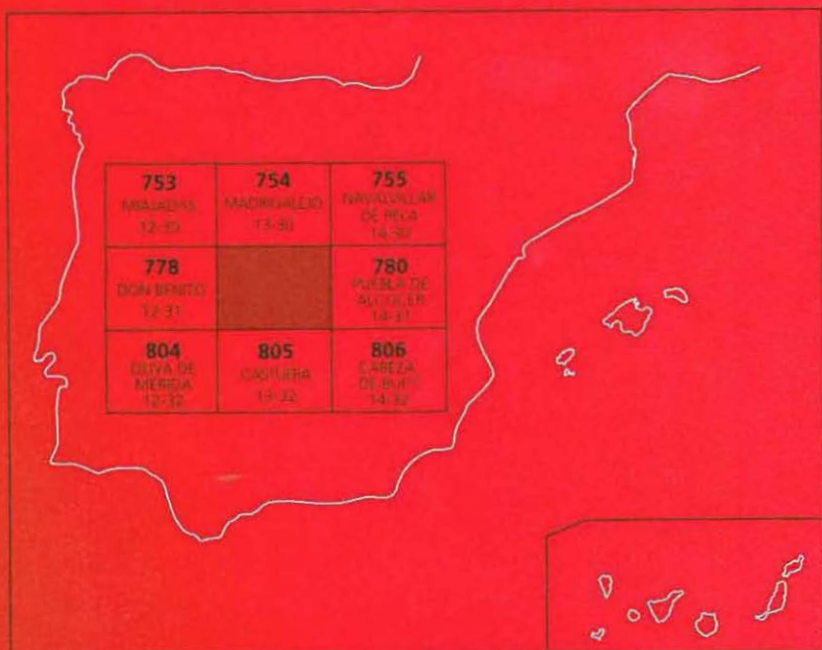




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie-Primera edición



VILLANUEVA DE LA SERENA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

ESCALA 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLANUEVA DE LA SERENA

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 del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es

NIPO: 657-08-007-4
ISBN: 978-84-7840-738-5
Depósito legal: M-19.053-2008

Producción gráfica: Nexo Publicaciones, S.L.

El Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja de VILLANUEVA DE LA SERENA (779) han sido realizados por ADARO, como empresa contratista del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), y para la cual ha prestado su colaboración CGS, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Jefe del Proyecto. Cartografía y memoria: Marino Insúa Márquez (ADARO).

Cartografía geológica

- Arturo Carvajal Menéndez (ADARO)
- José F. García-Hidalgo Pallarés (CGS)
- Agustín P. Pieren Pidal (CGS)
- Alfonso Olivé Davo (CGS)

Petrología

- José F. García Hidalgo Pallarés (CGS)
- Agustín P. Pieren Pidal (CGS)

Geoquímica

- M. Lourdes Agudo Fernández (ADARO)
- José Vicente de la Fuente Krauss (ADARO)

Geomorfología: Alfonso Olivé Davo (CGS)

Neotectónica y sismotectónica

- Fernando Moreno (ADARO)
- Arturo Carvajal (ADARO)

Hidrogeología: Ricardo Cantos Robles (CGS)

Colaboradores

- Eladio Liñán Guijarro (Paleontología)
- Fernando López Sopeña (CGS) (Cartografía geológica y memoria)

Dirección y supervisión

- V. Gabaldón López (IGME)
- J. Fernández Gianotti (IGME)
- Juan C. Rubio (IGME) (Hidrogeología)
- J. Fernández-Gianotti (IGME)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.

ÍNDICE

1. INTRODUCCION	9
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. PRECÁMBRICO	11
2.1.1. Pizarras y grauvacas (11). Rifeense	11
2.1.2. Grauvacas, grauvacas microconglomeráticas y pizarras (12). Rifeense	13
2.1.3. Pizarras, conglomerados con matriz lutítica y grauvacas (13). Rifeense	15
2.2. PALEOZOICO	17
2.2.1. Ordovícico	18
2.2.1.1. Cuarcitas (cuarcita armoricana) y cuarcitas y pizarras, a techo (alternancias de pochico) (14). Ordovícico inferior (Arenigiense)	18
2.2.1.2. Pizarras (15). Ordovícico medio (Llanvirniense-Llandeiloense)	21
2.2.1.3. Cuarcitas (16). Ordovícico superior (Llandeiloense-Caradociense)	22
2.2.2. Silúrico	24
2.2.2.1. Pizarras y areniscas (17). Silúrico-devónico (Iudlowiense-emsiense)	24
2.2.3. Devónico	27
2.2.3.1. Calizas recristalizadas (18). Devónico inferior (Emsiense superior)	27
2.2.3.2. Pizarras y areniscas (19). Devónico inferior (Emsiense superior)	28
2.3. TERCIARIO	28
2.3.1. Primer ciclo. Serie roja inferior. Mioceno medio-superior	29
2.3.1.1. Arcillas, limos y areniscas rojas (21). Mioceno medio-superior	29
2.3.1.2. Arcillas rojas con cantos (20). Mioceno medio-superior	30
2.3.2. Tercer ciclo. Unidad superior	30
2.3.2.1. Conglomerados, cantos y arcillas (22). Raña. Plioceno-Pleistoceno inferior	30
2.4. CUATERNARIO	30
2.4.1. Cantos en matriz limo-arcillosa (23). Rañizo. Pleistoceno inferior	30
2.4.2. Cantos en matriz limo-arcillosa (24 y 25). Glacis degradados y glacis. Pleistoceno	31
2.4.3. Gravas y arenas (26, 27, 28 y 33). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno	31
2.4.4. Arenas eólicas (29). Holoceno	32
2.4.5. Cantos en matriz areno-limosa: coluviones (30). Cantos y arcillas: coluviones de terciario y de glacis (32)	32
2.4.6. Gravas y arenas y limos (32) aluviales: Holoceno	32
3. TECTÓNICA	33
3.1. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	33
3.2. ETAPAS DE DEFORMACIÓN	34

3.2.1. Deformación intraprecámbrica	34
3.2.2. Deformación sárdica	36
3.2.3. Deformación hercínica	36
3.2.3.1. Primera fase hercínica	36
3.2.3.2. Fases hercínicas tardías	37
3.2.3.2.a. Segunda fase hercínica	38
3.2.3.2.b. Tercera fase hercínica	39
3.2.4. Deformación poshercínica	40
3.3. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA	41
3.3.1. Accidentes neotectónicos	41
3.3.2. Anomalías geomorfológicas	41
4. PETROLOGÍA	42
4.1. ROCAS PLUTÓNICAS	42
4.1.1. Macizo de Magacela	42
4.1.1.1. Granodiorita biotítica (9)	43
4.1.1.2. Granito de dos micas (10)	43
4.1.1.3. Consideraciones petrológico-geoquímicas	44
4.1.2. Macizo de La Haba	45
4.1.2.1. Granito de dos micas con megacrístales (5)	46
4.1.2.2. Granito biotítico con moscovita (7)	47
4.1.2.3. Leucogranito de dos micas (6)	47
4.1.2.4. Leucogranito moscovítico (8)	48
4.1.2.5. Consideraciones petrológico-geoquímicas	48
4.2. METAMORFISMO	48
4.2.1. Metamorfismo regional	50
4.2.2. Metamorfismo de contacto	50
4.2.3. Metamorfismo dinámico	52
5. GEOMORFOLOGÍA	53
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	53
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	53
5.2.1. Estudio morfoestructural	53
5.2.2. Estudio del modelado	53
5.2.2.1. Formas de laderas	53
5.2.2.2. Formas fluviales	54
5.2.2.3. Formas edáficas	54
5.2.2.4. Formas poligénicas	54
5.2.2.5. Formas antrópicas	55
6. HISTORIA GEOLÓGICA	55
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	60
7.1. RECURSOS MINERALES	60
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos	60

7.1.2. Minerales energéticos	62
7.1.3. Rocas industriales.	62
7.2. HIDROGEOLOGÍA	62
7.2.1. Climatología	62
7.2.2. Hidrología superficial	62
7.2.3. Características hidrogeológicas	65
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	67
9. BIBLIOGRAFÍA	68

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Villanueva de la Serena está situada al NE de la provincia de Badajoz, en plena comarca de La Serena. El núcleo de población más importante es el que da nombre a la Hoja, Villanueva de la Serena. Otras poblaciones que también se hallan situadas en ella son, de mayor a menor número de habitantes: Campanario, La Coronada, La Haba, Magacela y Entreríos.

La mayor parte de la Hoja presenta altitudes bastante homogéneas, comprendidas entre 300 y 400 m, que le dan al paisaje un aspecto suave y alomado. En él únicamente destacan, por un lado, los valles de los ríos Guadiana y Zújar al norte y, por otro lado, la sierra de Magacela al sur, en la que se encuentra su cota más alta de la Hoja, vértice Magacela, 562 m.

Hidrográficamente pertenece a la Cuenca del Guadiana; este río recorre una pequeña porción de la Hoja en su ángulo nororiental. Además del Guadiana, y como único río que mantiene un caudal continuo durante todo el año, se encuentra el Zújar, el cual recorre buena parte de la Hoja de E a O. Otros cauces son exclusivamente estacionales, pudiendo señalarse entre ellos el río Ortigas, al SO, y los arroyos del Molar y Guadalefra, en la porción central y oriental, respectivamente; una discusión con datos sobre regímenes y caudales se puede obtener en la Hoja de la primera serie (ROSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO, 1956). Por último, cabe mencionar la presencia del embalse de Orellana, sobre el Guadiana, situado al NO de la Hoja.

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de Villanueva de La Serena se encuentra en la porción meridional de la zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1974), la cual se caracteriza, desde un punto de vista estratigráfico, por la presencia de un ordovícico inferior, en facies de cuarcitas, discordante sobre un sustrato formado por materiales de edad precámbrica, o aunque éste no es el caso, cámbrica inferior.

Los materiales cuarcíticos del Ordovícico inferior son, en la zona Centroibérica, los principales elementos constructores del relieve, como también se pone de manifiesto aquí por el único relieve existente, la sierra de Magacela, que está compuesta por cuarcitas de esa edad. Éstas también sirven como elemento de referencia estructural, separándose a partir de ellas los diversos sinclinales y anticlinales típicos de otras porciones de esta zona; en nuestro caso, el gran anticlinorio de La Serena ocupa la mayor parte de la Hoja, quedando sólo restos de las estructuras sinclinales en la porción sudoccidental de la Hoja, cortados por la intrusión del plutón de La Haba (sinclinales de Magacela y de Ortiga-Cruces).

Las etapas de deformación más patentes corresponden a las de la Orogenia hercínica; de ella, en el conjunto de la zona Centroibérica, se ha citado la existencia de dos a cuatro fases, con mayor o menor desarrollo de esquistosidad, dependiendo de los diferentes autores (CAPOTE *et al.*, 1977; MORENO, 1977), aunque hay que señalar que estos estudios detallados se realizaron más hacia el norte, en los Montes de Toledo, no existiendo trabajos específicos sobre esta área. La intrusión de los granitos presentes en la Hoja tuvo lugar también a lo largo de esta Orogenia.

Puede reconocerse, además, la presencia de deformaciones prehercínicas. Por un lado, la denominada "fase Sárdica" que provocó la génesis de la discordancia ya mencionada del Ordovícico inferior sobre un sustrato, fase que ha sido escasamente estudiada y aún no es bien comprendida. Y por otro lado, se ha constatado la existencia de una discordancia intraprecámbrica; aunque sus afloramientos se localizan más hacia el este, principalmente en los anticlinales de Alcudia,

Abenojar y en la porción oriental del gran anticlinorio de La Serena, entre otros; esta discordancia separa dos unidades precámbricas que han sido denominadas Alcudiense inferior y Alcudiense superior por HERRANZ *et al.* (1977), discordancia que no es visible en la Hoja.

Los trabajos de índole regional que hagan referencia a esta región son muy escasos. Sin hacer una mención expresa de ella, queda incluida en los trabajos de características regionales realizados en Extremadura por diversos autores a lo largo del siglo pasado. Entre éstos cabría mencionar, por lo que supuso de avance de cara a los conocimientos regionales a los autores siguientes: TARÍN (1879), en un trabajo regional sobre la geología de la provincia de Badajoz; McPHERSON (1879), que fue el primero en indicar la existencia de materiales precámbricos (Arcaicos), y por último, el trabajo de EGOZQUE y MALLADA (1876), sobre la estratigrafía de la serie paleozoica.

La referencia obligada, como antecedente más directo, corresponde a la realización de la Hoja geológica en su primera serie por ROSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO (1956). De esta Hoja cabe mencionar el reconocimiento de la existencia de niveles conglomeráticos intercalados en la Serie anteordovícica, aunque basándose en las ideas de la época, se atribuyeron cronológicamente al Cámbrico, junto con el resto de la serie infraordovícica. Hay que resaltar también la cita de la existencia de braquiópodos devónicos en los niveles calcáreos, de los que no hemos encontrado referencia posterior.

Posteriormente, esta región no ha sido objeto de ningún estudio detallado, ni siquiera como parte de estudios regionales más amplios. Los trabajos posteriores en los que aparece reseñada se limitan a incluirla en esquemas cartográficos, basados posiblemente en el trabajo de ROSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO (1956). Así, VEGAS (1970) la incluye en la región de Don Benito-Cáceres, e indica, siguiendo a SOS BAYNAT (1958), que la serie anteordovícica es de edad precámbrica. Posteriormente, el mismo autor, VEGAS (1971), señala la ausencia del Cámbrico y la existencia regional de una fase tectónica cuya edad es problemática, pues sus efectos sólo quedan registrados en las series anteordovícicas.

Finalmente, señalar que de nuevo, en un sentido amplio, las síntesis regionales recientes incluyen esta zona, aunque continúan sin mencionarla expresamente: SAN JOSÉ, 1983; JULIVERT y TRUYOLS, 1983; TRUYOLS y JULIVERT, 1983 y JULIVERT *et al.*, 1983 (en el libro Jubilar J.M. RÍOS, publicado por el IGME), y muy recientemente SAN JOSÉ *et al.* (1990); GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990); excepto en una columna sintética del Paleozoico (GUTIÉRREZ MARCO y ROBARDET, 1990), que está basada en datos de otros autores, según GUTIÉRREZ MARCO (com. pers.). Respecto a las rocas graníticas de la Hoja, son de señalar los siguientes trabajos:

— PRÓST-DAME, V. (1982) dentro de los trabajos de su tesis, realiza una cartografía geológica a escala 1:33.000 y un estudio petrológico y geoquímico de la unidad sudoccidental del Macizo de La Haba.

— En el año 1982, ENADIMSA realiza para ENUSA una cartografía geológica a escala 1:50.000, así como un estudio petrológico y geoquímico de las rocas graníticas aflorantes en esta Hoja (Macizos de Magacela y La Haba).

— Recientemente ENADIMSA (1990) realiza un estudio geológico a escala 1:10.000, en el que se incluye el Macizo de Magacela y el borde nororiental del Macizo de La Haba.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales sedimentarios cartografiados en la Hoja de Villanueva de la Serena se pueden dividir en tres grandes conjuntos litoestratigráficos:

Por un lado, los materiales de edad precámbrica, atribuida por correlación con otras áreas, que ocupan la mayor parte de la Hoja, los cuales se han subdividido en tres unidades cartográficas en función de sus características litológicas.

Por otro lado, discordante sobre el anterior, aparece el conjunto paleozoico, que también ha sido dividido en diferentes unidades litoestratigráficas y que comprende materiales de edad del Ordovícico a Devónico. En él parecen, existir una serie de lagunas estratigráficas, aunque geométricamente existe una paraconformidad total entre todas las unidades distinguidas.

Por último, discordante sobre los dos anteriores, se sitúa un conjunto de materiales poco consolidados de edad terciaria y cuaternaria, que han sido, por zonas, parcialmente erosionados y quedan actualmente como una serie de recubrimientos de poca potencia y gran extensión. A ellos hay que añadir también los depósitos cuaternarios más recientes, prácticamente actuales, asociados a los cauces fluviales de los ríos Guadiana y Zújar, principalmente.

2.1. PRECÁMBRICO

Los materiales atribuidos al Precámbrico ocupan toda la porción nororiental de la Hoja. Su atribución al Precámbrico se realiza en función de su posición estratigráfica regional. En otros anticlinales hercínicos próximos (por ejemplo Alcuía, Abenojar, e incluso la porción oriental del anticlinorio de La Serena), los materiales precámbricos pueden ser divididos en dos conjuntos discordantes: el inferior, compuesto por una monótona alternancia de pizarras y grauvacas, con algunas intercalaciones de conglomerados, fue denominado por BOUYX (1970) "esquistos de Alcuía". El superior, por otro lado, es mucho más variado litológicamente, conteniendo, entre otras, intercalaciones de dolomías. Ambos conjuntos fueron denominados "Alcudense" por OVTRACHT y TAMAIN (1970), siendo éste, a su vez, dividido posteriormente por CRESPO y REY (1971) en dos unidades discordantes entre sí (discordancia que ya fue reconocida por REDLIN (1955), aunque confundida con la discordancia basal del Cámbrico). HERRANZ *et al.* (1977) distinguen estos dos conjuntos como "Alcudense inferior" y "Alcudense superior", y además los separan de otro conjunto suprayacente que contiene, a techo, faunas del Cámbrico inferior. Recientemente, SAN JOSÉ *et al.* (1990), desde un punto de vista de estratigrafía secuencial, reconocen la existencia de dos grandes megaciclos sedimentarios: Alcudense inferior y Alcudense superior-Pusiense; este último aún los dos conjuntos superiores anteriormente citados.

A partir de sus características litológicas, se puede reconocer en la Hoja la presencia de tres unidades litoestratigráficas, para las que se supone un rango de formación, aunque la inferior con estudios más detallados aún podría ser subdividida en varias unidades.

2.1.1. Pizarras y grauvacas (11). Rifeense

Está compuesta por una alternancia de pizarras y grauvacas en capas de espesor muy variable,

desde milimétricas a decimétricas (5 mm - 60 cm); normalmente presentan un buzamiento acusado, por lo general mayor de 60°.

Su aspecto de campo es muy característico, lo que dio lugar en el pasado a la denominación de "Complejo esquisto-grauváquico" (que incluye no sólo ésta, sino también las otras unidades precámbricas suprayacentes), como unidad muy potente y prácticamente imposible de estudiar por su monotonía y complejidad tectónica; actualmente se aborda su estudio de una forma sistemática, basándose en criterios sedimentológicos. Las diferentes esquistosidades hercínicas presentes cortan las rocas adquiriendo éstas un aspecto típico en forma de "dientes de perro".

Estas facies presentan su aspecto más característico en los alrededores del pueblo de La Coronada y en los afloramientos de la carretera de La Coronada a Campario, donde aparecen compuestas por alternancias de bancos de grauvas y lutitas, en capas decimétricas o como un fina alternancia de capas centimétricas, en los alrededores de este último pueblo.

La presencia de pequeños pliegues métricos en "S" o "Z", con ejes verticales o subverticales, es muy común por zonas, aunque éstas son estructuras tardías que no afectan a la macro disposición estructural de la unidad, que, aun con pliegues menores, tiende a ser monoclinal. Esto se pone de manifiesto mediante criterios de muro y techo sedimentológicos, que sistemáticamente señalan la presencia del techo de la unidad siempre hacia el nordeste.

En cuanto a las facies, las grauvas presentan base plana, neta, a veces muy ligeramente erosiva; normalmente son masivas, aunque se pueden reconocer también laminación paralela y laminación cruzada (ripples de corriente); la presencia de granoclasificaciones positivas es también común.

Petrográficamente, son grauvas de grano fino a medio constituidas por granos de cuarzo y plagioclasa (éstos siempre menos del 15%), con cantidades menores de feldespato potásico, fragmentos de rocas esquistosas, moscovitas y opacos u óxidos de hierro, en ocasiones con forma idiomorfas (pirita); los feldespatos y las micas, por lo general, presentan siempre cierto grado de alteración. La matriz es micácea (sericitas y cloritas) o cuarzo micácea, en este caso el cuarzo puede ser a veces producto de silicificación; normalmente está orientada y a veces crenulada por la presencia de diversas esquistosidades hercínicas; como minerales accesorios, aparecen circón y turmalina.

Las pizarras son limolitas micrograuváquicas o lutitas, muy frecuentemente con aspecto microbandeado. Las primeras se suelen presentar a techo de las grauvas en capas gradadas, o bien formando niveles mili a centimétricos con base plana y estructura masiva, aunque la presencia de ripples de corriente es también común en estas facies. Las lutitas son normalmente masivas.

Al microscopio, y en comparación con las grauvas, están compuestas casi exclusivamente por cuarzo y micas, moscovitas poco o totalmente alteradas a epimatriz; los feldespatos prácticamente no existen, aunque se ha detectado una muestra con proporciones de hasta un 25% de feldespato potásico, pero que debe de corresponder a recristalización metamórfica en relación con la intrusión del granito de Magacela. La matriz es exclusivamente clorítico-sericítica. Al igual que en el caso anterior, los minerales micáceos están orientados por la existencia de diversas esquistosidades; en estas facies, la esquistosidad puede venir marcada también por la acumulación de opacos a favor de estos planos.

Localmente presentan metamorfismo de contacto debido a las intrusiones graníticas presentes (gra-

nito de La Haba y de Magacela); este metamorfismo es por lo general de bajo grado, y únicamente en las rocas en contacto directo con los granitos el metamorfismo es algo más intenso. Éste se traduce en la presencia de un “mosqueado” en la roca desde escaso a muy abundante, aunque siempre el aspecto original de la roca se mantiene. En las partes más alejadas de los plutones las facies metamórficas se caracterizan por la presencia de moscovitas y biotitas; mientras que en las zonas más próximas aparecen también andalucita, en menor medida cordierita y raramente feldespato potásico, todos ellos como poiquiloblastos en una matriz granoblástica de cuarzo.

Estas facies se agrupan formando secuencias granodecrecientes, en forma de secuencias de Bouma tipo Tbcde, Tcde y Tde (BOUMA, 1962). Se interpretan como depósitos originados por corrientes de turbidez en abanicos submarinos profundos; correspondiendo, por lo general, a facies de lóbulo y de llanura abisal (*basin plain*) (WALKER y MUTTI, 1973). Puesto que hay una cierta tendencia a que las facies se apilen formando megasecuencias estratocrecientes, en un contexto más amplio la unidad se debe interpretar como originada por la progradación de lóbulos de abanicos submarinos (WALKER, 1978).

No se han encontrado restos fósiles dentro de la Hoja; su edad, pues, no puede ser precisada más que de una forma aproximada por correlación con materiales en similar posición estratigráfica en otras áreas. Dichos materiales, en el valle de Alcadia, se han atribuido al Rifeense (SAN JOSE, 1983; SAN JOSE *et al.*, 1990), a partir de datos de acritarcos (*Orygmato-sphaeridium* sp. y *Protosphaeridium* sp. citados por MITROFANOV y TIMOFFEV, 1977).

2.1.2. Grauvacas, grauvacas microconglomeráticas y pizarras (12). Rifeense

La característica litológica más importante de esta unidad es la presencia de potentes bancos de grauvacas y grauvacas microconglomeráticas. Además, en mayor o menor proporción, afloran pizarras con características similares a las anteriormente descritas.

Esta unidad, por regla general, está expuesta pobremente; suele dar relieves alomados que, salvo corte por alguna obra pública, dan malos afloramientos. Por otro lado, debido a su escasa anchura cartográfica, existen pocos cortes buenos y representativos, los mejores se sitúan, por lo tanto, en afloramientos de carretera (carretera de Campanario a Orellana, entre los km 4 y 5) y en los cortes del canal de Zújar, kms 17 a 20, donde también se puede observar cómo son cortados por una serie de diques de diabasas.

Las grauvacas y las grauvacas microconglomeráticas forman bancos decimétricos a métricos (hasta 2 m de potencia), presentan bases y techos predominantemente planos, netos, aunque la base puede ser ligeramente erosiva y presentar “estructuras en llama”, originadas por escapes de fluidos. Su estructura interna es masiva, aunque a veces presentan granoclasificación positiva; esporádicamente contienen, dispersos en su interior, cantos de lutita de morfologías irregulares, tendentes a discoidales o lenticulares en sección, de hasta 15 cm de centil, que debieron de ser arrancados del sustrato y deformados sinsedimentariamente (cantos blandos), los cuales se suelen acumular preferentemente en algunos niveles concretos.

Alternando con las grauvacas aparecen pizarras negruzcas masivas, en pasadas milimétricas, así como alternancias centimétricas de grauvaca-lutita. En este caso las grauvacas son masivas o bien presentan ripple de corriente, mientras que las lutitas son masivas.

Petrográficamente, los niveles de textura arenosa y microconglomerática corresponden a grauvacas con porcentajes variables de matriz, entre 30-70%. Están compuestas por cuarzo mono y policristalino y fragmentos de rocas cuarcíticas microcristalina (*chert*), que normalmente representan más del 70% de los clastos, aunque en los niveles microconglomeráticos pueden llegar al 100%. En proporciones menores se pueden reconocer feldespatos, en los que siempre la proporción de plagioclasa es mucho mayor que la de feldespato potásico, que en muchas muestras está ausente, otros fragmentos de rocas (esquistosas y algunas probablemente volcánicas, muy alteradas y con restos de plagioclasas, que debieron de ser abundantes), moscovitas, biotitas y opacos; como accesorios aparecen circón y turmalina. La matriz es cuarzo micácea (clorítico-sericítica) y en ella los minerales micáceos suelen estar orientados y a veces crenulados. En ocasiones puede aparecer calcita como cemento, normalmente asociado a las venas de cuarzo más tardías, de las que parecen existir al menos dos generaciones.

En diferentes muestras se observa la presencia de fenómenos de recristalización de cuarzo y minerales micáceos a favor de sombras de presión; existen pues unos fenómenos de disolución bajo presión intensos, que podrían estar relacionados con zonas de cizalla, puesto que estas muestras al microscopio presentan texturas de aspecto milonítico, con cuarzo microcristalino de tamaño homogéneo.

En cuanto al aspecto microscópico de las facies de granulometría más fina, es similar al descrito para la unidad anterior. Son lutitas, limolitas y limolitas arenosas, compuestas las primeras esencialmente por micas, moscovitas alterándose a epimatriz clorítico-sericítica y las dos segundas por cuarzo y micas, principalmente moscovitas, en distintos grados de alteración, en la que los minerales micáceos están orientados o crenulados por la presencia de una o dos esquistosidades. Localmente se observan fenómenos de disolución bajo presión, exclusivamente en niveles limolíticos, en los que el cuarzo puede presentar también aspecto milonítico.

Las facies de las grauvacas masivas y microconglomerados no son asimilables a las típicas secuencias de Bouma. Por su aspecto pueden ser comparables a las "areniscas masivas" (*Massive sandstones*), descritas por WALKER (1978). Estas facies han sido interpretadas recientemente mediante un modelo turbidítico de "grano grueso" (LOWE, 1982; STOW, 1985); estos depósitos se suponen originados por flujos fluidificados o flujos granulares (*fluidized o grain flow*). Asumiendo este modelo, las facies aquí descritas corresponderían a las divisiones S_1 , S_2 y S_3 de dicho modelo. Por otro lado, la presencia de ripples de corriente en las capas grauváquicas menos potentes permite interpretarlas, junto a las facies de grano más fino a las que están asociadas, como términos de las secuencias de Bouma clásicas, en este caso de tipo Tcde.

La presencia de ambos conjuntos de facies, turbidíticas y depósitos de flujos granulares son típicas de las partes media o interna de abanicos submarinos profundos, WALKER (1978). Su situación respecto a las facies de lóbulo, pertenecientes a la unidad infrayacente, nos indica la existencia de una progradación del conjunto del abanico submarino, como ya también parecía ponerse de manifiesto por la distribución de facies en la unidad infrayacente.

Tampoco se dispone de datos paleontológicos de esta unidad, puesto que aparece situada concordantemente sobre la unidad pizarras y grauvacas infrayacente, la atribuimos su misma edad, es decir, rifeense en sentido amplio.

2.1.3. Plazarras, conglomerados con matriz lutítica y grauvacas (13). Rifeense.

De forma más o menos brusca, a techo de la unidad anterior, comienzan a intercalarse niveles irregulares de conglomerados con matriz lutítica, que son la principal característica de esta unidad.

Presenta afloramientos extensos en el extremo nororiental u oriental de la Hoja, apareciendo los mejores a favor de cortes de carreteras o a lo largo de los desmontes de los canales del Guadiana y del Zújar; también hay que destacar, por la calidad de los afloramientos, los situados en las orillas del embalse de Orellana, al sur de esta localidad, donde a causa del lavado y de la acción de las aguas del embalse, se pueden observar sus características más típicas.

Todo el conjunto se encuentra fuertemente plegado, al igual que las dos unidades infrayacentes, aunque en este caso y también a partir de datos sedimentológicos y estructurales, se deduce la presencia de pliegues de mayor tamaño y extensión, cuya orientación es NO-SE al norte de la Hoja, girando a direcciones N-S más hacia el sur, cuyas terminaciones periclinales son visibles localmente (por ejemplo, al norte del río Zújar, en los alrededores de la "Casa de Valdeinfierno").

Hacia la base los conglomerados pueden ser de grano más fino (el tamaño máximo oscila entre 4 y 5 mm de diámetro) y tener una mayor proporción de matriz grauváquica, de forma que a veces pueden ser confundidos con facies similares de la unidad infrayacente; sin embargo, muy rápidamente adquieren su aspecto más característico de conglomerados sostenidos por una matriz lutítica; ésta puede ser tan abundante que con frecuencia aparentan ser lutitas con algunos cantos dispersos. Los cantos están compuestos por fragmentos de rocas cuarcíticas, grauváquicas y lutíticas. Hay que destacar la presencia de cantos de rocas cuarcíticas con pequeñas venas de cuarzo que no penetran en la matriz, así como algunos fragmentos esquistosos; en estas facies se han citado también cantos de pegmatita, granito y anfíbolita (HERRANZ *et al.*, 1986). A lo largo de este estudio hemos recolectado algunos cantos de rocas ígneas, pero que debido a su alteración es imposible indicar de qué tipo de roca se trata, aunque presentan textura holocristalina, y tanto por las morfologías de los cristales como por sus productos de alteración, podrían estar compuestos por feldespatos y por minerales máficos indeterminables.

Los conglomerados son masivos y no presentan ningún tipo de estructuras sedimentarias; afloran en niveles con bases y techos planos a irregulares, ligeramente erosivos, que suelen estar enmascarados por la esquistosidad, siendo muy difíciles de reconocer; además, cuando la matriz es muy abundante, son difíciles de distinguir de las lutitas infra o suprayacentes. Los conglomerados siempre aparecen como cuerpos más o menos potentes, nunca como niveles de cantos aislados, no habiéndose apreciado una de las características más típicas de sedimentos de origen glacial, esto es, cantos que deformen la laminación sedimentaria, y por tanto que pudieran considerarse *dropstones*.

En ocasiones presentan una fábrica planar muy penetrativa, tanto que a veces oblitera por completo la disposición de la estratificación, en cuyo caso se pueden confundir ambas (esquistosidad y estratificación).

Las facies a las que se encuentran asociados son similares a las descritas anteriormente para las dos unidades infrayacentes: las más abundantes son lutitas oscuras (grises a verdes, e incluso negruzcas), masivas o con laminación paralela; alternancias mili a centimétricas de grauvaca o limo-

lita-lutita, con base plana, erosiva, o con estructuras de escapes de fluidos (estructuras en llama), granoclasificación positiva y ripples de corriente, y por último, capas centi a decimétricas de grauvacas con bases y techos planos, masivas o con laminaciones paralelas y ripples de corriente.

Los conglomerados, petrográficamente, son cuarcíticos en una matriz lutítica, limolítica o limolítica arenosa. Están compuestos, los de grano más grueso, por cantos de cuarzo policristalino que a veces presentan como inclusiones laminillas micáceas orientadas (cuarzo esquistoso) y cuarzo monocristalino los de menor tamaño de grano, así como fragmentos de rocas cuarcíticas microcristalina (*Chert*); además son frecuentes los fragmentos de rocas de diversas litologías, principalmente sedimentarias (esquistosas y arenosas); en menor proporción aparece plagioclasa, moscovitas y opacos, como accesorios circón. La matriz es micácea a micáceo-cuarcítica, presenta una fuerte orientación, bien debido a la existencia de esquistosidades o bien a la de fenómenos de disolución bajo presión.

Las rocas de textura arenosa corresponden, al igual que las de unidades infrayacentes, a grauvacas con matriz más o menos abundante. Los clastos son de cuarzo, mono y policristalino, a veces esquistoso, y de fragmentos de rocas cuarcíticas; en menores proporciones aparecen plagioclasa, otros fragmentos de rocas (esquistosas y quizás volcánicas, éstos muy alterados), feldespato potásico, opacos, que suelen marcar la esquistosidad, y moscovitas; como accesorios aparecen minerales pesados: circón, turmalina y biotita. La matriz es micácea (clorítico-sericítica)-cuarcítica y rara vez cuarzo-micácea; la orientación de los minerales micáceos indica la orientación de la esquistosidad. A veces presentan también cemento calcítico.

Por último, las rocas de grano más fino presentan unas características idénticas a las ya descritas para las dos unidades infrayacentes, por lo que no se mencionan nuevamente.

En cualquiera de las tres facies son frecuentes los procesos de disolución bajo presión, ya descritos, con la presencia de grandes sombras de presión en las que recrystalizan cuarzo y minerales micáceos, éstos, a veces, como láminas muy grandes que se adaptan a la morfología de la sombra de presión; asimismo, en las zonas que han sufrido una mayor disolución, tienden a acumularse los minerales opacos. Siguen observándose texturas de aspecto milonítico en la distribución y características de los "clastos" cuarcíticos de pequeño tamaño.

Sedimentológicamente, los conglomerados son una mezcla caótica de clastos heterométricos de litologías variadas en una matriz lutítica, limolítica o, raras veces, arenosa. No presentan ningún tipo de estructuras, siendo totalmente desorganizados, características típicas de *debris flows*, los cuales son habitualmente interpretados como originados por *flujos de detritos* o "flujos en masa" (*debris y mass flows*) (PICKERING *et al.*, 1986).

El resto de las facies se interpretan de forma semejante a las facies similares de las unidades infrayacentes: las capas grauváquicas más potentes corresponden a depósitos de "flujos granulares" (*grain flow*) y más escasamente a secuencias turbidíticas clásicas. Las capas más delgadas corresponden a microsecuencias turbidíticas que se pueden interpretar en función del modelo turbidítico de grano fino (PIPER, 1978), correspondiendo a las divisiones E₁, E₂ y quizás E₃ de dicho modelo.

Todos estos niveles representan episodios de sedimentación esporádicos que estarían, posiblemente, sobreimpuestos a una sedimentación más constante, y de grano más fino, que corres-

pondería a las lutitas masivas o laminadas, originadas por procesos de decantación a lo largo de grandes períodos de tiempo.

No se ha observado en esta unidad que las facies se agrupen secuencialmente de alguna manera determinada; es decir, no existen megasecuencias estrato o granocrecientes, ni estrato o grano-decrecientes, por ello hay que excluir su interpretación como sedimentos de la parte interna de un abanico submarino (facies de canales distribuidores y canales alimentadores), que siempre suelen presentar tendencias estratodecrecientes.

Como ya hemos comentado anteriormente, hay que excluir también, ante la falta de indicios definitorios, la posibilidad de que correspondan a depósitos glaciales. En vista de lo anterior y por la presencia de abundantes sedimentos de grano fino y el amplio desarrollo de los depósitos de *debris flows*, los cuales son típicos de ambientes de talud submarino (COOK *et al.*, 1982), suponemos tal ambiente de depósito para los materiales de esta unidad.

Por último, hay que señalar que todo el conjunto de las tres unidades descritas forma una gran megasecuencia de tendencias complejas, mayoritariamente granocreciente (si tenemos en cuenta el tamaño máximo de los clastos en cada unidad) y estratocreciente inicialmente, unidades inferior e intermedia, para más adelante no presentar una tendencia clara en la unidad conglomerática. Todo el conjunto se puede interpretar como originado por la progradación de un conjunto de abanico-talud submarino.

Al igual que para las dos unidades anteriores, no se dispone de datos paleontológicos dentro de la Hoja. Con los mismos criterios que en los casos anteriores, suponemos para ella una edad del Rifeense.

2.2. PALEOZOICO

Aflora a lo largo de dos estructuras sinclinales, una de las cuales sólo está representada parcialmente dentro de la Hoja por su flanco nordeste.

Por un lado, el sinclinal de Magacela, el cual es una estructura sinclinorial relativamente compleja, sobre todo debido a la intensa fracturación que le afecta; además, en su flanco sur aparece intruido el granito de La Haba, mientras que en el flanco norte lo hace el granito de Magacela; este último flanco está a su vez cortado por una serie de fracturas importantes de dirección prácticamente E-O, que provocan la desaparición de la unidad paleozoica más característica, la cuarcita armoricana, poniendo en contacto localmente las pizarras del Silúrico con pizarras precámbricas.

Por otro lado, en la esquina sudoccidental de la Hoja, aflora parcialmente parte del flanco nordeste de un sinclinal de materiales paleozoicos, cuyo eje se localiza en las hojas vecinas de Don Benito y Castuera (sinclinal de Ortiga-Cruces). Este flanco es a su vez el límite sur del granito de La Haba.

La sucesión paleozoica es, a grandes rasgos, similar a la de áreas vecinas, aunque presenta las suficientes diferencias para que no exista una correlación fácil e inmediata con ellas.

Así, por ejemplo, más hacia el Noreste, en el área de Almadén, la serie paleozoica presenta dos

niveles de cuarcitas (denominadas Cuarcitas de Canteras y de Criadero) muy típicos, además de otras intercalaciones cuarcíticas y areniscosas; en esa misma zona, el Ordovícico contiene también un nivel de calizas (caliza urbana). Por otra parte, hacia el noroeste, en la sierra de San Pedro, continuación aparente de las estructuras presentes en la Hoja, la serie paleozoica es similar a la reseñada para el área de Almadén, también con dos niveles de cuarcitas (denominadas en este caso Cuarcitas de Torrico y de Valdelasmanos), no existiendo, por el contrario, la caliza urbana.

Hacia el sur, ya en la vecina zona de Ossa-Morena (sensu JULIVERT *et al.*, 1974), la serie del Paleozoico sigue siendo esencialmente similar a la anteriormente expuesta para la zona Centroibérica (Almadén, sierra de San Pedro). HERRANZ (1985), inmediatamente al sur de esta Hoja, indica la existencia de la cuarcita armoricana, con las mismas facies que la aquí descrita, y por encima, la presencia de dos tramos cuarcíticos, uno en el Ordovícico y otro en la base del Silúrico; además también señala la presencia de intercalaciones calcáreas en el techo ordovícico; la serie culminaría con niveles devónicos que contienen paquetes calcáreos y areniscosos.

El problema que existe dentro de la Hoja es que la serie paleozoica presenta aparentemente sólo un nivel de cuarcitas, existiendo a techo de la serie local un relativamente potente paquete calcáreo. Con estas características, y por lo que parece a primera vista, no es posible su correlación inmediata con las series de áreas adyacentes, tanto de la zona Centroibérica como de la zona de Ossa-Morena, por lo que la discusión de cada unidad se realizará en su contexto.

2.2.1. Ordovícico

Los materiales de este período son exclusivamente detríticos: pizarras, areniscas y cuarcitas.

2.2.1.1. *Cuarcitas (cuarcita armoricana) y cuarcitas y pizarras, a techo (alternancias de Pochico) (14). Ordovícico inferior (Arenigiense)*

Esta unidad corresponde a uno de los niveles más característico de la zona Centroibérica: las cuarcitas en facies armoricanas o “Cuarcita Armoricana”, denominadas así por su similitud con facies similares, de la misma edad, de esa región francesa.

Por su potencia y especial resistencia a la erosión, constituyen, por lo general, alineaciones montañosas muy características, que presentan las mayores cotas locales. Por esto se ha usado ampliamente como nivel de referencia para delimitar las principales estructuras plegadas; asimismo, ha servido como referencia estratigráfica, junto con su discordancia basal, para dividir las series de la Zona Centroibérica en dos grandes conjuntos: anteordovícico y ordovícico más las series posteriores.

Esta discordancia basal es una discordancia de primer orden que comprende, por lo general, varias discordancias superpuestas (discordancias Ibérica y Toledánica de LOTZE, 1956), lo cual se puede deducir a partir de la presencia en otras áreas de varias series por debajo de la Cuarcita Armoricana, pero ligadas a ella. Esta discontinuidad marcaría el límite entre dos hiperciclos tectono-sedimentarios de separación y reagrupamiento continental, el Asintico-Panfricano y el Caledono-Hercínico (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990).

Aunque BOUYX (1970) distinguió dos tramos dentro de esta unidad, por regla general la mayoría de los autores la engloban como un único conjunto, que recibe diferentes nombres según las regiones, aunque el más extendido es el de Cuarcita Armoricana, como ya hemos señalado. Dentro de esta unidad hemos incluido también un tramo situado a techo de las cuarcitas, consistente en una alternancia de cuarcitas y pizarras que puede ser equiparable a las "Alternancias de Pochico", definidas por TAMAIN (1972); su cartografía en conjunto con la Cuarcita Armoricana es debido a su poco espesor, por lo que apenas si pueden ser distinguidas cartográficamente, y porque sólo son visibles muy localmente, en la carretera que asciende al castillo de Magacela, presentando muy poca extensión cartográfica.

La unidad está compuesta por cuarcitas blancas o crema de grano fino a medio, muy recrystalizadas, estratificadas en bancos centi a decimétricos. A techo, en un tramo de unos 20 m, contiene frecuentes intercalaciones pizarrosas presentando un tránsito gradual pero rápido a la unidad suprayacente. Su potencia oscila entre 40 y 250 m, visibles, en el sinclinal de Magacela, aumentando de oeste a este, aunque localmente no existe por problemas tectónicos, y de unos 160 m al SO de la Hoja.

Petrográficamente, se trata de cuarcitas de grano fino a grueso formadas por granos de cuarzo que presentan contactos suturados por efectos de una intensa presión-solución, con recrystalización de cuarzo como crecimiento secundario. En esta masa cuarcítica destacan, aunque en proporción son absolutamente minoritarios, la presencia de minerales pesados, circón y turmalina, así como la presencia de micas detríticas, biotitas y cloritas, y en una muestra feldespato potásico. Localmente presentan micas con aspecto de matriz, rodeando algunos de los granos. Las cuarcitas de esta edad que afloran en la esquina sudoccidental de la Hoja presentan además grandes cristales micáceos de moscovita, que interpretamos como originados por metamorfismo de contacto causado por el vecino plutón de La Haba.

Desde un punto de vista sedimentológico, no se han podido caracterizar secuencias o megasecuencias dentro de estas facies; únicamente en las alternancias de techo de la unidad se pueden reconocer secuencias decimétricas compuestas por un tramo cuarcítico basal, masivo o con esporádicas laminaciones cruzadas de bajo ángulo, que presenta bases y techos ondulados, y un tramo pizarroso, masivo a techo.

La inmensa mayoría de la unidad está formada exclusivamente por bancos centi a decimétricos de cuarcitas masivas con bases y techos ondulados, en las que localmente se pueden reconocer laminaciones cruzadas de bajo ángulo, que normalmente sólo son visibles en parte por lo que no se puede determinar cuál fue la estructura sedimentaria original que las generó. En muy escasas ocasiones se ha observado la existencia de bioturbaciones aisladas, que sólo pueden ser observadas parcialmente, dada su mala conservación y que parecen corresponder al inogénero *Skolithos* sp.

Debido a la morfología y tamaño de las capas, puesto que no se conservan estructuras sedimentarias, se pueden interpretar como una acumulación de dunas y megaripples superpuestos, que se moverían por la acción de corrientes. Normalmente los movimientos de barras suelen generar secuencias de tipo estratocreciente (RAAF *et al.*, 1977), que se interpretan como originadas por la progradación de la barra, sobre todo en respuesta a la acción de corrientes unidireccionales de dirección persistente. La Cuarcita Armoricana presenta en otras áreas este tipo de secuencias

que han sido interpretadas de esta manera por PORTERO y DABRIO (1988) sin embargo, si la dirección de la corriente fuese variable, los movimientos de las barras podrían ser más complejos y generar un patrón secuencial sin una tendencia definida, como los aquí observados. La ausencia, pues, de tendencias secuenciales dentro de la unidad se interpreta como generada por movimiento de barras bajo condiciones cambiantes en la dirección de corriente.

Habitualmente, este tipo de facies se suele relacionar con depósitos costeros a litorales: barras litorales, islas-barrera, playas, etc. Por la potencia de la unidad, su litología, persistencia de las facies y secuencias características, todos típicos de ambientes de muy alta energía a los que se asocian normalmente sedimentos arenosos, como debían de ser originalmente los materiales cuarcíticos, pueden corresponder a cualquiera de los ambientes sedimentarios anteriormente indicados. Hay que señalar que existen muy pocos estudios sedimentológicos de esta unidad, de ellos ninguno detallado y centrado exclusivamente en ella, que permitan establecer claramente su medio de sedimentación; tampoco se dispone de datos adicionales suficientes, tales como direcciones de paleocorrientes. Ante la imposibilidad de reconocer los distintos subambientes playeros o de islas-barrera, un ambiente de barras litorales, por debajo del nivel de marea baja, parece el ambiente de depósito más probable.

La aparición de *Skolithos* apoya esta interpretación, pues este es el icnogénero característico de la icnofacies de *Skolithos*, que es indicadora de niveles de energía relativamente altos, desarrollándose sobre sustratos móviles con partículas bien seleccionadas y con ausencia de terrígenos finos; condiciones que se dan normalmente en playas y barras submareales. En estas zonas, a causa del intenso retrabajamiento físico, las pistas fósiles apenas quedan conservadas, predominando las estructuras de corriente.

Como conjunto, la unidad presenta un marcado carácter transgresivo sobre una plataforma de muy baja pendiente, aunque probablemente debería existir en ella una cierta estructuración con umbrales y depresiones, debido a las enormes variaciones de potencia que presenta a lo largo de toda la ZCI, entre 150 y 300 m, aunque se han citado zonas de potencia entre 5 y 10 m (sierra de San Pedro). La transgresión ocurriría en una plataforma tectónicamente activa con una topografía mayor de la reconocida (McDOUGALL *et al.*, 1987), en un margen de cuenca extensivo (PORTERO y DABRIO, 1988); su base sería diacrónica, debido a la existencia de los relieves anteriormente indicados (McDOUGALL *et al.*, 1987).

Las alternancias de cuarcitas y pizarras del techo de la unidad (equivalentes a las alternancias Pochico de otras regiones) se interpretan sedimentológicamente como originadas por la alternancia en el tiempo de dos procesos distintos. Las bases y techos netos de las capas de cuarcitas son indicadores claros de que representan episodios de sedimentación repentinos sobreimpuestos a una sedimentación lutítica más constante, representada en el tramo pizarroso, el cual correspondería a la sedimentación normal en esa zona. Las cuarcitas, pues, se interpretan como originadas por entradas de sedimentos arenosos desde otras zonas, normalmente más someras, inducidos por tormentas; sus morfologías irregulares podrían corresponder a estructuras de tipo *hummocky*, que también se han citado en esta misma unidad en otras áreas, y que están relacionadas con niveles de tormentas en zonas proximales de una plataforma siliciclástica somera.

Regionalmente, en las alternancias de Pochico suprayacentes a la Cuarcita Armoricana, las secuencias son estratodecrecientes, siendo interpretadas como depósitos de plataforma dominada

por el oleaje, junto con corrientes de tormenta; representarían las facies distales de las barras de la Cuarcita Armoricana, anteriormente indicadas (PORTERO y DABRIO, 1988). Estos niveles representarían el inicio de un nuevo episodio transgresivo, cuyo máximo ocurre durante el Llanvirniense (GUTIÉRREZ MARCO y RABANO, 1987).

Así pues, hacia el techo de la unidad está representada la transición desde ambientes de plataforma siliciclástica somera por encima del nivel de base del oleaje, con ambientes de barras sublitorales, en la base de la unidad (Cuarcita Armoricana sensu estricto), a ambientes más profundos, probablemente por debajo de ese nivel de base, que sólo serían alcanzados por material reabajado de áreas someras en los episodios tormentosos más importantes y donde la sedimentación normal correspondería exclusivamente a lutitas y limos, de mucha menor energía.

2.2.1.2. Pizarras (15). *Ordovícico medio (Llanvirniense-Llandeiloense)*

Sus afloramientos son escasos en la Hoja, debido a que son un tramo blando, dada su litología, que normalmente está cubierto por derrubios procedentes de la Cuarcita Armoricana.

Esta unidad comprende todo el tramo situado entre los dos niveles cuarcíticos presentes en la Hoja, la Cuarcita Armoricana y la Cuarcita del Caradoc. Está compuesta por pizarras gris oscuras a negruzcas, de aspecto masivo, con una pizarrosidad muy penetrativa que les da un aspecto finamente hojoso. Hacia techo presentan intercalaciones de niveles de grano más grueso, limolitas, y en menor cantidad areniscas. Su potencia se estima en unos 400 m.

Parecen corresponder, por similitudes con otras facies, a lutitas, lutitas limolíticas y limolitas, con finas pasadas de grauvacas. Las lutitas están compuestas por minerales micáceos alterados parcial o totalmente a un conjunto clorítico-sericítico; puede existir un cierto grado de recristalización esquistosa con orientación de los minerales micáceos. Las limolitas parecen estar compuestas por cuarzo monocristalino tamaño limo, en proporciones muy variables, con mayor o menor cantidad de micas en una matriz micácea (clorítico-sericítica), que presentaría una orientación esquistosa de las partículas que la forman. Las grauvacas, por último, son de grano muy fino a medio, limolíticas compuestas por cuarzo, plagioclasas, moscovita y biotita, estas últimas más o menos alteradas en una matriz micáceo-cuarcítica.

Sedimentológicamente son facies muy monótonas; no se pueden describir secuencialmente, pues constan sólo de un tipo de litología; únicamente a techo la presencia de pasadas milí a centimétricas de grano más grueso permite reconocer una alternancia en las condiciones de depósito. Corresponden a facies lutíticas y heterolíticas similares, en cierta manera, a las descritas por JOHNSON (1978).

Las pizarras que la componen son sedimentos que representan condiciones de escasa o nula energía. En esta zona no se han encontrado fósiles; éstos, sin embargo, son muy comunes dentro de esta unidad en otras áreas: trilobites, graptolites, braquiópodos, etc. La presencia de una epifauna bien desarrollada indica que los fondos, pese al color oscuro de las pizarras, no debían de ser propiamente anóxicos, aunque el límite entre la zona oxigenada y la anóxica estuviera posiblemente sólo unos centímetros por debajo de la superficie libre del sedimento, por lo que no existe un gran desarrollo de la bioturbación.

El ambiente de sedimentación típico de estas facies son las plataformas siliciclásticas de baja energía (JOHNSON, 1978), por debajo del nivel de base de tormentas, de forma que ni siquiera las tormentas más intensas podrían removilizar el sustrato. Una interpretación similar es señalada por PORTERO y DABRIO (1988).

Con respecto a la unidad infrayacente, corresponde a una profundización rápida de la plataforma debida posiblemente a un ascenso eustático relativamente rápido del nivel del mar, más que a un aumento de la velocidad de subsidencia, que define la transgresión llanvirniense (GUTIÉRREZ MARCO y RABANO, 1987). A este respecto, las variaciones eustáticas del nivel del mar podrían dar cuenta de la alternancia de tramos pizarrosos y cuarcíticos en las sucesiones paleozoicas de la zona Centroibérica en un ambiente tectónico más o menos estable, como ya han puesto de manifiesto PORTERO y DABRIO (1988).

Las intercalaciones de grano más grueso en el techo de la unidad se interpretan como influjos terrígenos desde zonas más someras, sujetas a la acción de tormentas y del oleaje, que provocarían el retrabajamiento del sustrato y podrían enviar material de grano algo más grueso hacia zonas más profundas; facies similares a éstas han sido interpretadas como capas de tormenta (NELSON, 1982; PEDERSEN, 1985). En plataformas siliciclásticas, el aumento en contenido en arenas y el aumento de espesor de estas capas es frecuentemente interpretado como una transición a medios más próximos a la línea de costa (AIGNER y REINECK, 1982).

En esta Hoja la unidad no ha proporcionado fósiles, pero como ya hemos indicado, esta unidad suele ser muy fosilífera en otras áreas, permitiendo su datación de forma muy precisa. En la Zona Centroibérica su base es siempre del Llanvirniense inferior, nunca siendo más antigua de esta edad (GUTIÉRREZ MARCO, 1986). El techo, por otro lado, siempre alcanza el Llandeiloense superior (Dobrotiviense) según GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990).

2.2.1.3. Cuarcitas (16). *Ordovícico superior (Llandeiloense-Caradociense)*

Esta es una unidad que, junto con la Cuarcita Armoricana, destaca como un resalte en el paisaje, aunque su continuidad cartográfica es muy pequeña. Aflora de forma discontinua a lo largo del sinclinal de Magacela, debido a la existencia de numerosas fracturas que cortan su trazado cartográfico y a la presencia de pequeños stocks graníticos. Aflora como una unidad más continua en los paleozoicos del sinclinal Ortiga-Cruces, al sudoeste de la Hoja.

Se trata de un único nivel cuya potencia varía entre 5 y 90 m; estas diferencias se deben, aparentemente, sólo a causas tectónicas, puesto que excepto en las proximidades de Magacela, donde presenta su máxima potencia y sucesiones continuas tanto a muro como a techo, en el resto de los afloramientos siempre aparece en relación con fracturas o con zonas de cizalla, que la laminan e incluso la hacen desaparecer (afloramientos situados al norte de Cerro Ejido, al SE de Magacela).

Su base y su techo son difíciles de apreciar, debido a los derrubios procedentes de su erosión. Localmente, su base parece transicional, aunque dicha transición es muy rápida, mientras que su techo parece representar una discontinuidad estratigráfica, laguna, apoyándose las pizarras del Silúrico directamente sobre esta unidad.

- 4. Está compuesta por capas de cuarcitas blanquecinas deci a centimétricas, dominando los bancos más gruesos en la mayor parte de la unidad y las capas más finas hacia el techo, donde localmente toman un color más oscuro, tendente a negruzco. Normalmente las bases y techos son relativamente planos o ligeramente ondulados; son masivas o con laminaciones cruzadas de bajo ángulo.

Petrográficamente se trata de cuarcitas de grano fino a grueso, cuyos granos presentan contactos interpenetrados o suturados, lo que indica que han sufrido intensos procesos de presión-solución que dio como resultado la movilización de parte del cuarzo y su disposición como crecimiento secundario. Además del cuarzo, contienen, como accesorios, minerales pesados, circón y turmalina, así como láminas biotíticas, todos ellos fácilmente visibles. Localmente los granos de cuarzo presentan inclusiones micáceas, moscovitas, que a veces están orientadas según dos direcciones preferentes y otras veces se encuentran en los bordes cristalinos sin una orientación clara; estas inclusiones podrían interpretarse como producidas por orientación esquistosa de minerales micáceos preexistentes. Pueden presentar también silicificaciones tardías representadas por la existencia de venas de cuarzo que cortan a los cristales.

Sedimentológicamente no presentan ningún tipo de secuencialidad, al igual que la Cuarcita Armoricana. Puesto que facialmente presentan el mismo aspecto, aunque no contienen icnofósiles, su interpretación ambiental es la misma. Es decir, corresponderían a barras submareales en una plataforma siliciclástica, que se moverían por la acción de corrientes de direcciones variables. Una interpretación similar es también apuntada por PORTERO y DABRIO (1988).

Con respecto a la unidad infrayacente, representan ambientes más someros, con mayor disponibilidad de sedimentos tamaño arena y donde las condiciones ambientales son de una energía mucho más alta. En su conjunto, ambas unidades, las pizarras del Llanvirn-Llandeilo y las cuarcitas forman una megasecuencia de somerización; esta somerización estaría originada posiblemente por cambios eustáticos del nivel del mar, más que por factores tectónicos o sedimentológicos. Para PORTERO y DABRIO (1988), unidades similares, junto con otras, en los Montes de Toledo, formarían una "Unidad Tectosedimentaria" que representaría una acreción vertical y una progradación de ambientes someros sobre otros más profundos, como también parece deducirse aquí.

No se han encontrado ni en esta unidad, ni próxima a ella, ningún tipo de restos fósiles que permitan datarla de forma precisa. La única posibilidad de datación es nuevamente por medio de correlación litoestratigráfica con otras zonas. Por su situación estratigráfica, inmediatamente encima de las "pizarras con Neseuretus", debe correlacionarse claramente con las cuarcitas de Cantera del área de Almadén o con la cuarcita Botella del área de Fuencaiente (JULIVERT y TRUYOLS, 1983), y con la cuarcita Torrico de la sierra de San Pedro (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990). La presencia de niveles cuarcíticos de tonos oscuros en su techo es un rasgo común a estas unidades. Por último, desde un punto de vista secuencial, la transición gradual en su base indica una relación genética con las pizarras infrayacentes, más que con las pizarras suprayacentes, que se sitúan de forma brusca sobre ellas.

Basándose en datos de otros autores anteriores, JULIVERT y TRUYOLS (1983) sitúan el límite llandeiloense-caradociense en la parte media de la Cuarcita de Canteras. Datos más recientes parecen situar este límite en el techo o cerca del techo de las cuarcitas (GUTIÉRREZ MARCO

et al., 1984), aunque en las síntesis más recientes se sitúa dicho límite en la parte superior de esta unidad (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1990).

2.2.2. Silúrico

Los materiales de este período corresponden a una única unidad, integrada por pizarras con intercalaciones de areniscas. Esta es la unidad paleozoica más alta aflorante en la Hoja, de la serie del sinclinal Ortiga-Cruces.

Aflora también, junto al resto de la serie paleozoica, en el sinclinal de Magacela. Cuando la Cuarcita Armoricana está presente, sus afloramientos normalmente están cubiertos por derrubios procedentes de esta o por terciarios, como sucede desde Magacela hacia el Oeste, mientras que desde Magacela hacia el Este sus afloramientos son algo mejores, aunque están muy tectonizados.

2.2.2.1. Pizarras y areniscas (17). Silurico-Devonico (Ludlowiense-Emsiense)

A techo de la unidad anterior aparece una serie fundamentalmente pizarrosa que hacia techo presenta abundantes intercalaciones de areniscas y grauvacas.

La serie comienza con 300 m de pizarras oscuras, gris metálicas a blanquecinas por alteración, predominantemente masivas, con algunas intercalaciones de niveles pelíticos o pelítico-arenosos. Hacia techo presenta también intercalaciones de grano más grueso y finas pasadas mili a centimétricas de limolitas, areniscas y grauvacas de grano fino en niveles tabulares o lenticulares de aspecto masivo, que dan paso de forma brusca a la unidad suprayacente. Hay que señalar que esta es una unidad puramente cartográfica, fácilmente distinguible como tal por situarse entre las cuarcitas de la unidad infrayacente y las calizas de la suprayacente. Pese a que por correlación litoestratigráfica se supone una unidad sedimentariamente continua, no se puede descartar que en su interior exista alguna discontinuidad, pudiendo llegar a distinguirse diferentes unidades litoestratigráficas de la serie paleozoica típica de la zona Centroibérica.

Las pizarras son lutitas y lutitas limolíticas con dominio de los minerales micáceos poco o muy alterados y orientados esquistosamente; esporádicamente aparece cuarzo monocrystalino tamaño limo muy disperso. Es muy frecuente que presenten un metamorfismo de contacto de moderado a intenso, conteniendo poiquiloblastos de andalucita, así como moscovitas y biotitas en una matriz micáceo-cuarcítica, con una tendencia a la orientación esquistosa tanto de la matriz como de las micas secundarias; se aprecian, además, la existencia de niveles con acumulación de óxidos de hierro de tonos rojizos y de minerales opacos.

Las capas de textura arenosa son grauvacas de grano fino a medio con mucha matriz; sus componentes principales son cuarzo, mono y policristalino, en una matriz micácea o micáceo-cuarcítica. Es común también la existencia de un metamorfismo de contacto en estos materiales con la aparición de grandes poiquiloblastos de andalucita y moscovitas con una "matriz" de biotita, feldespato potásico, cuarzo y opacos. Siempre existe una tendencia, que a veces puede ser muy débil, a la orientación de los minerales micáceos, incluso de los metamórficos.

Su interpretación sedimentológica es muy similar a las ya establecidas para unidades infrayacentes, en especial para las pizarras del Llanviri-Llandeilo. Se pueden interpretar como facies lutíticas o heterolíticas de una plataforma siliciclástica de baja energía (JOHNSON, 1978). Las pizarras basales corresponden a depósitos de plataforma externa, donde los procesos sedimentarios dominantes corresponderían a la decantación de material fino por debajo del nivel de base de tormentas.

Hacia techo de la unidad el aumento en el número y potencia de las intercalaciones areniscosas indican una somerización en las condiciones de depósito, es decir, representan una transición desde zonas profundas a zonas someras dentro de la plataforma (AIGNER Y REINECK, 1982). Al igual que en casos anteriores, estos niveles parecen representar influjos de sedimentos más gruesos desde áreas más someras por la acción de corrientes y oleaje a favor de tormentas; la presencia de capas gradadas parece apoyar tal interpretación. Una interpretación similar con transición vertical desde facies de plataforma lutítica profunda a facies de plataforma somera dominada por las tormentas ha sido propuesto para unidades equivalentes de los Montes de Toledo (PORTERO y DABRIO, 1988).

Como restos fósiles, únicamente se ha hallado una capa de limolitas bioclásticas a techo de esta unidad, cerca de la base de la unidad suprayacente, que contiene fragmentos de crinoides indeterminables, pero que según RODRÍGUEZ, S. (com. pers.), por su tamaño, podrían corresponder al Devónico o incluso al Carbonífero; estos fragmentos localmente han sufrido un cierto estiramiento, puesto que presentan morfologías elipsoidales. Se encuentran flotando en una matriz pelítica, compuesta por cuarzo microcristalino, tamaño limo, que localmente presenta texturas miloníticas, en relación con la deformación de los crinoides, así como opacos y óxidos de hierro.

Además de los crinoides, ROSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO (1956), en la Memoria de la Hoja de la primera serie señalan el hallazgo por el profesor SOS BAYNAT de moldes de braquiópodos y crinoides al sudeste de Magacela, sin precisar con exactitud el lugar. De los crinoides indican que no se puede determinar la especie y en relación con los braquiópodos señalan la presencia de *Rhynchonella orbygniana*? y moldes de *Orthis* sp., los cuales para los autores citados indicaría una edad del Devónico inferior.

El problema básico consiste en que falta en la Hoja una porción considerable de la serie paleozoica presente en zona vecinas. Así, por encima de la cuarcita de canteras (equivalente de la unidad infrayacente), existe tanto en la zona Centroibérica como en la zona de Ossa-Morena, inmediatamente adyacente al otro lado del batolito de los Pedroches, una serie importante que comprende gran parte del resto del Ordovícico, casi todo el Silúrico y en continuidad con éste parte del Devónico (JULIVERT y TRUYOLS, 1983; TRUYOLS y JULIVERT, 1983; PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1984; HERRANZ, 1985; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990; etc.). Es evidente, desde un punto de vista estratigráfico, que el resto de la serie paleozoica que aparece en la Hoja no es, en absoluto, directamente correlacionable con estas series que son suficientemente conocidas. La existencia, pues, en la serie aquí estudiada, de importantes discontinuidades sedimentarias es evidente.

En la zona Centroibérica la discontinuidad estratigráfica más documentada dentro de este conjunto es la que separa los materiales del Ordovícico y del Silúrico. Esta laguna está relacionada con eventos finiordivicios: por un lado, la presencia de una glaciación intensa en el continente de Gondwana, al que estaría unida esta región (GUTIÉRREZ MARCO y RABANO, 1987), lo que origina un acusado

descenso del nivel del mar (depresión), por lo que parte de la plataforma ordovícica quedaría expuesta y sufriría procesos erosivos; además, por otro lado, existirían también procesos de extensión cortical y fracturación, reiniciándose la sedimentación a partir de pequeñas cuencas locales (PIEREN, 1986; PORTERO y DABRIO, 1988). Sólo posteriormente, después del ascenso del nivel del mar que siguió a esta etapa glacial, se pudo reanudar la sedimentación en esta zona (transgresión silúrica). Esta etapa lleva asociada, al menos en la porción meridional de la zona Centroibérica, un episodio térmico que ha sido datado en 420 m.a. por DALLMEYER y PIEREN (1987).

La extensión máxima de la laguna se puede observar en el sinclinal de Tamames (Salamanca) donde el Silúrico se apoya sobre el Llandeilo inferior GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990). En el sinclinal de Buçaco, en Portugal, la situación es mucho más compleja, ahí parecen existir diversas discontinuidades, llegándose a apoyar materiales del Wenlock sobre el Ashgill GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990). Según estos mismos autores, no existe otra discontinuidad importante en esta zona, excepto una serie de discontinuidades menores intradevónicas (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, *op. cit.*).

En la vecina zona de Ossa-Morena, la serie general es esencialmente similar a la de la zona Centroibérica (HERRANZ, 1985), existe una discontinuidad importante en la base del Silúrico, apoyándose la cuarcita de base de esta edad sobre diversos materiales ordovícicos infrayacentes. Sin embargo, según HERRANZ (*op. cit.*), existiría también una discontinuidad menor en la base de la serie devónica.

Con estos datos, el techo de esta unidad con presencia de crinoides, además de los procedentes de distintos puntos de las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena, debe correlacionarse como mínimo con los niveles terrígenos infrayacentes a la calizas del Emsiense, que es la unidad calcárea más baja dentro del Devónico a uno y otro lado del batolito de los Pedroches, en las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (RODRÍGUEZ, 1978; HERRANZ, 1985; PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1988).

La edad del resto de la unidad es más problemática de establecer. Mediante consideraciones referentes a otras áreas de las zonas Centroibérica y Ossa Morena, a la base de esta unidad se le supone una edad mínima del Ludlow superior.

Hay que añadir, por último, la posible existencia dentro de esta unidad de algún hiato o laguna estratigráfica, que, a falta de restos fósiles, es de difícil cuantificación temporal. Esto es debido a que, por un lado, la potencia de esta unidad es relativamente baja con respecto al conjunto de unidades que abarcan esta edad en regiones próximas y, por otro lado, a la ausencia de otro nivel característico de la serie paleozoica en esta región, como es la denominada cuarcita de base del Devónico, cuya edad realmente es del Siegeniense-Emsiense (PARDO y GARCÍA ALCALDE, 1984; GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990). Es necesario señalar, además, que esta unidad (Cuarcita Siegeniense) presenta en su interior una serie de costras ferruginosas que indican la presencia en algunas zonas de una o varias lagunas estratigráficas, lagunas que deben ser de escasa entidad, pero que en esta Hoja podrían ser de mucha mayor importancia, lagunas también citadas en la base de la serie devónica de la zona de Ossa-Morena (HERRANZ, 1985).

Así pues, en resumen, se estima que la base de esta unidad es al menos del Ludlow superior y que alcanza el Emsiense, aunque puede existir una laguna que abarque parte de la serie devónica inferior y quizás, incluso el Silúrico.

2.2.3. Devónico

Los materiales pertenecientes a este período afloran únicamente en el núcleo del sinclinal de Magacela. Se han distinguido dos unidades por sus características litológicas: una inferior calcárea, que aflora extensamente, y otra superior terrígena, que sólo aflora puntualmente y es la unidad más alta del Paleozoico de la Hoja. Hay que señalar, además, que parte de la unidad infrayacente corresponde también a este período, no incluyéndose aquí porque parte de ella es considerada silúrica.

2.2.3.1. Calizas recrystalizadas (18). Devónico inferior (*Emsiense superior*)

Se trata de un conjunto de aspecto uniforme, compuesto por calizas fuertemente recrystalizadas de tonos rojizos y achocolatadas, grises en corte, en bancos decimétricos (hasta 60 cm). Contienen escasas intercalaciones pizarrosas, principalmente hacia el techo, y en menor grado en la base. La potencia de la unidad son unos 80-90 m.

Petrográficamente son calizas totalmente recrystalizadas con grandes cristales de calcita de tamaño homogéneo, que presentan contactos rectos a interpenetrados; existe siempre una cierta proporción de cuarzo mono y policristalino de tamaño limo que se encuentra flotando entre los cristales calcíticos o bien agrupado en pequeñas laminillas, y en el que es frecuente la existencia de cierta corrosión por la calcita; es común también la presencia de micas intersticiales alteradas a sericitas.

Los niveles terrígenos intercalados corresponden a niveles centimétricos de pizarras grises masivas, que por su asociación a los niveles calcáreos se pueden interpretar como depósitos de plataforma de baja energía.

Los niveles pizarrosos son lutitas o limolitas, con un metamorfismo de contacto de incipiente a intenso; contienen poiquiloblastos de andalucita idiomorfos (variedad quistolita), que presentan coronas de reacción, cuyo desarrollo corta la orientación de los minerales micáceos de la matriz; aparecen también, como minerales secundarios, biotita y micas claras. Todo ello en una matriz micácea a cuarzo-micácea, en la que los cuarzos pueden ser microcristalinos de tamaño limo.

Las calizas son completamente masivas y los bancos tabulares con bases y techos finamente irregulares debido a procesos de disolución bajo presión; es frecuente la presencia de grandes cristales de calcita, producto de la recrystalización que han sufrido. A partir de estos datos, es difícil determinar el medio sedimentario en el que se depositaron. Las calizas de esta edad en la región se asocian normalmente a un conjunto arrecifal (RODRÍGUEZ, 1978), sin que puedan realizarse mayores precisiones.

Su edad se puede deducir de los hallazgos faunísticos realizados en los niveles arenosos inmediatamente infrayacentes a esta unidad. Como ya hemos señalado anteriormente, se han localizado restos de crinoides indeterminables de edad del Devónico o Carbonífero, y en la Memoria de la primera serie se citan la presencia de *Rhynchonella orbygniana?* y de *Orthis* sp. cuya edad sería del Devónico inferior (ROSO DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO, 1956). Así pues, en vista de la continuidad geométrica entre las distintas unidades y puesto que regionalmente los primeros niveles calcáreos, en las áreas más próximas, corresponden al Emsiense superior, puede asignarse

tal edad a esta unidad. En efecto, PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1988) señalan la existencia de calizas de esta edad asociadas a rocas volcánicas, en el sinclinal de Gudalmez, hacia el SE. Una edad similar presentan los niveles calcáreos, al otro lado del batolito de Los Pedroches, Emsiense superior (RODRÍGUEZ, 1978), lo que podría apoyar esta interpretación, aunque aquí no estén asociadas a niveles volcánicos como en otras zonas.

2.2.3.2. *Pizarras y areniscas (19). Devónico inferior (Emsiense superior)*

Es la última unidad del Paleozoico aflorante en esta Hoja. Corresponde a una serie de pizarras con intercalaciones areniscosas que aparece muy localmente en el núcleo del sinclinal de Magacela. Su potencia es muy difícil de precisar con exactitud, pues está bastante recubierta por depósitos más modernos, aunque no parece ser menor de 40-50 m.

Su aspecto es muy similar a las facies descritas anteriormente en el techo de la unidad 13 (Pizarras con intercalaciones de areniscas) y corresponden a facies heterolíticas típicas de plataformas siliciclásticas (JOHNSON, 1978).

Sedimentológicamente se interpretarían de nuevo como facies de plataforma siliciclástica some-ra, por encima del nivel de base del oleaje, en función de su contenido en sedimentos arenosos (AIGNER y REINECK, 1982), siendo interpretados como niveles de tormenta (NELSON, 1982), superpuestos a una sedimentación de grano más fino que correspondería a la sedimentación "normal" sobre la plataforma, en la que predominarían los procesos de decantación.

Su edad es difícil de precisar; por correlación litoestratigráfica, le asignamos una edad del Emsiense superior, puesto que por encima de las calizas de esa edad suelen aparecer niveles terrígenos que todavía contienen faunas emsienses, (PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE, 1988).

2.3. Terciario

Los sedimentos de edad terciaria en la Hoja de Villanueva de la Serena se sitúan discordantemente sobre el zócalo fundamentalmente precámbrico o granítico.

Su afloramiento se restringe al cuadrante noroccidental y su observación es dificultosa debido al recubrimiento cuaternario que presentan.

Corresponden en su totalidad al Neógeno, no pudiendo atribuirse una edad más precisa, dada la total ausencia de restos fósiles que permitan datar con precisión. Por ello, y teniendo en cuenta su semejanza con otras series terciarias de cuencas próximas (sector occidental de la Cuenca del Tajo y Montes de Toledo) que sí han podido ser datadas (HERNÁNDEZ PACHECO *et al.*, 1960), les asignamos un edad probable del Mioceno medio-superior y Plioceno.

La bibliografía sobre el Terciario de la Cuenca del Guadiana es escasa. Los primeros estudios corresponden a HERNÁNDEZ PACHECO, F., y ROSSO DE LUNA, I., que en los años cuarenta y cincuenta realizaron las Hojas del Mapa geológico de España. Posteriormente, sólo estudios parciales y por lo general enfocados al análisis de determinadas sustancias han proporcionado datos puntuales y descripciones litológicas de cierto interés, aunque sin la visión del análisis completo de la Cuenca del Guadiana y su evolución durante el Terciario. Un estudio más moderno, aunque

parcial, se debe al realizado en las Hojas Magna de ARRIOLA *et al.*, (1983), JORQUERA *et al.* (1985) y SANTOS GARCÍA *et al.* (1980), en los que quedan definidas las unidades litológicas de la cuenca.

La situación de la Hoja de Villanueva de la Serena, en una zona de borde de cuenca, así como la escasez y pequeña extensión de los afloramientos terciarios, no permite deducciones precisas. Sin embargo, en estudios realizados en hojas próximas se ha podido constatar la complejidad de la paleogeografía de la cuenca durante la sedimentación de los distintos grupos litológicos, así como las modificaciones sufridas por ésta durante el Terciario y Cuaternario, como consecuencia de sucesivas fases distensivas. Estos fenómenos provocan una gran variabilidad en la distribución de las distintas facies, así como su disposición posterior. También tienen importancia los fenómenos tectónicos que han terminado por estructurar la cuenca, tal y como hoy la encontramos, enmascarando los procesos que tuvieron lugar anteriormente.

La consecuencia que se extrae de lo anteriormente expuesto es que es erróneo considerar una cuenca simple que se va rellenando de distintos materiales durante el Terciario, y que la disposición relativa de éstos es semejante a la que encontramos en la actualidad.

El resultado de estos procesos es la sedimentación de materiales fundamentalmente detríticos, conglomerados, areniscas y arcillas, en un régimen continental, y que constituyen el relleno de la Cuenca del Guadiana.

En este conjunto litológico pueden distinguirse tres ciclos sedimentarios mayores, y que aunque todos ellos están formados por materiales semejantes, presentan unas características litológicas y sedimentológicas que nos permiten su diferenciación.

En la Hoja de Villanueva sólo se han reconocido sedimentos atribuibles al primer ciclo mioceno y al tercero correspondientes al Plioceno.

2.3.1. Primer ciclo. Serie roja inferior. Mioceno medio-superior

Está constituido regionalmente por facies de conglomerados, areniscas, limos y arcillas.

2.3.1.1. Arcillas, limos y areniscas rojas (21). Mioceno medio-superior

La base de la unidad es visible en un único punto, a la altura del km 29,500 de la pista que discurre paralela al canal del Zújar, cuyo talud permite una excepcional observación.

Se trata de una discordancia sobre materiales pizarrosos paleozoicos de un conjunto de fangos arenosos de tonos rojizos que presentan en la base un nivel de cantos poco potente, no superior a los 20-50 cm, en el que destacan fragmentos subredondeados de cuarzo que pueden superar los 15-20 cm de diámetro.

No ha sido posible levantar ninguna sección estratigráfica, dada la escasez de afloramientos, habiéndose podido únicamente constatar la existencia en esta unidad de intercalaciones en los fangos de paleocanales de orden métrico de arenas, con bases erosivas y estratificación cruzada en surco, con algunas superficies de reactivación. Las arenas tienen tonos rojizos o verdosos en

ocasiones y presentan frecuentemente carbonataciones pulverulentas a favor de fracturas y a techo de los canales.

Se interpretan como sedimentos depositados en zonas proximales y medias de un sistema de abanicos aluviales, que en esta zona no tendrían una dinámica elevada.

2.3.1.2. Arcillas rojas con cantos (20). Mioceno medio-superior

Dada su naturaleza litológica no existen apenas afloramientos de esta unidad, que por otra parte se encuentra habitualmente removilizada y antropizada, al constituir buenos terrenos de cultivo.

Se trata de un conjunto predominantemente arcilloso y limoso de colores rojos intensos en el que se encuentran dispersos cantos predominantemente cuarcíticos. Se encuentra en cambio lateral y por encima de la unidad anterior.

Se interpreta como depósitos de llanura lutítica, sedimentadas en zonas medias y distales de abanicos aluviales.

2.3.2. Tercer ciclo. Unidad superior

Como hemos indicado anteriormente, no se han reconocido en la Hoja de Villanueva de la Serena sedimentos atribuibles al segundo ciclo terciario definido en Hojas próximas.

2.3.2.1. Conglomerados, cantos y arcillas (22). Raña. plioceno-pleistoceno inferior

Sobre los materiales del Primer Ciclo, así como sobre paleozoicos y graníticos, se dispone discordantemente una serie de sedimentos constituidos por conglomerados escasamente cementados, de cantos heterométricos, redondeados a subredondeados, fundamentalmente cuarcíticos, arenas y matriz limo-arcillosa roja.

Su potencia en la Hoja no supera los 5-8 m y se interpretan como depósitos *braided* de gravas de sistemas aluviales.

La ausencia de fauna en estos materiales impiden su datación, aunque por comparación con otros depósitos semejantes de áreas próximas y por su posición estratigráfica, se les asigna una edad del Plioceno-Pleistoceno inferior.

2.4. CUATERNARIO

2.4.1. Cantos en matriz limo-arcillosa (23). Rañizo. Pleistoceno inferior

Se ha atribuido a esta unidad un extenso depósito situado en el cuadrante sudoriental de la Hoja, en los alrededores de Campanario.

Está constituido por un conjunto de materiales detríticos, gravas y cantos redondeados a subredondeados, con tamaños que oscilan entre 2 y 15 cm de diámetros englobados en una matriz arcillo-limosa de tonos rojizos y ocre. Ocasionalmente la matriz es dominante en el depósito. No se observa una organización clara de los materiales, si bien localmente se aprecia algún tramo con aspecto canalizado y base erosiva.

Es frecuente que los cantos presenten pátina de color oscuro por removilización y alteración de óxido de hierro.

Se interpretan como depósitos de génesis aluvial con morfología de tipo glacis y procedentes de la removilización de los materiales de la raña. Su potencia no excede de los 5 m.

Por consideraciones regionales, se les atribuye una edad del Pleistoceno inferior.

2.4.2. Cantos en matriz limo-arcillosa (24 y 25). Glacis degradados y glacis. Pleistoceno

En la unidad septentrional de la Hoja, sobre todo en las proximidades de La Haba y La Coronada, se reconocen unos depósitos compuestos por limos y arcillas que engloban cantos cuarcíticos y que presentan morfología de glacis.

En la zona de La Coronada las morfologías están bien conservadas (25), en tanto que en la zona occidental están más degradadas (24), posiblemente debido a que el sustrato sobre el que se localizan los glacis corresponde a terrenos arcillosos del Terciario, por lo que presentan una carga de detríticos gruesos menor.

En ambos casos el depósito consiste en una matriz predominantemente arcillo-limosa que engloba cantos cuarcíticos que son más abundantes en la zona oriental. Su potencia, variable, no suele superar los 3-5 m.

Se les ha atribuido una edad pleistocena.

2.4.3. Gravas y arenas (26, 27, 28 y 33). Terrazas. Pleistoceno-Holoceno

Tanto en la parte más occidental del curso del río Zújar en la Hoja como en su afluente el arroyo del Molar, se ha cartografiado una serie de depósitos atribuibles a terrazas.

Se trata de depósitos poco extensos superficialmente y con potencia no superior a los 5 m, constituidos por gravas, predominantemente cuarcíticas, arenas y limos.

Se han diferenciado cuatro niveles: el inferior, situado a 1-2 m sobre el cauce, constituye realmente una zona de inundación en crecida y su naturaleza litológica es más areno-limosa. Los otros tres niveles citados se localizan a 4-5 m, 8-10 m y 15-20 m, respectivamente.

Por su posición, se han atribuido los dos niveles superiores al Pleistoceno y los dos inferiores al Holoceno.

2.4.4. Arenas eólicas (29). Holoceno

En la zona noroccidental de la Hoja, en las inmediaciones de Villanueva de la Serena, aparecen ampliamente desarrollados unos depósitos arenosos muy característicos.

Se trata de arenas bien seleccionadas de grano frío y muy fino y de tonos grisáceos y blanquecinos. Su potencia puede superar los 2 m y en ellas no ha sido posible observar estructuras internas debido al intenso grado de antropización que presentan, al haber sido sistemáticamente removidos para la implantación de cultivos.

Se interpretan como resultado de la removilización eólica de depósitos más o menos cercanos, posiblemente de las terrazas cuaternarias o de términos arcóscicos del Terciario, durante el Holoceno.

2.4.5. Cantos en matriz areno-limosa: coluviones (30). Cantos y arcillas: coluviones de terciario y de glaciis (32)

Se trata de depósitos ubicados en laderas, de extensión y espesor variable ligados a los relieves existentes.

Se han diferenciado dos tipos, en función de que se sitúen en relación con relieves paleozoicos (30), en cuyo caso están formados por cantos pizarrosos englobados en matriz limo-arcillosa de tonos pardos, o se localicen en zonas donde el material coluviado procede de rañas o rañizos (32) y terciario, en cuyo caso los cantos son cuarcíticos y la matriz arcillosa de tonos predominantemente rojizos.

2.4.6. Gravas, arenas y limos (31). Aluviales. Holoceno

Se trata de depósitos de gravas, arenas y limos asociados a los fondos de valle de los barrancos y arroyos principalmente que transcurren en el ámbito de la Hoja.

Presentan un desarrollo escaso y poca potencia, excepción hecha de los correspondientes a los ríos Guadiana y, sobre todo, Zújar.

En este caso, la amplitud del valle es mayor, y el régimen hídrico, caracterizado por acusadas sequías en época estival, propicia la variación del cauce activo estacionalmente. Ello genera un sistema complejo con existencia de zonas de acumulaciones de gravas y otras de fangos correspondientes a la llanura de inundación, que aparecen en relación lateral pero sin una distribución espacial ordenada debido a las variaciones estacionales del cauce antes citadas. Asimismo, y como ya se han citado anteriormente, pueden generarse niveles de terrazas locales por sobreexcavación del aluvial en momentos determinados, pero sin gran continuidad.

Se asigna a estos depósitos una edad holocena.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Villanueva de la Serena se encuentra situada en la porción meridional de la zona Centroibérica (ZCI) (JULIVERT *et al.*, 1972), y dentro de ésta, en la subzona LusoorientaI-Alcúdice, que fue descrita originalmente por LOTZE (195) como una zona independiente del Macizo Ibérico.

Desde un punto de vista estructural, la ZCI se caracteriza por la presencia del Ordovícico inferior fuertemente discordante sobre su sustrato precámbrico y/o cámbrico, discordancia que fue atribuida por LOTZE (1956) a los movimientos "Sárdicos".

La subzona LusoorientaI-Alcúdice se caracteriza, por su parte, por la presencia de una serie de pliegues más o menos apretados de dirección y vergencia variables. Las direcciones predominantes oscilan entre E-O a NO-SE, aunque muy localmente se pueden desarrollar pliegues de dirección N-S. Las principales estructuras plegadas corresponden a la primera y/o a la segunda fase hercínica, aunque muchas resultan originadas por la interferencia de estas dos fases. Durante la Orogenia hercínica existen además otras fases menores que no generan macropliegues cartografiables, pero que sí los generan a pequeña escala y pueden tener o no esquistosidad asociada.

La Orogenia hercínica es la etapa de deformación más patente en la región, siendo la que confiere a ésta su disposición estructural actual. Estos, sin embargo, no son los únicos episodios de deformación apreciables. Por un lado, como ya indicamos anteriormente, se encuentra la denominada "Fase Sárdica", que provoca la discordancia de la Cuarcita Armoricana sobre su sustrato, y que LOTZE (1956) dividió en dos episodios, uno local denominado "Toledánico" y otro más regional "Ibérico". Por otro lado, los materiales precámbricos y cámbricos también presentan una estructuración propia relativamente compleja, habiéndose distinguido dos macrosecuencias regionales separadas por una discordancia que representaría una etapa orogénica intraprecámbrica (ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO, 1986; SAN JOSÉ *et al.*, 1990).

El cuadro estructural se completa con la presencia de dos intrusiones graníticas: el granito de La Haba, que es una granodiorita poshercínica con una edad K/Ar 305 ± 10 m.a. (PENHA y ARRIBA, 197), cuya intrusión provoca la aparición de una aureola metamórfica de grado bajo a medio y escasa extensión superficial, y el granito de Magacela, que en base a su disposición estructural, es claramente posterior al anterior, y del que no conocemos la existencia de dataciones absolutas; este plutón presenta también una aureola metamórfica, aunque de menor extensión que en el caso anterior.

3.1. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

Desde un punto de vista estructural, los materiales aflorantes en la Hoja pueden dividirse en dos conjuntos: la serie precámbrica y la serie paleozoica.

La serie precámbrica constituye un paquete muy potente que se comporta de forma homogénea frente a la deformación. Los pliegues son bastante apretados, de planos axiales subverticales, y tipo próximo a similar, con un mayor desarrollo de uno de sus flancos. Son pliegues en "S" o en "Z" hecto a kilométricos. El mayor desarrollo de uno de los flancos (flanco largo) es patente por la desigual distribución en la abundancia de criterios de techo y muro sedimentológicos en una dirección preferencial. Sólo en la unidad conglomerática, aunque se sigue manteniendo el

mismo esquema de una forma general, flancos largos y cortos, tienden a tener proporciones más semejantes, por lo que los ejes de pliegues son más fácilmente visibles y se suceden con mayor frecuencia.

En la serie paleozoica, la presencia de niveles potentes competentes produce que el estilo y geometría de los pliegues sean distintos. Estas capas presentan pliegues concéntricos, normalmente generados por deslizamientos capa sobre capa. La longitud de onda de los pliegues suele estar condicionada por el espesor de las capas y más concretamente de la Cuarcita Armoricana, que es la que marca la estructura básica de la serie paleozoica. Únicamente los niveles pizarrosos y calcáreos menos competentes presentan un mayor grado de aplastamiento, que es especialmente visible en la estructura de las calizas devónicas.

En el apartado de la fracturación, hay que señalar que se pueden conocer dos conjuntos. Por un lado tenemos fracturas locales, por regla general de poca extensión y pequeño salto, que suelen afectar a los niveles más duros que se comportan de forma frágil, como son las cuarcitas ordovícias y los conglomerados precámbricos. Estas fracturas se suelen atenuar rápidamente al entrar en materiales que se deforman dúctilmente, como son las pizarras, donde se amortiguan y dejan de ser visibles, como sucede principalmente en la serie pizarrosa precámbrica y en menor medida en las pizarras silúricas. Por otro lado, existe una serie de fracturas que afectan indistintamente a diversas unidades y que, por su continuidad, deben de tener una mayor importancia regional; éstas son fracturas con una dirección ligeramente variable, aunque principalmente NO-SE, que localmente ponen en contacto pizarras precámbricas y silúricas y forman el flanco norte del sinclinal de Magacela.

3.2. ETAPAS DE DEFORMACIÓN

La estructura final, actualmente observable en la Hoja, es el resultado de la superposición de distintas etapas de deformación, cuya edad varía entre el Precámbrico y el Carbonífero. Se pueden reconocer tres etapas importantes: una intraprecámbrica; otra de edad cámbrica media a ordovícico basal, la denominada "Fase Sárdica", y por último, la Orogenia hercínica, que presenta tres o cuatro fases de deformación importantes.

3.2.1. Deformación intraprecámbrica

La existencia de deformaciones prehercínicas ha sido puesta de manifiesto en la ZCI y concretamente en la subzona Lusooriental-Alcúdice, desde relativamente antiguo. Si exceptuamos la Fase Sárdica, que trataremos posteriormente, y concentrándonos en el Precámbrico, la existencia de una tectónica activa durante al menos parte de esta época fue puesta de manifiesto por CAPOTE *et al.* (1977) y MORENO (1977), entre otros, en base a la existencia de capas olistostrómicas que indicarían la existencia de cierta inestabilidad en la cuenca de sedimentación.

La presencia de discordancias entre series por debajo de la Cuarcita Armoricana fue también señalada por diversos autores, pero hay que recordar que la mayoría de los autores, por no decir todos, siguiendo las ideas de la época, la atribuían a la discordancia Asíntica que separaba el Precámbrico del Cámbrico (BOUYX, 1970); su existencia fue, sin embargo, negada por otros autores

(TAMAIN y OVTRACHT, 1971, 1973), cuyo criterio prevaleció de forma más o menos implícita posteriormente, de forma que la existencia de deformaciones prehercínicas, claramente visibles en, por ejemplo, la existencia de lineaciones de intersección entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica con ángulos variables y tendentes a la verticalidad, eran atribuidas a la Fase Sárdica (TEJERO, 1976), y sólo se admitía una cierta movilidad sinsedimentaria en la cuenca, como ya hemos indicado (CAPOTE *et al.*, 1977).

La existencia de una deformación intraprecámbrica fue admitida posteriormente, por la realización de trabajos más detallados. Así, GIL SERRANO *et al.* (1984) citan la presencia de una fase de plegamiento intraprecámbrica sinquistosa en la Hoja de Madroñera. PELÁEZ *et al.* (1986) interpretan como originada por una fase de plegamiento intraprecámbrica la discordancia ya citada como tal por BOUYX en el valle de Alcudia, y que, como dijimos, este autor le asignó una edad diferente. En cuanto a si este episodio corresponde o no a una fase de deformación sinquistosa, su estudio posterior no ha aclarado en exceso la situación, puesto que algunos autores no encuentran trazas de la existencia de esa esquistosidad (ORTEGA y GONZÁLEZ LO-DEIRO, 1986, en el anticlinal de Alcudia; GARCÍA-HIDALGO, 1988, en la porción sudoriental del anticlinal de Ibor), mientras que recientemente se ha vuelto a citar su presencia (ÁLVAREZ-NAVA y ROBLES, 1988) al SO de Salamanca. También hay que mencionar la existencia de una esquistosidad prehercínica, puesta de manifiesto por RODA QUEROS (1986), en la zona del río Salor, que el autor atribuye a la Fase Sárdica. En lo que sí están de acuerdo la mayoría de los autores es que no presenta regionalmente ninguna esquistosidad asociada; a este respecto, hay que señalar que en la discusión subsiguiente, el autor reconoce que es prehercínica y que no existen otros materiales precámbricos suprayacentes con los que poder establecer comparaciones para delimitar con precisión su edad.

En la Hoja de Villanueva de la Serena, aunque la megaestructura marcada por las trazas de la estratificación de las capas precámbricas es clara y aparenta tener una orientación ligeramente distinta de las direcciones claramente visibles en el Paleozoico (por ejemplo, en el sinclinal de Magacela), atribuimos todos los pliegues presentes en la Hoja a la Orogenia hercínica. En cualquier caso, es evidente que regionalmente estas unidades presentan unas trazas que parecen indicar la presencia de pliegues prehercínicos (precámbricos) en ellas; así, se ha reconocido la existencia de pliegues de esta etapa en la realización de diversas hojas de la cartografía MAGNA, por ejemplo en la Hoja de Herrera del Duque (756), pero los diferentes autores estiman muy difícil reconstruir su estructura de forma detallada.

En esta Hoja se pone de manifiesto claramente la existencia de pliegues subverticales, que deberían ser indicadores de la etapa de deformación intraprecámbrica según algunos autores, pero que presentan asociada una esquistosidad de crenulación sobre la S_1 hercínica, por lo que no son precámbricos, sino pliegues hercínicos tardíos.

En el Precámbrico de la Hoja de Villanueva no se han reconocido pliegues cortados por la primera esquistosidad hercínica, como ya hemos indicado. Además, puesto que todos los materiales precámbricos presentan el mismo grado de deformación, la existencia de esta deformación intraprecámbrica es imposible de distinguir exclusivamente en esta Hoja, puesto que sus efectos se acumulan a los de la "Fase Sárdica", en la discordancia basal de la Cuarcita Armoricana, y podría ser confundida con ésta, que de hecho parece estar presente en otras zonas (RODA QUEROS, 1986).

3.2.2. Deformación sárdica

Esta etapa de deformación es la causante de la discordancia de la Cuarcita Armoricana sobre su sustrato, aunque regionalmente, es la suma de la discordancia intraprecámbrica y la discordancia sárdica la responsable de que la discordancia sea muy marcada, como sucede en la Hoja que nos ocupa. Esto es evidente, puesto que cuando la Cuarcita Armoricana se apoya sobre el Cámbrico inferior o sobre el Alcudiense superior, la discordancia es muy poco marcada, siendo paralelas en ambos conjuntos, por regla general, las trazas de la estratificación, y existiendo entre ellos sólo un ligero ángulo en buzamiento; esta discordancia sólo aparece marcada cuando las capas infrayacentes presentan pliegues prehercánicos con otras orientaciones y sus trazas cartográficas cortan con ángulos diversos los de la Cuarcita Armoricana.

Es un episodio de deformación muy mal conocido, del que no existen estudios de detalle y únicamente se hace referencia a él brevemente. La existencia de pliegues de esta etapa fue puesta de manifiesto por MORENO (1977) en la región de los Montes de Toledo, los cuales parecen corresponder a pliegues en caja con flancos cortos verticalizados y flancos largos subhorizontales. Recientemente se ha citado la presencia de pliegues sárdicos al NO de esta Hoja (MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1986), que indican que los pliegues presentan direcciones NE-SO, con desarrollo de mullions en sus flancos, y también al sur de la provincia de Salamanca (RODRÍGUEZ ALONSO, 1986). Asociados a ellos no se ha citado ninguna esquistosidad (MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1986; RODRÍGUEZ ALONSO, 1986), excepto muy localmente (RODA QUEROS, 1986), aunque por sus características regionales, difícilmente parece que sea realmente sinesquistosa, como ya hemos apuntado.

En la Hoja de Villanueva, la Fase Sárdica es indistinguible de la deformación precámbrica, no existiendo ningún indicio, macroestructuras, pliegues menores, etc., sobre el que podamos hacer referencia.

3.2.3. Deformación hercínica

La deformación durante la Orogenia hercínica es la principal responsable de la estructuración actual de la Hoja. A partir principalmente del estudio de los materiales precámbricos se pueden reconocer diversas fases de deformación correspondientes a esta Orogenia.

3.2.3.1. Primera fase hercínica

Atribuimos a esta fase todas las macroestructuras plegadas visibles tanto en el Precámbrico como en el Paleozoico. Éstas son fácilmente visibles dentro del Precámbrico en la porción noroccidental de la Hoja; a esta fase también corresponden los sinclinales paleozoicos de Magacela y de Ortiga-Cruces.

Las estructuras que se pueden observar en los materiales precámbricos suponemos que son hercínicas por dos razones: en primer lugar, por su orientación, en cierta forma paralela a la del sinclinal de Magacela, especialmente en su terminación oriental de dirección N120°E, con los pliegues de esa misma dirección al norte de la Hoja. Y en segundo lugar, porque tienden a

cortar oblicua y suavemente, con un ángulo bajo, los límites cartográficos de la base de la unidad conglomerática, lo que quiere decir que esta unidad ya estaba al menos ligeramente plegada cuando se generaron.

Obviamente, si estos pliegues fuesen prehercínicos, sólo podrían ser atribuidos a la Fase Sárdica, cosa que parece muy poco probable, puesto que de ser intraprecámbricos, la traza de los pliegues debería ser paralela a la traza cartográfica de las unidades precámbricas. Otro hecho a tener en cuenta es que aunque ahora presentan una dirección suavemente cambiante, su orientación principal es coincidente con las direcciones de plegamiento regional de la 1ª fase hercínica, esto es, NO-SE (MORENO, 1977; DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), y aunque más hacia el este las direcciones de esta fase tienden a girar situándose con orientaciones prácticamente E-O, esto es debido exclusivamente a deformaciones posteriores, que pueden orientar algunos pliegues con direcciones N-S, por ejemplo, los paleozoicos situados entre los anticlinales de Ibor y Navalpino, mucho más hacia el norte.

En la Hoja presentan direcciones muy variables, oscilando entre N120°E y N-S, aunque localmente se pueden situar en el sinclinal de Magacela con orientaciones algo más próximas a E-O. Sus planos axiales tienden a ser subverticales en el Precámbrico y con una vergencia hacia el sur, relativamente acusada en el sinclinal de Magacela; la inmersión de los ejes es muy suave, siempre menor de 30°, tanto hacia el NO como hacia el S o SE. Asociados a los pliegues aparece una esquistosidad de plano axial (S_1), que sólo es visible de forma extensa en el Precámbrico, donde es más penetrativa, aunque suele estar obliterada por la presencia de esquistosidades más tardías, de segunda, e incluso tercera fase hercínica. La esquistosidad tiene un desarrollo incipiente, siendo únicamente patente en los materiales lutíticos como un *slaty cleavage* con procesos de recristalización muy reducidos, afectando principalmente a las capas de menor tamaño de grano o a la matriz de las capas de granulometría más gruesa, formándose sericita y clorita.

Regionalmente, la primera fase hercínica presenta unas direcciones más o menos similares a las aquí expuestas, en el anticlinal de Ibor y áreas adyacentes (MORENO, 1977; GARCÍA-HIDALGO, 1988), al NO de la Hoja (MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA, 1986); aunque más hacia el E toma unas direcciones algo más E-O (véase por ejemplo la Hoja de Herrera del Duque, 756), etc.

3.2.3.2. Fases hercínicas tardías

Existe una clara evidencia de la existencia de otras deformaciones importantes en esta área correspondiente a la Orogenia hercínica, aunque no se han observado macropliegues cartografiables, aunque sí pliegues de pequeño tamaño. Asimismo, existen al menos otras dos esquistosidades que sólo se ponen de manifiesto en los materiales precámbricos, donde son relativamente penetrativas y de crenulación sobre la S_1 hercínica; esquistosidades que a veces parecen similares, pero cuyas características microscópicas las hacen fácilmente identificables y separables. La cronología relativa de ambas no puede ser determinada por datos de campo, puesto que no se han observado cortes entre estas dos últimas esquistosidades.

Para la determinación de su sucesión temporal habría que tratar de correlacionarlas con las fases descritas en otras áreas. Sin embargo, esto parece ser bastante difícil, puesto que los datos pu-

blicados son diversos y, por regla general, no coincidentes entre sí; además, las orientaciones de dichas fases tampoco coinciden con las aquí observadas.

Regionalmente a lo largo de la porción de la zona Centroibérica comprendida entre Salamanca y los Montes de Toledo se han citado tres fases de deformación (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), la segunda fase se caracterizaría por la generación de zonas de cizalla subhorizontales, mientras que la tercera produciría pliegues de gran longitud de onda con esquistosidad de crenulación y dirección N100°-120°E. El esquema expuesto por estos autores, sin embargo, parece excesivamente simplista de acuerdo con los datos disponibles y parece corresponder más con las fases que pueden deducirse en la región de Salamanca que con las etapas de deformación hercínicas de la zona Centroibérica.

Así, en los Montes de Toledo, MORENO (1977) cita la existencia de cuatro fases hercínicas: la primera tendría un desarrollo muy local; la segunda corresponde a la etapa principal de deformación y sería equiparable a la primera fase presente en esta Hoja; la tercera sería la responsable de la interferencia de plegamiento, y la cuarta, por último, presentaría pliegues subhorizontales con esquistosidad asociada.

En el anticlinal de Ibor y en sus alrededores, donde tampoco existe la primera fase citada por MORENO (1977), la segunda fase hercínica es esquistosa, aunque no se observa crenulación, presentando direcciones de pliegues N160°-180°E (GARCÍA-HIDALGO, 1988; véase asimismo la Hoja de Herrera del Duque, 756; entre otras); mientras que la tercera fase presenta una esquistosidad de crenulación subhorizontal; por último, existe también una fase posterior no esquistosa de dirección aproximada NE-SO (GARCÍA-HIDALGO, 1988).

MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1986) indican la existencia de otras dos fases hercínicas post F_1 , una que presenta pliegues de dirección N10°-35°E y otra que presenta pliegues subhorizontales de dirección N100°-120°E, que interpretan como originada por descompresión. Señalan, por último, la existencia de bandas miloníticas, originadas por cizalla dúctil de direcciones N120°-10°E, con buzamientos de 30-5° al sur, que funcionarían como fallas inversas.

Basándonos en estos datos, creemos que la sucesión de fases hercínicas tardías podría ser la siguiente:

3.2.3.2.a. Segunda fase hercínica

Esta fase no presenta grandes estructuras cartografiables, aunque sí se observan pequeños pliegues métricos, que presentan planos axiales verticales y ejes también próximos a la vertical, con inmersiones mayores de 60°. Estos pliegues presentan un aspecto microplegado muy característico y son fácilmente visibles en muchas zonas, principalmente en materiales de grano fino, por ejemplo en la trinchera de la carretera a La Coronada, pasada la ermita de Santa Lucía (coordenadas UTM 270,0; 311,8), o en los alrededores de la huerta Marialva, al norte de Campanario.

Presentan una esquistosidad de crenulación subvertical, sin ninguna vergencia definida y una dirección ligeramente variables entre N100°-125°E. Al microscopio aparece como una esquistosidad de crenulación con microlitos asimétricos, asociada a recristalización de cuarzo y minerales micáceos en microlaminillas alternantes y anastomosadas, entre las que se acumulan minerales

opacos. La recrystalización del cuarzo presenta aspecto milonítico, por lo que puede asociarse a la presencia de zonas de cizalla dúctiles, cuyo efecto se manifiesta también ampliamente por la presencia de disolución y recrystalización en sombras de presión, con texturas miloníticas, que son muy frecuentes en los niveles arenosos y conglomeráticos del Precámbrico.

Esta esquistosidad está probablemente asociada a zonas de cizallas subverticales de dirección aproximada N110°E, cuyo movimiento sería responsable de la génesis de los micropliegues y de su esquistosidad acompañante. Puesto que estas zonas de cizalla presentan una extensión lateral finita, la deformación asociada a ellas no se traduce en una deformación penetrativa en toda la región estudiada, sino que se localiza a lo largo de una serie de "corredores" (las zonas de cizallas en sentido estricto) relativamente amplios, donde existe un mayor grado de deformación.

Debido a la ausencia de afloramientos continuos y a su calidad escasa, no se han podido cartografiar estas zonas de cizalla. Únicamente las fracturas de dirección E-O a N120°E, situadas en el interior del sinclinal de Magacela, así como la importante fractura de esa orientación que limita este sinclinal hacia el norte y que provoca la desaparición de la Cuarcita Armoricana, son claramente equiparables a esta fase. Además de su orientación, hay otra serie de datos que corroboran su adscripción a esta fase: asociadas a ella existen deformaciones dúctiles intensas, con fuerte estiramiento, fácilmente visibles en campo en la trinchera del ferrocarril a Villanueva de la Serena (entre los km 380 y 381 de éste); además, su traza cartográfica está doblada por la tercera fase hercínica y está afectada por episodios de fracturación posteriores. Por último, este sistema de fracturas afecta directamente a los bordes del plutón de La Haba, mientras que es cortado claramente por el granito de Magacela (lo que, a su vez, es indicio de una cronología relativa entre estas dos intrusiones graníticas).

3.2.3.2.b. Tercera fase hercínica

No se han observado pliegues relacionados con esta fase de deformación. De forma muy esporádica, hemos observado la presencia de micropliegues que presentan una esquistosidad de crenulación ligeramente espaciada.

No es una deformación especialmente penetrativa, de hecho sólo es visible muy localmente, exclusivamente en materiales pizarrosos precámbricos; entre otros puntos muy locales, puede observarse en el arroyo del Campo, al norte de la carretera de Campanario a Puebla de Alcocer (coordenadas UTM: 280,5 - 307,1). Presenta una dirección bastante constante N30°-70°E, con una ligera vergencia, alrededor de 10-15°, hacia el sudeste.

Al microscopio se observa como una esquistosidad de crenulación algo más espaciada y más neta que la anterior; con un microplegado de micas orientadas por una esquistosidad anterior. En este caso los microlitos son simétricos; se desarrollan planos de rotura milimétricos (*slaty cleavage*), en los que acumulan minerales opacos; existe además una cierta reorientación de laminillas micáceas a favor de dichos planos. A veces lleva asociada a ella la presencia de venas de cuarzo, paralelas a la esquistosidad, que contienen también abundantes opacos y cemento calcítico; a este respecto, hay que señalar que es una fase que también genera micropliegues milimétricos en una generación de venas de cuarzo anterior a la comentada. Su aspecto microscópico, como ya hemos señalado, es totalmente diferente de la esquistosidad de crenulación anterior, siendo

fácilmente distinguibles, y generadas por procesos distintos, como también se pone de manifiesto por su diferente orientación.

Asociadas a esta fase deben situarse los procesos que provocan el cambio de dirección de los pliegues de primera fase, así como de las cizallas de la segunda fase, como se pone de manifiesto por la traza cartográfica de ambas, pudiendo atribuirse a pliegues de longitud de onda kilométrica y de pequeña amplitud, con dirección aproximada NE-SO.

Esta fase se podría correlacionar con la segunda fase de MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1986), cuya dirección es N10°-35°E, así como con una etapa tardía en el anticlinal de Ibor, de dirección aproximada N50°E (GARCÍA-HIDALGO, 1985).

3.2.4. Deformación poshercínica

Existe todo un conjunto de estructuras que cortan o afectan a las descritas anteriormente y que, por tanto, son procesos posteriores en el tiempo.

Estos son de tres tipos principalmente: un diaclasado subhorizontal, suavemente plegado, que en ocasiones parece una esquistosidad de fractura espaciada, a lo largo de los cuales aparecen filones de cuarzo; una serie de *kink-bands* con orientaciones variables no estudiadas, que afectan a la esquistosidad de tercera fase, y por último, toda una serie de fracturas cartografiables de direcciones muy variables, aunque en el sinclinal de Magacela parecen reconocerse dos direcciones preferentes conjugadas (NE-SO y NO-SE).

El origen de todas estas deformaciones es incierto, así como su edad exacta y las relaciones temporales entre ellas.

El diaclasado subhorizontal podría estar relacionado, dada su orientación y la presencia de venas de cuarzo, con procesos de descompresión, aunque podría estar relacionado también con procesos extensionales. Esquistosidades subhorizontales que podrían tener una cierta relación con esta etapa han sido citadas de forma dispersa en diversas zonas: MORENO (1977) y GARCÍA-HIDALGO (1985), en el anticlinal de Ibor, donde presentan pliegues decimétricos asociados, y por MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1986) como una tercera fase de deformación. Aunque en vista de las características de cada una de ellas, esta correlación se establece de forma muy tentativa.

La existencia de *kink-bands* es conocida en otras áreas más alejadas y se suelen relacionar con episodios compresivos tardihercínicos (MORENO, 1977).

Finalmente, los sistemas de fracturas también se suponen tardihercínicos, aunque muchas, por no decir todas ellas, debieron rejugarse posteriormente durante el ciclo alpino, primero como fallas directas durante el Mesozoico, con intrusión de rocas ígneas (por ejemplo en la falla Alentejo-Plasencia de edad jurásica), etapa en la que pudieron intruir alguno de los diques presentes en la Hoja, para posteriormente jugar como fallas inversas durante las etapas de compresión alpina.

En el sinclinal de Magacela, como ya hemos indicado, parecen existir como mínimo dos sistemas que podrían ser sistemas conjugados y que deben ser considerados como tardihercínicos en sentido amplio. Una discusión más detallada de los sistemas de fracturas se puede encontrar en

MORENO (1977), JULIVERT *et al.* (1983) y MARTÍN HERRERO y BASCONES ALVIRA (1986), entre otros.

3.3. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

Para la valoración de la actividad neotectónica de la Hoja de Villanueva de la Serena se toman en consideración la disposición y distribución de los sedimentos cuaternarios y terciarios, así como la de la superficie de erosión y glacis asociados. Para ello se han trazado las isohipsas correspondientes a las rañas pliocenas y se han consignado las cotas en decámetros, correspondientes a la superficie de erosión degradada y de edad terciaria, donde la escasa extensión de sus afloramientos y la constancia de sus cotas impide el diseño de sus isohipsas.

3.3.1. Accidentes neotectónicos

En primer lugar, hay que tener en cuenta que la Hoja de Villanueva de la Serena se sitúa en el borde meridional de la Cuenca del Guadiana, caracterizado por un escaso control tectónico y donde la posición del límite entre el recubrimiento terciario y el zócalo subyacente viene marcado por la exhumación de este último y en definitiva por la distribución de la red de drenaje que vierte sus aguas a los ríos Zújar y Guadiana.

Por ello, y en contraposición con el borde norte de esta cuenca, el área de estudio presenta escasos controles estructurales e indicadores de actividad neotectónica.

No obstante, se han consignado como accidentes con posible actividad en época neotectónica, dos fallas representadas en el mapa geológico. La primera, con escaso desarrollo longitudinal, se sitúa en el ángulo SO de la Hoja y pone en contacto sedimentos terciarios (sin datación) con el zócalo de metasedimentos, según una dirección ENE-OSO. La segunda presenta una mayor longitud y una traza curva que se adapta al arroyo de San Juan, situado al oeste de Campanario. Al sur de esta localidad esta fractura cruza la superficie de erosión terciaria correspondiente a la llanura extremeña y parece producir sobre la misma una flexión con caída, de unos 20 m, hacia el norte. Por otro lado, esta misma superficie presenta una suave pendiente, en el sector situado entre dicha localidad y el borde meridional de la Hoja, que podría interpretarse como un débil basculamiento hacia el norte.

De hecho, y a escala regional, toda la llanura extremeña, labrado sobre el zócalo, desciende paulatinamente de sur a norte hasta quedar recubierta por los sedimentos de la Cuenca del Guadiana, reapareciendo al norte de la misma merced a los accidentes que actuaron en la configuración del borde septentrional de dicha cuenca.

La total ausencia de dataciones impide realizar ninguna precisión sobre la edad de los movimientos alpinos y de los catalogados como posiblemente neotectónicos.

3.3.2. Anomalías geomorfológicas

Por las mismas circunstancias apuntadas en el apartado anterior, la Hoja de Villanueva presenta

tan sólo tres anomalías geomorfológicas lineales, correspondientes a dos codos y tres tramos rectilíneos del curso del río Zújar.

Una de ellas se sitúa en el borde norte de la Hoja, coincidiendo con un posible accidente de zócalo de dirección ENE a E-O. Las dos restantes presentan una dirección submeridiana, de forma que la situada próxima al borde oriental de la Hoja podría corresponder a un accidente de zócalo, en tanto que la última de ellas, situada en un pronunciado codo del río Zújar, podría estar inducida por las litologías del sustrato y por tanto no presentan ninguna implicación neotectónica.

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS PLUTÓNICAS

Las rocas plutónicas aflorantes en esta Hoja pertenecen esencialmente a dos cuerpos graníticos (s.l.): Macizo de Magacela y Macizo de La Haba. Ambos se sitúan en el eje plutónico Nisa-Alburquerque-Pedroches, con el que parecen estar relacionados genéticamente.

4.1.1. Macizo de Magacela

Corresponde a un pequeño macizo, situado en las estribaciones orientales del crestón cuarcítico donde se ubica la localidad de Magacela. Su cartografía tiene una forma pseudocircular, con unos 10 km² de extensión aproximada.

Está surcado, con dirección aproximada NO-SE, por el arroyo del Molar, que se encaja de forma moderada.

En general, aflora en forma de domos de diferente tamaño, de lanchas hacia la periferia y de berrocal hacia el interior. El lecho granítico, producido por su erosión, lo forma una arena fina de cuarzo y feldespato, de escasa potencia.

Intruye de forma neta, con contactos bruscos, entre metasedimentos paleozoicos y precámbricos, interrumpiendo todas sus estructuras.

En conjunto se trata de un macizo circunscrito, que al emplazarse produce una aureola de metamorfismo de contacto de unos 0,5 km de anchura. En relación con la tectónica del área, su emplazamiento tiene lugar con posterioridad a la última fase de deformación dúctil hercínica, y está afectado por el episodio de fracturación tardihercínica, caracterizada, en este cuerpo, por fracturas con longitudes próximas al kilómetro y dirección NNE-SSO, E-O.

Respecto a la edad de este macizo, únicamente puede precisarse que se trata de un cuerpo poscinemático, en relación con la Orogenia hercínica.

Es un macizo de composición bastante homogénea, constituido esencialmente por una granodiorita biotítica, próxima al campo de los granitos, localizándose minoritariamente pequeños afloramientos de granito de dos micas, que representan una tipología algo más evolucionada.

De forma esporádica, se han observado enclaves máficos, de tamaño centimétrico, y de composición tonalítica y diorítica, así como pequeños diques de composición ácida.

4.1.1.1. *Granodiorita biotítica* (9)

Las granodioritas biotíticas (9), *de visu*, son rocas de color gris oscuro, debido a la gran proporción de biotita que contienen; observándose, no obstante, algunas zonas más melanocráticas. Mayoritariamente están compuestas por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita. La textura es subidiomórfica de grano medio, no habiéndose apreciado fábrica primaria.

En función de sus características microscópicas, han sido clasificadas como granodioritas biotíticas, próximas al campo de los granitos.

Como minerales principales, contienen plagioclasa idiomorfa a subidiomorfa con zonado oscilatorio; cuarzo xenomorfo y con extinción ondulante; feldespato potásico xenomorfo a subidiomórfico, y biotita normalmente idiomorfa, con extinción ondulante.

Los minerales secundarios son sericita, clorita y en menor proporción calcita.

Como minerales accesorios, se encuentran apatito, circón, rutilo (sagenita), turmalina, opacos y esporádicos agregados de sericita-pinnita, que pseudomorfizan probables cordieritas.

Al microscopio se observa una textura hipidiomórfica, de grano medio, homométrica o ligeramente heterométrica. Tiene un bajo grado de alteración, con incipiente cloritización de la biotita y ligera seritización de la plagioclasa.

Su contenido en enclaves es muy escaso, habiéndose encontrado enclaves básicos y en menor proporción, fundamentalmente en los bordes de la roca de caja, xenolitos; en ambos casos de tamaño centimétrico.

4.1.1.2. *Granito de dos micas* (10)

El granito de dos micas es un tipo de roca muy poco abundante, aflora en una pequeña apófisis con morfología de domo. Macroscópicamente son rocas semejantes a las descritas anteriormente, aunque más leucocráticas. Contienen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y en menor proporción moscovita. La textura es subidiomórfica de grano medio.

En función de sus características microscópicas, han sido clasificadas como granitos de dos micas con cordierita. Es semejante a la roca descrita anteriormente, si bien algo más evolucionada.

La alteración de esta roca es moderada, y se manifiesta por la seritización ligera de la plagioclasa, que se produce principalmente en favor de planos cristalográficos.

La textura es hipidiomorfa, de grano medio, ligeramente heterométrica.

Tabla I: Resultados analíticos del Macizo de Magaeela

MUESTRAS	9513 ⁽¹⁾	9515 ⁽¹⁾	9517 ⁽¹⁾	9510 ⁽²⁾	9507 ⁽³⁾
Coord. X	263.806	265.264	265.875	265.254	265.318
Coord. Y	4.310.161	4.308.777	4.308.396	4.310.961	4.310.961
%					
SiO ₂	70,00	68,00	68,20	71,00	73,40
Al ₂ O ₃	15,73	15,94	15,68	14,86	13,95
FeO _m	2,17	3,15	2,62	2,23	2,21
MgO	0,70	1,46	1,18	0,66	0,12
CaO	1,65	2,66	2,67	1,76	1,16
Na ₂ O	2,91	3,09	2,97	2,96	2,84
K ₂ O	4,07	3,44	3,34	3,79	4,05
MnO	0,02	0,04	0,04	0,03	0,02
TiO ₂	0,29	0,53	0,43	0,28	0,08
P ₂ O ₅	0,12	0,20	0,19	0,13	0,04
H ₂ O	1,26	0,01	0,25	0,01	0,01
TOTAL	98,92	98,52	97,57	97,71	97,88
ppm					
Li	88	81	74	86	67
Be	4	5	5	5	4
Rb	210	180	160	210	230
Sr	213	289	310	487	126
Y	10	20	19	9	7
Zr	192	100	150	160	125
Ba	716	724	656	678	954
As	5	14	5	5	5
Nb	20	23	21	23	29
Ta	7	13	2,5	2,5	5
Ce	76	75	77	65	66
La	32	34	40	44	34

¹. Granodiorita biotítica; ². Granito de dos micas y ³. Dique de granofido biotítico

4.1.1.3. Consideraciones petrológico-geoquímicas

De las cinco muestras tomadas en este macizo, los análisis geoquímicos realizados (Tabla I) muestran una clara relación con los resultados petrográficos expuestos, confirmandose la relativa bi-polaridad entre granodioritas biotíticas evolucionadas (próximas al campo de los granitos) y los granitos de dos micas; tal y como se observa en los diagramas de Debon-Le Fort y AFM (ver documentación complementaria).

En el primero de dichos diagramas, se observa, que la mayor parte de las muestras se proyectan en el sector de los granitos con tendencia aluminica, correspondiendo las muestras menos diferenciadas a granodioritas ricas en sílice.

Este macizo se incluye en la misma línea magmática de los plutones de Quintana y La Haba, entre cuyos quimismos sirve de puente.

La masa principal de este pequeño cuerpo plutónico está constituida por una granodiorita biotítica, apareciendo de forma accesoria diques leucocráticos. El quimismo de la granodiorita se caracteriza por su homogeneidad, con valores de SiO_2 , entre 67-71 %, Al_2O_3 superando el 15% y contenidos paritarios de alcalis (3%), con ligera relación potásica.

La mayor dispersión se da en el caso de los ferromagnesianos, especialmente en el caso de MgO y TiO_2 . El carácter calcoalcalino de esta intrusión viene marcado por el contenido cálcico ($\text{CaO} > 1,7\%$).

Al_2O_3 , MgO , CaO y TiO_2 decrecen con el aumento de SiO_2 , mientras que K_2O se incrementa y Na_2O apenas presenta fluctuaciones.

Se pueden considerar estas rocas como términos intermedios-evolucionados de una asociación cafémica con tendencia aluminica.

La bipolaridad antes mencionada, se hace más patente en el diagrama AFM, que muestra igualmente un quimismo calcoalcalino, moderadamente rico en MgO , donde la evolución no conlleva un crecimiento rápido de alcanzar.

4.1.2. Macizo de La Haba

En esta Hoja aflora, en su extremo sudoccidental, las dos terceras partes del Macizo, quedando el resto de sus afloramientos en las hojas colindantes de Castuera (n.º 805) y Don Benito (778).

Globalmente se trata de un cuerpo circunscrito que intruye de forma neta, entre metasedimentos precámbricos y paleozoicos. Interrumpe de forma brusca todas sus estructuras y produce en ellos una aureola de metamorfismo de contacto de unos 2 km de anchura. Este macizo tiene una forma cartográfica alargada en dirección N110°-120°E. En conjunto, su morfología es de suave penillanura, con pequeños resaltes producidos por diques de cuarzo de potencia métrica. Las rocas graníticas afloran en forma de "lomos de ballena" y domos, siendo más escasos los berrocales.

Estudios de gravimetría y magnetometría realizados por ENADIMSA (1990), a escala 1:200.000, muestran que la respuesta geofísica de este macizo es muy homogénea, y que existe una clara coincidencia de los límites, trazados por los datos de superficie y profundidad. Igualmente indican una evidente continuidad del cuerpo granítico hacia el NO bajo la cobertura sedimentaria.

El estudio geoquímico realizado muestra que se trata de un cuerpo granítico altamente evolucionado, producto final de la diferenciación de un magma calcoalcalino con fuerte tendencia aluminica.

En función de la relación de este cuerpo granítico con las estructuras de la roca de caja, se puede afirmar que su intrusión tiene lugar con posterioridad a la última fase de deformación dúctil de la Orogenia hercínica.

Está afectado por la etapa de fracturación tardihercínica, que en este cuerpo se caracteriza por una no muy densa red de fracturas de dirección NNE-SSO, NE-SO y NNO-SSE.

PENHA y ARRIBAS (197) datan este macizo, por el método K-Ar, obteniendo una edad de 311 ± 10 m.a., que corresponde al límite del Namuriense-Westfaliense (Carbonífero superior).

Composicionalmente se trata de un cuerpo relativamente heterogéneo, en el que predomina el tipo granito de dos micas con megacrístales (5). Es en función de las variaciones texturales (contenido de megacrístales y tamaño de grano de la matriz) y composicionales (contenido en micas) que se han diferenciado en la cartografía cuatro tipos petrológicos. En esta Hoja están todos ellos representados, con contactos graduales entre los mismos y una macrozonación concéntrica, si exceptuamos el término granito biotítico con moscovita (7), que se encuentra escasamente representado cartográficamente.

Son muy escasos los enclaves encontrados, que normalmente son de pequeño tamaño, de tipo xenolítico y situados en las proximidades del contacto con los metasedimentos, sector sudoriental del Macizo.

Como se aprecia en la cartografía, su extremo noroccidental está intensamente recubierto por los sedimentos de la cuenca del río Guadiana.

En esta Hoja se pueden encontrar los siguientes tipos petrológicos:

4.1.2.1. *Granito de dos micas con megacrístales (5)*

El granito de dos micas megaporfídico es el tipo petrológico más extendido y característico del Macizo de La Haba.

En muestra de mano es una roca de tonalidad gris claro, en la que destacan los megacrístales de feldespato potásico, que alcanzan los 10-12 cm en su eje mayor y de un tamaño medio de 5-6 cm. Es una roca heterométrica, de tamaño de grano grueso a muy grueso, megaporfídica, con megacrístales idiomorfos.

Al microscopio se observa que está compuesto principalmente por plagioclasa, idiomorfa a subidiomorfa, frecuentemente alterada a sericita; cuarzo xenomorfo, de tendencia globosa, con extinción ondulante; feldespato potásico del tipo microclina, que aparece como fenocrístales de gran tamaño y como uno de los componentes principales de la matriz, subidiomorfo y xenomorfo, con maclas de carlsbad e inclusiones de plagioclasa; biotita subidiomorfa pardo-rojiza, con gran cantidad de halos pleocroicos y abundantes inclusiones de circón, en ocasiones está alterada a clorita; la moscovita se encuentra siempre en menor proporción que la biotita, y normalmente crece a expensas del feldespato potásico y, en menor proporción, de la andalucita y cordierita.

La textura se clasifica como hípidiomorfa, porfídica a megaporfídica, con matriz heterométrica de grano grueso a muy grueso, con zonas de grano medio.

En función de sus características microscópicas, han sido clasificadas como granito megaporfídico de dos micas, con cordierita y/o andalucita.

Dentro de este tipo granítico se ha observado una fábrica primaria (flujo magmático), definido claramente por la orientación de los megacrystales de feldespato potásico. La cartografía de estos planos de flujo magmático muestra cómo se adaptan, en mayor o menor medida, al contacto con la roca de caja.

4.1.2.2. *Granito biotítico con moscovita* (7)

El granito biotítico con moscovita (7) aflora en pequeñas zonas situadas en el centro sur de la Hoja, dentro del tipo petrográfico más abundante. El contacto entre ambos es supuestamente gradual, dadas las semejanzas composicionales pues no ha sido posible observarlo debido a la intensa meteorización existente en estos lugares.

Aflora en forma de pequeñas lanchas y domos, que en conjunto producen un relieve moderadamente positivo, respecto a su entorno.

Son rocas de color gris oscuro, heterogranulares, de grano medio a fino, con tendencia porfídica, definida por el contenido de megacrystales de feldespato y cuarzo. Sus componentes principales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita. En afloramiento se diferencian de las facies común por la pérdida de los megacrystales y por un aparente aumento del contenido en biotita, así como por la disminución del tamaño de grano de la matriz y la presencia de fenocrystales de cuarzo.

Petrográficamente es similar al tipo granítico común, descrito anteriormente.

4.1.2.3. *Leucogranito de dos micas* (6)

El leucogranito de dos micas aparece mayoritariamente en el sector sudoccidental de la Hoja, según una banda alargada en dirección próxima a NO-SE.

En el campo aflora como un tipo granítico de tránsito entre el tipo común y el tipo leucogranítico de borde, con una disminución progresiva del porfidismo y del tamaño de grano, y un aumento en la proporción de moscovita.

Mesoscópicamente es una roca leucocrática de tamaño de grano fino a medio, de composición próxima al tipo granítico común, haciéndose en este caso más patente el contenido en moscovita, y apreciándose una disminución del contenido en biotita.

Microscópicamente ha sido clasificada como un granito de dos micas con andalucita y/o cordierita. Sus componentes mineralógicos principales son plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, moscovita y biotita. Como secundarios, aparecen moscovita, derivada del feldespato potásico y los silicoaluminatos; sericita que crece a expensas de la plagioclasa y clorita que procede de la alteración de la biotita. Contiene accesorios tales como andalucita y/o cordierita, apatito, óxidos de hierro y circón.

La textura es hipidiomorfa, heterométrica, de grano fino a medio, y en ocasiones porfídica.

4.1.2.4. *Leucogranito moscovítico* (8)

Los leucogranitos moscovíticos (facies de borde) representan el tipo petrográfico más evolucionado del macizo. Afloran en los bordes del mismo, en contacto con la roca de caja. Es un roca leucocrática de textura aplítica.

Como minerales principales, contiene albita, cuarzo, feldespato potásico y moscovita.

4.1.2.5. *Consideraciones petrológico-geoquímicas*

Petrográficamente se han diferenciado cuatro facies (Tabla 2), que no tienen un reflejo claro en el quimismo, como se desprende de los diagramas Debon-Le Fort y AFM (véase documentación complementaria).

Este carácter plurifacial no tiene reflejo en el quimismo, al darse una gran homogeneidad geoquímica, especialmente en los casos de Al_2O_3 , álcalis, TiO_2 y P_2O_5 , mientras que ferromagnesianos, CaO y SiO_2 fluctúan algo más.

La mineralogía normativa destaca por el alto contenido en cuarzo libre, relación albita/ortosa por debajo del 1% y anortita por debajo del 5%; es notable su carácter peraluminico con contenidos de corindón superiores al 20%. A pesar de la escasa diferenciación observada, se dan crecimientos poco claros de Al_2O_3 , MgO, CaO y Fe total con el aumento de SiO_2 , mientras los álcalis parecen aumentar levemente.

El conjunto de las muestras (Tabla 2) presentan un quimismo muy homogéneo, propio de un granito altamente evolucionado, leucocrático, producto final de la diferenciación de un magma calcoalcalino (aluminio-cafélico), con fuerte tendencia aluminica.

Como se observa en los diagramas de Harker, se dan decrecimientos en álcalis poco evidentes, mientras que en el caso de B, Al_2O_3 , MgO y CaO la reducción de sus contenidos en relación con el aumento de SiO_2 son más claras.

En el caso de este macizo, el estudio de geoquímica muestra cómo la diferenciación cartográfica es efectivamente entre tipos petrológicos muy próximos composicionalmente; si bien las variaciones texturales los discriminan de forma más clara.

4.2. METAMORFISMO

Con excepción de los sedimentos terciarios y cuaternarios y de las intrusiones graníticas, las series precámbrica y paleozoica están afectadas por el metamorfismo regional de grado muy bajo y localmente por un metamorfismo de contacto originado por la intrusión de los plutones graníticos.

Además alguna de estas rocas, principalmente los metasedimentos precámbricos y paleozoicos; así como algunos diques aplíticos y el granito de La Haba, han sufrido disolución y recristalización mineral relacionada con procesos tectónicos (zonas de cizalla de segunda fase hercínica), en lo que técnicamente correspondería a un metamorfismo dinámico.

Tabla 2. Análisis químico de rocas ígneas del macizo de La Haba

	1												2				3	4
Muestra	9252 *	9253 *	9254 *	9255 *	9539 *	9595 *	9597 *	9544 *	9628 *	9533 *	9519 *	9524 *	9535 *	9537 *	9542 *	9593 *	9642 *	9224 *
Coord. X	251758	251860	250467	248070	258525	259166	259704	265522	255953	264495	272955	2735176	261747	259364	260990	259969	268022	251150
Coord. Y	4310183	4311681	4312949	4312294	4309481	4304567	4303980	4303259	4305281	4299307	4301445	4299300	4304309	4307721	4305892	4305340	4303990	4307382
%																		
SiO ₂	72,64	74,81	72,26	64,50	72,90	73,00	72,48	71,20	74,26	73,06	74,20	74,60	72,45	72,00	73,95	72,45	73,20	74,17
Al ₂ O ₃	14,37	13,85	14,49	14,89	14,52	14,13	14,91	14,92	13,68	13,69	13,84	13,97	14,32	14,32	14,16	13,98	14,07	13,68
Feo(T)	1,78	1,56	1,69	3,54	1,89	1,76	1,53	2,09	1,65	1,73	1,56	1,50	1,79	1,66	1,41	1,30	1,89	0,76
MgO	0,33	0,30	0,28	1,89	0,47	0,51	0,40	0,64	0,52	0,46	0,33	0,31	0,53	0,47	0,38	0,34	0,59	0,12
CaO	0,76	0,98	1,05	2,52	0,87	1,10	0,95	1,21	0,88	0,87	1,00	0,71	1,24	0,94	0,66	0,90	1,17	0,67
Na ₂ O	2,91	2,93	3,01	2,63	2,74	2,74	2,92	3,11	2,98	2,80	2,91	2,67	2,79	2,55	2,55	2,96	2,69	3,05
K ₂ O	4,34	4,43	4,11	3,66	4,21	3,76	4,45	4,39	3,75	4,05	3,93	4,19	3,82	4,35	4,31	4,07	3,87	4,62
MnO	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
TiO ₂	0,22	0,19	0,19	0,50	0,18	0,28	0,20	0,24	0,18	0,21	0,20	0,18	0,30	0,27	0,20	0,18	0,33	0,05
PA	0,25	0,22	0,21	0,15	0,22	0,20	0,21	0,23	0,21	0,22	0,21	0,22	0,21	0,23	0,22	0,22	0,23	0,16
H ₂ O	0,10	0,01	0,25	1,97	0,45	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,56	0,44	0,01	0,01	0,48	0,01	0,01
TOTAL	97,74	99,31	97,57	96,29	98,48	97,53	98,09	98,08	98,15	97,14	98,23	98,95	97,92	96,83	97,88	96,91	98,09	97,31
ppm																		
Li	131	113	105	74	112	104	117	118	124	140	161	115	86	86	63	93	94	26
Be	4	4	4	4	6	5	4	5	5	5	5	4	4	3	3	3	4	14
Rb	340	320	330	190	340	290	340	340	330	330	340	320	260	340	340	340	270	290
Sr	78	80	82	268	95	126	126	162	89	115	125	79	165	116	90	90	150	35
Y	12	11	11	20	14	11	10	13	12	12	11	12	12	11	11	9	12	5
Zr	145	143	180	220	177	166	132	198	166	142	123	148	197	185	150	117	200	50
Ba	223	209	243	679	320	458	405	497	251	356	289	268	540	481	465	398	554	50
As	17	11	19	40	23	10	11	11	27	28	19	5	20	5	11	5	11	25
Nb	14	13	13	19	16	19	19	20	17	18	19	19	16	16	13	18	19	6
Ta	2,5	6	2,5	2,5	6	7	2,5	2,5	2,5	7	5	5	6	2,5	9	2,5	6	6
Ce	56	47	29	110	50	73	50	57	57	60	40	38	78	67	46	43	47	5
La	22	25	14	62	22	40	26	35	27	27	22	20	25	43	34	20	36	5

1. Granito de dos micas con megacrístales; 2. Leucogranito de dos micas; 3. Granito biotítico con moscovita; 4. Leucogranito moscovítico.

(*) Muestras de la hoja 805 (Castuera); (+) hoja 778 (Don Benito); (x) hoja 779 (Villanueva de la Serena).

4.2.1. Metamorfismo regional

En los estudios realizados tanto en campo como en lámina delgada no se ha detectado la presencia de un metamorfismo regional en el que existiera una recrystalización mineral de algún tipo. Es decir, no se han observado paragénesis minerales que delaten su existencia; sin embargo, es obvio que las rocas han sufrido procesos metamórficos de grado tan bajo que aunque no han desarrollado paragénesis, sí que es evidente que han transformado la textura original de las rocas, principalmente de las rocas de grano fino (limolitas y lutitas), debido cuando menos a un metamorfismo por carga o por presión de los sedimentos supracentes, en una sucesión sedimentaria relativamente potente.

En estos casos de bajo grado metamórfico se han tratado de usar otras técnicas para intentar caracterizarlo, como son la cristalinidad de la illita y la reflectancia de la materia orgánica. Su aplicación ha sido muy local, limitada al área de Almadén (BLANCHERE, 1978; SAUPE *et al.*, 1977), o a muestras precámbricas del anticlinal de Alcudia y del de Agudo-Valdemando (DALLMEYER y PIEREN, 1987). En todos los casos el metamorfismo se sitúa en la Anquizona, siendo ligeramente mayor en el Precámbrico (Anquizona media-superior) que en el Paleozoico.

El metamorfismo regional de la serie precámbrica suscita dos problemas principales: por un lado, su bajo grado pese a la potencia de sedimentos implicados, y por otro lado su edad.

Puesto que el grado metamórfico es relativamente homogéneo a lo largo de toda la serie precámbrica, ante los datos anteriores, una cosa parece ser evidente: el apilamiento de una potente serie precámbrica a la que siguió la serie paleozoica no produjo especiales efectos sobre los niveles más bajos de la serie precámbrica, pese a su gran potencia, lo que parece indicar que el apilamiento de ésta no debió de ser estrictamente vertical, sino que, más probablemente, este apilamiento se debió de realizar de una forma lateral, siendo las potencias verticales relativamente más bajas, lo que encajaría mejor con el grado metamórfico.

La edad es un problema aún mayor. En un estudio tratando de determinar la existencia de esquistosidades precámbricas, DALLMEYER y PIEREN (1987) dataron micas por el método Ar/Ar en distintas unidades precámbricas; los datos obtenidos, aproximadamente 20 millones de años (Silúrico), son problemáticos; la explicación ofrecida de la relación de la esquistosidad con un episodio extensional (*rift*) intrasilúrico, con el que estaría relacionada la discontinuidad basal de este sistema, no parecen coherentes con el hecho de que analizadas regionalmente las esquistosidades, éstas encajan perfectamente con los pliegues hercínicos. Una posible explicación alternativa es que el grado metamórfico hercínico sea aún menor que el supuesto y que las fases hercínicas, que presentan normalmente esquistosidad de fractur; lo único que hubieran hecho es reorientar minerales preexistentes.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Este metamorfismo se desarrolla en relación con las intrusiones de los cuerpos graníticos presentes en la Hoja (granito de Magacela y de La Haba). Ambas intrusiones no fueron coetáneas, sino que el granito de La Haba intruyó primero, generando una aureola metamórfica, mientras que el

granito de Magacela intruyó posteriormente, generando también su propia aureola metamórfica. No se ha constatado la superposición local de estos dos metamorfismos de contacto.

El metamorfismo de contacto es por lo general de bajo grado; sólo determinadas rocas próximas a los contactos presentan recrystalizaciones más intensas. La composición de la roca original es siempre visible en mayor o menor medida, siendo éstas areniscas, limolitas y lutitas.

No se ha realizado un estudio exhaustivo del metamorfismo, aunque se ha constatado que, como es lógico, el grado metamórfico es mayor hacia el borde de la intrusión. Su aspecto de campo es bastante homogéneo, aumentando exclusivamente la cantidad de mosqueado presente, siempre biotita, por lo que no se ha realizado una clasificación basada en minerales índice, ni siquiera en las facies; al microscopio, sin embargo, aparecen muchos más minerales secundarios, que permiten establecer una cierta gradación desde las zonas externas con menor metamorfismo a las internas, donde éste es mucho mayor.

El primer mineral secundario que aparece es la clorita; su aparición tiene lugar previamente a la de la biotita, por lo que posiblemente el metamorfismo de contacto, de muy bajo grado, con crecimiento de clorita y quizás otras micas incoloras, puede tener mayor extensión de la cartografiada. La práctica ausencia de clorita detrítica indica que éste debe de ser un mineral metamórfico, más que sedimentario, que aparecen como pequeños cristales en proceso de alteración.

La recrystalización continúa con la presencia de biotita. Ésta aparece en agregados de formas redondeadas a ovaladas con cristales muy pequeños apenas distinguibles al microscopio (biotita incipiente), o bien como cristales claramente visibles con texturas granoblásticas. En el primer caso la estructura original de la roca se conserva, mientras que en el segundo tiende a estar ligeramente obliterada. Cuando aparecen los cristales de biotita mejor desarrollados éstos tienden a tener una cierta orientación preferente.

Con un grado metamórfico ligeramente mayor, aparecen abundantemente cristales de andalucita. Éstos aparecen junto a biotita con texturas granoblásticas, primero de una forma incipiente, para a continuación desarrollar grandes cristales idiomorfos con estructuras de quistolita típica, sin ninguna orientación preferente.

En las muestras de mayor grado, por último, se desarrollan cristales de feldespato potásico, con texturas granoblásticas en bandas alternantes biotita + cuarzo, o feldespato potásico + cuarzo \pm biotita y escasos cristales de cordierita. En estos casos la orientación de los minerales posiblemente corresponde a orientación metamórfica y no tiene ninguna relación con la estructura de la roca original.

Al margen de este metamorfismo que se desarrolla en rocas grauwáquicas y pizarrosas, los niveles cuarcíticos presentes, tanto del Arenig como del Caradoc, presentan también un metamorfismo de contacto. Este metamorfismo no es perceptible en el campo y sólo se puede constatar su existencia al microscopio por la aparición de cristales de moscovita de diferentes tamaños, desde pequeños intersticiales entre los cristales de cuarzo, hasta grandes cristales que cortan claramente la estructura de la roca. Su origen más probable es por crecimiento a partir de minerales micáceos preexistentes y cuando alcanzan un mayor desarrollo no presentan una orientación preferente.

4.2.3. Metamorfismo dinámico

En relación con la existencia de zonas de cizalla, que hemos atribuido a la segunda fase hercínica, existen procesos de disolución bajo presión y recrystalización de nuevos minerales que deben considerarse "metamórficos" en un sentido amplio. Correspondería a un metamorfismo de alta presión y baja temperatura, en el que los minerales de neoformación crecerían a favor de sombras de presión en relación con cristales de mayor tamaño. La presencia de este metamorfismo dinámico se ha constatado ampliamente en los materiales conglomeráticos del Precámbrico, en ocasiones visible a simple vista, así como en algunos diques aplíticos que son afectados por estas zonas de cizalla.

Los únicos minerales que aparecen en relación con este metamorfismo son micas incoloras, actualmente en proceso de alteración a sericitas, y cuarzo. Los minerales micáceos presentan una orientación preferente que definiría localmente la esquistosidad de esta segunda fase hercínica; mientras que los cuarzos presentan texturas granoblásticas microcristalinas, con aspecto milonítico en numerosas ocasiones. Localmente aparece clorita secundaria, dispersa o en esas zonas de sombra, con orientaciones similares, por lo que la suponemos originada en relación con esta fase.

La existencia de estas zonas de cizalla provoca además la deformación intensa de la mayoría de los minerales y una fuerte orientación de la matriz. Cuando la roca se sitúa sobre la zona de cizalla, ésta aparece completamente deformada y milonitizada, con deformación de los clastos, que originalmente son subredondeados a formas romboidales, las cuales están ligeramente giradas, presentando además fuertes deformaciones internas, por ejemplo macias dobladas y rotas, que denotan la existencia de fuertes presiones dirigidas.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

La Hoja de Villanueva de la Serena se sitúa en la zona central de la cuenca terciaria del Guadiana occidental, quedando incluida comarcalmente en la zona límite de Tierra de Barros y Vegas Altas del Guadiana.

En la región se desarrolla un régimen climático mediterráneo mesotermal, caracterizado por veranos secos y calurosos e inviernos suaves y húmedos. Las temperaturas medias anuales se sitúan en torno a los 17 °C y las precipitaciones medias alrededor de los 500 mm.

La zona ocupada presenta un relieve poco contrastado, constituido por zonas aplanadas o suavemente alomadas, en las que solamente destaca el relieve elongado en dirección NO-SE generado por la cresta cuarcítica de Magacela. La cota de esta alineación supera levemente los 500 m, estableciéndose las cotas más bajas en el valle del Zújar (en torno a los 260 m).

La red fluvial en el ámbito de la Hoja se caracteriza por la existencia de cauces efímeros de funcionamiento estacional, tributarios del Zújar y Guadiana, que atraviesan principalmente el cuadrante noroccidental, donde a su vez queda también ubicada la cerrada del embalse de Orellana.

Es conveniente también reseñar la implantación, sobre todo en la zona noroccidental de la Hoja, de una serie de cultivos de regadío que han motivado la existencia de una influencia antrópica acusada en el modelado del paisaje.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En el modelado de una región, el primer factor a considerar se deriva de la composición litológica del sustrato y de su estructura, en tanto que ello condiciona la distribución de los principales conjuntos orográficos.

Por otra parte, la actuación de los procesos erosivos y de depósito relacionados básicamente con el desarrollo de la red de drenaje fluvial provoca el modelado morfológico del paisaje actualmente observable.

5.2.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja de Villanueva de la Serena pueden reconocerse tres grandes conjuntos litológicos bien diferenciados que definen modelados específicos.

Por un parte, en el sector sudoccidental predominan las litologías graníticas, que ejercen un control litológico y estructural sobre el modelado en función de la red de fracturas y diaclasas, que influyen fundamentalmente en el desarrollo e implantación de la red de drenaje, así como por la generación de importantes zonas de alteración superficial cuya denudación posibilita la creación de morfologías residuales.

En el cuadrante noroccidental el predominio de sedimentos terciarios, de naturaleza detrítica poco resistentes a la erosión provoca que los procesos de incisión linal, arroyada en manto, etc., sean especialmente eficaces, dando lugar a relieves muy suavizados, con regularización generalizada y escasa significación morfológica.

El resto de la Hoja se encuentra ocupada por materiales pizarrosos y cuarcíticos: es precisamente un nivel cuarcítico el que da lugar al relieve principal de la Hoja, en la zona del norte de Magacela, generando una morfología en cresta debido a su mayor resistencia a la erosión y su disposición estructural verticalizada.

Los materiales pizarrosos se encuentran afectados por un proceso general de erosión, posiblemente relacionado con una superficie de índole regional pero que no puede ser caracterizada en el área de la Hoja debido a encontrarse fuertemente degradada. En esta zona son reconocibles líneas de capa, correspondientes a niveles más duros intercalados en la base.

5.2.2. Estudio del modelado

5.2.2.1. Formas de laderas

Las laderas constituyen un elemento morfológico fundamental en la caracterización del paisaje, al constituir las zonas que proveen de agua y sedimento a la red de drenaje.

En el área de la Hoja de Villanueva de la Serena es notable la existencia de un proceso generalizado de regularización de vertientes que provoca una suavización de los perfiles de las laderas, que se mantienen en situación de equilibrio con los procesos erosivos del tipo arroyada en manto o en regueros.

Asociadas a los relieves principales y en las laderas de algunos valles se han cartografiado los coluviones, que pueden alcanzar una potencia y extensión considerable, fundamentalmente en la zona central de la Hoja.

5.2.2.2. *Formas fluviales*

Los principales ríos que transcurren en el territorio de la Hoja son el Guadiana y el Zújar, que atraviesan la zona nororiental de la misma.

Sus valles se caracterizan por su relativa amplitud, ocupada por depósitos aluviales en los que el cauce activo presenta un curso anastomosado y divagante, que dada la fuerte influencia estacional del régimen hídrico, sufre variaciones frecuentes.

El río Zújar, en la zona próxima a Villanueva de la Serena ha depositado una serie de terrazas, en las que se han distinguido en la cartografía hasta cuatro niveles y que se encuentran descritos en el correspondiente apartado de Estratigrafía.

Por otra parte, se han cartografiado los fondos de valle aluviales correspondientes a la red de menor orden, que no presentan un desarrollo muy relevante, dado su funcionamiento estacional, coherente con las condiciones climáticas de seriaridez imperantes en el área.

A su vez, y también relacionado con ese contraste climático, se desarrolla en la Hoja un proceso de incisión lineal que afecta fundamentalmente a las zonas de cabecera de los barrancos.

5.2.2.3. *Formas eólicas*

Corresponden a los extensos depósitos localizados en la zona noroccidental de la Hoja, en los alrededores de Villanueva de la Serena.

Se trata de un conjunto de arenas finas, procedentes posiblemente de depósitos arenosos fluviales de terrazas o bien de algunas unidades terciarias, removilizadas por dinámica eólica y que se acumulan en determinadas zonas. Su distribución geográfica induce a pensar que el régimen de vientos dominantes responsable de su transporte tendría procedencia occidental, procedente del Atlántico, a través del valle del río Guadiana.

5.2.2.4. *Formas poligénicas*

Se incluyen en este apartado aquellas morfologías y depósitos en cuya génesis interviene más de un proceso de formación.

En orden cronológico, debe citarse en primer lugar la presencia de algunos retazos de morfologías con depósito asimilables a rañas o glacis de piedemonte. Se localizan en el cuadrante sudoccidental, y tanto por su posición topográfica y correlación con zonas próximas como por las características del depósito, se atribuyen a morfologías y depósitos de este tipo.

En la zona de Campanario existe otra morfología de glacis degradado, a la cual se encuentra ligado un depósito que, por consideraciones regionales, puede ser atribuido a rañizo, procedente en parte de la destrucción y removilización de las rañas.

En la parte norte de la Hoja se ha cartografiado una serie de glacis y glacis degradados de considerable extensión, y con pendiente generalizada hacia el valle del Guadiana.

En las áreas graníticas es frecuente la presencia de masas rocosas métricas a decamétricas, sin apenas recubrimiento, que dan lugar a zonas de berrocal. Aunque no han sido cartografiadas debido a su escasa extensión superficial, se han observado sobre todo al sur de La Haba carbonataciones poco potentes de tipo caliche y de génesis freático-vadosa, asociadas posiblemente al nivel de alteración superficial de los granitos.

Se incluyen también en este apartado los depósitos de carácter mixto aluvial-coluvial que se localizan en algunas vertientes y generadas por una acción conjunta de procesos de gravedad y de arroyada más o menos difusa.

5.2.2.5. *Formas antrópicas*

En la zona noroccidental de la Hoja, la influencia antrópica es notable, por la existencia de algunas áreas de regadío, aunque cartográficamente sólo se ha representado el caudal del Zújar que atraviesa totalmente la Hoja, y el embalse de Orellana.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales del Precámbrico son un conjunto litológico muy típico y característico que forma la base de la serie estratigráfica general en toda la porción meridional de la zona Centroibérica. El Precámbrico, regionalmente, ha sido dividido en dos unidades discordantes entre sí: la inferior, denominada Alcudiense inferior por HERRANZ *et al.* (1977), es la única presente en la Hoja, su base no aflora en la zona Centroibérica, por lo que su yacente es desconocido.

Por su posición estratigráfica y los escasos restos fósiles que se le han asignado, la sedimentación del Alcudiense inferior debió de tener lugar durante el Rifeense superior. Las características de sus facies indican una sedimentación muy rápida, y aunque entre Alcudiense inferior y superior existe una fase orogénica, la sedimentación del primero debió de ser relativamente próxima en el tiempo a la del segundo, por lo que se aproximaría más al límite superior del Rifeense.

En la Hoja de Villanueva de la Serena la sedimentación de todo este conjunto corresponde a ambientes de cuenca submarina relativamente profunda, así como a ambientes de talud, todos ellos depositados como un conjunto progradante que tiende a la colmatación de la cuenca de sedimentación. Debido a su potencia, no tanto local, dentro de la Hoja, como regional, y a su bajo grado metamórfico, parece difícil interpretarlo como el mero relleno de un surco subsiden-

te; cabe más bien interpretarlo como el relleno lateral de una cuenca tectónicamente activa, en la que existiría una cierto levantamiento del área madre, coetáneo con la sedimentación. Esto explicaría la monotonía de la sedimentación a lo largo de toda la porción meridional de la zona Centroibérica, considerando que el Alcudiense inferior presenta facies turbidíticas hasta zonas al sur de Salamanca (RODRÍGUEZ ALONSO, 1985).

La etapa de deformación intraalcudiense podría corresponder en este contexto a una fase mayor de deformación en la cadena plegada, que afectaría a áreas extensas dentro de la cuenca sedimentaria. Esta fase pudo ser sinquistosa en las zonas internas de la cadena, mientras que no desarrollaría esquistosidad, o ésta sería incipiente y podría estar enmascarada por fenómenos posteriores en zonas más externas, como en la presente Hoja. Esta fase debió de tener lugar hacia finales del Rifeense superior o comienzos del Vendense, por la edad de las series infra y suprayacentes.

Posteriormente, durante el Vendense se reanuda la sedimentación, aunque de estos episodios no queda constancia en la Hoja de Villanueva, pero sí en la inmediatamente al norte (Hoja n.º 75, Madrigalejo), donde, discordantes sobre el Alcudiense inferior, aparecen sedimentos con facies que representan ambientes de plataforma somera y continentales. Estos materiales pudieron extenderse por toda la superficie de la Hoja, posteriormente, ser erosionados en tiempos anteordovícicos, como parece indicar su ausencia en el infrayacente del Ordovícico de la sierra de Magacela. Estos sedimentos ausentes en la Hoja fueron denominados Alcudiense superior por HERRANZ *et al.* (1977) y han sido objeto de numerosos estudios detallados (GARCÍA-HIDALGO, 1985, 1988; PIEREN y HERRANZ, 1988; VILAS *et al.*, 1987, etc.), sintetizados todos ellos recientemente por SAN JOSÉ *et al.* (1990).

Aunque también en la región, mucho más hacia el norte, existen sedimentos de edad cámbrica muy bien caracterizados (HERRANZ *et al.*, 1977; SAN JOSE, 198, etc.); éstos no quedaron representados en esta área debido a la dinámica tectosedimentaria de la cuenca alcudiense superior-pusiense, que presenta una marcada traslación del depocentro hacia el norte, a medida que ascendemos en la serie sedimentaria (VILAS *et al.*, 1987), por lo que esta zona correspondería a una zona emergida que sufriría erosión activa.

No se tiene constancia en el área de la Hoja de la existencia de la Fase Sárdica, por los problemas anteriormente indicados, de sumarse sus efectos tectónicos a los de la fase intraprecámbrica y los erosivos a los de la erosión intraalcudiense superior-pusiense, al desplazarse la cuenca de sedimentación hacia el norte, quedando toda esta área emergida. La edad de esta fase corresponde a un cámbrico superior-ordovícico basal (Tremadoc). La intrusión de granitos de edad ordovícica (actualmente ortoneises) en el Sistema Central podría estar relacionada con esta fase.

La sedimentación se reanudó con los depósitos litorales o sublitorales de la Cuarcita Armoricana durante el Ordovícico inferior (Arenig). Estos materiales se disponen regionalmente sobre diversas unidades infrayacentes, que formarían un suave paleorrelieve que controlaría los espesores de la Cuarcita Armoricana, la cual presenta unas variaciones de espesor a veces muy importantes, quedando reducida a 5 m en la sierra de San Pedro, que sería una de las zonas más elevadas de ese paleorrelieve y que apenas si pudo quedar cubierta al final de la sedimentación de esta unidad, momento en el que existió una cierta homogeneización o nivelación topográfica en la cuenca de sedimentación.

Esta es pues una unidad transgresiva sobre un sustrato previamente plegado; el avance de la transgresión va ligado a los sedimentos arenosos de la "Cuarcita Armoricana".

En general, la sedimentación paleozoica, incluyendo la Cuarcita Armoricana, fue regionalmente un proceso bastante continuo, aunque por zonas pudo ser altamente discontinuo, como es el caso de la presente Hoja. En conjunto, corresponden a ambientes de plataforma siliciclástica somera, en la que los sedimentos que se depositaban estaban controlados principalmente por la posición relativa del nivel del mar; si nos encontramos en un período de máximo relativo del nivel del mar, los sedimentos corresponden a una plataforma profunda, mientras que si el nivel del mar se encuentra en un mínimo relativo, los sedimentos corresponden a depósitos someros, próximos a la línea de costa.

De esta forma las alternancias de pizarras y cuarcitas se han interpretado como originadas por movimientos cíclicos de ascenso y descenso relativos del nivel del mar a lo largo del tiempo, en este caso ordovícico, silúrico y devónico en parte, que presentan siempre el mismo esquema con ligeras variaciones. Puesto que el tipo de cuenca correspondería posiblemente a un margen pasivo, en el que existiría una subsidencia más o menos constante, las variaciones del nivel del mar deben de corresponder a variaciones eustáticas, en parte relacionadas con fenómenos glaciales (glaciación finíordovícico) y en parte con procesos tectónicos (aumento o disminución de la velocidad de expansión del fondo oceánico, que es el segundo proceso que ha sido relacionado con ascensos o descensos del nivel del mar; véase por ejemplo ARCHE, 1989).

Se ha definido de esta manera, por la posición relativa del nivel del mar, una serie de ciclos regresivos o megasecuencias de somerización (PORTERO y DABRIO, 1988); estas megasecuencias abarcan las siguientes edades: Llanvirn inferior-Llandeilo medio, Llandeilo medio-base del Caradoc, Caradoc inferior-Ashgill inferior, Ashgill superior-Llandovery medio, Llandovery superior-Siegeniense y Siegeniense superior-Emsiense, aunque este último, así como en el resto de los materiales preorogénicos devónicos, no se han reconocido ciclos exactamente similares a los anteriormente indicados, y el último que hemos expresado es sólo tentativo por las facies presentes.

Cada uno de estos ciclos comienza con depósitos de plataforma abierta relativamente profunda, lutitas, que hacia techo comienzan a presentar intercalaciones de niveles arenosos, lo que indica un aumento de la energía del medio sedimentario, originados por la acción de corrientes inducidas por tormentas u oleaje, para finalizar con un predominio de los niveles arenosos que representan las condiciones más someras y de mayor energía, representando ambientes de barras de plataforma próximas a la costa. En el ciclo superior esta evolución se completa con el establecimiento de una sedimentación carbonatada en relación con sistemas arrecifales, durante el Devónico inferior.

Entre ambos ciclos tienen lugar en la cuenca cambios importantes, representados por la numerosas discontinuidades locales de la sedimentación, de forma que no existen prácticamente dos áreas en la zona Centroibérica que presenten las mismas discontinuidades, lo que indica la existencia de frecuentes, aunque limitados en el espacio, procesos erosivos, bien en relación con las variaciones del nivel del mar, que hemos comentado previamente, o bien en relación con movimientos tectónicos, todos los cuales darían lugar a esas discontinuidades. Durante el Ordovícico medio y superior existe un vulcanismo con emisión de materiales basálticos o ácidos, que

se intercalan normalmente entre facies profundas (Hojas de Puebla de Don, Rodrigo y Ciudad Real, entre otras). Todo ello registra la existencia de una paleogeografía en cambio constante, principalmente durante el Ordovícico superior que ha sido relacionada con un incremento en la inestabilidad tectónica (GUTIERREZ MARCO *et al.*, 1990), lo cual produciría una fragmentación de la cuenca que estaría controlada en gran medida por el basamento preordovícico (PIEREN, 1986). A este episodio corresponde el episodio tectónico-metamórfico citado por DALLMEYER y PIEREN (1987) y datado en aproximadamente 20 m.a.

En el límite del Ordovícico-Silúrico existe además una importante glaciación en el continente de Gondwana, al que en ese momento estaba asociado el fragmento de la microplana Ibérica (GUTIÉRREZ MARCO y RABANO, 1987), lo que también produjo una importante regresión, lo que se tradujo en procesos erosivos sobre las plataformas continentales, que además fue acompañada de movimientos tectónicos en áreas locales (véase GUTIÉRREZ MARCO *et al.* 1990, para mayores detalles).

Posteriormente, existe una nueva etapa de vulcanismo, durante parte del Silúrico, que tampoco queda registrada en la Hoja de Villanueva, aunque sí en zonas próximas como el área de Almadén (SAUP, 1971).

El ciclo o los ciclos superiores son posteriores a este episodio volcánico, pues no lo registran. Una de las transgresiones silúricas vuelve a cubrir de nuevo el área estudiada, en la que vuelven a depositarse sedimentos, en forma de una nueva megasecuencia regresiva que culmina con los depósitos calcáreos (periarrecifales) del Devónico inferior (Emsiense). Un ciclo posterior está únicamente indicado por la existencia nuevamente de sedimentos terrígenos por encima de las calizas este ciclo suele estar también incompleto en otras regiones próximas.

Posteriormente no queda ningún tipo de registro sedimentario, no sólo en esta zona, sino también en otras próximas, tanto de la zona Centroibérica como de la zona de Ossa-Morena, concretamente hasta el Frasnense no se reanuda la sedimentación, aunque éste ya no está presente en la Hoja; existe pues una importante laguna mesodevónica (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1990; HERRANZ, 1985), que suele relacionarse con la primera fase hercínica, la cual sólo daría lugar a plegamiento en las zonas internas de la cadena y no tiene reflejo en la zona estudiada, en cuanto a la presencia de estructuras plegadas.

La deformación que sí afectó directamente a la Hoja de Villanueva de la Serena se produce en diversas fases durante el resto de la Orogenia hercínica, que quedan registradas según las zonas de forma diferente. Aquí se pueden reconocer al menos tres fases con esquistosidad asociada: la primera de ellas sería la causante de las estructuras plegadas actualmente observables con direcciones principales NO-SE a N-S; con posterioridad a esta fase, o quizás en relación con ella, intruye el granito de La Haba, siendo su dirección coincidente con las estructuras de esta fase, lo que podemos suponerle un granito sin o postectónico (post-F₁).

La segunda fase origina grandes zonas de cizalla, que afectan claramente al granito de La Haba y produce un estiramiento intenso en algunos diques aplíticos que se encuentran relacionados con ese granito. La dirección de las estructuras es aproximadamente NNO-SSE. Esta fase se puede correlacionar con relativa facilidad con la fase que origina en otras zonas de la cadena grandes zonas de cizalla (como por ejemplo la zona de cizallas de La Berzosa, en el Sistema Central).

La tercera fase tiene una dirección casi perpendicular a las dos anteriores NE-SO y es la responsable del giro de las estructuras de primera fase y del suave plegamiento de las cizallas de segunda fase.

Por último, la intrusión del granito de Magacela que no está afectado por ninguna de las estructuras anteriormente mencionadas tiene lugar en un ambiente claramente posttectónico. -

Con posterioridad se produce toda una serie de fracturas (las denominadas tardihercínicas) que evidentemente se producen ya en un dominio estructural más alto, donde predomina la deformación frágil (fallas) sobre la dúctil (pliegues), y muchas de ellas aunque consideradas tardihercínicas, pueden ser incluso más modernas, o al menos debieron de tener reajustes posteriores muy importantes.

La edad exacta de todas estas fases no se puede precisar, puesto que no existen materiales sedimentarios que las acoten. Como dato absoluto, hay que citar la edad del granito de La Haba 305 ± 10 m.a. (PENHA y ARRIBAS, 1974), es decir del Westfaliense B, lo que podría acotar por encima la edad de la primera fase hercínica, que debe de ser más antigua que esa edad. En otras áreas (véase por ejemplo la Hoja 756, Herrera del Duque), la primera fase está datada entre el Devónico superior y el Westfaliense superior, no existiendo datos para las fases posteriores; la intrusión de los granitos suele datarse en el Carbonífero superior (Westfaliense superior-Estefaniense) y en el Pérmico inferior.

Durante el Mesozoico y parte del Cenozoico (Paleógeno), lo más probable es que no se depositara ningún tipo de materiales dentro del ámbito de la Hoja, siendo durante estas épocas área fuente de sedimentos sufriendo erosión activa. Las diversas etapas tectónicas posteriores tanto distensivas (en relación con los procesos de separación continental de la Pangea, que originó la apertura del Atlántico y la génesis de toda una serie de cuencas mesozoicas en la Península) como compresivas, relacionadas con los episodios alpinos, desde finales del Cretácico al Oligoceno, pudieron producir una reactivación de todas las fracturas anteriores, tanto hercínicas s.s. como poshercínicas; como ya hemos indicado, la intrusión de diabasas podría estar relacionada con episodios distensivos de edad jurásica, de forma similar al dique Alentejo-Plasencia.

Durante el Mioceno medio, la destrucción de los relieves originados por la fase de plegamiento que tiene lugar hacia el Mioceno inferior ocasionaría el relleno de una cuenca con escasas diferencias de relieve, con materiales, fundamentalmente, paleozoicos y graníticos. Serían los materiales descritos como primer ciclo y corresponderían a abanicos aluviales con facies desde proximales a distales.

La distribución de estas facies pudo ser modificada por fenómenos tectónicos de carácter distensivo y basculamiento de bloques, de no gran importancia, que conformará una nueva paleogeografía de la cuenca (segundo ciclo), en la que se produciría la sedimentación de facies arenosas y limo-arenosas de naturaleza arcósica, facies que no están representadas dentro del ámbito de esta Hoja pero que se han identificado en áreas próximas (Hoja n.º 778, Don Benito).

Posteriormente, nuevos fenómenos distensivos volverían a condicionar los límites de la cuenca, aproximándola a la que hoy conocemos.

Esta disposición sería modificada sucesivamente durante el Cuaternario, provocando el hundimiento progresivo de la cuenca, hasta alcanzar ésta la forma en que la conocemos en la actualidad.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

Se han reconocido un total de 16 indicios mineros, dentro de la hoja de Villanueva de la Serena; de ellos tan sólo permanecen actualmente en actividad los referentes a explotaciones de áridos naturales en relación a depósitos del río Zújar.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Todos los indicios de minerales metálicos existentes son de carácter filoniano y actualmente se encuentran abandonados. En ellos se explotaron, mediante trincheras, pozos y galerías de escasa entidad y en la actualidad hundidas o soterradas, mineralizaciones de plomo, cinc, wolframio y Fe; este último en relación a filones con magnetita.

PLOMO-CINC

Filones con esta mineralización fueron explotados en la mina Loluca, actualmente inundada por el embalse de Orellana. Los filones seguían dirección en torno a N70°E, con buzamientos sub-verticales, y presentaban una mineralización no muy intensa de blenda y galena en ganga de cuarzo.

En el Burgo Turístico han sido observados filones con esta misma mineralización.

WOLFRAMIO-PLOMO-CINC

Se trata de filones dispuestos según N10°E/5°SO mineralizados con wolframita, scheelita, arsenopirita, pirita y cantidades menores de blenda y galena que fueron explotados en mina Rosita y mina Angelines, situados en el paraje denominado El Molino, dentro del término municipal de Campanario.

Las labores mineras consisten en calicatas y galerías de escasa entidad, actualmente rellenas de zafras y escombros.

GRAFITO

En la denominada mina de Santa María Magdalena se explotaron materiales grafitosos en relación a pizarras ampolíticas carbonosas silúricas.

El yacimiento, de morfología estatiforme, se explotó mediante trinchera y socavones, actualmente abandonados. Los contenidos máximos de grafito se cifran en hasta un 10%, con valores medios en torno al 5,1%.

Tabla 3. Indicios y/o yacimientos minerales

N.º	Nombre	Coordenadas UTM	Término municipal	Sustancia	Morfología	Mineralogía	Labores	Observaciones
1	Molino del Capellán	x = 281.300 y = 310.600	Campanario	Gravera áridos	Terraza fluvial		Cantera activa	
2	Portugalesa	x = 279.000 y = 311.100	Campanario	Gravera áridos	Terraza fluvial		Cantera activa	Cantera en terraza río Zújar
3	Molino Redona	x = 278.550 y = 311.500	Campanario	Gravera áridos	Terraza fluvial		Cantera activa	Cantera en terraza río Zújar. Han construido acceso hasta el río desde Cabeza Pelada
4	Vado del Espolón	x = 277.300 y = 313.750	Campanario	Gravera áridos	Terraza fluvial		Cantera activa	Cantera en terraza río Zújar. Muy próxima al vado de la Cira. Campanario-Embalse de Orellana.
5	Casa de la Joka	x = 275.000 y = 315.500	Campanario	Gravera áridos	Terraza fluvial		Cantera activa	Cantera en terraza río Zújar.
6	Dehesa Canalejas	x = 271.650 y = 318.00	La Coronada	Gravera áridos	Terraza fluvial		Cantera activa	Gravera en terraza del río Zújar
7	Badén del río Zújar	x = 263.200 y = 319.700	Villanueva de la Serena	Gravera áridos	Terraza fluvial		Cantera activa en terrazas Zújar	Selección y tamizado en la gravera. Venta directa
8	Mina Loluca	x = 280.050 y = 319.700	Orellana la Vieja	Pb, Zn	Filoniana N70° subvertical	Filones de blenda, galena y cuarzo	Inundadas	Se observan filones menores en el Burgo turístico. La mina ha quedado inundada por el embalse de Orellana.
9	Mina Rosita	x = 269.100 y = 305.750	Campanario	W, Pb, Zn	Filoniana N10, 5° al SO	Filones de cuarzo con wolfram, scheelita, arsenopirita, pirita, blenda y galena	Zanjas y galerías rellenas	Afectada por la construcción del Embalse del Paredón y el FFCC. El paraje se conoce actualmente por el Molino
10	Mina Angelines	x = 269.050 y = 305.500	Campanario	W, Pb, Zn	Filoniana N10, 5°, al SO	Filones de Q, con wolfram, scheelita, arseno-pirita calcopirita, blenda y galena	Zanjas	Se trata de los mismos filones mineralizados de la mina Rosita (9). Abandonada
11	Mina Sta. M. Magdalena	x = 262.750 y = 308.350	Magacela	Grafito	Estratolite. Base del Silúico	Pizarras ampolíticas carbonosas	Socavón actualmente abandonado	Proporciones máximas de grafito de hasta 10% y medias de 5,1%
12	Cantera de calcita filoniana	x = 26.900 y = 307.000	Magacela	Calcita	Filoniana	Calcita muy pura, barita trazas	Cantera y horno de cal (Abandonado)	El filón arma en grauvaca y pizarras. Corresponde a un filón de calcita muy pura
13	Minas del Pedregal (ENUSA). Mina Secundaria	x = 257.200 y = 303.100	La Haba	Uranio	Filoniana	Torbernita, pechblenda	Labores mineras de reconocimiento	Se trata de una labor secundaria de la mina del Pedregal, que se encuentra en la Hoja de Castuera 805.
14	Minas del Pedregal (Escombrera)	x = 257.000 y = 302.000	La Haba	Uranio	Escombreras			Escombreras de la mina del Pedregal
15		x = 260.550 y = 305.000	Magacela	Fe	Filoniana	Magnetita		
16	Caleras del SE de Magacela	x = 26.000 y = 307.000	Magacela	Caliza	Estratiforme	Calcita y dolomita	Zona de numerosas canteras en las calizas devónicas	Se trata de una banda con numerosas canteras en una extensión de 2,5 km × 300 m.

7.1.2. Minerales energéticos

Se trata de labores minerales de reconocimiento y de escombreras en relación con la mina de uranio de El Pedregal, situada en la Hoja de Castuera y próxima al límite meridional de la Hoja de Villanueva de la Serena. La mineralización consiste en torbernita y pechblenda y se localiza en filones de cuarzo. La mina de El Pedregal pertenece a ENUSA y actualmente no registra actividad.

7.1.3. Rocas industriales

Se ha reconocido un total de siete explotaciones de áridos que presentan actividad extractiva. Todas ellas aparecen situadas sobre terrazas del río Zújar. Estas explotaciones producen arenas y gravas de distintos tamaños, con destino a la construcción.

Existen también pequeñas explotaciones de niveles calcáreos para la fabricación de cal y en algunos casos para zahorras, gravas y aglomerados asfálticos, de ámbito local. En la actualidad se encuentran abandonadas.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

Según la clasificación agroclimática de Papadakis, el clima del área ocupada por la Hoja es del tipo mediterráneo subtropical-templado.

La precipitación media anual, estimada para el periodo 1940-1980, es próxima a los 500 mm/año. Ésta se reparte en unos 82 días de lluvia, concentrados en los meses de octubre a mayo principalmente, con ausencia casi total de lluvias en verano.

La temperatura media es del orden de 17 °C. julio y agosto son los meses más calurosos del año, cuyas temperaturas máximas son superiores a los 30 °C mientras que diciembre es el mes más frío, con mínimas absolutas inferiores a -2 °C. La duración media del periodo libre de heladas es de unos seis meses.

La evapotranspiración potencial es muy elevada; su valor medio se estima en unos 900-950 mm/año.

7.2.2. Hidrología superficial

La Hoja de Villanueva de la Serena comprende terrenos vertientes a los ríos Zújar, en su tramo bajo, y Ortigas. Ambos son afluentes del río Guadiana, que aparece representado en el ángulo superior derecho.

Tanto la cuenca del río Zújar como la del río Ortigas están integradas por materiales impermeables con escaso desarrollo de suelos. Esto hace que la respuesta del régimen fluvial a las precipitaciones sea muy rápida y que, a pesar de la amplitud de sus cuencas, los estiajes son muy severos.

Tabla 4. Inventario de puntos de agua. Hoja de Villanueva de la Serena (1331)

N.º de registro	Naturaleza (1)	Prof. de la obra	Nivel plezométrico (m.s.m)	Caudal (l/sg)	Litología acuífero (2)	Acuífero (3)	Conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Sólidos disueltos (mg/l)	Usos del agua (4)	Observaciones
133110001	P	12,30			AR-GR				G	
133110002	P				ARE-GR					
133110003	P	38,50			ARE-GR				R	
133110004					ARE-GR					
133110005					ARE-GR					
133110006	P	9,00			GR-AR				A N	
133110007	P	17,80			GR-AR-LI				O	
133110008				1	ARE-GR					
133110009					ARE				O	
133110010	P	5,00			ARE					
133110011	P	7,00			ARE					
133110012	P	7,00	2,5(12-1-91)		AR-ARE	21	1.210	888,46	A	Análisis químico
133120001	P	3,80			GR-AR				G	
133120002	P	4,80			ARE-GR				G	
133120003	P	7,80			GR-AR				G	
133120004	P	6,50	2,20		ARE-AR	21	734	693,52	R	Análisis químico
133130001	P	18,00	6,50	1	PIZ	0	790	661,89	A N	Análisis químico
133150001					g					
133150002					g					
133150003	P	12,30			AR-GR				G	
133150004	P	12,30			g				G	
133150005	P	12,30			g				A	

(1) P = Pozo; S = Sondeo.

(2) ARE = Arenas; GR = Gravas; PIZ = Pizarras; g = Granitos; AR = Arcillas; LI = Limos, CZ = Cuarzitas.

(3) N.º del PIAS.

(4) A = Abastecimiento; R = Regadío, G = Ganadería; O = no se usa; A.N = Abastecimiento núcleo urbano

Tabla 4. Inventario de puntos de agua. Hoja de Villanueva de la Serena (1331)

N.º de registro	Naturaleza (1)	Prof. de la obra	Nivel piezométrico (m.s.m)	Caudal (l/s)	Litología acuífero (2)	Acuífero (3)	Conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Sólidos disueltos (mg/l)	Usos del agua (4)	Observaciones
133160001										
133160002	P	7,80			CZ				A	
133160003	P	5,00			g				G	
133160004	P	4,00			g				A.N	
133160005	P	4,50			GR-AR				A.N	
133160006	P	5,10			PIZ				R	
133160007	P	5,50			g				G	
133160008	P	7,70			g				A	
133160009	P	5,20			g				G	
133160010	S	135,0			CA	O	1.037	861,60	A.N	Análisis químico
133160011	S	119,0			CA	O	892	776,00	A.N	Análisis químico
133170001	P	10,00			GR-AR				G	
133170002	P	5,00			PIZ				G	
133170003	P	9,50			PIZ				A	
133170004	P	6,00			g				G	
133170005	P	4,70			PIZ				O	
133170006	P	3,40			GR-AR	O			O	

(1) P = Pozo; S = Sondeo.

(2) ARE = Arenas; GR = Gravas; PIZ = Pizarras; g = Granitos; AR = Arcillas; LI = Limos; CZ = Cuarcitas.

(3) N.º del PIAS.

(4) A = Abastecimiento; R = Regadío; G = Ganadería; O = no se usa; A.N = Abastecimiento núcleo urbano

La cuenca del río Zújar tiene una superficie de 8.502 km² y su aportación media se estima en 68 hm³/año. En ella se sitúa el sistema de embalses del Zújar-La Serena, con una capacidad de embalse de 3.232 hm³, que supera a su aportación máxima anual, cifrada en 2.978 hm³, permitiendo así una regulación hiperanual cuyo fin es atender la zona regable del Zújar.

La superficie potencialmente regable es de unas 13.850 ha, divididas en seis sectores, situados en la margen izquierda del Zújar y del Guadiana. Dentro de la Hoja se encuentran los sectores I y II con superficies de 1.062 y 2.821 ha, respectivamente.

En el ángulo superior derecho de la Hoja, en el río Guadiana, se sitúa el embalse de Orellana, que forma parte de la infraestructura hidráulica del denominado Plan Badajoz. Tiene un volumen de embalse de 808 hm³, cuyo principal destino es la zona regable de Las Vegas Altas del Guadiana.

La calidad química de las aguas superficiales en la zona es de buena a intermedia, con valores medios del índice de calidad general (ICG) próximos a 90, a excepción del río Ortigas que presenta un ICG admisible (70).

7.2.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa limítrofe entre las comarcas de las Vegas del Guadiana y de la Serena. En general, las formaciones representadas destacan por un reducido interés hidrogeológico.

Se caracteriza esta zona por el predominio de rocas metamórficas del Precámbrico y Paleozoico, afectadas por una serie de intrusiones ígneas, que constituyen el zócalo hercínico. Recubriéndolo parcialmente, descansan materiales más modernos: neógenos y cuaternarios.

Las formaciones metamórficas constituyen un bloque prácticamente impermeable; solamente las cuarcitas y metacalizas, intensamente fracturadas, muestran una permeabilidad secundaria alta. Éstas constituyen unidades potencialmente acuíferas que, aunque de escasa entidad, pueden atender demandas hídricas de cierta importancia como son los abastecimientos mediante sondeos a las poblaciones de Magacela y La Haba.

Los volúmenes de agua extraídos componen sus principales salidas, que en la actualidad superan a los volúmenes estimados de recarga, procedentes de la infiltración directa del agua de lluvia.

Las rocas intrusivas, granitos principalmente, pueden configurar acuíferos aislados. Su potencial está condicionado por su estado de fracturación, así como por la potencia y extensión de la zona de alteración. La mayoría de las captaciones se concentran en el stock de Magacela y se utilizan para el riego de pequeñas parcelas de cultivos herbáceos, o para huertos.

Los depósitos terciarios integran materiales detríticos con predominio de facies arcillosa, prácticamente impermeables; solamente en los tramos superiores del Mioceno, representados en el ángulo superior izquierdo de la Hoja, se localizan lentejones de gravas y arenas permeables, correspondientes a paleocauces, capaces de almacenar y transmitir agua, y cuya alimentación proviene del "goteo" de la formación arcillosa que los confina si bien los rendimientos de las obras de captación de estos niveles son bajos.

Las formaciones cuaternarias diferenciadas corresponden a arenas eólicas, depósitos aluviales y de terrazas derrubios de ladera.

Las arenas eólicas, de grano fino a muy fino, aparecen representadas en el ángulo superior izquierdo en los alrededores de Villanueva de la Serena. Descansan discordantes sobre las arcillas miocenas, dando lugar a depósitos permeables de reducida potencia (2-3 m) y por tanto de escaso interés. La recarga de éstas se produce por la infiltración directa de la lluvia y, mayoritariamente, por percolación de los excedentes de riego con aguas del río Zújar; las salidas tienen lugar a través de los canales de drenaje y por evapotranspiración, dada la escasa profundidad del nivel freático. Las extracciones mediante captaciones de agua subterránea no son significativas y presentan bajos rendimientos; generalmente son pozos de profundidad variable, que penetran varios metros en la formación miocena.

Los depósitos aluviales y de terrazas, asociados a la red de cursos superficiales, están constituidos por niveles de cantos que alternan con otros de arenas más o menos limosas; presentan un escaso desarrollo superficial y reducida potencia, por lo que su interés se reduce a ámbitos muy locales. Los de mayor entidad corresponden a los ríos Guadiana y Zújar.

Finalmente, los depósitos coluviales o de ladera, asociados a las sierras, se componen de cantos heterométricos englobados en una matriz limoarcillosa. Estas formaciones, de reducida extensión y potencia, inferior a los 5 m, pueden contener agua en profundidad, constituyendo áreas de recarga por percolación de otras unidades acuíferas asociadas.

En la Tabla 4 se resumen algunas de las características de los principales puntos de agua incluidos en la Hoja, entre los que figuran:

- Sondeos de abastecimiento a La Haba y Magacela (1331-6-010 y 1331-6-011).
- Pozo de abastecimiento a La Coronada (1331-3-001).
- Pozo en el aluvial de Entreríos (1331-2-00).
- Pozo en materiales miocenos situados en las inmediaciones de Villanueva de la Serena (1311-1-012).

Los sondeos n.º 1331-6-010 y 1331-6-011 atraviesan la serie paleozoica integrada por calizas, cuarcitas, pizarras, etc. y presentan facies bicarbonatadas magnésicas, con un valor de la conductividad a 20 °C de 1.037 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y pH de 7,3; los elevados contenidos en magnesio (65-85 mg/l) proceden, posiblemente, del lavado de la formación pizarro-grauváquica y/o de las calizas, ricas en este elemento soluble. Por otro lado, contienen elevadas concentraciones en nitratos y nitritos (5-52 mg/l y 0,20-0,21 mg/l, respectivamente), que, aparentemente, no tienen origen en ningún factor antrópico. Análisis químicos anteriores (julio 1986), correspondientes a muestras tomadas en pozos que atraviesan las pizarras paleozoicas, presentan igualmente elevados contenidos en nitratos difícilmente justificables.

El pozo n.º 1331-3-001 se destina al apoyo del abastecimiento de La Coronada, que se abastece mayoritariamente de aguas depuradas del río Zújar. La muestra analizada, de naturaleza bicarbonatada magnésica, presenta también un elevado contenido en magnesio y nitratos.

Se puede observar pues, cómo los análisis correspondientes a los pozos de abastecimiento de las poblaciones de La Haba, Magacela y La Coronada superan los límites admisibles de potabilidad en magnesio y compuestos nitrogenados.

Las muestras n.º 1331-1-012 y 1331-2-00 corresponden a formaciones no consolidadas miocena y cuaternaria, respectivamente; la primera es de naturaleza bicarbonatada cálcica, con

elevados contenidos en nitratos (9 mg/l), superior al de las muestras anteriores, posiblemente con origen en los abonos agrícolas; la segunda muestra es de naturaleza bicarbonatada magnésica.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En esta Hoja se han seleccionado siete Puntos de Interés Geológico (PIG), cuya localización y principales características se recogen en sus correspondientes fichas, resumen (Véase documentación complementaria).

Estos siete PIG pertenecen a metasedimentos y presentan estructuras tectónicas asociadas; cinco presentan interés desde el punto de vista tectónico, siendo uno de ellos a nivel regional. Los otros dos tienen interés por aspectos paleontológicos, sedimentológicos y mineros.

El contenido de cada uno de estos PIG es el siguiente:

- N.º 1. Charnelas anticlinales y sinclinales de fase 1, en las pizarras del Alcudiense inferior. En la siguiente curva al oeste facies turbidíticas bien representadas. En los taludes del km 11,800 de la carretera del embalse de Orellana a Gargáligas.
- N.º 2. Relación entre la estratificación (S_0) y las esquistosidades de plano axial S_1 y S_2 y de fractura (S_3). Afloramiento espectacular en la ribera oeste del arroyo Guadalefra, entre el arroyo del Castillejo y el de los Moledores.
- N.º 3. Afloramiento continuo del Silúrico del ramal oriental de la sierra de la Ortiga. Aparecen pizarras mosqueadas con quistolita. Buenas características sedimentológicas y Skolithos. En el arroyo Valperdido, al SE del Cerro Cabeza Redonda, llegando a él desde el km 1,500 de la carretera de Don Benito a La Guarda.
- N.º 4. Deformación de la unidad pizarrosa del Alcudiense inferior. Plegamiento de venillas de cuarzo con ejes de pliegue verticales. Punto situado en el km 15,200 de la N-420, 3 km al SE de La Coronada.
- N.º 5. Afloramiento característico de la unidad conglomerática del Alcudiense inferior, muy espectacular. Punto situado en el km 15,500 de la carretera de Campanario al embalse de Orellana.
- N.º 6. Corte continuo de todas las facies conglomeráticas, en el canal de Orellana, pasando transicionalmente desde paraconglomerados abundantes de cantos gruesos hasta *pebbly mudstones*. Situado entre los km 2 y 3 del canal de Orellana.
- N.º 7. Base del Terciario, con un caliche basal afectado por pequeñas fallas, a lo largo de un kilómetro, en la carretera de servicio del canal del Zújar, entre los kms 28 y 29.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AIGNER, T., y REINECK, H. E. (1982). "Proximity trends in modern storm sands from the Helegoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis". *Senckenberg, marit.*, 1, 183-215.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M. V.; PICART BOIRA, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J.; SOLÉ, F. J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. Esp. Comun*; 1, 19-22, Granada.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; ROBLES, R. (1988). "Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo-pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica)". *II Congr. Geol. Esp., Granada, Comun* 2: 99-102.
- BLANCHERE, H. (1978). *Etude Géologique et Minière de la région de Chillón-El Borracho (Synclinal d'Almadén), Ciudad Real, Espagne*. Tesis doctoral, Univ. Paris Sud.
- BOUMA, A. H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits; A graphic approach to facies interpretation*. 168 pág. Elsevier. Amsterdam.
- BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)", *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 73, 263 págs.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; FERNÁNDEZ CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; VEGAS, R. (1977). "The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif", *Estud. Geol.*, Madrid, 33, 33-355.
- COOK, H. E.; FIELD, M. E.; GARDNER, J. V. (1982). "Characteristics of sediments on modern and ancient continental slopes". En SCHOLLE, P. A. and SPEARING, D. (Eds.). "Sandstone Depositional Environments". *Mem. A.A.P.G.*, 31, 329-336.
- CRESPO, V.; REY, J. (1971). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. Min.*, 82 (6), 512-515.
- DALLMEYER, R. D.; PIEREN, A. P. (1987). "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW. Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectonothermal Evolution of the West African Orogens and Circum-Atlantic Terrane Linkages*. (I.U.G.S. Project n.º 233), 73-76, Nouakchott.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Structure Autochthonous Sequences. Z.C.I.", *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. Dallmyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 160-171, Heidelberg.
- EGOZQUE, J. y MALLADA, L. (1876). "Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres". *Mem. Com. Map. G.E. Inst. Geol. y Min. de España*, (4), 1-368.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1985). *Estratigrafía y Sedimentología del Alcudiense Superior en los anticlinorios de Ibor y Navezuelas-Robledollano*. Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid, 229 págs., Madrid.

- GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1988). "El anticlinal de Ibor: Estratigrafía, sedimentología, tectónica y ciclos sedimentarios". *Temas Geol. Min.* 9, 101-110, Madrid.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F. y PÉREZ LORENTE, F. (1984). "Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo", *I Congr. Esp. de Geología III*: 27-6.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doct. Univ. Complutense, Madrid, 3 V, 701 págs. (inéd).
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RABANO, I. (1987). "Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los "Bancos Mixtos" (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos". *Bol. Geo. Min*, 98(5), 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RABANO, I.; PRIETO, M.; MARTÍN, J. (1984). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, A. P. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy; Autochthonous Sequences. Z.C.I", *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 160-171, Heidelberg.
- HAMMANN, W.; ROBARDERT, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M. D.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELÁEZ, J. R.; PÉREZ ESTAÚN, A.; PRIETO, M.; RABANO, I.; SAN JOSÉ, A. A. DE; TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILAS, L.; VILLAS, E.; VILLENA, J. (1982). "The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal)". *IUGS. Pub.* n.º 11, 1-7.
- HERRANZ, P. (1984). "El Precámbrico del NE de 'Ossa-Morena': Plantemaiento y estado de la cuestión, unidades, bases para su correlación y esquema evolutivo", *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 119-211.
- HERRANZ, P. (1985). "El Precámbrico y su cobertera paleozoica en las sierras centro orientales de la provincia de Badajoz". *Cuad. de Estratigrafía; Serie Monografías* 12 (1) y (2). 1220 págs.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A.; PEREJON, A.; PIEREN, A. P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). Excursion Program: Day 2 *Int. conf. Iberian Terranes and their regional correlation*. Geotransverse South B-1. Guide Book, 55-65, Oviedo.
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L. (1973). "Reconocimiento geológico de los alrededores de Don Benito y Villanueva de La -Serena (Badajoz)", *Características geológicas, hidrogeológicas e hidroquímicas de los alrededores de Villanueva de la Serena y Don Benito (Badajoz)*. 15-31. Madrid.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A.; VILAS, L. (1977). "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel", *Estud. Geol.*, 33 (4), 327-342.
- HOFGES, J.; KIRCH, P. KUMPA, J.; WALTER, R. (1982). "Faziesuntersuchungen im Jungpräkambrium und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe (Zentralspanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.* 56, 89-130.
- JOHNSON, H. D. (1978). "Shallow siliciclastic seas". En H.G. Reading ed., *Sedimentary environments and facies*. 207-258.

- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.^a; RIBEIRO, A. y NABAIS CONDE, L. E. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E: 1.000.000*, Memoria explicativa 1-113 (1974). Inst. Geol. Min. España.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1983). "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". En *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*. J. A. Comba; Instituto Geológico y Minero de España; Tomo I, 192-246, Madrid.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983). "El devónico en el Macizo Ibérico". En *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*, J.A. Comba, Instituto Geológico y Minero de España, Tomo I, 265-311, 2 fig., Madrid.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M.; MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). "La estructura de la parte SE de la Zona Centroibérica, con metamorfismo de bajo grado". En *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*. J.A. Comba, Instituto Geológico y Minero de España; Tomo I, 91-100, Madrid.
- LOTZE, F. (1945). "Zur Gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta" *Geotekt. Forsch*, 6: 78-92.
- LOTZE, F. (1956). "Über sardischen Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung". *Geotekt. Symp. su ehren Hans Stille*, 129-139.
- LOWE, D. R. (1982). "Sediment gravity flows II: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currentes". *J. Sed. Petrol.*, 52, 279-297.
- MARTÍN HERRERO, D., & BASCONES ALVIRA, L. (1984). "Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres". *I Congr. Esp. de Geología*, 3, 75-90.
- MCDUGALL, M.; BRENCHEY, P. J.; REBELO, J. A.; ROMANO, M. (1987). "Fans and fan deltas precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia". *Geol. Mag.*, 12 (4), 347-359.
- MCPHERSON, J. (1883). "Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España". *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 12, 3-40.
- MITROFANOV, F. P.; TIMOFEEV, M. (1977). *Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Inst. Geol. Geocron, Precambrian. Inéd. 2p. Leningrad.
- MORENO, F. (1977). *Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales*. Tesis Univ. Complutense, Madrid. 208 págs.
- MORENO, F. (1977). "Tectónica y sedimentación de las Series de Tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacas y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico". *Studia Geol. Univ. Salamanca*, 12, 123-136.
- NELSON, C. H. (1982). "Modern shallow water graded sand layers from storm surges, Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbiditic systems". *J. Sed. Petrol.*, 52, 537-545.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; PICART BOIERA, J. (1988). "Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los montes de Toledo". *Bol. Geol. Min.*, 99, 73-89, Madrid.
- ORTEGA, E.; GONZÁLEZ, LODEIRO, F. (1986). "La discordancia intra-alcudiense en el dominio meridional de la zona centroibérica". *Brev. Geol. Astúrica*, 27, 27-32.

- OVTRACHT, A.; TAMAIN, G. (1970). "Tectonique en Sierra Morena (España)", *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D.*, 270, 263-2636.
- PARDO, M. V.; GARCÍA ALCALDE, J. L. (1984). "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 79-120.
- PEDERSEN, F.K. (1985). "Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence: an example from the Lower Jurassic in the Stenlille 1° well, Denmark". *J. Geol. Soc. London*, 12, 357-374.
- PELÁEZ PRUNEDA, J. R. (1973). *Características Geológicas, Hidrogeológicas e Hidroquímicas de los alrededores de Villanueva de La Serena y Don Benito (Badajoz)*. 33-93. Madrid.
- PELÁZ PRUNEDA, J. R.; HERRANZ ARAUJO, P.; SAN JOSÉ LANCH, M. A. (1967). *Mapa Hidrogeológico de la Provincia de Badajoz. Zona de Villanueva de La Serena. CUENCA DEL GUADIANA. Obras realizadas por las conferencias hidrográficas Los Riegos en España, datos para su estudio*. 1 mapa.
- PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PEREJÓN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, España)". *Réun. Sci. Terre*. Clermont-Ferrand, 11, 145.
- PENHA, M. A. y ARRIBAS, A. (1974). "Datación geocronológica de algunos granitos uraníferos españoles". *Bol. Geol. Min.* 85-3, 271-273.
- PICHERING, K.; STOW, D.; WATSON, M., & HISCOTT, R. (1986). "Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments". *Earth Sci. Rev.*, 23, 75-174.
- PIEREN PIDAL, A. P. (1986). "Mobilité du bassin sédimentaire au Silurien inférieur dans le synclinal de Herrera del Duque (Badajoz, España)". *Reun. Sci. Terre*. Clermont-Ferrand, 11 ème, 148.
- PIEREN PIDAL, A. P.; HERRANZ ARAUJO, P. (1988). "Presencia y caracterización del 'Alcudiense Superior' (Vendense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)". *Temas Geol. Min.*; 9, 91-100. Madrid.
- PIEREN PIDAL, A.P.; HERRANZ ARAUJO, P.; GARCÍA GIL (1991). "Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico Superior en La Serena, Badajoz (Zona Centro-Ibérica)". *Cuad. Xeol. Laxe*; 16, 179-191, O Castro.
- PIEREN PIDAL, A.P.; NOZAL MARTÍN, F.; PORTERO GARCÍA, J.M. (1989). Hoja 756; *Herrera del Duque. Mapa Geológico de España E*; 1/50.000 (MAGNA); Dept. Public. Min. Industria y Energía, Madrid.
- PORTERO GARCÍA, J. M.; DABRIO GONZÁLEZ, C. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Orodovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". *II Congr. Geol. Esp. Com.*; 1, 161-164, Granada.
- PROST DAME, V. (1980). "Das Paläozoikum der nördlichen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien)". *Geol. Dtsch.* 19 (3), 309-329.
- RAAF, J. F. M. DE; BOERSMA, JR., GELDER, A. VAN (1977). "Wave-generated structures and sequences

from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, 51-483.

Redlin, K. (1955). *Stratigraphie und Tektonik der Extremadura im Bereich des Valle de Alcudi (Spanien)*. Diss. math. naturwiss. Fakultät Univ. Münster, 192 págs.

ROBARDET, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1990). "Passive Margin Phase (Ordovician-Silurian-Devonian) Stratigraphy Z.O.M. Autochthonous Sequences". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 160-171, Heidelberg.

RODA QUEROS (1986). "Nuevos datos sobre la fase de deformación Sárdica. Geometría de los pliegues prehercínicos del río Salor (Cáceres)". *Geogaceta* 1, 13-15.

RODRÍGUEZ GARCÍA, S. (1978). "Corales rugosos del Devónico de la Sierra del Pedroso". *Estudios Geol.*, 35: 345-354.

RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1986). *El complejo esquisto grauwackico y el paleozoico en el centro oeste español*. Edic. Univ. Salamanca, 174 págs.

ROSO DE LUNA, I.; HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1956). *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 779 Villanueva de La Serena (Badajoz) (1ª Serie)*; Instituto Geológico y Minero de España, 110 págs, 1 fig., 13 lam., Madrid.

SAN JOSÉ, M.A. (1983). El complejo sedimentario pelítico-grauváquico". En *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. J. A. Comba" Instituto Geológico y Minero de España; Tomo I, 91-100, 2 fig., Madrid.

SAN JOSÉ, M. A. (1984). "Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino", *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 81-117.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; HERRANZ ARAUJO, P.; VILAS MINONDO, L. (1967). *Mapa Hidrogeológico de la Provincia de Badajoz. Zona de Don Benito. CUENCA DEL GUADIANA. Obras realizadas por las confederaciones hidrográficas. Los Riegos en España, datos para su estudio*. 1 mapa.

SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, R.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J. R.; PEREJÓN, A. (1990). "Ante-Ordovician Stratigraphy". *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 147-159, 3 fig., Heidelberg.

SANTOS GARCÍA, J. A.; CASAS RUIZ, J. (1980). "Caracterización de unas series precámbricas al N de Badajoz". *Temas Geol. Min.* 1ª Reunión sobre la Geología de Ossa-Morena; 2, 213-233, Madrid.

SAUPE, F. (1971). "La série Ordovicienne et Silurienne d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles". En *Colloque Ordovicien-Silurien*, Brest, Mém. B.R.G.M. 73, 355-365.

SAUPE, F.; DUNOYER, G.; TEICHMULLER, M. (1977). "Etude du métamorphisme régional dans la zone d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)". *Sciences de la Terre*, 12 (3), 251-269.

SOS BAYNAT, V. (1958). "La tectónica del puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales". *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 50 (1), 197-237.

- STOW D. A. V. (1985). Deep-sea clastics: Where are we and where are we going?. En BRENCHELY, P. J. and WILLIAMS, B. J. P. (eds.) "Sedimentology: Recent developments and applied aspects". *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 18, 67-93.
- TAMEIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). Thèse présentée à l'université de Paris-sud (Centre d'Orsay)". *Travaux du Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée*, 91-Orsay; T. I-II, 648, Paris.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A. (1971). "Essai de corrélation entre la Meseta Ibérique et le Massif Armoricaín au Précambrien supérieur et au Paléozoïque inférieur". *C. R. Acad. Sci. Paris*. 272, 2289-2292.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A. (1973). "Les cycles cadomien et hercynien dans la Meseta Ibérique méridionale et le Massif armoricaín". 96 *Congr. Nat. Soc. Sav.*, Toulouse, Sér. Sci. T. II, 269-313.
- TEJERO, R. (1976). *Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres)*. Tes. Licenciatura. Fac. GEol. Univ. Complutense, Madrid.
- TRUYOLS, J. y JULVERT, M. (1983). El Silúrico en el Macizo Ibérico. En *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España* J. A. Comba; Instituto Geológico y Minero de España; Tomo I, 246-265, Madrid.
- VEGAS, R. (1970). "Formaciones precámbricas de la Sierra Morena Occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres". *Estudios Geol.* 26, 225-231.
- VEGAS, R. (1971). "Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)". *Bol. Geol. Min.*, 82, 351-358.
- VILAS, L.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ M. A.; PIEREN PIDAL, A. P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A.; HERRANZ, P. (1987). "Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona centro meridional del Macizo Ibérico". *Geogaceta*; 2, 43-45, Madrid.
- WALKER, R.G. (1978). "Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps". *A. A. P. G. Bull.*, 62, 932-966.
- WALKER, R. G.; MUTTI, E. (1973). Turbidite facies and facies association. En Middleton G.V. and Bouma, A.H. (eds.). *Turbidites and Deep Water Sedimentation* S. E. P. M. Short Course, 119-150.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 978-84-7840-738-5



9 788478 407385