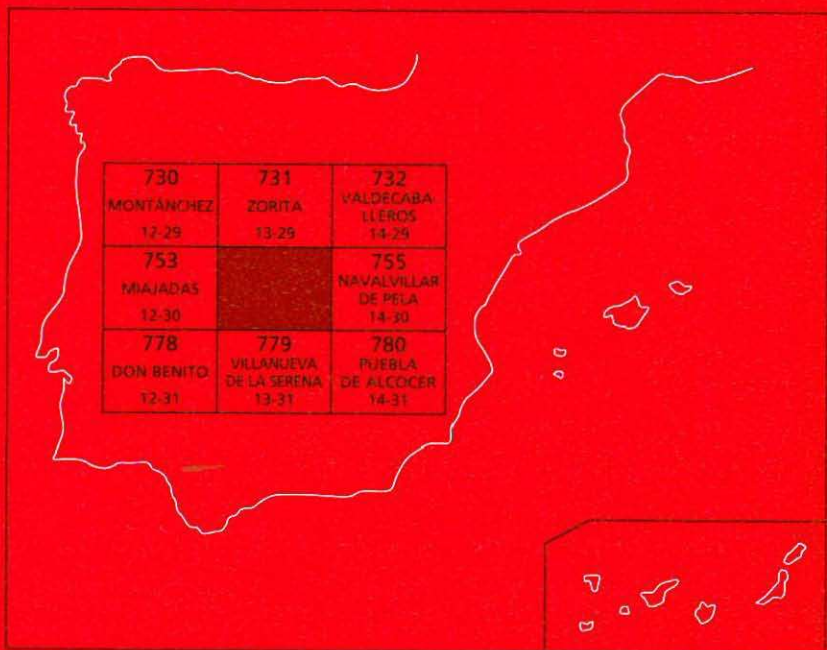




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# MADRIGALEJO

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

# MADRIGALEJO

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M-43490-2005  
ISBN: 84-7840-605-0  
NIPO: 657-05-012-5

Fotocomposición: Revisatlas, S. A.  
Impresión: Master's Gráfico, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja de Madrigalejo ha sido realizada por INIMA bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes autores:

### **Mapas y cortes geológicos**

F. Leyva  
J. Matas  
F. Moreno

Han colaborado en la cartografía del Terciario

A. Crespo

### **Mapa geomorfológico**

F. Moreno

### **Memoria**

**Introducción, estratigrafía, tectónica, geomorfología, historia geológica y recursos minerales:**

F. Leyva  
J. Matas  
F. Moreno

**Petrología:**

A. Díez

**Hidrogeología:**

A. Carrasco

**Paleontología:**

J. C. Gutiérrez Marco

### **Dirección y supervisión del IGME**

V. Monteserín

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informe petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información.



# INDICE

1. <b>INTRODUCCIÓN</b> .....	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS .....	9
1.2. LOCALIZACION GEOLÓGICA .....	10
1.3. ANTECEDENTES .....	10
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES .....	12
2. <b>ESTRATIGRAFÍA</b> .....	13
2.1. PRECÁMBRICO .....	13
2.1.1. Introducción .....	13
2.1.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I .....	17
2.1.2.1. Formacion areniscas de Estomiza (2). (Rifeense superior-Véndico inferior) .....	17
2.1.2.2. Formacion Orellana (3). (Rifeense superior-Véndico inferior) .....	22
2.1.3. Grupo Ibor. Serie II (Véndico) .....	25
2.1.3.1. Unidad inferior (4). Véndico .....	25
2.1.3.2. Unidad superior (5). Véndico .....	29
2.2. PALEOZOICO .....	30
2.2.1. Introducción .....	30
2.2.2. Tremadoc-Arenig (6) .....	30
2.2.3. Cuarcita armoricana (7). (Arenig) .....	33
2.2.4. Capas Pochico (8). (Arenig superior) .....	35
2.2.5. Ordovícico medio (9). Grupo Natatrasierra. Llanvir inferior-Llandeilo superior .....	36
2.2.6. Ordovícico superior-Grupo Cantera .....	39
2.2.6.1. Cuarcita de Cantera o de la Cierva (10). Llandeilo superior ...	39
2.2.6.2. Pizarras de Cantera o intermedias (11). Caradoc .....	40
2.2.7. Ordovícico terminal y silúrico .....	41
2.2.7.1. Pelitas con fragmentos (12). Ashgill terminal .....	42
2.2.7.2. Cuarcita de Las Majuelas, pelitas con fragmentos y cuarcita de criadero (13). Silúrico (Llandoveryense inferior) .....	43
2.2.7.3. Grupo Cerro Escudero (14). Silúrico .....	45

2.3.	TERCIARIO .....	46
2.3.1.	Formación Madrigalejo .....	47
2.3.1.1.	Lutitas y limolitas de la formación Madrigalejo (15). Paleógeno-Neógeno inferior .....	47
2.3.1.2.	Arenas, limos y conglomerados (16) de la formación Madrigalejo. Paleógeno-Neógeno inferior .....	49
2.3.2.	Glacis rojo (17). Neógeno inferior .....	50
2.4.	CUATERNARIO .....	51
3.	<b>TECTÓNICA</b> .....	52
3.1.	ENCUADRE REGIONAL .....	52
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA .....	55
3.3.	ETAPAS DE DEFORMACIÓN .....	56
3.3.1.	Deformaciones prehercínicas .....	56
3.3.2.	Deformación hercínica .....	57
3.3.3.	Deformaciones alpinas .....	60
3.4.	NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA .....	62
3.4.1.	Metodología. Rasgos generales .....	62
3.4.2.	Accidentes neotectónicos .....	62
3.4.3.	Anomalías geomorfológicas y anomalías gravimétricas .....	63
3.4.4.	Sismicidad .....	63
3.4.5.	Sismotectónica .....	63
4.	<b>PETROLOGÍA</b> .....	66
4.1.	FILONES DE CUARZO .....	66
4.2.	ROCAS BÁSICAS .....	66
4.3.	METAMORFISMO .....	67
5.	<b>GEOMORFOLOGÍA</b> .....	68
5.1.	FISIOGRAFÍA .....	68
5.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO .....	68
5.2.1.	Estudio morfoestructural .....	68
5.2.2.	Estudio del modelado .....	69
5.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES .....	72
5.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA) .....	73
5.5.	MORFOLOGÍA ACTUAL Y RECIENTE .....	74
6.	<b>HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	75
7.	<b>GEOLOGÍA ECONÓMICA</b> .....	83
7.1.	RECURSOS MINERALES .....	83
7.1.1.	Minerales metálicos .....	83
7.1.2.	Minerales no metálicos .....	83
7.1.3.	Rocas industriales .....	83
7.2.	HIDROGEOLOGÍA .....	84
7.2.1.	Características hidrogeológicas .....	84
7.2.2.	Climatología .....	89
7.2.3.	Hidrología .....	89

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES .....	90
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares .....	91
7.3.1.1. Área I .....	91
7.3.1.2. Área II .....	91
7.3.1.3. Área III .....	92
7.3.1.4. Área IV .....	94
7.3.1.5. Área V .....	94
7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO .....	95
7.4.1. Descripción de los puntos de interés .....	95
<b>8. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>96</b>





## 1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja Geológica se ha realizado dentro de un Proyecto de Estudio Geológico más amplio que incluye las Hojas de Zorita (731), Valdecaballeros (732), Madrigalejo (754), Navalvillar de Pela (755), Puebla de Alcocer (780), Cabeza de Buey (806) y Chillón (807). La superficie abarcada por el conjunto de las Hojas ha permitido abordar los diferentes temas desde un punto de vista más regional, lo que se refleja en las cartografías y memorias de cada una de las Hojas elaboradas.

### 1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Madrigalejo, número 754 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el centro de la Meseta Ibérica, dentro de la Comunidad Autónoma de Extremadura, al Sur de la provincia de Cáceres y Norte de la de Badajoz; el límite provincial cruza la Hoja en la diagonal NO-SE. Ocupa el centro de la comarca de las Vegas Altas.

La zona está muy poblada, lo que contrasta con las Hojas colindantes septentrionales y meridionales. Hay catorce núcleos de población dentro de la Hoja, y numerosos caseríos y fincas de explotación agraria familiar. De los núcleos de población, los hay históricos como Orellana la Vieja, Madrigalejo, Rena, Villar de Rena y Casar de Miajadas; y de reciente creación en planes de desarrollo agrario como Pizarro, Puebla de Alcollarín, Palazuelo, El Torviscal, Zurbarán, Valdivia, Gargáligas, Los Guadalperales y Vegas Altas; todos ellos muestran un grado de desarrollo que contrasta con las comarcas próximas.

La actividad económica principal es la agrícola, con explotaciones de regadío ordenadas, las que destacan los cultivos hortofrutícolas; como curiosidad cabe decir que en los años húmedos se llega a cultivar arroz. Esta extensión de regadíos que abarcan casi dos tercios de la Hoja, es posible gracias al sistema de distribución de las aguas de los Embalses de Orellana y García Sola, cuyos ejes principales son los canales que recorren la Hoja casi en su totalidad, como el de Las Dehesas y el de Orellana. Esta actividad agrícola, conlleva el desarrollo de servicios e industrias agroalimentarias subsidiarias que contribuyen a la pujanza económica de la zona. Recientemente se ha vuelto a reactivar la industria de cerámica estructural.

El paisaje contrasta con las zonas de alrededor, es de huerta llana bien cultivada, con algunas sierras formadas por los materiales cuarcíticos paleozoicos, como la Sierra de Suárez-Villar-Rena, al Noroeste de esta población y la Sierra de Orellana.

El río Guadiana transcurre por el sector meridional de la Hoja, dándose dentro de ella la confluencia por el Sur del río Zújar y por el Norte de los ríos Rucas y Gargáligas, que a su vez recogen las aguas de los arroyos Burro, Alcollarín, Budión, Barroso, Cubilar y Quebrada.

La reunión de todos ellos da lugar a una única llanura aluvial, con extensas llanuras de inundación que se sitúan entre cotas de 250-275 m. Las cotas más altas se dan en la Sierra de Orellana con 600 m, y las Sierras de Rena llegan a los 430 m.

La red de carreteras asfaltadas es muy densa, además de la nacional 430 que recorre la Hoja de Oeste a Este, todas las poblaciones están comunicadas por carreteras comarcales. A estas vías hay que añadir una innumerable cantidad de caminos transitables con coche, que sirven de acceso a las explotaciones agrarias; y se deben mencionar los caminos de servicio de los canales principales de riego, ya que proporcionan los mejores cortes y afloramientos de la Hoja.

## 1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja se sitúa en la parte centro-meridional del Macizo Hespérico. En la Zona Lusitano-Alcúdice de LOTZE (1945), o en la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972).

Esta Zona se caracteriza por grandes pliegues verticales, que marcan una geografía propia, con sinclinales paleozoicos que proporcionan los relieves más altos, y grandes extensiones deprimidas en las que afloran los materiales detríticos pre-ordovícicos en los núcleos anticlinales.

La Zona Centro-Ibérica (ZCI) ha sido dividida por HERRANZ *et al.* (1977) en dos sectores, el de los Montes de Toledo y el de Alcudia-Alta Extremadura, en función de la presencia o ausencia de materiales cámbricos. Esta Hoja está en el sector Alcudia-Alta Extremadura, y concretamente en la parte central del Anticlinorio Centro-extremeño que es una de las grandes estructuras de esta Zona LÓPEZ DÍAZ (1993). En este sector, el Ordovícico inferior predominantemente cuarcítico, se deposita discordantemente sobre materiales precámbricos. Durante el Terciario se crean en el Macizo Hespérico una serie de cuencas continentales, que continúan en la actualidad como la Cuenca Media del Guadiana, que a su vez se compartimenta en dos subcuencas, la más septentrional de ellas es la de Miajadas-Madrigalejo, en cuyo eje se sitúa esta Hoja.

## 1.3. ANTECEDENTES

El avance en el conocimiento geológico de esta Zona ha sido importante en la última década. En los materiales paleozoicos las cartografías más recientes del MAGNA y los estudios específicos sedimentológicos y estratigráficos realizados en diversos sectores, permiten levantar unas series con gran precisión litoestratigráfica, y plantearse la evolución paleogeográfica de este sistema, en base al establecimiento de secuencias deposicionales.

En cuanto a los depósitos preordovícicos, aún permanecen las discrepancias en la serie general, las diferentes unidades que los componen, las relaciones entre ellas y su edad. Las primeras referencias se encuentran en CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEXEIRA (1955), aunque fue OENING SOEN (1970) quien estableció el Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), como una unidad litoestratigráfica que engloba todas las series preordovícicas de la Zona Centro Ibérica (ZCI), a la que pertenecen la mayoría de los materiales que aparecen en los núcleos anticlinales.

En los trabajos iniciales el CEG formaba una secuencia única, sin discordancias internas o con discontinuidades de carácter local, VEGAS (1970-1971), CAPOTE *et al.* (1971-1977), PARGA y VEGAS (1971), MORENO (1974-1977), VEGAS *et al.* (1977) y ROIZ y VEGAS (1980).

En estudios más recientes otros autores han establecido la presencia de discordancias o discontinuidades dentro del CEG, si bien hay algunas discrepancias en cuanto a su naturaleza y extensión. BOUYX (1970) citó por primera vez una discordancia intraprecámbrica en el Anticlinal de Esteras. CRESPO y REY (1971) distinguen en el Valle de Alcudia las unidades Alcudiense Inferior y Superior, separadas por una discontinuidad. En el domo de Abenojar, CRESPO y TAMMAIN (1971) encuentran la misma discordancia intraalcudiense estableciendo su cartografía, edad y relaciones estructurales de los materiales que separa.

SAN JOSÉ (1984) realiza una revisión de los trabajos sobre los materiales preordovícicos de la Zona Centro Ibérica y divide a estas series en Alcudiense y Grupo Superior, separados por una discordancia que sitúa en el Nivel de Fuentes, localmente Brecha de Navalpino.

A partir de 1984 se llevó a cabo el Proyecto Hespérica de investigación minera, realizado por MAYASA, en el que se realizó un estudio de toda la Zona Centro Ibérica meridional, que supuso un avance importante en el conocimiento geológico regional, plasmado en varias publicaciones. En ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988) se resume esta investigación, con la idea de la existencia de tres grupos de materiales en el CEG, si bien no hay un acuerdo sobre la importancia y características de sus límites.

LÓPEZ DÍAZ (1994), en el Anticlinal de Navalpino, define tres grupos litológicos. Uno más antiguo, Grupo Domo Extremeño de edad Rifeense-Véndico Inferior; sobre él en discordancia el Grupo Ibor-Navalpino de edad Véndico Superior; y discordante sobre estos dos, el Grupo Valdelacasa de edad Cámbrico Inferior.

La escasez de datos paleontológicos tampoco permite precisiones sobre la edad, si bien las establecidas por SAN JOSÉ (1984) siguen corroborándose en trabajos posteriores.

La bibliografía sobre el Terciario de la Cuenca del Guadiana es escasa. Los primeros estudios corresponden a HERNÁNDEZ PACHECO, F. y ROSSO DE LUNA, I., que en los años cuarenta y cincuenta realizaron las Hojas del Mapa Geológico de España. Un estudio más moderno se debe al realizado en las Hojas MAGNA, situadas en dicha Cuenca, por SANTOS GARCÍA *et al.* (1980), ARRIOLA *et al.* (1983) y JORQUERA *et al.* (1985), así como la Hoja de Villanueva de La Serena (en prensa).

Los trabajos que incluyen total o parcialmente la Hoja son de síntesis regional y de investigación minera. Entre los primeros cabe citar el Mapa Geológico Minero de Extremadura (1987),

el Mapa Geológico de España a E. 1:1.000.000 (1995), y el proyecto «Síntesis Previa para la Evaluación del Potencial Minero del Complejo Esquisto Grauváquico (EN ADARO-MAYASA, 1991). De los segundos fue interesante el proyecto «Programa de Investigación de Radiactivos (EN ADARO para la DGM, 1977), que se realizó en tres fases: «Reconocimiento Geológico Minero de la Cuenca Terciaria de Don Benito», «Estudios Especiales de Radioactivos en la Cuenca Media del Guadiana» y «Sondeos Mecánicos para Radioactivos en la Cuenca Media del Guadiana». Y el proyecto «Investigación de Arcillas en las Áreas Miajadas-Madrigalejo» (EN ADARO, 1993) en el que parte de los trabajos se ha realizado en colaboración con los técnicos de este proyecto.

#### 1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

Los materiales que afloran en la Hoja de Madrigalejo se pueden agrupar en tres grandes unidades geológicas. Los sedimentos neógenos y cuaternarios que rellenan la Cuenca Media del Guadiana, y el sustrato rocoso que a su vez se puede subdividir en materiales preordovícicos y los pertenecientes al ciclo paleozoico.

La primera gran unidad se ha subdividido en tres grandes conjuntos sedimentarios. El inferior, cuya edad por correlación regional es Paleógeno Superior-Mioceno inferior, está representado por la Formación Madrigalejo, con sus dos subfacies continentales, arcósica y arcillosa. Otro intermedio, discordante sobre el anterior, que está representado por los retazos distales del Abanico de las Villuercas. Y un tercero que lo forman los depósitos aluviales, eluviales y eólicos, cuaternarios, que se acumulan en las últimas etapas de relleno de esta Cuenca.

Los rellenos de la Cuenca son típicamente continentales, en su mayoría detríticos: arenas, conglomerado, limos y arcillas, con algún nivel de caliche muy delgado, que representa paleosuelos encostrados intercalados entre los materiales fluviales o fluvio-lacustres.

Otra unidad la definen los materiales preordovícicos, que afloran como zócalo rocoso en varios puntos de la Hoja, especialmente en el extremo suroriental. Pertenecen al Complejo Esquisto Grauváquico y más concretamente al Grupo Domo Extremeño, que es la serie inferior del CEG y al Grupo Ibor-Navalpino, la serie intermedia. Están estructurados por las Orogenias Finiprecámbrica y Hercínica. Esta última da lugar a esquistosidad regional y metamorfismo de muy bajo grado a anquimetamorfismo.

La otra unidad la constituyen los depósitos del ciclo paleozoico. Son exclusivamente detríticos y en ellos predominan los términos cuarcíticos, lo que da lugar a las escasas zonas de sierra que hay en la Hoja. Afloran formando el flanco suroccidental de un sinclinal abierto en las Sierras de Rena, y en la terminación occidental del Sinclinorio de la Sierra de Pela.

A pesar de que los afloramientos paleozoicos en esta Hoja están muy recubiertos por los coluviones y canchales, se ha podido levantar una serie completa desde el Ordovícico inferior al Silúrico, con apoyo faunístico, reconociéndose todas las formaciones establecidas regionalmente. La extensión del Proyecto ha permitido además su correlación con el Sinclinal de Herrera del Duque y Almadén, en donde la serie aflora más extensamente.

La estructuración que presentan en esta Hoja es de plegamiento, con pliegues suaves, originados en la primera fase hercínica. Las fases de deformación posteriores sólo dan lugar a fracturación, cuya naturaleza no es posible precisar en esta Hoja.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales que afloran en esta Hoja abarcan cronologías desde el Precámbrico al Cuaternario.

En este registro sedimentario se tienen cuatro conjuntos litoestratigráficos claramente diferenciables.

Por un lado, los materiales de edad precámbrica con amplia representación en la franja meridional de la Hoja en las que se han distinguido dos grupos discordantes entre sí.

Un segundo conjunto lo constituye las series paleozoicas aflorantes en la Sierra de Rena y las estribaciones occidentales de la Sierra de Pela, ubicadas en los sectores centrooccidentales y orientales respectivamente, y discordantes sobre los sedimentos precámbricos.

El tercer conjunto lo constituyen los extensos afloramientos de los sedimentos terciarios de la Cuenca Media del Guadiana, que ocupan el centro del área de estudio y por último, los materiales cuaternarios, con amplia representación en toda la Hoja, especialmente en los sectores centrooccidentales (comarca de Entreríos), donde los ríos Alcollarín, Rucas y Gargáligas, confluyen con el Guadiana dando una extensa llanura aluvial.

### 2.1. PRECÁMBRICO

#### 2.1.1. Introducción

Con posterioridad a las referencias bibliográficas más antiguas reseñadas en el capítulo anterior, las investigaciones más recientes pueden agruparse en tres etapas. En la primera, BOUYX (1965, 1967, 1970), TAMAIN (1972), CRESPO y TAMAIN (1971) y CRESPO y REY (1972), al estudiar los anticlinorios situados al Sur de Valdelacasa, redefinieron los conjuntos de LOTZE.

Al conjunto inferior TAMAIN (*op. cit.*) lo describió como Alcudiense Inferior, y su constitución como series rítmicas y monótonas de pizarras y grauvacas. Sobre éste, al conjunto superior lo denominó Alcudiense Superior y lo describió como alternancia de conglomerados, pizarras bandeadas y paquetes carbonatados.

BOUYX en el anticlinal del río Esteras y CRESPO y REY en el Valle de Alcudia, identifican una discordancia entre el Alcudiense Inferior y el Superior.

En la segunda etapa MORENO, F. (1974, 1975 y 1977), SAN JOSÉ (1974), CAPOTE *et al.* (1977), establecieron las primeras subdivisiones, cambios de facies, etc., en las series de tránsito o Alcudiense Superior en el anticlinal de Valdelacasa y sectores próximos.

MORENO, F. (1975) estableció dos isocronas correspondientes a tramos de megaturbiditas u olistostromas, de espesor y composición litológica diversa pero con una continuidad a escala regional.

De estas isocronas, a la inferior la describió como el «Nivel de Fuentes» y estableció su equivalencia con el «Olistostroma del Membrillar» de composición esencialmente carbonatada.

Este mismo autor, restó importancia a la discordancia descrita por BOUYX en el río Esteras, si bien la correlacionó con el «Nivel de Fuentes», en cuya localidad la discordancia cartográfica existente entre las series aflorantes por debajo y por encima de la mencionada isocrona, la interpretó como una discordancia intraformacional, propia de series depositadas en taludes ligados a escarpes de falla activos.

En una tercera y última etapa, diversos equipos de investigación de la Universidad Complutense de Madrid, de la Universidad de Salamanca, así como los equipos que realizaron la cartografía de las Hojas MAGNA o proyectos como la «Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del CEG», han aportado numerosos datos en los trabajos presentados en el II Congreso Geológico de España (1988).

Entre estos trabajos cabe mencionar, las publicaciones de SAN JOSÉ (1980, 1983 y 1984), ROIZ y VEGAS (1980), MONTEREÍN y NOZAL (1982 y 1983), ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986), ORTEGA *et al.* (1988), PARDO y ROBLES (1988), NOZAL *et al.* (1988), ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), PIEREN y HERRÁN ARAÚJO (1988), SAN JOSÉ *et al.* (1990), PARDO ALONSO y SANTAMARÍA (1992), DÍEZ BALDA (1980 y 1982), RODRÍGUEZ ALONSO (1982), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988) y NOZAL y ROBLES CASAS (1988).

A través de estos estudios llegan a definirse tres series o conjuntos principales con distintas denominaciones según los distintos autores (Tablas I y II), así como intentos de correlación entre diversos sectores de la Zona Centro Ibérica. ÁLVAREZ NAVA *et al.* 1988, (Tabla I).

La reciente definición de tres series o grupos separados entre sí por discordancias (Tablas I y II), SAN JOSÉ (1983), ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), NOZAL *et al.* (1988), introdujo una nueva problemática, ya que dicha división no ha sido aceptada por otros autores. DÍEZ BALDA y VEGAS (1992), ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1983) y LORENZO ÁLVAREZ y SOLÉ (1988) sólo describen una discordancia en el anticlinorio de Abenojar, si bien en estudios posteriores de síntesis, ORTEGA *et al.* (1988) contemplan la existencia de los tres grupos mencionados.

Por último, GARCÍA-HIDALGO (1995), describe dos «Series» en los materiales del Proterozoico del Anticlinal de Ibor, pero no observa discordancia entre ellas.

El área de investigación del proyecto, situada en su práctica totalidad dentro del Domo Extremeño, es el Grupo Domo Extremeño o Serie I el que ocupa la mayor parte de los afloramientos de los materiales proterozoicos.

Se caracteriza por su aparente monotonía y uniformidad litológica. En general son series siliciclásticas con alternancias de pizarras y areniscas, que intercalan paquetes, capas o lentejones de conglomerados.

**Tabla I. Unidades litoestratigráficas y su distribución por estructuras**

Unidades litoestratigráficas		Anticlinal de Valdelacasa	Anticlinal de Ibor	Anticlinal de Villarta-Navalpio
Grupo Valdelacasa	Fm. Calizas de los Navalucillos	Calizas de los Navalucillos		Ar. del Azorejo
	Fm. Areniscas del Azorejo	Areniscas del Azorejo		
	Fm. Limolitas del Pusa	Limolitas del Pusa		Limolitas del Pusa
	Nivel de Fuentes	N. de Fuentes		Brecha de Navalpio
Grupo Ibor	Fm. Detrítico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Peralada	U. Detrítico-carbonatada de Valdecañas	Calizas de Villarta
	Fm. Limolitas de Castañar		Unidad de Surco	
Grupo Domo Extremeño	Fm. Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Limolitas del Cubilar	Areniscas del San Marcos
	Fm. Pizarras y Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza	Ar. del Estomiza

Domo de las Hurdes	Área de Salamanca-Tamames	Domo Extremeño, La Serena, V. de Alcuía	Anticlinal de Abenojar-Tirteafuera
	Calizas de Tamames		
	Ar. de Tamames		
Serie Superior	Fm. Aldeatejada-Monterrubio		Serie Pelítica Superior
Serie Intermedia			Grupo de Ibor
Serie Inferior		Grupo Domo Extremeño	Grupo Domo Extremeño



**Tabla II.**

<b>Lotze (1956)</b>	<b>Bouyx (1970)</b>	<b>Tamain (1970) Crespo y Tamain (1971)</b>	<b>San José et al. (1974) Moreno (1974-77) Capote et al. (1977)</b>	<b>San José (1983)</b>	<b>Álvarez Nava et al. (1988) Nozal et al. (1988)</b>	<b>Ortega y González Lodeiro (1983)</b>
Calizas del Cámbrico Inferior	Calizas de Hinojosas	Calizas de Cabezarrubia	Calizas de Navalucillos Areniscas del Azorejo			
Pizarras silíceas	Serie conglomerática sup	Alcudiense superior	Pizarras del Pusa	Grupo Superior	Grupo Valdelacasa	Serie superior
Series de transición	Discordancia Anticlinorio Esteras		Isocrona 1 (nivel de Fuentes, Membrillar, Calizas de Ibor y Valdelacasa)	Discordancia Cadomiense Grupo intermedio Discordancia Oretánica	Discordancia Grupo Ibor Discordancia	Discordancia
Capas de Valdelacasa	Capas facies Alcudia	Alcudiense Inferior	Capas de Valdelacasa	Grupo inferior	Grupo Domo Extremeño	Serie inferior
Montes de Toledo	Alcudia-Abenojar	Alcudia-Abenojar	Montes de Toledo Occidentales	Montes de Toledo Extremadura	Extremadura-Montes de Toledo	Abenojar-Tierteafuera

Con una extensión de afloramiento mucho más reducida, se describen series adscritas al Grupo Ibor o Serie II, constituidas por conglomerados, areniscas, pelitas y paquetes, capas o lentes de carbonatos.

No se ha constatado en el área de investigación la presencia de sedimentos pertenecientes al Grupo Valdelacasa o Serie III, lo cual parece confirmar en principio lo expuesto por diversos autores en las Tablas I y II.

### **2.1.2. Grupo Domo-Extremeño. Serie I**

En el área de investigación (Hojas n.ºs 731, 732, 754, 755, 780, 806 y 807), han podido diferenciarse cartográficamente tres conjuntos litológicos con rango de formación.

La serie tipo aflora en el sector SE de esta Hoja y la colindante de Navalvillar de Pela (n.º 755).

Aunque en la bibliografía al uso sólo existen descripciones aproximativas y en las cartografías de las Hojas MAGNA colindantes, separación de tramos, miembros o conjuntos litológicos similares a los que se describirán, es en este proyecto donde se propondrá una serie tipo del GDE en el Domo del mismo nombre y la cartografía de las Formaciones que se describirán.

Dado que las características litológicas de las unidades diferenciadas no coinciden en muchos casos con las Formaciones definidas y aceptadas en la mayor parte de los afloramientos de este Grupo en la ZCI, se intentará respetar la denominación de «Pizarras y Areniscas de Estomiza» para las Formaciones inferiores, pero como se verá es inviable la acepción de «Limolitas del Cubilar» para las series superiores de este Grupo en el Domo Extremeño, al menos con carácter general.

#### *2.1.2.1. Formación areniscas de estomiza (2). (Rifeense superior-Véndico inferior)*

Se conserva esta denominación ya que la descripción formal de esta unidad litoestratigráfica coincide a grandes rasgos con las series aflorantes en el Domo Extremeño.

En aparente concordancia y tránsito gradual con los sedimentos anteriormente descritos como base del registro sedimentario en esta Hoja, se tiene un conjunto constituido esencialmente por areniscas (grauvacas) y lutitas que intercalan capas, tramos o miembros de conglomerados.

Las facies y asociaciones de facies más representativas, son las siguientes:

#### *Facies conglomeráticas (cgv)*

La característica esencial de las facies conglomeráticas de esta formación es que su espectro litológico tiene una constitución casi exclusiva de cantos intracuenca. Son las denominadas «facies desorganizadas» en la bibliografía del GDE o conglomerados intraformacionales de otras áreas.

Pueden distinguirse varios tipos dentro de estos depósitos conglomeráticos.

Textualmente los más frecuentes son conglomerados matriz soportados con relación matriz-cantos variable. La matriz es pelítica o pelítico arenosa de color gris a verdosa. Los cantos son de subredondeados a subangulosos y con heterometría muy marcada.

Menos frecuentes son las capas de conglomerados grano soportados. Se trata de capas de espesores decimétricos sin estructura o con grosera ordenación positiva y más raramente negativa. En esta facies, se observa un porcentaje mínimo en su espectro litológico de cantos de cuarzo y lidita.

La relación de ambas facies suele ser directa. Normalmente se encuentran asociadas encontrándose en el orden descrito de muro a techo.

Las variaciones texturales y de espesor de estas facies, tanto lateral como verticalmente, son muy fuertes. Aunque es reseñable que, localmente, tramos que por su espesor podrían adquirir categoría de miembros, mantienen continuidad kilométrica.

Otra facies incluíble dentro de las conglomeráticas, son los tramos con espesores y continuidad lateral de centenares de metros constituidos por bloques y cantos, en una matriz arenoso-pelítica.

Los bloques varían desde tamaño de  $m^3$  a dimensiones de  $Hm^3$ , y son fragmentos del registro sedimentario infrayacente. Estas facies conglomeráticas son asimilables las dos primeras a la A (subfacies  $A_2$  y  $A_1$ ), y esta última a la F. de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

Esta facies conglomerática, aunque con presencia repetitiva en la serie de esta formación, en ningún caso constituyen horizontes cartografiables dado su rápido acuñamiento lateral incluso en las facies F de mayor espesor. Los mejores ejemplos se observan en el sector sureste en las orillas del Embalse de Orellana.

### *Facies arenosas*

Son las más ampliamente representadas y características de esta formación. Se presentan de múltiples formas, desde bancos masivos y de espesor métrico, hasta capas milimétricas compuestas por alternancia de areniscas y lutitas.

El tamaño de grano varía igualmente desde grano grueso-muy grueso con granos de tamaño grava dispersos a muy fino en tránsito a limo y fango. El predominio general es el tamaño de grano medio a fino.

Petrográficamente muestran una cierta uniformidad composicional de forma similar a lo que ocurre con el espectro de las facies conglomeráticas.

En general se trata de litarenitas de grano medio, redondeamiento moderado, matriz caolinítica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La fracción lítica muestra un porcentaje,

normalmente mayoritario, de fragmentos de roca de procedencia volcánica (vidrio en diverso estado de recristalización y composición variable), por lo que se trataría en general de volcanoarenitas, bien es cierto que en el diagrama de SELLEY (1977) se encuadrarían en el límite con las subarcosas.

Atendiendo a las características geométricas y estructuración interna, pueden distinguirse una serie de facies y asociaciones de las cuales las más representativas se muestran en la Figura 2.1.

#### *Facies de areniscas masivas (sv)*

Son bancos con geometría tabular, base plana a ligeramente erosiva, tamaño de grano medio a grueso y clastos dispersos de tamaño grava (cantos blandos aplastados, «mud chip» y de cuarzo o feldespato). Son frecuentes las láminas discontinuas de pelitas, ligadas a cicatrices de amalgamación en estratos mayores. En algún caso se observa que estos cuerpos masivos son el relleno de canales de fondo casi plano.

En esta Hoja, sobre todo en los sectores septentrionales, estas facies tienen un gran desarrollo, constituyendo cuerpos de espesor plurimétrico y extensión kilométrica, por lo que han sido cartografiados dado su interés para la interpretación de la estructura.

#### *Facies de areniscas con estructuración interna*

En este grupo de facies se incluyen los bancos de litarenitas con geometría tabular, contactos plano paralelos netos a techo y muro y gradación positiva, por lo general, aunque en algún caso es negativa o con el tamaño de grano mayor en el centro del banco. El tamaño de grano es medio a fino o grueso a medio, muestran laminación paralela u oblicua de muy bajo ángulo, en todo o parte del estrato. Las láminas de pelitas entre bancos son bastante continuas y es frecuente observar en las capas estructuradas eslump e intraclastos eslumpizados.

Una facies mucho menos frecuente dentro de este grupo son los bancos o capas de areniscas, con base plana, techos ondulados y estratificación cruzada en surco de media a gran escala.

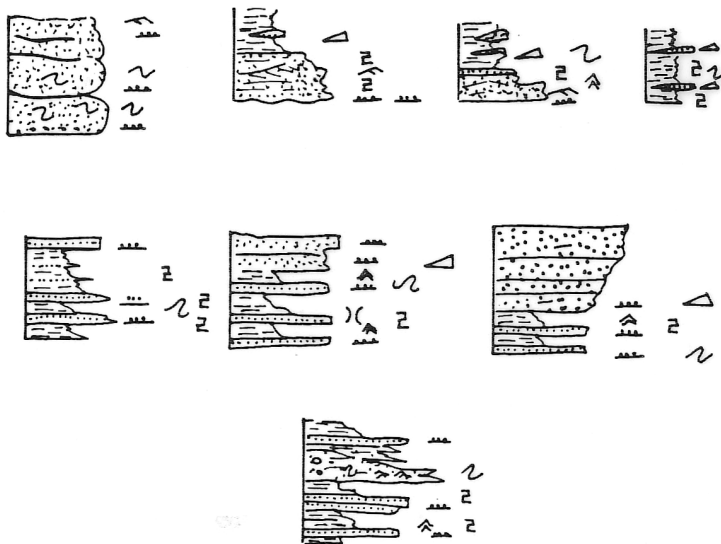
Las facies descritas son asimilables a las facies B de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), subfacies B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>.

#### *Facies heterolíticas (arenoso-lutíticas)*

Son las facies más comunes, por su abundancia, en el contexto de esta formación y de alguna forma las que caracterizan su expresión litológica generalizada.

Su característica común, aparte de la composicional ya descrita (fracción arena-limo de tipo volcanoarenita en tránsito a subarcosas), es la existencia de una gradación visible desde tamaño arena media-gruesa, a veces con grava fina dispersa, hasta términos de pelitas o ampelitas, acompañado de una secuencia de estructuras sedimentarias en el interior del estrato. En

FORMACION : ARENISCAS DE ESTOMIZA



FORMACION : ORELLANA

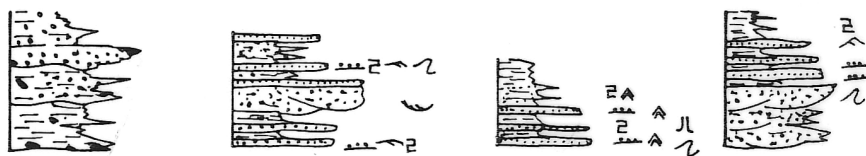


Figura 2.1. Facies y asociaciones de facies en las Formaciones del Precámbrico.

este tipo de facies, la relación arena/lutita es variable con relaciones extremas medidas de tipo 50/1 a 1/50, siendo las más frecuentes las comprendidas en el intervalo 3/1 a 1/5. En general, el color de estas facies es gris, a veces oscuro, aunque tramos con proporción elevada de siliclásticos muy finos suelen tener color verdoso.

Dentro de las facies con relación arena/lutita  $>1$  se han observado capas de espesor variable (15 a 50 cm) y más raramente bancos, con base plana a débilmente erosiva, constituidos en su mayor parte por arena de grano medio a fino, gradada, con cantos blandos dispersos a veces aplastados de tipo lentilla (mud chips) en la base y en tránsito gradual un intervalo pelítico arenoso con laminación paralela y de ripples que finaliza con una lámina de ampelitas gris oscuras.

Otra variante en este tipo de facies se observa cuando, en capas o bancos de estas características, el término de arenas gradadas tiene laminación paralela seguida de laminación cruzada de ripples de corriente en su parte superior, y sobre él un intervalo arenoso-pelítico como el descrito pero con un mayor espesor relativo.

Las facies con relación arena/pelita  $\geq 1$  son porcentualmente las más frecuentes en el contexto general de las series realizadas en el área de investigación.

En general, se trata de secuencias decimétricas de tipo  $T_2$  ( $T_{b-e}$ ) y  $T_3$  ( $T_{c-e}$ ) de BOUMA (1962).

Por último, en este grupo de facies, se tienen aquellas con relación arena/lutita  $<1$ . Se trata en general de alternancias centimétricas a milimétricas de areniscas de grano fino a muy fino de color claro y lutitas de colores grises y verdes. En estas facies se han observado secuencias de tipo  $T_3$  ( $T_{c-e}$ ) y  $T_4$  ( $T_{d-e}$ ) de BOUMA. Las características más visibles de estas facies son la laminación paralela con colores alternantes que le confiere un aspecto listado, el microeslumpamiento muy visible en las secuencias  $T_3$  y la presencia de abundantes sulfuros en los términos pelíticos.

Las facies arenoso-lutíticas con relación arena/lutita  $>1$  en general son asimilables a las facies C (subfacies  $C_1$  y  $C_2$ ) las de relación  $\geq 1$  a las  $C_1$  y  $D_2$  y las de relación  $<1$  a las  $D_2$  y  $D_3$  de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975).

En la Figura 2.1. se sintetizan las principales facies y, asociaciones de facies más frecuentes en esta formación, con carácter general para todo el ámbito de la investigación.

Los ciclos «thinning-finining upward», menos abundantes, se localizan en los tramos de techo de la Formación Estomiza. La mayoría de los conglomerados descritos se asocian a estos ciclos de facies.

Los ciclos «thickening-coarsening upward» son los más frecuentes, existiendo series donde se repiten durante cientos de metros. Se trataría de los ciclos compensación de MUTTI y SONNINO (1981).

Las direcciones de corriente medidas dan valores prioritarios E-O a NE-SO.

En resumen las facies, asociaciones y ciclos de facies descritos para el registro sedimentario de la Formación Estomiza, permiten proponer un modelo deposicional de abanico submarino de

alta eficacia de transporte y una evolución desde zonas de llanura submarina e interlóbulo o franja de lóbulo a lóbulos deposicionales (ciclos de compensación) y tránsito a abanico canalizado o interno a techo de la Formación Estomiza.

La complejidad tectónica dificulta el poder establecer una potencia estimada fiable, aunque como mínimo se han medido sucesiones continuas de más de 1.200 m en el SE de esta Hoja.

La cronología de la Formación Estomiza se establece por criterios regionales como Rifeense Superior-Véndico Inferior.

Dentro del área de investigación, las series donde se observan los mejores ejemplos de esta formación son los taludes del Canal de Orellana y diversos afloramientos de gran calidad en ambas márgenes del Embalse de Orellana.

En la vertiente meridional de la Sierra del Aceuchal, al SO de Madrigalejo, bajo la discordancia que separa los Grupos Domo Extremeño e Ibor, aflora una serie con escasos metros visibles, constituida por cuarcitas de grano fino negras y cuarcitas de grano medio gradadas con grava fina de cuarzo en la base de algunas capas que se alternan con lutitas gris oscuras a negras, con sulfuros dispersos.

Esta litofacies que se circunscribe a un afloramiento de reducidas dimensiones, no es correlacionable con ninguna de las descritas. Su carácter turbidítico y el color negro de la alternancia de ortocuarzitas y pizarras, recuerda características propias de la descripción de la «Serie Negra» en el registro sedimentario de zonas situadas al Sur (Ossa Morena).

#### 2.1.2.2. *Formación Orellana (3). (Rifeense superior-Véndico inferior)*

En aparente conformidad con los sedimentos anteriormente descritos, en el área de investigación, aflora una serie cuyas características litológicas no concuerdan con las regionalmente establecidas en la ZCI para la Formación Limolitas del Cubilar, por lo que se opta por definir la Formación Orellana como litotipo propio del Domo Extremeño, posiblemente sincrónica con las «Limolitas del Cubilar» aflorantes en áreas más septentrionales y orientales como techo del Grupo Domo Extremeño.

La característica distintiva de estos materiales es la presencia sistemática de conglomerados matriz soportados, cuyos cantos tienen fuerte heterometría, buen redondeamiento y un espectro composicional sumamente variado, aunque en ningún caso dominado por los clastos intracuenca como ocurría en los de la «Formación Estomiza».

Por tanto, en el área de investigación, los depósitos estratigráficamente más altos del GDE muestran un litotipo específico que se describe a continuación.

Los afloramientos más extensos continuos y de mayor calidad de esta formación se tienen en los alrededores del Embalse de Orellana, especialmente en los límites meridionales de esta Hoja, extendiéndose su afloramiento de forma muy amplia por las contiguas n.<sup>os</sup> 755, 779 y 780.

En las series realizadas, pueden distinguirse una serie de facies de las cuales muchas de ellas ya han sido descritas en la Formación Estomiza, por lo que no se repetirá su descripción por menorizada, si bien se hará referencia a su mayor o menor presencia relativa.

### *Facies de conglomerados (Pm)*

Como se reseñaba anteriormente, los conglomerados matriz soportados (Pebbly mudstone) son la facies más característica de esta Formación.

Se presentan como cuerpos de espesores métricos a decamétricos con una matriz lutítico-arenosa, normalmente fangolitas de color gris oscuro a verde, en la que se observan una cantidad variable de cantos, con marcada heterometría en el conjunto de los cuerpos de mayor espesor y bastante homométrica en los cuerpos menores. El redondeamiento es bueno a muy bueno y el espectro litológico muy variado. Su composición está dominada por los cantos de cuarzo, pero de igual forma son abundantes las fracciones de cantos de lilitas y rocas ígneas (ácidas y básicas). En menor proporción se encuentran los clastos de arenisca (intraclastos) y cantos blandos.

Los cuerpos de esta facies con espesores decamétricos, alcanzan extensiones laterales de orden kilométrico.

En menor proporción y normalmente asociados a la facies anterior, se observan conglomerados granosportados de espesor métrico y geometría lenticular con desarrollo lateral decamétrico. Su base es erosiva y presentan gradaciones positivas, negativas o con los cantos de mayor tamaño en el centro de la capa. A veces se amalgaman en cuerpos mayores con láminas discontinuas de lutita en las cicatrices erosivas. El espectro litológico de estos conglomerados es similar al de los «pebbly mudstone», aunque parecen tener una fracción cuantitativamente mayor de cuarzo-cuarcita.

Otra facies de conglomerados, muy característica de esta formación, es la constituida por un «pebbly mudstone» cuyos cantos son fragmentos de capas eslumpadas de la serie, mezclados, en proporción variable, con cantos de composición similar a los descritos en las facies precedentes. En algún caso son exclusivamente «pebbly mudstone» intraformacionales.

Finalmente, en los sectores próximos a Orellana la Vieja, SE de la Hoja, se observan cuerpos constituidos por bloques de distinta litología y tamaño. Se trataría de una facies similar a la facies caótica o desorganizada descrita en la Formación Estomiza.

Las facies de pebbly mudstone (A<sub>2</sub> M&R, 1975) son depósitos de debris flows, en general muy ricos en pelita y los clastos soportados de formas lenticulares con los cantos a menudo imbricados, muestran evidencias de ser depósitos residuales de by-passing de corrientes. Los cuerpos mayores, con capas amalgamadas y un alto porcentaje de arena, con coarse-tail grading y desarrollo de intervalos con carpet-tracción en granulometrías variables, son depósitos de corrientes de alta densidad (A<sub>1</sub> M&R, 1975).



### *Facies arenosas y arenoso lutíticas*

De manera general, dentro de la Formación Orellana, puede estimarse que las facies arenosas dominantes son las B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, C<sub>1</sub> y D<sub>1</sub> de la Figura 2.1. descrita con anterioridad, en paso lateral o englobadas en A<sub>2</sub> y A<sub>1</sub> mayoritarias en los tramos inferiores de la formación, en tanto que hacia techo las facies B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> y C<sub>1</sub> son sustituidas paulatinamente por facies D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub>, igualmente englobadas en las A<sub>2</sub>.

La alternancia de cuerpos de «pebbly mudstone» de espesor decamétrico y facies con espesores superiores a 15 m en facies D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub> microbandedas, es típica de los tramos medios y superiores de esta formación.

El espesor mínimo medido es superior a los 800 m. La estructuración de la zona hace difícil precisar, de una parte, las relaciones geométricas intraformacionales de los grandes cuerpos de facies y de otra, la relación sedimentaria y cronológica de esta formación con la infrayacente.

El conjunto de facies de esta formación puede interpretarse como depósitos de un sistema de canal o canales situados en sectores apicales de un aparato turbidítico. No se conoce la anchura de este channel-levee, por los condicionantes estructurales anteriormente expuestos. Su anchura máxima se encontraría en una posición perpendicular a las direcciones de corriente prioritarias establecidas como NNE-SSO y su relleno se efectúa por los cuerpos menores canalizados, a veces con criterios de by-passing (facies A<sub>2</sub>). Estos canales se asocian con los debris flows (pebbly mudstone, facies caóticas, etc.).

El canal o canales principales construye sus levees por desbordamiento de las partes más diluidas de las corrientes (overbank), dando las facies D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub>. Posteriormente los depósitos de channel-levee se han observado como pasan a facies tabulares de abanico medio (facies B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> y C<sub>1</sub>).

El análisis de la distribución y frecuencia de las facies descritas en la Formación Orellana, con un predominio de las «pebbly mudstone», sobre el resto de las facies consideradas como específicas del sistema de «cañon submarino», depósitos canalizados, cuerpos de conglomerados, clasto soportados con criterios de by-passing, cuerpos arenosos con morfología dunar, etc., todo ello en un entorno tectosedimentario, donde ya en los tramos superiores de la Formación Estomiza se originan cuerpos de tipo olistostrómico a favor de fracturas con salida de material volcánico básico (posibles fallas listricas), podría inducir a explicar la Formación Orellana dada su extensión cartográfica y espesor, como el relleno de una depresión morfológica ocasionada en el borde de la plataforma por dicho sistema de fallas, cuya dirección podría ser NNO-SSE. A esta depresión llegarían de forma masiva las «pebbly mudstone», cuya procedencia tendría que establecerse en abanicos deltaicos, de procedencia Sur, cuya parte distal estaría representada por la Formación «Limolitas del Cubilar», junto a depósitos de canal y de corrientes diluidas (overbank) con dirección y sentido de aportes prioritarios NNE a NE.

Dado que por descripciones bibliográficas se sospecha que esta formación puede tener un ámbito cuencal, aunque con una posición muy determinada dentro del CEG, se considera que con los datos disponibles ambos modelos de depósito serían coherentes y la adopción de uno u otro modelo vendría dada por la cartografía y sedimentología de esta nueva formación en ámbitos más extensos que el investigado en este proyecto.

En su conjunto, se trataría de un registro sedimentario, encuadrado en una secuencia deposicional de Tipo I durante las fases de nivel del mar bajo, al que se le asigna una edad Rifeense Superior-Vendiense Inferior en el contexto cuencial.

### **2.1.3. Grupo Ibor. Serie II (Véndico)**

En discordancia con los sedimentos de Grupo Domo Extremeño, se tiene un conjunto de materiales a los que se encuadran dentro del Grupo Ibor o Serie II.

Los afloramientos atribuidos a este grupo se restringen a una serie de estructuras sinclinales localizadas en la franja meridional de esta Hoja.

PIREN *et al.* (1991) en su descripción de los afloramientos de este grupo, en la comarca de la «La Serena», muestra las rápidas variaciones litológicas existentes, aún en series próximas, y esboza un esquema paleogeográfico.

Los trabajos realizados en el área, permiten definir dos conjuntos sedimentarios que tendrían rango de formación, pero cuya representación a escala cuencial se escapa del ámbito de este estudio. Por tanto, se les denominará Unidad Inferior y Superior para su descripción estratigráfica.

Esta diferenciación se hace en base a niveles de carbonatos o depósitos mixtos carbonatado-terrágenos.

Los afloramientos más importantes de este grupo se localizan en el cuadrante SO en la Sierra del Aceuchal, Castillo de la Encomienda, Tamborrio y Barca.

#### *2.1.3.1. Unidad inferio (4). Véndico*

Esta unidad es la que constituye la mayoría de las series aflorantes y su litología, aunque variada y variable, consiste en alternancias de conglomerados, areniscas y lutitas que intercalan, en los tramos de techo, un nivel de espesor decimétrico a métrico discontinuo de carbonatos en paso lateral a fangolitas o lutitas carbonatadas.

Las facies y asociaciones de facies más representativas de esta Unidad son las siguientes (Figura 2.1).

#### *Facies de conglomerados (cgs)*

Dentro de estas facies el predominio casi absoluto corresponde a los conglomerados grano soportados, aunque existe algún ejemplo concreto de conglomerados que estarían en el límite textural con los matriz soportados.

Existe una relación evolutiva de estas facies con la de areniscas de grano grueso con grava o areniscas conglomeráticas («microconglomerados»), por lo que, en razón de su textura y composición equivalentes, se incluirán en este contexto.

Todas estas facies se observan juntas en forma de capas y bancos aislados o bien como tramos de espesores decamétricos intercalados en la serie, alternando con las areniscas y lutitas, especialmente en los tramos inferiores de esta Unidad.

Como se reseñaba, se trata de conglomerados grano soportados con escasa proporción de matriz arenoso-pelítica. En los paquetes de espesor decamétrico, su estructura interna se reduce a cicatrices erosivas y de amalgamación de cuerpos métricos, su base es neta y erosiva el techo plano y cartográficamente los cuerpos mayores muestran extensiones kilométricas con morfología de relleno de grandes canales o complejo de canales.

En los sectores occidentales, estas facies suelen tener una geometría lenticular observable en los afloramientos, base erosiva, estratificación cruzada en surco y granoclasificación grosera, normalmente positiva, con ejemplos mucho menos abundantes de negativa. En algún caso los cuerpos muestran base plana y techo ondulado (trenes de megarriple).

En todas las series realizadas, existe una facies de conglomerados, en capas decimétricas, con base plana o débilmente erosiva, estructurados en secuencias BPH y BPHX del grupo de facies HCS. WALKER *et al.* (1983).

Estas secuencias con estructuras hummocks y swales, se han observado, en algún caso, como paso lateral de cuerpos individualizados de espesor métrico con morfología de relleno de canal.

Los escasos ejemplos de facies conglomeráticas matriz soportadas, son facies en las que no se observa estructura y aparentemente tienen base y techo planos y netos (debris flows).

El redondeamiento es bueno a muy bueno y la heterometría de moderada a fuerte, según el tipo de las facies descritas, siendo la facies matriz soportada la de mayor índice de heterometría y centil medido (32 cm en «canto de cantos»).

El espectro composicional de estas facies, aún con pequeñas variaciones según una transversal Este-Oeste, es bastante uniforme. La fracción mayoritaria es de cantos de cuarzo, siguiendo en menor proporción las fracciones de areniscas (litarenitas y volcanoarenitas del GDE), lidita, rocas ígneas y cantos blandos.

Un hecho característico y diferencial de estas facies con las similares del GDE aparte de su menor estructuración tectónica, es la presencia de «cantos de cantos» en las facies conglomeráticas del Grupo Ibor, en porcentaje a veces apreciable, así como la de cantos de colofana muy escasos. La matriz, por lo general escasa, tiene composición de sublitarenítica a subarcosa, y la arcilla es caolinítico-sericítica. El cemento es mixto con predominio del silíceo, seguido del ferruginoso y muy escaso y localizado el de apatito-colofana.

### *Facies arenosas y arenoso lutíticas*

Son variadas las facies arenosas que se encuentran en esta Unidad. En síntesis, pueden distinguirse tres subfacies.

- a) Capas de arenisca del grupo de facies HCS, WALKER *et al.* (1983), del tipo PHX y PHXM. Son el paso lateral de la misma facies descrita en conglomerados. Petrográficamente se trata de subarcosas y sublitanitas de grano medio con escasos cantos de grava muy fina de cuarzo. El intervalo pelítico (M) tiene espesores milimétricos a láminas discontinuas.
- b) Otra facies, localmente importante, son las areniscas de grano medio-grueso y medio a fino en bancos métricos, con base erosiva, estratificación cruzada en surco, herringbone y superficies de acreción formando cuerpos con desa-rrollo lateral hectométrico. Composicionalmente son litarenitas con cantos blandos tamaño grava fina («mud-chips») y a veces subarcosas, con granos de cuarzo dispersos. Se observan como paso lateral, pro parte, de los complejos de relleno de canal descritos en las facies conglomeráticas.
- c) Por último, la facies posiblemente más representativa de esta unidad, consiste en una alternancia centimétrica de areniscas de grano medio fino y lutitas verdes a gris oscuro. Las areniscas con base plana y techo ondulado tienen laminación paralela, de ripples y caras de avalancha con láminas de pelita.

En alternancias donde la relación arena/pelita es  $\leq 1$ , se da con frecuencia el fenómeno sindiagenético de la inmersión de ripples (linsen). El resultado son capas centimétricas cuyo muro muestra estructuras similares a las bioturbadas. En este caso, la cuestión es importante porque, en esta facies, es donde se da la presencia de abundantes pistas y otros restos orgánicos ciertos. Petrográficamente las areniscas son subarcosas y sublitanitas, y las lutitas son de composición caolinítico-clorítica.

#### *Facies lutíticas y mixtas lutítico-carbonatadas*

Además de las ya descritas con anterioridad, existen en esta unidad tres facies lutíticas bien diferenciadas.

- Hay una facies constituida por lutitas masivas o con laminación paralela difusa en tramos de espesor métrico o decamétrico, su color es variable pero con el verde oscuro como básico en fresco a rojo violáceo por alteración y cuyo contenido en sulfuros (pirita euهدرال) es muy alto. En el área SO de esta Hoja, se han observado cubos de pirita con aristas de 4 a 5 cm. Su composición es clorítico-sericítica.
- Otra facies, característica de esta unidad, son las «pelitas microbandeadas». Se trata de una alternancia milimétrica de lutitas gris oscuras y fangolitas o limolitas gris claro. Al microscopio se observan como alternancias de siliciclásticos de grano muy fino con laminación paralela o de micro ripples (linsen), con lutitas ricas en materia orgánica, y núcleos euهدrales de pirita. En las series realizadas, esta facies y la anterior se encuentran relacionadas lateral y verticalmente.
- Por último, las pelitas negras carbonatadas, con algún nódulo de chert, materia orgánica abundante y escasa pirita, alternando con láminas carbonatadas (laminación criptagal) o con estromatolitos centimétricos aislados, son las facies más comunes que se observan como paso lateral de la facies carbonatada.

### *Facies carbonatadas (c)*

El desarrollo de estas facies en el área del proyecto es bastante escaso. Su importancia como horizonte estratigráfico y cronológico ha sido el motivo de su representación cartográfica sistemática exagerando su expresión real en algunas ocasiones.

En el contexto de los afloramientos reseñados se han observado tres facies carbonatadas.

- Calizas, calizas dolomitizadas y dolomías, en capas centi a decimétricas de color marrón a grisáceo. Son wackstone a packstone de grano medio grueso, cemento esparítico y dolomitización en porcentaje variable. Los aloquímicos son bioclastos de procedencia algal y ooformas. Normalmente tienen una fracción terrígena de tamaño arena a limo y composición subarcósica. Es normal que algunos granos de aloquímicos estén sustituidos por colofana. En el cemento se observan granos de apatito disperso.
- Mudstone y wackstone de color gris oscuro a rojizo en capas decimétricas con base plana y techo ondulado. Son sedimentos con granoclasificación positiva y estructuras hummocks y swales. Serían asimilables a secuencias PHXM y HXM de WALKER *et al.* (1983).

Hay capas donde se observa un «lag» residual constituido por aloquímicos, siliciclásticos y cantos blandos de tamaño arena gruesa o grava fina. Son poco frecuentes las capas amalgamadas. Se trataría por tanto de sedimentos originados por tormentas que, dadas las características descritas, podrían encuadrarse en el grupo de facies HCS de grano fino a muy fino GABALDÓN (1990).

Los procesos diagenéticos (dolomitización, silicificación, dedolomitización, etc.) afectan de forma variable a cada capa, dependiendo en gran medida del tamaño de grano y composición genética. En general estas facies están menos afectadas que las precedentes.

- Calizas bioconstruidas. Además de las facies descritas como alternancias milimétricas de carbonatos y lutitas negras ricas en materia orgánica, a las que se atribuían un origen algal (algal mats), a veces, en el tramo de pelitas carbonatadas o en las microalternancias, tanto de forma aislada como formando cuerpos de extensión lateral métrica, se han observado bioconstrucciones de estromatolitos columnares esencialmente del tipo SH, LOGAN (1964). En ningún caso sobrepasan alturas de 12-15 cm.
- Sistema deposicional de la Unidad Inferior.

En el área de investigación, el registro sedimentario atribuido a la Unidad Inferior del Grupo Ibor, comienza normalmente con facies heterolíticas que rellenan una superficie morfológica, y por tanto, con fuertes cambios de espesor y granulometría. Sin embargo, son escasos los ejemplos en los que la base de esta unidad está constituida por conglomerados (Tamborrio). Sobre estas facies heterolíticas que alcanzan espesores variables (2 a 30 m), se establece un tramo con predominio de conglomerados grano soportados con las características litológicas y evolutivas descritas. Se han encontrado sistemáticamente dos eventos sedimentarios sobre estos conglomerados. En primer lugar, el techo del tramo con facies conglomeráticas está definido por un banco (1 a 1,5 m) del grupo de facies HCS en gravas y arenas gruesas con grava.

Sobre estos sedimentos se encuentran siempre la facies de lutitas masivas, con abundante pirita y pelitas microbandeadas con pirita dispersa en el orden descrito.

En la evolución vertical, sobre las facies anteriores, se encuentran las facies arenosas y arenoso lutíticas descritas, con una distribución areal definida. En el sector SO de la Hoja, el predominio claro es para el grupo de facies arenosas de grano grueso y estratificación cruzada, seguido de las facies con alternancia centimétrica.

Sobre este grupo de facies se tienen las facies carbonatadas y mixtas, con presencia extensiva en todo el ámbito del estudio, bien es cierto que con espesor muy reducido. El predominio es para capas wackstone-packstone con fuerte contenido en siliciclásticos y las facies de pelitas carbonatadas con estromatolitos aislados centimétricos.

El contexto general de facies, su distribución areal y su evolución, permiten proponer un sistema de depósito (de ámbito local), en el que estos materiales serían atribuibles al cinturón de facies costeras de un fan-delta (canales, lóbulos activos y lagunares), que en sentido O-E a SO-NE, evoluciona a depósitos de offshore en fan-deltas, llanura mareal mixta y áreas de plataforma con dominio de tormentas. Así pues, una cuenca con profundidad creciente en sentido SO a NE, posiblemente estructurada en escalones, cuya morfología diferencial se establece en direcciones perpendiculares al sentido de aumento de la profundidad.

Por todo lo expuesto con anterioridad, el registro sedimentario de la Unidad Inferior del Grupo Ibor, se tratará de una secuencia deposicional de Tipo I, POSAMTIER y VAIL (1988).

Con respecto a la atribución cronoestratigráfica de los materiales del Alcudiense inferior, éstos fueron asignados durante muchos años al Rifeense s.l. merced al supuesto hallazgo de dos géneros de acritarcos MITROFANOV y TIMOFEEV (1977). Sin embargo, estos ejemplares han sido considerados recientemente como de origen inorgánico, con lo que perdieron su aplicación bioestratigráfica VIDAL *et al.* (1994a). Por el contrario, otros hallazgos de acritarcos (*Sphaerocongregus variabilis* MOORMAN = ex *Bavlinella faveolata* según PALACIOS) y de icnofósiles conocidos a partir del Véndico (por ejemplo, *Gordia marina* EMMONS), en afloramientos del Alcudiense inferior centroibérico (VIDAL *et al.* 1994a) permiten considerar estos materiales casi exclusivamente como Neoproterozoico (Véndico), no habiéndose probado todavía la existencia de depósitos fosilíferos más antiguos.

En el transcurso de las investigaciones cartográficas se ha descubierto un afloramiento con abundantísimos icnofósiles a orillas del embalse de Orellana, al S de Casas de Don Pedro (Hoja 755). Además de algunas formas indeterminables, se identifican *Palaeophycus* isp. y posibles *Phycodes?* isp., de grandes afinidades con otros registros similares del Véndico centroibérico, ver por ejemplo, GARCÍA-HIDALGO (1993a).

#### 2.1.3.2. Unidad superior (5). Véndico

En conformidad aparente con los sedimentos anteriormente descritos, se encuentra una sucesión de materiales cuyo afloramiento se restringe casi exclusivamente al Sinclinal del Aceuchal (SO de la Hoja).

En el Sinclinal del Aceuchal, sobre las facies carbonatadas y mixtas, se tiene un tramo con espesor máximo de 35 m constituido por facies del grupo de conglomerados grano soportados (cgs), especialmente las facies de areniscas de grano grueso con grava dispersa de cuarzo y lidita, con estratificación cruzada en surco y superficies de acreción, alternando con tramos constituidos por facies arenoso-lutíticas con relación arena/lutita  $\leq 1$  y laminación de ripples como estructura más frecuente. La petrografía de estos sedimentos es muy similar a la descrita para estas facies en la Unidad Inferior, apreciándose un aumento cuantitativo en las subarcosas sobre las sublitanitas, lo que puede interpretarse como una mayor madurez o un cambio composicional en la patria de estos sedimentos con respecto a los infrayacentes.

El sistema deposicional de esta unidad es similar al descrito para la Unidad Inferior, tanto por la distribución areal de facies como en el medio de depósito. Las diferencias serían de tipo cualitativo toda vez que las facies del sinclinal del Aceuchal muestran características de un cinturón de facies litoral (canales de llanura mareal). Por tanto, no se observan cuerpos atribuibles directamente a posibles fan-deltas, tal como ocurre en la Unidad Inferior para los sectores suroccidentales.

El contexto general de los sedimentos descritos en este sistema constituiría una secuencia deposicional MITCHUM (1977) de Tipo II, POSAMENTIER y VAIL (1988).

## 2.2. PALEOZOICO

### 2.2.1. Introducción

El área de estudio se encuentra ubicada en la franja meridional de la Zona Centro Ibérica. Los sedimentos de esta área atribuidos al Paleozoico, se encuadrarían en el Hiper ciclo Postcámbrico. SAN JOSÉ *et al.* (1990 y 1992) del cual, en el ámbito de las Hojas, sólo afloran las series del superciclo que abarca una cronología Ordovícico Inferior-Devónico Inferior.

No se conocen depósitos atribuidos al Grupo Valdelacasa (Véndico-Cámbrico Inferior) en la franja surcentroibérica. Ello puede ser atribuido a la erosión preordovícica o bien a que no se depositaron.

De esta forma, los sedimentos del Paleozoico Inferior postcámbrico se encuentran discordantes (Límite de Tipo I) sobre las series precámbricas descritas en el apartado anterior.

Las series paleozoicas postcámbricas afloran extensamente en la franja Centroibérica meridional formando estructuras sinclinales de gran continuidad lateral. En el ámbito de estudio, quedan restringidos a las estribaciones occidentales de la Sierra de Pela y la Sierra de Rena. Las series establecidas en estos relieves paleozoicos son muy similares, por lo que se describirán las unidades cartográficas o formaciones, de forma genérica, estableciendo las variaciones, si las hubiese, en las localidades citadas.

### 2.2.2. Tremadoc-Arenig (6)

La cartografía de esta formación da una idea exacta sobre la discontinuidad de los afloramientos, por lo que las series y observaciones realizadas sólo permiten mostrar datos parcia-

les y sectoriales. Aún así, parece evidente que en todos los relieves paleozoicos se encuentran series, con espesores y litologías variables, en discordancia sobre los materiales precámbricos y bajo los relieves de la Cuarcita Armoricana, a las que se les atribuye una edad Tremadoc-Arenig Inferior.

En el ámbito regional esta serie ha recibido distintas denominaciones: «Serie roja basal, Serie púrpura, Serie intermedia, Fm. Hito, Grupo O<sub>1</sub>, Capas de Carrascalejo, Serie Lié de Vin», etc. Los espesores descritos varían desde decenas de metros a 800 m.

En el área de estudio las condiciones de afloramiento no permiten precisar con exactitud los espesores de esta serie, pero de forma genérica puede estimarse que en la Sierra de Pela pueden alcanzar los 500 a 600 m y en el flanco meridional de la Sierra de Rena supera los 880 m.

Las facies y asociaciones de facies más frecuentes en esta zona, son (Figura 2.2):

### *Facies de conglomerados*

Esencialmente son conglomerados grano soportados en dos subfacies bien definidas:

- a) Conglomerados sin estructura interna y con matriz arenosa pelítica en porcentaje no superior al 10-15%. Normalmente constituyen la base de esta serie. Son cuerpos con geometría lenticular de color gris a rojizo, con cantos bien redondeados y heterometría moderada. La composición de estos cantos muestra un predominio de la fracción de cuarzo, seguido de areniscas, liditas, cantos blandos y escasos cantos de rocas ígneas. Su compactación es muy débil, por lo que la erosión impide, en la mayoría de los casos, su observación precisa.
- b) Son conglomerados grano soportados en capas o bancos con estratificación cruzada en surco y superficies de acreción lateral. La base es erosiva y el techo plano y neto. Estos cuerpos se intercalan entre lutitas gris oscuro subordinadas. La composición es similar a la de los anteriores con un predominio aún mayor de los cantos de cuarzo, la fracción arena gruesa es abundante (subarcósica) y el cemento es silíceo y ferruginoso.

### *Facies arenosas*

En este grupo de facies se han observado capas y bancos constituidos por arenisca de grano medio a grueso, a veces con grava dispersa, de color blanco a grisáceo intercaladas entre lutitas grises o rojo violáceas subordinadas. Las capas muestran base plana o levemente erosiva y techo ondulado (morfología lenticular). En algún caso se amalgaman dando barras de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica (Rena). Tienen estratificación cruzada tabular, retoque de ripples a techo y con frecuencia se observa la morfología de los megarripples y su cara de avalancha. En algún caso (Sierra de Pela), las lutitas subordinadas tienen un color verde brillante, contienen granos de tipo «mud-chips» y su aspecto, aunque muy alterado, recuerda a depósitos volcanosedimentarios.



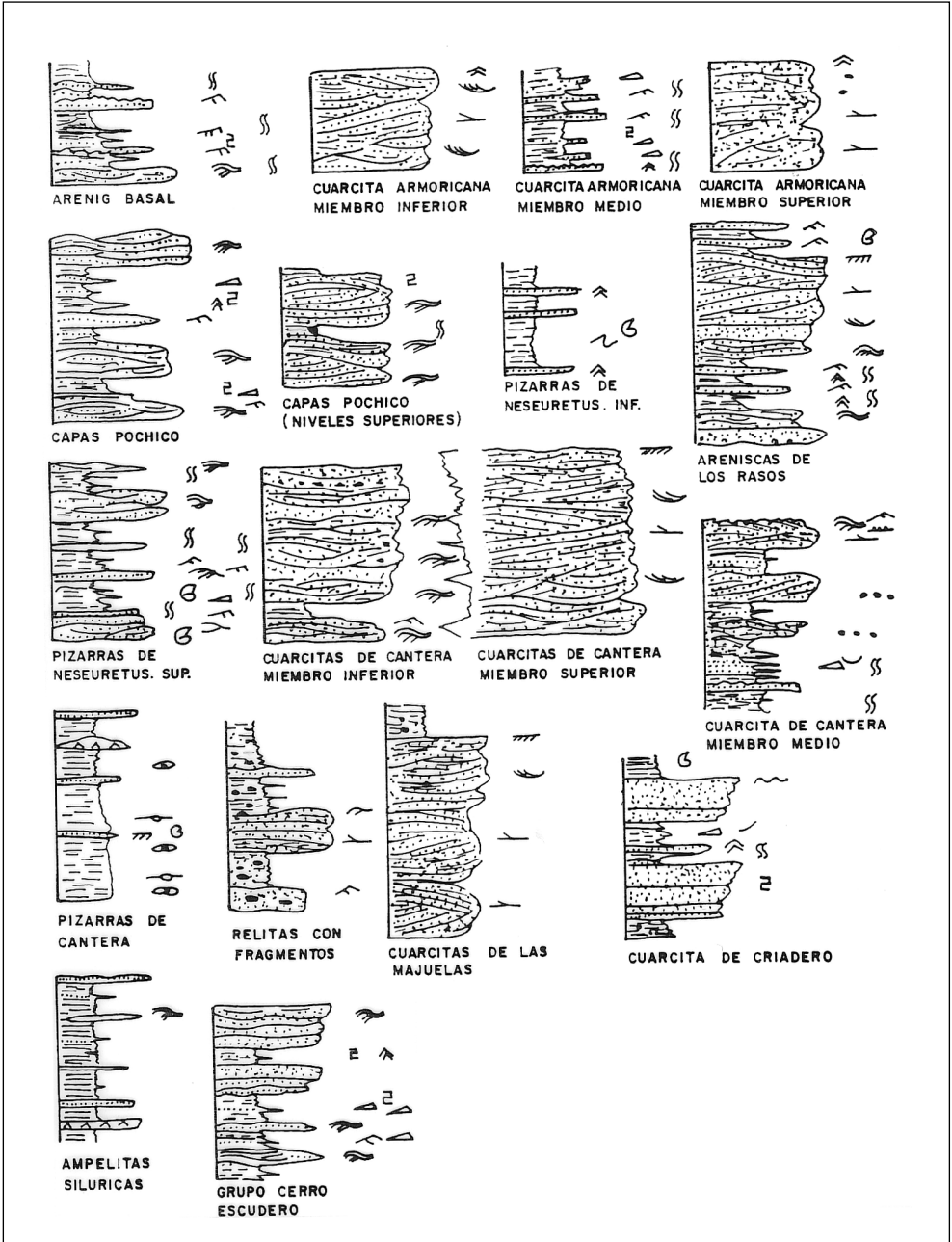


Figura 2.2. Facies y asociaciones de facies de las Formaciones del Paleozoico.

### *Facies arenoso-lutíticas*

Este grupo de facies heterolíticas tienen una gran variedad en el ámbito del proyecto. Desde alternancias arena-lutita, donde los siliciclásticos finos son minoritarios, hasta una relación  $\leq 1$  que es la más frecuente.

Se trata de secuencias elementales de orden decimétrico a centimétrico constituidas por areniscas de grano medio. Con ejemplos frecuentes de grano grueso e incluso grava fina de composición subarcósica y estructuras hummocks y swales.

En las series realizadas se observa que en la Sierra de Rena, el predominio corresponde a secuencias de tipo PHXM y HXM de WALKER *et al.* (1983) y por tanto, se encuadrarían en el grupo de facies HCS de grano medio de GABALDÓN (1990). En la Sierra de Pela el predominio es para las secuencias BHXM con un término B en grava fina a arena gruesa con grava, evolucionando hacia techo a secuencias HXM, por lo que se corresponderían con el grupo de facies HCS de grano medio-grueso con depósitos de lag residual. Las direcciones medidas en las marcas de corriente en estas facies son N-S a NNE-SSO.

En todas las series y observaciones puntuales realizadas, el grupo de facies HCS, en especial las de grano medio y fino, muestran una intensa bioturbación con abundantísima presencia de niveles de skolithos.

El registro sedimentario de esta serie se inicia: con una megasecuencia en la que sus tramos basales son el grupo de facies de los conglomerados, evolucionando en pasos laterales y verticales al grupo de facies de las areniscas, para finalizar en ciclos de facies HCS grano y estrato decrecientes. El conjunto parece configurar un sistema deposicional, que evoluciona desde fan deltas que rellenan los paleovalles del relieve precámbrico en paso a llanuras de marea y ambientes circunlitorales y finalizan en plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas en ámbitos desde el shoreface (Sierra de Pela) al offshore proximal (Sierra de Rena). En el cuadro general de eventos transgresivos y regresivos propuesto por FORTEY (1984) para el Ordovícico, el conjunto de esta serie podría iniciar su depósito en el Arenig Basal a comienzos de la transgresión generalizada que alcanza su máximo al final del Arenig Inferior PORTERO *et al.* (1988).

### **2.2.3. Cuarcita armoricana (7). (Arenig)**

La sedimentación del Ordovícico Inferior prosigue con los depósitos de la Cuarcita Armoricana en aparente conformidad con las series infrayacentes del Arenig basal. Estas facies ubicuas en toda la ZCI, son el principal elemento constructor de los relieves. En el ámbito de la Hoja, no se tiene la certeza de que se encuentren directamente en discordancia sobre los sedimentos precámbricos.

Las series realizadas y las observaciones locales permiten establecer que su espesor varía considerablemente desde 60 a 70 m al Oeste en la Sierra de Rena hasta 125 a 150 m medidos en la Sierra de Pela.

Sin embargo, en todos los afloramientos pueden distinguirse tres Miembros cuyos espesores estarán en relación proporcional directa con el de la Formación en cada localidad.

El Miembro inferior, está constituido esencialmente por facies arenosas en capas de centimétricas a bancos, con morfología de megadunas y retoque de ola. Su composición es esencialmente de cuarzoarenitas blancas de grano medio, cemento silíceo y muy escasa matriz sericitico-caolinítica en las capas basales. Hay abundantes minerales pesados (circón, rutilo, turmalina, sulfuros, apatito, etc.).

Se estructuran en secuencias granocrecientes (coarsening upward, CUS) y el contexto del miembro es un ciclo de facies, grano y estrato creciente (coarsening and thickening upwards).

El Miembro Intermedio está constituido por facies heterolíticas en las que se alternan capas centimétricas a milimétricas de areniscas blancas a grisáceas, y lutitas gris a negras. Las capas de arenisca muestran base plana y techo ondulado (lenticular), laminación de ripples, capas de avalancha con lámina de lutita, y bio-turbación intensa. Los tramos con microbandeado en láminas de arenisca blanca muy fina y lutitas negras, junto a lutitas o fangolitas negras con estratificación linsen y abundantes ripples sumergidos, constituyen el techo de este miembro.

El Miembro Superior está constituido como el Inferior, por facies arenosas. Esencialmente son capas de areniscas de espesor decimétrico, composición cuarzoarenítica, base plana y techo de ripples en los niveles inferiores a capas decimétricas o bancos con base plana a débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, amalgamaciones y retoque de ola en los niveles superiores. La composición es de subarcosas con porcentajes de feldespatos que en algún caso superan el 7%. Son muy abundantes los melanocratos. El cemento en general es silíceo, pero hacia techo aumenta la proporción de cemento ferruginoso (bancos de coloración rosada a rojiza) y la de apatito-colofana. Localmente, las capas de techo de este miembro, muestran una geometría en cuña con abundantes cantos blandos en su base, y techo intensamente bioturbado y ferruginizado.

A grandes rasgos, este miembro muestra una estructuración similar al inferior. Constituye un ciclo de facies grano y estrato creciente pero con secuencias fining upward intercaladas, sobre todo hacia techo, cosa que no ocurre en el Miembro Inferior.

El conjunto de facies y ciclos de facies descritos, configurarían un sistema de depósito en plataforma siliciclástica interna, con barras migrando y dando acumulaciones que en algún caso muestran caracteres de emersión (techo del Miembro Superior) y que podrían constituir un sistema de isla barrera.

El Miembro Intermedio representaría los depósitos de lagoon-llanura de marea asociados a dicha barrera arenosa.

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos), han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de

Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio PARIS *et al.* (1982); PARIS (1990).

En la Cuarcita Armoricana centroibérica se han identificado hasta ahora icnofósiles pertenecientes a 21 icnogéneros, estudiados modernamente por PICKERILL *et al.* (1984) y ROMANO (1991). Su mayor abundancia y diversidad corresponde a los tramos heterolíticos y especialmente a la mitad superior de la unidad, donde es frecuente la presencia de *Cruziana*, *Daedalus*, *Monocraterion*, *Monomorphichnus*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusophycus* y *Skolithos*, entre otros. En las muestras recogidas se han identificado *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY y *Rusophycus* isp.

#### **2.2.4. Capas Pochico (8). (Arenig superior)**

En conformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana, se tiene una serie constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y lutitas, que han recibido en el ámbito de la ZCI distintas denominaciones: «Capas de Marjaliza», «Capas de Transición» y la más utilizada a nivel bibliográfico, de «Estratos o Capas Pochico» TAMAIN (1972).

La potencia de esta serie es variable desde los 70 a 80 m de la Sierra de Rena a los 40 m de la Sierra de Pela. En el ámbito de la investigación, ha podido constatarse que el espesor de las Capas Pochico está en relación inversa con el de la Cuarcita Armoricana. Cuando esta última tiene un espesor reducido, las Capas Pochico son potentes y viceversa, de tal forma que el conjunto de ambas formaciones constituye un litosoma cuyo espesor es bastante constante en el ámbito del proyecto.

Las series realizadas muestran que esta formación está constituida esencialmente por un tipo de facies o grupos de facies, con dos subfacies características.

##### *Facies heterolíticas*

Se trata de secuencias similares a las descritas para el Arenig basal. Son secuencias grano decrecientes (FUS) con estructuras internas hummocks y swales, laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas con estructuras linsen. En general, son secuencias PHXM de espesores decimétricos y HXM centimétricos, WALKER *et al.* (1983).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo arcillosas con cemento silíceo o mixto silíceo y fosfatado hacia techo de la formación. Hay abundantes melanocratos, en especial circón, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. Se trataría de facies HCS de grano fino, GABALDÓN (1990).

La otra subfacies son areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias BPH y PHX, WALKER *et al.* (1983). Son facies HCS de grano medio-grueso, GABALDÓN (1990).

El registro sedimentario de las «Capas Pochico» se estructura de muro a techo con estas secuencias granodecrecientes (FUS), que a su vez se encuadran en un ciclo de facies grano y estrato creciente, cuyo techo es una barra cuarcítica de espesor métrico y ámbito regional que sirve como referencia cartográfica para el techo de estos materiales. Normalmente el techo de esta barra está tapizado con nódulos de colofana ferrificada junto a restos de bioclastos fosfatizados. En menor escala este hecho se ha constatado en los techos de la mayoría de las barras cuarcíticas intercaladas en la formación.

El sistema de depósito que configuran los ciclos de facies descritos, es una pla-taforma siliciclástica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa GABALDÓN (1990). Las relaciones de espesor establecidas en el conjunto Cuarcita Armoricana-Capas Pochico, sugieren que el sistema de depósito que se establece en el Miembro Superior de la Cuarcita Armoricana, junto con el descrito para esta formación, en conexión directa en estos modelos de plataformas, actúan diacrónicamente en localidades aún muy próximas reciclando los depósitos arenosos del cinturón litoral en áreas de plataforma interna y offshore proximal.

La unidad proporciona una espectacular asociación de icnofósiles, por lo general mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armoricana propiamente dicha. En la cantera de Rena se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *C. cf. rugosa* D'ORBIGNY, *C. cf. lefebvrei* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1995). En el horizonte fosfatado del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig, así como algunos restos de trilobites en posición algo más baja SAN JOSÉ *et al.* (1992).

### **2.2.5. Ordovícico medio (9). Grupo Navatrasierra. Llanvir inferior-Llandeilo superior**

Sobre el conjunto anterior esencialmente cuarcítico, que construye los relieves morfológicos más importantes del área de estudio, se encuentra una sucesión, predominantemente lutítica, cuyos afloramientos son de muy mala calidad al estar en una banda deprimida sobre la que se acumulan los coluviones, a menudo potentes, por lo que sólo en taludes de carretera y algún barranco profundo, dan localidades donde pueden tomarse datos parciales de esta sucesión.

El Grupo Navatrasierra comprende diversas unidades asimilables a las «Capas con Tristaní», un nombre genérico que engloba el conjunto de pizarras y en menor medida areniscas fosilíferas, que sigue al Ordovícico inferior cuarcítico en la zona Centroibérica, y que tiene una correlación clara con sucesiones similares en todo el SO de Europa.

En la región estudiada, al igual que ocurre en Las Villuercas y el S de los Montes de Toledo, las «Capas con Tristaní» son esencialmente pizarrosas (Pizarras de Navatrasierra s.l. de acuerdo con SAN JOSÉ *et al.* (1992), pudiendo presentarse divididas en su parte media por una barra o conjunto de barras arenosas que ocasionan un resalte morfológico de cierta continuidad

cartográfica (Areniscas de Los Rasos). En este caso, el Grupo Navatrasierra comprendería una unidad pizarrosa inferior (Pizarras de Navatrasierra s.str.) y otra superior (Pizarras de Navala-ceite), separadas por las ya mencionadas Areniscas de Los Rasos, correlacionándose el conjunto con unidades semejantes de Sierra Morena, región de Almadén, Campo de Calatrava y centro-sur de Portugal, donde las «Capas con Tristaní» siempre incluyen una formación cuarcítica intermedia que llega a alcanzar un espesor considerable («Cuarcitas o Alternancias Inferiores», «Alternancias del Chorrillo», «Alternancias de El Caño»: GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984, 1990); SAN JOSÉ *et al.* (1992).

A nivel cartográfico, en las Sierras de Rena y Pela, las condiciones de afloramiento no permiten diferenciar estas unidades.

De esta forma, y dado que en el ámbito de la investigación la cartografía más extendida es la de la unidad al completo, se utilizará la denominación de Grupo Navatrasierra.

Sobre el banco o barra de cuarzenitas de grano medio, con el que finalizan las «Capas Pochico», se tiene un tramo de espesor variable, 50 a 70 m, constituido esencialmente por facies lutíticas de color gris oscuro a negro, con sulfuros y nódulos siderolíticos dispersos, en las que progresivamente se intercalan facies arenoso lutíticas con relaciones arena/lutita  $\leq 1$  de tipo microbandedado, en paso a secuencias centimétricas o decimétricas, granodecrescentes de tipo HXM y PHXM del grupo de facies HCS de grano fino y medio. WALKER (*op. cit.*) y GABALDÓN (*op. cit.*).

En las facies microbandedadas se observa gradación, laminación paralela y cruzada de ripples y microeslumpamientos. En el tramo inferior lutítico se ha observado en algunos afloramientos, la presencia de capas centimétricas de color más claro, verdoso o blanquecino, con «mud chips» rojizos de aspecto volcanosedimentario.

Cuando el grupo de facies HCS pierde el término M, en tanto que aumentan de espesor y frecuencia las secuencias PHX, llegando a adquirir espesores decimétricos y amalgamarse, configuran cuerpos de espesores métricos con base plana o débilmente erosivas (escasas secuencias BPH) y techo ondulado que, aún cuando se cartografían como horizonte litológico continuo, en detalle son cuerpos macrolenticulares. Es lo que se denomina «Areniscas de los Rasos».

Dentro del Grupo Navatrasierra, esta unidad intermedia con predominio arenoso es una constante regional. Cuando alcanza entidad cartografiable, se observa, en sus niveles superiores, secuencias en las que el término B son bioclastos y cantos blandos orlados y parcialmente fosfatizados, así como encostramientos y ferrificaciones a techo de las capas.

Sobre estos materiales y en aparente paso gradual o más neto cuando se individualiza el cuerpo arenoso, se tiene una serie constituida por lutitas y fangolitas grises, micáceas y piritosas, en paso a facies arenoso-lutíticas microbandedadas, que serían la representación litológica de las Pizarras Guindo, Botella, «Calymene superior», etc. La potencia estimada, en los afloramientos reseñados, varía entre 80 a 120 m. Regionalmente, en los tramos situados inmediatamente encima de las Areniscas de los Rasos, se realizan intercalaciones de rocas volcánicas básicas y niveles de nódulos fosfatados. La parcialidad de los afloramientos en esta área no ha

permitido constatar tales hechos. Las características litoestratigráficas de esta unidad son prácticamente idénticas a las descritas para el tramo inferior.

El tránsito litológico con la formación suprayacente es bastante gradual, por lo que el criterio de delimitación cartográfica se sitúa con la aparición en la serie de alternancias decimétricas de areniscas y lutitas con una relación arena/lutita  $> 1$ .

Desde el punto de vista bioestratigráfico, el Grupo Navatrasierra presenta una gran abundancia de fósiles como trilobites, moluscos, braquiópodos, equinodermos, graptolitos, etc., cuya distribución ha permitido establecer una biozonación muy precisa. En el ámbito regional (sinclinal de Herrera del Duque), se han realizado algunos trabajos paleontológicos de yacimientos con trilobites RABANO (1989), graptolitos GUTIÉRREZ MARCO (1986) y moluscos, BABIN y GUTIÉRREZ MARCO (1991), pero la información disponible es comparativamente menor que en otras áreas surcentroibéricas. Durante la realización del proyecto, se han encontrado algunos puntos fosilíferos en áreas próximas, de los cuales el más antiguo estratigráficamente se sitúa cerca de la base de la unidad inferior y ha proporcionado, entre otros, *Didymograptus (D.) artus* ELLES y WOOD, *Gracquina hispanica* (BORN) y *Neseuretus (N.)* cf. *avus* HAMMANN, indicativos de una edad Oretaniense inferior en términos de la escala cronoestratigráfica mediterránea. El Oretaniense superior no ha sido caracterizado paleontológicamente, pero otros cuatro yacimientos situados en la mitad superior de la primera unidad pizarrosa, así como las alternancias arenosas de tránsito a las Areniscas de Los Rasos proporcionan algunas asociaciones del Dobrotiviense inferior, con *Neseuretus (N.) tristani* (BRONGNIART), *Colpocoryphe rouaulti* HENRY, *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), *Heterothina morgatensis* MELOU y *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), entre otros.

Los hallazgos de índole regional y las muestras recogidas en Hojas colindantes, permiten considerar a la unidad inferior de pizarras como Oretaniense inferior-Dobrotiviense inferior, a las Areniscas de Los Rasos como Dobrotiviense inferior, y a las pizarras y areniscas superiores como Dobrotiviense inferior tardío y Dobrotiviense superior GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984). Los términos mediterráneos Oretaniense y Dobrotiviense SAN JOSÉ *et al.* (1992); GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1995), serían aproximadamente equivalentes a la nueva serie Llanvirn británica, redefinida tras superar la incertidumbre que condujo a la desaparición de la antigua serie Llandeilo. Esta ha sido reconvertida actualmente en un piso (Llandeiliense) en la parte superior del Llanvirn s.str. FORTEY *et al.* (1995). No obstante, el piso regional Dobrotiviense excede probablemente una edad Llanvirn superior (= Llandeiliense) y sería también en parte equivalente al Aureluciense inferior del Caradoc basal británico (igualmente redefinido por FORTEY *et al.* (1995), no existiendo referencias claras que permitan aplicar en España los términos británicos.

Las facies y asociaciones de facies descritas muestran que las Unidades Inferior y Media del Grupo configuran un ciclo de facies que evoluciona, desde facies con afinidad turbidítica depositadas en plataforma externa, por decantación de los fangos transportados por corrientes de «winnowing» causadas por tormentas a facies HCS de grano fino y por último a facies HCS de grano medio y grueso depositadas en plataforma interna (shoreface).

El conjunto de ambas unidades constituyen un ciclo de facies, grano y estrato creciente, constituido por secuencias granodecrecientes y sería encuadrable en una secuencia deposicional de Tipo-2.

La unidad superior reproduce condiciones paleogeográficas y de depósito similares a las descritas para el inferior.

## 2.2.6. Ordovícico superior-Grupo Cantera

Como se comentaba con anterioridad, el límite cartográfico entre esta unidad y la infrayacente, se establece cuando el aumento gradual de la fracción arena origina capas que causan el resalte morfológico de las cuarcitas denominadas «Cantera o Botella». Lógicamente y teniendo en cuenta las características sedimentológicas de la serie y sus rápidas variaciones laterales, puede comprenderse el aspecto diacrónico que tiene el contacto que se establece entre las «Pizarras de Navalaceite» y las «Alternancias de Cantera».

Dentro de este grupo se han diferenciado cartográficamente las dos formaciones clásicas en el ámbito de la ZCI meridional.

La inferior, «Cuarcitas de Cantera o de la Cierva», y la superior «Pizarras de Cantera o Intermedias». SAN JOSÉ *et al.* (1992).

### 2.2.6.1. Cuarcita de Cantera o de la Cierva (10). Llandeilo superior

Al contrario de lo que ocurría con los afloramientos del Grupo anterior, en general de muy mala calidad y discontinuos, las posibilidades de observación de esta formación, en todos los relieves paleozoicos del ámbito de la investigación, son óptimas. En las sinformas paleozoicas constituye el segundo resalte morfológico con continuidad lateral, en el que normalmente se tienen dos tramos cuarcíticos de espesor variable a techo y muro y uno intermedio de alternancias con predominio de las areniscas.

El tramo inferior de esta unidad está constituido por secuencias decimétricas o métricas con estructuras «hummock» y «swales» y de tipo PHXM y HXM. En las primeras, el término P son acúmulos de bioclastos y cantos blandos a veces ferruginizados y/o fosfatizados. Progresivamente el término lutítico desaparece amalgamándose las capas arenosas y constituyendo la primera barra de las Cuarcitas de Cantera.

Las observaciones realizadas muestran que en general esta barra con espesores entre 30 a 50 m está constituida por secuencias PH y HX de espesores métricos. En la Sierra de Rena, las secuencias son decimétricas y en general de tipo HFX, alternando con capas o bancos de areniscas de grano medio amarillento rojizas con estratificación cruzada tabular y laminación cruzada en surco. Es frecuente observar como estos sedimentos se encuentran atravesados por cuerpos de espesor métrico, base erosiva y superficies de acreción lateral.

En general se trata de cuarzoarenitas de grano medio a fino con cemento silíceo, escasa matriz sericítica y abundantes minerales pesados (citrón, rutilo, turmalina, micas, glauconita, apatito, sulfuros, etc.).

Las alternancias del tramo intermedio, con espesor variable desde los 20 a 25 m en la Sierra de Rena, están constituidas por secuencias centimétricas a decimétricas de tipo HXM con los



términos X y M intensamente bioturbados, y capas amalgamadas BPH y BHX decimétricas con abundantes cantos blandos en su base, a veces ferrificados y parcialmente fosfatizados. Estas secuencias granodecipientes se estructuran en megasecuencias, grano y estrato crecientes, cuyo techo son las capas amalgamadas. BPH descritas, y, que finalizan en un hard-ground ferralítico, manganesífero y fosfatizado.

El tramo cuarcítico de techo sería el equivalente sedimentario de mayor espesor de esta estructuración secuencial. Se trata de una barra con espesor de 25 m en la Sierra de Rena, constituida por capas decimétricas a bancos de cuarzoarenitas con cemento silíceo y ferruginoso. La secuencia predominante es la HFX.

Como resumen puede establecerse que, considerando los tramos transicionales de techo del Grupo Navaltrasierra y los tres miembros descritos en el Grupo Cantera, los sedimentos encuadrados en esta unidad cartográfica son facies heterolíticas del grupo de las hummocky de grano medio y medio grueso GABALDÓN (*op. cit.*), estructuradas en dos ciclos de facies de espesor decamé-trico grano y estrato crecientes, depositados en general por encima del nivel de base del oleaje y con situación «regresiva» más acentuada en el sector occidental (Sierra de Rena), donde las facies destructivas del foreshore y shoreface proximal son más abundantes y con términos canalizados (canales de marea o canales de distribución en plataforma interna), que cortan depósitos de playa.

La presencia de fauna es una constante en esta unidad cartográfica, aunque con un control sedimentario muy estricto. En general son bioclastos que constituyen el término basal de las secuencias tempestíticas (P), por lo que su estado de conservación suele ser malo.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, las Cuarcitas de La Cierva (= Cuarcitas Botella, = Cuarcita de Canteras) s.str., no contienen en la región estudiada o en su área tipo de Las Villuercas restos fósiles. Sin embargo, los trilobites recogidos en la base de la unidad suprayacente en el sinclinal de Guadarranque y al SO de Cabeza del Buey, pertenecen todavía a las «Capas con Tristání», e indican que el depósito de la unidad cuarcítica tuvo lugar enteramente en el Dobrotivien-se superior. Según la nueva terminología cronoestratigráfica del Ordovícico británico y la correlación con las biozonas de graptolitos FORTEY *et al.* (1995); GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1995), parece probable asimilar esta formación al lapso Llandeilense superior-Aurelucense inferior, con lo que el límite entre las series Llanvirn y Caradoc (redefinidas) se situaría dentro de la unidad. Fuera del ámbito de la Hoja, formaciones cuarcíticas equivalentes (Botella, Canteras), han brindado en diversos puntos una biofacies particular de trilobites y bivalvos adaptados a sustratos arenosos (Biozona de *Crozonaspis incerta* según RÁBANO (1989), que sin embargo no aporta mayor precisión bioestratigráfica.

#### 2.2.6.2. Pizarras de Cantera o intermedias (11). Caradoc

Sobre la barra del miembro Superior de las Cuarcitas de Cantera, y en paso litológico muy rápido, se tiene un tramo de constitución esencialmente lutítica, fangolítico-carbonatada y de color gris oscuro a negro denominado Pizarras de Cantera. Dada su litología, la observación completa de esta unidad es difícil-tosa en extremo. En la Sierra de Rena sólo es posible constatar la presencia en afloramientos deslavados.

El espesor máximo aflorante no supera los 40 m y su constitución son pelitas y fangolitas sericitico caoliníticas, ricas en materia orgánica y sulfuros con nódulos siderolíticos dispersos en cuyo núcleo es normal encontrar resto de fauna o concentraciones polimetálicas. En los tramos basales se observan capas centimétricas de areniscas cuarcíticas blancas o verdosas con hummocky, gradación, microeslumpamiento y laminación de ripples; tienen escasa continuidad lateral. A unos metros de la base se localiza un nivel centimétrico lumaquéllico, ferruginoso y nodulizado. El techo de esta unidad viene marcado por los materiales de constitución heterolítica denominados «Pelitas con fragmentos» discordantes sobre esta unidad.

Por su composición, estructuración y fauna se les atribuye un medio de depósito en plataforma externa por debajo del nivel de base del oleaje.

Desde el punto de vista paleontológico, los datos disponibles acerca de esta unidad, se limitan normalmente al horizonte de removilización limonitizado, con elementos fosfatados y calcíticos, que aflora en numerosas localidades centroibéricas en el tercio inferior o cerca de la base de la unidad SAN JOSÉ *et al.* (1992). Dicho horizonte se conoce en los sinclinales de Corral de Calatrava, Puebla de Don Rodrigo, área de Almuradiel-El Centenillo. En la Hoja colindante n.º 755 se ha encontrado este nivel a 8-10 m por encima de la base de las Pizarras Cantera, en el flanco S del sinclinal de Herrera del Duque, donde se identifican algunos braquiópodos (*Gelidorthis meloui* VILLAS, *Aegiromena aquila intermedia* VILLAS), raros trilobites (*Onnia?* sp., *Zetillaenus* sp.) y restos de ostrácodos y gasterópodos, indicativos del piso Viniense mediterráneo. Esta edad equivaldría a grandes rasgos al Burrelliense medio británico, dentro de la nueva Serie Caradoc redefinida por FORTEY *et al.* (1995). En una localidad próxima situada al E y en el flanco S del sinclinal (Hoja 756), los microfósiles reconocidos por ROBARDET *et al.* (1980), de las Biozonas de *Jenkinochitina tanvillensis* y *Belonechitina robusta* de quitinozoos, indican asimismo una edad esencialmente Burrelliense para la parte inferior de la unidad.

En las series paleozoicas aflorantes en la Zona Centroibérica meridional en sus sectores septentrionales y occidentales, la discordancia de la base de las «Pelitas con fragmentos» se sitúa sistemáticamente sobre las Pizarras de Cantera, en tanto que en sentido Noroeste-Sureste, progresivamente van apareciendo bajo dicha discordancia términos más altos de la serie «Alternancias superiores» o «Bancos Mixtos», «Caliza de Urbana», «Pizarras de Muro», etc., de tal forma que en los sinclinales de Almadén, la serie se observa en conformidad aparente.

El Ordovícico Superior se muestra por tanto como un sistema de depósito con múltiples cambios laterales de facies y grandes variaciones en el espesor de las unidades litoestratigráficas. La presencia de emisiones volcánicas, plutonismo peralcalino y metamorfismo de grado muy bajo en el ámbito regional, así como las características de la discontinuidad estratigráfica del Caradoc, son hechos indicativos de una tectónica progresivamente más activa que compartimenta la paleogeografía a nivel cuencal durante el Ordovícico Superior.

### 2.2.7. Ordovícico terminal y Silúrico

La discontinuidad estratigráfica descrita ha sido relacionada por diversos autores con procesos de origen glacioeustático, potenciados por movimientos tectónicos HAFENRICHTER (1980); ROBARDET (1981); ROBARDET y DORÉ (1988).

En el conjunto sedimentario que aflora por encima de dicha discontinuidad se distinguen una serie de unidades litoestratigráficas que de muro a techo se denominan:

- a) Pelitas con fragmentos (Formación Gualija, Pizarras de Chavera, Pizarras del Muro, etc.).
- b) Cuarцитas de Las Majuelas.
- b') Pelitas con fragmentos.
- c) Cuarcita de Criadero.
- d) Grupo Cerro Escudero.

Aunque desde el punto de vista sedimentario la formación «Cuarcita de Las Majuelas» se encuentre genéticamente relacionada con las «Pelitas con Fragmentos», de la que constituye una intercalación mayor, el hecho de que aflore como una gran barra cuarcítica en todo el ámbito septentrional de la zona surcentroibérica, ha llevado, por un lado, a ser correlacionada impropiaamente con la «Cuarcita de Criadero» o «Cuarцитas de base del Silúrico», y por otro a tener que ser cartografiada, en conjunto, con otra barra de mucho menor espesor aunque con presencia continuada que sí se corresponde a la «Cuarcita de Criadero», base del Silúrico.

#### 2.2.7.1. *Pelitas con fragmentos (12). Ashgill terminal*

Bajo esta denominación se engloban el conjunto de sedimentos heterolíticos, con cambios de espesor y litológicos muy rápidos, que se sitúan sobre la discordancia o límite de Tipo I ya reseñado.

En las series realizadas, los tramos basales están constituidos por arenas de grano medio-fino y matriz caolinítica, deleznales, de colores variables blanco a rojizo y aspecto masivo. Dispersos en estos sedimentos se observan cantos cuarcíticos desde milimétricos a decimétricos y de angulosos a subredondeados.

Sobre estas arenas, se encuentra la facies más extensiva de esta unidad. Se trata de fangolitas y lutitas arenosas compactas de color gris oscuro a negro masivas, en las que se observan cantos de cuarzo, cuarcita, cantos blandos y cantos de rocas intrusivas con tamaños desde milimétrico a centimétrico y de angulosos a subredondeados (cantos blandos).

En estos sedimentos, cuyo espesor es de 40 m en la Sierra de Rena, se intercalan capas centi a decimétricas y cuerpos métricos de areniscas cuarcíticas (cuarzarenitas y subarcosas) con desarrollo lateral variable. Estas areniscas muestran, en los cuerpos mayores, estratificación cruzada tabular y laminación de ripples a techo de las capas.

Es característica común observar en estas areniscas fragmentos de cuarcitas con heterometría y redondeamiento similar al descrito para los englobados en la facies pelítica, así como pequeños eslumpamientos y «lag» de cantos blandos acompañando cicatrices de amalgamación en los tramos métricos de areniscas.

En general, la unidad se observa estructurada en varias megasecuencias, grano y estratocrecientes que finalizan con estas barras arenoso-cuarcitas.

El techo cartográfico, que no sedimentario, de esta unidad es una barra con espesor entre 45 y 50 m y presencia constante a cuyo techo de nuevo se tienen las facies de «Pelitas con fragmentos», por lo que es correlacionable con la «Cuarcita de Las Majuelas» descrita en la región de las Villuercas GIL CID *et al.* (1976).

#### 2.2.7.2. *Cuarcita de Las Majuelas, pelitas con fragmentos y cuarcita de criadero (13). Silúrico (Llandoveryense inferior)*

Como se describía anteriormente, la «Cuarcita de Las Majuelas» es la intercalación más potente y regionalmente continua que se da en la unidad de las «Pelitas con fragmentos». Su litología da lugar al tercer gran resalte topográfico en las series del Paleozoico.

Su espesor varía desde los 25 a los 40 m y en detalle se observan dos tramos cuarcíticos a muro y techo con un tramo intermedio constituido por alternancias decimétricas de cuarcitas blancas y lutitas grises con fuerte bioturbación en ambos casos. Los cambios laterales entre tramos son continuos y observables a escala métrica.

Los tramos cuarcíticos, están constituidos por capas decimétricas con base plana y techo con ripples que intercalan bancos con morfología de barra y retoque de ola a techo. Su constitución es de sublitarenitas a cuarzoarenitas, con escasa matriz limo-arcillosa (caolinitico-sericitica) y abundantes melanocratos (sulfuros, micas, glauconita, turmalina, circón y apatito).

Es constante en estas cuarcitas encontrar cantos y bloques subangulosos de cuarcitas anteriores, normalmente con aureola ferruginosa, así como clastos redondeados de tamaño decimétrico y composición similar al sedimento.

Igualmente se ha observado la existencia de fracturación sinsedimentaria a nivel de capa y tramo con desarrollo local de eslumpamientos y cuñas métricas de intraclastos.

Sobre esta unidad y en conformidad aparente, se deposita un nuevo tramo de pelitas con fragmentos con espesor variable entre 1 a 10 m en la Sierra de Rena. Sus características litológicas son similares a las descritas para los tramos basales, aunque podría precisarse que contienen un menor número de cantos o fragmentos.

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario encuadrable bajo la denominación «Pelitas con fragmentos» (incluida la «Cuarcita de Las Majuelas») son correlacionables con facies similares y sincrónicas que de forma extensiva aparecen desde Centro Europa hasta Argelia, ROBARDET *et al.* (1980, 1981).

Esta facies, han sido interpretadas por diversos autores como sedimentos glaciomarininos (icedrop paratillites), relacionados con la glaciación continental (inlandsis) de edad Ordovícico Superior, ocurrida en África, que ha sido documentada con numerosas pruebas y con depósitos periglaciares (continentales y marinos) en la periferia de los casquetes de hielo BEUF *et al.* (1971).

ARBEY y TAMAIN (1971) describen en Sierra Morena (El Centenillo, prov. Jaén) una superficie de «ravinement» de edad infra-Llandoverly que ha sido interpretada como modelado típicamente glaciar.

Otros autores piensan que estos sedimentos de tipo «mixtitas» SCHERMERHORN (1975), tienen un origen de tipo «mud-flow» gravitacional causados por inestabilidades tectónicas de índole local o regional del fondo marino, alternando con períodos más estables en los que se depositan facies del cinturón costero.

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciar en el Noreste de África y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las «Pelitas con fragmentos», FORTAIN (1984), IGME (1986), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciación gondwánica finiordovícica ROBARDET y DORÉ, (1988), pero de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma en el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclásticos en medios someros en los momentos de mar alta.

Los cortos e intensivos episodios glaciares finiordovícicos ocurridos en el Hirnantense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida BRENCHLEY *et al.* (1991).

La datación del conjunto de la unidad se basa en su correlación directa con sucesiones comparables de pelitas con cantos dispersos, conocidas en idéntica posición estratigráfica en un área perigondwánica muy amplia (Península Ibérica, Centroeuropa, N de África, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.: ROBARDET y DORÉ (1988); BRENCHLEY *et al.* (1991). La asociación de quitinozoos presente en muchas de estas secciones (Biozona de *Tanuchitina elongata* según PARIS (1990), y su relación con la «fauna de *Hirnantia*» permite considerar al conjunto de estas unidades como Hirnantense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARIS *et al.* (1995).

Sobre estos sedimentos, se tiene una barra, cuyo espesor no supera los 15 a 20 m, constituida por cuarcitas de grano fino gris oscuro a negras, fétidas, en capas decimétricas, alternado con lutitas y ampelitas gris oscuro a negras.

Son cuarzoarenitas y ortocuarzitas de grano fino con escasa matriz caolinitica y cemento silíceo, muy ricas en materia orgánica y con presencia de micas, sulfuros, circón, rutilo, turmalina, etc.

Las lutitas y ampelitas negras tienen constitución caolinitico-sericítica con abundante materia orgánica y sulfuros dispersos.

Estas facies se ordenan en secuencias grano y estrato crecientes donde sólo en las capas gruesas del techo secuencial se observa laminación paralela y de ripples. A su vez estas secuencias conforman un ciclo de facies grano y estrato creciente en el que el término pelítico de las secuencias de techo queda reducido a una lámina continua, que separa capas o bancos de

ortocuarzitas gris a negras. Las pelitas y ampelitas negras intercaladas en esta unidad, no han proporcionado fauna datable.

Sobre esta unidad litoestratigráfica se superponen las ampelitas negras con graptolitos del Telychiense basal (Llandovery Superior). Por tanto, estas cuarcitas serían equivalentes a la Fm. Gualija RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.* (1989); SARMIENTO *et al.* (1991).

De todo lo reseñado con anterioridad, puede deducirse que el límite Ordovícico-Silúrico, al igual que ocurre en toda la Zona Surcentroibérica, no puede establecerse con precisión, debido a la ausencia de datos paleontológicos en los sedimentos situados sobre la disconformidad ligada a la glaciación finiordovícica.

Este sistema de depósito, con unidades de características litológicas y posiciones cronológicas similares, que en unos casos son enteramente ordovícicas, en tanto que en otros son al menos proparte Silúricas («Cuarcita de Criadero»), configuran un contexto regional complejo, desde el punto de vista sedimentológico y paleontológico, al que se suma la dificultad de cartografiar la delgada barra de cuarcitas negras (Fm. Gualija y similares) y encontrar afloramientos de calidad en las pizarras suprayacentes que aporten la precisión cronológica requerida en ámbitos más locales, lo que en suma ha concluido, de una parte, en tener que cartografiar el sistema sin diferenciar miembros, como es el caso de estas hojas y de otra, en trabajos precedentes y contiguos, a la correlación de este sistema con la «Cuarcita de Criadero», lo cual es erróneo cronoestratigráficamente.

### 2.2.7.3. Grupo Cerro Escudero (14). Silúrico

En contacto neto con las cuarcitas negras anteriormente descritas, se tiene un tramo o miembro cuya litología, espesor y presencia son constantes en toda la franja septentrional de la Zona Surcentroibérica (Fm. Gaudarranquejo).

Se trata de pizarras negras ampelíticas (sapropelitas), de masivas a laminadas y con espesor entre 15 y 20 m. En este tramo, muy rico en fauna, se identifican asociaciones de graptolitos y conodontos del Llandovery Superior y Wenlock basal.

Sobre esta unidad, se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a decimétricas de pizarras negras a grises y areniscas cuarcíticas, que intercalan capas de constitución volcanoclástica o rocas básicas muy alteradas, a la que se ha denominado en sectores próximos Formación Guadarranque y de la que en esta Hoja sólo afloran los tramos basales.

Estas facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y orto-cuarzitas de grano muy fino sin estructuras visibles o laminación paralela en los tramos basales en paso a secuencias centimétricas gradadas de tipo  $T_d^e$  y  $T_c^e$  (Facies D de M&R, 1975). En la Sierra de Rena la serie paleozoica aflorante finaliza con estos depósitos.

El sistema de depósito del Grupo Cerro Escudero muestra facies de plataforma externa con fondo anóxico y situadas bajo el nivel de base del oleaje de tormentas, donde se depositan las ampelitas y las facies de afinidad turbidítica.

Las pizarras ampelíticas basales (Fm. Guadarranquejo), presentan escasos afloramientos debido a su escasa competencia y gran alterabilidad, que hace que la mayor parte de las ocasiones se presenten recubiertas o incluso resulten parcialmente eliminadas por mecanización de su parte basal. A unos 20 m de la base de esta unidad, en la vertiente SE de la Sierra de Velasco (en la Hoja colindante n.º 732), las pizarras ampelíticas y los nódulos decalcificados incluidos en ellas proporcionan abundantes graptolitos: *Monograptus* cf. *priodon* (BRONN), *Torquigraptus tullbergi*? (BOUCEK), *T.* cf. *arcuatus* (BOUCEK), *Streptograptus* cf. *loydelli* STORCH y SERPAGLI, *Petalograptus* cf. *giganteus* (BOUCEK y MUNCH), *Metaclimacograptus*? sp., *Stomatograptus grandis* (SUESS) s.l., y restos de ortoceráticos. Esta asociación es característica del Telychiense (Llandovery superior), perteneciendo probablemente a la Biozona de *T. tullbergi* (Telychiense medio).

Ascendiendo en la sucesión, otros niveles con nódulos proporcionaron restos de ortoceráticos, en tanto que en las ampelitas de un afloramiento temporal se identifican: *Monoclimacis flumendosae* (GORTANI), *Monograptus flemingii* (SALTER) y *Pristiograptus* cf. *giganteus* (GORTANI), indicativos del Sheinwoodiense tardío (parte alta del Wenlock inferior).

La unidad potente de alternancias que sobreyace a las ampelitas (Fm. Guadarranque según RODRÍGUEZ NÚÑEZ *et al.* (1989); = unidad basal del Grupo Cerro Escudero según PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1994), no ha proporcionado hasta la fecha restos fósiles determinables o con algún valor bioestratigráfico, salvo los niveles inmediatos al techo. Sin embargo, de acuerdo con estos fósiles encontrados cerca de la base de la unidad cuarcítica suprayacente, el límite Silúrico/Devónico debe situarse en el tercio superior de la formación alternante. En consecuencia, el depósito de esta última tuvo lugar durante un lapso de tiempo considerable que abarcaría el Wenlock superior (Homeriense), la totalidad del Ludlow y el Prídoli, y con seguridad parte del Devónico basal (Lochkoviense). Ello, unido a las facies sedimentarias, hace probable la existencia, en el seno de la unidad, de hiatos o lagunas en número, amplitud o extensión difícil de valorar a falta de argumentos paleontológicos.

### 2.3. Terciario

En discordancia sobre los materiales atribuidos al Proterozoico y Paleozoico en el área del proyecto afloran los sedimentos que rellenan la Cuenca Media del Guadiana, atribuidos al Terciario y al Cuaternario. El macizo cristalino de Mérida divide la cuenca principal en dos subcuencas de evolución sedimentaria paralela, aunque con características propias. La Subcuenca de Madrigalejo es la más septentrional de ellas.

Las unidades litoestratigráficas atribuidas al Terciario y diferenciadas cartográficamente son de muro a techo:

- a) Formación Madrigalejo.
- b) Glacis rojo antiguo.
- c) Formación Valdeazores (Abanico de las Villuercas).

Hay que destacar que los intentos realizados en el contexto del Terciario para la datación de estas formaciones, han resultado baldíos. Las muestras recogidas y estudiadas por el equipo de paleontología de la UCM no han proporcionado ningún resto identificable y por tanto la cronología que se propone es la normalmente aceptada en el ámbito regional.

### **2.3.1. Formación Madrigalejo**

Es la que ocupa una mayor extensión cartográfica, aunque los buenos afloramientos son escasos y parciales. Este hecho se deriva de la naturaleza de los materiales de esta formación, la edafización superficial y la intensidad de las labores agrícolas asentadas sobre estos sedimentos. Por tanto, salvo en canteras aisladas y taludes de los grandes canales, donde se han levantado las series representativas y se ha realizado la toma de muestras, existen grandes extensiones en las que la pobreza de datos es significativa. En gran medida este hecho queda suplido por los trabajos realizados por EN ADARO, tanto los incluidos en el «Programa de Investigación de minerales radiactivos» (1977) como la «Investigación de arcillas en las Áreas de Miajadas y Madrigalejo para la Junta de Extremadura» (1993), en los que se realizaron sondeos, calicatas y toma de muestras dentro del área de este proyecto y que aportan datos sustanciales, especialmente el último, para la interpretación estratigráfica y composición litológica de las distintas facies que se describen a continuación.

Esta formación muestra dos litologías predominantes en cambio lateral y vertical de facies. La zona de cambio lateral, se cartografía en la Hoja de Madrigalejo en una franja que se extiende al Sur de esta localidad en dirección SSE. Al Oeste de dicho contacto, las facies predominantes de esta formación son siliciclásticas gruesas (gravas, arenas y limos) y al Este, cubriendo amplias zonas de las hojas colindantes, las facies son esencialmente de lutitas y limos.

Este cambio lateral está cartografiado tanto por los afloramientos de superficie como por los sondeos realizados en los proyectos reseñados.

Por tanto, se describirán ambas subfacies cartográficas así como otras unidades litológicas de carácter local, intercaladas en las litologías extensivas, que por su interés sedimentario han sido motivo de diferenciación cartográfica.

#### *2.3.1.1. Lutitas y limolitas de la formación Madrigalejo (15). Paleógeno-Neógeno inferior*

Los afloramientos en los que ha podido observarse el contacto de esta formación, en cualesquiera de sus litologías, con los materiales del Precámbrico o Paleozoico, el tramo basal está constituido por un conglomerado matriz soportado, de espesor variable (1 a 5 m) con cantos subángulos o subredondeados, heterometría muy acusada y composición de cuarzo mayoritario y fracciones menores de grauwacas, cuarcitas, liditas y rocas ígneas. La matriz es arenoso-lutítica y con débil cementación ferruginoso-silíceo. Los caliches, en uno o varios horizontes de espesores centimétricos, se encuentran normalmente presentes acompañando el contacto erosivo. Este tramo basal no ha podido ser cartografiado dada su escasa potencia y su afloramiento discontinuo.



En paso gradual, aunque rápido, se encuentra la facies arcilloso-limosa o Arcillas de Madrigalejo s.str. Fundamentalmente está constituida por arcillas de colores variados y capas versicolores: verdes, grises, marrones, verde-rosadas, etc. Son muy plásticas y suaves al tacto. La fracción limo-arenosa es muy escasa. En los afloramientos superficiales esta litología es la que normalmente se presenta.

En las series donde aflora un mayor espesor de esta formación (Cantera de la Tejera y Barranca de Santiago), se observa que la monotonía litológica es sólo un hecho aparente. Estas series muestran que en los ámbitos centro-septentrionales, la Formación Arcillas de Madrigalejo se estructura en secuencias granodecrecientes de mayor a menor complejidad litológica.

En general son secuencias (Gm, Gt → Sp, Sr → Fl, Fsc) con espesores métricos, que tienen un término basal constituido por conglomerados con base erosiva y grano soportados, aunque con matriz abundante. Los cantos están de subredondeados a redondeados, tienen heterometría marcada y un espectro que varía desde un dominio total de la fracción de procedencia precámbrica (grauwacas y pizarras), a contenidos similares de la fracción cuarzo-cuarcita con respecto a la anterior. La evolución composicional en estos cuerpos, en los términos descritos, es mucho más acusada en sentido NO-SE que en el sentido NE-SO. La estructuración de estos cuerpos es variable, desde aspecto masivo, donde sólo se observa una grosera granoclasificación a cuerpos con estratificación cruzada tabular, canales imbricados con estratificación cruzada en surco, cuerpos con morfología convexa, etc. Cuando el desarrollo lateral de estos cuerpos es del orden de centenares de metros a kilométricos han sido cartografiados (Gm).

En paso gradual, se tienen limos con arena de color amarillento con laminación paralela y de ripples, compactos, con cemento carbonatado, que hacia techo evolucionan a fangolitas grises o verdosas, con linsen de limos amarillentos, para finalizar con tramos de lutitas grises o pardas, arenosas, ricas en materia orgánica, con restos vegetales, bioturbación y pisolitos ferromanganesíferos dispersos con tamaño hasta de 1 cm, que a veces, constituyen niveles centimétricos. Hay horizontes de encalichamiento intercalados en los términos superiores de la secuencia.

Aunque las observaciones parciales no permiten una mayor precisión, puede decirse que en la agradación, el término inferior de estas secuencias disminuye de espesor o desaparece comenzando por los materiales limo-arenosos.

En la franja oriental y meridional, los cuerpos siliciclásticos gruesos tienen una entidad mucho menor, su desarrollo lateral no permite cartografiarlos y la estructuración secuencial no es claramente observable, aunque los escasos afloramientos y la parcialidad de la serie expuesta impidan conclusiones más definitivas.

La potencia máxima de esta subfacies de la Formación Madrigalejo se localiza en un sondeo situado a 1 km al Sur de dicha localidad, donde el muro precámbrico se cortó a 97 m.

Los análisis realizados muestran que la composición promedio de las arcillas es: illita 51%, caolinita 13%, esmectita 9% y clorita 1%.

En escasas muestras se ha detectado la presencia de arcillas de tipo fibroso a nivel de indicio.

Entre la fracción no arcillosa el cuarzo es el más abundante con un 18%, seguido por el feldespato 5%.

La composición promedio de los limos amarillentos es cuarzo 50%, feldespatos 12%, ilita 18%, caolinita 11%, esmectita 6% y clorita 3%.

### 2.3.1.2. *Arenas, limos y conglomerados (16) de la formación Madrigalejo. Paleógeno-Neógeno inferior*

En los sectores centrales y meridionales de la Hoja de Madrigalejo, los afloramientos de esta formación, hacia la confluencia de los ríos Ruecas y Gargáligas, muestran una evolución de las facies anteriormente descritas a un conjunto con predominio progresivamente más acentuado en sentido SE de los siliciclásticos gruesos. En este sector, los afloramientos de la margen izquierda del Ruecas, junto a las columnas de los sondeos que se realizaron en las investigaciones precedentes, muestran que la Formación Madrigalejo está constituida fundamentalmente por arenas de grano medio y grueso y limos arenosos, con colores blanco grisáceos a amarillentos.

Las arenas son arcosas y subarcosas con abundante matriz arcillosa, sericítico-caolinitica y escasamente consolidadas. En tránsito gradual, pasan a limos arenosos grises o amarillentos. Son más escasas las muestras con composición su-bitarenítica o litarenítica y se encuentran ligadas al techo de los conglomerados o al relleno de los canales que las cortan.

Intercalados en estos sedimentos se tienen cuerpos de espesores métricos (2 a 8 m) y extensión lateral cartografiable (Gs) constituidos por conglomerados grano soportados, con matriz abundante (15%) arenoso-lutítica. Los cantos redondeados tienen una composición casi exclusivamente de cuarzo y cuarcita con fracciones escasas de rocas plutónicas y metamórficas. La moda se sitúa en 10-12 cm y el centil alcanza los 20 cm. La matriz tiene una composición similar a la de la facies de arenas arcósicas. Estos cuerpos de conglomerados, generalmente masivos, contienen cuerpos lenticulares de escala métrica en siliciclásticos de grano fino-medio (arenas, limos y lutitas). En muy escasos puntos, se han observado canales cuyo relleno en arenas arcósicas bien lavadas, tenían estratificación cruzada en surco. La diferencia de estos conglomerados respecto a los que se intercalan en la subfacies arcillosa de la Formación Madrigalejo, son por tanto de tipo composicional, de tamaño medio de los cantos, y de estructuración interna de los cuerpos.

El espesor máximo, en el ámbito del proyecto, se localiza al N de Rena, donde en un sondeo situado en los aluviales del río Alcoyarín se cortaron 176 m hasta el zócalo preterciario.

En el contexto general descrito para la Formación Madrigalejo, la distribución areal de facies, asociaciones y cinturones de facies, configura un sistema de depósito en el que, en el borde septentrional se tienen abanicos aluviales con transporte en masa de alta densidad. El cinturón de facie con secuencias granodecrecientes, aflorante al Sur del anterior, son depósitos de la red fluvial, por las características descritas de tipo braided, que se desarrolla frontal y lateralmente a los abanicos aluviales. Esta red braided parece bastante localizada en una franja subparalela al borde septentrional y cuyo límite Sur se encontraría entre el Canal de las Dehesas y el río Cubilar.

Las direcciones de corriente muestran que los flujos prioritarios se establecían en sentido NE-SO y NNE-SSO.

Por último, el cinturón de facies meridional sin apenas siliciclásticos gruesos y con abundancia de arcillas bioturbadas y niveles de pisolitos, representarían los depósitos de llanura de inundación más distal del sistema fluvial.

El sistema de depósito se completa con los sedimentos de las subfacies arcósica que ocupa el sector SE de la Hoja de Madrigalejo. La evolución de las facies y las direcciones de aporte indican una procedencia Sur para estos sedimentos y unos flujos prioritarios con sentido SO-NE a SSE-NNO.

Serían depósitos de un abanico aluvial de mayor extensión que los observados en el borde Norte, pero igualmente ligado y posiblemente confinado morfológicamente por grandes estructuras (cizallas) de direcciones NE-SO.

Las facies distales del abanico de procedencia Sur, se interpenetran con los depósitos de sistema braided de procedencia Norte en la franja de cambio lateral de facies, que a su vez se extiende de forma subparalela a esta dirección.

Si se realiza un corte estructural por el paralelo central de la Hoja de Madrigalejo, apoyado por los sondeos realizados en esta área, se constata el hecho de que el cambio lateral de facies debe coincidir con una meseta del sustrato. Este relieve positivo tiene un control tectónico en sus bordes por las fracturas de dirección NE-SO y a su vez una compartimentación interna por este sistema y su conjugado de dirección NO-SE.

El drenaje del sistema de depósito de la subcuenca oriental se realiza por el pasillo del Ruecas, donde las series muestran un buzamiento de 5° a 8° hacia el Oeste.

Los excedentes hídricos en la confluencia de ambos sistemas se drenan hacia el E y SE que actúa como «margen pasivo» local de este semigraben complejo, causando el encharcamiento más continuado donde se depositan las series prioritariamente arcillosas.

La inmadurez de los siliciclásticos con feldespatos no alterados, los encostramientos a distinto nivel en la serie, la abundancia de la fracción esmectítica en las arcillas (iluviación y neoformación) junto a las formas canalizadas ya descritas, abogan por una climatología con marcada estacionalidad, posiblemente un clima subtropical con una estación húmeda corta de fuerte pluviometría.

### **2.3.2. Glacis rojo (17). Neógeno inferior**

De esta unidad litoestratigráfica sólo quedan escasos afloramientos inconexos en las Hojas de Valdecaballeros (732) y Navalvillar de Pela (755), situados en las proximidades de los relieves cuarcíticos paleozoicos.

En general son conglomerados con cantos de cuarcita subangulosos, marcada heterometría, fuerte rubefacción y abundante matriz lutítica roja. El contacto con los sedimentos de la For-

mación Madrigalejo es erosivo. Estos materiales representarían el desmantelamiento final de los materiales de alteración de la superficie fundamental (S1), en un período climático de mayor aridez con corrientes efímeras y transporte en masa.

Este cambio climático que produce las alteritas y depósitos rojos, que se encuentran tanto en estos afloramientos como en el contacto de los sedimentos de la Formación Madrigalejo con otras unidades más modernas, se correspondería con el descrito por MARTÍN SERRANO (1986) para la evolución geomorfológica del Macizo Hespérico como etapa roja final a la que asigna una edad Mioceno Inferior. Esta edad representaría que la Formación Madrigalejo, sobre la que se encaja en la Cuenca del Guadiana esta Unidad roja, tendría una edad Paleógeno-Mioceno Inferior, cronología que se asume en este proyecto dada la imposibilidad de dataciones paleontológicas.

#### 2.4. CUATERNARIO (18), (19), (20), (21), (22), (23), (24) Y (25)

Las edades asignadas a los distintos depósitos cuaternarios derivan de la cronología relativa deducida por las relaciones geomorfológicas (altimetría, etc.). De esta manera, los coluviones (18) son depósitos gravitacionales que pueden alcanzar el Mioceno, cuando éstos enlazan en su base con superficies de erosión o glaciares antiguos ( $G_1$  y  $G_2$ ). Tal es el caso de las laderas occidentales de la Sierra de Pela (borde oriental de la Hoja). En los casos restantes (relieves cuarcíticos de la Sierra de Rena y laderas situadas bajo las mesetas terciarias), se trata de coluviones en laderas regularizadas con los cauces y llanuras de inundación actuales, por lo cual, han de ser asignados al Cuaternario.

En todos los casos se trata de cantos y bloques, con la litología del sustrato sobre el que se asientan, y una matriz limo-arcillosa. Su espesor puede alcanzar *la decena de metros* en el caso de los coluviones más antiguos.

Los primeros depósitos vinculados al encajamiento de la red fluvial, posterior al Plioceno, son los glaciares de la tercera generación (19), o  $G_3$ , desarrollados bajo los glaciares  $G_2$  (Raña pliocena) al pie de la Sierra de Pela. Son materiales constituidos por gravas, arenas y arcillas, con tonos rojizos, *espesores inferiores a los 2 m* y una edad presumible del Pleistoceno inferior.

Encajados, a su vez, bajo los sedimentos anteriores, se desarrollaron los glaciares  $G_4$  (20), menos extensos y próximos ya a los cauces actuales. Presentan las mismas características litológicas y pequeño espesor que los anteriores. Su edad puede ser atribuida al Pleistoceno medio-superior.

Sobre las llanuras de inundación de los ríos Rucas y Guadiana, se ha identificado un único nivel de terrazas (21), situado a 20 m sobre dicha llanura en las inmediaciones de Valdivia y Zurbarán, pero que aguas arriba del río Rucas llega a situarse a sólo 5 m sobre la misma llanura.

Aparecen constituidas por gravas, arenas y arcillas con tonos claros derivados del importante lavado de estos depósitos.

Por su posición, ligeramente elevada sobre las llanuras de inundación, han sido consideradas como Pleistoceno superior.

Los depósitos de origen aluvial-coluvial (22) cubren extensas vallonadas y vertientes no regularizadas, tanto sobre los sedimentos terciarios como en el zócalo. Son arcillas y limos con cantos dispersos, con espesores difíciles de evaluar, ya que no existen cortes sobre estos materiales, pero que pueden alcanzar *los 3 m*. Su edad puede abarcar el Pleistoceno superior y el Holoceno.

Las extensas llanuras de inundación (23), que cubren gran parte de esta Hoja, corresponden a un depósito de arcillas, limos y arenas, con numerosos lentejones de gravas y cauces abandonados que interrumpen su morfología plana. Estos sedimentos pueden superar los 5 m de espesor.

Tanto los de fondo de valle (24) como los canales o lechos menores, que se acaban de mencionar, aparecen cubiertos de gravas, arenas, limos y arcillas, poco clasificados y con espesores difíciles de evaluar pero que pueden alcanzar 2 o 3 m.

En el ángulo SO de la Hoja se ha identificado un manto de limos y arenas de origen eólico (25), de tonos ocres claros y un espesor variable, pero que normalmente oscila en torno a 1 o 2 m.

Estas tres últimas unidades (23, 24 y 25) han sido asignadas al Holoceno.

### **3. TECTÓNICA**

#### **3.1. ENCUADRE REGIONAL**

La Hoja n.º 754 (Madrigalejo) se sitúa en el sector central del Domo Extremeño, gran anticlinorio del sector meridional de la Zona Centroibérica, en el sentido de JULIVERT *et al.* (1972), o bien en la subzona LusoorientaI-Alcúdice, en el sentido de LOTZE (1954).

La mayoría de la Hoja está cubierta por los sedimentos Neógenos y Cuaternarios de la Cuenca Media del Guadiana, el zócalo lo conforman materiales del CEG y Paleozoico. Los escasos afloramientos indican que los materiales del Grupo Ibor-Navalpino y paleozoicos, se restringen a la esquina suroccidental de la Hoja, alojados entre fracturas y estructuras sinclinales.

Todas las rocas están afectadas por las diferentes fases de la Orogenia Hercínica, y hay también datos en la propia Hoja de las fases prehercínicas, ya que se observa la discordancia de base de los depósitos véndicos. Asimismo, están afectados por la esquistosidad regional de la primera fase hercínica. Si bien, al Sur de la Hoja, esta esquistosidad está muy poco desarrollada.

El metamorfismo general es de muy bajo grado a anquimetamorfismo. No se observa la actividad magmática que existe en las hojas colindantes septentrionales.

#### *Deformaciones prehercínicas*

Para abordar el análisis de las deformaciones prehercínicas hay que tratar, por un lado, la problemática referente a los conjuntos litoestratigráficos y a las discordancias que los limitan. Por

otro, las estructuras, a todas las escalas, presentes en cada uno de ellos y que son claramente anteriores a la deformación de 1.<sup>a</sup> fase hercínica.

El primer aspecto ya ha sido analizado en el capítulo dedicado a la estratigrafía. A través de los trabajos de distintos autores se han llegado a establecer tres series: inferior, media y superior, separadas por dos discordancias y con edades Rifeense superior, Véndico Superior y Cámbrico Inferior respectivamente BRASIER *et al.* (1979); LIÑÁN *et al.* (1984); LIÑÁN y PALACIOS (1987); SAN JOSÉ *et al.* (1990), entre otros.

No obstante, no existe acuerdo unánime en relación con la existencia de dos discordancias, que de hecho sólo han sido situadas de forma continua a lo largo de un mismo corte en el Domo de las Hurdes ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA (1988). Dichos autores señalan cómo lateralmente el grupo intermedio llega a acuñarse superponiendo ambas discordancias.

ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988) realizan una síntesis y propuesta de correlación entre los principales anticlinorios de la Zona Centro Ibérica, estableciendo con ella los tres grupos mencionados (Cuadro I).

Ni en esta Hoja ni en el ámbito del Proyecto, afloran materiales del Grupo Valdelacasa, por lo que no se pueden aportar nuevos datos sobre esta discusión.

En el ámbito de las Hojas del Proyecto se definen claramente dos discordancias. La más baja separa un conjunto inferior con un estilo estructural bien diferenciado en el que se identifican basculamientos y grandes pliegues, cuyas trazas axiales pueden ser situadas, de forma aproximada, mediante el control de las inmersiones de pliegues  $B_1$  y lineaciones  $L_{0-1}$ , generados por la superposición de la primera fase hercínica de plegamiento. Los materiales del Grupo Ibor-Navalpino presentan estilo tectónico similar a los materiales paleozoicos. La otra discordancia se detecta en el muro de los materiales del Ordovícico Inferior, con los que se inicia el ciclo paleozoico, y que se disponen en discordancia angular y erosiva, sobre los materiales precámbricos tanto del grupo inferior como superior.

En diversos trabajos anteriores y en especial en las distintas hojas geológicas (Plan MAGNA) ya realizadas, se ha venido planteando la problemática relativa a la asignación de dichos pliegues, bien al ciclo Cadomiense o bien a la deformación anterior al Ordovícico. Esta última viene siendo designada como Fase Sárdica, aunque DIEZ BALDA y VEGAS (1992), indican que la utilización de este término es errónea, dado que, donde fue definido por HAMMANN *et al.* (1982) corresponde a una edad Ordovícico medio-superior.

La asignación de los grandes pliegues anteordovícicos a esta última etapa de diastrofismo sólo es posible cuando aquellos afectan a los materiales del Cámbrico inferior alto. Tal como ocurre en los Montes de Toledo occidentales MORENO (1977) o, según la bibliografía en Portugal OEN ING SOEN (1970); RIBEIRO (1974); CORREIA (1994). En la primera localidad dichos pliegues aparecen con dirección NNO-SSE a N-S y fueron reapretados durante el plegamiento hercínico, presentando la misma geometría de los pliegues hercínicos, con flancos rectos y charnelas agudas. Sin embargo en Portugal los pliegues asignados a deformación «sárdica» presentan la geometría de pliegues en caja («box folds»), con dirección NE-SO y por tanto aproximadamente ortogonal a los pliegues de 1.<sup>a</sup> fase hercínica, considerando una etapa extensional para su origen.

No obstante, hay que tener en cuenta que en Portugal las facies véndicas y del Cámbrico inferior no han sido identificadas, (posiblemente hayan sido erosionadas previamente al depósito de la Cuarcita Armoricana) y los autores portugueses han venido considerando que el CEG debe alcanzar la edad Cámbrico Superior. En cualquier caso no hay datos fehacientes de que el plegamiento mencionado sea «sárdico».

En el Domo de las Hurdes RODRÍGUEZ ALONSO (1985) también menciona la existencia de pliegues prehercínicos en dirección NE-SO.

En el Anticlinal de Alcudia PALERO (1993) describe una deformación intraprecámbrica descartando su posible asignación a la etapa «sárdica», dado que mediante el análisis de lineaciones de intersección este autor evidencia la existencia de una deformación anterior al Véndico, dado que dichas lineaciones presentan inmersiones variables en el Grupo Domo Extremeño, situado bajo la discordancia y aparecen en posición subhorizontal en el Véndico Suprayacente.

De esta manera en el conjunto del Macizo Hespérico lo más general y característico es la presencia de un plegamiento intraprecámbrico (anterior al Véndico Superior) con una etapa erosiva y la formación de la discordancia más general y ya admitida por los distintos autores, que separa el Grupo Domo Extremeño del Véndico Superior (Grupo Ibor-Navalpino).

Posteriormente y antes del Ordovícico debió de producirse plegamiento y fracturación, de carácter extensional según algunos autores, con carácter discontinuo y posiblemente localizada en relación con determinados accidentes.

En relación con las meso y microestructuras existen diversas citas de pliegues métricos, previos a la esquistosidad principal de la primera fase hercínica RODAQUEROL (1980); LÓPEZ DÍAZ (1992); ÁLVAREZ-NAVA y ROBLES CASAS (1988), etc. Estos últimos autores describen incluso la existencia de una esquistosidad también visible al microscopio, anterior a la 1.<sup>a</sup> esquistosidad hercínica.

El análisis de la serie paleozoica también ha permitido deducir la existencia de otros períodos con actividad tectónica de carácter distensivo. Tal es el caso de las vulcanitas emplazadas en las series silúrico-devónicas (especialmente en Almadén) y de la laguna del Devónico Superior detectada en el sinclinal de la Sierra de S. Pedro o en el de Guadalmez y atribuida a la actuación de fallas lítricas que durante la deformación hercínica fueron reactivadas como cabalgamientos LÓPEZ DÍAZ (1991).

### *Deformación hercínica*

En el conjunto de la ZCI son los grandes pliegues de 1.<sup>a</sup> fase los que configuran su estructuración principal y como consecuencia la morfoestructura de su paisaje, al existir en las series paleozoicas numerosos tramos cuarcíticos resistentes a la erosión y en especial las Cuarcitas Armoricanas, las cuales son consideradas como los niveles de referencia en la definición de los grandes sinclinatorios y anticlinorios.

La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases de deformación dúctil y frágil-dúctil y la etapa de fracturación tardihercínica.

En el Área de Salamanca DÍEZ BALDA (1986); MARTÍN IZARD (1986), etc., en el Sistema Central GONZÁLEZ-LODEIRO (1980); MACAYA *et al.* (1991), así como en el conjunto de la ZCI DÍEZ BALDA *et al.* (1990) se han definido hasta cuatro fases hercínicas. La primera da lugar a una fase de plegamiento sinésquistoso sin vergencia definida. La segunda ha sido interpretada recientemente DÍEZ BALDA *et al.* (1992) como una cizalla subhorizontal, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de estos autores dicho movimiento podría deberse a un colapso extensional de la cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

Al Sur del Sistema Central esta fase sólo aparece de forma muy localizada: Sinclinal de Guadarranque MORENO (1977); GIL SERRANO *et al.* (1984); MONTESERÍN (1985) y NOZAL (1985) y en Los Yébenes VÁZQUEZ *et al.* (1992) apareciendo como una 2.<sup>a</sup> esquistosidad de crenulación de la 1.<sup>a</sup> fase, pero que en el Sinclinal de Guadarranque llega a producir bandas de cizallamiento y transposición de  $S_1$  y  $S_0$ .

En el área de Salamanca la 3.<sup>a</sup> fase aparece como un plegamiento a todas las escalas, con esquistosidad asociada y una dirección aproximadamente homoaxial con la primera. Hacia el Sur esta fase no ha sido identificada.

Por último, las estructuras de carácter dúctil-frágil, designadas en Salamanca como 4.<sup>a</sup> fase de deformación, con dirección de acortamiento E-O (DÍEZ BALDA, *op. cit.*), deben corresponder a lo que, en el sector meridional de la ZCI, se ha designado como 2.<sup>a</sup> fase PALERO, (1991) y LÓPEZ DÍAZ, (1992 y 1993), describiéndose como una etapa de cizallamiento frágil, con numerosas fallas transcurrentes senestras, con dirección NO-SE a E-O y diversas mineralizaciones asociadas.

En este Proyecto se ha caracterizado una 3.<sup>a</sup> fase de dirección N160°E.

### 3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La Hoja de Madrigalejo, aunque ocupada en su mayor parte por la Cuenca media del Guadiana («Vegas Altas») proporciona, en afloramientos más o menos desconectados entre sí, un registro bastante completo de toda la sucesión Rifeense-Véndico y paleozoica, así como de las principales deformaciones hercínicas.

En su sector suroriental, se distribuyen numerosos pliegues con longitud de onda hectométrica o kilométrica y dirección NNO-SSE, con una esquistosidad de primera fase muy poco penetrativa en este ángulo de la Hoja y con un desarrollo progresivo hacia occidente.

En el ángulo SO, sobre la extensa llanura aluvial, se elevan diversos relieves residuales que corresponden a las series Véndicas y Ordovícicas, estructuradas según pliegues de 1.<sup>a</sup> fase, de dirección ONO-ESE, y con cizallas verticales senestras paralelas a aquellos.



Dos grandes fallas tardihercínicas (N30°E) paralelas al río Rucas, han desplazado en sentido senestro las estructuras de primera fase de las series vendienses.

### 3.3. ETAPAS DE DEFORMACIÓN

En el área de estudio se pueden reconocer una deformación prehercínica, así como dos fases hercínicas de las tres identificadas en la Hoja de Zorita situada al Norte.

#### 3.3.1. Deformaciones prehercínicas

La evidencia más clara de la deformación intraprecámbrica, se tiene en la discordancia angular y erosiva de los materiales véndicos que afloran en el Tamborrio y el Aceuchal. Bajo la discordancia se observan los materiales rifeenses con un plegamiento superpuesto que da lugar a pliegues de la primera fase hercínica con ejes verticales. En estos afloramientos la esquistosidad es poco penetrativa. Hay que destacar al sureste del Aceuchal un afloramiento de cuarcitas negras y lutitas, con ejes subverticales y pliegues asimétricos, fosilizados por la discordancia de Grupo Ibor-Navalpino, esta litología no ha sido observada en ningún otro sector del Proyecto y, por el contrario, es semejante a series precámbricas meridionales.

Los materiales Véndicos presentan unas estructuras sinclinales de gran amplitud de onda y similares a las que presentan los depósitos paleozoicos.

Estas deformaciones prehercínicas también se han podido evidenciar en dos localidades situadas en el sector suroriental de la Hoja. Una en las inmediaciones del Km 14 del Canal de Orellana y la otra en el ángulo SE de la Hoja. En la primera afloran capas y bancos de grauvacas y pelitas con dirección general N60°E y buzamiento de 50° a 70° al S, pero con suaves pliegues de 1.<sup>a</sup> fase hercínica con inmersión en el mismo sentido. Dicha dirección, coincide con la de los pliegues prehercínicos existentes en la Hoja contigua de Navalvillar de Pela. En la segunda localidad, existe un gran pliegue de eje vertical de 1.<sup>a</sup> fase hercínica (pliegue neutro) que dobla los tramos altos de la serie Rifeense y que anteriormente debían presentar una dirección próxima a la NE-SO.

Dicha estructura, viene a configurar un gran pliegue neutro, superpuesto sobre el flanco noroccidental de un sinclinal prehercínico, que se sitúa en su mayor parte en la Hoja contigua de Navalvillar de Pela. En el plano geológico, el pliegue neutro hercínico aparece representado como una traza axial sinclinal.

En la serie Rifeense de esta misma localidad, se observan numerosas fallas sinsedimentarias que siempre aparecen con el mismo sentido de movimiento indicando un estiramiento global de la serie. Tras el abatimiento de dichas capas dicho movimiento equivaldría a un hundimiento progresivo de N a S, o bien de NE a SO, si se contempla el giro de las capas tras el plegamiento hercínico.

Una de estas fallas sinsedimentarias produce un salto vertical de unos 80 m en relación con un nivel de conglomerados, tal como se representa en el ángulo SE de la Hoja. Dicho despla-

zamiento es compatible con los anteriores y representa un estiramiento general de las capas con hundimiento progresivo hacia el SO.

### 3.3.2. Deformación hercínica

El plegamiento hercínico de 1.<sup>a</sup> fase muestra dos dominios diferentes, uno oriental en el que las estructuras (pliegues y esquistosidad) presentan una dirección NO-SE a NNO-SSE y otro occidental caracterizado por direcciones ONO-ESE (Figura 3.1).

#### *Primera Fase*

Ha dado lugar a un plegamiento sinesquistoso con grandes pliegues cuyas trazas axiales muestran un trazado bastante recto, con direcciones NO-SE a NNO-SSE y ejes que presentan una inmersión general hacia el Sur que puede estimarse en 20 °C. Estos pliegues repiten sucesivamente tramos equivalentes del tramo superior rifeense definido en esta memoria y representado en la cartografía.

Hacia Occidente y a lo largo del valle del Guadiana se produce un notable incremento en el desarrollo de la esquistosidad de plano axial, en facies más finas situadas hacia muro del tramo anterior, en las que no es posible una identificación de otros grandes pliegues, ya que la esquistosidad llega a borrar posibles criterios de polaridad estratigráfica.

En el ángulo SO el Paleozoico de la Sierra de Rena corresponde al flanco meridional de un gran sinclinal cuyo cierre se produce en la localidad con el mismo nombre. El flanco Norte de esta estructura está prácticamente desmantelado por la erosión hasta el nivel de la extensa llanura aluvial colindante, aunque quedan paleorelieves de la cuarcita ordovícica en el Cerro de La Morra.

Los afloramientos véndicos situados al SE de los anteriores aparecen también como flancos individuales y aislados por la erosión. En el correspondiente al cerro del Tamborrio se han identificado numerosos pliegues decamétricos a métricos con la geometría de flanco corto-flanco largo, una inmersión de 20° al E y con S<sub>1</sub> como esquistosidad de plano axial.

El Castillo de la Encomienda se asienta sobre un pequeño cierre anticlinal dibujado por los bancos de conglomerado que se prolongan en el Cerro del Aceuchal, aunque ambas elevaciones aparecen desconectadas entre sí a través de una falla tardihercínica.

Tanto a escala cartográfica como mesoscópica, los pliegues tienden a ser concéntricos, con morfologías angulosas de flancos rectos y charnelas más o menos redondeadas, propios de un plegamiento de tipo «buckling», con más o menos aplastamiento, según sea la homogeneidad de los materiales afectados.

La esquistosidad de 1.<sup>a</sup> fase presenta un desarrollo incipiente, no siendo visible sobre los afloramientos en el ángulo SE de la Hoja. Hacia el Oeste y de forma paulatina, dicha esquistosidad adquiere un desarrollo progresivo pasando desde un «rough cleavage» hasta un «slaty

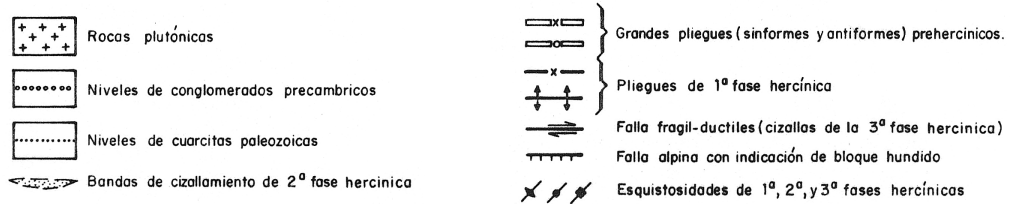
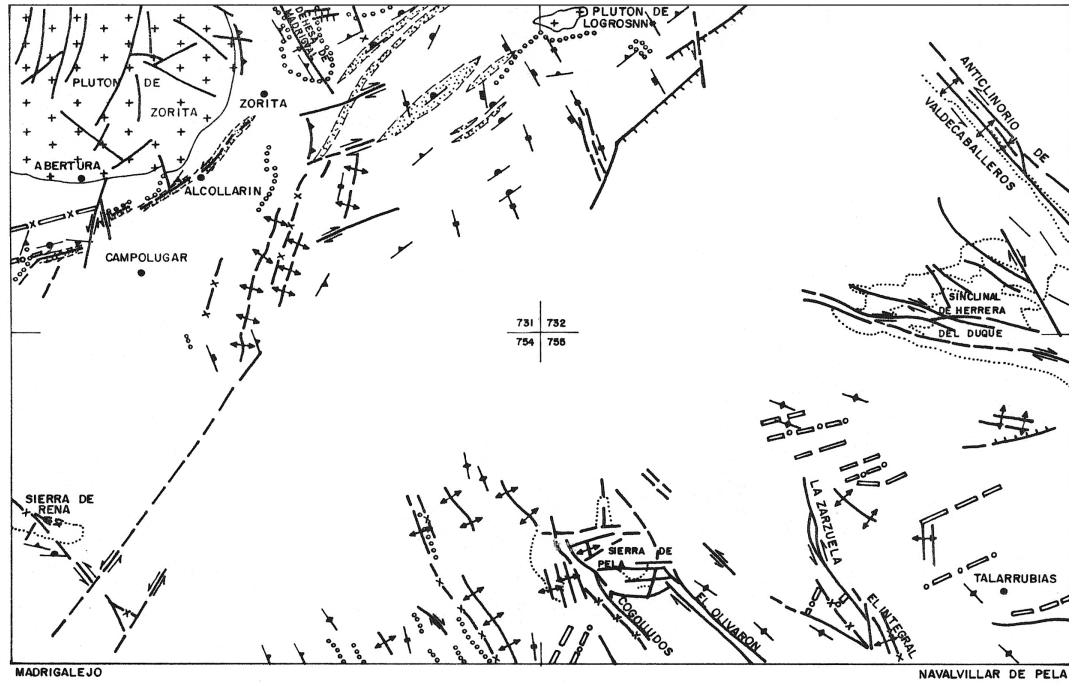


Figura 3.1. Esquema tectónico de las Hojas n.ºs 731, 732, 754 y 755.

cleavage» en los tramos pelíticos que afloran en el cauce del río Guadiana y en la carretera de Entreríos a Orellana La Vieja.

En el borde septentrional de la Hoja, los afloramientos del Rifeense que aparecen bordeados por el canal de Orellana, presentan también un importante desarrollo de la esquistosidad, apareciendo como un «slaty cleavage». Su dirección NO-SE gira hacia el Norte, a una posición más próxima a la N-S de forma que, en la Hoja de Zorita, llega a configurar un gran pliegue de eje vertical.

En el ángulo SE de la Hoja, la  $S_1$  aparece en posición subvertical. En las demás localidades siempre aparece con un buzamiento de  $70^\circ$  a  $75^\circ$  al Este, marcando así una débil vergencia al SO.

En las capas de conglomerados que aparecen intercalados en estos materiales a lo largo del río Guadiana, puede observarse cómo los clastos presentan un cierto alargamiento según la vertical, que puede representar la posición del elipsoide de deformación.

### *Tercera Fase*

Las deformaciones descritas a continuación son consideradas como tercera fase hercínica y no como segundas, dado que en las Hojas situadas al Norte (Zorita y Valdecaballeros) existe una importante fase de cizallamiento de dirección  $N60^\circ E$ , con pliegues y esquistosidad asociados, anterior a las estructuras equivalentes a las que se describen a continuación.

Los escasos afloramientos del sustrato rocoso en la Hoja de Madrigalejo no han aportado estructuras de 3.<sup>a</sup> fase muy relevantes. Su interpretación y valoración deriva por tanto de las conclusiones obtenidas, fundamentalmente, en las Hojas colindantes.

De esta manera, se integran en este episodio deformacional una esquistosidad de crenulación identificada en el Ayo. de Carrascalejo como un microplegamiento sobre  $S_1$ , con plano axial de dirección N-S y buzamiento subvertical. Asimismo, en las inmediaciones y al este de Orellana, existen diversos pliegues cuyo plano axial también se sitúa en dirección N-S y presentan un ángulo de inmersión de  $80^\circ$  al Norte. Estos pliegues abiertos e isopacos, con anchura decimétrica, pliegan a  $S_0$  y  $S_1$ .

Por otra parte, en el km 10 del Canal de Orellana, cruza una falla frágil-dúctil, de dirección  $N140^\circ E$  que presenta relleno de cuarzo involucrado en la deformación. Algunos de los pliegues dibujados por las vetas de cuarzo marcan una componente de movimiento horizontal senestro.

Asimismo, el dique de cuarzo que aflora en el paraje de El Egido entre los materiales terciarios, representaría el trazado de una falla de este sistema que abordaría por el oeste la Sierra de Pela.

Al Sur de la Sierra de Rena dos bancos cuarcíticos intercalados en la serie pizarrosa del Tremadoc, presentan un estiramiento importante, deducido de la existencia de bloques romboi-

dales con diques de Q en los planos de rotura (Figura 3.2). El conjunto puede ser compatible con un cizallamiento vertical senestro.

Aunque en este sector la escasez de afloramientos impide reconocer ninguna falla, la gran extensión ocupada por el tramo asignable al Tremadoc, hace pensar en posibles repeticiones de la misma a favor de duplex verticales en una banda de cizallamiento.

El mismo mecanismo ha podido producirse en el sustrato enterrado bajo la llanura aluvial que separa los relieves del Aceuchal y de la Barca, en los cuales afloran tramos equivalentes de la serie vendiense con techo estratigráfico y buzamiento dirigido hacia el Norte en ambos casos, lo cual puede ser debido a una repetición tectónica merced a una banda de cizallamiento.

En conjunto y al igual que en el entorno regional, esta tercera fase se configura como una etapa de acortamiento en dirección E-O, que dio lugar a crenulación y microplegamiento muy localizado y poco penetrativo, así como a diversas bandas de cizallamiento frágil-dúctil con dirección NO-SE y movimiento senestro.

### *Fracturación tardihercínica*

Las fallas posteriores a las anteriores estructuras son difíciles de identificar en los materiales del Rifeense del ángulo SE de la Hoja; a diferencia de lo que ocurre sobre las capas cuarcíticas y conglomeráticas del sector suroccidental, donde se materializa una familia de fallas senestras con dirección N30° a 35°E, que producen diversos desplazamientos en las capas cuarcíticas de la Sierra de Rena, y desplazamientos más importantes entre los bloques correspondientes a dicha Sierra, a la Sierra del Aceuchal y al Cerro del Tamborrio. Estos últimos accidentes quedan enterrados bajo la llanura aluvial aunque las capas y estructuras de 1.ª fase aflorantes y más próximas a los mismos, aparecen giradas y dobladas por arrastre senestro, tal como ocurre en el relieve situado 1 km al SE de la confluencia de los ríos Gargáligas y Rucas, o en La Casa Nogales, situada junto al río Guadiana y al Sur del Castillo de la Encamienda.

En las inmediaciones de este Castillo se han podido identificar microestructuras (planos y escalones R) relacionadas con dichos movimientos (Figura 3.3).

### **3.3.3. Deformaciones alpinas**

El sedimento terciario de la Hoja de Madrigalejo se apoya sobre la superficie fundamental de la llanura extremeña, que aparece con un suave basculamiento hacia el Norte (ver apartado sobre Geomorfología).

Los datos de los sondeos existentes en la cuenca muestran como dicha llanura, enterrada bajo los sedimentos incrementa su profundidad de forma paulatina, alcanzando los 200 m en las inmediaciones del límite Norte donde la misma llanura aflora de nuevo. Este límite Norte, aunque con trazado festoneado por la abundancia de recubrimientos recientes (Fig. 3.1), presenta una dirección general N60°E.

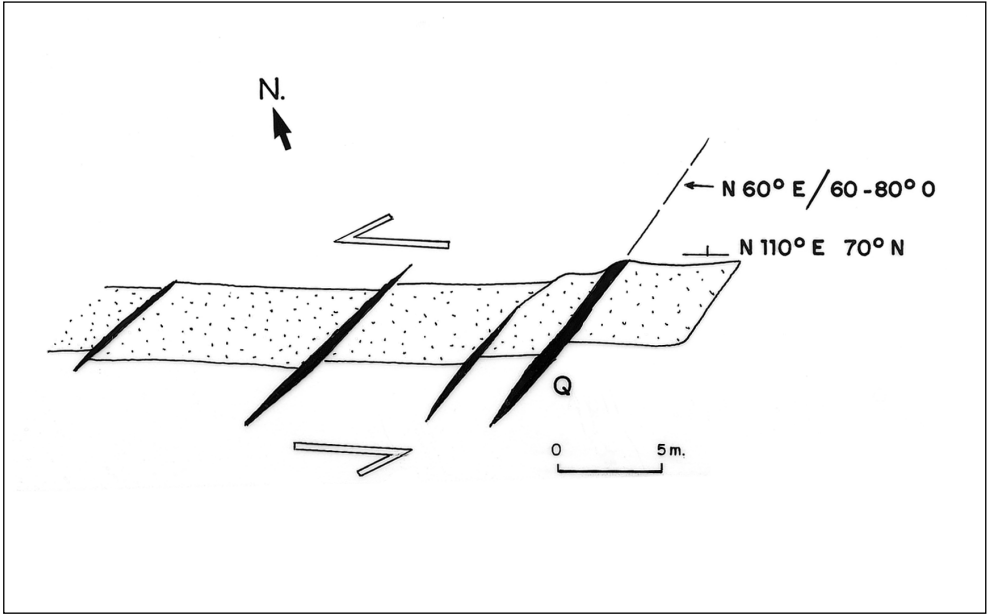


Figura 3.2.

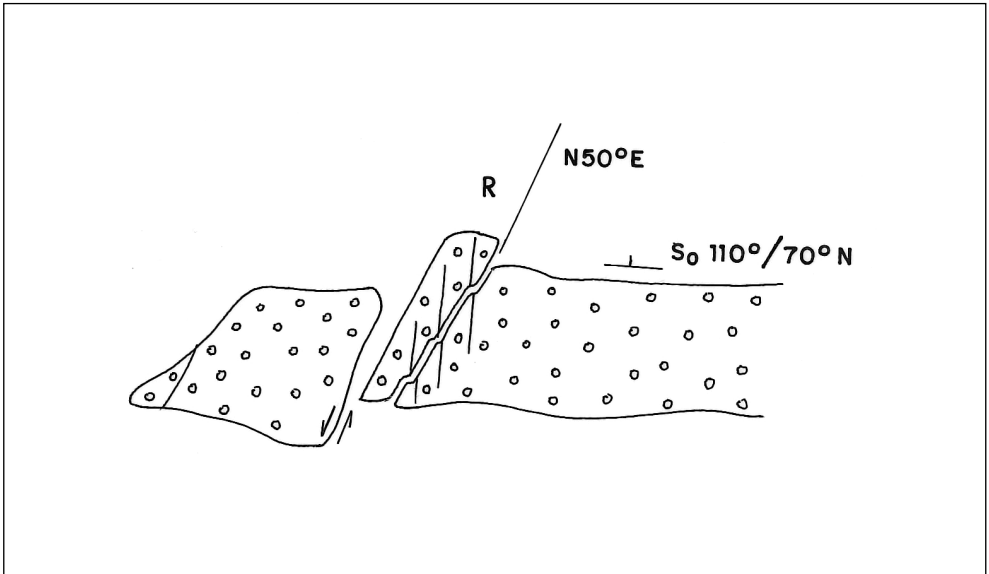


Figura 3.3.

De esta manera la cuenca media del Guadiana, que se prolonga a través de las Hojas n.º 731, 732, 754 y 755, aparece como un «graben» asimétrico, con un borde Sur atectónico y un borde Norte situado a lo largo de fallas con actividad alpina y un salto vertical superior a los 200 m.

Sobre los materiales terciarios las únicas deformaciones detectadas corresponden a suaves buzamientos (inferiores a 5°), observados en la Formación Madrigalejo y a líneas de fractura visibles en foto aérea sobre capas de conglomerados.

Desafortunadamente no existe ningún afloramiento que permita observar alguna falla o estructura afectando a los depósitos terciarios, razón por la cual no pueden caracterizarse tectónicamente dichas estructuras. En conjunto, todo el borde Norte de la Cuenca del Guadiana aparece como sucesivos segmentos en relevo derecho cuyas direcciones oscilan entre N60° y N30°E, conectados entre sí por otros accidentes menos claros con direcciones próximas a la N-S. El eje de la cuenca se extiende en dirección N60° a 70°E.

En otras cuencas equivalentes del Macizo Hespérico —tanto en España como en Portugal—, y en especial en los bordes Norte y Sur del Sistema Central, se han descrito los accidentes de borde como fallas inversas y cabalgamientos con direcciones N60°E, en segmentos conectados entre sí por fallas de transferencia subverticales y aproximadamente perpendiculares a las anteriores con una actividad localizada principalmente en el límite Oligo-Mioceno (Fase Castellana) y en el Aragoniense inferior-alto (Fase Neocastellana).

### 3.4. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

#### 3.4.1. Metodología. Rasgos generales

Para el análisis de la neotectónica de la Hoja de Madrigalejo se ha realizado un Mapa Neotectónico a escala 1:50.000 en el que un control altimétrico de las unidades geomorfológicas pueden servir como referencias para detectar desplazamientos en la vertical. Tal es el caso del lecho de piedemonte y de la superficie fundamental exhumada en algunos sectores, de su cobertera terciaria.

#### 3.4.2. Accidentes neotectónicos

El primero se desarrolla exclusivamente en torno a la Sierra de Pela, donde no muestra ninguna anomalía altimétrica.

La superficie fundamental se ha representado mediante isohipsas, tanto en el ángulo SE de la Hoja, donde aparece en vías de exhumación bajo el terciario, como bajo los depósitos terciarios, gracias a los datos procedentes de los 4 sondeos situados sobre el mapa neotectónico.

La integración de todas estas isolíneas muestra como dicha superficie fundamental se hunde de forma paulatina hasta alcanzar una línea que coincide con el cauce del río Ruecas (NE-SO), al NO del cual asoma de nuevo dicha superficie con un salto vertical ligeramente superior a los 200 m.

Dicha disposición no sirve como comprobación de actividad neotectónica y sólo permite conocer la geometría de la cuenca, así como el salto acumulado en tiempos alpinos, en torno a la falla del río Rucas, sin que se pueda evidenciar la existencia de movimientos neotectónicos.

La prolongación de dicho accidente hacia el SO se sitúa en línea con una falla tardihercínica, que produjo una rotación sobre las capas y estructuras hercínicas del zócalo. Por otro lado, el nivel de cumbres situado a ambos lados de esta estructura (Sierra de Rena en el bloque noroccidental y elevaciones del Aceuchal, Barca y Tamborrio en el suroriental) muestra un desnivel de unos 100 m, con hundimiento del segundo bloque. Lo cual coincide con el movimiento relativo que se produce con mayor cuantía hacia el extremo NE del accidente.

Es precisamente el trazado, más o menos rectilíneo, del río Rucas, a lo largo de esta falla tardihercínica y alpina, lo que apunta hacia una posible actividad en el período neotectónico.

### **3.4.3. Anomalías geomorfológicas y anomalías gravimétricas**

Se han representado diversas anomalías geomorfológicas lineales sobre segmentos rectilíneos de diferentes cauces (Rucas, Gargáligas, Guadiana y Zújar), dado que pueden corresponder a posibles fracturas del zócalo con actividad desconocida, que en cualquier caso corresponden a las direcciones de fracturación de la región.

La mitad septentrional de la Hoja aparece cruzada de NE a SO por dos líneas de contraste gravimétrico. La más accidental coincide con el accidente de Rucas, y la oriental es la prolongación de la misma anomalía, que en la hoja de Valdecaballeros marca el eje de la cuenca, pero que en este sector ya no tiene tal significado, ya que el depocentro de la misma se sitúa más al Norte.

### **3.4.4. Sismicidad**

Dentro de esta Hoja no se encuentra referenciado ningún evento sísmico para el período en el cual se dispone de datos.

Esto indica que, en caso de haber existido, la actividad sísmica ha sido de muy baja magnitud.

Según CARVAJAL *et al.* (1992) en su investigación realizada sobre la intensidad máxima alcanzada en el Macizo Hespérico (Figura 3.4), esta Hoja se encuadraría en la zona donde la intensidad máxima sentida alcanza un valor de grado VI (escala MSK), reflejo de la actividad sísmica de las zonas de Sevilla al Sur y Lisboa al Oeste.

### **3.4.5. Sismotectónica**

En base al análisis comparativo de datos sísmicos, geológicos y geofísicos, CARVAJAL *et al.* (*op. cit.*) realizan una zonación sismotectónica del Macizo Hespérico, en la cual definen doce zonas con características sismotectónicas propias (Figura 3.5).



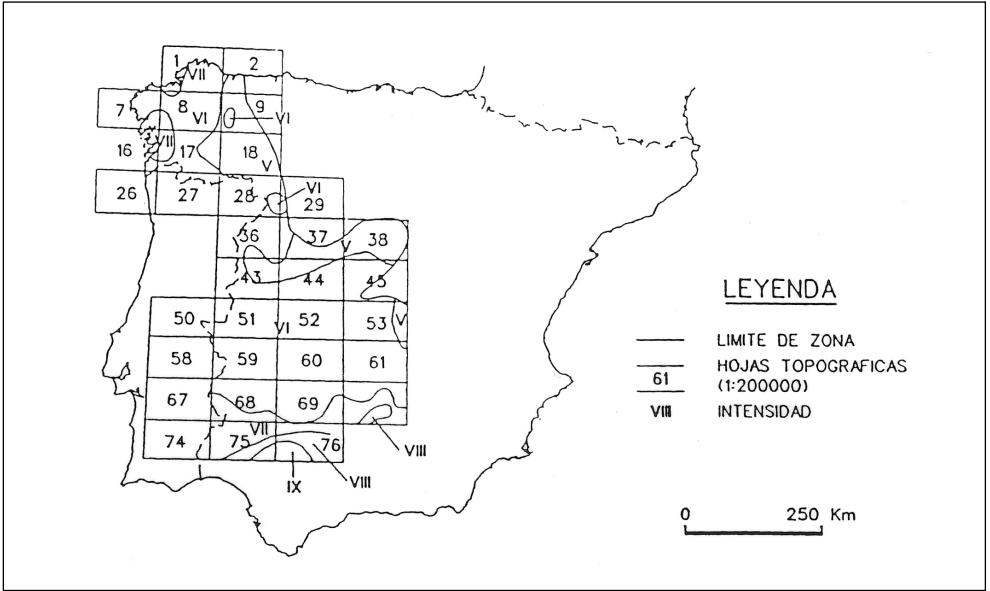


Figura 3.4. Intensidades máximas registradas en el Macizo Hespérico (CARVAJAL, A. y MATAS, J., 1992).

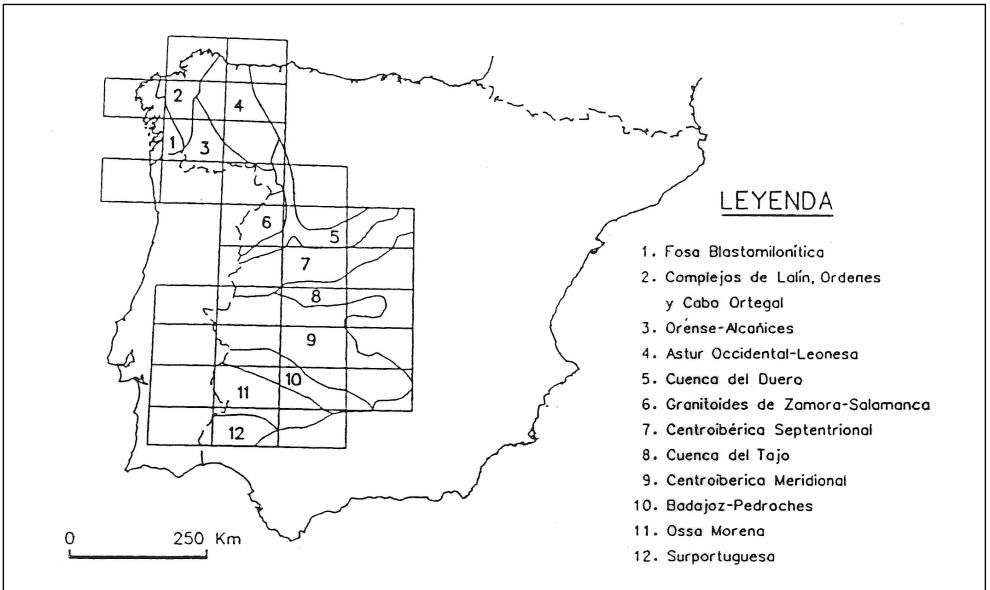


Figura 3.5. División de zonas del Macizo Hespérico (CARVAJAL, A. y MATAS, J., 1992).

Según esta subdivisión, esta Hoja se sitúa en la Zona Centroibérica Meridional. Esta zona se caracteriza por la presencia de metasedimentos del Proterozoico Superior, sedimentos del Paleozoico, rocas plutónicas de composición predominantemente granítica y sedimentos, esencialmente siliciclásticos, como relleno de las cuencas terciarias, de las cuales la de mayor importancia en la zona es la Cuenca del Guadiana.

La estructuración más relevante es la debida a la Orogenia Hercínica y los datos y disponibles indican, cómo se ha reseñado, una muy escasa actividad sísmica.

Los estudios neotectónicos realizados han puesto de manifiesto la existencia de fracturas con actividad en el período neotectónico considerado.

Estas fracturas que constituyeron el borde Norte del semigraben de la Cuenca media del Guadiana, de cuyos sistemas el N35° a N50°, es el que configura la morfología del borde de los depósitos y el N-S (N10°E y N170°E), el que define subcubetas con elevadas tasas de sedimentación (tectofacies), deben de tener sistemas subparalelos en profundidad cuya actividad en el período neotectónico ha sido continuada. Al sistema N-S sería atribuible el final de la etapa de vaciado de la serie roja, en el Mioceno Inferior, con la elevación del bloque occidental de la Hoja de Madrigalejo, lo que originó los depósitos de la serie ocre en el ámbito oriental (Abanico de las Villuercas).

La actividad geotérmica relacionada con la fractura de dirección NO-SE del borde occidental de la Sierra de las Barbas de Oro (Balneario de Valdecaballeros) con características similares a los que existen en las Hojas colindantes de Herrera del Duque y Cabeza de Buey, en fracturas de dirección similar, donde las surgencias de aguas con temperatura >20 °C, ligadas a dichas fracturas, son numerosas.

La fractura de dirección E-O a N60°E descrita en el sector Nororiental de la Hoja de Navalvillar de Pela, con un salto vertical de 20 m, que afecta a sedimentos pliocenos y a la que se encuentran asociada numerosos manantiales y diversas peculiaridades morfológicas que concluyen en la posibilidad de que esta estructura halla podido tener actividad en tiempos recientes, aunque no históricos.

Por último, la red fluvial con varias anomalías morfológicas, en la que segmentos rectilíneos de los cauces con direcciones subparalelas a uno de los sistemas de fracturas significativos, gira bruscamente en codos de 90° para mantener otro segmento rectilíneo subparalelo a otro de dichos sistemas, son hechos indicativos de actividad reciente, si bien no constatada, del zócalo.

Este conjunto de datos, en el ámbito de la Hoja y sus proximidades, junto con las limitaciones del registro sísmico, no permite excluir la posibilidad de que se trate de estructuras generadoras de terremotos aunque con los datos estrictos, la ausencia de sismicidad epicentral en la zona centroibérica Meridional, donde se encuadra esta Hoja, concluirá en su condición de zona sísmica muy estable.

## 4. PETROLOGÍA

### 4.1. FILONES DE CUARZO (1)

Este tipo de diques, muy abundantes en el contexto regional, son escasos en el ámbito de esta Hoja, en gran parte debido a la poca extensión aflorante de los sedimentos precámbricos y paleozoicos.

El único dique de este tipo cartografiado se localiza al sureste de Madrigalejo y noreste de Acedera en el paraje denominado El Egido.

Se trata de un resalte con morfología de «sierra» de espesor plurimétrico, rodeado de materiales terciarios de la Fm. Madrigalejo y Cuaternarios. Su dirección aproximada es NO-SE y está formado por cuarzo lechoso masivo en el que no se observa mineralización aparente.

Por su dirección y aspecto se le asimila a los diques asociados a fracturas desarrolladas en etapas tardihercínicas PARGA (1969), y en el caso de esta Hoja, a la familia de fallas frágiles de dirección N140°E de la 3.<sup>a</sup> fase hercínica.

### 4.2. ROCAS BÁSICAS (V)

Las rocas básicas de esta Hoja son coladas intercaladas en los materiales de las Formaciones del Grupo Domo Extremeño.

En los afloramientos de la Formación Areniscas de Estomiza del sector septentrional, las coladas son de dimensiones muy reducidas, no cartografiables y normalmente ligadas a las facies de volcanoarenitas masivas (sv) de grano medio-grueso con grava.

En los sectores meridionales, estas coladas están ligadas principalmente a las series de la Formación Orellana y son de mayores dimensiones, de tal forma que, en algún caso, han sido cartografiadas (v).

Se trata de rocas con color verde oscuro, microgranudas y con tendencia porfídica. A menudo se observa una débil alteración en los sedimentos sobre los que se apoya. Las estructuras primarias más frecuentes son las «pillow lavas».

Son cuerpos zonados con un núcleo más granudo y sin apenas estructuración que hacia los bordes muestran una disminución de tamaño grano y una mayor estructuración.

Son rocas constituidas por plagioclasa, biotita, clinoanfíbol y opacos.

Su textura es traquítica, porfídica, marcada por fenocristales de plagioclasa y en menor proporción por clinoanfíbol.

La plagioclasa presenta procesos de alteración (saussuritización) con formación de zoisita-clinozoisita, epidota, carbonatos y sericita, lo cual puede indicar una composición muy rica en componente anortítico.

El clinoanfíbol se encuentra retrogradado en casi su totalidad a clorita, al igual que la biotita. Los minerales opacos son abundantes y tienen hábito subhedral.

En algunas muestras se observa una textura coronítica, formada por un núcleo de carbonato y una orla de clorita.

Se pueden clasificar como basaltos con fuertes procesos de alteración.

#### 4.3. METAMORFISMO

Los materiales metasedimentarios representados en el área que comprende la Hoja, han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo con la deformación hercínica y que comprende la zona de la clorita, en base a los minerales índice presentes en los meta-sedimentos.

Las asociaciones minerales presentes en los materiales de esta zona son las siguientes:

1. Cuarzo + moscovita
2. Cuarzo + clorita + moscovita
3. Cuarzo + moscovita + albita
4. Cuarzo + moscovita + clorita + albita

Todas ellas van acompañadas de minerales opacos y llevan como minerales accesorios, circón, rutilo, apatito y turmalina.

La asociación más frecuente es la 4, aunque no se pueden diferenciar dominios según predomine una u otra asociación.

Dentro de la Hoja, y más concretamente en la esquina SE, se observan dos esquistosidades. La primera esquistosidad corresponde a la primera fase de deformación hercínica ( $S_1$ ), la cual varía desde una esquistosidad grosera para tramos grauváquicos y arenosos con la orientación de los minerales micáceos hasta una esquistosidad de tipo «slaty cleavage» para los tramos pelíticos. La segunda esquistosidad está asociada a la tercera fase de deformación hercínica ( $S_3$ ) y se trata de una crenulación de la  $S_1$ , donde los planos son discontinuos y cortos.

Para los materiales pertenecientes al Ordovícico y Silúrico, en campo no llega a observarse esquistosidad, pero el estudio microscópico nos indican la presencia de una esquistosidad muy grosera para los tramos más pelíticos, con la orientación de los filosilicatos (moscovita + sericita).

En las Formaciones del Grupo Domo Extremeño (Rifeense Superior-Véndico Inferior), y en los tramos de composición grauváquica, es frecuente observar fragmentos de roca (FR) de composición pelítica, que muestran una estructuración previa ( $S_{pr}$ ) a la esquistosidad principal de

la roca ( $S_1$ ). La esquistosidad Spr es de tipo «slaty cleavage», y  $S_1$  es del tipo crenulación, mientras que la esquistosidad principal para la roca es una esquistosidad grosera.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

### 5.1. FISIOGRAFÍA

La Hoja se ubica en el eje de la cuenca alta del Guadiana, situada al Norte de la comarca de la Serena y al Sur de los relieves de Zorita.

El extremo SO de la misma es el lugar de confluencia de los ríos Guadiana y Zújar y de reunión, en una única llanura aluvial, de los ríos Rucas y Gargáligas con los anteriores.

Las extensas llanuras de inundación, que llegan a cubrir la tercera parte del área de estudio, se sitúan entre cotas de 250 en el punto más bajo y 275 m en diversas localidades situadas aguas arriba.

Por encima de este plano, se extiende un relieve de plataformas labradas sobre los depósitos terciarios que se escalonan hasta los 350 m de altitud.

Sobre el sustrato preordovícico una antigua llanura se eleva hasta los 404 m en Orellana La Vieja. Al Norte de esta localidad la falda occidental de la Sierra de Pela da lugar a la máxima cota de la Hoja: 600 m.

### 5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

La morfoestructura del área presenta rasgos bastante sencillos, aunque el modelado fluvial llega a enmascarar algunos de ellos.

#### 5.2.1. Estudio morfoestructural

Esta Hoja geológica, al aparecer cruzada por la cuenca del Guadiana, presenta la morfoestructura propia del relleno de dicha cuenca, así como de las estructuras de borde que la configuran. A lo anterior, se suman las características propias del zócalo aflorante al Norte y al Sur de esta cuenca y en diversos relieves residuales que, a modo de isleos, emergen sobre las llanuras aluviales.

El zócalo de los sectores suroriental y centro septentrional del área, aparece con un relieve alomado en el que los puntos más elevados enrasan al nivel de lo que debió de ser la *superficie fundamental* SOLÉ SABARIS (1952) y BIROT y SOLÉ (1954). Término introducido por dichos autores en sus investigaciones sobre el Sistema Central y Meseta Norte. Esta misma superficie ya había sido designada en Extremadura, como *penillanura extremeña* HERNÁNDEZ PACHECO (1947).

Aunque en el entorno de la Hoja se encuentra muy alterada por la incisión fluvial posterior, en el extremo SE puede reconocerse como un plano general que rodea la falda de la Sierra de Pela, donde aparece tapizada por diversas generaciones de glació y finalmente queda enterrada bajo los depósitos de la cuenca. En ésta, los datos de los sondeos recopilados muestran que se prolonga como un plano con pendiente dirigida hacia el borde norte de los depósitos terciarios. Al NO del río Rucas, reaparece en un umbral en el que dicha superficie de erosión, muy degradada e incidida, se prolonga por la comarca de Zorita hasta el escarpe de la Sierra de Montánchez-Las Villueras.

La disposición anterior corresponde a una semifosa con un borde sur atectónico y un borde norte que podría corresponder con el viejo accidente tardihercínico, reactivado en el alpino y situado bajo la llanura aluvial del río Rucas. De esta manera, el límite norte de la cuenca coincidiría con dicho accidente, en tanto que su límite sur viene a representar el actual borde de exhumación del zócalo bajo la cobertera.

Los relieves que se elevan sobre las llanuras aluviales del extremo SO, vienen a ser equivalentes a todos los relieves cuarcíticos del Macizo Hespérico y que normalmente se elevan entre 200 y 300 m sobre la superficie fundamental. Dado que en este lugar la cima de la Sierra de Rena, por ejemplo, se sitúa a unos 160 m sobre la llanura aluvial, la superficie fundamental debe encontrarse a unos 100 m bajo dicha llanura, suponiendo que dichas cumbres no hayan experimentado un rebajamiento importante.

Los sedimentos blandos que rellenan la cuenca (arcosas y arcillas de la Formación Madrigalejo), presentan niveles de gravas cuarcíticas, que al ser exhumadas por la incisión fluvial, configuran plataformas o superficies estructurales, en las que pueden observarse algunos débiles basculamientos que atestiguan una cierta movilidad de la cuenca posterior al depósito de dichos niveles. Estos se distribuyen en tres niveles escalonados, con descenso desde el Este hacia el Oeste, tanto al lado Norte como al Sur del río Gargáligas.

### **5.2.2. Estudio del modelado**

Sobre la morfoestructura anterior se han elaborado diversas unidades geomorfológicas, en su mayoría de origen fluvial y poligénico.

#### *Formas estructurales*

La mayor parte de las formas con este origen son las derivadas de la morfoestructura de la cuenca.

Las *superficies* o plataformas *estructurales* presentan una notable extensión, especialmente sobre las facies arcósicas, donde los niveles de gravas que las producen son más abundantes. Dichas plataformas tienen un desarrollo areal limitado y lateralmente desaparecen, y en su lugar suele desarrollarse otra plataforma de gravas, a distinto nivel. Dicha disposición hace pensar en antiguas terrazas fluviales, encajadas sobre la serie arcósica, que posiblemente fueron cubiertas por sedimentos más recientes para ser exhumadas en tiempos recientes por el encaja-

miento de la red hidrográfica. Durante este proceso, algunas de ellas presentan indicios de retrabajamiento fluvial reciente, especialmente sobre las plataformas más bajas, de forma que ha podido producirse una superposición de depósitos recientes sobre un depósito y una morfología anterior semejante. Tal es el caso de la llanura que se extiende en torno a Zurbarán.

Cuando no es así, estas superficies son fácilmente distinguibles de una terraza reciente, ya que aparecen degradadas (*superficie estructural degradada*) e incluso débilmente basculadas, en cuyo caso se ha representado su buzamiento.

Algunos de sus bordes dan lugar a *escarpes* característicos de sedimentos subhorizontales.

Sobre los niveles cuarcíticos de la Sierra de Pela y de Rena, se pueden identificar líneas de *cresta* en *capas subverticales* y en *series monoclinales*.

Sobre los relieves del ángulo SO de la Hoja se identifican algunas fallas con desplazamiento en la horizontal de las capas cuarcíticas. En algunas plataformas estructurales del Terciario, la fotointerpretación muestra líneas que pueden corresponder a fracturas sin desplazamiento.

### *Formas fluviales*

Como ya se ha indicado, las *llanuras de inundación* ocupan hasta una tercera parte de la superficie de la Hoja y aparecen constituidas por limos y arcillas de decantación muy fértiles para el cultivo. En ellas se encajan diversos *cauces* o *lechos menores*, que en ocasiones se prolongan, aguas arriba y fuera ya de la llanura como *fondos de valle*.

Algunos de dichos *canales* aparecen *abandonados* o bien anastomosados entre porciones de la llanura aluvial en la que son reconocibles *cicatrices de acreción lateral*.

Los conos de deyección sólo aparecen representados en el borde oeste de la zona de estudio, donde se extienden hacia la Hoja contigua de Navalvillar de Pela, así como en la desembocadura de algunos tributarios, por la izquierda, del río Gargáligas.

La forma fluvial más antigua y producida por depósito es el nivel de terraza baja situado a sólo 5 m sobre el río Rucas y entre 10 y 20 m en la confluencia del Rucas con el Gargáligas.

Las formas fluviales erosivas más frecuentes son las líneas de incisión (*thalwegs*) y las *divisoriais de aguas* o *culminaciones en interfluvios*, que en el borde occidental de la hoja aparecen como *culminaciones en interfluvios poco definidos*.

*La arroyada en regueros cambiantes* corresponde a una leve incisión lineal producida sobre llanuras con cierta pendiente y todavía inundables. Tal es el caso de los glacis actuales, terraza baja y llanura de inundación del extremo Norte del río Rucas.

Por último, dentro del lecho menor de los cursos principales, el canal de estiaje suele realizar una *erosión lateral* que produce socavación y un *escarpe* del borde de la llanura o de la terraza colindante.

## Formas poligénicas

Más características de las áreas de zócalo, cuya morfología ha experimentado una lenta evolución; por ello predominan en el ángulo SE del área.

En este sector se han diferenciado hasta tres niveles, muy próximos entre sí en cuanto a su distancia vertical. Su definición se basa no tanto en su escasa representación dentro de la Hoja, como en su mayor desarrollo en la hoja contigua de Navalvillar de Pela.

La más alta y antigua (S1) corresponde a una única y pequeña hombrera situada a unos 500 m en la ladera de la Sierra de Pela, donde el zócalo cuarcítico aparece fuertemente rubefactado.

En la Loma del Jaroso, en Orellana La Vieja y al Oeste de esta localidad, puede identificarse un nivel de aplanamiento resultante de un retoque y retrabajamiento de la superficie anterior, ya que puede presentar todavía una cierta rubefacción o bien haber sido desprovista de ella. Por ello se designa como S1'. Se sitúa entre cotas de 420 y 380 m.

En el resto de la Hoja sólo se ha podido identificar otro aplanamiento (S<sub>2</sub>) con pendiente dirigida hacia los cauces, descendiendo desde los 360 hasta los 320 m en el borde septentrional de la Hoja. Sobre esta superficie se conserva lo que debe corresponder a las «raíces» de la alteración ocre y su génesis parece estar relacionada con el encajamiento reciente de la red.

Entre las formas poligénicas producidas por depósito destaca la existencia de *cuatro generaciones de glacis* junto con un último episodio de *glacis recientes actuales*, que todavía son funcionales y enlazan con las llanuras aluviales o bien con los fondos de valle.

La primera generación de glacis sólo aparece representada dentro de la Hoja por un único afloramiento, constituido por un debris de fango rojo con cantos y bloques cuarcíticos rubefactados, que por su cota (480 m) y coloración puede relacionarse con la hombrera de la superficie S1, identificada a sólo medio kilómetro al Sur.

La segunda generación corresponde al *techo de piedemonte*, glacis extenso (G<sub>2</sub>), que orla el relieve residual de la Sierra de Pela. Se trata de un delgado canturreal cuarcítico que corona un tramo limo-arcilloso de unos pocos metros de espesor y coloración ocre, que a su vez cubre un zócalo pizarroso con una alteración ocre característica.

Por debajo de este plano se encaja otra generación de *glacis* (G<sub>3</sub>) que presentan tonalidades rojizas (menos intensas que la rubefacción asociada al glacis (G<sub>1</sub>)).

Cerca del eje de los valles actuales se sitúan los puntos más bajos de otra generación de *glacis* (G<sub>4</sub>), con coloraciones más claras.

Extensas áreas del interior de la cuenca terciaria aparecen con morfología de pendientes variables y no regularizadas y cubiertas por depósitos considerados de origen *aluvial-coluvial*.



### *Formas de ladera*

Alcanzan su máximo desarrollo cubriendo, como *coluviones*, las laderas regularizadas de los relieves cuarcíticos de las Sierras de Pela y Rena, así como algunos escarpes producidos por las superficies estructurales de los sedimentos terciarios.

### *Formas eólicas*

Tan sólo se trata de un delgado (102 m) recubrimiento de limos y arenas, con este origen, que cubren el terciario arcósico del ángulo SO de la Hoja y que se extiende con mayor desarrollo hacia la zona de Villanueva de Serena.

### *Formas lacustres*

Sobre los materiales terciarios y especialmente sobre las mesetas de las superficies estructurales labradas sobre las capas de gravas, existen diversas lagunas estacionales, en su mayoría desecadas para su uso agrícola.

### *Formas antrópicas*

Todas las obras realizadas para el plan Badajoz han supuesto una notable modificación de la morfología, hidrografía e incluso de la distribución de los núcleos de población y de las vías de comunicación. El gran canal de Orellana y diversos canales secundarios, han dado lugar a importantes movimientos de tierras.

Sobre las llanuras de inundación la intrincada red de acequias y las zanjas de drenaje, han transformado antiguas zonas montañosas en vegas muy productivas.

Existen numerosas explotaciones de graneros sobre estas mismas llanuras, especialmente en la zona de confluencia de los ríos Guadiana y Zújar.

## 5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales debidas a depósito han sido relacionadas en los apartados anteriores con las unidades geomorfológicas correspondientes. Su composición y espesor también aparecen descritos en el capítulo de Estratigrafía. Por ello, en este apartado se describen solamente las formaciones superficiales producidas por alteración.

Las alteritas diferenciadas en la zona de estudio se restringen a las ferruginizaciones y carbonataciones del Mioceno inferior y a la alteración caolínica del Mioceno superior-Plioceno.

Las primeras se detectan como una rubefacción del zócalo o bien como delgados niveles de encostramiento por carbonato, presentes en el ángulo suroccidental de la Hoja, a cotas elevadas

de algunas pequeñas elevaciones que aparecen coronadas por gravas rojizas de cantos cuarcíticos. Estos depósitos aparecen a una altura similar a la del nivel de gravas más alto y situado ya sobre las arcillas de la Formación de Madrigalejo, corroborando así la interpretación, ya apuntada anteriormente, según la cual, las mesas estructurales de la Cuenca del Guadiana corresponden a depósitos fluviales del Mioceno inferior.

La segunda alteración (alterita ocre) produce una transformación más intensa de la roca, con caolinización y lixiviación hasta una profundidad superior a los 10 m. Se extiende fundamentalmente bajo la superficie del glacis G<sub>2</sub> situado en el lado occidental de la Sierra de Pela.

#### 5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

La evolución geomorfológica del área de estudio se inscribe dentro de la evolución general del Macizo Hespérico en tiempos alpinos.

Dicha evolución se inició durante el Mesozoico con el desarrollo de una superficie de erosión (*superficie inicial*), de la cual sólo perdura lo que se designa como *nivel de cumbres*.

Sobre dicha superficie se produjo un importante perfil de alteración de varias decenas de metros de espesor, bajo un clima tropical. Sin embargo, las capas cuarcíticas no experimentaron cambios mineralógicos importantes, de forma que, ya durante el Mesozoico, la alterita de los materiales pizarrosos y grauváquicos fue progresivamente erosionada a la par que en profundidad continuó el avance del frente de alteración. De esta manera las capas cuarcíticas no alteradas y resistentes a la erosión comenzaron a destacar sobre el relieve (nivel de cumbres) en tanto que la superficie fundamental proseguía su encajamiento, hasta configurarse los relieves apalachianos tan característicos de algunos sectores del Macizo Hespérico GARCÍA ABAD y MARTÍN SERRANO (1980).

Esta superficie encajada —esencialmente sobre el Complejo Esquisto Grauváquico— fue designada como *superficie fundamental* en la Meseta Norte SOLÉ SABARIS (1952); BIROT (1952) y SOLÉ SABARIS (1954) y como *penillanura extremeña* en la Meseta Sur (HERNÁNDEZ PACHECO 1974). Con los movimientos alpinos fue desnivelada y basculada en distintos bloques tectónicos, generándose las distintas cuencas terciarias del Macizo Hespérico.

En la Hoja de Madrigalejo este basculamiento se produjo hacia el NNO hasta las fallas del borde Norte de la Cuenca del Guadiana.

Las tectofacies, en abanicos asociados a fallas activas, y los materiales terrígenos procedentes del desmantelamiento paulatino de la alterita fundamental en la superficie basculada, fueron rellenando la semifosa y cubriendo sectores cada vez más meridionales de dicha superficie, en muchos casos ya desprovista de la alterita fundamental.

En la cuenca baja del Guadiana y a falta de dataciones, dichos depósitos han sido asignados al Neógeno. En la cuenca alta, cuyos afloramientos llegan a cubrir 3/4 de la Hoja, tampoco existen dataciones. No obstante, y si se tiene en cuenta por un lado que la alteración roja, característica del Mioceno inferior, afecta a la Formación Madrigalejo, y por otro, que

existen canales y depósitos afines con dicha alterita y como canales erosivos sobre la misma formación, puede pensarse que la edad de dicha Formación no sobrepasará el Mioceno inferior.

La etapa roja representa un período en el que se instaló un sistema fluvial, seguramente con régimen torrencial en clima cálido, que creó hombreras o escalones junto a los relieves residuales que enlazarían, mediante una pendiente regularizada, con la superficie fundamental del zócalo exhumado, o ya en vías de exhumación por dicho sistema fluvial. Hasta el escarpe del borde Norte de la Cuenca del Guadiana, la escorrentía debió de producirse a favor de la pendiente resultante del basculamiento anterior, es decir del SSE hacia el NNO.

Este proceso puede reconstruirse con gran claridad, especialmente en esta Hoja, donde las gravas cuarcíticas con matriz arcillosa roja se distribuyen en tres niveles de paleoterrazas, levemente encajadas desde el Este hacia el Oeste, situadas sobre los interfluvios actuales que separan los ríos Rucas, Gargáligas y Guadiana.

Observando la disposición en planta de este sistema de paleoterrazas, se deduce el drenaje de un curso fluvial dirigido hacia el NNO hasta el accidente del río Rucas.

La actividad simultánea de esta estructura, con hundimiento del bloque de la cuenca, provocó la migración lateral de dicho curso hacia el OSO y las terrazas escalonadas ya descritas.

En el ángulo NE de la Hoja y al menos al nivel de la paleoterraza más alta, debía de confluir otro paleozoico, similar al Rucas actual, con dirección longitudinal al borde norte de la cuenca.

Por ello, la meseta o paleoterraza más alta corresponde a un conglomerado polimítico, con numerosos clastos de pizarra, tomados de la tectofacies de dicho borde de cuenca, tal como aflora junto a la localidad de Madrigalejo.

Movimientos posteriores en relación con estos accidentes, produjeron leves basculamientos de las terrazas más altas e incluso variaciones en el nivel de base regional, ya que los glaciares y abanicos del ciclo ocre pudieron enterrar, al menos en parte, el dispositivo anterior hasta el momento (Pleistoceno inferior), en el que la red hidrográfica atlántica capturó de nuevo este sector, encajándose con sucesivas etapas de regularización de sus vertientes. Así se configuraron tres generaciones de glaciares  $G_3$ ,  $G_4$  y glaciares actuales. Estos últimos enlazando ya con las extensas llanuras de inundación.

## 5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y RECIENTE

La Hoja de Madrigalejo presenta una morfología debida principalmente al encajamiento y desarrollo de un importante sistema fluvial, ya que en ella confluyen los ríos Rucas, Gargáligas, Guadiana y Zújar. Sin embargo, también participan en el paisaje formas heredadas, y en algunos casos, exhumadas tras el desmantelamiento de la parte alta de la serie terciaria. Tal es el caso de los relieves residuales de la Sierra de Rena, del Aceuchal y Tamborrio, así como de las superficies estructurales correspondientes a la exhumación del sistema fluvial del Mioceno inferior.

Recientemente, las extensas llanuras aluviales han dejado de funcionar como llanuras de inundación, tanto por la disminución de las precipitaciones, como las obras hidráulicas y canalizaciones para el regadío. Todas estas obras han alterado notablemente la morfología actual de la cuenca incidiendo en el funcionamiento normal de lo que fueron canales encajados en la llanura, fondos de valle como colectores de la escorrentía, huellas de arroyada difusa sobre glaciares y llanuras, etc.

## 6. HISTORIA GEOLOGICA

En el área de investigación del Proyecto que incluye esta Hoja, situada en el núcleo del Domo Extremeño, el registro sedimentario de los materiales aflorantes muestra tres conjuntos claramente identificables. El conjunto precámbrico, es la unidad más característica de esta región; el conjunto paleozoico, que origina los relieves que resaltan en la penillanura extremeña, y el conjunto cenozoico, que rellena las depresiones por donde discurren los cauces fluviales más importantes, especialmente el río Guadiana y sus afluentes Gargáligas, Rucas, Alcollarín, Cubilar y Zújar.

La base de la serie general, en gran parte de la ZCI, la constituyen los materiales atribuidos al Precámbrico y denominados Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), CARRINGTON DA COSTA (*op. cit.*), TEIXEIRA (*op. cit.*) y OEN ING SOEN (*op. cit.*).

En las últimas décadas, las investigaciones realizadas en estos materiales, no han conseguido poner de acuerdo a los distintos autores sobre cuestiones geológicas básicas. De esta forma se tiene, desde autores o equipos de investigación que han considerado el CEG como un registro sedimentario continuo, hasta propuestas que lo subdividen en dos, tres o cuatro grupos.

Los primeros intentos de división son los de BOUYX (1970), CRESPO y REY (1971) y CRESPO y TAMAIN (1971). En estos dos últimos trabajos los autores distinguen en el Valle de Alcudia y Domo de Abenojar, dos unidades separadas por una discordancia a las que denominan Alcudense Inferior, eminentemente grauváquica y Alcudense Superior con sedimentación mixta siliciclástico-carbonatada.

El trabajo de síntesis regional de HERRANZ y otros (1977), recoge esta división y la amplía a toda el área de Alcudia-Alta Extremadura.

En la publicación resumen del «Proyecto Hespérico», ÁLVAREZ NAVA y otros (1988), definen la existencia de tres grupos separados por discordancias. Esta línea de investigación se mantiene y precisa en trabajos posteriores SAN JOSÉ (1981), SAN JOSÉ y otros (1990), PALERO (1993), LÓPEZ DÍAZ (1994) y actualmente la subdivisión del CEG en tres grupos denominados: Domo Extremeño, Ibor-Navalpino y Valdelacasa, es generalmente utilizada y aceptada.

En cuanto a la edad precámbrica, atribuida a la mayor parte de la sucesión anteordovícica, es igualmente objeto de controversia, acrecentada por el escaso contenido paleontológico de estos materiales y la dispersión de los hallazgos.

La atribución cronoestratigráfica de los materiales del Alcudiense Inferior (Grupo Domo Extremeño) al Rifeense s.l., en virtud del supuesto hallazgo de dos géneros de acritarcos MITROFANOV y TIMOFEEV (1977), no tiene actualmente validez ya que dichos géneros han sido considerados como de origen inorgánico y por ende han perdido su valor estratigráfico. Sin embargo, otros hallazgos de acritarcos e icnofósiles, realizados en materiales del Alcudiense Inferior Centroibérico VIDAL y otros (1994a), permiten considerar una edad Neoproterozoica (Véndico) para todos estos restos fósiles.

La mayor abundancia y diversidad de fósiles se dan para el Alcudiense Superior (Grupos Ibor y Valdelacasa) y la edad que determinan es Véndico con aparición de metazoos coloniales de capa-  
rón carbonatado de tipo Cloudina, que se considera fósil índice del Proterozoico terminal.

Por tanto, desde el punto de vista paleontológico, y a la luz de las investigaciones más recientes, aún no se ha probado la existencia de depósitos fosilíferos con antigüedad mayor al Véndico.

En este contexto regional previo, los trabajos desarrollados en el marco de esta investigación, reflejados en los capítulos anteriores, demuestran que en las series del Precámbrico pueden definirse dos grupos separados por una discordancia angular y erosiva. El grupo inferior aflorante es el Grupo Domo Extremeño, y sobre él se tiene un grupo datado como Véndico en razón de los hallazgos paleontológicos encontrados y que por su cronología y composición litológica es asimilable al Grupo Ibor-Navalpino. No aflora en esta área el Grupo Valdelacasa.

En el Grupo Domo Extremeño se han diferenciado tres formaciones con características litológicas muy definidas. De muro a techo se tienen las «Pizarras de Estomiza o Talarrubias», las «Areniscas de Estomiza» y la «Formación Orellana». En conjunto, estas formaciones constituyen una secuencia deposicional de tipo I, durante fases de nivel de mar bajo y se encuadrarían en un sistema turbidítico MUTTI y NORMARK (*op. cit.*).

El conjunto de las Formaciones Pizarras de Estomiza y Areniscas de Estomiza representarían el cortejo de materiales turbidíticos depositados en etapa de mar bajo (tipo I) y la Formación Orellana sería el cortejo depositado en la etapa de ascenso del nivel del mar (tipo II). La Formación «Limolitas del Cubilar», equivalente lateral de esta última formación, podría tratarse de un complejo progradante de nivel bajo (PLSC) en depósitos de plataforma externa.

La secuencia deposicional que configuran las formaciones del Rifeense Superior-Véndico Inferior con depósitos de cuenca y talud, que en principio parecen indicar una elevada tasa de sedimentación con tendencia a la somerización, pero cuyos espesores promedio, facies, asociaciones y ciclos de facies mantienen condiciones similares durante decenas de kms en la ZCI, cuestionaría que, una secuencia deposicional con estas características, fuese simplemente el relleno de un surco subsidente. El espectro de los distintos conglomerados, en especial los «pebbly mudstone», con cantos estructurados previamente, las direcciones de aporte medidas y el sistema de depósito descrito, junto a todas las cuestiones anteriores, invocaría una cuenca con actividad tectónica continuada y creciente en la que su área emergida, situada al Sur y Suroeste sufre un levantamiento progresivo en tanto que el talud sedimentario se desplaza simultáneamente hacia el Norte y Noreste con relleno lateral y frontal del surco subsidente.

En este contexto tectosedimentario la etapa de deformación, de edad Véndico Inferior, correspondería a una fase mayor de ámbito cuencal, con la que podría relacionarse una esquistosidad en ámbitos internos de la cadena PALERO (1993).

Durante el Véndico Superior se reanuda la sedimentación con los depósitos del Grupo Ibor en discordancia sobre el GDE.

En cartografía, estos materiales se encuentran sobre cualquiera de las formaciones del GDE, lo que subraya el carácter discordante del límite establecido entre ambos grupos (discontinuidad de tipo 1).

Del registro sedimentario del Grupo Ibor-Navalpino, los afloramientos en este sector son reducidos, como ocurre en la Hoja de Navalvillar de Pela, aunque posiblemente sus depósitos fueren mucho más extensos, pero el período erosivo anteordovícico puede que los elimine en grandes extensiones.

Se han definido dos unidades litoestratigráficas correspondientes a dos secuencias deposicionales. La inferior, con un cinturón de facies fluvio-marinas (fan deltas) situado en el SO, que evoluciona a facies de plataforma silicilástica y mixta siliciclástico-carbonatada con facies del grupo HCS, en los sectores orientales y surorientales. La secuencia deposicional superior, con afloramientos aún más restringidos, se observa en aparente concordancia con la infrayacente y su constitución es prácticamente similar, con siliciclásticos en la base y carbonatos a techo. El sistema de depósito evoluciona desde facies circunlitorales en el Oeste y Suroeste a plataformas mixtas en el Este y Noroeste. En ambas secuencias deposicionales, y especialmente en los tramos siliciclásticos y carbonatados, se han encontrado yacimientos de icnofauna relativamente abundante, que precisan una edad Véndico Superior para este Grupo.

En áreas próximas situadas al Norte y Noreste, afloran series muy potentes, tanto del Grupo Ibor, tan escasamente representado en ésta, como del Grupo Valdelacasa o Pusiense, de edad Véndico Superior-Cámbrico Inferior, discordante a su vez sobre los anteriores. Aún con la consideración ya realizada del intenso período erosivo preordovícico, la distribución de los afloramientos de los distintos grupos del CEG, así como sus espesores, composición de las secuencias deposicionales y las características de sus límites, confirman la traslación de los depocentros en el período Rifeense Superior-Cámbrico desde los sectores meridionales de la zona Surcentroibérica a los septentrionales.

En el ámbito de estudio, no existen sedimentos datados de edad cámbrica, ya que en discordancia sobre las distintas formaciones del Neoproterozoico, los primeros depósitos que se encuentran en el área son atribuidos al Ordovícico Inferior (Arenig basal).

Como se indicaba en capítulos anteriores, el registro sedimentario de los materiales paleozoicos postcámbricos, es el que ocupa una mayor extensión de afloramientos y el mejor conocido de la ZCI. Su límite inferior (Tipo I) es una discontinuidad de primera magnitud, que en la bibliografía se correlaciona con la discordancia Sárdica, que al ser intraordovícica en su localidad tipo (Cerdeña), invalidaría tal adscripción en esta zona.

En el intervalo Cámbrico Inferior-Ordovícico Inferior, sin sedimentación o con ella hasta un horizonte desconocido, ocurrió a nivel regional una fase tectónica a nivel cuencal que según

algunos autores sería de tipo compresivo relacionada con movimientos de antiguas cizallas, seguido de un período distensivo, y según otros sería exclusivamente extensional, con movimientos diferenciales de bloques corticales, acompañados de vulcanismo fisural subaéreo y explosivo (dacítico), detectado en relación con la discordancia, ROIZ (1979).

En las zonas internas de la cadena, las intrusiones de granitos (derivados con posterioridad en ortoneises) con dataciones absolutas en el intervalo Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior, estarían relacionadas con esta fase.

En el ámbito regional, a esta fase, se le atribuye la formación de pliegues isoclinales norvergentes en el substrato y, localmente, sinesquistosa, ÁLVAREZ NAVA *et al.* (*op. cit.*).

La actuación subsiguiente de los procesos erosivos sobre las estructuras generadas, provoca vacíos erosionales de entidad variable.

En el ámbito de la investigación, los términos datados más modernos del hiperciclo neoproterozoico, son de edad Véndico Superior, en tanto que en toda el área de hiperciclo postcámbrico comienza con potentes sucesiones de materiales siliciclásticos (conglomerados, areniscas y lutitas) atribuidos al Arenig basal.

La restricción areal de estas series, sus cambios bruscos de espesor y litología, permiten suponer que son el relleno del paleorelieve generado por la tectónica distensiva en el zócalo anteordovícico. La atribución cronoestratigráfica de estas series, que preceden a la Cuarcita Armoricana, es motivo de discusión, tanto más cuanto su contenido paleontológico es escaso o impreciso salvo hallazgos recientes realizados en sus niveles superiores, y que confirman una edad Ordovícico basal concordante con la estratigrafía de eventos que sitúa una transgresión global en el Tremadoc inferior, GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (*op. cit.*), SAN JOSÉ *et al.* (*op. cit.*).

Sin embargo, otros datos de índole cuencial, parecen avalar la teoría por la cual el depósito de estas series comenzarían no antes del Arenig basal, en el que se iniciaría la transgresión cuyo máximo se alcanza a finales del Arenig inferior. FORTEY (*op. cit.*) y OLIVÉ *et al.* (1989).

La sedimentación en el Ordovícico inferior continúa en la ZCI con el depósito de la Cuarcita Armoricana, facies ubicuas en toda la cuenca, y que constituye el elemento fundamental como constructor del relieve.

Aunque en el área de investigación nunca se apoya directamente sobre las series preordovícicas, en el ámbito regional, tal hecho es lo más normal. Cuando se observa el contacto entre la serie del Arenig basal y la Cuarcita Armoricana, siempre se ha visto como una aparente conformidad, por lo que al menos localmente la «discordancia Ibérica» de LOTZE (1956), no sería extensiva para toda la cuenca.

Los materiales aflorantes del hiperciclo postcámbrico en el área (Ordovícico Inferior-Devónico Inferior), en general, pueden subdividirse en dos grandes conjuntos separados por la discordancia del Ordovícico terminal. Por tanto, se trataría de dos megaciclos, el inferior de edad Ordovícico y el superior, Ordovícico terminal-Silúrico y Devónico Inferior.

Hay un consenso general de la mayoría de autores, a considerar la sedimentación del hiperciclo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico terminal.

De esta forma, pueden establecerse dos eventos de fracturación extensional con creación de cuenca de edades Arenig basal y Ordovícico terminal, y dos etapas de margen pasivo, consecutivas a ellos, en las que la sedimentación se caracteriza por el carácter homogéneo y repetitivo de unidades litológicas, que se acrecionan en el registro sedimentario como respuesta, en gran medida, a los ascensos o descensos del nivel del mar.

PORTERO y DABRIO (*op. cit.*), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (UTS) en Montes de Toledo y Zona Surcentro Ibérica, en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas se interpretan por los movimientos cíclicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto, y las arenosas y/o cuarcitas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico una serie de secuencias deposicionales (SD), MITCHUM (1985), VAIL *et al.* (1977), POSAMENTIER *et al.* (1988) que de muro a techo son:

- S.D.1 { — Formación «Lie de Vin» (Arenig Basal) - LST  
— Cuarcita Armoricana - HST
- S.D.2 { — Capas Pochico - SMST  
— Pizarras Neseuretus (Grupo Navatrasierra) - TST
- S.D.3 { — Areniscas de Los Rasos (Grupo Navatrasierra) - SMST  
— Pizarras de Navalaceite (Grupo Navatrasierra) - TST  
— Cuarcitas Cantera (Miembro Inferior) - HST
- S.D.4 { — Cuarcitas Cantera (Miembros Medio y Superior) - SMST  
— Pizarras Cantera - TST

#### DISCORDANCIA ORDOVÍCIKO TERMINAL

- S.D.5 { — «Pelitas con fragmentos» - LST  
— Cuarcita Criadero - HST
- S.D.6 { — Grupo Cerro Escudero - SMST  
— Cuarcita Doradillo - HST
- S.D.7 { — Grupo Valdenmedio - LST



Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Armoricana, Miembro Inferior de la Cuarcita de Cantera y Cuarcita de Doradillo) como depósitos de nivel alto (highstand-systems tract), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo «destrutivo» con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies HCS, GABALDÓN (*op. cit.*) de grano medio y grueso amalgamadas (Capas Pochico, Arenisca de Los Rasos, Miembros Medios y Superior de Cuarcitas de Cantera, Grupo Valdenmedio, etc.).

En sectores próximos, algunas de estas S.D. finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el HST de dichas secuencias. Son el caso de las S.D.4 con la «Caliza de Urbana» y la S.D.7 con los carbonatos bioconstruidos del Devónico Inferior.

En general, las facies pelíticas y heterolíticas con afinidad turbidítica, se consideran como cortejo de borde de plataforma («shelf margin systems tract») (SMST) y «transgresive system tract» (TST), con sus ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

Este marco general puede integrarse en el modelo geodinámico propuesto para el Macizo Hespérico por QUESADA, C. (1991, 1992).

Dicho autor considera la ZCI, donde se ubica el área de estudio, «como el *terreno* (en sentido tectoestratigráfico) autóctono correspondiente a un antiguo promontorio del borde septentrional de Gondwana». Sobre dicho promontorio, «se produjo la acreción del terreno meridional correspondiente a la Zona de Ossa Morena (ZOM) durante la orogenia Cadomiense, de tal forma que en la zona surcentroibérica se configura una cuenca de antepaís en la que se alojaron las turbiditas sinorogénicas, correspondiente al Grupo Domo Extremeño, las cuales, seguidamente, sufrieron un plegamiento no muy acusado y sin esquistosidad asociada».

En este trabajo se ha comprobado que el Grupo Ibor, discordante sobre el anterior, se situaría como sinorogénico tardío, pero en una cuenca de características similares a la anterior en la que el depocentro de la cuenca de antepaís, ha migrado en sentido Sur-Norte.

La presencia, en las secuencias deposicionales de ambos grupos, de conglomerados con procedencia Sur y Suroeste, y cuyo espectro es definitorio de su origen (Ossa Morena), marcaría de alguna forma los momentos de máxima elevación de los terrenos acrecionados, sincrónicos con niveles de mar bajo.

SAN JOSÉ, M. A. (*op. cit.*) considera como fases Cadomiense I y II los movimientos causantes de dichas discordancias.

La evolución posterior del modelo, continua con una fase distensiva coetánea con la sedimentación del Cámbrico Inferior y causante de los cambios de espesor, de facies y de la existencia de numerosos hiatos y lagunas estratigráficas en los materiales de esta edad.

La transgresión y discordancia del Ordovícico inferior sellaría dicha etapa marcando el paso a condiciones de plataforma correspondientes a un margen continental pasivo.

Estas condiciones fueron interrumpidas durante el Ordovícico terminal con un nuevo evento extensional, que afecta fundamentalmente a los sectores situados junto al autóctono de la ZCI, donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca, en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico. A este evento se correspondería el episodio tectono-metamórfico citado por DALLMEYER y PIEREN (*op. cit.*) y datado en 420 m.a.

El evento descrito, va acompañado por vulcanismo mayoritariamente básico, que se intercala en las facies de cuenca del Ordovícico superior y del Silúrico basal.

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Depositionales 5, 6 y 7, cuya cronología que abarcan desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megaciclo de facies grano y estratocreciente en una situación «regresiva» y somerizante, con la que finalizan los depósitos paleozoicos en esta área.

No queda ningún registro sedimentario datado posterior al Devónico Inferior como sucede en gran parte de la Zona Surcentro Ibérica occidental. En áreas orientales próximas, existe una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclásticos y carbonatados del Devónico Superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencal, GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (*op. cit.*), se interpreta como una fase hercínica, previa a la principal.

En el contexto geodinámico, es en este momento cuando ocurre la colisión del promontorio septentrional del Gondwana con un continente situado al Norte. El dilatado y complejo proceso de convergencia de ambos terrenos, que comenzó en el Devónico inferior y no finalizó hasta el Carbonífero Inferior, condicionando el carácter diacrónico y evolutivo de esta orogénesis en sentido Sur a Norte.

La deformación hercínica, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico. La principal, con plegamiento generalizado, esquistosidad y metamorfismo regional, se produce durante una etapa dilatada, que con los datos regionales de edad absoluta y sedimentos sinorogénicos, se puede establecer en el Carbonífero inferior-medio. Las principales fases de cizalla (fases 2.<sup>a</sup> y 3.<sup>a</sup>) de estas hojas, se producen posteriormente y pueden relacionarse con las cizallas generalizadas en el Macizo Hespérico, éstas son anteriores a la intrusión de los plutones más tardíos como el de Alcuescar,  $313 \pm 10$  m.a. CASTRO (1984), es decir en el Carbonífero superior (Westfaliense medio-superior). El período de granitización (tipo granodiorítico) también es amplio, iniciándose en niveles corticales profundos durante las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras en las etapas más tardías, con carácter sin a postcinemático. Las etapas de fracturación tardihercínicas son posteriores y pueden llegar hasta el Pérmico.

Posiblemente, durante el Ciclo Mesozoico y el Cenozoico basal, toda el área de investigación estuviese sometida a diversos ciclos erosivos relacionados tanto con las etapas de fracturación

extensional, en las que la Pangea sufrió separación continental con la apertura de la Cuenca Atlántica, como durante las etapas compresivas de la Orogenia Alpina, que reactivaron algunos sistemas de fracturas hercínicas. Relacionado con el episodio distensivo Triásico-Jurásico inferior, pudo producirse intrusión de rocas básicas (diabasas) similares al dique Alentejo-Plasencia.

Los distintos eventos acaecidos en las etapas del Ciclo Alpino, configuran durante este período un relieve morfoestructural en gran parte de la ZCI, al que se denomina «Superficie fundamental» o «Penillanura extremeña», cuya construcción final alcanzaría hasta el Paleógeno Inferior.

Los movimientos alpinos, que generan las distintas cuencas terciarias, desnivelan y basculan la «Superficie fundamental». En esta área, el basculamiento general se produjo hacia el NNO hasta las fallas del borde norte de la Cuenca del Guadiana.

En el relleno de la Cuenca Media del Guadiana, se establecen en el Terciario dos ciclos sedimentarios.

En el ciclo superior, el relleno de la semifosa se realiza por los materiales siliciclásticos, procedentes del desmantelamiento de la alterita fundamental en la superficie basculada y por los abanicos aluviales asociados a fallas activas (tectofacies). Estos materiales fueron rellenando la semifosa cubriendo áreas cada vez más meridionales, en muchos casos, ya desprovistas de la alterita fundamental.

Durante el Mioceno Inferior se instala un período de clima cálido y seco, con el que se desarrolla un sistema fluvial con cauces efímeros, es la conocida como «etapa roja» cuyo sistema de aportes coincide a grandes rasgos con el precedente.

Con posterioridad a la «etapa roja», con la que culmina el Ciclo Inferior del Terciario, una nueva fase distensiva con basculamiento de bloques, originan el depósito de las series del segundo ciclo («ciclo ocre»), que en esta área constituye la Formación Valdeazores o abanico de las Villuercas, cuya procedencia es del Norte.

Durante el período Mioceno Inferior-Plioceno, los distintos movimientos y basculamientos, ocasionados por las fallas activas del borde norte de la cuenca, originan variaciones en el nivel de base regional de tal forma que los glaciares y abanicos del ciclo ocre pudieron enterrar, al menos en parte, el dispositivo del ciclo inferior.

En áreas próximas de la ZCI (Campo de Calatrava), éstos eventos distensivos del «ciclo ocre» generan actividad volcánica cuya máxima intensidad se alcanza en el Plioceno (Fase Ibero-mancheña).

En el Pleistoceno Inferior, la red hidrográfica atlántica captura esta área encajándose en sucesivas etapas, que configuraron los distintos glaciares, los últimos de los cuales enlazan con las extensas llanuras de inundación del río Guadiana y sus afluentes, Alcollarín, Ruelas, Gargáligas y Zújar, que se unen a él en el extremo suroccidental del ámbito de investigación.

## **7. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **7.1. RECURSOS MINERALES**

#### **7.1.1. Minerales metálicos**

En esta Hoja sólo se ha localizado un indicio, en su esquina de Orellana la Vieja (Coord. UTM 281310, 4320150). Se trata de una rafa de dimensiones decamétricas, con una escombrera reducida, las sustancias minerales son Pb, Zn y Cu, observándose un filón de cuarzo gossanizado con galena, blenda, calcopirita, pirita. De dirección aparente N20°E.

En el informe «Síntesis Previa para la Evaluación del Potencial Minero del Complejo Esquisto Grauváquico» (1991), este indicio se denomina Cerro Gordo Refugio. Dentro de la clasificación que se realiza en este informe, este indicio pertenecería a las mineralizaciones filonianas de Pb-Zn no ligadas a intrusiones graníticas, y concretamente al tipo de «Indicios de zinc-plomo deformados».

Encaja en el tramo superior del Esquisto Grauváquico en una fractura distensiva con relleno hidrotermal de baja temperatura.

#### **7.1.2. Minerales no metálicos**

En este capítulo se incluyen los indicios de fosfato sedimentario que se encuentran a nivel regional relacionados con los materiales del Véndico, niveles superiores de las Capas Pochico, Capas de Tristaní y niveles de condensación de las Pizarras de Cantera. De todos ellos los indicios relacionados con el Véndico, son los de mayor importancia en la ZCI. En esta Hoja sólo se han observado cementos ricos en apatito en las facies mixtas siliciclástico-carbonatadas, en el sinclinal del Aceuchal en sedimentos de esta edad y hard ground con nódulos fosfatados y ferruginosos en las Capas Pochico de la Sierra de Rena.

#### **7.1.3. Rocas industriales**

En esta Hoja las explotaciones de arenas y gravas son de relativa importancia, especialmente hay que reseñar la situada en la margen derecha del río Gargáligas, entre las localidades de Valdivia y Zurbarán, que extrae principalmente gravas de un nivel con espesor de 3 a 4 m, intercalado en la Formación Madrigalejo. De mayor importancia es la gravera situada en la margen izquierda del Guadiana, aguas abajo a la confluencia del Zújar, en el paraje El Retamar, donde la terraza baja es motivo de explotación muy intensa.

En las terrazas de los ríos Alcollarín, Ruecas y Gargáligas, existen graveras de poca entidad y explotación esporádica.

En todos los casos estos materiales se utilizan como préstamos en la construcción. La cantera de Madrigalejo, que sirvió para abastecer de arcillas la tejera de dicho pueblo, se encuentra actualmente inactiva, aunque los estudios recientemente realizados han puesto de manifiesto la viabilidad del proyecto y se ha procedido a la construcción de una mode-

rada industria para la fabricación de material cerámico, que utilizará las facies arcillosas de la Formación Madrigalejo.

Al Sur de Villar de Rena, en el Cerro La Horca, se encuentra una cantera abandonada con un frente de 50 m, ubicada en las Capas Pochico. La regularidad de las capas y su diaclasado permite extraer con facilidad un material propicio para ser utilizado en construcción de viviendas o muros de fincas. Actualmente se encuentra inactiva dado que casi se ha agotado el material aflorante.

Por último, citar las pequeñas explotaciones en las arenas eólicas destinada a la renovación de suelos en invernaderos y viveros.

Por su importancia cartográfica, que no industrial, cabe citar las dos pequeñas caleras situadas al NO del Aceuchal y que explotaron los delgados niveles carbonatados de la Unidad Inferior del Grupo Ibor-Navalpino.

## 7.2. HIDROGEOLOGÍA

### 7.2.1. Características hidrogeológicas

La Hoja de Madrigalejo se enmarca dentro de la comarca de Vegas Altas del Guadiana, entre las provincias de Cáceres y Badajoz, donde afloran materiales de diferentes edades y con comportamiento muy distinto desde el punto de vista hidrogeológico.

La mayor parte de la Hoja está recubierta por materiales terciarios y cuaternarios, en su sector central, atravesados de Noreste a Suroeste por los cursos de los ríos Gargáligas y Ruecas. Se trata de depósitos detríticos con frecuentes cambios laterales de facies a términos más arcillosos de comportamiento prácticamente impermeable. Los depósitos cuaternarios recientes han llegado a constituir un acuífero detrítico definido por el MOPTMA como acuífero de «Vegas Altas» (0408), de acusado interés hidrogeológico, ya que es explotado por varios centenares de pozos.

El resto de la Hoja está formada por afloramientos de rocas metamórficas de edades precámbricas y paleozoicas, constituyendo el zócalo hercínico. Sus afloramientos más característicos están representados en el área de Orellana la Vieja (esquina Sureste de la Hoja), Sierras del Villar, Suárez y Rena (sector occidental de la Hoja) y al Norte en la Dehesa de los Hitos, continuando hacia la Hoja de Zorita (731). Las formaciones metamórficas presentan, en general, un carácter poco permeable, o de baja permeabilidad, a excepción de los niveles de cuarcitas, intensamente fracturados que presentan una permeabilidad secundaria alta.

#### *Descripción de los materiales de la Hoja*

Desde el punto de vista hidrogeológico, se ha sintetizado la columna estratigráfica del Mapa Geológico a escala 1:50.000 en una serie de unidades de similar comportamiento hidrogeológico, representados en el Mapa de Síntesis a escala 1:200.000, y cuya correspondencia de términos se refleja en el Cuadro n.º 1.

**Cuadro 1. Equivalencia de unidades cartográficas con unidades hidrogeológicas**

Unidad hidrogeológica	Unidad cartográfica	Edad	Permeabilidad
1	24, 25, 26, 27	Cuaternario	Media-baja
2	28, 29, 30	Cuaternario	Media-alta
3	21, 22, 23	Pliocuaternario	Media-baja
(4)	No representado	En esta hoja	
5	17, 19	Terciario	Media-baja
6	18, 20	Terciario	Baja-muy baja
7	8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16	Paleozoico	Baja (media por fracturación en cuarcitas)
8	No representado	En esta hoja	
9	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7	Precámbrico	Baja-muy baja

La descripción de las unidades hidrogeológicas y su permeabilidad se resumen como sigue:

— *Precámbrico. Unidad 9*

Los materiales más antiguos de la Hoja corresponden al dominio precámbrico. Litológicamente está formado por pizarras, grauvacas y microconglomerados que se disponen en facies que han sido interpretadas mediante modelos turbidíticos en relación con abanicos submarinos profundos. *Presentan una permeabilidad baja a muy baja y son drenados por pequeños manantiales.*

— *Paleozoico. Unidad 7*

Representado principalmente por el Ordovícico, destacando la formación de Cuarcita Armoricana que se presenta en potentes niveles, frecuentemente de orden métrico de tonos blancos-grisáceos y amarillentos, y por lo general muy recristalizados. El resto de la serie presenta una alternancia de pizarras, cuarzoarenitas, lutitas, limolitas, etc., en general de carácter poco permeable.

La formación de Cuarcita Armoricana *presenta una permeabilidad por fracturación*, constituyendo acuíferos de interés local y que pueden atender demandas hídricas de importancia como es el abastecimiento a poblaciones, mediante sondeos, como ocurre con las poblaciones colindantes de Magacelas y La Haba.

— *Terciario. Unidades 5 y 6*

Los conjuntos neógenos diferenciados en la síntesis hidrogeológica, se pueden agrupar en dos facies dentro de la formación Madrigalejo:

- Formación Madrigalejo (Unidad 6) facies arcillosas.
- Formación Madrigalejo (Unidad 5) facies arcóscicas.

La Unidad 6 está constituida fundamentalmente por arcillas de colores variados, verdes, grises, rojos, rosáceos o marrones, de plasticidad elevada. Presenta frecuentes cambios laterales o facies limosa. Las arcillas de Madrigalejo aparecen principalmente en la zona próxima al pueblo. La potencia de esta formación es muy variable, obteniéndose valores entre 20 a 100 m (Sondeos ADARO, 1977). A pesar de su gran extensión dentro de la Hoja, no presentan buenos afloramientos, debido a la edafización superficial y al intenso desarrollo de labores agrícolas asentadas, entre las que destacan los cultivos de arroz.

*En conjunto, presenta una permeabilidad baja a muy baja por el predominio de facies arcillosas.*

La Unidad 5 aparece como cambio lateral con respecto a la facies arcillosas, anteriormente descritas. Se caracteriza por la presencia de arenas y localmente conglomerados. Cuando el predominio de los aportes es granítico, las arenas son de tipo arcóscico. En la zona de Madrigalejo se encuentran en la parte superior de la secuencia arcillosa y comienza con una serie de intercalaciones entre los limos y arcillas. La potencia es muy variable, desde varios metros hasta 200 m como máximo (Sondeos ADARO, 1977).

*La permeabilidad de esta unidad se puede considerar de baja a media.* Los cuerpos canalizados de areniscas de grano grueso a medio, pueden localmente alcanzar una permeabilidad mayor. Son escasos los puntos que explotan esta formación.

#### — Pliocuaternario. Unidad 3

Se han incluido en este conjunto tanto los materiales asimilados a los depósitos de Rañas, como otros de litología similar (coluviones, etc.), que en la Hoja aparecen en la margen izquierda del río Gargáligas.

La formación atribuida al Pliocuaternario está compuesta fundamentalmente por gravas de cantos de cuarcita heterométricos, de poco a bien rodados, en una matriz arenoso-limosa y arcillas de colores rojizos (dominantes) u ocre. El espesor es pequeño oscilando entre 1 y 6 m.

*Presenta una permeabilidad media-baja por porosidad intergranular.*

#### — Cuaternario. Unidades 1 y 2

Se han diferenciado dos tipos de depósitos cuaternarios desde el punto de vista hidrogeológico, por un lado los depósitos relacionados con una dinámica fluvial (depósitos aluviales recientes), y por otro, los depósitos de ladera, pie de monte, glacis, etc.

Los depósitos de glaciares, coluviones, terrazas antiguas (Unidad 1), están formados por gravas, limos arenosos, arenas y arcillas. Sus afloramientos más desarrollados están representados en el sector central de la Hoja, entre los ríos Ruecas y Gargáligas.

La mayor proporción de limos y arcillas en este tipo de depósitos, hace que *su permeabilidad sea considerada como baja a media*. Los espesores alcanzados por estos depósitos son muy variados, desde 2 o 3 m hasta 10-15 m.

— *Depósitos aluvial de fondo de valle y llanuras de inundación. Unidad 2*

Los depósitos de inundación que cubren gran parte de la Hoja, corresponden a un depósito de limos, arenas y arcillas con numerosos lentejones de gravas. Estos sedimentos pueden superar los 5 m de espesor.

Los depósitos de fondo de valle y lechos menores, aparecen cubiertos de gravas, arenas, limos y arcillas con espesores de 2 a 5 m. Como se observa en el plano de síntesis hidrogeológica, el mayor desarrollo de los depósitos aluviales se sitúa a lo largo de los cauces actuales de los ríos Gargáligas, Ruecas y Alcollarín, ocupando una gran extensión en el sector suroccidental, área de confluencia de estos tres cursos con el río Guadiana.

*Los depósitos fluviales presentan una permeabilidad media-alta.*

El Cuaternario en todo su conjunto forma un acuífero de carácter libre, definido dentro de la Cuenca del Guadiana por el MOPTMA como Unidad Hidrogeológica de Vegas Altas n.º 8, con una superficie de 110 km<sup>2</sup>, siendo explotado por varios centenares de pozos.

*Inventario de puntos de agua*

El inventario de puntos de agua, exclusivamente referido a pozos y sondeos en la Hoja de Madrigalejo, se ha recogido a partir de la documentación elaborada por la Confederación Hidrográfica del Guadiana, realizado en 1989, y del propio ITGE, y que en la actualidad se procede a su revisión.

El total de puntos inventariados asciende a 731, de los que el mayor porcentaje se encuentra en el octante 5 con 279 puntos y el octante 6 con 246 puntos, coincidiendo con la mayor superficie del acuífero cuaternario. En el resto de los octantes la distribución de puntos es la siguiente:

— Octante 1 - 46 puntos

— Octante 2 - 32 puntos

— Octante 3 - 45 puntos

— Octante 4 - 32 puntos



— Octante 7 - 15 puntos

— Octante 8 - 36 puntos

Las profundidades de perforación más frecuentes oscilan entre los 5 y 20 m, aunque existe un grupo de pozos que alcanzan profundidades entre 20 y 40 m.

Existe además un grupo de sondeos de investigación minera (ADARO, 1977) serie S754 (1 a 5) y SMA-1 y 2, con profundidades entre 60 y 200 m, que han llegado a tocar el sustrato como el S754-5.

En general, el caudal de los pozos es inferior a 10 l/s, aunque se han llegado a medir caudales en un grupo de pozos, entre 20 y 30 l/s.

Aproximadamente el 90% de los pozos se usan en regadío, el 10% restante el uso es ganadero y doméstico.

El volumen de extracción alcanzó en 1989, un caudal anual de **2.375 Dm<sup>3</sup>** para un total de **630** puntos, y la superficie de regadío con agua subterránea alcanzada fue de **2.411** has.

#### *Esquema de modelo de funcionamiento Hidrogeológico*

Las principales unidades hidrogeológicas que se han diferenciado en la Hoja de Madrigalejo, vienen definidas por una serie de características litológicas bien distintas unas de otras.

Ya el ITGE (1989) define dentro de la Cuenca del Guadiana un sistema acuífero a nivel regional, denominado Sistema Acuífero n.º 21, «Terciario Detrítico y Cuaternario del Guadiana en Badajoz», y el MOPTMA (1990) Unidad Hidrogeológica n.º 8 «Vegas Altas».

En esquema se compone de una delgada lámina cuaternaria de media-alta permeabilidad, discordante sobre una formación terciaria detrítico/arcillosa, con frecuentes cambios laterales de facies, pasando a facies arcillosa hacia el sector Este de la Hoja, que alcanza espesores máximos de 200 m, de manera que en ciertos sectores el acuífero estará formado por materiales cuaternario/terciarios.

A su vez, este sistema de cobertera se apoya sobre un zócalo metamórfico formado por rocas paleozoicas y precámbricas, con una permeabilidad muy baja, resaltando la formación de cuarcitas que debido al grado de fracturación permiten una circulación mayor de agua originando acuíferos de interés local.

El flujo principal de agua subterránea en el acuífero de cobertera, se produce en niveles someros (aluviales, coluviales) de dirección preferente NE-SO, bien en niveles más profundos (niveles de areniscas terciarias o bien relacionados con fracturas y planos estructurales, locales o regionales) del zócalo.

Actualmente, la falta de una red de sondeos de control, hace que no se tenga una piezometría del acuífero, donde se detecte la circulación del agua subterránea.

La recarga de esta unidad se produce por infiltración directa de la lluvia, por recarga a partir de la red hidrológica superficial y por la percolación de los excedentes de riego. Las salidas se producen a través de los canales de drenaje y por evapotranspiración dada la poca profundidad del nivel freático.

Las extracciones mediante agua subterránea no son elevadas, entre 2 y 3 Hm<sup>3</sup>/año, generalmente en pozos de profundidad variable que penetran varios metros en la formación acuífera.

El agua presenta, en general, una facies de tipo bicarbonatada cálcica, con aumento notable de la mineralización, sobre todo en nitratos, nitritos y amonio, debido al uso continuado de fertilizantes nitrogenados y vertidos de explotaciones ganaderas intensivas.

### **7.2.2. Climatología**

El clima de la zona es de tipo Mediterráneo subtropical-templado, según la clasificación agroclimática de Papadakis.

La precipitación media anual estimada para el período 1940-85, es próxima a los 475-500 mm/año. Esta se reparte en unos 82 días de lluvia concentrados en los meses de octubre a Mayo principalmente, y con ausencia casi total de lluvias en verano.

La temperatura media de la zona es del orden de 17 °C, julio y agosto son los meses más calurosos del año, cuyas temperaturas máximas son superiores a los 40 °C, mientras que diciembre es el mes más frío con mínimas absolutas inferiores a 2 °C. La duración media del período libre de heladas mínimo es de unos 6 meses.

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

### **7.2.3. Hidrología**

La Hoja de Madrigalejo comprende terrenos vertientes al río Rucas y a sus afluentes Gargáligas y Alcollarín. El río Rucas es a su vez afluente del Guadiana por la margen derecha. A lo largo de todo el borde Sur de la Hoja está representado el río Guadiana, en donde confluye el río Zújar en el ángulo inferior izquierdo.

El río Rucas nace en la Sierra de Guadalupe y desciende sin recoger afluentes importantes hasta la confluencia con el Pizarroso. Posteriormente, y ya dentro de la Hoja, recibe por su margen derecha al Alcollarín, casi en el mismo punto en que se incorpora por su margen izquierda el río Gargáligas. La cuenca tiene una superficie total de 1.864 km<sup>2</sup> y una longitud de 90 km.

La cuenca del río Alcollarín tiene una superficie de 376 km<sup>2</sup>, con una longitud de 44 km, y la del río Gargáligas tiene una superficie de 793 km<sup>2</sup> y una longitud de 71 km.

La casi totalidad de la cabecera del río Rucas está cubierta por materiales paleozoicos de carácter impermeable, pizarras, etc., mientras que en el resto atraviesa materiales Terciarios y Cuaternarios.

La aportación media de la cuenca se estima en más de 290 Hm<sup>3</sup>/año, con una precipitación de 640 mm.

Las estaciones de aforo de la red de control del MOPTMA, que aparecen dentro de la Hoja, están representadas con los n.ºs 13 y 14 en el río Guadiana y la estación 253 en río Rucas. Plan Hidrológico. Confederación Hidrológica del Guadiana. MOPU (1988).

La considerable superficie de riego dentro de la Hoja hace que sean muy abundantes las condiciones para este uso. El Canal de Orellana, con una longitud de 115 km, tiene un recorrido dentro de la Hoja de más de 50 km. Su caudal de origen es de 61 m<sup>3</sup>/seg y tiene una red de acequias de 1.746 km.

### 7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los diferentes materiales que aparecen en la Hoja, han quedado cartografiados en el mapa geológico y su comportamiento geotécnico responde a las características particulares de cada uno de ellos.

Seguidamente se exponen las distintas Áreas y Zonas en que se han dividido los diferentes tramos cartográficos.

El criterio seguido para la determinación de las distintas áreas ha sido la separación inicial de las rocas en dos grupos. El primero esta constituido por las rocas filonianas y el segundo por las metasedimentarias y sedimentarias. A su vez, a este segundo grupo se le dividió en función de la edad de los materiales.

Para la separación de grupos se ha atendido fundamentalmente al factor litológico. Dentro de cada uno de ellos se tratara de dar una visión global sobre la excavabilidad, permeabilidad, capacidad de carga, etc., que será valida para esta escala 1:50.000 y que servirá de referencia para los posteriores estudios de detalle en obras puntuales que se realicen el la Hoja.

Dentro de la Hoja de Madrigalejo, se han distinguido cinco áreas y diez zonas que corresponden a los siguientes tramos cartografiados en el mapa geológico.

#### **AREA I**

**Zona I<sub>1</sub>** : Tramo 1

#### **AREA II**

**Zona II<sub>1</sub>** : Tramos 2, 3, 4 y 5

**Zona II<sub>2</sub>**: Tramos 4 cgs y 5cg

**Zona II<sub>3</sub>**: Tramo 4 c

### **AREA III**

**Zona III<sub>1</sub>** : Tramos 6, 8 y 12

**Zona III<sub>2</sub>** : Tramos 9, 11 y 14

**Zona III<sub>3</sub>** : Tramos 7, 10 y 13

### **AREA IV**

**Zona IV<sub>1</sub>** : Tramos 15, 16 y 17

### **AREA V**

**Zona V<sub>1</sub>** : Tramos 21, 23, 24 y 25

**Zona V<sub>2</sub>** : Tramos 18, 19, 20 y 22

#### **7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartograficos con características geotécnicas similares**

A continuación se describen la división de áreas y zonas establecidas dentro de la Hoja, así como los tramos cartográficos de cada una de ellas.

##### *7.3.1.1. Área I*

En esta área aparece solo una zona bien individualizada que corresponde a las rocas filonianas.

##### — Zona I: (Tramo cartográfico 1)

En esta zona quedan incluidas las rocas filonianas. Su representación cartográfica es muy escasa y corresponde a cuarzo.

Son materiales impermeables que podrían tener una posible permeabilidad por fracturación-diaclasamiento.

Estos materiales requieren voladura en roca sana y en las alteradas se podrá ripar con ayuda de martillo rompedor.

La capacidad de carga es alta en la roca sana disminuyendo en función del grado de alteración.

##### *7.3.1.2. Área II*

En esta área se definen tres zonas, en la que están incluidos los metasedimentos del Precámbrico Superior.

— Zona II<sub>1</sub>: (Tramos cartográficos 2, 3, 4 y 5)

En esta zona, quedan incluidos los metasedimentos más antiguos de la Hoja, que corresponden a pizarras, grauvacas (litarenitas y volcanoarenitas) y conglomerados matriz soportados del Precámbrico Superior.

Su comportamiento hidrogeológico es el de formaciones impermeables, en las que solo existe escorrentía superficial o permeabilidad asociada a la fracturación.

Esta Zona no presenta problemas de carga. Las características de los materiales permiten para obras viarias y vaciados, taludes próximos a la verticalidad siempre que el buzamiento sea favorable.

— Zona II<sub>2</sub>: (Tramos cartográficos 4 cgs y 5 cg)

Se encuentra constituida por conglomerados granosoportados con cantos de cuarzo, cuarcita, lidita, rocas volcánicas, rocas verdes, grauvacas, pizarras, etc.

La excavabilidad es difícil y en zonas despobladas se realizará con explosivos, pero en las proximidades a un núcleo de población, se tendrá que utilizar martillo rompedor.

El conglomerado es impermeable y sólo tendrá una cierta infiltración por fracturación.

No presenta problemas de capacidad de carga.

— Zona II<sub>3</sub>: (Tramo cartográfico 4c)

Lo constituyen las calizas detríticas, bioclásticas y bioconstruidas, que se encuentran intercaladas, con escasa representación cartográfica, dentro de la serie precámbrica.

Estos materiales se comportan como formaciones permeables por fisuración y/o karstificación.

Son rocas difíciles de excavar y su capacidad de carga es buena.

### 7.3.1.3. Área III

En esta área se han separado tres zonas, bien diferenciadas en función de su litología, pertenecientes al Paleozoico.

— Zona III<sub>1</sub>: (Tramos cartográficos 6, 8 y 12)

Los materiales que componen esta zona corresponden a conglomerados, areniscas cuarcíticas, areniscas y pizarras, que afloran en los relieves existentes en la Hoja.

El conjunto se encuentra con una morfología abrupta, de pendientes acusadas. La disgregación de los materiales se ve favorecida por el carácter tableado de los componentes.

La excavabilidad de los materiales es media, por lo que se necesitará utilizar martillo rompedor y en algunos paquetes areniscosos y conglomeráticos de más de 1 m será necesario el uso de explosivos.

La capacidad de carga es buena y no presentará problemas de asientos. En taludes desfavorables se tendrá en cuenta el posible deslizamiento siguiendo planos de estratificación.

— Zona III<sub>2</sub>: (Tramos cartográficos 9, 11 y 14)

Corresponden a esta zona, tres tramos cartográficos de naturaleza pizarrosa que están presentes dentro de toda la serie paleozoica establecida en la Hoja.

Se trata de un conjunto formado esencialmente por pizarras grises y/o negras, ampelíticas, bien estratificadas en capas centimétricas a decamétricas, que intercalan según los tramos, cuarcitas o areniscas en capas muy finas.

El comportamiento hidrogeológico es el de materiales impermeables sobre los que se genera una escorrentía superficial. Localmente, es posible realizar captaciones de agua en zonas de fractura.

En conjunto, todos los materiales de este grupo tienen una resistencia a la excavabilidad de media a alta, por lo que será necesario el uso de martillo picador y en algunos casos (Tramos 11 en sus niveles superiores), incluso será necesario utilizar explosivos.

Dadas las características de estos materiales, no se presentaran problemas de carga.

— Zona III<sub>3</sub>: (Tramos cartográficos 7, 10 y 13)

Los materiales de este tramo son cuarcitas blancas y areniscas cuarcíticas que dan lugar a los relieves más altos de la Hoja.

La morfología abrupta con pendientes acusadas, unida a la elevada fracturación y extensas zonas coluviales adosadas, hacen que esta zona tenga unas características geomorfológicas desfavorables.

El conjunto es impermeable, pero favorecido por el diaclasamiento y la fracturación se desarrolla una permeabilidad asociada, con existencia de fuentes que funcionan en régimen intermitente.

Para su excavación será necesario utilizar explosivos.

No se presentarán problemas de carga pero es posible que se produzcan desprendimientos de bloques.

#### 7.3.1.4. Área IV

En esta área queda reflejada una única zona bien representativa que pertenece al Terciario.

##### — Zona IV<sub>1</sub>: (Tramos cartográficos 15, 16 y 17)

Corresponde a una zona con arcillas, arenas y conglomerados con cantos de cuarcita, lilita y pizarra que presentan una morfología horizontalizada con ligeras inclinaciones hacia el norte y noroeste.

Es una formación impermeable a permeable en función del contenido en arcillas que permite acuíferos aislados, sobre todo en los sectores occidentales.

Son materiales ripables con buena capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

#### 7.3.1.5. Área V

Dentro de esta área se han diferenciado dos zonas en función de la génesis de sus materiales y su posición espacial. Los únicos grupos litológicos de este orden son los sedimentos cuaternarios existentes en esta Hoja.

##### — Zona V<sub>1</sub>: (Tramos cartográficos 21, 23, 24 y 25)

Dentro de éstos se incluyen las gravas, arenas y arcillas que dan lugar a las barras, fondos de valle, terrazas existentes y arenas eólicas.

En general son sedimentos permeables y su drenaje se efectúa por infiltración.

Como características mecánicas más significativas mencionar que se trata de sedimentos fáciles de excavar y que su capacidad de carga es media, pudiendo presentando problemas de asientos diferenciales.

En las excavaciones y zanjas a realizar en los fondos de valle y barras, es posible la presencia del nivel freático alto.

##### — Zona V<sub>2</sub>: (Tramos cartográficos 18, 19, 20 y 22)

En esta zona se incluyen los conglomerados con cantos de cuarcita y pizarra, las arenas y arcillas correspondientes a los glaciares, conos de deyección y coluviones, que aparecen adosados a los mayores relieves de la Hoja.

Dada la morfología de los mismos, es posible que den lugar a deslizamientos en los puntos de mayor pendiente.

El conjunto es permeable-semipermeable y el drenaje se efectuará por infiltración y esorrentía, respectivamente.

La excavabilidad es buena y la capacidad de carga baja. El carácter errático de estos materiales puede provocar asientos diferenciales en las obras que se efectúen sobre ellos.

#### 7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En la Hoja de Madrigalejo (754) se han inventariado y catalogado dos Puntos de Interés Geológico.

La relación de puntos inventariados es la siguiente:

- Facies de «Pebbly mudstone» y Facies arenoso-lutíticas («desorganizadas») en la «Formación Orellana» (Rifeense Superior-Véndico Inferior) del Grupo Domo Extremeño.
- Conglomerados de la «Formación Madrigalejo» (Paleógeno-Mioceno Inferior).

##### 7.4.1. Descripción de los puntos de interés

*PUNTO 1. Facies de «Pebbly mudstone» y Facies arenoso-lutíticas en la Formación Orellana. (Rifeense Superior-Véndico Inferior) del GDE*

En el área tipo de esta formación, su estratotipo muestra tres facies características.

La más representativa son masas decamétricas de «pebbly mudstone» con matriz lutítica a fangolítica negra, y una cantidad variable de cantos cuyo espectro está dominado por la fracción de cantos de cuarzo y en menor proporción, lidita, grauvacas y rocas ígneas (ácidas y básicas).

Otra facies característica son cuerpos de conglomerados granosoportados y areniscas con cantos de geometría lenticular, base erosiva, espesor métrico y desarrollo lateral decamétrico. Presentan gradaciones positivas y negativas, o con los cantos de mayor tamaño en el centro de la capa, y a veces se amalgaman en cuerpos mayores, con láminas discontinuas de lutita en las cicatrices erosivas. El espectro litológico de estos conglomerados es similar al de los pebbly mudstone, aunque la fracción de cuarzo es cuantitativamente mayor.

Por último, se observan litosomas en los que pelitas microbandeados engloban las facies de «pebbly mudstone», y de conglomerados grano soportados y masas en las que se mezclan pelitas y grauvacas eslumpadas y brechificadas.

Este conjunto de facies se interpreta como el relleno de un «channel levee» de un sistema turbidítico, MUTTI y NORMARK (1951), en el que los «pebbly mudstone» son las masas de debris densos que se deslizan por el cañón. Los conglomerados clasto soportados son depósitos residuales de by-passing de corrientes, los cuerpos mayores amalgamados con coarse-tail-grading



e intervalos con carpet-traccion serían depósitos de corrientes de alta densidad y las turbiditas son las facies de overbank.

## PUNTO 2. Conglomerados de la Formación Madrigalejo (Paleógeno-Mioceno Inferior)

Intercalados en las lutitas, arenas y limolitas de la Formación Madrigalejo, hay cuerpos de conglomerados de granosoportados a matriz soportados, con espectro dominado por cantos de cuarcita y cuarzo, moda en 8 a 10 cm y redondeamiento bueno a muy bueno.

El espesor de estos cuerpos varía de 1 a 5 m y normalmente presentan intercaladas cuñas de lutitas o fangolitas gris verdosas. Menos habitual es encontrar estratificación cruzada en surco y superficie de acreción lateral. Las escasas medidas de corriente indican procedencia Sur y Suroeste para estos cuerpos.

El encajamiento de la red fluvial ha exhumado estos cuerpos de tal forma que en algún caso las terrazas de los ríos Gargáligas y Ruecas se instalan sobre ellos erosionando y reciclando en parte estos conglomerados y, en algún caso, han sido atribuidos en su totalidad a dichas terrazas.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

ADARO, S. A. y MAYASA (1991). Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del Complejo Esquisto Grauváquico. Informe Interno ITGE.

AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española. *Trab. Neógeno-Cuaternario 5, Miscelánea Neógena*, pp. 7-29.

ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). I Congr. Hispano-Luso-Americano de G. Económica. T. I, Sec. 1, Geolog.: 3-14.

ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; G. LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; M. CATALÁN, J. R. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973). Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica 6*, pp. 29-48.

ÁLVAREZ-NAVA, H. y ROBLES-CASAS, R. (1988). Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteaguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. II, 99-102.

ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL-TOJA, A.; HERNÁNDEZ-URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTEREÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, F. J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales

- precámbrico-cámbricos de la mitad suroriental de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 19-22, 1 fig., Granada.
- AMOR, J. M. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja 809, Tirteafuera. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA*. IGME, 56 pp.
- ARBAY, F. y TAMAIN, G. (1971). Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris (Ser.D)*, 272, pp. 1721-1723.
- ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973). Les chevauchements intraalcaudiens de la Ribera de Riofrío (Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo de Tamizjar (Cabezarrubias), dans le sud de la Meseta Iberique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 227, pp. 1291-1294.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1991). Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and paleogeographic significance. *Paleontology*, 34, 1: 109-147.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (en prensa). Intérêt paléogéographique de la présence du genre *Trocholites* (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Llandeilo inférieur d'Espagne. *Paläont. Z.*
- BARD, J. P. (1965). Introduction a la géologie de la Chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caracteres de l'évolution geotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Gel. Dyn. 2.ª Ser.*, 7 (4), pp. 323-337.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972). Le Precambrien de la Meseta Iberique. *Serv. Geol. Maroc*, 236, pp. 315-335.
- BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, T. 11, pp. 35-54.
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, P.; GARIEL, O. y BENNACEF, A. (1971). *Les Grés du Paléozoïque inférieur au Sahara*. Publ. Inst. Fr. Petrole. 18, 464 pp., 357 figs., 1 mapa, Ed. Technip. Paris.
- BLATRIX, P. y BURG, J. P. (1981). *40 Ar-30 Ar from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny*. N. Jb. Miner. Mh. pp. 470-478. Stuttgart.
- BOCHMANN, H. G. (1956). *Stratigraphie und Tektonik der Zentralen Extremadura im Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien)*. Dis. Math. Natur. Fak. Münster, pp. 1-195.
- Bouyx, E. (1962). La edad de los esquistos de Alcudia. *Not y Com. IGME* n.º 66, pp. 197-200.
- (1963). Extensión des terrains ante-ordoviciennes au sud de Ciudad Real. Espagne Meridionale. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, pp. 339-341.
- (1967). Repartición vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense inferior de la provincia de Ciudad Real. *Notas y Comunicaciones IGME* 99-100, pp. 177-180.

- (1970). Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min.* 73, pp. 1-263.
- BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966). Precisions sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Fr.* 263, serie D, pp. 321-323.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M. A. (1979). Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geol.* vol. 35, pp. 379-383.
- BRASIER, M. D. y SINGH, P. (1987). Microfossils and Precambrian-Cambrian boundary stratigraphy at Maldeota. Lesser Himalaya. *Geol. Mag.* 124 (4), 323-345.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En KNIGHT, R. J. y MCLEAN, J. R. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones*. Can. Soc. Petrol. Geolog., Memoir 11: 241-255.
- BRENCHLEY, P. J.; ROMANO, M.; YOUNG, T. P. y STORCH, P. (1991). Hirmantian glaciomarine diamictites-evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. En BARNES, C. R. y WILLIAMS, S. H. (eds.) *Advances in Ordovician Geology*. Geol. Surv. Canada, Pap. 90-9: 325-336.
- CALVET, F. y SALAS, R. (1988). Tipos de plataformas carbonatadas del precámbrico terminal de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 59-62.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.<sup>a</sup> J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif. *Estudios Geol.* 33 (4), pp. 343-355.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* 82, pp. 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.* 27 pp. 171-175.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal* n.º 8, pp. 193-206.
- CARVAJAL, A. y MATAS, J. (1992). A proposal for the seismotectonic zonation of the Hesperian Massif. XXIII General Assambly of the European Seismological Comission. Volumen II, pp. 270-273. Czechoslovakia.
- CASTRO, A. (1984). *Los granitoides y la estructura hercínica en Extremadura Central*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. pp. 202. Inédita.
- CORREIRA, J. M. (1994). Litoestratigrafía e tectónica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto Grauvaquico) (C.X.G.) entre o río Pônsul o rio Erges. Beira Balixa (Portugal). *Bol. Geol. Min.* Vol. 105-6, pp. 521-530.

- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. *Bol. Geol. Min.* 83 (2); pp. 174-180.
- CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6, pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en evidence de niveaux carbonatés intestratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- CRIMES, T. P. (1987). Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geol. Mag.*, 124, 2: 97-119.
- DALLMEYER, R. D. y PIEREN, A. (1987). Evidence of Late Proterozoic Tectonometamorphic Events in SW Iberia: Significance and Paleogeographic Implications. Mauritanian IGCP-233 meeting. Nowakchott: 73-76.
- DÍEZ BALDA, M.<sup>a</sup> A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ LODERO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca. *Studia Geologia* 12, pp. 91-108.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geol.* vol. 36, pp. 131-138.
- (1986). *El complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Ed. Universidad de Salamanca, Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODERO, F. (1990). Structure, Autochthonous Sequences of Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 172-188. Springer Verlag, Berlín.
- EGOZQUE, J. y MALLADA, L. (1876). Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol. España*. Madrid,
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; GARCÍA PORTERO, J.; ORTEGA GIRONES, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA)*. Memoria de la Hoja 783. Abenojar. IGME.
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J. y MOLINA, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.<sup>a</sup> serie MAGNA* Memoria de la Hoja n.º 782 (Valdemanco de Esteras). IGME.
- FONTBOTE, J. M. y JULIVERT, M. (1974). The Precambrian of the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference de Liblice (1972), pp. 175-183.
- FORTEY, R. A. (1984). Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. En BRUTON, D. L. (ed.). *Aspects of the Ordovician System*. Palaeont. Contr. Univ. Oslo, 295: 37-50.

- FORTUIN, A. R. (1984). Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracín, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.*, 48: 245-261.
- GABALDÓN, V. y HERNÁNDEZ-URROZ, J. (1989). Los fosfatos del Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica, un modelo de yacimiento de origen sedimentario. XII Congr. Español de Sedim., Simposios y Conferencias, 283-297.
- GABALDÓN, V.; HERNÁNDEZ, J.; LORENZO, S.; PICART, J.; SANTAMARÍA, J. y SOLÉ, F. J. (1987). Sedimentary facies and stratigraphy of Precambrian-Cambrian phosphorites on the Valdelacasa anticline. Central Iberian Zone, Spain. *Phosphate deposits of the World*, vol. 2, 422-428. Cambridge University Press.
- GABALDÓN, V. (1990). Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte I. *Bol. IGME*, vol. 101-5, pp. 701-760.
- GARCÍA ABAD, F. J. y MARTÍN SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.* 36; pp. 391-401.
- GARCÍA HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M. A. de; PEREJÓN, A.; PIEREN, A. P. y HERRANZ, P. (1986). Geotransverse South (B-1). Excursion Program: Day 1. Project 233 (Excursion Guidebook). Int. Conf. Iberian Terranes & Their Reg. Correl. IUGS-UNESCO-IGCP (Oviedo): 43-55.
- GARCÍA HIDALGO, J. F. (1993). Las pistas fósiles del Alcudiense Superior en el anticlinal de Ibor. Consideraciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 33-35.
- (1993). Pistas fósiles en la «Serie de Carrascalejo». Implicaciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 36-37.
- (1993). Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenojar (Zona Centroibérica). Edad de las series. *GEOGACETA*, 14, pp. 57-59.
- (1995). El Proterozoico de la terminación suroccidental del Anticlinal de Ibor (NE de Badajoz, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 90 (1-4) pp. 5-19.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.º 808, Almadén. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA*. IGME, 60 pp.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S. y VÁZQUEZ, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 781 (Siruela). IGME.
- GARZÓN-HEYDT, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Studia Geologica*, 10; pp. 7-16.
- GEHRENKEMPEP, I. (1978). Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo Universitat Berlin. *Helv*, 29, pp. 68-69.

- GIL CID, M. D. (1970). Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). *Estudios Geol.*, 26, pp. 285-295.
- (1971). Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 317-226.
- (1972). Sobre algunos Asaphidea (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 98-101.
- (1972). Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 143-153.
- (1988). *Proplina yochelsoni* n.sp. Primer monoplacophora del Cámbrico inferior español. *Bol. Geol. Min.*, 92, 3: 196-202.
- GIL CID, M. D.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C. y VEGAS, R. (1976). El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60, pp. 17-31.
- GIL CID, M. D. y JAGO, J. B. (1989). New data on the Lower Cambrian trilobites of Cortijos de Malagón (Spain). *Estudios geol.*, 45: 91-99.
- GIL, I.; JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983). La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, pp. 607-612.
- GIL SERRANO, G.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F. y PÉREZ LLORENTE, F. (1984). Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo. I. Congr. Esp. Geol. Segovia. Tomo I, pp. 27-47.
- GUIJARRO, J.; MONSEUR, J. y GUTIÉRREZ, A. (1984). Mineralizaciones estanníferas asociadas a la apófisis adamellítica de Logrosán (Cáceres, España). I Congreso Español de Geología T. II, pp. 479-489.
- GUIJARRO, J.; MORENO, R. y GUTIÉRREZ, A. (1986). Petrología y geoquímica de la apófisis adame-llítica de Logrosán. *Bol. Geol. Min.* T. XCVII-VI, pp. 757-771.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 177-180.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doct. Univ. Complutense, Madrid, 3 Vols. 701, 701 págs. (Inéd.).
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983). Estudio de los Monoplacóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central). *Estudios Geol.*, 39: 379-385.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y MELÉNDEZ, B. (1987). Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoos) en los materiales ordovícicos de la zona Centroibérica. *COL-PA*, 41: 41-50.

- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y RÁBANO, I. (1987). Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico superior de la zona Centroeibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos. *Bol. Geol. Min.*, 98, 5: 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y PINEDA VELASCO, A. (1988). Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén). II Congreso Geológico de España. Granada, I: 91-94.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. de y PIEREN, A.P. (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 160-171.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984a). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroeibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. y SMITH, A. B. (1984b). Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España). *Estudios Geol.*, 40: 421-453.
- HABERFELNER, E. (1931). Eine Revision der Graptoliten der Sierra Morena (Spanien). *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 43, 2: 19-66.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle Untersuchungen des «Ashgill-Kalkes» (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3: 1-139.
- (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician-Silurian boundary in Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160, I: 138-148.
- HAMMANN, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 55, 1/5: 1-151.
- (1976). Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien). *Senckenbergiana lethaea*, 57, 1: 35-85.
- (1983). Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien: ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542: 1-117.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Pub. Intern. Un Geol. Sci.* 11, pp. 1-47.
- HAMMANN, W. y SCHMINKE, S. (1986). Depositional environment and systematics of a new ophiuroid. *Taeniaster ibericus* n.sp., from the Middle Ordovician of Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 173, I:47-74.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1968). Movimientos Caledónicos (fases Saláirica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena Occidental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 66; pp. 21-28.

- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. IGME* 17; pp. 167.
- HERRANZ, P. (1984). *El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, 1.220 págs. (Inéd.).
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y VILAS, L. (1977). Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel. *Estudios geol.*, 33, 4: 327-342.
- IGME (1971-1972). *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000*. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas n.º 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).
- JULIVERT, M. (1983). La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 593-601.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBERO, A. y CONDE, L. S. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:100.000*. IGME.
- JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 612-631.
- JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F. J. y RIBEIRO, A. (1980). The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. Mem. B.R.G.M. n.º 108. Coll C 6 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-Hercyniens, pp. 132-158.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geol. Astúrica*, 18, pp. 57-61.
- (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 192-246.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 265-311.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 477-490.
- KELCH, H. (1958). Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich du westlichen Sierra de San Pedro. *Diss. Math. Naturw. Fak. Univ. Munster in Referaten Meft*, 134, pp. 30-31.
- KREISA, R. D. (1981). Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 51, n.º 3, pp. 823-848.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, F. y PEREJÓN, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.* 121 (3); pp. 221-228.



LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1987). Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquistó-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82, 1-4: 211-232.

LÓPEZ DÍAZ, F. (1992). *Evolución Estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).

— (1993). La estructura del Anticlinal de Navalpino. *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 6, nº 3, 3-4 (en prensa).

— (1994). Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España* 7 (1-2), 31-45.

LONG, D. G. F. (1991). A non-glacial origin for the Ordovician (Middle Caradocian) Cosquer Formation. Vercors. Crozon Peninsula. Brittany, France. *Geol. J.*, 26: 279-293.

LORENZO RUEDA, M. (1977). *Los materiales previos a la cuarcita armoricana en la Sierra de Pela y Embalse de Orellana (Provincia de Badajoz)*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd.), 99 págs. 1 map. Madrid.

LORENZO, S. y SOLÉ, J. (1988). La discordancia intraprecámbrica y la estratigrafía del Precámbrico superior en el sector suroriental del anticlinal de Abenójar-Tirteafuera. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones, vol. I, 115-118.

LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92.

— (1956a). Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 8: 373-380.

— (1956b). Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. *Geotekt. Symposium H. Stille*: 129-139.

— (1958). Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. *Münster. Geologie*, 7, 3-6: 727-750.

— (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil I. Stratigraphie. *Abh. Akad. Wiss. Lit. math. naturw.*, 6: 285-498.

LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1961). Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4: 51-72.

— (1962). Sur l'existence d'une tectonique archéene au centre de l'Espagne. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 8: 245-247.

— (1963a). Sur la stratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (prov. de Cáceres, Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 152-153.

— (1963b). Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 250-251.

- (1965). Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 7: 220-221.
- LLOPIS, N.; SAN JOSÉ, M. A. de y HERRANZ, P. (1970). Nota sobre una discordancia posiblemente precámbrica al SE de la provincia de Badajoz, y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. *Bol. Geol. Min.*, 81, 6: 586-592.
- MACHENS, E. (1954). Stratigraphie und Tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-173.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). Las Capas de Transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior) en Los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 591-613.
- (1977). Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo; consecuencias geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 57-80.
- MIALL, A. D. (1977a). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Revs.*, 13, pp. 1-62.
- (1978). Fluvial sedimentology: an historical review. *Con. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, pp. 1-48.
- MITCHUM, R. M. Jr.; VAIL, P. R.; THOMPSON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Seismic stratigraphic. Applications to hydrocarbon exploration (C. E. Payton, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 26: 53-62.
- MITROFANOV, F. P. y TIMOFEEV, M. (1977). *Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Inst. Geol. Geocron. Précambrien, Leningrad, 2 págs. (Inéd.).
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M. y JORDA, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño. *Studia Geol. Salamant.* n.º 20, pp. 115-126.
- MONTESERÍN, V. (1981). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 682 (Sevilleja de la Jara). IGME.
- (1985). Estudio geológico del flanco noroeste del Anticlinal de Valdelacasa. Precámbrico-Cámbrico de las Hojas 654 (P. del Arzobispo) y 655 (Los Navalmorales). Informe interno ALMADEN. IGME.
- MONTESERÍN, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 653 (Valdeverdeja). IGME.
- MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.* 85, 4, pp. 396-400.

- (1975). Olistostromas fangoconglomerados y «slumps folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31, pp. 246-260.
  - (1977). *Estudio Geológico de los Montes de Toledo, occidentales*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
  - (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Estudia Geológica* 12, pp. 123-136.
- MORENO, F. y GÓMEZ PÉREZ, J. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria explicativa de la Hoja n.º 683 (Espinoso del Rey). IGME.
- MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). *Estudios Geol.* vol. 32; pp. 47-52.
- MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica* 20 (1), pp. 8-16.
- MUTTI, E. (1985). Turbidite system and relations to depositional sequences in: Provenance of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. *Serie C: Mathematical and Physical sciences*. Vol. 148; pp. 65-93.
- MUTTI, E.; NORMARK, W. R. (1991). *An integrated approach to the study of Turbidite Systems. In Seismic facies and Sedimentary Processes of Submarine fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag New York. Inc.
- NOZAL, F. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª Serie MAGNA*. Memoria de las Hojas n.º 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quiteria). IGME.
- (1985). Estudio Geológico de la terminación sureste del Anticlinal de Ibor (Hojas de Castilblanco y Herrera del Duque). Informe interno ALMADEN-IGME.
- NOZAL, F. e INSÚA, M. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.ª Serie MAGNA*. Memoria de las Hojas n.º 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo). IGME.
- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L. y PICART BOIRA, J. (1988). Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo. *Bol. Geo. Min.*, 99 (4). 473-489, 8 fig. 1 map. Madrid.
- NOZAL, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 139-143.

- NOZAL, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA, J. (1988). Sobre la discordancia intraprecámbrica entre los grupos Domo Extremeño e Ibor, en el sector central del Anticlinal de Ibor (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 135-138.
- NOZAL, F. y MARTÍN SERRANO, A. (1989). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Hoja n.º 709 (Anchuras). ITGE.
- OEN ING SOEN (1970). Granite intrusion folding and metamorphism in Central northern Portugal. *B.G.M.E.*, LXXXI, II, III, 271-198.
- OLIVÉ, A.; PORTERO, J. M.; ÁLVARO, M.; PIEREN, A.; AGUILAR, M. J.; DABRIO, C.; NOZAL, F. (1989). Memoria explicativa de la Hoja 756 (Herrera del Duque). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000* (2.ª Serie). ITGE. 92 págs.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ-LODEIRO, E. (1983, publ. 1986). La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúr.*, n.º 3-4.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ, J. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centroibérica. II Congreso Geológico de España. Granada. Simposio sobre cinturones orogénicos, pp. 85-89.
- ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.º 783, Abenójar. *Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA*. IGME. 42 pp.
- PALACIOS, T. (1983). Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el Olistostroma del Membrillar (Proterozoico Superior del Centro de España). *Rev. Esp. de Microp.* XV (3), 511-517.
- (1989). *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región central de la Península Ibérica)*. Mem. Museo de Paleont., Universidad de Zaragoza.
- PALERO, F. J. (1986). El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Sobre el origen de las mineralizaciones B.P.G.C. asociadas a zonas de cizalla. *Stvd. Geol. Salmant.*, t. 23, pp. 265-297.
- (1991). *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 827 pp.
- (1993). Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Inst. Geol. y Min.* vol. 104-3, pp. 227-242.
- PARDO, H. V. y ROBLES, R. (1988). La discordancia basal del Grupo Valdelacasa en el Anticlinal de Valdelacasa (sector Central de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones, vol. II, pp. 165-168.

- PARDO, M. V. y SANTAMARÍA, J. (1992). El Precámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo. Zona Centroibérica). Un puzzle en vías de resolución. III Congreso Geológico de España. Actas de las sesiones científicas, t. I, pp. 175-179.
- PARDO, M. V. y GARCÍA-ALCARDE, J. L. (1994). El Devónico de la Zona Centroibérica. X Jornadas de Paleontología. Madrid, pp. 153-156.
- PARGA, J. R. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. y Minero* 82, 3-4, pp. 234-238.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.* 61, 1, pp. 44-68.
- (1974). El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. I cent., pp. 329-345.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982). The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280, 41.
- PARIS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J. C.; MASSA, D. y OULESBSIR, L. (1995). Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. En COOPER, J. D.; DROSER, M. L. y FINNEY, S. C. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, 171-176.
- PELÁEZ, J. R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PEREJÓN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). Nouvelles données sur la discordance intra-précambrienne dans le vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique méridional, España). (Abstract) 11 ème Réunion des Sciences de la Terre (RST), p. 145, Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Géol. France édit. Paris.
- PELÁEZ, J. R.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; HERRANZ, P.; PIEREN, A. P.; VILAS, L. y SAN JOSÉ, M. A. de (1989). Upper Proterozoic in central Spain. 28<sup>th</sup> Int. Geol. Congr. Washington, 2: 590-591.
- PERCONIG, E.; VÁZQUEZ, F.; VELANDO, F. y LEYVA, F. (1983). Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España. *Bol. Geol. Min.*, 114, 3: 187-207.
- PEREJÓN, A. (1981). *Problemática paleontológica del límite Precámbrico-Cámbrico en España*. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. Madrid, Tomo especial Curso Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I: 95-109.
- (1984). Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 213-265.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Datación de las calizas del Cámbrico inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo): Fauna de Arqueociatos. *Brev. Geol. Astúrica*, 20, 3: 33-46.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36.

- PICART, J. (1988). Facies e interpretación de los yacimientos fosfatados del Cámbrico inferior de Fontanarejo. Zona Centro-Ibérica (Ciudad Real). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 157-160.
- PIEREN PIDAL, A. P. (1989). *Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los Materiales Paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd.). 221 p. Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P.; HERRANZ ARAUJO, P. (1988). *Presencia y caracterización del «Alcudiense Superior» (Vendiense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)*. Temas Geol. Min. Simposios, 9, 91-100, 2 fig., 1 map., Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P.; PINEDA VELASCO, A.; HERRANZ ARAUJO, P. (1987). Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, 2, 26-29.
- PIEREN PIDAL, A. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1990). Datos bioestratigráficos de los materiales silúricos del Sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz). *Geogaceta*, 8: 58-61.
- PIEREN, A. P.; HERRANZ, P. y GARCÍA SIL, S. (1991). Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico superior en «La Serena», Badajoz (Zona Centroibérica). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 179-191.
- PINEDA VELASCO, A. (1987). La Caliza Urbana (Ordovícico superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 98, 6: 780-793.
- PORTERO GARCÍA, J. M. y DABRIO GONZÁLEZ, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. II Congreso Geol. España, Granada, I: 161-164.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. (1988). Eustatic control on clastic deposition. En J. C. WAGONER (ed.) *Sea-level exchange- an integrated approach*. Society Economic Paleontologists Special Publication.
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Heldeberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel Z. *Deustch. Geol. Ges.* 120 (1968), pp. 107-118.
- (1970). Das Palaozoikum der nordlischen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Hererra del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3), pp. 309-329.
- QUESADA, C. (1990a). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostatigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- RÁBANO, I. (1984). Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: Una visión bioestratigráfica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 267-287.

- (1990). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. *Publ. Espec. Bol. Geol. Min.* 1-233.
- RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1955). El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Not. y Com. del IGME* vol. 40, pp. 53-87.
- (1965). El Sinclinal del Guadارانque (Cáceres). *Estudios Geol.* vol. 11, pp. 409-436.
- RANSWEILLER, M. (1968). Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-100.
- REDLIN, K. (1956). Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcuía (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-192.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARIS, F. (1980). El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 16, pp. 103-121.
- ROBARDET, M. (1981). Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. En HAMBERG, M. J. y HARLAND, W. B. (eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press: 585-589.
- ROBARDET, M. y DORÉ, F. (1988). The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Paleogeogra., Paleoclimatol., Palaeocol.*, 66: 19-31.
- ROBLES, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbricos del domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separados por discordancia. SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérico). II Cong. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 185-188.
- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985). El Complejo Esquisto-Grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensis, Sec. Ciencias*, 51: 1-174.
- RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. M.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y SARMIENTO, G. N. (1989). Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *COL-PA*, 42: 83-106.
- ROIZ, J. M. (1979). *La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Univer. Complutense Madrid, pp. 1-254.
- ROIZ, J. M. y VEGAS, R. (1980). Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal del Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real). *Studia Geol. Salm.*, 16, 27-36.
- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS MINONDO, L. y HERRANZ, R. P. (1974). Las series Ordovícicas y Preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-I, 21-31.

- SAN JOSÉ, M. A. de (1981). Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincia de Ciudad Real y Badajoz). Memoria final Beca Fundación Juan March. Madrid, 154 pp. (inédito).
- (1983). El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, 91-100.
- (1984). Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 81-117.
- SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, A. P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J. R. y PEREJÓN, A. (1990). Ante-Ordovician stratigraphy, autochthonous sequences of the Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 147-159. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- SANTAMARÍA, J. (1988). Facies y asociaciones de facies de los fosforitas de Robledo del Mazo (Precámbrico-Cámbrico de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 205-208.
- SANTAMARÍA, J.; PICART, J. y SOLÉ, F. J. (1987a,b). Abst. VIII European Regional Meeting. IAS. Tunis.
- SAUPE, F. (1971). La serie ordoviciense et Silurienne d'Almaden (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.* 73, pp. 355-365. Brest.
- (1973). La Geologie du gisement de mercure D'Almaden. *Sciences de la Terre. Mem.* n.º 29, pp. 1-342.
- SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974). Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen, Halbinsel Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, Jh.* 1974, 1-2, pp. 72-124.
- SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturwiss. Kl.*, 7-8: 217-408 (499-690).
- (1971a). Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., sec. I. Geol., 2: 753-768.
- (1971b). La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., sec. I. Geol., 2: 769-782.
- TAMAIN, G. (1971). L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa Place dans la province méditerranéenne. *Mém. B.R.G.M.* 73, pp. 403-416. Brest.
- (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris-Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.



— (1975). El Alcudiense y la orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). T.I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat. 1, pp. 437-464.

TEJERO, R. (1976). *Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres)*. Tesina de Licenciatura. Facultad de Geología. Univ. Complutense de Madrid.

TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1983). El Silúrico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 246-265.

VAIL, P. R. (1987). Seismic stratigraphy interpretation procedure. In: Atlas of Seismic stratigraphy. (A. W. Bally, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol.*, 27: 1-10.

VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geológicos*, vol. 24, pp. 85-89.

— (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcuño y en las sierras de Cáceres y N de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 414-425.

VEGAS, R. (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min.* 85 (2); pp. 157-170.

— (1975). Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Runds*, v. 64, n.º 1, pp. 266-278.

VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MORENO, F. (1977). Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series «pre-arenig» de España Central. *Studia Geologica*, 12, pp. 207-215.

VEGAS, R. y ROIZ, J. M. (1979). La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental-Alcudiana). *Tecniterrae*, 23, pp. 1-5.

VIDAL, M. y LOZAC'H, Y. (1976). *Etude Géologique de la terminaison occidentale de la Vallée de l'Alcudia*. Trav. Lab. Géol. Struct. Appli., 91-Orsay. 160 págs., 99 figs., 3 lám., 1 map. París.

VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcuñian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131 (2), 169-179.

VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J. A.; DÍEZ BALDA, M. A. y GRANT, S. W. F. (1994). Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131 (6), 729-765.

VILAS, L.; PELÁEZ, J. R. y ARCHE, A. (1979). El Precámbrico del anticlinorio de Ibor (I): Zona de La Calera (Cáceres). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77: 141-152.

- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y PELÁEZ, J. R. (1981). *El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico*. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Tomo especial Curso de Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I: 76-93.
- VILAS, L.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN PIDAL, A. P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ, P. (1987). Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona central meridional del Macizo Ibérico. *Geogaceta*, 2, 43-45, 1 fig. Madrid.
- VILAS, L. y SAN JOSÉ, M. A. de (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Stratigraphy. Introduction. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA (eds.) *Pre Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 145-146.
- WALKER, R. G. (1982). Hummocky and swales cross-stratification. Int. Ass. Sediment, 11 th int. Congr. Sechment. Hamilton, Canadá. Guidebook for Excursion, 21A.
- WALKER, R. G. et al. (1984b). Shelf and shallow marine sands. En: *Facies Models*. 2nd ed. /Ed by R. G. Walker), pp. 141-170. Geoscience Canadá. Reprint Series 1. Geological Association of Canadá.
- WALTER, R. (1977). Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien. *Münster. Forsch. Z. Geol. U. Paläont.* 42, pp. 1-55.
- (ed.) (1982). Beiträge zur Kenntnis des Präkambriums und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe/Zentralspanien. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 56: 1-130.
- ZAMARREÑO, I. (1983). El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En COMBA, J. A. *Libro Jubilar J. M. Ríos «Geología de España»*. Inst. Geol. Min. España, 1: 117-191.
- ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R. y MORENO, F. (1976). El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sección cámbrica de los Montes de Toledo occidentales (centro de España). *Brev. Geol. Astúrica*, 20, 4: 56-64.



