granodiorite de Fontanosas, Ciudad Real, Espagne". *Geol. Mijnb.*, 49: 297-304.
- LIÑAN, E. (1984). "Introducción al problema de la paleogeografía del Cámbrico de Ossa-Morena". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 283-314.
- LOTZE, F. (1945). "Zür gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.

- MALLADA, L. (1880). "Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba". *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 7: 1-56.
- MALLADA, L. (1895). "Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo I: Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristalino". *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 19: 107-421.
- MARQUEZ TRIGUERO, E. (1966). "Contribución al estudio metalogénico de Los Pedroches". *Not. y Com. IGME*, 82: 9-26.
- MARTÍN BOURGÓN, P.; GONZÁLEZ FERNÁNDEZ, L.A. Y LÓPEZ ARECHAVALA, G. 1991. "Control del funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero de la FUA". *III Simposio del Agua en Andalucía Vol I: 487-498. Córdoba.*
- MARTÍN RAMOS, J.D. Y RODRÍGUEZ GALLEGO, M. (1975). "Petrología del borde norte del Batolito de Los Pedroches (Venta de Azuel, Córdoba)". *Bol. Geol. Min.*, 86: 301-308.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997). "Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena". *Tesis Doctoral Univ. Granada: 222pp.*
- MATA, J. AND MUNHA, J. (1985). "Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (south-central Portugal)". *Com. Serv. Geol. Portugal*, 71: 175-185.
- MATTE, P. (1986). "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe". *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MATTE, P. (1991). "Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in Western Europe". *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- MAYASA; ENADIMSA Y INIMA (1995). "Base de datos geológico mineros de la Zona de Ossa Morena". *Informe inédito. IGME-Dir. Gen. de Industria, Energía y Minas de la Junta de Andalucía- Dir. Gen. de Industria, Energía y Minas de la Junta de Extremadura.*
- MENDES, F. (1968). "Contribution a l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal". *Bol. Mus. Lab. Geol. Fac. Cienc. Lisboa*, 11: 3-155.
- MIRA, M.; ORTEGA, E. Y RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S. (1986). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 834: San Benito". *Instituto Geológico y Minero de España*, 51 p. + 1 mapa.
- ORVIZ, F.; CASTELLÓ, R. Y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1976). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 885: Santisteban del Puerto". *Instituto Geológico y Minero de España*, 41p + 1 mapa.
- OVTRACHT, A. ET TAMAIN, G. (1973). "Tectonique, migration des centres chauds et minéralisations dans le sud de la Meseta Ibérique". *In : Raguin, E. (Ed.). Les roches plutoniques et leurs rapports avec les gites minéraux". Masson et Cie., París: 191-211.*

- PASCUAL, E. (1984). "El Batolito de Los Pedroches en el sector de Hinojosa del Duque-Santa Eufemia". *Mem. e Not. Coimbra*, 97: 39-50.
- PENHA, H.M. Y ARRIBAS, A. (1974). "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". *Bol. Geol. Min.*, 85: 271-273.
- PERCONIG, E. (1960-62). "Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)". *Libr. Hom. Prof. Fallot, Soc. Géol. France*, 1: 229-256.
- PERCONIG, E. Y MARTÍNEZ DÍAZ, C. (1977). "Perspectivas petrolíferas de Andalucía occidental". *Bol. Geol. Min.*, 88: 417-433.
- PÉREZ LORENTE, F. (1979). "Geología de la Zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco- Belmez- Villaviciosa de Córdoba)". *Tesis Doct. Univ. Granada*, nº 281, 340 p.
- PÉREZ LORENTE, F. (1980). "El conjunto volcánico de edad Carbonífero Inferior del Sur de Los Pedroches (Sierra Morena)". *Temas Geol. Min.*, 1 Reunion Geol. Ossa-Morena, *Inst. Geol. Min. Esp.*, 4: 203-210.
- PORTERO, J.M. Y ÁLVARO, M. (1984). "La Depresión del Guadalquivir, cuenca de antepaís durante el Neógeno: Génesis, evolución y relleno final". *I Congreso Español de Geol.*, III: 241-252.
- POSTMA, G. (1990). "Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis". *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 10: 13-27.
- PROST-DAME, V. (1980). "Géologie et géologie de la région de Castuera (Badajoz, Espagne)". *These 3^e cycle Univ. Paris-Sud (Orsay)*, 210 p.
- QUESADA, C. (1990). "Ossa-Morena Zone: An Introduction". In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin: 249-251.
- QUESADA, C. (1991a). "Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif". *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA, C. (1991b). "Birth, life and death of Late Paleozoic basins related to sinistral transpression along the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia)". *6th Meet. W. Europ. Geol. Soc., Lisboa, Abstracts*, sect. 2.
- QUESADA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico". Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico. In: J.C. Gutiérrez Marco; J. Saavedra; I. Rábano (Eds.): "Paleozoico Inferior de Ibero-América", Univ. Extremadura, Badajoz: 173-190.
- QUESADA, C.; BELLIDO, F.; DALLMEYER, RD.; GILBARGUCHI, J.I.; OLIVEIRA, J.T.; PÉREZ ESTAÚN, A.; RIBEIRO, A.; ROBARDET, M. Y SILVA, J.B. (1991). "Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences". In: R.C. Dallmeyer; J.P. Lecorche (Eds.): "The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlations", Springer-Verlag, Berlin: 267-294.

- QUESADA, C.; CUETO, L.A.; FERNÁNDEZ RUIZ, F.J. Y LARREA, F.J. (en prensa). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 882: Cardeña". *Instituto Geológico y Minero de España*.
- QUESADA, C. Y DALLMEYER, RD. (1994). "Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints". *Tectonophysics*, 231: 195-213.
- QUESADA, C.; FLORIDO, P.; GUMIEL, P. Y OSBORNE, J. (1987). "Mapa Geológico Minero de Extremadura". *Junta de Extremadura, Mérida*, 131 p.
- QUESADA, C.; ROBARDET, M. Y GABALDÓN, V. (1990). "Syn-orogenic stage (Upper Devonian-Carboniferous-Lower Permian) stratigraphy of the Ossa-Morena Zone". In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): "Pre-Mesozoic Geology of Iberia", Springer-Verlag, Berlin: 273-279.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C. Y DALLMEYER, RD. (1990). "Overall geodynamic evolution of the Iberian Massif". In: R.D. Dallmeyer; E. Martínez García (Eds.): "Pre-Mesozoic Geology of Iberia", Springer-Verlag, Berlin: 397-410.
- ROBARDET, M. (1976). "L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la province de Seville, Espagne". *C.R Acad.Sci.Paris, D-283*: 999-1001.
- ROBARDET, M. AND DORÉ, F. (1988). "The late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- RODRÍGUEZ PEVIDA, L.S.; MIRA, M. Y ORTEGA, E. (1990). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 833: Hinojosa del Duque". *Instituto Tecnológico Geominero de España*, 57 p. + 1 mapa.
- ROLDÁN, F.J.; LUPIANI, E.; VILLALOBOS, M.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.; GONZÁLEZ DONOSO, J.M.; LLNARES, D.; SERRANO, F.; MARTÍNEZ GALLEGU, J.; AGUADO, R; MARTÍN PÉREZ, J.A.; SERRAT, D. Y GARCÍA CORTÉS, A. (1987). "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 MAGNA. Memoria de la Hoja 18-37 (Porcuna)". *Informe interno. I.T.G.E.*
- SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; HERRERO, J. Y RODRÍGUEZ, S. (1974). "Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del Batolito de Los Pedroches (Córdoba)". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Natu. (Geol.)*, 72: 173-190.
- SÁNCHEZ CELA, V. Y APARICIO, A. (1969). "Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa Elena y Linares (Jaén)". *Bol. Geol. Min*, 80: 344-351.
- SÁNCHEZ CELA, V. Y GABALDÓN, V. (1977). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 831: Zalamea de la Serena". *Instituto Geológico y Minero de España*, 28 p. + 1 mapa.

- SÁNCHEZ CELA, V. Y GABALDÓN, V. (1978). "Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2ª serie (Magna), Hoja nº 832: Monterrubio de la Serena". *Instituto Geológico y Minero de España*, 29 p. + 1 mapa.
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.G. Y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987). "Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico". In: F. Bea; A. Carnicero; L.E. Gonzalo; M. López Plaza; M.D. Rodríguez Alonso (Eds.): "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico", Ed. Rueda, Madrid: 69-86.
- SOLE SABARIS, L. (1952). "España. Geografía física". 1. 1. Montaner y Simón, Barcelona.
- TJALSMA, R.C. (1971). "Stratigraphy and foraminifera of the Neogene of the eastern Guadalquivir Basin (Southern Spain)". *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 4: 161 pp.
- WHITNEY, J.A. (1975). "The effects of pressure, temperature, and X_{H_2O} on phase assemblage in four synthetic rock compositions". *J. Geol.*, 83: 1-27.
- WHITNEY, J.A. (1988). "The origin of granite: The role and source of water in the evolution of granitic magmas". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100:1886-1897.
- WYLLIE, P.J. (1977). "Mantle fluid compositions buffered by carbonates in peridotite, CO_2 - H_2O ". *J. Geol.*, 85: 187-207.
- WYLLIE, P.J. (1979). "Petrogenesis and the physics of the Earth". In: Yoder, R.S.Jr. (Ed.): *The Evolution of the Igneous Rocks*, Princeton Univ. Press, Princeton, N.J.: 483-520.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA