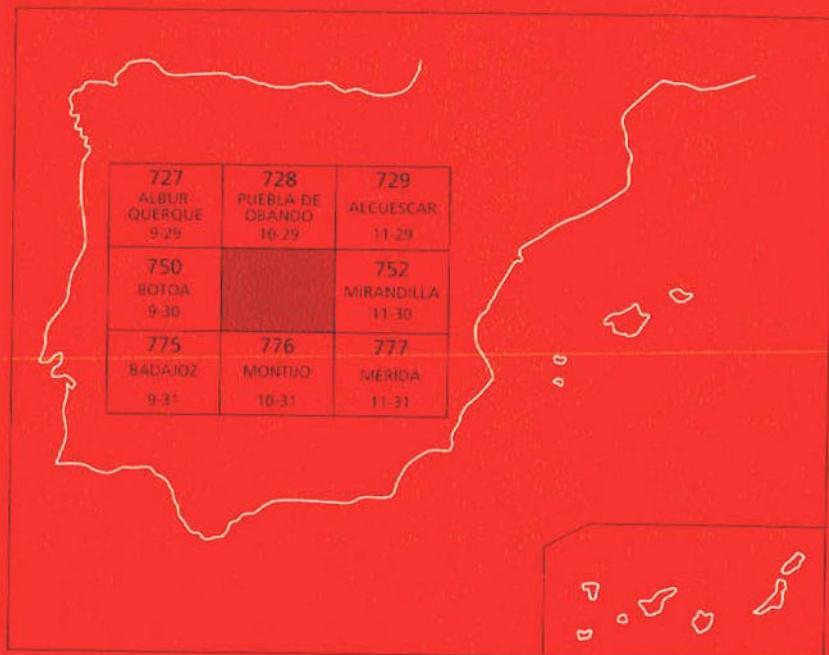




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLAR DEL REY

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLAR DEL REY

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

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23, 28003 MADRID

Depósito legal: M. 28.922-2003

ISBN: 84-7840-480-5

NIPO: 405-03-019-1

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ADARO como empresa contratista del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), y para la cual ha prestado su colaboración INGEMISA, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Jefe de Proyecto, Cartografía y Memoria

M. Insúa Márquez (ADARO)

Cartografía y Memoria

J. A. Santos García (ADARO)

O. Apalategui Isasa (INGEMISA)

A. Carvajal Menéndez (ADARO)

Colaboradores

J. Soldevilla (Universidad Autónoma de Barcelona)

E. Liñán Guijarro (Universidad de Zaragoza)

E. Villas (Universidad de Zaragoza)

G. García Alcalde (Universidad de Oviedo)

T. Palacios Medrano (Universidad de Extremadura)

Geomorfología

J. Gracia Prieto (ADARO)

Neotectónica y sismotectónica

A. Carvajal Menéndez (ADARO)

J. Gracia Prieto (ADARO)

Petrología

T. Nodal Ramos (ADARO)

Geoquímica

M. L. Agudo Fernández (ADARO)

P. Hernán Reguera (ADARO)

Hidrogeología

D. Alonso Díaz de Isla (ADARO)

G. Martín Zúñiga (ADARO)

Dirección y Supervisión

V. Gabaldón López (IGME)

J. Fernández-Gianotti (IGME)

Hidrogeología: Juan Carlos Rubio (IGME)

Recursos Minerales

Luis José Baeza (IGME)

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes sedimentológicos, petrográficos, micropaleontológicos.
- Informes y mapas de Hidrogeología, Geomorfología, Neotectónica y Sismotectónica, etc.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías, y demás información variada.

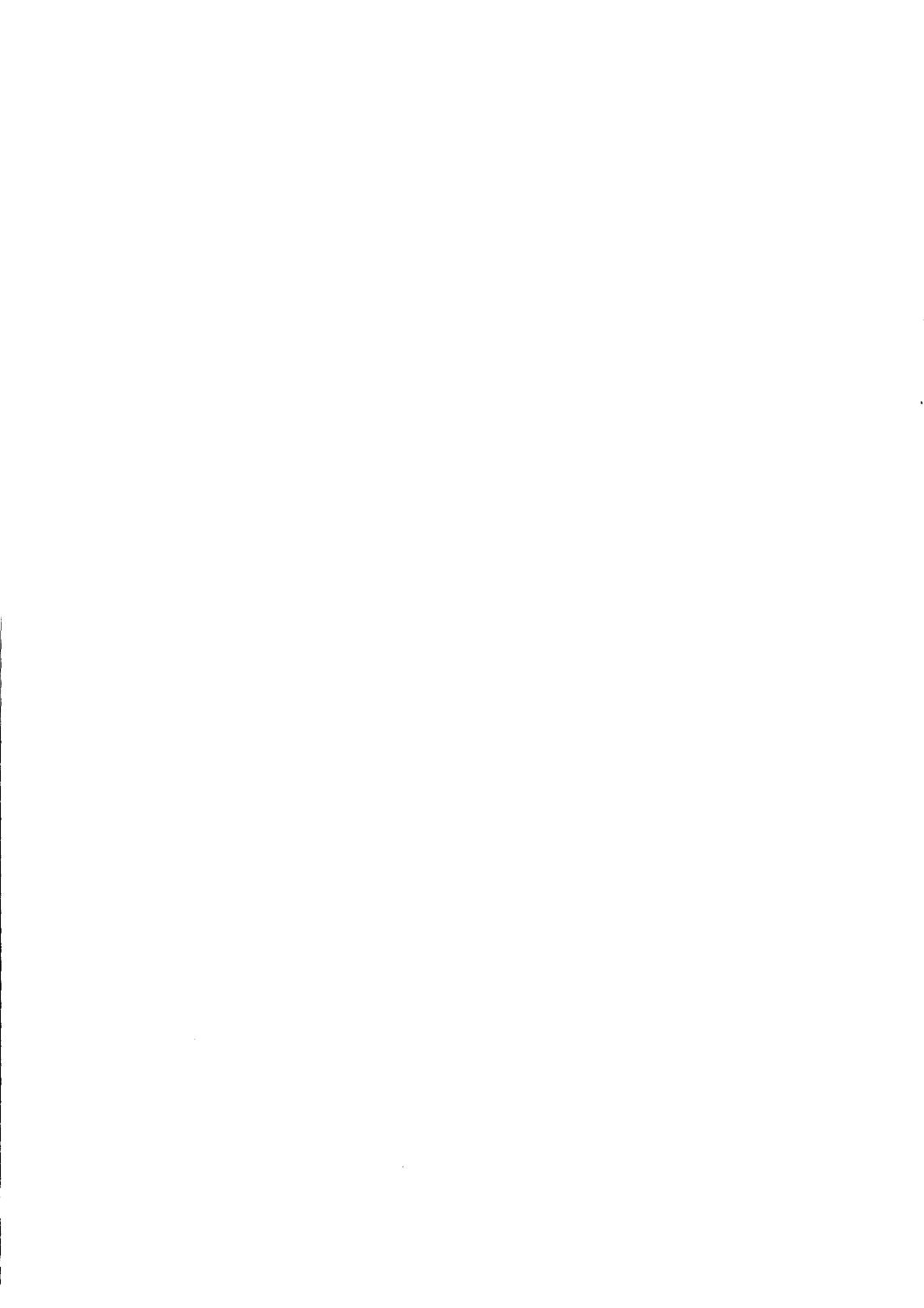
Í N D I C E

| | Páginas |
|--|---------|
| 1. INTRODUCCIÓN | 9 |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 10 |
| 2.1. PRECÁMBRICO Y PALEOZOICO | 10 |
| 2.1.1. Unidad de Villar del Rey | 10 |
| 2.1.1.1. Esquistos, pizarras, filitas y grauvacas (7) con intercalaciones de calizas (8) y líticas (9) (Rifeense medio-superior) | 11 |
| 2.1.1.2. Unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando | 11 |
| 2.1.1.2.1. Arcosas y cuarzoarenitas (10) (Tremadociense) | 11 |
| 2.1.1.2.2. Cuarcitas blancas (11). Cuarcita Armoricana (Arenigiense) | 12 |
| 2.1.1.2.3. Areniscas y pizarras (12) con cuarcitas intercaladas (13) (Caradociense-Wenlockiense) | 12 |
| 2.1.1.2.4. Pizarras y areniscas (14) con cuarcitas ferruginosas (15) (Ludlow-Siegiense) | 13 |
| 2.1.1.2.5. Pizarras y filitas con intercalaciones de calizas y calcoesquistos (16) (Emsiense-Givetense) | 14 |
| 2.2. NEÓGENO Y CUATERNARIO | 15 |
| 2.2.1. Mioceno | 16 |
| 2.2.1.1. Unidad inferior. Arcillas marrones (17) | 16 |
| 2.2.1.2. Unidad superior | 17 |
| 2.2.1.2.1. Arenas limo-arcillosas (18) | 17 |
| 2.2.1.2.2. Limos arcillosos con intercalaciones calcáreas más frecuentes a techo (19) .. | 18 |
| 2.2.1.2.3. Calizas (20) | 19 |
| 2.2.2. Plio-Cuaternario (Raña) (21) | 19 |
| 2.2.3. Cuaternario | 20 |

Páginas

| | | |
|-----------|---|-----------|
| 2.2.3.1. | Terrazas (22, 23, 24, 25, 26) | 20 |
| 2.2.3.2. | Glacis (27) | 21 |
| 2.2.3.3. | Depósitos lacustres (28) | 21 |
| 2.2.3.4. | Conos de deyección (29) | 21 |
| 2.2.3.5. | Coluvión (30) | 22 |
| 3. | TECTÓNICA | 22 |
| 3.1. | DEFORMACIÓN HERCÍNICA | 22 |
| 3.1.1. | Primera fase | 22 |
| 3.1.2. | Cabalgamientos | 23 |
| 3.1.3. | Segunda fase | 23 |
| 3.1.4. | Tercera fase | 23 |
| 3.2. | FRACTURACIÓN | 24 |
| 3.3. | NEOTECTÓNICA | 24 |
| 3.3.1. | Accidentes neotectónicos | 25 |
| 3.3.2. | Anomalías geomorfológicas | 26 |
| 3.3.3. | Anomalías gravimétricas | 27 |
| 3.3.4. | Anomalías aeromagnéticas | 27 |
| 3.3.5. | Conclusiones | 27 |
| 4. | PETROLOGÍA | 28 |
| 4.1. | ROCAS PLUTÓNICAS | 28 |
| 4.1.1. | Granito de Villar del Rey | 30 |
| 4.1.1.1. | Granito biotítico-hornbléndico con megacristales (6) | 30 |
| 4.1.1.2. | Granitos biotíticos heterogranulares (5) | 31 |
| 4.1.1.3. | Granodiorita biotítica-hornbléndica con megacristales (4) | 32 |
| 4.1.1.4. | Consideraciones petrológico-geoquímicas | 32 |
| 4.1.2. | Granito de La Roca de la Sierra | 33 |
| 4.1.2.1. | Granito biotítico con megacristales (3) | 33 |
| 4.1.2.2. | Consideraciones petrológico-geoquímicas | 34 |
| 4.1.3. | Cuarzomonzodioritas (2) | 34 |
| 4.1.3.1. | Consideraciones petrológico-geoquímicas | 35 |
| 4.2. | ROCAS FILONIANAS | 36 |
| 4.2.1. | Diques ácidos | 36 |
| 4.2.2. | Diques de diabasas (1) | 37 |
| 4.3. | METAMORFISMO | 38 |
| 4.3.1. | Metamorfismo regional | 38 |
| 4.3.2. | Metamorfismo de contacto | 38 |
| 5. | GEOMORFOLOGÍA | 39 |
| 5.1. | DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA | 39 |
| 5.2. | ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO | 39 |
| 5.2.1. | Estudio morfoestructural | 39 |

| | <i>Páginas</i> |
|--|----------------|
| 5.2.1.1. Las sierras paleozoicas | 40 |
| 5.2.1.2. La depresión terciaria | 40 |
| 5.2.2. Estudio del modelado | 42 |
| 5.2.2.1. Formas poligénicas | 42 |
| 5.2.2.2. Formas fluviales | 44 |
| 5.2.2.3. Formas endorreicas | 46 |
| 5.2.2.4. Laderas | 47 |
| 5.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES | 47 |
| 5.3.1. Depósitos de origen fluvial..... | 48 |
| 5.3.2. Depósitos de piedemonte, coluviales y suelos | 48 |
| 5.3.3. Depósitos lacustres | 48 |
| 5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA | 48 |
| 5.5. PROCESOS ACTUALES | 49 |
| 6. HISTORIA GEOLÓGICA | 50 |
| 6.1. UNIDAD DE VILLAR DEL REY (ZONA OSSA-MORENA) | 50 |
| 6.2. UNIDAD DE SÃO MAMEDE-LA CODOSERA-PUEBLA DE OBANDO | 51 |
| 6.3. NEÓGENO-CUATERNARIO | 51 |
| 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA | 52 |
| 7.1. RECURSOS MINERALES | 52 |
| 7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos | 52 |
| 7.1.2. Rocas industriales | 52 |
| 7.2. HIDROGEOLOGÍA..... | 53 |
| 7.2.1. Climatología | 53 |
| 7.2.2. Hidrología superficial | 53 |
| 7.2.3. Características hidrogeológicas | 53 |
| 8. BIBLIOGRAFÍA | 57 |



1. INTRODUCCIÓN

La hoja de Villar del Rey se sitúa al N de la provincia de Badajoz, entre las hojas de Bótoa y Mirandilla, siendo los núcleos de población más importantes Villar del Rey, que da nombre a la Hoja, y La Roca de la Sierra. Geológicamente se encuadra dentro del macizo Hespérico, en el conjunto del sistema hercínico subibérico, que se divide en una serie de zonas, con orientación paralela a las directrices de la cadena.

Atendiendo a la subdivisión de LOTZE (1945) y JULIVERT *et al.* (1974), el área comprendida por esta Hoja quedaría enmarcada en la zona de Ossa-Morena, ya que estos autores sitúan el límite septentrional de la misma en el Batolito de Los Pedroches. Sin embargo, dicho límite ha sido y continúa siendo en la actualidad motivo de controversia.

GARROTE, A. (1976), y ROBARDET, M. (1976), localizan el límite en la falla de Azuaga, situada más al sur, mientras que CHACÓN y PASCUAL (1977) y BURGO *et al.* (1981) lo sitúan en la zona de cizalla Coimbra-Córdoba o Portoalegre-Badajoz-Córdoba (cuyo límite meridional es la falla de Azuaga).

Más recientemente, y como consecuencia del avance experimentado en el conocimiento regional, se han obtenido datos que hacen suponer la posibilidad de modificar el límite entre ambas zonas (CASTRO, 1987; GONZALO, 1989; etc.), o cuando menos, permiten cuestionar algunas de las ideas aceptadas.

Los primeros trabajos publicados sobre la zona corresponden fundamentalmente a estudios descriptivos de los depósitos neógeno-cuaternarios (HERNÁNDEZ PACHECO, F. 1946-1958; PÉREZ MATEOS, J., 1954, y ROSSÓ DE LUNA y HERNÁNDEZ PACHECO, F., 1954). La primera caracterización del Terciario extremeño (HERNÁNDEZ PACHECO, F., y CRUSAFONT, M., 1960) ha sido utilizada como referencia en la Cuenca del Guadiana.

En una segunda etapa se observa mayor cantidad de trabajos, entre los que se diferencian líneas de investigación especializadas, en diversos aspectos de la problemática de esta zona del SO del Macizo Hespérico, a ambos lados de la frontera.

La estratigrafía es abordada con mayor detalle en la zona portuguesa (TIXEIRA, C., y GONÇALVES, F., 1967; GONÇALVES, F., 1969-70-71; PEREIRA, M., 1970; PERDIGAO, J. C., 1973-74 y TEIXEIRA, C.; CARVALHOSA, A., y GONCALVES, F. 1977), mientras que en la española predominan los trabajos de síntesis (IGME, 1971; VEGAS, R., et al., 1971, 1974 y 1977).

Diversos aspectos de las rocas plutónicas son abordados por PRIEM, H. N. A., et al. (1970); GONCALVES, F. (1971); APARICIO, A., et al. (1977) y SAAVEDRA, J. (1978).

También se realizan estudios de tipo estructural [PARGA, J. R. (1969); VEGAS, R. (1974) y GUMIEL, P. (1978)] y metalogénicos [IGME, (1974); GUMIEL, P., et al. (1976); SANTOS, J. A., et al., (1976); SANDERSONS; D. J., et al. (en prensa)].

Además, puede considerarse una tercera etapa en la que predominan los trabajos cartográficos (GONÇALVES, F., et al., 1972; CASAS, J., y et al. 1978, y SANTOS, J. A., et al., 1978, 1979 y 1980).

Los últimos trabajos acometidos en el área son los realizados por el ITGE y la Junta de Extremadura para el estudio de las mineralizaciones de oro en La Codosera.

Por último, cabe señalar los trabajos de cartografía regional realizados por J. SOLDEVILLA, como trabajo de tesis de la Universidad Autónoma de Barcelona.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. PRECÁMBRICO Y PALEOZOICO

Dentro de la Hoja de Villar del Rey aparecen sucesiones litológicas, imputables unas a la ZOM y otras a la ZCI.

Los materiales que ocupan el borde septentrional de la Hoja son series detríticas (pizarrosas-cuarcíticas) asimilables a formaciones del Paleozoico de la Zona Centro Ibérica (ZCI).

Al sur de los anteriores materiales, entre ellos y los depósitos neógenos de la Cuenca del Guadiana, afloran unas sucesiones detríticas, similares a otras que afloran más al sur, que se correlacionan con los materiales precámbrios correspondientes a la Serie Negra de la Zona Ossa Morena (ZOM).

Los materiales de la Hoja se agrupan por tanto en dos grandes unidades: una al norte, de afinidad Centro Ibérica, que corresponde a la denominada Unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando, y una segunda al sur, de afinidad Ossa Morénica, que llamaremos Unidad de Villar del Rey.

2.1.1. Unidad de Villar del Rey

En esta Hoja, los únicos materiales de esta unidad son los de la sucesión, que a continuación se describe.

2.1.1.1. Esquistos, pizarras, filitas y grauvacas (7) con intercalaciones de calizas (8) y lítitas (9) (Rifeense medio-superior)

Los únicos materiales de esta unidad son una sucesión de esquistos y pizarras que intercala hacia la base niveles de cuarcitas negras y mármoles, y que se correlacionan con la "Serie Negra".

Los esquistos son de color gris o verde oscuro, satinados, y presentan en ocasiones laminación paralela de tendencia lenticular, marcada por la presencia de niveles más ricos en cuarzo. Al microscopio presentan textura lepidoblástica esquistosa, y están formados por cuarzo, sericita, clorita, etc.

Hacia el muro de la serie, se encuentran intercalados niveles carbonatados (8), que pueden dar afloramientos de relativo desarrollo, como los próximos a Villar del Rey y La Roca de la Sierra, presentando composición dolomítica, aspecto oqueroso, ligera orientación y tendencia esquistosa, así como presencia de óxidos de hierro. Son de color muy oscuro, destacando la existencia de bandedo de aspecto estromatolítico. Estos niveles carbonatados fueron atribuidos erróneamente al Cámbrico por ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1954).

Asociados a los niveles carbonatados, aparecen otros de cuarcitas (lítitas) de tonos oscuros (9), casi negro, que llegan a adquirir gran desarrollo, con espesores de 10 a 30 m y gran recorrido lateral. Presentan estructura homogénea y en ocasiones fractura concoidea y fisuración con cuarzo.

La estructura de esta unidad en su conjunto es muy simple, y corresponde a una secuencia monocinal en posición normal que cabalga hacia el norte a materiales más modernos.

La potencia de la formación no puede precisarse, al no aflorar en la Hoja ni el muro ni el techo de la misma; en base a la amplitud del afloramiento, se le calcula una potencia aproximada de 600-800 m.

Estos materiales se correlacionan con la denominada Serie Negra y se les atribuye una edad Rifeense medio-superior.

2.1.2. Unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando

Los materiales paleozoicos que afloran en esta unidad son, de muro a techo, los siguientes.

2.1.2.1. Arcosas y cuarzoarenitas (10) (Tremadociense)

Los materiales más bajos de esta unidad son unos tramos arcósicos de color claro que afloran en una pequeña cuña de 300 m de espesor como máximo y 6-7 km de corrida, que se extiende por el borde noroccidental de la Hoja.

Las arcosas son rocas de grano medio, de color blanquecino y/o amarillento, que aparecen en bancos de potencia decimétrica o métrica, en los que se observan estructuras del tipo estratificación cruzada y granoselección. Al microscopio presentan textura blastosamítica esquistosa

y están formadas por fragmentos de cuarzo y feldespatos (principalmente feldespato-K) en una matriz cuarzo-micácea de grano fino recristalizada.

No hemos encontrado fósiles en estos materiales y tampoco se conocen sus relaciones originales respecto a los materiales adyacentes. En base a correlaciones regionales, se le asigna a estos materiales una edad del Ordovícico inferior.

2.1.2.2. Cuarcitas blancas (11) Cuarcita Armoricana (Arenigienne)

El único afloramiento de Cuarcita Armoricana se localiza en el borde oriental de la Hoja, donde da lugar a la Sierra de Machal. En este punto, el afloramiento cuarcítico aparece limitado entre fracturas, una falla en dirección al norte, y un cabalgamiento que sitúa sobre ella materiales de la "Serie Negra" al sur.

La asignación de este afloramiento a la "Cuarcita Armoricana" se hace en base a su litología, y no hay ningún otro criterio estratigráfico o paleontológico que lo apoye.

En afloramiento, las cuarcitas presentan coloración clara (blanca y/o amarillenta) y aparecen en bancos homogéneos masivos de espesor métricos, que intercalan alguna pasada pizarrosa de espesor centimétrico-milimétrico. Las cuarcitas son muy puras, sin apenas cemento ni minerales pesados.

En los bancos cuarcíticos se observa frecuentemente una estratificación cruzada de bajo ángulo y ripples en el techo de los estratos. Todo el conjunto se organiza formando un megacyclo negativo.

Al microscopio presenta textura granoblástica, predominando los efectos de deformación, con orientación general de los componentes; el cuarzo aparece elongado y recristalizado, en ocasiones con extinción ondulante.

Los afloramientos cuarcíticos aparecen rodeados por derrubios de ladera, por lo que las potencias medidas son algo menores que las reales, habiéndose medido espesores que oscilan entre 50 y 100 m.

No se han reconocido restos fósiles en este afloramiento, el cual aparece limitado por fracturas. En base a la litología de los materiales, cabe atribuirlos al Ordovícico inferior (Arenigienne).

2.1.2.3. Areniscas y pizarras (12) con cuarcitas intercaladas (13) (Caradociense-Wenlockiense)

Los próximos materiales reconocidos son una sucesión detrítica, compuesta fundamentalmente por pizarras satinadas y areniscas y/o cuarcitas inmaduras, que aparecen en niveles aislados (Unidad de Sierrafría de SANTOS, J. A., et al., 1979).

Esta sucesión aflora en una cuña que discurre entre el extremo occidental de la Hoja y las proximidades de La Roca de la Sierra. El límite meridional de dicho afloramiento es mecánico,

muy posiblemente un cabalgamiento vergente al norte; el límite septentrional es un contacto normal con la sucesión suprayacente.

Otro afloramiento de esta sucesión se distingue en el borde nororiental de la Hoja, entre el Puerto del Zángano y la Sierra del Vidrio.

Esta sucesión está muy bien definida en zonas más septentrionales del sinclinorio de La Codosera, y más concretamente en la zona de Jola-Chirriato, donde se puede establecer una secuencia mucho más completa y detallada.

Se trata de una sucesión de carácter detrítico, con aspecto *flyschoide*, predominando los términos pizarrosos y cuarcíticos.

La formación la componen unas filitas silíceas de color gris más o menos oscuro, con laminación paralela, resultante de la variación composicional a escala milimétrica.

Los niveles intercalados de cuarcitas (13) suelen ser bastante impuros, de color gris crema, con frecuentes puntos blandos y amarillentos, observables con lupa, que parecen corresponder a feldespatos y hematites-goethita; son frecuentes las hiladas de minerales pesados que constituyen restos de estratificación residual.

En conjunto, destacan a escala regional tres niveles cuarcíticos, más o menos areniscosos, con impregnaciones de óxidos de hierro, que dan lugar a resalte fácilmente observables, aunque localmente desaparecen.

La potencia de esta sucesión ha sido estimada en unos 400 m (véase Hoja de Bótoa), si bien en el área que nos ocupa las potencias son inferiores, del orden de 125-150 m.

La edad de estos materiales es discutida: GUMIEL, P., et al. (en prensa) le asignan una edad del Ordovícico medio-Devónico inferior. SANTOS, J. A., et al. (1979) le asignan una edad próxima al tránsito Silúrico-Devónico.

A nuestro juicio, la base de la sucesión es del Ordovícico medio, tal como indican GUMIEL, P., et al.; sin embargo, el techo de la misma debe de ser más bajo y cabe situarlo en el Silúrico (Wenlock). En efecto, se han encontrado próximo al techo de esta sucesión, varias formas de graptolitos del Wenlock superior (SOLDEVILA, J. (común. oral); por otro lado, ROMARIZ (1962), en Portugal, cita fauna también del Wenlock en unos niveles de pizarras equivalentes a éstos.

2.1.2.4. *Pizarras y areniscas (14) con cuarcitas ferruginosas (15) (Ludlow-Siegiñense)*

Sobre los anteriores materiales se dispone una sucesión detrítica, compuesta por pizarras limosas de color gris, blanco o rosáceo, y cuarcitas ferruginosas en bancos de espesor variable, que corresponde a la Unidad Calera de SANTOS y CASAS (1979).

Estos materiales afloran en dos bandas: una septentrional, que discurre por el borde NE de la Hoja, y otra más meridional, que se sigue desde el borde noroccidental hasta las proximida-

des de la Roca de la Sierra. Esta última corresponde a una cuña tectónica, en un sistema imbricado de cabalgamientos hacia el norte, en el flanco invertido del Sinclinal de São Mamede-La Codosera. El afloramiento septentrional corresponde a una sucesión en posición normal, con su límite sur laminado y muy recubierta por derrubios cuarcíticos.

La sucesión en la Hoja que nos ocupa aparece muy limitada, y la constituyen una alternancia de pizarras limosas en ocasiones serícitas de color blanquecino, gris y/o asalmonado, que intercala niveles cuarcíticos, y de areniscas ferruginosas de potencia centimétrica y/o decimétrica. Destaca en esta alternancia la presencia de niveles cuarcíticos más desarrollados, de 5-15 m de espesor, y de gran continuidad lateral, que dan resalte muy claros (Cerro Jabarriega, Cerro de la Aguda, etc.).

Los niveles pizarrosos suelen ser muy limosos y con abundantes óxidos de hierro; aparecen otros de color gris o ceniza que son bastante ampelíticos y que tectonizados dan una coloración muy oscura.

La potencia de esta sucesión no se puede precisar en la presente Hoja, ya que no afloran ni el muro ni el techo de la misma; el espesor de los materiales aflorantes es de 300-400 m.

En el campo es difícil determinar el contacto de esta sucesión detrítica con la inferior, habiéndose situado en un nivel cuarcítico ferruginoso.

La base de esta sucesión es de edad Ludlow, y fue datada en Portugal (Marvao) por PERDI-GAO (1967); el techo de la misma ha sido datado también en Portugal por PRUVOST (1974) como del Devónico inferior (Siegeniense).

2.1.2.5. Pizarras y filitas con intercalaciones de calizas y calcoesquistos (16) (Emsiense-Givetense)

Por encima de la sucesión anterior se sitúa otra de pizarras y filitas, conocida como Unidad Gévara (CASAS, J. A., et. al., 1979), cuyo rasgo más significativo es que está surcada por un importante haz de diques de diabasas.

Estos materiales afloran en el borde septentrional de la hoja, en una banda de unos 2 a 6 km de anchura con dirección E-O.

Esta sucesión está formada por una serie muy monótona de pizarras y filitas de colores oscuros, casi negros, con una esquistosidad muy marcada de dirección N 120°E y disposición subvertical.

Las pizarras presentan muy localmente algunas pasadas arenosas milimétricas, que permiten en algunos casos controlar la estructura interna del afloramiento; es frecuente encontrar cristales de pirita más o menos hematitzada. Al microscopio presentan texturas lepidoblásticas, y están compuestas por cuarzo, sericitita, moscovita, clorita, etc.

Intercalada en esta sucesión, y a techo de la misma, existe un tramo carbonatado representado en áreas más occidentales (Hojas de Alburquerque y Bótoa), que corresponden a facies pararrecifales con fauna de edad del Devónico inferior.

Otros niveles diferenciados en la sucesión pizarrosa son unos niveles arcósticos de poco espesor y continuidad, como el que aparece al sur del Cortijo de la Dehesilla, en el extremo NO de la Hoja.

La potencia de esta formación no se puede precisar dentro de la Hoja, ya que no aflora el muro de la misma; el espesor de los materiales aflorantes es de al menos 1.000 m, si bien el dato es poco fiable, habida cuenta de la escasez de medidas de la S_0 que se han podido realizar en el campo.

Dentro de esta sucesión, están datados los niveles carbonatados del techo de la misma como Coblecicense-Eifeliense. En Portugal, en los términos filíticos de esta sucesión y en el techo de la inferior, PERDIGAO (1967-73) cita fauna de edad del Gediniense-Couvinense; en base a todo ello, se le asigna a esta sucesión una edad del Emsiense-Givetense.

2.2. NEÓGENO Y CUATERNARIO

Los depósitos atribuidos a esta edad constituyen los materiales de relleno de la Cuenca del Guadiana en su borde septentrional.

Están formados por un conjunto de materiales, de carácter continental, apoyados discordantemente sobre el sustrato, ígneo y metamórfico, de edad del Precámbrico y Paleozoico, ocupando aproximadamente el 70-75% de la superficie total de la Hoja. Se disponen subhorizontalmente, dando lugar a una extensa llanura, algo deprimida respecto a los relieves paleozoicos situados al norte.

Se distingue un conjunto neógeno, posiblemente mioceno, otro plioceno-pleistoceno, y por último los depósitos cuaternarios.

La gran homogeneidad de facies, ausencia de restos fósiles y escasez de afloramientos, ha condicionado en gran medida que esta cuenca sea una de las menos conocidas.

La edad de los materiales anteriores al Plioceno continúa sin ser conocida, ya que de todos los muestreos realizados, solamente en la unidad inferior del borde sur se ha determinado la presencia de fauna-flora de ostrácodos y characeas, que corresponden a formas terciarias evolucionadas, probablemente neógenas (IGME, 1988). No obstante, parte de estos materiales fueron atribuidos al Oligoceno (ROSO DE LUNA Y HERNÁNDEZ PACHECO, 1954), aunque posteriormente les asignaron una edad comprendida entre el Vindoboniense inferior y el Mioceno superior, en base a restos de mamíferos fósiles aparecidos en Plasencia (HERNÁNDEZ PACHECO y CRUSAFONT, 1960).

Estas consideraciones, junto con su posición por debajo de los depósitos Plioceno-Pleistoceno (raña), permiten asignar a los sedimentos terciarios de la Hoja una edad del Mioceno, aunque de forma provisional.

2.2.1. Mioceno

Dentro de los depósitos atribuidos al Mioceno, se han diferenciado dos unidades estratigráficas:

- Unidad inferior: fundamentalmente arcillosa (17).
- Unidad superior: constituida por tres tramos: el inferior, formado por arenas limo-arcillosas (18); el intermedio, por limos (19), y el superior, por niveles calcáreos (20).

2.2.1.1. *Unidad inferior. Arcillas marrones (17)*

Afloran en la parte meridional de la Hoja a cotas inferiores a 200 m, quedando restringidas a las márgenes del arroyo de Aguas Blanquilla y del río Guerrero, en aquellos puntos donde no se encuentran cubiertas por depósitos cuaternarios.

Se trata de un conjunto de arcillas marrones de aspecto masivo que sobrepasa los 10 m de espesor, aunque al no ser visible el muro, su verdadera potencia es desconocida. Corresponden a las "Arcillas de Lobón" (HERNÁNDEZ PACHECO, 1960), que en dicha localidad presentan un escarpe sobre el Guadiana de unos 30 m, y a partir de datos de sondeos (HERNÁNDEZ PACHECO, 1952) pueden alcanzar 80 m de espesor, con cantos de grava y niveles arenosos en la zonal basal y apoyadas directamente sobre un zócalo granítico.

Dentro de la Hoja no existen buenos afloramientos que permitan obtener una columna representativa de esta unidad, pero en los escasos afloramientos existentes, el muestreo realizado permite caracterizar sedimentos con más del 90% de limo+arcilla y una fracción arenosa que nunca llega al 10% y siempre está constituida por arena muy fina.

En el borde meridional de la cuenca (Hoja de La Albuera), la parte superior de la unidad está representada por secuencias positivas, separadas por superficies erosivas canalizadas con depósitos de "lag", que culminan en niveles edafizados y son interpretadas como secuencias generadas en una llanura de inundación fluvial, con abundante vegetación y desbordamientos periódicos y con individualización de canales. Hacia el NO disminuye el tamaño de grano y la proporción de arcilla aumenta, hasta alcanzar valores del 95%, e incluso mayores, en las proximidades de Lobón.

En consecuencia, la posición y características de los materiales de la Unidad inferior en la Hoja de Villar del Rey, respecto a los aflorantes en el borde meridional (La Albuera) y en áreas más centrales de la cuenca (Lobón), sugieren un ambiente fluvio-lacustre en un clima cálido-húmedo, donde las zonas con canales individualizados se sitúan en áreas relativamente más proximales, que aparecen claras en el borde meridional, mientras que en la Hoja de Villar del Rey (borde septentrional) las facies presentes tienen características mucho más distales, lo que permite situarlas en áreas donde la llanura de inundación se encuentra más desarrollada.

No obstante, la ausencia del suficiente registro para caracterizar bien las facies, paleocorrientes, etc., impide actualmente saber cómo se realizaron durante la deposición de los materiales de esta unidad los aportes, es decir, la influencia del borde norte, sur y de la zona elevada de Mérida (que divide la cuenca en dos).

La edad de la Unidad inferior permanece sin aclarar, puesto que los únicos restos fósiles, registrados en el borde meridional de la cuenca (VILLALOBOS *et. al.*, 1985), sugieren formas terciarias evolucionadas, probablemente neógenas, pero sin mayor precisión bioestratigráfica.

2.2.1.2. *Unidad superior*

En esta unidad se han diferenciado tres tramos:

- Tramo inferior: arenas limo-arcillosas.
- Tramo intermedio: limos arcillosos.
- Tramo superior: calizas.

Estos tramos pueden relacionarse con los dos más altos definidos en el borde meridional de la cuenca (VILLALOBOS *et. al.*, 1985), constituyendo una megasecuencia positiva. No obstante la gran semejanza, existe una serie de diferencias que se indican en la descripción de los tramos.

2.2.1.2.1. Arenas limo-arcillosas (18)

Las condiciones de observación son muy deficientes e impiden caracterizar de forma precisa este tramo, que tiene bastante desarrollo superficial, y se apoya en discordancia erosiva sobre la Unidad inferior, aunque dentro de la Hoja es difícil de observar el contacto de forma clara.

Son depósitos arenolimosos, por lo general poco compactos, de tonos amarillentos y rojizos en fresco y grises en alteración. Suelen presentarse en grandes superficies alomadas, donde no se registran cortes, o parcialmente cubiertos por depósitos cuaternarios.

La potencia de este tramo es difícil de precisar, pero puede estimarse en hasta 60 m, con variaciones importantes. A este respecto, los datos aportados por los pozos para captación de aguas en toda el área indican que la base del tramo se sitúa por debajo de la cota 150 m en la zona occidental, mientras que hacia el sur y este se situaría hacia la cota 200 m, es decir, existe una leve inclinación de S a N-NO, que puede atribuirse a un basculamiento de zócalo o simplemente a la configuración original de la cuenca.

Estos depósitos están formados por arenas, a veces, con importante proporción de limos y/o arcillas. Las curvas de frecuencia presentan varias modas, con máximos aproximados en 2, 0,5, 0,125 y 0,062 mm. Muestran buena selección ($S_0=0,3-0,9$). Se distinguen dos poblaciones claras que se desplazan por saltación (25-84%) y suspensión (16-75%), observándose en ocasiones mezcla de la población de saltación con una tercera población (arrastre de fondo), pero siempre en proporción reducida. De forma global, se aprecia que en sentido N-S

disminuye la proporción de fracción gruesa, denotando la influencia del borde septentrional, como se corrobora con el análisis mineralógico de las arenas (SANTOS y CASAS, 1980).

Los datos disponibles caracterizan un agente de transporte que diferencia bien dos poblaciones (esporádicamente tres), que corresponden a amplias zonas canalizadas, aunque sin llegar a estar bien individualizadas, lo que sugiere un ambiente de abanicos aluviales en facies medias-distales a distales.

Este tramo se correlaciona con la denominada "Facies Badajoz" (VILLALOBOS *et al.*, 1985) pudiendo interpretarse como un cambio lateral de facies más proximales, procedentes del este. Sin embargo, la existencia de paleocorrientes de dirección N 240°E en el corte de Lobón (Hoja de Montijo), así como los datos indicados en esta zona, permiten suponer la existencia de un sistema fluvial de procedencia NE, aunque esta afirmación no puede corroborarse plenamente en la Hoja de Villar del Rey, dado lo deficiente de los afloramientos.

La edad de este tramo se atribuye al Mioceno, sin que sea posible hacer ninguna precisión, ya que los únicos datos son los restos fósiles de la Unidad inferior en el borde meridional y a techo la posición de rañas, datadas como del Plioceno-Pleistoceno, por correlación con depósitos similares del resto de la Península.

2.2.1.2.2. Limos arcillosos con intercalaciones calcáreas más frecuentes a techo (19)

Constituyen el tramo intermedio de la Unidad superior y se apoyan sobre las arenas limo-arcillosas en paso gradual, por lo que resulta muy difícil definir con precisión este límite.

El techo aparece frecuentemente erosionado o cubierto por depósitos cuaternarios, lo que dificulta tener una idea precisa sobre su potencia real, estimándose ésta en un máximo de 20 m.

Este tramo está formado por depósitos parduzcos que suelen dar lugar a terrenos apelmazados de colores oscuros, utilizados frecuentemente como campos de labor. Los afloramientos son de mala calidad y por lo general presentan aspecto masivo. Únicamente hacia la parte alta del tramo se presentan niveles de carbonatación que pueden alcanzar hasta 1 m de espesor, con límites bastante irregulares y difusos, observándose concentraciones diferenciales de óxidos de hierro y carbonato (rasgos hidromórficos y calcimorfos), así como restos de bioturbación de raíces, como se observa en el punto kilométrico 61,7 de la ctra. de Badajoz a Cáceres. La continuidad lateral de estos niveles es reducida.

Prácticamente, más del 90% del total de estos materiales corresponde a limo+arcilla, con pequeñas proporciones de arena muy fina, que no sobrepasan el 9% y casi siempre son del 1-3%.

La fracción arcillosa está formada por micas, caolinita y montmorillonita en proporciones que, varían entre 30-90% para las micas, 5-40% en la caolinita y 20-55% en la montmorillonita.

El ambiente sedimentario en que se depositan estos materiales corresponde a facies distales de abanicos aluviales, con llanuras de inundación muy desarrolladas, en las que es frecuente

que se instale vegetación y haya zonas sometidas a oscilaciones del niveles freático, produciéndose procesos edáficos.

La edad de este tramo se asigna al Mioceno, en base a las mismas consideraciones indicadas anteriormente.

2.2.1.2.3. Calizas (20)

Constituyen el tramo más alto de la Unidad superior, que actualmente se encuentra prácticamente desmantelado. Sólo afloran restos del tramo al SE de Villar del Rey (La Mora) y en el borde oriental de la hoja (NE del cortijo de Cantocerrado). Antiguamente fue explotado para la obtención de cal, correspondiendo a lo que localmente se denominan "caleños".

En afloramiento se trata de rocas de color blanco, con abundantes venas rellenas de calcita, muy compactas. Su estudio petrográfico permite diferenciar dos grupos de rocas: aquellas que están constituidas casi totalmente por carbonato, y otras en las que el carbonato constituye el cemento de materiales detríticos.

Las rocas en que el carbonato es dominante (más del 80%) corresponden a micritas y dolomicritas, con frecuentes venas de esparita, en ocasiones reemplazada por material arcilloso y óxidos de hierro. Presentan fantasmas de algas, probablemente cianofíceas.

Las rocas con cemento carbonatado corresponden a areniscas calcáreas o calizas muy arenosas, en las que se observan intraclastos calizos de bordes difuminados que pueden ser resultado de procesos de recristalización, dando, localmente, texturas de aspecto anular. También se aprecian removilizaciones de óxidos de hierro (rasgos hidromórficos) debidos a procesos edáficos.

La potencia máxima medida no sobrepasa los 3 m.

Las características de este tramo sugieren un ambiente de lagunas y charcas temporales, en clima cálido y con estación seca marcada, en donde son frecuentes las oscilaciones del nivel freático. Su edad se atribuye al Mioceno, dada la posición estratigráfica que ocupa.

2.2.2. Plio-Cuaternario (Raña) (21)

Estos materiales constituyen los depósitos conocidos como "Raña".

Forman amplios abanicos modelados en glacis que representan las divisorias de aguas de los ríos principales, y se apoyan discordantemente sobre las unidades infrayacente, a las que fosilizan.

Está constituida por depósitos fundamentalmente conglomeráticos con matriz limo arcillosa rojiza, predominando los cantos de cuarcita con potencia no superior a los 2 m. Localmente, en el paraje de la "Cruz de la Muchacha", la parte inferior de la unidad presenta un nivel (0,5

m visibles) muy alterado, de color blanco-verdoso, que podría corresponder a lo que algunos autores han denominado “pre-Raña” (MOLINA, 1975 y 1980; JORDA, 1983).

El porcentaje de cientos de los distintos tamaños corresponde a materiales moderadamente seleccionados, con un centílo medio *in situ*, de eje mayor 94,6 mm, aunque sueltos es frecuente encontrar tamaños mayores. Prácticamente la totalidad de los cientos son de cuarcita (92-96%) y el resto de cuarzo (4-8%).

Respecto a la génesis de estos depósitos, diversos autores señalan un posible origen tectónico por movimientos verticales de bloques y hundimiento relativo de la Cuenca del Guadiana, de modo que esta unidad (Raña) constituirá abanicos y depósitos de piedemonte desencadenados por estos movimientos.

Los mecanismos genéticos corresponderían al desarrollo de corrientes anastomosadas y a régimen fluviales de tipo *braided*.

Su edad, por correlación con las clásicas rañas de la Meseta, suponemos que abarca el Plioceno-Pleistoceno.

2.2.3. Cuaternario

Se han diferenciado depósitos de terrazas, glacis, zonas de encharcamiento, conos de deyección y coluviales.

2.2.3.1. Terrazas (22, 23, 24, 25, 26)

Estos depósitos corresponden a amplios mantos aluviales de los ríos Aguas Blanquillas, Guerrero, Loriavilla y Alcazaba, en los que se han diferenciado cinco niveles, aunque su desarrollo es variable según el río, encontrándose a las alturas siguientes:

| Terraza | Aguas Blanquillas (metros) | Guerrero (metros) | Lorianilla (metros) | Alcazaba (metros) |
|---------------------|-------------------------------|----------------------|------------------------|----------------------|
| T ₁ (26) | 1,5 | 1-1,5 | 0,5 | 1-2,5 |
| T ₂ (25) | 2,5-3 | 2-3 | 1,5 | 2,5-3 |
| T ₃ (24) | 3,5-4 | 4-6 | 3-3,5 | 3,5-4 |
| T ₄ (23) | — | 6-7? | 4-5? | 5-6 |
| T ₅ (22) | — | — | — | 7,5-8 |

Los niveles de terrazas forman el depósito del fondo de los valles citados, encajándose unos niveles respecto a otros en graderío. Los niveles más altos (T₄ y T₅) suelen estar constituidos

por 2-3 m de gravas con cantos redondeados de cuarcita y pizarra, cuyos diámetros no superan los 25 cm, en una matriz limo-arenosa ocre a rojiza. Los niveles más bajos presentan menores potencias (no superiores a 2 m) y mayor contenido en arenas y limos.

A nivel cartográfico, los rellenos de valle recientes se han representado conjuntamente con T₁, ya que en los tramos bajos enlazan con dicho nivel de terraza. En ambos casos la composición litológica es similar, constituyendo 1-2 m de limos masivos de inundación con hiladas de cantos subangulosos de cuarcita (10-15 cm de diámetro) y niveles arenosos.

2.2.3.2. *Glacis (27)*

Se trata de pequeñas rampas, de menos de 2 km² de extensión, que arrancan de relieves terciarios o de las "rañas", enlazando con niveles de terrazas fluviales de alguno de los ríos.

Se desconoce el espesor de estos depósitos, aunque a partir de los escasos afloramientos existentes, estimamos que no debe ser superior a los 2 m.

La composición es variable según el área fuente, predominando los limos masivos y arcillas, con algunas hiladas de cantos subangulosos.

A veces presentan una cierta zonación litológica, con un mayor contenido en limos en los tramos más distales.

La formación de los sucesivos niveles de glacis está directamente relacionada con la paulatina caída del nivel de base regional y con las fluctuaciones climáticas cuaternarias.

2.2.3.3. *Depósitos lacustres (28)*

Estos depósitos se han cartografiado para caracterizar un área endorreica localizada al sur de Valdeherreros, sobre la superficie de la raña, ocupando una extensión de unos 7 km².

Constituyen un recubrimiento poco potente (1,5-2 m), formado por limos y arcillas con abundante materia orgánica, que resulta de la acumulación de lechos algales y restos de otras freatofitas.

No obstante, aunque por su reducida extensión no se han diferenciado en cartografía, existen numerosas charcas y lagunas someras a lo largo de toda la superficie de la Hoja.

2.2.3.4. *Conos de deyección (29)*

Los conos de deyección tienen poco desarrollo, y se localizan a la salida de algunos barrancos, en su llegada a la llanura de inundación de algunos valles fluviales, como por ejemplo el de Lorianilla y Alcazaba.

Constituyen suaves formas lobuladas, cuyos depósitos, de escasa potencia (no superior a 1 m), reflejan la litología del área fuente algo retrabajada.

2.2.3.5. Coluvión (30)

Los depósitos coluviales aparecen desarrollados en todo el ámbito de la Hoja y sus características tienen una total dependencia del tipo de áreas fuente. Su potencia puede variar lateralmente de forma significativa.

Los que se alimentan de depósitos terciarios muestran un alto contenido en arenas, limos y arcillas.

Los que arrancan de las rañas presentan composición fundamentalmente cuarcítica y mayor selección y retrabajamiento de los clastos.

Los que están adosados a relieves paleozoicos están compuestos de cantos de cuarcita y pizarra subangulosos, empastados en una matriz arenolimosa y no suelen superar el metro de espesor. En ocasiones constituyen una delgada película de cantos angulosos con matriz (arenolimosa) de tonos ocres.

En la vertiente septentrional de la Sierra del Machal, se diferencian dos niveles de regularización: el más antiguo se encuentra colgado y forma facetas triangulares, mientras que el más reciente corresponde al episodio general de regularización de laderas, que afecta a toda la Hoja.

3. TECTÓNICA

La zona objeto de estudio se ubica en el borde sur del sinclinalio de São Mamede-La Codosera y coincide con la zona de límite entre los materiales de las Zonas Centro Ibérica y Ossa-Morena.

La estructuración más significativa es la de pliegues y cabalgamientos vergentes al norte, que están trastocados por una serie de estructuras tardías.

3.1. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

Durante la Orogenia hercínica se produce la estructuración principal de los materiales de la zona, no existiendo evidencias, en esta Hoja, de procesos tectonometarmórficos precámbricos.

Las etapas sucesivas hercínicas son:

3.1.1. Primera fase

Es la que origina la deformación más importante y las estructuras mayores más significativas a escala regional.

Da lugar a pliegues apretados o isoclinales, de plano axial próximos a la vertical, tanto simétricos como asimétricos, correspondientes a las clases 1C y 3 de RAMSAY.

Esta fase origina también una esquistosidad primaria (S_1) generalizadas en toda la zona, de plano axial de los pliegues, manteniendo generalmente un ángulo muy pequeño con la estratificación (S_0), salvo en las zonas de charnela. En los materiales pizarrosos se presenta como una esquistosidad continua de tipo *slaty cleavage*; en los materiales arenosos suele aparecer como una esquistosidad de tipo *rough cleavage* o *rough slaty cleavage*.

Son frecuentes los *boudins* y estructuras *pinch and swell* cuando se presentan alternancias de capas competentes e incompetentes.

La inmersión de los ejes de los pliegues es generalmente hacia el E; este cabeceo de los ejes se interpreta como efecto de la tercera fase de deformación.

3.1.2. Cabalgamientos

En los últimos episodios de apretamiento de los pliegues se llegan a producir fallas inversas vergentes hacia el N, que provocan las imbricaciones observadas en todo el borde sur del Sinclínorio de São Mamede-La Codosera; posiblemente todas ellas estén inducidas por una estructura mayor que montaría los materiales de la ZOM sobre la ZCI.

3.1.3. Segunda fase

Todos los autores consultados (CASAS, J. A., et al., 1979. Memoria del proyecto "Investigación de pizarras ornamentales en la Reserva..., etc.") definen en esta área una segunda fase de deformación, subcoaxial con la anterior que genera pliegues reconocidos sólo a escala de afloramiento.

Según dichos autores, la dirección de esta segunda generación de pliegues es N 135°E y su plano axial subvertical; en opinión de CASAS, J. A., et al., (1979), esta fase no produciría una nueva generación de pliegues, sino una acentuación de los ya existentes.

Se ha reconocido una segunda fase de deformación en la sucesión de pizarras y filitas con intercalaciones de calizas, que se materializa por una S_2 de crenulación que afecta a la blastesis helicítica originada por la intrusión de los diques básicos (son intercinemáticos entre la fase I y II): hemos reconocido varios pliegues en los diques de rocas básicas, que interpretamos como de fase II, y son pliegues de geometría isoclinal y de plano axial subvertical.

3.1.4. Tercera fase

Con una distribución también local, aparecen en el área estudiada *kink-bands* subverticales y pliegues menores en "zigzag". Paralelamente a los *kink-bands*, se desarrollan crenulaciones

e incluso una esquistosidad de crenulación (S_3). Raramente se observan *kink-bands* conjugados; el sistema de *kinks* que se presenta generalmente es dextrorso, si bien en algunos puntos se observan estructuras sinistroros.

Tampoco se han observado estructuras mayores producidas por esta fase, aunque sí se ha interpretado como efecto de la misma el cabeceo existente en los ejes de los pliegues de primera fase.

3.2. FRACTURACIÓN

En el área aparecen dos sistemas de desgarres muy claros y diferenciados, el primero de dirección NE-SO y juego sinistrorso, y el segundo de dirección NO-SE y movimiento dextrorso.

El primero de los sistemas está escasamente representado por un par de fallas al NE de la Roca de la Sierra,

El sistema más desarrollado en toda esta área es el sistema de desgarres dextrorosos de dirección NNO-SSE, que se ha considerado tradicionalmente como conjugado del anterior, en un marco de compresión aproximado N-S (Sistema de Fracturación tardihercínica de ARTHAUD, P., y MATTE, Ph., 1975). Recientemente, SANDERSONS et al. (en prensa) proponen que este sistema se desarrolla en una banda de cizallas sinistroras de dirección subparalela a las estructuras.

La deformación asociada a estos sistemas de fallas se produce en condiciones frágiles o semi-frágiles, y provoca una brechificación en los materiales implicados.

3.3. NEOTECTÓNICA

Para el establecimiento del período neotectónico se ha seguido el criterio aplicado por el ITGE en la elaboración del Mapa Neotectónico Nacional, según el cual la evolución neotectónica comienza tras la última fase alpina, con la que quedó la configuración tectónica de la Península prácticamente como se observa en la actualidad. Así pues, como período neotectónico se consideran los últimos 12 m.a. (Vallesiense-actualidad). Dada la quizás excesiva amplitud de este período, se ha intentado en lo posible resaltar aquellas estructuras neotectónicas que son reflejo de actividad durante el Cuaternario.

La Hoja engloba materiales del extremo noroccidental de la Zona de Ossa-Morena y del borde suroccidental de la Zona Centroibérica, estando sus dos tercios meridionales recubiertos por sedimentos terciarios y cuaternarios del borde norte de la Cuenca del Guadiana.

Dentro del marco geodinámico peninsular, la hoja se sitúa en la parte central del Macizo Hespérico, constituido por un zócalo rígido, recubierto parcialmente por los depósitos de las cuencas terciarias. Tectónicamente corresponde al núcleo más estable de la Península.

La configuración tectónica de esta zona queda prácticamente concluida tras los últimos movimientos de la Orogenia hercínica; durante la Orogenia alpina se produce una reactivación de las fallas del zócalo que van a controlar en gran medida la historia deposicional y tectónica de las cuencas terciarias.

Dada la falta de dataciones precisas de los depósitos terciarios de la Cuenca del Guadiana, únicamente pueden considerarse depósitos de la época neotectónica los glacis supuestamente pliocuaternarios ("rañas") y los depósitos de edad cuaternaria.

3.3.1. Accidentes neotectónicos

Considerando a la superficie de erosión general de las sierras paleozoicas como de edad finíneógena, podemos utilizarla como marcador neotectónico. A partir de las cotas a las que se encuentra, si la superficie de erosión de Valdeherreros es equivalente a la superficie del Sinclinalorio de São Mamede-La Codosera, es necesario admitir la existencia de una falla normal que, coincidente con el contacto del borde norte de la Cuenca del Guadiana, ha hundido dicha superficie en el sur. Este posible accidente, de dirección E-O, pudo ser también el responsable del desarrollo de los mantos de raña en este borde de la cuenca. Este hecho es compatible con algunas observaciones geomorfológicas, estratigráficas y sedimentológicas realizadas al este de la zona.

Por otro lado, existe la posibilidad de que los replanos de Valdeherreros correspondan más bien a sedimentos erosivos de cabecera de la amplia raña existente en este sector, lo que explicaría su cota inferior con respecto a la superficie finíneógena, sin necesidad de recurrir a ningún accidente neotectónico. Esta segunda posibilidad, corroborada en la vecina Hoja de Bótoa (n.º 750), no es, sin embargo, excluyente de cara a señalar la posible existencia o no de un accidente neotectónico en la línea Villar del Rey-La Roca de la Sierra-Valdeherreros.

Por lo demás, la superficie finíneógena de las sierras paleozoicas desciende suavemente hacia el SSO con una pendiente del 1%, que podría ser explicada sin necesidad de recurrir a un basculamiento o a una desnivelación de tipo tectónico.

El otro marcador de posibles accidentes neotectónicos es la raña, que señala claramente la existencia de siete accidentes que la desnivelan.

Quizás el más espectacular es la falla de Valdeherreros; se trata de un accidente de dirección N 60-70°E y de más de 12 km de longitud, que hunde a la superficie de la raña unos 10 m en el bloque sur. Coinciendo con el escarpe de la falla, muy degradado, se aprecian algunas anomalías geomorfológicas, como son:

- Pérdida de drenaje: tres pequeñas incisiones excavadas en la superficie de la raña, al norte de la falla, desaparecen al llegar a la misma.
- Endorreísmo: al pie de la falla se desarrolla una amplia zona de encarcamientos, cuya densidad es la más alta de toda la Hoja. Cerca de la falla las lagunas aparecen en su mayor parte colmatadas y limitadas por el escarpe, muy rectilíneo.

Al NE de Valdeherreros, la falla se continúa unos 2 km, desnivelando otros afloramientos de raña, hasta que se acaba cerca de la Dehesa de la Sierra, donde la raña deja de aparecer deformada. Al sur de Valdeherreros, la falla se continúa por un barranco muy rectilíneo; este lineamiento se incurva levemente hacia el SSO, de modo que coincidiría en parte con un segmento rectilíneo del arroyo Lorianilla.

Esta falla explicaría el hecho de que al E y SE del arroyo Lorianilla las arenas (18) terciarias no aparezcan o que, de hacerlo, se dispongan a una cota más baja que la correspondiente al O y NO del arroyo.

Otro accidente importante es la falla del Alcazaba. Se trata de una falla normal de dirección N30°E y de casi 12 km de longitud, que coincidiría con el trazado del río Alcazaba y su continuación, aguas arriba, por el arroyo de la Campa, que provoca un hundimiento de la raña de unos 5-10 m en el lado oeste. La falla, que coincide con trazados muy rectilíneos de la red fluvial, se refleja claramente en el sector del arroyo de la Campa como un desnivelamiento de la raña; más al sur se deduce del mapa de *isohipsas*.

Se diferencian otros cinco accidentes (fallas normales todos ellos) que dislocan la superficie de la raña de Valdeherreros con saltos en torno a los 10 m, o inferiores. Su recorrido es menor (apenas se siguen durante unos 3 km) y sus direcciones son variables: N 20°E, N 90°E, N 110°E y N 130°E. Se localizan a un lado y otro de la falla de Valdeherreros, dando el aspecto de ser fallas secundarias del accidente principal. Algunas de ellas son perfectamente reconocibles en el campo y no ofrecen dudas, aunque en ningún caso se ha llegado a encontrar planos de falla exhumados, debido a la intensa regularización en todo este sector.

Las dos fallas mayores a las que hemos hecho referencia (falla de Valdeherreros y falla de Alcazaba) individualizan un bloque hundido que coincide exactamente con el área de endorreísmo preferente situada al sur de Valdeherreros. Por otro lado, ambos accidentes son compatibles con una distensión en sentido NNO-SSE a NO-SE, si bien las fallas normales secundarias que afectan a la raña harían variar esta dirección hacia N-S.

Aunque no disponemos de dataciones, y si consideramos que la raña tiene una edad Villafranquense, hay que suponer que todas las fallas citadas actuaron durante el Cuaternario.

3.3.2. Anomalías geomorfológicas

Aparte de los escarpes correspondientes a las fallas citadas y la zona endorreica de Valdeherreros, el resto de anomalías geomorfológicas reconocidas consisten en escarpes, cauces y valles rectilíneos, de longitudes variables (hasta más de 10 km). En general presentan una dirección muy marcada, entre NNE-SSO y NE-SO; en el área de Valdeherreros aparece una de dirección N-S. Por otro lado, los bordes meridionales de las sierras Luriana, El Vidrio, Jabariega, El Olivar y El Machal presentan anomalías de dirección en torno a E-O, coincidentes con el contacto Paleozoico/Cuaternario.

Una de las anomalías de dirección NE-SO coincide con un tramo del arroyo de Lorianilla, que constituiría la prolongación de la falla de Valdeherreros hacia el SO. Unos tres kilómetros al SO aparece otra anomalía de la misma dirección, formada por un escarpe de terraza muy rectilíneo. Por otro lado, la falla del Alcazaba también se prolonga hacia el SSO en forma de cauces rectilíneos, cuya dirección se incurva progresivamente hacia el sur.

Las anomalías existentes en el dominio de las sierras paleozoicas son paralelas a las direcciones más comunes de fracturación hercínica en este sector, por lo que su posible reflejo de reajustes neotectónicos puede ser puesto en duda. Sin embargo, las anomalías presentes en el dominio de la Depresión del Guadiana reflejan una probable fracturación que afecta a materiales neógenos, por lo que su interés neotectónico es evidente. Una prueba de ello es la anómala distribución de afloramientos de arenas (18) terciarias, ya citadas anteriormente, la cual sería perfectamente explicable si las anomalías del arroyo de Lorianilla correspondieran a la prolongación de la falla normal de Valdeherreros hacia el SO.

Finalmente, los bordes meridionales de las sierras paleozoicas presentan escarpes más o menos rectilíneo, que podrían explicarse por simple erosión diferencial.

3.3.3. Anomalías gravimétricas

Cerca del arroyo de Lorianilla, en el extremo meridional de la Hoja y casi coincidiendo con una anomalía geomorfológica lineal, aparece una anomalía gravimétrica areal negativa. Por otro lado, en el tercio norte de la Hoja, coincidiendo con el contacto Paleozoico/Terciario, aparece una anomalía gravimétrica lineal de dirección aproximada E-O.

3.3.4. Anomalías aeromagnéticas

Se distinguen cuatro accidentes deducidos por métodos aeromagnéticos y con una dirección NE-SO: uno de ellos constituye la prolongación hacia el SO de una anomalía geomorfológica lineal; otro aparece como la continuación de la falla de Valdeherreros hacia el SO; otro coincide con la falla del Alcazaba; finalmente, el cuarto accidente aparece en el extremo SE de la Hoja.

Un quinto accidente deducido por estos métodos surca la Hoja de norte a sur, con una dirección NNO-SSE, en el sector centro occidental.

3.3.5. Conclusiones

La actividad neotectónica de esta Hoja se concreta en la existencia de una serie de fallas de dirección variable, en general con una componente principal de movimiento normal. Una de ellas (falla de Valdeherreros), de largo recorrido, puede ser considerada como la de mayor rango, coincidiendo en su discriminación criterios geomorfológicos y cartográficos. El resto son fallas de escaso recorrido, si bien en algún caso (falla situada al NE de "Canchos de Búho") su salto es superior a los 10 m, lo que acentúa la importancia de este accidente.

Dada la falta de dataciones de los depósitos afectados, no ha sido posible establecer sus tasas de movimiento. En ningún caso se han detectado anomalías producidas por estas fallas en los depósitos cuaternarios que indiquen movimiento reciente para las mismas.

Por otro lado, si se supone que todas estas fallas actuaron bajo un mismo régimen de esfuerzos, éste sería de tipo distensivo radial. En caso de considerar varios episodios tectónicos, esta fracturación sería compatible con una distensión NO-SE para la familia de fallas de dirección NE-SO (fallas de Valdeherreros, Alcazaba, etc.), y con una distensión de dirección N-S a NNE-SSW, para el grupo de fallas al N de Valdeherreros.

No se descarta la posibilidad de que todos estos accidentes o parte de ellos constituyan rejuegos de fallas más antiguas (alpinas o incluso hercínicas), en cuyo caso los tensores de esfuerzo propuestos no tendrían por qué ser válidos.

4. PETROLOGÍA

En este apartado se describen los caracteres petrológicos de las rocas ígneas (plutónicas y filonianas) y metamórficas presentes en la Hoja.

4.1. ROCAS PLUTÓNICAS

Las rocas plutónicas de esta hoja afloran en su tercio central, según una banda de dirección E-O y unos 7 km de ancho y unos 22 km de largo, desarrollada al sur del eje que definen la localidad de Villar del Rey y la Roca de la Sierra.

Estas rocas intruyen por el norte a un conjunto de metasedimentos precámbricos y paleozóicos, y hacia el sur están recubiertas por sedimentos terciarios y cuaternarios de la cuenca del río Guadiana.

Dentro de la Hoja se localizan tres cuerpos plutónicos, que de oeste a este son: Plutón de Villar del Rey, un pequeño stock cuarzomonzodiorítico y el cuerpo de La Roca de la Sierra.

A tenor de los datos disponibles de gravimetría (ENADIMSA-ENRESA, sin publicar) y de magnetometría (ENRESA, sin publicar), la superficie de rocas graníticas no aflorantes debe ser mucho mayor, y ocuparían la práctica totalidad de la mitad sur de la Hoja, bajo los sedimentos terciarios y cuaternarios, lo que hasta cierto punto parece corroborar los pequeños afloramientos de lehm granítico localizados en la carretera de Gévora a La Roca de La Sierra.

Desde el punto de vista de las rocas plutónicas, los afloramientos de esta Hoja se sitúan en el eje magmático de Nisa-Alburquerque-Pedroches, más concretamente entre los macizos de Alburquerque y Mérida; pudiendo estar genéticamente relacionados con el resto de las

rocas graníticas del eje, como parecen indicar sus características composicionales y su situación.

Las rocas graníticas tienen una morfología en general de suaves colinas, que van perdiendo relieve hacia el sur, hasta integrarse en la llanura terciaria. La altitud media del área granítica es de unos 300 m.

Su forma de afloramiento es muy característica, según lanchas y domos en las proximidades de los vértices de las colinas, y en zonas de menos relieve, afloran como lanchas y berrocales. Donde la roca no aflora, se observa un suelo típico de lehm granítico, donde destacan, sobre el resto de los constituyentes de las rocas graníticas, los grandes fragmentos de los megacristales de feldespato potásico.

Los granitoides que afloran en esta Hoja varían en composición, desde cuarzomonzodiorita a granitos, con granodioritas como término intermedio.

El paso de unos tipos a otros se realiza paulatinamente, siendo más gradual e insensible el de granodioritas a granitos que el de cuarzomonzodioritas a los otros dos tipos.

El paso de los términos más básicos a los más ácidos, dentro del abanico de tipos existentes, lleva aparejado el consiguiente aumento en feldespato alcalino, con la disminución en el contenido de fases minerales ferromagnesianas (índice de color), así como la variación en el tipo de éstas.

El término más básico, de cuarzomonzodioritas, se encuentra en el pequeño afloramiento situado al N del cerro de Tío Victor. Estas rocas aparecen muy alteradas, y aunque no se ha podido apreciar la naturaleza del ferromagnesiano original, éste ha sido muy abundante (índice de color de 20-35) y ha podido corresponder, en gran parte, a piroxeno.

Los tipos que contienen biotita y hornblenda corresponden a granitos y granodioritas, que se encuentran en el plutón de Villar del Rey, en la zona que limita con la Hoja de Bótoa y en el río Guerrero. Las facies (5) que afloran en Asomada de Montijo y al sur de Villar del Rey son rocas algo más ácidas que las del grupo anterior (granitos biotíticos).

Los granitos más evolucionados se encuentran en el afloramiento de La Roca de la Sierra. Se trata de granitos biotíticos que presentan moscovitización incipiente.

El carácter textural es normalmente hipidiomórfico heterométrico, de grano medio a grueso, con tipos porfidícos, hasta megaporfidícos, en Villar del Rey, río Guerrero y La Roca de la Sierra.

En general, no se presentan deformados, a excepción de las rocas de Asomada de Montijo, que tienen una incipiente deformación de carácter dúctil.

En función de los datos estructurales, estas rocas se pueden considerar como poscinemáticas respecto a la última fase dúctil de deformación hercínica.

4.1.1. Granito de Villar del Rey

Se incluyen dentro de este cuerpo granítico los afloramientos del borde occidental de la Hoja: granito biotítico-hornbléndicos con megacristales (6) granitos biotíticos heterogranulares (5), así como los del río Guerrero: granodiorita biotítica hornbléndica con megacristales (4).

Se sitúan entre metasedimentos precámbricos y paleozoicos, al norte, en los que intruyen de forma neta y sedimentos terciarios que los recubren por el sur.

4.1.1.1. Granito biotítico-hornbléndico con megacristales (6)

Son rocas de color gris-rosado y grano grueso, en las que resaltan claramente megacristales de feldespato, que llegan a alcanzar los 10 cm.

Macroscópicamente, se trata de rocas con una matriz constituida por cristales idiomorfos, con tamaño de grano medio a grueso y megacristales idiomorfos de color rosa.

La roca presenta una textura hipidiomórfica, porfídica, de grano medio a grueso.

Los minerales principales son: cuarzo, que aparece en cristales subidiomorfos y/o xenomorfos y aspecto globoso.

El feldespato potásico es ortosa y aparece en la matriz como cristales idiomorfos de sección rectangular, y como megacristales, también idiomorfos, de tamaño variable entre 2 y 10 cm, en ocasiones maclados según la ley de Carlsbad. Son pertíticos y poiquiliticos, englobando a cristales de biotita y hornblenda.

La plagioclasa aparece como cristales idiomorfos de tamaños muy variables, con un zonado oscilatorio.

La biotita, fundamentalmente intergranular, tiene un tamaño de grano medio a grueso. Se presenta en placas de tendencia cuadrada subidiomorfas, de color marrón rojizo con fuerte pleocroísmo, inclusiones de circón, apatita y allanita.

La hornblenda en cristales inter e intragrangular, aislados o en agregados policristalinos, es de hábito prismático subidiomorfo, y con pleocroísmo marcado verde.

Como accesorios tiene circón, apatito, allanita y opacos.

La roca se encuentra en general bastante fresca, con ligera sericitización de la plagioclasa e incipiente cloritización de la biotita.

No se aprecian evidencias de deformación destacables, a excepción de extinciones ondulantes leves del cuarzo.

La única estructura observada en estas rocas corresponde a una fábrica primaria, en ocasiones muy marcada, de dirección variable, definida por la orientación mineralógica de prácticamen-

te todos los constituyentes de la roca, destacando la de los megacristales y las biotitas. En ocasiones se han observado (canteras de Villar del Rey) secciones de "burbujas magmáticas" de dimensiones métricas, originadas durante el ascenso-enfriamiento de la masa ígnea.

Los enclaves encontrados en estas facies son de tipo tonalítico. Su tamaño varía desde 3-4 cm a 50 cm de diámetro. En ocasiones se observan cristales idiomorfos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, propios de las rocas graníticas, incluidos en estos enclaves.

El análisis microscópico de una muestra, considerada como representativa de estos enclaves, indica que se trata de una tonalita porfídica biotítico-piroxénico-hornbléndica, de grano muy fino y textura hipidiomórfica fluidal.

La ausencia de deformación dúctil tectónica indica que el momento de emplazamiento de estos granitos fue con posterioridad a la última fase de deformación dúctil hercínica; serían pues granitos postcinemáticos con respecto a esta fase hercínica.

Con posterioridad a esta fase, estas rocas se ven afectadas por al menos una fase de fracturación, produciendo en las mismas una malla de fracturas de dirección variable y buzamiento subvertical.

4.1.1.2. *Granitos biotíticos heterogranulares (5)*

Afloran en tres pequeños asomos dentro de la facies común del granito de Villar del Rey en el borde noroccidental del mismo. Sobresalen en el paisaje, dando un relieve positivo, aflorando extensamente en forma de berrocal y canchos.

Macroscópicamente, son rocas de color gris y grano fino a grueso y tendencia porfídica, compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como minerales principales.

Al microscopio presenta textura subidiomorfa ligeramente heterogranular y está formada por los siguientes minerales.

El cuarzo es cristalino y globoso, en algunos casos aparece fracturado y en otros elongado.

El feldespato potásico aparece en forma de cristales subidiomorfos, frecuentemente alterado a sericitita. Ocasionalmente presentan intercrecimientos gráficos y groseros, se trata de ortosa y microclina a veces macladas.

La plagioclasa (oligoclasa) aparece en cristales de tamaño variado, en ocasiones zonados y fracturados y frecuentemente alterados a sericitita. A veces puede hallarse incluida en el feldespato potásico. También se observa un segundo tipo de albite tardía, en pequeños cristales que ocupan venillas en el feldespato potásico.

La biotita se encuentra o bien como cristales aislados, o en cúmulos de cristales subidiomorfos.

La roca tiene una fábrica primaria definida por la acumulación de biotita según línea de flujo, de dirección variable y que describen típicas figuras, métricas y centimétricas de geometría fluidal, a las cuales se ajustan, en cierta medida, el resto de los componentes mineralógicos de la roca.

A veces se observa una fábrica deformativa, según planos de dirección N 120°-140°E y buzamiento subvertical, que viene definida por la orientación de biotitas, feldespatos y elongación de algunos granos de cuarzo. Microscópicamente, parece apreciarse una deformación de tipo dúctil que origina granulación y elongación del cuarzo, orientación, fracturación y flexionamiento de biotita, así como extinción ondulante del feldespato potásico.

Dentro de esta facies se observan enclaves de dos tipos: roca de caja y de composición básica microgranítica, semejantes a los descritos en la facies anterior.

4.1.1.3. *Granodiorita biotítica-hornbléndica con megacristales (4)*

Se trata de una roca de tamaño de grano medio con megacristales de feldespato potásico, que llegan hasta los 10 cm, de color más claro y blanquecino que los del sur de Villar del Rey.

La textura es porfídica hipidiomorfa de grano medio. Los minerales principales son feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita y honblendita.

El feldespato potásico aparece como megacristales centimétricos y en la matriz de grano medio. Son cristales generalmente poiquiliticos, con maclas de Carlsbad y pertitas. Engloban plagioclasa subidiomorfa, biotita y menos frecuentemente hornblendita.

La plagioclasa está en cristales subidiomorfos, maclados y con una débil zonación. Asimismo, posee frecuentes mirmecitas en los bordes.

El cuarzo es xenomorfo, de distribución muy irregular y con extinción ondulante.

La biotita es de color pardo rojizo intenso y se presenta en cristales pequeños, subidiomorfos y xenomorfos, asociados generalmente a la hornblendita.

La hornblendita es subidiomorfa, maclada, está en agregados de cristales de pequeño tamaño, de color amarillento a verde claro.

La alteración es incipiente: sericitización de la plagioclasa y cloritización de la biotita y hornblendita.

4.1.1.4. *Consideraciones petrológico-geoquímicas*

Se han tomado tres muestras para análisis químico en el afloramiento ubicado en las cercanías de Villar del Rey y una muestra en el cuerpo del arroyo Guerrero.

Los resultados analíticos de los elementos mayores y menores más representativos se incluyen en la Tabla 4.1.

Las muestras correspondientes a la facies de granito biotítico (9133 y 9136) son homogéneas entre sí, y diferenciables de las muestras correspondientes al granito biotítico-hornblén-dico con megacristales (9147).

En las tres muestras los contenidos en SiO_2 son relativamente altos y mayores del 75%, mientras que Al_2O_3 presenta unos contenidos moderados en torno al 13-14%. Respecto a los elementos de filiación básica, sus contenidos son bajos, como cabría esperar en rocas de esta naturaleza. FeO , MgO y TiO_2 presenta un leve enriquecimiento en el granito biotítico respecto al granito biotítico-hornblén-dico con megacristales. También destacan, en los granitos biotíticos, contenidos mayores de MnO y, sobre todo, en elementos evolucionados como Li, Rb, Y, Zr; en cambio Sr y Ba se empobrecen de forma significativa en las muestras correspondientes a esta facies.

Se trata de rocas alcalinas con relaciones de $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ bajas, sin que el número de muestras permita adscribir las a una serie evolutiva de la que representarían un polo bastante ácido y evolucionado, en mayor grado en el caso de los granitos biotíticos.

4.1.2. Granito de La Roca de la Sierra

Se sitúa en la zona centro-septentrional de la Hoja, está constituido por rocas graníticas de color gris, semejantes macroscópicamente a la facies más oriental del granito de Villar del Rey, si bien en este caso los megacristales se encuentran en toda su extensión y la hornblenda está ausente.

Aflora extensamente en un paisaje de suaves lomas, que se torna más abrupto hacia el NO, dominado por el valle del arroyo de Lorianilla, que surca el cuerpo granítico en su centro, con una marcada dirección NE-SO. Los afloramientos tienen forma de lomos de ballena, canchos y berrocales.

Intruyen de forma neta entre metasedimentos precámbricos.

4.1.2.1. Granito biotítico con megacristales (3)

Se trata de una roca inequigranular de grano fino-medio, porfídica y color gris claro. Se diferencia del granito de Villar del Rey por una ligera disminución en el contenido en biotita y sobre todo en la ausencia de anfíbol y en la aparición de una incipiente moscovitización.

Los componentes principales son: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita, presentando características similares con los otros grupos. En este caso las placas de biotita pueden mostrar en el borde texturas simpletectíticas de intercrecimiento con cuarzo.

La moscovitización se realiza fundamentalmente a partir de microclina, en segundo lugar de plagioclasa y en menor proporción de biotita. Se trata de pequeñas placas que presentan bordes muy irregulares y su contenido es del 2-4% del total.

Presentan una ligera alteración: sericitización de la plagioclasa y cloritización de la biotita, con formación de sericita, clorita y rutilo como subproductos.

Se observa en algunos puntos una cierta fábrica primaria, definida por la tendencia a orientarse de los megacristales.

Los enclaves, al igual que en las facies anteriores, son muy escasos, y de composición microgranítica básica.

La ausencia de estructuras deformativas y el hecho de que corten netamente las estructuras hercínicas de la roca de caja, sitúan el momento de emplazamiento de estas rocas con posterioridad a la última fase de deformación dúctil hercínica.

4.1.2.2. Consideraciones petrológico-geoquímicas

De esta facies se han tomado dos muestras para su análisis químico, cuyos resultados analíticos, de los elementos más significativos, se muestran en la Tabla 4.1.

A la vista de estos análisis, se deduce la gran afinidad química existente entre la facies, más evolucionada, del granito de Villar del Rey y estas dos muestras.

El bajo número de muestras que se han podido tomar en este granito no permite encuadrarlo, con total certeza, en una misma serie que la facies del granito de Villar del Rey. No obstante, la correlación entre ambas facies (granito de Villar del Rey y granito de La Roca de la Sierra) es evidente, ya que los contenidos en SiO_2 , Al_2O_3 y la relación $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ no varían entre uno y otro granito.

A esto, se le añade el hecho de que el comportamiento de elementos de filiación básica y variaciones en elementos evolucionados son absolutamente semejantes, si bien la semejanza es más marcada con la facies más ácida del granito de Villar del Rey.

En resumen, estas dos muestras serían encuadrables en una serie alcalina, representando los términos más ácidos o facies más evolucionadas dentro de ella.

4.1.3. Cuarzomonzodioritas (2)

Las rocas cuarzomonzodioríticas, situadas entre los cuerpos graníticos (s.l.) de arroyo Guerreiro y La Roca de la Sierra, al norte del cerro del Tío Victor, representan los términos más básicos de la Hoja.

Afloran según un pequeño cuerpo circunscrito de menos de 1 km de extensión, que intruye de forma neta entre metasedimentos precámbrios, en los que no provoca metamorfismo de contacto apreciable.

Macroscópicamente son rocas muy características, por la disposición salteada de los minerales maficos y leucocráticos, y de gran dureza, a pesar de su alto grado de alteración. Afloran escasamente en forma de pequeños bolos dispersos, dando en su conjunto un pequeño resalte en el terreno.

Al microscopio, presenta textura inequigranular, hipidiomórfica, con un tamaño de grano fino-medio, y orientada; está formada por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y ferromagnesianos muy alterados (biotita, anfíbol, piroxeno).

Los cristales de plagioclasa son idiomórficos y están zonados; en la mayoría de los casos se encuentran rodeados por una corona de feldespato K, en intercrecimiento micrográfico con cuarzo.

Tanto el cuarzo como el feldespato potásico aparecen como cristales xenomórficos.

Los ferromagnesianos son idiomorfos en la mayoría de los casos, y se encuentran completamente alterados. Por la forma, parecen corresponder a anfíbol, piroxeno y biotita.

La roca presenta una intensa alteración, de origen hidrotermal, que da lugar a una sericitización y alcalinización de la plagioclasa y a una cloritización total del ferromagnesiano, con esfena + rutilo + mineral de hierro + carbonatos como derivados.

A pesar de la alteración que presentan, se ha realizado un contejo de dos muestras, con el fin de situarlas con precisión en el diagrama QAP, obteniéndose que se encuentran incluidas en el campo de las cuarzomonzdioritas, en la zona próxima al vértice de cuarzdioritas y granodioritas.

No se observan estructuras deformativas, por lo que debe interpretarse como un cuerpo tardicinemático.

4.1.3.1. Consideraciones petrológico-geoquímicas

De esta facies solamente se ha tomado una muestra (9146) para su estudio geoquímico dadas las reducidas y malas condiciones de afloramiento.

Los resultados de análisis químico se incluyen en la Tabla 4.1.

En la muestra 9146, el contenido en SiO_2 (72%) es algo menor y Al_2O_3 (13%) muy semejante a los demás granitos de esta Hoja, si bien existe un relativo enriquecimiento en elementos de filiación básica y CaO , siendo más acusado en Sr , Zr , Ce y La .

**TABLA 4.1. A: granito de Villar del Rey; B: cuarzomonzodiorita (2);
C: granito de La Roca de la Sierra**

| Muestras | A | B | C | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| 9147 | 9133 | 9136 | 9146 | 9128 |
| X | 688747 | 686500 | 689100 | 701750 |
| Y | 4333040 | 4332245 | 4331870 | 4331300 |
| % | | | | |
| SiO ₂ | 75,70 | 76,58 | 75,00 | 72,30 |
| Al ₂ O ₃ | 14,60 | 13,00 | 13,80 | 13,80 |
| FeO _t | 0,71 | 1,16 | 1,33 | 2,45 |
| MgO | 0,09 | 0,11 | 0,15 | 0,69 |
| CaO | 0,94 | 0,43 | 0,50 | 1,73 |
| Na ₂ O | 2,80 | 3,26 | 3,12 | 3,08 |
| K ₂ O | 4,38 | 4,03 | 4,23 | 3,66 |
| MnO | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,06 |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,07 | 0,10 | 0,37 |
| P ₂ O ₅ | 0,05 | 0,03 | 0,03 | 0,10 |
| H ₂ O | 0,09 | 0,29 | 0,18 | 0,13 |
| Total (p.p.m.) | 99,45 | 98,99 | 98,49 | 98,37 |
| Li | 15 | 26 | 135 | 72 |
| Be | 4 | 9 | 7 | 5 |
| Rb | 240 | 490 | 570 | 240 |
| Sr | 77 | 21 | 24 | 152 |
| Y | 2 | 39 | 50 | 24 |
| Zr | 98 | 157 | 152 | 222 |
| Ba | 146 | 50 | 50 | 487 |
| As | 11 | 18 | 12 | 5 |
| Nb | 12 | 27 | 35 | 28 |
| Ta | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 |
| Ce | 30 | 30 | 30 | 90 |
| La | 10 | 10 | 10 | 50 |
| | | | | 20 |
| | | | | 10 |

4.2. ROCAS FILONIANAS

Se presentan dos tipos de manifestaciones filonianas: básicas y ácidas; las primeras son más abundantes, y las segundas son escasas y se sitúan fundamentalmente en los bordes del granito.

4.2.1. Diques ácidos

Se trata de diques de cuarzo, aplitas y en menor proporción micrograníticos, siendo los más importantes las aplitas, que se describen a continuación y que afloran como un pequeño dique en el extremo norte de La Roca de la Sierra. Se trata de una roca que composicionalmente corresponde a una aplita biotítica. Su textura es panxenomórfica fina, heterométrica y bandeadas.

Los constituyentes fundamentales son cuarzo, plagioclasa, turmalina, feldespato potásico y biotita.

La plagioclasa es xenomórfica y muestra esporádicas texturas mirmequíticas. El feldespato potásico, también xenomórfico, es ligeramente pertítico.

La biotita es el único ferromagnesiano presente, se encuentra en pequeños cristales de intensa coloración parda, llegando a alcanzar aproximadamente un 5% del total de la roca.

Se trata de una roca muy fresca, en la que sólo se puede citar, de forma muy puntual, una incipiente argilitización de la plagioclasa.

Como minerales accesorios, contiene opacos, esfena y mineral de hierro.

4.2.2. Diques de diabasas (1)

En el borde norte de la Hoja, e intruyendo en la sucesión de pizarras y filitas con intercalaciones de calizas, aparecen unos diques de composición diabásica, que se disponen subparalelos a las superficies de referencia del encajante (S_0 y S_1).

Se trata de rocas compactas de color oscuro; hacia el centro del dique son masivas y presentan disyunción en bolos, en los bordes adquieren una fábrica anisótropa groseramente esquistosa.

La génesis de estas rocas diabásicas no está por el momento resuelta, y persisten dudas respecto a sus relaciones espacio-temporales con los materiales encajantes. Es llamativo el hecho de que se asocien invariablemente a la sucesión de pizarras y filitas, y más todavía su aparente relación espacial con los niveles carbonatados que afloran a techo de la misma. Estos datos, por sí solos, apuntan hacia un origen volcánico para este tipo de rocas, y en este orden de ideas, GUMIEL, P. (1976), explica últimamente el origen de la mina de S. Antonio en la Hoja de Alburquerque, que le atribuye un origen volcánico exhalativo de edad intradevónica.

Sin embargo, estas rocas producen metamorfismo de contacto en el encajante; además, las blastesis estáticas así producidas engloban una S tectónica previa (S_1) y está afectada por otra posterior (S_2), lo que indica que son rocas intrusivas intercinemáticas. Por su forma de yacimiento, es muy posible que se trate de intrusiones de tipo *sill*.

Al microscopio, las rocas presentan textura diabásica y están compuestas por plagioclasa (labradorita) y piroxeno (augita dipositiva), con importantes contenidos en opacos. Las muestras de borde de los diques presentan texturas esquistosas y/o nematoblásticas, provocadas por la acción de una fase tectonometamórfica (F_2) en condiciones de bajo grado, que provoca la alteración y rotura de la roca, con neoformación de clorita, que se dispone envolviendo a las plagioclásas y piroxenos definiendo una fábrica planar.

La edad de estas rocas no está determinada; por sus relaciones respecto a F_1 y F_2 , se le puede asignar una edad del Carbonífero inferior.

4.3. METAMORFISMO

En este apartado se abordan en un principio los temas referentes a metamorfismo regional, después se estudian los fenómenos de metamorfismo de contacto.

4.3.1. Metamorfismo regional

Las paragénesis metamórficas reconocidas son:

En cuarcitas y areniscas:

- Cuarzo-moscovita,
- Cuarzo-moscovita-clorita.

En pizarras:

- Cuarzo-sericitita-cloritoide,
- Cuarzo-sericitita-clorita,
- Cuarzo-moscovita-clorita.

En calizas (Unidad de Villar del Rey):

- Calcita-tremolita-cuarzo.

En pizarras (Unidad de Villar del Rey):

- Cuarzo-moscovita-biotita,

En conjunto, todas las paragénesis de metamorfismo regional reconocidas son típicas del grado bajo y/o muy bajo. La isograda de la biotita se alcanza sólo en materiales precámbrios (Unidad de Villar del Rey), sin que se pueda discernir si existe o no una fase tectonometamórfica de edad precámbrica.

4.3.2. Metamorfismo de contacto

Todas las rocas ígneas aflorantes en la Hoja provocan metamorfismo de contacto en el encantante, a excepción del pequeño stock cuarzomonzodiorítico del oeste de la Roca de la Sierra.

Los granitos de Villar del Rey y de La Roca de la Sierra que intruyen en la sucesión cuarzo-pelítica de edad precámbrica de la Unidad de Villar del Rey originaron una aureola de unos 300-400 m de anchura.

En las zonas más externas de la aureola, los efectos de metamorfismo de contacto se manifiestan exclusivamente por la blastesis de biotita (fases de las corneanas de albita-epidota); esta fase mineral se halla en agregados muy pequeños, formados por minúsculos blastos o más raramente en microporfidoblastos, que crecen unas veces desordenados y otras son miméticos con la esquistosidad.

A medida que nos aproximamos al contacto, empiezan a aparecer texturas mosqueadas y coreánicas; simultáneamente, se forman porfidoblastos de andalucita y/o cordierita (altera-

das), que junto a biotitas y feldespato potásico, aparecen formando agregados elongados según la fábrica relictia orientada.

Otras rocas que producen metamorfismo de contacto en el encajante son los diques diabásicos que intruyen en la unidad devónica de pizarras y filitas. El efecto térmico está más desarrollado allí donde el haz de diques es más abundante y potente, en concreto entre la Casa de la Pizarriilla y la Casa de la Muela. En los puntos donde el metamorfismo térmico es menor, éste se manifiesta por la blastesis de agregados de pequeños cristales de clorita y/o biotita verdosa. En las áreas con mayor grado metamórfico se generan xenoblastos poikilitíticos de andalucita de forma irregular (predominan los subredondeados u ovoides) y tamaño milimétrico. En algunas muestras se observan minerales estáticos como la andalucita, que engloban una superficie interna que se continúa fuera de ellos como S_1 , además se observa una S_2 de fractura que define microlitones discretos milimétricos, que afectan a los minerales estáticos como la andalucita y biotita.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca del Guadiana, dentro de la comarca de las "Vegas Bajas", localizándose en su borde norte. Está limitada al norte por las sierras de Luriana y del Vidrio (al sur de la sierra de San Pedro) y al sur por la llanura aluvial del río Guadiana. Climáticamente, muestra un carácter mediterráneo subtropical, con una pluviometría media anual de unos 580 mm y una temperatura media del 17°C.

Las sierras de Luriana y del Vidrio conforman una alineación montañosa de dirección ONO-ESE, que aparece en el borde NE de la Hoja. La línea de cumbres, a unos 500 m de altura, desciende hacia el E, desde el pico Luriana (533 m) hasta el Puerto de Hoyo (440 m). Por otro lado, unos kilómetros más al sur, dentro del tercio norte de la Hoja, aparece una segunda alineación montañosa, paralela a la anterior, formada por los montes de Jabarriega (428 m), Sierra del Olivar (363 m) y Sierra del Machal (524 m). Entre ambas se desarrolla un sector más o menos llano (Dehesa de Cubillo-Sierra Traviesa-Sierra Larga-Dehesa Luriana), a una altura bastante constante de 340 m.

La red fluvial de la Hoja muestra direcciones dominantes N-S, vertiendo hacia el Guadiana. Destacan cuatro grandes arterias, de oeste a este: arroyo de Aguas Blanquillas, río Guerrero, arroyo Lorianilla y río Alcazaba. A excepción del primero de ellos, que nace en los montes de Jabarriega, todos los demás nacen en las sierras del Olivar, Luriana y del Vidrio.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja se sitúa en el límite entre la Depresión del Guadiana, caracterizada por presentar un modelado de mesas, plataformas y valles fluviales, y las alineaciones montañosas cuarcíticas y

graníticas de su borde norte. Esto permite diferenciar dos dominios muy diferentes y contrastados dentro de la Hoja.

5.2.1.1. *Las sierras paleozoicas*

Las dos alineaciones montañosas a las que hemos hecho referencia anteriormente (Luriana-El Vidrio y Jabarriega-El Olivar-El Machal) corresponden a los dos niveles cuarcíticos ordovícicos. Como sucede en muchos otros puntos del Macizo Hespérico, los materiales cuarcíticos son los más resistentes a la erosión, dando lugar a los mayores relieves de la zona. Dado que aquí se disponen con una estratificación subvertical, el modelado al que dan lugar consiste en barras y *hog-backs*, de dirección E-O a ONO-ESE. En contadas ocasiones el buzamiento de las capas cuarcíticas disminuye, de modo que se origina un relieve de tipo cuesta (Sierra del Machal y Sierra del Vidrio). Ambas alineaciones montañosas no superan el kilómetro de anchura.

Entre ellas se extiende una extensa banda de pizarras devónicas, de hasta 5 km de anchura. Consiste en una serie monótona de pizarras y filitas en las que se distinguen algunos diques de diabásicas alargadas en dirección ONO-ESE sin expresión morfológica. La mayor susceptibilidad a la erosión de esta serie pizarrosa hace que, coincidiendo con su afloramiento, se individualice una depresión por erosión diferencial (continuación del Sinclinalio de São Mamede-La Codosera). En ella el elemento morfológico más característico es un nivel de aplanamiento o superficie de erosión, a una cota que oscila entre 320 y 380 m, aumentando su altura hacia el este. Dicha superficie está mejor desarrollada en la mitad occidental de la Hoja; allí donde su conservación es menor, aparecen algunos relieves estructurales de poca entidad y a menor cota, tales como cuestas y crestas. Como decimos, la mayor erosividad de los materiales aflorantes ha hecho que la red fluvial desarrolle un sistema de incisión denso, de modo que en algunos sectores sólo se observan redes de barrancos y líneas divisorias alomadas que se adaptan más a la forma de red fluvial que a las directrices estructurales propias de la serie pizarrosa.

5.2.1.2. *La depresión terciaria*

A pesar de mostrar un relieve mucho menos enérgico, en este dominio existe una mayor diversidad morfológica. Los esporádicos afloramientos graníticos localizados al sur de las sierras cuarcíticas, los relieves elaborados sobre materiales terciarios, los altos glacis culminantes (rañas) y los valles fluviales encajados en ellos, constituyen subdominios con características morfológicas propias.

Los afloramientos graníticos. Se localizan en el borde norte de la Cuenca del Guadiana. Se trata de tres áreas con extensiones entre 6 y 15 km², situadas al sur de Villar del Rey, al SE de la Sierra de Jabarriega y al este de La Roca de la Sierra. En todas ellas, el granito se encuentra alterado en mayor o menor grado. El *lithem* granítico resultante de la alteración presenta una gran susceptibilidad a la erosión, por lo que el modelado resultante es de tipo fluvial, a base de redes de barrancos muy densas con incipiente acarcavamiento, que individualizan estrechas aristas en las que destacan algunas mesoformas propias de afloramientos de granito

fresco (lomos de ballena, berrocales...). El grado de incisión en el granito aumenta de oeste a este, de modo que en Villar del Rey es leve, con desarrollo de valles de fondo plano, y al este de La Roca de la Sierra es muy intenso, con la aparición de pequeños campos de cárcavas.

El modelado en materiales terciarios. La estructura tabular de la serie terciaria da lugar a un modelado en mesas y plataformas, especialmente desarrollado entre los valles de los ríos Guerrero, Lorianilla y Alcazaba. El carácter detrítico fino de la serie terciaria (arcosas, limos y arcillas fundamentalmente) lleva a una degradación generalizada de los relieves tabulares, de modo que son muy escasas las cornisas o escarpes erosivos bordeando estas formas. Tan sólo cabe destacar el desarrollo de vertientes erosivas en el sector de Caleños Órdenes, al este del río Alcazaba: en él la serie terciaria culmina, con un nivel margoso-carbonatado de escaso desarrollo, típico en este sector de Caleños Órdenes, al este del río Alcazaba: en él la serie terciaria culmina con un nivel margoso-carbonatado de escaso desarrollo, típico en este sector de la Depresión del Guadiana (son los llamados "caleños"), que, por erosión diferencial, origina un escarpe nítido, aunque sin llegar a formar una cornisa propiamente dicha.

La regularización generalizada y una degradación sucesivamente mayor de las plataformas sobre materiales arcillosos lleva al desarrollo de relieves alomados muy suaves, de difícil cartografía (como sucede, por ejemplo, en el sector de Las Carboneras-Cortijo de Valdesequera, al oeste del arroyo de Aguas Blanquillas). Muchas veces la horizontalidad propia de la estructura y la regularización de las laderas dificultan el drenaje, dando lugar a numerosas charcas y lagunas, favorecidas por el carácter impermeable del sustrato arcilloso.

Los glacis culminantes. Dominantes en el tercio oriental de la Hoja, constituyen las divisorias principales de los valles fluviales mayores. Se trata de abanicos de probable edad del Plio-Pleistoceno, modelados en glacis, correlacionables con las "rañas" clásicas de la Meseta. Se presentan como amplias plataformas conglomeráticas culminantes con una suave pendiente hacia el sur del 1-2 %. Estos abanicos fosilizan a la serie terciaria y sobre ellos son muy comunes las áreas endorreicas, charcas y lagunas, cuyo origen se relaciona con la escasa pendiente de estas superficies.

Los valles fluviales. Se encajan en todas las formas anteriormente citadas. Los cuatro valles principales señalados al principio del apartado forman cuatro amplios corredores de 2 a 4 km de ancho. En su fondo desarrollan sistemas de terrazas encajadas en graderío. Algunas de estas terrazas forman replanos extensos sobre los que aparecen otras formas secundarias, tales como canales abandonados, crevasses y charcas diversas, etc. Los ríos responsables de estos niveles de aluvionamiento constituyen los ejes de los valles, encajándose débilmente en sus propias terrazas y desarrollando pequeñas llanuras de inundación. El tránsito de los valles a los relieves circundantes (rañas o plataformas en terciarios) se realiza mediante laderas tendidas y de gran desarrollo.

En resumen, el modelado general de este sector responde a diferencias litológicas constrastadas. Una incisión fluvial de cierto desarrollo ha individualizado un área montañosa formada por series cuarcítico-pizarrosas paleozoicas (en la que las pizarras han formado una depresión por erosión diferencial) y un área más deprimida y de suave relieve formada por las series arcilloso-arenosas terciarias de la Depresión del Guadiana, sobre la que se han instalado amplios

valles fluviales. La dinámica fluvial ha sido, pues, la responsable del modelado en una zona donde la altitud, la litología y el tipo de clima no favorecen el desarrollo de otros agentes morfogenéticos exógenos distintos de los propiamente fluviales.

5.2.2. Estudio del modelado

A continuación expondremos las características generales de los principales tipos de modelados observables en el área. Distinguiremos formas debidas a procesos poligénicos, fluviales, endorreicos y de laderas.

5.2.2.1. Formas poligénicas

Incluimos aquí todas aquellas formas generadas por más de un proceso morfogenético y con implicaciones areales más o menos importantes: superficies de erosión y glacis.

Superficies de erosión. Podemos diferenciar un primer nivel de arrasamiento correspondiente a la línea de cumbres de las sierras de Luriana y del Vidrio. El nivel de cumbres, a unos 500 m de altura, presenta un residual en el cerro de Luriana (533 m). Por el oeste se continúa en la Hoja de Puebla de Obando (n.º 728). Este nivel no es fácil de reconocer en la segunda alineación montañosa de Jabarriega-Sierra de Olivar-Sierra de Machal, debido a la mayor incisión que ha sufrido, haciendo que el nivel de cumbres, muy irregular, baje de los 400 m (a excepción del cerro residual de El Machal, a 524 m).

Existe una superficie de erosión más moderna, encajada en la anterior y mucho más desarrollada. Afecta al pizarral del Sinclinorio de São Mamede-La Codosera y se sitúa a una altura que oscila entre 320 y 380 m. Arranca de las sierras de Luriana y del Vidrio y vierte hacia la Cuenca del Guadiana. El mapa de isohipsas de dicha superficie nos indica una caída suave hacia el SO y SSO.

Destaca un pequeño relieve residual localizado en los alrededores de Sierra Traviesa-Sierra Larga. Dicha superficie está fosilizada por la raña en el sector de Valdeherreros (al este de La Roca de la Sierra), por lo que su edad podría situarse hacia finales del Neógeno. Por otro lado, cabe la posibilidad de que la superficie de Valdeherreros constituya en realidad el resto de un pedimento erosivo correspondiente a la cabecera de la raña, tal y como han señalado RODRÍGUEZ VIDAL *et al.* (1988) en otros puntos de la cuenca.

Estas superficies han sido citadas en numerosas ocasiones y aparecen como el elemento morfológico más destacado del Hercínico extremeño. Así, HERNÁNDEZ PACHECO (1946) cita una superficie somital posiblemente finipaleógena a 600-650 m en los bordes de la cuenca, así como otro aplanamiento más desarrollado, probablemente finipontiense, a 340-450 m, fosilizado por la raña. GONZÁLVEZ (1971) también cita una superficie generalizada a 400 m, en el Alentejo portugués. DÍAZ DEL OLMO y GUTIÉRREZ (1983) describen una superficie de probable edad neógena a una cota de 500 m en el sector del batolito de Santa Olalla. GÓMEZ AMELIA (1985) estudia la “penillanura cacereña”, caracterizándola como de edad neógena,

a 400 m de altitud y fosilizada por la raña. DÍAZ DEL OLMO y RODRÍGUEZ VIDAL (1983) citan también dos superficies, una paleógena somital y otra “fundamental de la Meseta”. Finalmente, RODRÍGUEZ VIDAL *et al.* (1988) distinguen tres superficies en el borde meridional de la cuenca del Guadiana.

Glacis. Distinguimos dos conjuntos de glaciares bien diferenciados: rañas y glaciares cuaternarios.

Las rañas forman replanos culminantes que constituyen las divisorias principales de los ríos mayores de la cuenca. Presentan una pendiente media del 1-2% hacia el sur, arrancando de las sierras paleozoicas de Jabarriega-El Olivar-El Machal.

El mayor desarrollo de estos glaciares se observa en la mitad oriental de la Hoja, especialmente en el área de Valdeherreros, donde uno de estos replanos de piedemonte alcanza una longitud de 11 km, descendiendo desde los 340 m (al pie de la Sierra del Machal) hasta los 245 m en el extremo sur de la Hoja. En superficie son muy comunes los encorvamientos y las zonas endorreicas. Por otro lado, estos glaciares se encuentran afectados por una tectónica distensiva, especialmente patente en el área de Valdeherreros.

En cuanto a la génesis de estas formas y depósitos, diversos autores señalan un posible origen tectónico por movimientos verticales de bloques y hundimiento relativo de la Cuenca del Guadiana, de modo que las rañas constituirían abanicos y depósitos de piedemonte desencadenados por estos movimientos. Los mecanismos morfogenéticos de glaciplanación estarían asociados al desarrollo de corrientes anastomosadas y a regímenes fluviales de tipo *braided* (HERNÁNDEZ PACHECO, 1949; MARTÍN ESCORZA, 1977; SANTOS y CASAS, 1980; MARTÍN-SERRANO, 1988; MARTÍN-SERRANO y MOLINA, 1989; etc.).

Climáticamente, existen dudas sobre el tipo de ambiente en el que se desarrollaron. Algunos autores (MOLINA, 1975; MARTÍN-SERRANO y MOLINA, 1989) suponen un clima estacional no necesariamente árido. En cuanto a su edad, prácticamente todos los autores coinciden en asignarle una edad del Villafranquense o del Pliocuaternario.

Los glaciares cuaternarios, encajados en las rañas, no presentan un gran desarrollo. Normalmente se trata de pequeñas rampas (2 km^2) que, arrancando de relieves terciarios o de rañas, van a enlazar con niveles de terrazas fluviales de algunos de los ríos más importantes del área. Así, en el valle del arroyo de Aguas Blanquillas aparece un cierto desarrollo de glaciares en las partes alta y media de su curso. En el valle del río Guerrero existe un conjunto de glaciares al pie del cerro de la Aguda enlazando con los correspondientes niveles de terrazas. Finalmente, en los tramos medios del arroyo Lorianilla se observan varios sistemas de glaciares desarrollados sobre todo en la margen izquierda del valle. En el valle del Río Alcazaba no se aprecian glaciares cuaternarios.

La elaboración de los sucesivos niveles de glaciares está directamente relacionada con la caída paulatina del nivel de base regional (fruto de la progresiva incisión cuaternaria del río Guadiana en los depósitos terciarios de la depresión) y con las fluctuaciones climáticas cuaternarias. Durante el Holoceno, la existencia de un relieve muy incidido y accidentado no ha favorecido el desarrollo de niveles de glaciares recientes, sino más bien grandes laderas cuyas dimensiones,

aunque a veces importantes, no permiten considerarlas como glacis. Estas grandes laderas, que podrían ser calificadas como "glacis-vertiente", aparecen especialmente desarrolladas en "La Peralta" (al E del arroyo de Aguas Blanquillas), en "La Cuba" (E del río Guerrero) y al pie del cerro de la Paloma (Sierra del Machal).

5.2.2.2. *Formas fluviales*

En cierto modo pueden considerarse como las más abundantes del área. Dada su complejidad, podemos dividirla en dos grupos: formas erosivas y formas acumulativas.

Formas erosivas. La incisión fluvial en el área presenta patrones típicamente dendríticos y su intensidad varía mucho de unas zonas a otras. Como ya hemos indicado anteriormente, las zonas con un mayor desarrollo de la incisión fluvial corresponden a los afloramientos graníticos, en los que el grado de alteración ha controlado la mayor o menor susceptibilidad a la erosión de estos materiales. Así, al E y SE de La Roca de la Sierra aparece un área muy incidida, con la formación de incipientes campos de cárcavas. La intensidad de la incisión es sucesivamente menor en los otros dos grandes afloramientos graníticos: el del río Guerrero y el del sur de Villar del Rey.

Otro sector especialmente incidido corresponde a la depresión excavada en las pizarras del sinclinalio de São Mamede-La Codosera. Destacan las áreas de Sierra Travies y la comprendida entre las sierras del Vidrio y del Machal, donde la red fluvial, aunque no presenta incisiones verticales importantes, desarrolla una gran densidad de barrancos y torrentes.

Por último, en el dominio de la Cuenca del Guadiana, la densidad de la red de drenaje es mucho más baja. La excavación de las arterias fluviales en el nivel culminante de las rañas tampoco ha sido importante, en general inferior a los 50 m. Existe una gran proliferación de valles de fondo plano en los que la red actual de barrancos apenas se ha encajado.

Formas acumulativas. Aquí se incluyen todos los sistemas de terrazas de los ríos principales, así como los rellenos de los fondos de valle.

El encajamiento de unos niveles en otros ha sido muy pequeño en todos los valles, nunca superior a los 4 m. Se trata de niveles de gran extensión lateral, formando amplias bandas de hasta 1,5 km de anchura, subparalelas al trazado de los ríos correspondientes y encajadas en graderío. Por otro lado, la distribución espacial de los niveles no muestra un sentido preferencial de migración lateral de los ríos en su encajamiento.

El arroyo de Aguas Blanquillas desarrolla hasta tres niveles. Su extensión lateral es pequeña, lo cual está relacionado con la relativa proximidad de su área de la cabecera, de modo que el río apenas ha recorrido 10 km desde su nacimiento hasta el punto en el que se conserva el primer nivel de terraza colgado. Especial desarrollo muestran los niveles T_2 y T_1 , este último asociado al fondo de valle.

El río Guerrero presenta cuatro niveles extensos en su margen izquierda, especialmente los niveles T_3 y T_4 . Su afluente principal, la rivera de la Troya, presenta un nivel de terraza amplio

(T₂) en su margen derecha. En general, se aprecia una cierta migración de este río hacia el oeste durante su encajamiento.

El arroyo Lorianilla muestra un gran desarrollo del nivel T₃ en ambas márgenes. El T₄ se resiente a la margen derecha, formando el interflujo con el río Guerrero cerca de la confluencia entre ambos.

Finalmente, el río Alcazaba presenta un desarrollo más complejo de niveles de terrazas. El nivel T₅ sólo se conserva en la margen derecha de su afluente principal, el arroyo del Corcho. El nivel T₄ aparece de forma discontinua en la margen derecha; finalmente, los niveles T₃ y T₂ aparecen en ambas márgenes.

Hay que destacar que los amplios aterrazamientos aparecen exclusivamente en la cuenca terciaria. No se observa ningún resto de terraza en el dominio de las sierras paleozoicas, donde los canales fluviales principales se encuentran encajados en angostos valles (que a veces llegan a formar incluso pequeñas gargantas).

El desarrollo de amplios aterrazamientos, dentro de la cuenca terciaria, está relacionado con el contraste entre un relieve estructural más o menos enérgico (sierras paleozoicas) y una cuenca con rocas blandas (arenas, limos y arcillas) cuya excavación no ofrece resistencia. Se produciría así una brusca "descompresión" de los valles fluviales principales al entrar en el dominio de la depresión terciaria. El paso de un flujo confinado a un flujo abierto, sin límites laterales, llevaría consigo una disminución en su competencia de transporte, con el consiguiente depósito de sedimentos.

Por otro lado, la velocidad e intensidad de la incisión vertical es función de la erosionabilidad del sustrato (en este caso alta) y de la velocidad de caída del nivel de base regional. Si éste (en nuestro caso el río Guadiana) ha experimentado un descenso más bien suave a lo largo del Cuaternario, el resultado será la tendencia a la migración lateral de los ríos afluentes (y también del propio Guadiana), mucho más intensa que la incisión vertical. Como consecuencia se formarán amplios mantos de aluvionamiento, de escasa potencia y débilmente encajados unos en otros.

Finalmente, el régimen actual de los ríos principales parece responder a un modelo de tipo *braided*. Se aprecia un cambio sustancial en el régimen de los ríos desde su paso por las sierras paleozoicas (donde desarrollan trazados de rectilíneos a suavemente meandriformes) hasta su incursión en la cuenca terciaria. A veces este tránsito se traduce en un cambio a régimen de corrientes anastomosadas (ríos Guerrero y Alcazaba). Según SCUMM (1981), este tipo de cambios en el régimen de un río refleja un cambio en la carga de sedimentos y en el poder de arrastre del río, lo cual es consecuencia de un aumento en la pendiente del mismo. Creemos que en nuestro caso la relación entre la pendiente y el régimen fluvial es clara, ya que todos los ríos experimentan un brusco aumento de su pendiente al entrar en la cuenca terciaria (como consecuencia del paso a una zona con sustrato más fácilmente erosionable). Por otro lado, la pendiente vuelve a descender en los tramos bajos de los ríos, cerca ya de su desembocadura en el Guadiana; esto se refleja en un tránsito a regímenes de tipo *braided* con poco desarrollo de barras y meandriformes, tal y como se aprecia en los

ríos Guerrero, Lorianilla y Alcazaba (en los tramos bajos de este último son comunes los meandros abandonados).

5.2.2.3. *Formas endorreicas*

Las únicas formas endorreicas existentes son las charcas y pequeñas lagunas someras, cuyos diámetros no exceden en general de los 300 m. Sin embargo, aunque su tamaño es pequeño, su número es alto. Hemos contabilizado más de 50 charcas desarrolladas sobre plataformas y mesas en terciario, más de 60 ubicadas sobre superficies de rañas y hasta casi 100 sobre superficies de terrazas. La mayoría de ellas tienen carácter estacional.

Su origen está relacionado con la gran horizontalidad de ciertas áreas extensas (superficies estructurales horizontales sobre terciarios, superficies de rañas, superficies de terrazas...), con la alta impermeabilidad del sustrato (arcillos limosos en la mayoría de los casos) y con el bajo grado de jerarquización e incisión de la red fluvial que drena el dominio de la cuenca terciaria.

El mecanismo de generación de estas formas puede ser muy variado:

- Compactación diferencial en los sedimentos terciarios y en las rañas.
- Abandono de canales fluviales en las superficies de las terrazas, formación de oxbow-lakes, etc.
- Remoción y compactación local del sedimento por la actividad del ganado.

Este último mecanismo (REVES, 1968) ha podido ser especialmente importante en la generación de pequeñas charcas, muy comunes en las amplias áreas de dehesas existentes en la zona.

Al sur de Valdeherreros, sobre la superficie de la raña, aparece un área con especial proliferación de áreas endorreicas (densidad de unas 6-7 charcas por km²), donde casi un 30% de la superficie está ocupada por charcas. En apenas 7 km² se han contabilizado unas 45 lagunas, algunas de grandes proporciones (Laguna Multales, Laguna de la Muchacha, etc.).

Esta zona endorreica se encuentra asociada al escarpe tectónico de la falla de Valdeherreros, que hunde la superficie de la raña unos metros hacia el sur; es sobre la zona hundida donde se desarrollan los encarcamientos. Cerca del escarpe de falla, las charcas aparecen en su mayor parte colmatadas. Por otro lado, en toda esta zona se distingue un débil recubrimiento de limos y arcillas oscuras, de origen probablemente lacustre, como reflejo de la existencia de antiguas charcas, hoy totalmente colmatadas. El área endorreica de Valdeherreros constituye hoy una zona de indudable importancia ecológica y ornitológica.

En cuanto a la edad del endorreísmo, creemos que éste debió de iniciarse tras el depósito de los mantos de rañas, ya que todas las lagunas se instalan sobre su superficie o sobre superfi-

cies más modernas (replanos estructurales exhumados durante el Cuaternario, terrazas fluviales cuaternarias, etc.), siendo persistente hasta nuestros días.

5.2.2.4. Laderas

Aunque las laderas muestran un gran desarrollo en toda la Hoja, es en el dominio de la depresión terciaria donde adquieren mayor importancia.

En el dominio de las sierras paleozoicas no se observan acumulaciones importantes de vertientes. Los procesos de regularización no han sido especialmente efectivos. Sin embargo, se observa el desarrollo local de depósitos de ladera de hasta 1,5 m de potencia en la Sierra de Luriana. En estos casos la alimentación de los depósitos suele corresponder a los escasos afloramientos cuarcíticos existentes, en los que los procesos de crioclastia, aunque débiles, han suministrado suficientes derrubios. En este sentido, se ha localizado un posible depósito de gréze *litée* en la vecina hoja de Bótoa (n.º 750), de casi 2 m de potencia, al pie de un relieve cuarcítico, a una altitud de unos 300 m. Lógicamente, de tener un origen periglacial, debe de tratarse de un depósito cuaternario acumulado bajo unas condiciones de temperatura diferentes a las actuales. En cuanto a su distribución, se aprecia un mayor desarrollo de las laderas en las vertientes de umbría de las sierras. Por otro lado, en la vertiente norte de la Sierra de Machal se ha observado la existencia de dos niveles de generación de vertientes. El más antiguo, colmado, forma facetas triangulares con un desarrollo espectacular. El más moderno corresponde al episodio general de regularización de laderas que afecta a toda la zona, de posible edad postmedieval. La generación de facetas triangulares en laderas ha sido descrita en otros puntos de la Península (SANCHO et al., 1988) y es consecuencia del retroceso del escarpe del cual se alimenta, con una alternancia de episodios húmedos y fríos (que dan lugar a la regularización) y otros más cálidos y secos (en los que se produce la incisión y erosión parcial de nivel anteriormente creado). En ambos casos, dentro de las sierras paleozoicas de la zona, los recubrimientos coluviales no sobrepasan los 0,5 m de espesor, constituyendo a veces únicamente una delgada película de cantos angulosos.

En el dominio de la Depresión del Guadiana, las laderas muestran, lógicamente, mayor extensión y menor pendiente. La regularización pasa a ser generalizada, como consecuencia de los escasos contrastes de relieve y del fácil transporte de los sedimentos aflorantes. Sin embargo, aunque no hemos encontrado buenos afloramientos, parece que las potencias de los depósitos coluviales son pequeñas, en general menores de 1 m.

5.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

En el mapa geomorfológico se ha incluido un conjunto de depósitos de morfología conservada, que no tienen representación en el mapa geológico por motivos de simplificación y esquematización. Normalmente se trata de pequeños recubrimientos que no superan 1-1,5 m de potencia. Aunque sus caracteres son del todo análogos a los descritos en el capítulo de estratigrafía, en el presente apartado haremos un repaso somero a su tipología y desarrollo, incluyendo algunos que no han tenido cabida en los apartados anteriores.

5.3.1. Depósitos de origen fluvial

Los depósitos fluviales corresponden a amplios mantos aluviales y numerosos rellenos de fondo de valle, los cuales, lógicamente, tienen un mayor desarrollo y amplitud en el dominio de la cuenca terciaria. En cuanto a su origen, creemos que confluyen procesos de arrastre fluvial, aporte lateral de las laderas, e incluso posibles procesos de transporte eólico.

5.3.2. Depósitos de piedemonte, coluviales y suelos

La potencia y características de los glaciares y depósitos de ladera existentes en la zona han sido ya descritos con anterioridad, existiendo, lógicamente, una dependencia total del tipo de área fuente.

Sin duda, constituyen los recubrimientos más importantes en el dominio de la cuenca terciaria. A veces constituyen finos recubrimientos edáficos que tapizan otras unidades más antiguas (superficies estructurales, fundamentalmente) de litología semejante, por lo que su discriminación en el campo es muy difícil.

5.3.3. Depósitos lacustres

Estos depósitos, en la mayoría de las ocasiones se restringen a los fondos de las charcas y lagunas actuales.

5.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

El elemento más antiguo reconocible en la zona es la superficie de erosión de cumbres. Suponiendo que su edad es finipaleógena, podemos iniciar la evolución geomorfológica imaginando una amplia superficie de erosión afectando a todo este sector, en el que debieron de destacar algunos relieves residuales. Quizá durante esta época ya existía un perfil de alteración importante afectando a todos los materiales aflorantes (sobre todo al granito).

Un posible episodio tectónico de probable edad del Mioceno inferior o medio dio lugar a la creación de la Cuenca del Guadiana. Durante el Neógeno fue produciéndose el relleno de la cuenca, a la vez que en las sierras se iba modelando una superficie de erosión (finineógena), mejor desarrollada en los materiales más lábiles. Durante esta época pudo acentuarse el proceso de alteración de granitos.

En el Plioceno tuvo lugar una interrupción del relleno de la cuenca, que provocó el desarrollo de amplios mantos aluviales (rañas). Esta interrupción pudo ser tectónica o climática. En algunos puntos de la cuenca se observa cómo la raña se encaja en los depósitos lacustres culminantes neógenos, por lo que deducimos que la acumulación de los mantos de raña fue posterior al inicio del exorreísmo de la cuenca hacia el Atlántico. Suponemos que este cambio en las condiciones de la cuenca fue de tipo tectónico, tal y como han señalado ya otros autores.

Iniciado el Cuaternario, la red fluvial pasó a jerarquizarse, dando lugar al río Guadiana y a su sistema de afluentes, que comenzaron el proceso general de incisión y vaciado de la cuenca.

Durante el Cuaternario antiguo tuvo lugar un episodio tectónico distensivo que desniveló a la raña y que provocó la formación de un área de intenso endorreísmo en el sector de Valdeherberos.

Posteriormente, a lo largo de todo el Cuaternario, la progresiva incisión fluvial ha llevado a la generación de un modelado de tipo estructural en toda la zona, en el que los contrastes lito-lógicos han sido determinantes. Esta incisión no ha sido continua, sino que se ha producido de forma intermitente, alternando episodios de estabilización de los cauces (con el desarrollo de mantos aluviales, de glacis y terrazas) con otros de erosión e incisión. Esta situación se ha mantenido hasta el Holoceno. En tiempos probablemente históricos se han generado hasta dos episodios de regularización de vertientes, separados por un estadio de incisión. Actualmente domina de nuevo la erosión en las laderas y valles fluviales.

5.5. PROCESOS ACTUALES

Como ya hemos indicado con anterioridad, el carácter climático de la zona de estudio hace que los procesos fluviales sean los más importantes en lo que a morfogénesis actual se refiere.

La altura de las cumbres de las sierras apenas supera los 500 m, por lo que no es probable que en la actualidad se den procesos de tipo periglacial. De hecho, en ninguna de las sierras hemos observado creep ni fenómenos de solifluxión. Incluso los depósitos de vertiente en las sierras tienen muy poca entidad. La aparición de un hipotético depósito de gréze litée en la vecina hoja de Bótoa (n.º 750) puede explicarse si pensamos que se pudo producir en épocas cuaternarias más frías que las actuales.

En cuanto a los movimientos de laderas, existe una cierta actividad en determinados puntos, en los que la pendiente, la humedad retenida en el suelo y el carácter arcilloso plástico del sustrato han desencadenado deslizamientos de cierta entidad (área del embalse de la Peña del Águila, Hoja de Bótoa). Se trata siempre de áreas montañosas de umbría cuyas laderas se sitúan sobre materiales pizarrosos algo alterados. En cualquier caso, no es un fenómeno muy común.

El proceso actual más activo es, como decimos, la dinámica fluvial. Desde el punto de vista acumulativo, se han producido en los últimos años algunos aluvionamientos importantes, coincidiendo con épocas de intensas precipitaciones, en relación con la llegada de borrascas del Atlántico, o con la formación de gotas frías. La crecida brusca de los caudales de los ríos principales ha provocado el corte de carreteras y otras vías de comunicación, la inundación de las terrazas bajas y el depósito de barros y limos de forma masiva en las riberas de los ríos. El escaso encajamiento de los cursos fluviales en sus terrazas más recientes favorece este tipo de procesos esporádicos, pero de gran incidencia en las actividades agrícolas de la zona (generalizadas en la mitad meridional de la Hoja).

En cuanto a los procesos erosivos, existe una relación directa con la erosionabilidad de los materiales aflorantes y con la pendiente. Así, en las zonas de sierras, con pendientes a veces

considerables, no se produce una erosión intensa, debido a la resistencia del sustrato cuarcítico. Sin embargo, en las laderas elaboradas al pie de las rañas o de los relieves terciarios se producen algunas incisiones de importancia durante las épocas de tormentas. Nuevamente influye la litología dominante en las mismas y su pendiente. Como ya hemos indicado, no existe un gradiente topográfico importante entre la zona de sierras y el río Guadiana, lo cual no favorece el desarrollo generalizado de formas de erosión. Quizá la zona más afectada sea la banda de transición entre la cuenca terciaria y las sierras paleozoicas, donde confluyen factores como:

- Valores de pendiente relativamente altos en las laderas.
- Materiales fácilmente erosionables (terciarios, rañas, granito alterado).
- Gradiente relativamente alto.
- Se trata de la zona en la que los ríos presentan una mayor pendiente.

Tanto aguas arriba como aguas abajo, disminuye la intensidad de los procesos erosivos, bien porque disminuyen rápidamente el gradiente topográfico y el grado de incisión, o bien porque aumenta la resistencia a la erosión de los materiales aflorantes.

Pensamos que ambos procesos descritos (aluvionamiento en los valles y erosión hídrica en el borde norte de la cuenca) seguirán siendo activos en el futuro.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de los materiales que afloran en la hoja es sin duda compleja, y en lo que respecta a los materiales del sustrato, se seguirán los mismos criterios que en el capítulo de estratigrafía, es decir, por unidades geológicas.

6.1. UNIDAD DE VILLAR DEL REY (ZONA OSSA-MORENA)

Los únicos materiales reconocidos en esta unidad son una sucesión de esquistos y/o cuarzo-esquistos con intercalaciones de cuarcitas negras y mármoles de edad precámbrica superior que debieron depositarse en un medio abierto, relativamente poco profundo, uniforme y subsidente, donde llegaban cantidades importantes de terrígenos, así como algún aporte volcánico.

Al final del Precámbrico, y según datos regionales, debió de funcionar aquí una cadena, posiblemente relacionada con un margen activo, que se manifiesta a escala regional por una serie de procesos tectónicos, plutónicos y metamórfico (Orogenia cadomiense) que marcan el final del ciclo Precámbrico.

En esta unidad no está representado, dentro de la Hoja, ningún sedimento paleozoico, tal como sucede en la vecina Hoja de Bótoa, donde se conservan materiales del Paleozoico inferior (Vendieñ-Cámbrico inferior) ligados a un período transgresivo al que se asocian depósitos terrígenos y carbonatados de plataforma.

6.2. UNIDAD DE SÃO MAMEDE-LA CODOSERA-PUEBLA DE OBANDO

En la Unidad de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando, los primeros sedimentos paleozoicos reconocidos son una sucesión arcósica, cuyo depósito marca el inicio de un período transgresivo ordovícico, que se continúa con los depósitos arenosos marinos, que dan lugar a la Cuarcita Armoricana.

Con el tiempo, se acentúa dicho episodio transgresivo de tal forma que durante el Llanvir-Llandeilo (no están representados en la presente Hoja) los depósitos corresponden a un medio más profundo, posiblemente una plataforma abierta con fondo anóxico, al que llegaban muy pocos aportes terrígenos y fuera del alcance del oleaje.

Durante el Caradoc-Siegeniense se produce un período regresivo en el que se depositan materiales terrígenos: pizarras y cuarcitas ferruginosas (14-15), posiblemente en una plataforma somera influenciada por el oleaje.

Ligado a un nuevo período transgresivo, se produce durante el Devónico Medio-Superior el depósito de material lutítico (16), el cual se realiza en un medio marino de plataforma, como indican los pocos restos carbonatados que contiene.

El ciclo hercínico culmina con la Orogenia hercínica y los procesos a ella asociados. Como rasgo más característico, se produce una estructuración de todos los materiales según directrices NO-SE, así como el acercamiento y/o apilamiento de materiales en origen muy distantes; en este contexto se enmarca el acercamiento de las unidades definidas en esta Hoja, que parece resolverse por un cabalgamiento de la Unidad de Villar del Rey sobre la de São Mamede-La Codosera-Puebla de Obando.

Asociado también a la Orogenia hercínica, se produce en la zona un metamorfismo regional de grado bajo y una actividad ígnea, cuyas manifestaciones más significativas son el haz de diques básicos que intruye en la sucesión de pizarras y los diversos cuerpos plutónicos.

6.3. NEÓGENO-CUATERNARIO

La ausencia de materiales desde final del Devónico hasta el Neógeno impiden deducir la historia geológica en este espacio de tiempo.

En el Mioceno la región debió de estar emergida y sufrir un intenso proceso erosivo que dio lugar al desarrollo de perfiles de alteración (localizados en el borde meridional de la cuenca). Sobre estos paleorrelieves se instalaría una cuenca fluvio-lacustre que en un clima cálido-húmedo depositaría la Unidad inferior. Tras una reactivación tectónica se instala un sistema fluvial, que da lugar a la deposición de la Unidad superior, discordante sobre la anterior. Este ambiente de sedimentación constituye una megasecuencia positiva, en la que se pasa de ambientes típicamente fluviales a otros de tipo lacustre y que denotan un clima cálido con estación seca marcada.

Durante el Plioceno tiene lugar la interrupción del relleno de la cuenca, que evidencia actividad tectónica y cambios climáticos, originándose el desarrollo de amplios mantos aluviales

que constituyen las “rañas”. En el Cuaternario la red fluvial pasa a jerarquizarse, dando lugar al río Guadiana y a sus sistemas de afluentes. Durante el Cuaternario y antiguo se caracteriza un episodio tectónico distensivo que desniveló la raña y permite la formación de zonas endorreicas (sector de Valdeherberos). Posteriormente y a lo largo de todo el Cuaternario, la progresiva incisión fluvial, producida de forma intermitente, justifica el desarrollo de mantos aluviales, glacis, terrazas, etc., por alternancia de episodios de estabilidad de los cauces con otros de erosión.

En la actualidad domina la erosión en las laderas y valles fluviales.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

La Hoja de Villar del Rey se sitúa en una zona con escasa tradición minera, aunque activada en la actualidad por las explotaciones de pizarras.

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

El único indicio conocido de morfología filoniana se ubica en el término municipal de La Roca de la Sierra, al norte de dicha población. Se trata de una mineralización de Pb/Ag (1), conocida como Mina Curra, que encaja en filones de dirección N 30°E y cuya paragénesis mineral es de galena-pirita y calcopirita. En la actualidad se encuentra inactivo.

7.1.2. Rocas industriales

Las explotaciones de mayor entidad se localizan en los tramos pizarrosos de la Unidad de Gévora (2 a 5). Se trata de pizarras de color negro con una superficie muy lisa y homogénea y con frecuentes inclusiones de minerales metálicos, dispersos y de pequeño tamaño.

La empresa comercializadora es PIZARRAS DE VILLAR DEL REY, S. A, y su principal mercado es el anglosajón. El uso de este material es para techo en la construcción.

Además de estas canteras, existen otras en granitos, que se localizan en la facies biotítica con megacristales, en las proximidades de La Roca de la Sierra, utilizándose como roca de mampostería, y siendo su extracción intermitente.

Actualmente se están realizando diferentes ensayos en los diques de diabasas que encajan en la Unidad de Gévora, con vistas a su explotación y comercialización.

Además de lo reseñado, existió en épocas pasadas un aprovechamiento, mediante caleras de la masa calcárea de La Roca de la Sierra.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Climatología

Según la clasificación agroclimática de PAPADAKIS, la Hoja se encuentra incluida en un área de clima mediterráneo seco, siendo húmedo en algunas zonas montañosas. La temperatura media anual puede considerarse próxima a los 17°C, aumentando hacia el río Guadiana. La precipitación media se encuentra en torno a los 600 mm/año, con un régimen de humedad que aumenta hacia el sector central de la Hoja.

En esta Hoja, lo mismo que en la práctica mayoría de la Cuenca del Guadiana, la precipitación máxima en 24 horas es menor de 100 mm.

La evapotranspiración potencial (ETP) se mueve en valores de 800 mm/año.

7.2.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales son tributarias del río Guadiana, a través de los ríos Guerrero y Alcazaba. Los recursos naturales de estos ríos, junto con el río Pilar de la Sal, situado al este, se cifran en 108 hm³/año para los 1.015 km² de superficie de cuencas; mientras que la demanda en estas subcuencas es de 249 hm³/año. En la Hoja constan numerosas presas de reducidas dimensiones, que recogen las aguas de escorrentía para abastecimiento y riegos puntuales.

No existen datos de calidad química de las aguas superficiales que discurren por la Hoja; no obstante, y debido a la ausencia de regadíos e insignificancia de los vertidos urbanos, se puede decir que la calidad de las aguas debe ser aceptable.

Los riesgos hidrológicos son bajos, y sólo en el caso de los tramos bajos de las cuencas de los ríos Guerrero y Alcazaba, en su confluencia con el Guadiana, puede considerarse de tipo medio.

7.2.3. Características hidrogeológicas

La Hoja se encuentra situada al noroeste del denominado sistema acuífero "Terciario detrítico y Cuaternario del Guadiana en Badajoz", sistema definido en el PIAS (Plan de Investigación de Aguas Subterráneas) como nº 21.

Las características hidrogeológicas de los materiales representados en la Hoja no son las más idóneas para encontrar en ella acuíferos de importancia. Esto, unido a la existencia de aguas superficiales, ha traído como consecuencia la no realización de investigaciones hidrogeológicas, a nivel regional, en esta zona.

No obstante, existen depósitos cuaternarios y terciarios que pueden tener cierto interés hidrogeológico para la solución de problemas locales. Asimismo, los cuerpos graníticos aflorantes en la Hoja y el "lehm granítico" producto de su alteración son litologías a tener en cuenta desde el punto de vista hidrogeológico.

Los depósitos detríticos terciarios que pueden tener algún interés hidrogeológico son las arenas limosas del Mioceno, cuya permeabilidad debida a porosidad intergranular varía en función del contenido de la fracción limosa o arcillosa.

Las terrazas aluviales del Cuaternario asociadas a los ríos tienen más interés como acuífero que el Terciario, a pesar de su escaso desarrollo vertical, de 1 a 1,5 m, ya que la permeabilidad de los materiales detríticos aluviales es superior.

En los granitos, la permeabilidad está asociada al desarrollo de las fracturas, si bien los caudales de extracción, si hubiera captaciones, serían en general poco importantes.

El "lehm granítico" que se encuentra sobre los cuerpos intrusivos y en sus bordes debe su permeabilidad a la porosidad intergranular; su potencia es escasa, del orden de 1 m.

La alimentación de la facies descrita se debe a la infiltración directa del agua de lluvia y a los aportes por escorrentía superficial, y en el caso del Cuaternario, además al agua procedente de las arenas limosas del terciario, del granito y del "lehm granítico".

Debido a que los recursos de aguas superficiales en la Hoja, son suficientes para cubrir la demanda, prácticamente no existen captaciones de aguas, y éstas se limitan a algunos pozos domésticos y sondeos cortos (Tabla 7.1).

El resto de materiales detríticos, Cuaternario indiferenciado, terrazas colgadas y rañas, que son semipermeables a impermeables, en su mayoría tienen escaso espesor y están colgados, por lo que su interés hidrogeológico se puede considerar como nulo.

Los afloramientos paleozoicos se consideran como impermeables debido a su propia naturaleza; únicamente las cuarcitas, por su fracturación, pueden dar lugar a alguna surgencia, generalmente de tipo estacional.

Las aguas subterráneas son en general de facies bicarbonatadas, magnésicas o cárnicas, con conductividades comprendidas entre 165 y 673 Mmhos/cm. Son aguas aptas para el consumo. Los contenidos iónicos de las seis muestras analizadas, en todos los casos, quedan por debajo del nivel "máximo admisible"; la mayor concentración se encuentra en los cloruros.

Tabla 7.1. Cuadro resumen de inventario de puntos de agua

| Número de registro | Naturaleza | Profundidad de la obra (metros) | Nivel piezométrico M. S. M. (fecha) | Caudal (fecha) | Litología acuífero (2) | Acuífero (3) | Conductividad ($\mu\text{mhos/cm}$) | Residuo seco (gr/l) | Usos del agua (4) | Origen documentación | Fecha origen de los datos generales | Observaciones |
|--------------------|------------|---------------------------------|-------------------------------------|----------------|------------------------|--------------|---------------------------------------|---------------------|-------------------|----------------------|-------------------------------------|------------------------|
| 1030/1/1 | P | 4,50 | — | — | Pal | — | — | — | A | ITGE | 1981 | |
| 1030/1/2 | M | — | 240 | — | Are-Li | 21 | — | — | A | ITGE | 1981 | |
| 1030/1/3 | P | 6 | — | — | Pal | — | — | — | O | ITGE | 1981 | |
| 1030/1/4 | P | 9 | 282 | 0,5 (90) | Pal | — | — | — | AG | ITGE | 1990 | |
| 1030/1/5 | S | 50 | 297 | 1 (90) | Pal | — | 439 | 342 | AR | ITGE | 1990 | |
| 1030/1/6 | S | 48 | 297 | — | Pal | — | — | — | O | ITGE | 1981 | |
| 1030/2/1 | P | 13,50 | — | — | Pal | — | — | — | A | ITGE | 1990 | La Roca de la Sierra |
| 1030/2/2 | S | 80 | — | 10 (90) | Pal | — | 468 | 374 | A | ITGE | 1990 | |
| 1030/2/3 | S | 39 | — | — | Pal | — | — | — | A | ITGE | 1990 | |
| 1030/2/4 | S | 52 | — | — | Pal | — | 584 | 475 | AG | ITGE | 1990 | |
| 1030/2/5 | S | 50 | — | — | Are-Li | 21 | — | — | O | ITGE | 1990 | |
| 1030/2/6 | S | 45 | — | — | Pal | — | — | — | G | ITGE | 1990 | |
| 1030/2/7 | S | 50 | — | — | Pal | — | — | — | G | ITGE | 1990 | Análisis 1990. Granito |
| 1030/3/1 | P | 4 | — | — | Granito | — | — | — | R | ITGE | 1990 | |
| 1030/3/2 | S | 90 | 238 | < 0,1 | Are-Gr | 21 | — | — | O | ITGE | 1990 | |
| 1030/3/3 | S | 103 | — | — | Are-Li | 21 | 673 | 489 | AG | ITGE | 1990 | |

(1) M = Manantial

(2) Are-Arenas

(3) N.º del Pias

(4) A = Abastecimiento

P = Pozo

Gr = Gravas

S = Sondeo

Pal = Paleozoico

Ar = Arcillas

Li = Limos

R = Regadio

G = Ganadería

O = No se usa

Tabla 7.1 (Continuación). Cuadro resumen de inventario de puntos de agua

| Número de registro | Naturaleza | Profundidad de la obra (metros) | Nivel piezométrico M. S. M. (fecha) | Caudal (fecha) | Litología acuífero (2) | Acuífero (3) | Conductividad ($\mu\text{mhos/cm}$) | Residuo seco (gr/l) | Usos del agua (4) | Origen documentación | Fecha origen de los datos generales | Observaciones |
|--------------------|------------|---------------------------------|-------------------------------------|----------------|------------------------|--------------|---------------------------------------|---------------------|-------------------|----------------------|-------------------------------------|---------------|
| 1030/3/4 | S | 40 | — | — | Pal | — | — | — | AG | ITGE | 1990 | |
| 1030/3/5 | S | 56 | 318 | 2 | Pal | — | — | — | AG | ITGE | 1990 | |
| 1030/4/1 | P | 4,50 | — | — | Are-Li | — | — | — | A | ITGE | 1981 | |
| 1030/5/1 | P | 7,10 | — | — | Gr | 21 | — | — | R | ITGE | 1981 | |
| 1030/5/2 | P | 9,50 | — | — | Gr | 21 | — | — | R | ITGE | 1981 | |
| 1030/5/3 | P | 13,60 | — | — | Ar-Li | 21 | — | — | R | ITGE | 1981 | |
| 1030/5/4 | P | 13 | — | — | Gr | 21 | — | — | R | ITGE | 1981 | |
| 1030/6/1 | S | 82,50 | — | — | Gr-Are | 21 | 278 | 223 | A | ITGE | 1990 | Análisis 1990 |
| 1030/6/2 | P | 15,20 | — | — | Gr | 21 | — | — | A | ITGE | 1981 | |
| 1030/6/3 | P | 16 | — | — | Gr | 21 | — | — | R | ITGE | 1981 | |
| 1030/7/1 | P | 20 | — | — | Ar-Li | 21 | — | — | A | ITGE | 1981 | |
| 1030/8/1 | P | 6,80 | — | — | Ar-Li | 21 | — | — | A | ITGE | 1981 | |
| 1030/8/2 | P | 17,50 | — | — | Gr-Are | 21 | — | — | A | ITGE | 1981 | |
| 1030/8/3 | P | 12 | — | — | Gr | 21 | — | — | A | ITGE | 1981 | |
| 1030/8/4 | P | 5 | — | — | Gr | 21 | — | — | A | ITGE | 1981 | |

(1) M = Manantial

P = Pozo

S = Sondeo

(2) Are-Arenas

Gr = Gravas

Pal = Paleozoico

Ar = Arcillas

Li = Limos

(3) N.º del Pías

(4) A = Abastecimiento

R = Regadío

G = Ganadería

O = No se usa

8. BIBLIOGRAFÍA

- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CASQUET, C.; PEINADO, M., y TINAO, J. M. (1977): "Caracterización geoquímica del plutonismo postmetamórfico del S. O. del Macizo Hespérico". *Studia Geológica*. Tomo 12, pp. 9-39.
- ARMENTEROS, I.; DABRIO, C. I.; ALONSO, G.; JORQUERA, A., y VILLALOBOS, M. (1986): "Laminación y bioturbación en carbonatos lagunares: Interpretación genética (Cuenca del Guadiana, Badajoz)". *Estudios Geológicos*, 42, pp. 271-280.
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1981). "Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*. Vol 78. pp. 161-177.
- CAILLEUX, A., y TRICART, J. (1963): "Introduction a l'étude des sables et des galets". *Cent. Docum. Univ. París*.
- CASAS, J., y SANTOS, J. A. (1978): Mapa geológico de España. Plan Magna. Escala 1:50.000. Hoja n.º 276 (Pino de Valencia).
- CASTRO, A. (1987): "Implicaciones de la zona Ossa-Morena y dominios equivalentes en el modelo geodinámico de la Cadena Hercínica Europea". *Estudios Geológicos*, 43, pp. 249-260.
- CHACÓN, J., y PASCUAL, E. (1977): "El anticlinorio Portoalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro-ibérica y Ossa Morena (Sector W del macizo ibérico)". *Cuad. Geol. Univer. Granada*. Vol. 8, pp. 21-35.
- DÍEZ DEL OLMO, E., y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1989): "Macizo Hespérico Meridional". *Terr. y Soc. en España*. 1. Geog. física: (70-80).
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1965): "La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia (Cáceres)". *Notas y Comunic. del ITGE* n.º 77, pp. 129-164.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y TEIXEIRA, C. (1975): Cartografía Geológica del Macizo Hespérico del Sudoeste de la Península Ibérica. E. 1:500.000.
- GARROTE, A. (1976): "Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (provincia de Córdoba). Sierra Morena Central". *Puebl. Mus. Lab. Mineral-Geol. Univ. Mem e Nort. Coimbra* n.º 82, pp. 17-39.
- GONÇALVES, F. (1970): "Provable conglomerado de base do Precámbrico superior de Portugal". *Bol. Soc. Geol. Portugal*. Vol. 17, pp. 109-119.
- GONÇALVES, F. (1969-70): "Afloramientos cámbricos de Alto Alentejo e do Ribatejo". *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Cienc. Vol. 11 (2)*, pp. 247-250.

GONÇALVES, F., y ASSUNÇÃO, C. T. (1972): "Carta geológica de Portugal, a escala 1:50.000. Noticia explicativa de folha 33-1. Assumar". Serv. Geol. Port. Lisboa, p. 37.

GONÇALVES, F.; ASSUNÇÃO, C. T., y COELHO, A. V. P. (1972): "Carta geológica de Portugal, a escala 1:50.000. Noticia explicativa de folha 33-C. Campo Maior". Serv. Geol. Port. Lisboa, p. 41.

GONÇALVES, F.; ASSUNÇÃO, C. T.; COELHO, A. V. P., y MUNHA, J. M. (1978): "Carta geológica de Portugal, a escala 1:50.000. Noticia explicativa de folha 33-a. Assumar". Serv. Geol. Port. Lisboa, p. 37.

GONZALO, J. C. (1989): "Litoestratigrafía y tectónica del basamento en el área de Mérida (Extremadura Central)". Bol. Geol y Minero. Tomo 100 (1), p. 48-72.

GONZALO y TARÍN, J. (1879): "Reseña físico-geológica de la provincia de Badajoz". Bol. Com. Mapas Geol. España, 6, pp. 389-412.

GUMIEL, P.; ARRIBAS, A., y SAAVEDRA, J. (1976): "Geología y metalogenia del yacimiento de estibinascheelita de San Antonio", Alburquerque (Badajoz). Studio Geológico Vol. 10, pp. 61-93.

GUMIEL, P.; MEDINA, E., y SANTOS, J. A. (1978): "Litoestratigrafía y control estructural de la mineralización antimonífera de la franja calcárea devónica de Alburquerque (Badajoz)". Bol. Geol. y Minero. Tomo 89 (1), pp. 61-93.

GUMIEL, P.; ANTÓN PACHECO, A., y CAMPOS, R. (eds.), en prensa: "Development of new multidisciplinary techniques for mineral exploration in several areas of western Iberia Peninsula".

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1928): "Los cinco ríos principales de España y sus terrazas". Trabaj. Mus. Cien. Nat. Serie 1,5. Actas, pp. 91-98.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929): "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la Fosa del Tajo". Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 14, pp. 18-202.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1946): "Las cuencas terciarias de Extremadura central". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo 75. Aniversario, pp. 333-344.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947): "Ensayo de la morfogénesis de Extremadura Central". Notas y Comun. del ITGE n.º 17, pp. 169-194.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950): "Las rañas de las sierras centrales de Extremadura". C. R. Congr. Intern. Geol. Tomo 2. Sec. 2, pp. 87-100.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950): "El relieve de las zonas hercínicas peninsulares en la Extremadura Central". Bol. IGME Libro Jubilar. Tomo I.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1952): "Características generales del Terciario continental de la Llanura del Guadiana". Notas y Com. IGME n.º 25, pp. 25-71.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1956): "Características geográficas y geológicas de las vegas del Guadiana". Excma. Dip. Prov. Badajoz, pp. 5-156.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1957): "Sobre el Terciario de la Extremadura Central (Valle del Guadiana)" Cur. y Conf. Inst. Lucas Mallada, fasc. IV.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1958): "Datos geotectónicos de la Extremadura Central". Notas y Comun. del ITGE n.º 50 (2), pp. 329-344.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1960). "El Terciario continental de Extremadura", Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 58 pp., 241-274.

HERNÁNDEZ PACHECO, F., y CRUSAFONT M. (1960): "Primera caracterización paleontológica del Terciario de Extremadura". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo 58, pp. 275-282.

ITGE (1971): Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja (58-59). Villarreal-Badajoz.

ITGE (1974): Mapa Metalogenético de España. Escala 1:200.000. Hoja (58-59). Villa-real-Badajoz.

ITGE (1988): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Plan Magna). Hoja n.º 801 (Olivenza).

ITGE (1988): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Plan Magna). Hoja n.º 802 (La Albuena).

ITGE (1988): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Plan Magna). Hoja n.º 803 (Almendralejo).

JORDÁ, J. (1983): "Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo". Rev. Prov. Estd. (Salamanca), 8, pp. 129-168.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. N. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. Serv. Publ. Minist. Industria.

LE PLAY, M. F. (1834): "Observation sur l'Extremadure et le nord de l'Andalousie, et essai d'une carte géologique de cette contrée". Annales des Mines. Troisième série 6, pp. 297-380 y 477-522 (traducido parcialmente al español por CUTOLI y LAGOANERE, con el título "Descripción geognóstica de Extremadura y Norte de Andalucía". Anales de Mina, 2, pp. 143-184).

LOTZE, F. (1945): "Zur gliederung der Varisziden del Iberischen Meseta". Gresert. Forsch H. 6, pp. 78-92.

LUJÁN, F. (1850): "Estudios y observaciones geológicas relativas a terrenos que comprende parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real". Ann. Soc. Esp. Hist. Nat. Serie I, 5. Actas, pp. 91-98.

MALLADA, L. (1876): "Indicaciones sobre la geología de la provincia de Cáceres". Ann. Soc. Esp. Hist. Nat. Serie I, 5. Actas, pp. 91-98.

MARTÍN ESCORZA, C. (1977): "Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones de la raña y tectónica pliocena en la Meseta Central Española". *Tecniterrae* n.º 20, pp. 8-22.

MARTÍN-SERRANO, A. (1988): "Sobre la posición de la raña en el contacto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales". *Bol. Geol. Min. Madrid*; T. XCIX- VI (855-870).

MOLINA, E. (1975): "Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Trab. Neog. Cuat.* n.º 3, pp. 106.

MOLINA, E. (1980): "Alteración relictica y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Studia Geológica*, 16, pp. 15-25.

PARGA, J. R. (1969): "Sistemas de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico". *Trab. Lab. Geol. de Lage*, n.º 37, pp. 1-15.

PERDIGAO, J. C. (1973-74): "O Devonico de Portalegre". *Com. Serv. Geol. Port. Lisboa*. Tomo 57, pp. 203-225.

PEREIRA, M. (1970): "Notas sobre la petrografía dos arenitos de Cámbrico Inferior de Alto Alentejo (Aeguela)". *Com. Ser. Geol. Por. Lisboa*. Tomo 54, pp. 17-26.

PÉREZ MATEOS, J. (1954): "Estudio mineralógico de los materiales sedimentarios del Terciario continental en la llanura del Guadiana". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo Extremadura*, pp. 525-535.

PRIEM, M. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCURE, R. M.; HABEDA, E. M., y VERDURMEN, E. (1970): "Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula". *Eclogae Geol. Herly* n.º 63, pp. 255-274.

ROBARDET, M. (1976): "L'originalité du segment hercynien sudibérique ou Paléozoïques inférieur. Ordorien, Silurien et Devonien dans le Nord de la province de Seville (Espagne)". *C. R. Acad. Sci. París*. Tomo 283. Serie D, pp. 999-1002.

RODRÍGUEZ VIDAL, et al. (1988).

ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1954): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja n.º 750 (Gallina). ITGE, p. 56.

ROSSO DE LUNA, I., y HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1950): Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. 10 Serie Hoja n.º 751 (Villar del Rey). IGME, pp. 94.

SAAVEDRA, J. A. (1978): "Aspecto geológico del plutonismo geoquímicamente especializado en Extremadura Central (Oeste de España)". *Bol. Geol. y Minero*.

- SÁNCHEZ CELA, V., y APARICIO YAGÜE, A. (1972): "Petrogénesis de las rocas básicas del SO de España". Bol. Geol. y Minero. Tomo 83 (4), pp. 402-406.
- SANTOS, J. A., y MEDINA, E. (1976): "Estudio geológico minero de la formación calcárea de la reserva de Alburquerque. Área I, subsector XII" ITGE. Inédito.
- SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1978): Mapa Geológico de España. Plan Magna. Escala 1:50.000. Hoja n.º 727 (Alburquerque). ITGE.
- SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1979): "Caracterización de unas series precámbricas al N de Badajoz". I Reunión sobre la Geología de Ossa-Morena (1979). Temas Geológico-Mineros, pp. 213-233.
- SANTOS, J. A., y CASAS, J. (1980): "Estudio sedimentológico del Terciario continental del borde de la Cuenca del Guadiana, Badajoz". Tecniterrae n.º 37, pp. 7-21.
- SOLE SABARIS, L. (1952): "Geografía Física". Geografía de España y Portugal. M. TERÁN Vol. 1. Montaner y Simon. Barcelona.
- TEIXEIRA, C., y GONÇALVEZ, F. (1967): "Novos elementos acerca de Cámbrico de Alentejo". Bol. Acad. Cienc. Lisboa Nova Serie. Vol. 39 (3), pp. 161-163.
- TEIXEIRA, C.; CARVALHOSA, A., y GONÇALVES, F. (1977): "Precambrien portugais de la zone de Ossa-Morena, Note préliminaire". Bol. Soc. Geol. Port. Lisboa. Vol. 22, pp. 131-135.
- VEGAS, R. (1971): "Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena Occidental y las Sierras del Norte de la provincia de Cáceres (Extremadura española)". Bol. Geol. y Minero. Tomo 82 (3-4), pp. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): "Repetición de las series anteordovícicas del SO de España". Bol. Geol. y Minero. Tomo 85 (2), pp. 157-170.
- VEGAS, R. (1974): "Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica". Bol. Geol. y Minero. Tomo 85 (2), pp. 153-156.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977): "Significación del Complejo Esquistograuváquico en relación con otras series "Pre-Arenig" de España Central". Studia Geologica. Tomo 12, pp. 207-215.
- VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A., y APALATEGUI, O. (1985): El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la Cuenca del Guadiana". VII Reun. Grup. Ossa-Morena. Villafranca de los Barros, pp. 21-22.
- VILLALOBOS, M.; JORQUERA, A., y APALATEGUI, O. (1985): "El Terciario continental y Cuaternario del sector meridional de la Cuenca del Guadiana". VII Reun. Grup. Ossa-Morena. Villafranca de los Barros, pp. 21-22.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-393-110

9 788478 404623