



# IGME

800

8-32

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# VILLARREAL

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA  
RIOS ROSAS, 23 - 28003-MADRID



**INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA**

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E 1:50.000**

**VILLARREAL**

Segunda serie-Primera edición

**CENTRO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

**Centro de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid**

**Fotocomposición: Carmagraf, S.A.**

**Imprime: P. Montalvo, S.A.**

**Depósito legal: M-40.417-1988**

**NIPO: 232-88-005-7**

La presente Hoja ha sido realizada por INGEMISA, con normas, dirección y supervisión del IGME, durante el año 1985.

Han intervenido en su realización:

#### **CARTOGRAFIA Y MEMORIA**

Antonio Jorquera de Guindos (INGEMISA)

Octavio Apalategui Isasa (INGEMISA)

Miguel Villalobos Megías (INGEMISA)

#### **PETROLOGIA**

Rafael Sánchez Carretero (UNIV. PAIS VASCO)

#### **GEOMORFOLOGIA**

Joaquín Rodríguez Vidal (UNIV. DE SEVILLA)

#### **SUPERVISION**

Cecilio Quesada Ochoa

Lucas A. Cueto Pascual

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Además de esta información existe una serie de estudios específicos, relativos a un bloque de 5 Hojas MAGNA (Hojas núms. 800, 801, 802, 803 y 804):

- Estudio estratigráfico de las series paleozoicas que afloran en las Hojas núms. 803 y 804.
- Caracterización petrológica y química de rocas ígneas.
- Estudio estratigráfico-sedimentológico del Neógeno-Cuaternario de la Cuenca del Guadiana.
- Informe geomorfológico.

## 0. INTRODUCCION

La Hoja de Villarreal se sitúa en el extremo occidental de la Provincia de Badajoz, unos 30 km al OSO de la capital. La superficie de esta Hoja es pequeña (50 km<sup>2</sup>) ya que hacia el Oeste queda limitada por la frontera con Portugal, la cual se hace a favor del Río Guadiana.

Es un área de orografía prácticamente plana, condicionada por los depósitos de terrazas del Río Guadiana. La más antigua de ellas da una superficie geomorfológica de tipo páramo, con escarpes máximos de 1 a 2 m. Los únicos puntos con orografía medianamente abrupta (diferencias de cota de 25 a 50 m con laderas de fuerte gradiente) se encuentran en el escarpe del Río Guadiana, en el extremo Norte de su cauce.

El único núcleo de población existente es la aldea de Villarreal, y las vías de comunicación principales son la carretera que une esta población con Olivenza y algunos caminos en buen estado que conducen a explotaciones agrícolas y/o ganaderas.

La utilización del suelo en la práctica totalidad de la Hoja es para agricultura de carácter extensivo. No obstante, existen dos núcleos de agricultura intensiva situados: el primero sobre la terraza reciente del Guadiana, con cultivos de frutales; y el segundo en el borde meridional de la Hoja.

Geológicamente el área se sitúa sobre materiales paleozoicos del flanco Sur (invertido) del anticlinorio de Olivenza-Monesterio. Es decir, en la parte central de la zona de Ossa-Morena de la división de LOTZE (1945).

Como información geológica previa que de alguna manera hace referencia al área de Villarreal se pueden citar los trabajos de carácter regional de MACPHERSON (1878), GONZALO y TARIN (1879), MALLADA (1880) y DELGADO, J. N. (1904).

Más recientemente LOTZE (1961) y ALIA MEDINA (1963) establecen los rasgos generales de la Sierra Morena y Extremadura, y con posterioridad BARD (1964, 1969), VEGAS (1968, 1971), VAZQUEZ Y FERNANDEZ POMPA (1976), etc., publican diversos trabajos en los que se aportan datos específicos sobre la geología de esta región.

Por último, son de destacar los trabajos realizados por el IGME, dentro del plan MAGNA, en áreas limítrofes, y en general en toda la zona de Ossa-Morena. En particular para el estudio de los materiales Neógeno-cuaternarios han servido de base los datos establecidos para estos materiales durante la realización del presente bloque de Hojas MAGNA. Este bloque incluye la Hoja de Villarreal y las cuatro correlativas hacia el Este (801 Olivenza, 802 La Albuera, 803 Almendralejo y 804 Oliva de Mérida).

## **1. ESTRATIGRAFIA**

Existen afloramientos de dos tipos de materiales dentro de la Hoja de Villarreal:

- Materiales del zócalo hercínico.
- Materiales de la cobertera neógeno-cuaternaria.

### **1.1. ROCAS DEL ZOCALO. DOMINIO DE ARROYOMOLINOS**

Los materiales del zócalo afloran en cortes con buenas condiciones de observación a lo largo del escarpe del Río Guadiana, sobre todo en los tercios Norte y Sur del recorrido de dicho cauce. En los alrededores de la población de Villarreal y en la esquina sureste de la Hoja, existen también afloramientos de estos materiales, aunque con condiciones de observación más deficientes.

Se trata de una serie paleozoica de carácter detrítico con episodios volcánicos, situada en el flanco invertido (Sur) de la antiforma de Olivenza-Monesterio. Está constituida por materiales cuya edad va desde el Cámbrico Inferior al Llanvirniense y que por sus caracterís-



ticas litológicas, tipo de deformación y situación tectónica se han asignado al dominio de Arroyomolinos (ARRIOLA, *et al* 1984).

La sucesión de materiales es de muro a techo la siguiente:

- Pizarras y grauvacas claras.
- Cuarzitas feldespáticas.
- Serie volcanosedimentaria.
- Esquistos y metaarenitas oscuras.
- Metaarenitas gris-verdosas (Formación Fatuquedo).
- Esquistos satinados verdosos (Esquistos de Barrancos).

#### 1.1.1. **Pizarras y grauvacas claras con material volcánico hacia el techo (alternancia de cumbres) (2, 3)**

Constituyen los afloramientos más septentrionales de las rocas del zócalo y representan la zona de techo de una serie que se desarrolla con más extensión en la Hoja de Olivenza.

Se trata de una alternancia de pizarras y grauvacas de tonos verdes y marrones en bancos cuya potencia oscila entre varios decímetros y un metro. En general dominan las grauvacas sobre todo hacia muro, quedando las pizarras restringidas a niveles decimétricos; existen tramos de hasta 20-30 m de potencia en los que sólo existen grauvacas. Aparecen intercalaciones esporádicas de rocas volcánicas básicas a distintas alturas de la serie, y en los 300 m de techo existen intercalaciones de rocas volcánicas ácidas.

Los bancos detríticos tienen un tamaño arena fina o media, no habiéndose encontrado materiales más groseros. En cuanto a estructuras sedimentarias sólo se han reconocido algunas estratificaciones cruzadas de corrientes (megaripples). Al microscopio, se observa un predominio de texturas blastopsamíticas, definidas por clastos de cuarzo y plagioclasa (a menudo idiomorfa) y fragmentos angulosos de rocas cuarcíticas, silicocarbonosas y volcánicas (en general ácidas y desvitrificadas). La escasa matriz está constituida por cuarzo microcristalino y filosilicatos.

Los niveles pelíticos presentan texturas granolepidoblásticas con porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo, o esquistosas, en función del tamaño de grano. Los componentes mayoritarios son cuarzo, plagioclasa y moscovitas-cloritas y presentan abundante piritita diseminada

por toda la roca. Como minerales accesorios presentan apatito, turmalina y circón.

Las intercalaciones de rocas básicas se distribuyen de forma puntual e irregular por los tramos basales de la serie, y dado su poca entidad no han sido representados en cartografía. A microscopio presentan texturas esquistosas, blastoporfídicas o blastointergranulares, con rasgos de cataclasis en algunos puntos. Su composición es: plagioclasa, máficos alterados, cuarzo, clorita y biotita, y como accesorios se presentan carbonatos, epidota, apatito y óxidos. Los carbonatos (escasos) están ligados a las plagioclasas. Presentan las mismas fases de deformación que las rocas sedimentarias en las que se intercalan.

Unos 300 m por debajo del techo de la serie comienzan a presentarse intercalaciones de rocas volcánicas ácidas, que son más potentes y menos espaciadas conforme se avanza hacia el techo, tanto que en los últimos 50-100 m desaparecen casi por completo las intercalaciones detríticas.

Las rocas son tobas ácidas con texturas porfídicas en las que se observan fenocristales de cuarzo y feldespato de hasta 2-3 mm; presentan abundantes filoncillos y diferenciados de cuarzo.

La prolongación de estos afloramientos en la zona portuguesa constituyen los materiales de la formación Vila Boim (OLIVEIRA, V. 1984). En la parte española de la zona Ossa-Morena, estos materiales se correlacionan con la Alternancia de Cumbres.

La potencia total de los materiales dentro de la Hoja, es difícil de establecer dado que se encuentra muy replegada, no obstante, se estima una potencia mínima de 500-600 m.

En cuanto a la edad, debe ser Cámbrico Inferior, dada su correlación con la Formación de Vila Boim, en la que a escasos kilómetros al Norte de la frontera ha sido descrita por DELGADO, J. N. (1904) y TEXEIRA, C. (1952) una fauna del Cámbrico Inferior. Por otra parte, también son de esta edad (Marianiense) las faunas fósiles descritas a techo de la Alternancia de Cumbres en la Hoja de Higuera la Real (Memoria MAGNA 10-36).

### 1.1.2. **Serie volcanosedimentaria con niveles de cuarcitas hacia la base (4, 5)**

Se incluyen en este apartado un par de barras cuarcíticas, entre las que se intercala material volcánico y volcanoclástico de distinta naturaleza.

Las cuarcitas (5) afloran a muro de esta sucesión, en aparente concordancia sobre las volcanitas ácidas del techo de la sucesión inferior, manteniendo la estructura de flanco invertido. La continuación de estas barras en el territorio portugués se ha tomado como nivel guía para marcar el tránsito del Cámbrico Inferior al Medio. De no haber contado con este dato, quizás hubiera sido más lógico en la Hoja de Villarreal, el haber distinguido una unidad inferior de carácter sedimentario (alternancia de pizarras y grauvacas), y otra volcanosedimentaria a techo, que se iniciaría con las primeras intercalaciones de volcanitas ácidas reconocidas.

Las barras cuarcíticas están formadas por bancos de areniscas feldespáticas de tamaño arena media-gruesa, de colores amarillentos-crema claros o blancos, y potencias de 0,5 a 2 m.

Al microscopio, los componentes mayoritarios son cuarzo, feldespato, mica incolora y biotita; y como accesorios se presentan turmalina, sericita, esfena y epidota.

En cuanto a la edad, y en base a criterios regionales, se han utilizado estos niveles de cuarcitas para marcar el comienzo del Cámbrico Medio. BARD, J. P. (1964).

El resto de los materiales de esta formación, es un conjunto de rocas volcánicas y volcanosedimentarias, con esporádicas intercalaciones pelíticas, entre las que se sitúan de forma concordante los niveles cuarcíticos anteriormente descritos.

Afloran a lo largo del escarpe del Río Guadiana, en un corte de alrededor de 1 km de extensión, al SW de los materiales infrayacentes y en continuidad con ellos. Mantienen la estructura de flanco invertido del anticlinorio de Olivenza-Monesterio y se encuentran replegados por una segunda fase que da pliegues de plano axial subvertical y dirección aproximadamente igual a la del anticlinorio.

En general son de naturaleza intermedia en la zona de muro, y se

hacen progresivamente más básicas hacia techo; no obstante, existen niveles de rocas básicas intercaladas entre las vulcanitas intermedias basales, y viceversa.

Las rocas que constituyen esta sucesión son esencialmente metatobas intermedias y básicas, (en puntos ácidas) con alguna intercalación de material lávico y cinerítico, así como posibles rocas subvolcánicas.

Las metavolcanitas ácidas son rocas oscuras, de grano fino, con esquistosidad incipiente y con texturas porfídicas, que se intercalan de forma muy esporádica a cualquier altura de la serie.

Los componentes mayoritarios son cuarzo, plagioclasas, mica incolora y biotita, y presentan como accesorios pirita, calcita, feldespato potásico, allanita y apatito; en algunos niveles la calcita puede llegar a ser componente mayoritario. Por otra parte es de destacar la presencia en una de las muestras estudiadas (AJ-9313) de una mena que pudiera ser casiterita.

Las metavolcanitas intermedias, son rocas esquistosas compactas, de grano fino y color verde oscuro, que se sitúan preferentemente en la zona de muro de la serie volcánica.

Existen niveles de metalavas en las que se observa a microscopio una textura original bandeada, con fenocristales de plagioclasa y vacuolas rellenas de albita, y rocas volcanoclásticas con abundantes porfirocristales de plagioclasa.

Mineralógicamente están compuestos por plagioclasa, y algo de anfíbol en alguna muestra, y como minerales secundarios, calcita, cuarzo, clorita, opacos, epidota y sericita. Presentan abundantes diferenciados granoblásticos con cuarzo, calcita, epidota y albita.

Las metavolcanitas básicas están ampliamente representadas en esta sucesión sobre todo en la parte alta de la misma.

El estudio petrológico indica que existen lavas y tobas básicas en las que se intercalan algunos niveles con textura microgranuda, que probablemente representan rocas subvolcánicas.

Aunque no se presentan en el corte del Río Guadiana, se observan buenos ejemplos de estructuras de pillow-lavas a escasos kilómetros, dentro del territorio portugués.

Mineralógicamente están compuestos por entramados de plagioclasas, y cloritas y biotitas como producto de transformación de minerales máficos. Como secundarios presentan cuarzo epidota, calcita y sericita.

Algunas muestras, son clasificadas como anfibolitas, sin precisar el tipo de roca original.

Al microscopio estas rocas presentan textura esquistosa y nematoblástica, y está formada por una mesostasis de agregados de cuarzo, plagioclasa, clorita, epidota y menas; y por otro lado blastos de hornblenda.

Esta sucesión se acepta que es Cámbrico Medio, por correlación con una serie volcánica que ocupa una posición idéntica en el flanco normal del anticlinorio Olivenza-Monesterio BARD J. P. (1969).

Desde el punto de vista químico, estos materiales presentan carácter subalcalino y afinidad toleítica, por lo que se relaciona con una etapa distensiva, que permite el acceso a la superficie de materiales profundos de la corteza o manto superior.

### **1.1.3. Esquistos y metaarenitas oscuras con blastos de estaurolita y/o andalucita (6)**

A techo de la serie vulcanosedimentaria, y concordante sobre ella, aflora una serie detrítica, de esquistos y metaarenitas, que afloran en la parte central de la Hoja. Los afloramientos son deficientes, y la cartografía sugiere la existencia de una discordancia de las pizarras ordovicicas (esquistos de Barrancos), que reposan bien sobre estos materiales, bien sobre la sucesión detrítica que se describe en el siguiente apartado.

Los materiales que constituyen esta sucesión son un conjunto de metapelitas y metaarenitas cuya litología corresponde a pizarras, filitas, micaesquistos y metagrauvas. En el campo se observa en general un dominio de material pelítico, en el que se intercalan niveles de detríticos de tamaño arena-limo, en bancos de potencia decimétrica a centimétrica.

Al microscopio estas rocas muestran un bandeado original de niveles pelíticos y arenosos, con estructuras internas tales como gra-

noclasificación. Los niveles groseros están formados por clastos de cuarzo y plagioclasa, preferentemente, y los pelíticos por cuarzo microcristalino y micas.

No se han encontrado fósiles dentro de estos materiales en la Hoja de Villarreal ni en las áreas próximas en las que afloran, por lo que no se puede establecer una edad con precisión. En base a su posición estratigráfica, y de acuerdo con lo establecido por OLIVEIRA, V. (1984) en el territorio portugués se les asigna una edad correspondiente a la parte alta del Cámbrico Medio, y probablemente alcanza el Cámbrico Superior.

#### 1.1.4. **Metaarenitas gris-verdoso (Formación Fatuquedo) (7)**

Se trata de una sucesión detrítica de grano fino, que aflora en una estrecha banda en un núcleo anticlinal rodeado por los materiales suprayacentes (esquistos de Barrancos).

No se observa en ningún punto del área estudiada la relación de estos materiales con los esquistos de la serie anteriormente descrita; dentro del territorio portugués se disponen concordantes sobre ella, y las estructuras cartográficas inducen a pensar en un posible cambio lateral de facies entre ambas sucesiones, puesto de manifiesto por los cambios de potencia que experimentan ambas a expensas una de la otra.

El único dato claro dentro de la Hoja y a escala regional es que los materiales ordovícicos (esquistos de Barrancos) se sitúan indistintamente sobre unos u otros materiales.

Esta sucesión la constituye una secuencia rítmica de lechos milimétricos a centimétricos de arenas finas y limos, que alternan con otros de limos y pizarras. Son de colores verdes o gris verdosos y se presentan a veces en bancos con dominio de material arenoso o pelítico, con potencias del orden de decenas de metros. En el caso de los bancos pelíticos, la litología es prácticamente igual a la de los esquistos ordovícicos superiores. En los bancos arenosos es frecuente la presencia de minúsculos octaedros de magnetita; se han observado, asimismo algunas estructuras sedimentarias como estratificaciones y laminaciones cruzadas y ripples de corriente.

Al microscopio presentan textura lepidoblástica esquistosa, y es-

tán compuestos por cuarzo y plagioclasa como componentes mayoritarios, y moscovita, clorita, biotita y menas como secundarios.

Presentan una esquistosidad muy penetrativa con blastesis de cuarzo y micas, que produce transposiciones en las superficies estratigráficas.

La potencia de estos materiales no se observa dentro de la Hoja, ya que en ningún punto aflora el muro de la misma. En las áreas próximas (Portugal) presentan una potencia comprendida entre 300 y 500 metros.

No han aparecido restos fósiles en ninguno de los puntos en que se ha reconocido esta sucesión dentro o fuera de la Hoja de Villarreal, por lo que no se puede establecer con seguridad su edad. En base a su posición estratigráfica y a las dataciones realizadas en los materiales suprayacentes (esquistos de Barrancos), se les asigna una edad Cámbrico Superior, y tal vez en partes ocupan también la parte alta del Cámbrico Medio.

#### **1.1.5. Esquistos verdosos satinados (esquistos de Barrancos) con niveles cuarcíticos y conglomeráticos (8, 9 y 10)**

Se trata de una potente serie pelítica que se dispone de forma discordante sobre los materiales del Cámbrico Medio y Superior.

En el extremo Norte de la Hoja aflora en un núcleo sinclinal, situándose directamente sobre la serie de esquistos y metarenitas oscuras. En esta zona la discordancia sobre los materiales infrayacentes está marcada por varios niveles de ortocuarzitas de potencias comprendidas entre 1/2 y 1 m, que presentan abundantes óxidos de Fe y Mn; en la prolongación de estos afloramientos en Portugal, se mantiene durante kilómetros la continuidad de estos niveles, que pasan lateralmente a conglomerados, y marcan una discordancia cartográfica que sitúa a los materiales ordovícicos progresivamente sobre materiales de la serie de esquistos y metaarenitas, de la Formación Fatuquedo, o de las espilitas del Cámbrico Medio. La presencia de óxidos de Fe y Mn se explica como producto de la erosión de las espilitas, que presentan un background elevado de estos elementos (OLIVEIRA, V. 1984).

En la esquina suroccidental de la Hoja los materiales ordovícicos

afloran con mayor extensión dentro de un núcleo sinclinal replegado. En este punto la discordancia ordovícica sobre Fatuquedo está marcada por unos niveles de conglomerados de 1 a 2 m de potencia, situados en el contacto entre las dos sucesiones.

La serie está constituida por una secuencia monótona de pizarras satinadas de color verde con intercalaciones milimétricas de niveles silíceos. En puntos se produce un enriquecimiento en material de naturaleza cuarcítica y grauvacoide, constituyendo en este caso una secuencia rítmica de grauvacas micáceas esquistosas con intercalaciones milimétricas a centimétricas de pizarras satinadas verdosas.

En general esta sucesión procede de un sedimento pelítico arcilloso con lechos más arenosos (cuarcitas) de escala milimétrica; o por sedimento limoso-arenoso con pequeños clastos de cuarzo y plagioclasa y matriz arcillosa.

La composición mineralógica es de cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y clorita; los óxidos, epidotas, carbonatos, pirita, turmalina, apatito y circón son minerales accesorios. Los granos de pirita son de mayor tamaño que el resto de los componentes de la roca y se encuentran diseminados por toda ella.

No existe ninguna serie continua en la que aparezcan el muro y el techo de la unidad, por lo que no se puede establecer con exactitud la potencia, la mínima existente dentro de la Hoja debe ser de unos 700-800 m.

Esta serie está datada en Portugal desde principios de siglo, por DELGADO, J. N. (1907) quien encuentra impresiones de graptolites de género *Dydimograptus* en las proximidades de Barrancos (Portugal). Posteriormente ha sido datada en varias ocasiones, y se le asigna una edad Ordovícica Inferior-Medio (Tremadociense-Llanvirniense). GUTIERREZ MARCO, J. C. (1981).

## 1.2. MATERIALES NEOGENO-CUATERNARIOS

Los depósitos atribuibles a esta edad constituyen los materiales de relleno de la Cuenca del Guadiana.

Son un conjunto de sedimentos detríticos de carácter continental, que se apoyan discordantemente sobre un sustrato ígneo y metamórfico de edad precámbrico-paleozoica.



En la mitad meridional de esta cuenca se han diferenciado las unidades sedimentarias que figuran en el siguiente cuadro de síntesis.

EDAD		UNIDADES		LIMITES	PALEOAMBIENTE	
CUATERNARIO	HOLOCENO	ALUVIALES	COLUVIALES Y ELUVIALES	CAMBIO LATERAL DE FACIES	SISTEMA FLUVIAL ACTUAL	DEPOSITOS DE VERTIENTE Y PROCESOS EDAFICOS ACTUALES
				DISCORDANCIA		
	PLEISTOCENO	TERRAZAS	T <sub>3</sub>	DISCORDANCIA	SISTEMA FLUVIAL CONTRASTES CLIMATOLOGICOS	
			T <sub>2</sub>	DISCORDANCIA		
T <sub>1</sub>	DISCORDANCIA					
		RAÑAS		DISCORDANCIA	MANTOS DE ARROYADA CLIMA HUMEDO	
TERCIARIO	PLIOCENO		CARBONATOS LACUSTRES	GRADUAL. CARBONATACION PROGRESIVA	LAGOS Y CHARCAS TEMPORALES. CLIMA CALIDO. ESTACION SECA MARCADA.	
	MIOCENO	UNIDAD SUPERIOR	FACIES ALMENDRALEJO	CAMBIO LATERAL DE FACIES	ABANICOS ALUVIALES CON CAUCES DE MORFOLOGIA TRENZADA. CLIMA ARIDO.	ALUVIAL. CANALES TRENZADOS CON EXTENSAS LLANURAS DE INUNDACION. CLIMA ARIDO.
			FACIES BADAJOZ			
		TRAMO BASAL	EDAFIZACION	MANTOS DE ARROYADA		
		UNIDAD INFERIOR	FACIES LOBON	DISCORDANCIA	FLUVIO-LACUSTRE CLIMA CALIDO-HUMEDO.	

Fig. 1. Cuadro de síntesis de las principales unidades del terciario y cuaternario en el sector meridional de la Cuenca del Guadiana.

En esta Hoja sólo están representadas las Facies Badajoz (de la Unidad Terciaria Superior), y las unidades cuaternarias, con excepción de la terraza segunda.

### 1.2.1. Mioceno (11)

Dentro de esta Hoja sólo existe un pequeño afloramiento de materiales miocenos, situado en el extremo nororiental de la misma, y perteneciente a la Facies Badajoz (fig. 1). Se trata de un nivel de arenas finas de tonos amarillentos y otro de arcillas rojizas que se presentan en un afloramiento de muy malas condiciones de observación en la trinchera de un camino. Aunque no existen más afloramientos de materiales terciarios dentro de la Hoja, es de suponer que tengan continuidad hacia el Sur debajo de la Terraza Primera del sistema del

Guadiana y de los coluviones alimentados por ella. De cualquier manera, esta continuidad debe ser de escasa extensión, ya que en el resto de la Hoja tanto la terraza como los aluviones apoyan directamente sobre materiales del zócalo.

La asignación de edad miocena para estos materiales se hace en base a criterios regionales: los sedimentos proximales de la unidad fluvial dentro de las Hojas de La Albuera y Almendralejo, descansan sobre unos materiales fluviolacustres en los que se ha recogido una fauna de ostrácodos y caráceas que representan formas evolucionadas terciarias. Por otra parte, y también en estas áreas proximales, por encima de ellas existen depósitos de tipo raña, que se atribuyen al Pliocuatrnario a escala de la península.

#### 1.2.2. **Cuatrnario** (12, 13, 14 y 15)

El ciclo de esta edad tiene un carácter esencialmente erosivo y la sedimentación que se desarrolla durante él es de tipo aluvial y coluvial.

Se han distinguido dos tipos de sedimentos que son, de más antiguo a más moderno, el sistema de terrazas del Río Guadiana y los coluviones y aluviones de la red de drenaje actual.

##### 1.2.2.1. **Sistema de Terrazas del Río Guadiana**

A escala regional se han distinguido tres niveles de terrazas en la margen meridional del Río Guadiana, que de más antigua a más moderna se han denominado T-1, T-2 y T-3. Dentro de la Hoja de Villarreal sólo están representadas las terrazas antigua a más moderna se han denominado T-1, T-2 y T-3. Dentro de la Hoja de Villarreal sólo están representadas la terraza antigua (T-1) y la más moderna (T-3). La terraza intermedia, cuyo afloramiento más occidental se sitúa dentro de la Hoja de Olivenza muy próximo al límite con la de Villarreal, ha debido ser arrasada por la erosión producida por el encajamiento del Río Guadiana, siendo ésta la causa de que no aflore dentro de la Hoja. No es de descartar la posibilidad de que esté representada en la margen derecha del río dentro de esta misma Hoja, en territorio portugués. Mantendremos en la Hoja la denominación de T-1 y T-3 para designar a las dos únicas terrazas aflorantes.

Terraza primera. T-1 (+45–50 m) (12)

Es la que presenta mayor extensión superficial del sistema. Su

morfología a escala regional es la de un cordón subparalelo al cauce actual del río, con una extensión longitudinal del orden de 50-60 km y una anchura máxima de 6 a 8 km. Dentro de la Hoja de Villarreal aflora el extremo más suroccidental de dicho cordón, que se adosa por sus bordes Sur y sureste a los relieves hercínicos del zócalo sobre el que se desarrolla. El resto de los bordes son escarpes geomorfológicos producidos por la erosión subsecuente al encajamiento del Río Guadiana y del sistema de afluentes de su margen izquierda.

Litológicamente está compuesta por cantos de cuarcita de diámetro comprendido entre 2 y 25 cm, con matriz areno-arcillosa roja. Presenta estructuras internas de estratificaciones y laminaciones cruzadas, intercalaciones de bancos de arena y grava de 0,5 a 2 m de potencia y niveles de hiladas de cantos.

Su superficie de muro constituye una discordancia erosiva que la sitúa indistintamente sobre los materiales terciarios o los del zócalo infrayacente. Se trata de un plano con ligera inclinación hacia el suroeste (la pendiente es de aproximadamente del 0,25 %, desde cota 200 en el extremo Norte hasta 180 en el suroeste).

#### Terraza Tercera. T-3 (+3 m) (13)

Es la terraza actual del río y en las épocas de crecida queda cubierta por las aguas. Se sitúa siempre en las inmediaciones del río, y dentro de la Hoja sólo está desarrollada en el área interna de un meandro.

Litológicamente está constituida por arenas finas y medias con buen grado de clasificación y con estructura masiva. En superficie (mediante fotografía aérea) se observan en ella estructuras de migración del meandro y canales abandonados. Localmente presenta intercalaciones de hiladas de cantos. Tiene una potencia comprendida entre 2 y 3 m.

#### 1.2.2.2. Coluviales y aluviones de la red de drenaje actual (14 y 15)

Son materiales sedimentarios de edad reciente-actual.

En el caso de los coluviones se trata de una delgada capa de se-

dimentos de vertiente, formada por cantos de cuarcita redondeados (heredados de la terraza) con matriz areno-arcillosa roja.

Los aluviales están formados por sedimentos finos (arenas y arcillas) que rellenan los cauces de la red de drenaje actual. Presentan a veces intercalaciones de niveles de gravas y cantos.

El contacto entre ambos materiales es un cambio lateral de facies indentado. La diferencia entre ellos se establece en base a fotografía aérea, y por criterios geomorfológicos. Los coluviones son depósitos de vertiente y mantienen siempre una cierta inclinación original, mientras que los aluviones son depósitos de relleno de valles y se depositan de forma horizontal.

El contacto entre los coluviones y la Terraza Superior no se puede establecer litológicamente ya que todos los coluviones presentes en la Hoja se alimentan de la destrucción de dicha terraza, y presentan, por tanto, la misma litología que ella. Normalmente, donde comienza el coluvión y termina la terraza se produce un escarpe geomorfológico en el perfil de la terraza, que es el que se ha cartografiado como contacto entre ambas.

## 2. TECTONICA

Dentro del Dominio de Arroyomolinos, al que pertenecen las rocas aflorantes en la Hoja de Villarreal, y fuera de los límites de dicha Hoja, existen materiales de edad precámbrica que han sido estructurados en primer lugar por una orogenia precámbrica, y posteriormente por la Hercínica. No obstante, y dado que en la presente Hoja sólo existen materiales de edad paleozoica, las deformaciones que presentan se han producido en todos los casos durante esta última orogenia.

La serie paleozoica se encuentra afectada por una primera fase de deformación que produce estructuras de plegamiento de dirección N140-160°E, vergentes al suroeste. Todo el corte de materiales existente en la Hoja corresponde a un sector del flanco invertido del anticlinorio de Olivenza-Monesterio.

Las estructuras de plegamientos detectados en la cartografía y las que se observan a escala de afloramientos corresponden a pliegues subsidiarios, desarrollados sobre su flanco invertido y vergentes al suroeste.

Esta primera fase de deformación va acompañada por una esquistosidad de plano axial, presente en todos los materiales, aunque con mayor penetratividad en los de grano más fino.

A escala de microscopio esta esquistosidad está marcada por la reorientación y recristalización de cristales de cuarzo y plagioclasa y neoformación de micas orientadas.

Los materiales se encuentran afectados por una segunda fase de deformación que no da estructuras cartográficas en la Hoja de Villarreal. Al Sur de la Hoja, en el corte de la carretera de Olivenza a Chelès se observa una estructura de varios kilómetros en la que se pliega la esquistosidad  $S_1$  por efecto de esta segunda fase de deformación. La estructura cortada es una antiforma de fase 2 que describe un cierre perianticlinal, con figura cartográfica de interferencia en «gancho» sobre un cierre de primera fase, unos 40 km al sureste de la Hoja, en las proximidades de Oliva de la Frontera.

Esta segunda fase da lugar a pliegues cilíndricos de gran radio que son los responsables de la mayor parte de las estructuras cartográficas existentes en las áreas próximas a la Hoja de Villarreal. Lleva asociada una esquistosidad de plano axial que se manifiesta como esquistosidad de crenulación poco penetrativa en las rocas de grano fino.

Dentro de la Hoja de Villarreal y a escala de afloramiento, el único vestigio de esta fase de deformación lo constituye la presencia de la esquistosidad de crenulación en los materiales de grano fino (esquistos de Barrancos), micaesquistos con estauroilita, e intercalaciones pelíticas del resto de los materiales. A escala de microscopio se observa en algunas de las muestras estudiadas un microplegado de la  $S_1$  con desarrollo de esquistosidad de crenulación de plano axial y, en casos, bandeo tectónico, también de plano axial.

Existe una tercera fase de deformación que da lugar a un bandeo de tipo kink de escala kilométrica que produce cambios de vergencia en los pliegues de fase 1 y los cambios del buzamiento de la esquistosidad que se observa en el corte geológico.

## 2.1. TECTONICA DE FRACTURA

Aunque dentro de la Hoja no existen fracturas de envergadura cartográfica, a escala regional estos materiales se han visto sometidos a una fase tardiorogénica hercínica de fractura tangencial, que produce dos juegos conjugados de fallas de desgarre, de direcciones  $N40-60^\circ E$  y  $N160-180^\circ E$ . El primero con componente sinextrosa, y el segundo dextroso.

Con posterioridad a esta fase de deformación las rocas han mantenido un comportamiento cratónico, y sólo se han visto afectadas por tectónica de fractura de tipo distensivo. Esta tectónica produce

una compartimentación en bloques de los materiales mediante la actuación de fallas normales. Los movimientos se producen la mayor parte de los casos aprovechando fracturas previas de las rocas ya estructuradas. En particular los dos juegos aludidos anteriormente.

El último movimiento de este tipo detectado en áreas próximas a la Hoja es la actuación como falla normal, a finales del Mioceno, de una de estas fracturas, de dirección N130°E, alineada a lo largo del cauce del Arroyo de Hinojales, unos kilómetros al Este de la Hoja de Villarreal, en la vecina Hoja de Olivenza.

El movimiento de esta falla hunde en su labio Norte los materiales de la cuenca fluvial terciaria, que quedan preservados de la erosión, y deja colgados afloramientos dispersos de terciario, desmantelados con posterioridad, y de los que sólo se han preservado los niveles basales. Uno de estos afloramientos es el que entra en la Hoja de Villarreal por su extremo nororiental.

### **3. PETROLOGIA**

En este apartado, se estudiará por una parte las distintas rocas ígneas aflorantes en la Hoja, y por otra los procesos metamórficos que afectan a los materiales aflorantes.

#### **3.1. ROCAS IGNEAS**

Aparte de las rocas volcánicas descritas en el apartado de estratigrafía, las únicas rocas ígneas existentes en la Hoja son rocas filonianas constituidas por diques de cuarzo y de microdioritas.

##### **3.1.1. Diques de microdioritas (1)**

Se trata de dos cuerpos filonianos de unos 50 m de potencia visible y corrida la de la anchura de afloramiento del corte del Guadiana (200-300 m), que arman el primero en los esquistos con estaurólita del extremo nororiental de la Hoja, y el segundo en los esquistos de Barrancos en el borde suroccidental de la Hoja. En ambos casos tienen una dirección aproximada N90-100°E y buzamiento subvertical.

Se trata de rocas microgranudas de tonos rojizos clasificadas como



microdioritas, y compuestas mineralógicamente por plagioclasa-clinopiroxeno-hornblenda-biotita-feldespato potásico-cuarzo-menas metálicas y calcita. Como minerales accesorios presentan apatito, rutilo, circon, clorita, sericita, epidota y esfena.

No presentan evidencias de deformación a escala de afloramiento ni en lámina delgada. Lo que unido a que en afloramiento cortan a las estructuras de los materiales en que encajan, hace que se les asigne una edad tardía respecto a la Orogenia Hercínica.

### 3.1.2. **Filones de cuarzo (0)**

En prácticamente todos los materiales existen intercalaciones esporádicas de filones de cuarzo subconcordantes con la esquistosidad más aparente, que representan removilizaciones de cuarzo que rellenan las discontinuidades de las rocas. Presentan potencias comprendidas entre varios decímetros y un par de metros y son especialmente abundantes en la zona de tránsito entre las pizarras y grauvacas de la alternancia de cumbres y los niveles de metavolcanitas ácidas del techo de la serie.

## 3.2. **ROCAS METAMORFICAS**

Todas las rocas presentan metamorfismo de grado variable asociado a una serie de procesos dinamotérmicos. Las paragenesis reconocidas suelen caracterizar los estadios de bajo grado. No obstante, existe un núcleo metamórfico de grado medio, en las áreas centrales de la Hoja que afecta a materiales de la serie de las espilitas y de los esquistos con estaurólita.

Las paragenesis metamórficas reconocidas son:

a) En rocas metapelíticas:

Cuarzo-moscovita-clorita.

Cuarzo-biotita-granate-silicatos de aluminio (estaurólita ?).

b) En rocas volcánicas básicas y/o intermedias:

Cuarzo-plagioclasa-clorita-biotita-epidota.

Cuarzo-plagioclasa-hornblenda verde-azulada.

Las zonas más metamórficas se caracterizan por un aumento de la cristalinidad y por la aparición de porfiroblastos de biotita y estaurolita ? que pueden alcanzar hasta más de medio centímetro; tienen un carácter intercinemático entre la primera y segunda fase de deformación, aunque algunos cristales pueden ser sin o tardicinemáticos respecto a la segunda fase. Los silicatos de aluminio, están retrogradados a micas incoloras, no pudiéndose determinar en ningún caso el mineral original; se supone que es estaurolita, ya que éste se ha reconocido en zonas próximas y sobre los mismos materiales en la vecina Hoja de Olivenza. La hornblenda se altera a actinolita y micas.

En una de las muestras recogidas, sobre los materiales metapelíticos (esquistos con estaurolita) se reconoce una paragenesis estática de moscovita, biotita y andalucita, que se supone relacionada con la intrusión de un cuerpo ígneo que no llega a aflorar, y cuya conexión con el núcleo metamórfico de grado medio, no queda clara.

#### **4. HISTORIA GEOLOGICA**

Los materiales más antiguos existentes en la Hoja son de edad Cámbrico Inferior, los cuales se depositaron en una cuenca marina en la que alternaban periodos de gran energía, con aportes de materiales detríticos de tamaño arena, con otros de baja energía en los que predominaba la sedimentación pelítica. Debió tratarse de una extensa cuenca subsidente dada la gran extensión superficial y potencia que presentan los materiales depositados en ella.

El límite entre el Cámbrico Inferior y Medio debió estar marcado por un momento de actividad tectónica, que imprimió a la cuenca un carácter subsidente y distensivo. Los primeros impulsos de esta actividad tectónica serían los causantes de la removilización de los últimos materiales depositados (rocas volcánicas ácidas), dando lugar a la formación de las barras de cuarcitas feldespáticas.

Durante la parte basal del Cámbrico Medio reinaba en la cuenca una situación distensiva acompañada probablemente de un adelgazamiento progresivo de la corteza sobre la que se había situado la cuenca. Bajo estas condiciones accedía a la superficie material volcánico de origen más profundo conforme avanzaba el tiempo (naturaleza más básica hacia el techo de la serie espilítica). El acceso hasta superficie y depósito de los materiales volcánicos debió producirse de una forma rápida y continua, ya que son muy escasos y poco potentes los niveles de materiales pelíticos intercalados en ellas.

En un momento indeterminado dentro del Cámbrico Medio se produjo de una forma brusca el cese de la situación distensiva, con la consiguiente desaparición de aportes volcánicos. A partir de él continúa existiendo una cuenca marina profunda y subsiste en la que se produce el depósito del material pelítico representado por los esquistos oscuros con blastos de estauroлита. Durante este tiempo existieron momentos en que el medio cobraba mayor energía, llegando hasta la cuenca los materiales detríticos que dieron lugar al depósito de las intercalaciones de areniscas.

Progresivamente la cuenca se debió ir haciendo cada vez menos profunda (regresión), llegando en el Cámbrico Medio-Superior a una situación de plataforma detrítica somera en la que se produce el depósito de la Formación Fatuquedo.

Esta regresión culminó en el Cámbrico Superior con la emersión de los materiales depositados en la cuenca, y la acción de la erosión. El periodo erosivo está marcado por un hiato estratigráfico que ocupa la parte alta del Cámbrico Superior.

La acción de la erosión está puesta de manifiesto por la discordancia que sitúa a los materiales ordovícicos de forma indistinta sobre cualquiera de las formaciones del Cámbrico.

A comienzos del Ordovícico tiene lugar una nueva transgresión marina, cuya primera manifestación es la implantación de un régimen marino costero, o tal vez continental, en el que se produce el depósito de las cuarcitas y conglomerados que marcan la discordancia cámbrico-ordovícica.

La continuación de esta transgresión se implanta un régimen marino de aguas tranquilas, en el que se produce la sedimentación del material arcilloso de los esquistos de Barrancos. En este medio se producirían de forma rítmica cambios del medio hacia mayor grado de energía, con aportes de material detrítico que dan lugar a las intercalaciones de limos y arenas.

No existen dentro de la Hoja materiales paleozóicos de edad superior al Ordovícico; no obstante, durante el Devónico y Silúrico continuaría existiendo sedimentación marina con fluctuaciones en cuanto a profundidad y energía del medio. Los materiales producidos por esta sedimentación están bien representados en las áreas limítrofes de la Hoja.

Durante la orogenia hercínica se produce la estructuración de los materiales anteriormente depositados, distinguiéndose las siguientes fases de deformación y metamorfismo:

- Una primera fase de deformación que da lugar a estructuras de pliegues volcados de dirección aproximada N140°E, vergentes al Suroeste. Esta fase va acompañada de desarrollo de esquistosidad muy penetrativa en todas las rocas, de plano axial de los pliegues.  
De forma tardía respecto a esta deformación se producen cabalgamientos hacia el suroeste que apilan los materiales, y que no tienen representación en la Hoja de Villarreal.
- Con posterioridad los materiales se ven afectados por metamorfismo regional de grado bajo-medio, bajo condiciones de presión baja y/o intermedia.
- Una segunda fase de deformación posterior al metamorfismo da lugar a pliegues cilíndricos de gran radio con plano axial subvertical, dirección aproximadamente paralela a la de las de la primera fase. Asociada a esta fase se desarrolla una esquistosidad de plano axial incipiente, que se manifiesta como esquistosidad de crenulación en los materiales de grano fino.
- Una tercera fase de deformación produce plegamiento de las estructuras anteriores en bandas de kink de escala kilométrica.
- Las últimas manifestaciones deformacionales de la orogenia hercínica son el desarrollo de dos juegos de fallas de desgarre (N40-60°E y N160-180°E) de carácter, respectivamente, sinetoso y dextroso.

Con posterioridad a la orogenia hercínica, este sector de la corteza ha tenido un comportamiento cratónico hasta la actualidad. Los únicos acontecimientos geológicos acaecidos en este intervalo de tiempo son una compartimentación en bloques de las rocas, bajo un régimen distensivo y mediante la actuación como fallas normales de fracturas previas.

En relación con los procesos antes mencionados se produciría la denudación de los relieves formados, y la posible formación de pequeñas cuencas continentales, que servirían de cauces de transporte de los materiales arrancados por la erosión. La última cuenca de este tipo es la cuenca fluvial miocena del Guadiana, que a partir del Cuaternario ha comenzado a desmantelarse por efecto de la erosión. Los materiales terciarios y cuaternarios aflorantes en la Hoja de Villarreal

pertenecen a esta cuenca continental. Su historia geológica (a nivel de cuenca) está resumida en la figura 2 a través de los siguientes pasos:

1. Establecimiento a comienzos del Mioceno de una cuenca fluvio-lacustre, en una depresión tectónica.
2. Desarrollo de sedimentación de tipo flujo de derrubios («debris and mud flow») que remobilizan perfiles de alteración, en los comienzos de un impulso tectónico que tiende a individualizar una cuenca continental.
3. Desarrollo durante el Mioceno Inferior-Medio de una cuenca fluvial exorréica, con aportes desde el Este y con depósito de sedimentos proximales (Facies Almendralejo) y distales (Facies Badajoz).
4. Implantación durante e Mioceno Terminal de un medio lacustre en el que se deposita una lámina de carbonatos que representa la colmatación de la cuenca.
5. Ultimos movimientos correspondientes a actividad tectónica distensiva con movimientos de fallas normales que producen la compartimentación en bloques de la cuenca fluvial, y que afectan a la superficie erosiva correspondiente a la colmatación de la cuenca. Mioceno Terminal o comienzo del Plioceno.
- 6 y 7. Período de inactividad tectónica, con depósito inicial de rañas e implantación de un régimen esencialmente erosivo en el que se desmantelan casi por completo los materiales terciarios al Oeste de la falla de Arroyo de Hinojales y comienza la denudación del resto del terciario, con el encajamiento de la hidrográfica actual. Pliocuaternario.

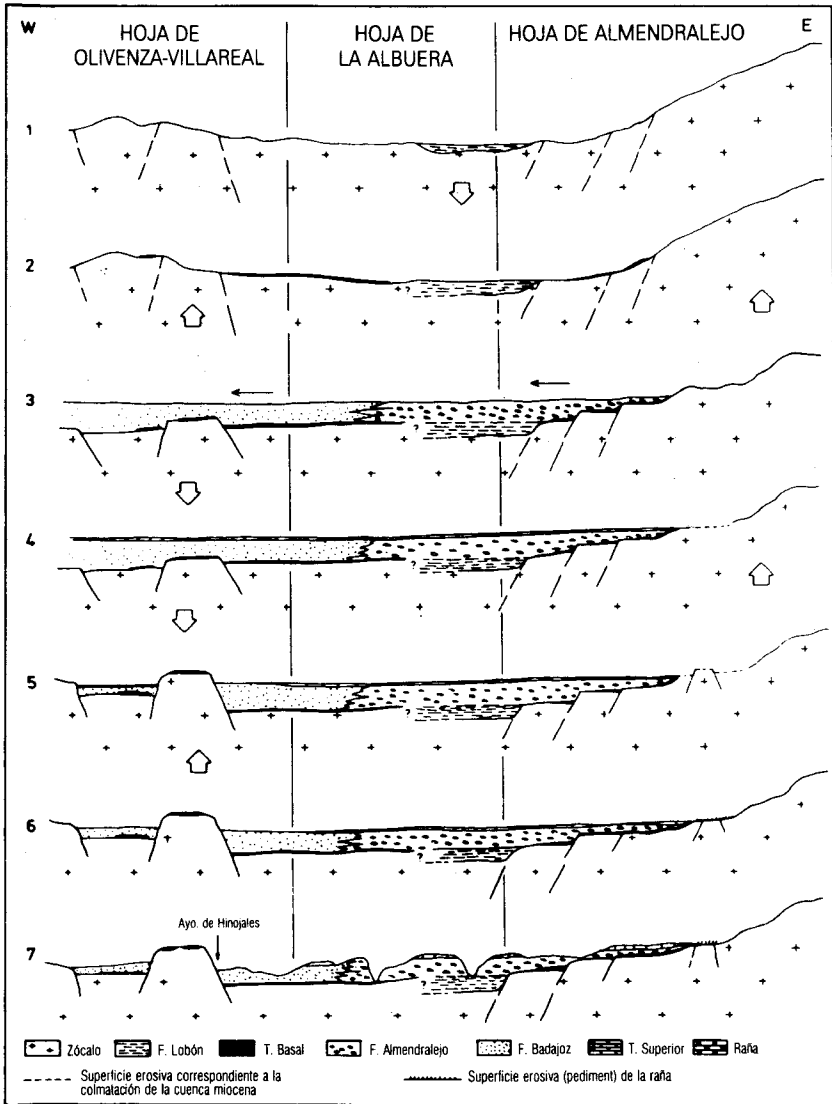


Fig. 2. Esquema evolutivo del neógeno-cuaternario en el sector meridional de la Cuenca del Guadiana.

Escala horizontal aproximada 10 Km  
 Escala vertical aproximada 100m

## **5. GEOLOGIA ECONOMICA**

Dentro de la Hoja de Villarreal no existe ningún tipo de explotación minera ni de canteras.

### **5.1. MINERIA**

En cuanto a posibilidades mineras los únicos datos conocidos son referentes a filones de cuarzo y calcita con mineralización de pirita y calcopirita, existentes en Portugal, a pocos kilómetros de la Hoja (OLIVEIRA, V. 1984).

Se trata de filones, unas veces concordantes y otras discordantes, que arman en las espilitas del Cámbrico Medio y en los esquistos negros y liditas del silúrico. Son de naturaleza hidrotermal y removilizan y concentran los metales dispersos en las rocas encajantes. Entre ellos, los encajantes de materiales silúricos son los que presentan mayor grado de mineralización. Al no existir dentro de la Hoja de Villarreal afloramientos de materiales silúricos, la posibilidad de este tipo de mineralización queda restringido a la serie vulcanosedimentaria del Cámbrico Medio. Dentro de estas rocas se han reconocido algunos filoncillos de potencia centimétrica con cuarzo y carbonatos, en los que no se aprecia de visu presencia de calcopirita. Estos filoncillos se sitúan preferentemente en la zona de tránsito entre las vulcanitas intermedias y las básicas.

### **5.2. ROCAS INDUSTRIALES**

En lo referente a canteras, y a pesar de no existir ninguna dentro de la Hoja, hay que destacar la posibilidad que presentan los materiales de la terraza baja del Guadiana, por tratarse de arenas finas-medias con granulometría muy homogénea (bien calibradas). Por otra parte, los materiales de la terraza alta son explotables para áridos, (y de hecho así ocurre en áreas próximas a la Hoja). Estas explotaciones necesitan un procesado de separación granulométrica (¿tamizado?), de la heterogeneidad de granos que presentan los materiales.

### **5.3. HIDROGEOLOGIA**

En cuanto a posibilidades hidrogeológicas no existe ningún mate-



rial que constituya un acuífero interesante; los únicos que podrían serlo (acuíferos detríticos) son las terrazas del Guadiana. La terraza baja presenta muy poco volumen de materiales, y, por tanto, muy poca capacidad de reservas. La terraza superior, que tiene mayor volumen para almacenaje se encuentra colgada y sin confinar en ninguno de sus márgenes, por lo que todo el agua que percola desde su superficie, drena de forma rápida por los contactos de muro de todo el perímetro de los afloramientos.

## BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA (1963): «Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *B.R.S.E.H.N. (Geol.)*, 1, 247-262.
- ANADON, P., y ZAMARREÑO, I. (1981): «Paleogene Nonmarine Algal Deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain». *Phanerozoic stromatolites* (Ed. por Cl. Monty). Springer-Verlag, Berlín. 140-154.
- APALATEGUI, O. (1979): «Consideraciones estratigráficas y tectónicas en Sierra Morena Occidental». *Temas Geológicos y Mineros*. 1.ª Reunión del GOM.
- APALATEGUI, O.; BORRERO, J.; HIGUERAS, P. (1983): «División en grupos de rocas en Ossa-Morena Oriental». *Temas Geológicos y Mineros*. 5.ª Reunión GOM.
- ARMENTEROS, I. (1985): «Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñafiel)». Tesis Univ. Salamanca. 692 pp.
- ARRIOLA, A.; CHACON, J.; EGUILUZ, L.; ERASO, A.; GARROTE, A.; SANCHEZ CARRETERO, R., y VARGAS, I. (1983): Hoja núm. 829 (Villafranca de los Barros). MAGNA. IGME.
- ARRIOLA, A.; EGUILUZ, E.; FERNANDEZ CARRASCO, J., y GARROTE, A. (1984): «Individualización de diferentes Dominios y Unidades en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio», *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 8, 195-210.
- BARD, J. P. (1964): «Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Prov. de Badajoz, España)». *N y C*. IGME, 76, 175-180.

- BARD, J. P. (1969): «Le métamorphisme régional progressif de Sierra d'Arcena en Andalousie Occidental (Espagne)». Tes. Doc. Fac. Sc. Montpellier.
- DELGADO, J. N. (1904): «Faune Cambrienne du Haut-Alentejo (Portugal)». *Com. Serv. Geol. Port.* V 5, 307-374. Lisboa.
- DELGADO, J. N. (1907): «Contribuções para o estudio dos terrenos paleozoicos. I Precámbrico e Archaico. II Cámbrico». *Com. Serv. Geol. Port.*, 6, 56-122. Lisboa.
- DELGADO QUESADA, M.; LIÑAN, E.; PASCUAL, E., y PEREZ LORENTE, F. (1977): «Criterios para la diferenciación en dominios de Sierra Morena Central». 4.º Reu. O. Península Ibérica. Salamanca.
- DUPONT, K. (1979): «Carte géologique et métallogenese des gisements de fer du sud de la province de Badajoz (Sierra Morena occidentale-Espagne)». Thèse Institute National Polytechnique de Lorraine. 371 pp.
- EGUILUZ, L.; FERNANDEZ CARRASCO, J.; COULLAULT, J. L., y GARROTE, A. (1983): Hoja núm. 897 (Monesterio). MAGNA IGME.
- EGUILUZ, L., y RAMON LLUCH, R. (1983): «La estructura del sector central del Dominio de Arroyomolinos. Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, Ossa-Morena». *Studia geologica salmanticensia*. XVIII, 171-192.
- EGUILUZ, L.; SANCHEZ CARRETERO, R., y APALATEGUI, O. (1985): «Las rocas volcánicas de Valverde de Leganés (Anticlinorio Olivenza-Monesterio)». Nota preliminar. VII Reun. GOM. Villafranca de los Barros.
- ESTEBAN, M. (1974): «Caliche textures and Microcodium». *Boll. Soc. Geol. ital.* 92, suppl. 1973, 105-125.
- FISHER, R. V. (1961): «Proposed clasification of volcanoclastic sediments and rocks». *Geological society of Am. Bull.* V. 72. 1409-1414.
- GONÇALVEZ, E., e TORRE, C. (1970): Folha 37-A Elvas. C.G.P. 1:50.000. S.G.P. 50 pp. Lisboa.
- GONÇALVEZ, F., e TORRE DE ASSUNÇÃO, C. (1972): Folha 33-D Río Xevora. C.G.P. 1:50.000, S.G.P. 11 pp. Lisboa.
- GONZALO y TARIN, J. (1879): «Reseña física y geológica de la prov. de Badajoz». Com. Map.Geol. España. Madrid.

- GUTIERREZ MARCO, J. C. (1981): «Descubrimiento de nuevos niveles con Graptolites ordovícicos en la Unidad "Pizarras con Didymograptus"». Scheider, 1939 (Prov. Huelva, SW, España). III Reun. GOM. Elvas-Aracena.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1947): «Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central». *Not. y Com. IGME*, 17. 169-183. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1949): «Las cuencas terciarias de Extremadura Central». *Bol. R.S.E.H.N.* (extraordinario).
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1952): «Característica general del terciario continental de la llanura del Guadiana». *Not y Com. IGME*, 25. 25-71. Madrid.
- JULIVERT, M.; FOMBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): «Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares». *Cont. Map. Tect. Europa. IGME*.
- KLAPPA, C. F. (1978): «Biolithogenesis of Microcodium: elucidacion. *Sedimentology*, 25. 489-522.
- LE PLAY (1834): «Observations sur l'Extremadure et le nord de l'Andalousie, et essai d'une corte géologique de cette contrée». 1 et 2 Partie elf. *Ann. Mines*, 3 serie. T. VI. París.
- LIÑAN, E. (1979): «Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba». Univ. de Granada.
- LIÑAN, E., y PEREJON, A. (1981): «El cámbrico inferior de la Unidad de Alconera». Badajoz (SW de España). *B.R.S.E.H.N.* (Geol), 79. 125-148.
- LOTZE, F. (1945): «Zur gliederung der varisziden der Iberischen Meseta». *Geol. For.*, 4, 6, 78-92. Berlín.
- LOTZE, F. (1961): «Sobre la estratigrafía del cámbrico español». *Not y Com. IGME*, 61. 131-164.
- LUJAN, F. (1850): «Estudios y observaciones geológicas relativas a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real». *Mem. R. Acad. Cienc. E.T.* 1.ª Se. Parte 2.ª Cienc. Nat. Madrid.
- MACPHERSON, J. (1878): «Sobre la existencia de la fauna primordial en la provincia de Sevilla». *An. Soc. Esp. H. N.*, 7.280-284.
- MALLADA, L. (1880): «Reconocimiento geológico de la provincia de Córdoba». *B. Com. M. Geol.* 7. 1-95.
- MUELAS, A., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1976): Hoja núm. 827 (Alconchel). MAGNA. IGME.

- MUELAS, A.; SOUBRIER, J., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1977): Hoja núm. 828 (Barcarrota). MAGNA. IGME.
- MONTY, C. L. V. (1976): «The origin and development of cryptalgal fabrics. En: *Stromatolites* (Ed. por M.R. Walter). Elsevier Amsterdam. 193-294.
- OLIVEIRA, V. (1984): «Contribuição para o conhecimento geológico-mineiro de regioao de Alandroal-Juromenha (Alto Alentejo)». Estudos, Notas e trabalhos do S.F.M. XXVI. 103-125.
- PEREZ LORENTE, F. (1979): «Geología de la zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis doc. Univ. Granada. 345 pp.
- RAMSAY, J. G. (1977): «Plegamiento y fracturación de rocas». *Blume*. 510 pp.
- ROSSO DE LUNA, J., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1952): Hoja núm. 803 (Almendralejo), 1:50.000 (serie antigua). IGME.
- ROSSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1954): Hoja núm. 776 Montijo. 1:50.000 (serie antigua). IGME.
- SCHAFER y STAFF (1978): «Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments algal carbonates». En: *Modermand Ancient Lake sediments* (Ed. por A. Matter and M. E. Turcker). *Spec. Publs. int. Ass. sediment.* 2. 83-107. Blackwell scientific Publications. Oxford.
- TEIXEIRA, C. (1952): «La faune cambrienne de Vila Boim au Portugal». *Bol. sec. Gel. Port.* V 10. 169-188.
- VAUCHEZ, A. (1975): «Tectoniques tangentielles superposées dans le segment hercynien sud Iberique. Les nappes el plis couches de la region d'Alcauchel-Fregenal de la Sierra (Badajoz)». *Bol. Geol. Min.*, 86. 573-580.
- VAZQUEZ, F., y FERNANDEZ POMPA (1976): «Contribución al conocimiento geológico del SW de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas». Mem. IGME, 89, 120 pp.
- VEGAS, R. (1968): «Sobre la existencia del Precámbrico en la Baja Extremadura». *Est. Geol.*, 24. 85-89.
- VEGAS, R. (1971): «Geología de la región comprendida entre Sierra Morena Occidental y las Sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Min. IGME.*, 82-3-4. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): «Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Min.*, 85-2. 157-170.