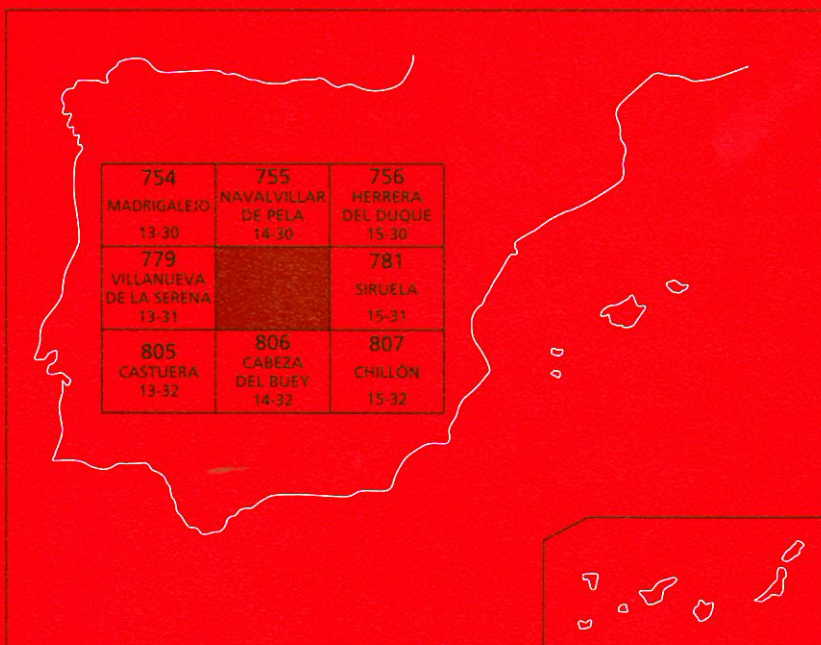




# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# PUEBLA DE ALCOCER

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

# PUEBLA DE ALCOCER

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

Depósito legal: M. 23590-2005  
ISBN: 84-7840-581-X  
NIPO: 657-05-012-5

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

La presente Hoja y Memoria, ha sido realizada por MAYASA-INTECSA con Normas, Dirección y Supervisión del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME) y en ella han intervenido los siguientes técnicos superiores:

### **Dirección y supervisión**

V. Monteserín López

### **Autores**

D. Martín Herrero (INTECSA). Cartografía y Memoria del Paleozoico

M. F. Valverde Hernández (INTECSA). Cartografía y Memoria del Terciario y Cuaternario

S. Lorenzo Álvarez (MAYASA). Cartografía y Memoria del Precámbrico Superior

### **Sedimentología**

S. Lorenzo Alvarez (MAYASA)

F. Leyva Cabello (INIMA)

### **Geomorfología, neotectónica y sismotectónica**

M. F. Valverde Hernández (INTECSA)

### **Petrología**

P. Villar Alonso

F. Palero Fernández (MAYASA)

### **Hidrogeología**

J. Hernández-Urroz (MAYASA)

### **Geotecnia**

D. Martín Herrero (INTECSA)

### **Indicios Mineros y PIG**

S. Lorenzo Alvarez (MAYASA)

### **Macropaleontología**

J. C. Gutiérrez Marco (U. Complutense de Madrid)

M. Pardo Alonso (Dep. de Geología de la U. de Valencia)

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. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA.....	10
1.3. ANTECEDENTES.....	10
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES.....	12
2. <b>ESTRATIGRAFÍA</b> .....	13
2.1. INTRODUCCIÓN .....	13
2.2. PRECÁMBRICO.....	13
2.2.1. Introducción.....	13
2.2.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I.....	17
2.2.2.1. Pizarras y grauvacas (2) (formación areniscas de estomiza) (vendico).....	17
2.2.2.2. Pizarras, grauvacas y conglomerados (3) (formación orellana) (vendico).....	21
2.2.3. Grupo Ibor. Serie II (vendico superior) .....	23
2.2.3.1. Areniscas, limolitas y lutitas (4). Unidad inferior (vendico superior) .....	24
2.3. PALEOZOICO.....	26
2.3.1. Introducción.....	26
2.3.2. Conglomerado basal (5). Conglomerados, areniscas y pizarras (6) (tremadoc-arenig).....	26
2.3.3. Cuarcitas blancas (cuarcita armoricana) (7) (arenig).....	29
2.4. Terciario.....	30
2.4.1. Conglomerados de cantos cuarcíticos y pizarrosos con matriz areno- arcillosa (8) (raña).....	30
2.5. CUATERNARIO .....	31
2.5.1. Arenas con cantos cuarcíticos y pizarrosos con matriz areno-arcillosa (9) (terrazas).....	31
2.5.2. Gravas de naturaleza variada y matriz areno-arcillosa (10) (fondos de valle) .....	31

2.5.3.	Arenas y cantos de naturaleza variada (11) (barras).....	31
2.5.4.	Cantos cuarcíticos y pizarrosos angulosos en matriz arcillosa (12) (conos de deyección).....	31
2.5.5.	Cantos cuarcíticos angulosos en matriz areno-arcillosa (13) (coluvión) .	32
<b>3.</b>	<b>TECTÓNICA</b> .....	<b>32</b>
3.1.	ENCUADRE REGIONAL .....	32
3.1.1.	Deformaciones prehercínicas.....	33
3.1.2.	Deformaciones hercínicas.....	35
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA.....	37
3.3.	ETAPAS DE DEFORMACIÓN .....	39
3.3.1.	Deformaciones prehercínicas.....	39
3.3.2.	Deformaciones hercínicas.....	40
3.3.2.1.	La primera fase de deformación.....	40
3.3.2.2.	La segunda fase de deformación .....	41
3.3.2.3.	La tercera fase de deformación.....	41
3.3.2.4.	La cuarta fase de deformación.....	42
3.4.	NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA.....	43
3.4.1.	Metodología. Rasgos generales.....	43
3.4.2.	Accidentes neotectónicos.....	44
3.4.3.	Anomalías geomorfológicas .....	44
3.4.4.	Otros datos relacionados con la neotectónica .....	44
3.4.5.	Sismicidad.....	44
3.4.6.	Sismotectónica.....	44
3.4.7.	Conclusiones.....	47
<b>4.</b>	<b>PETROLOGÍA</b> .....	<b>47</b>
4.1.	ROCAS FILONIANAS .....	47
4.1.1.	Diabasas (1).....	47
4.2.	METAMORFISMO .....	48
<b>5.</b>	<b>GEOMORFOLOGÍA</b> .....	<b>49</b>
5.1.	FISIOGRAFÍA.....	49
5.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO .....	49
5.2.1.	Estudio morfoestructural .....	49
5.2.2.	Estudio del modelado .....	51
5.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES .....	53
5.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA).....	54
5.5.	PROCESOS ACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS.....	55
<b>6.</b>	<b>HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	<b>55</b>
<b>7.</b>	<b>GEOLOGÍA ECONÓMICA</b> .....	<b>62</b>
7.1.	RECURSOS MINERALES .....	62
7.1.1.	Minerales metálicos.....	62
7.1.2.	Rocas industriales.....	62
7.2.	HIDROGEOLOGÍA.....	62

7.2.1.	Características hidrogeológicas.....	62
7.2.2.	Climatología.....	65
7.2.3.	Hidrología.....	66
7.3.	CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES.....	66
7.3.1.	Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares.....	67
7.3.1.1.	Área I.....	67
7.3.1.2.	Área II.....	68
7.3.1.3.	Área III.....	68
7.3.1.4.	Área IV.....	69
7.3.1.5.	Área V.....	70
7.4.	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	70
7.4.1.	Descripción de los puntos de interés geológico.....	70
8.	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	72





## 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 del 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 la cartografía y memoria de cada una de las Hojas elaboradas.

### 1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Puebla de Alcocer, número 780 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, está situada en el interior de la Meseta Ibérica, pertenece administrativamente a la Comunidad Autónoma de Extremadura y se ubica al NE de la provincia de Badajoz, en la comarca de la Siberia Extremeña, que se caracteriza por su aridez extrema.

Los habitantes de la zona se concentran en los dos núcleos de población: Puebla de Alcocer y Esparragosa de Lares, relativamente grandes, además de la aldea de Galizuela, todos ellos en la esquina nororiental de la Hoja. El resto de la superficie está despoblada, excepto algunas urbanizaciones en las proximidades de la presa del embalse del Zújar.

La geografía de la Hoja es muy monótona. Está formada en su mayor parte por la superficie de abrasión más o menos degradada de la penillanura extremeña con escasos depósitos superficiales recientes en la mitad norte y la incisión producida por el encajamiento de la red fluvial del río Zújar. Únicamente destacan en el paisaje las alineaciones producidas por la Sierra del Castillo y su prolongación hacia el Sureste, formadas por las cuarcitas ordovícicas. Es una zona de pendientes abruptas y repoblada en parte por pinos y eucaliptos.

En el resto de la Hoja el paisaje es propio de la Siberia Extremeña, con lomas suaves, arroyos estacionales, normalmente con el cauce seco y ausencia de vegetación y suelo. Las rocas del Complejo Esquisto Grauváquico afloran extensivamente, pero con una alteración intensa, que dificulta su observación desde el punto de vista geológico. No está habitada y los caminos transitables en coche son escasos. La única actividad es la ganadería extensiva de ovejas y algunos colmenares.

Esta zona está atravesada en dirección E-O por el río Guadiana que en esta Hoja está casi totalmente embalsado por las presas del Zujar y La Serena, inundando las pocas huertas que había en las orillas del río. También entra en la Hoja un retazo del Embalse de Orellana, en la esquina Noroeste.

Las comunicaciones de la Hoja son exclusivamente por carretera. La comarcal 413 la atraviesa desde el Norte de Castuera a Puebla de Alcocer, además de otras carreteras de menor entidad que enlazan con diversos núcleos de población fuera de la Hoja. La red de caminos transitables en coches es muy variable de unos sectores a otros, y hay amplias zonas donde sólo se puede llegar a pie.

## 1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja se sitúa en la parte centro-meridional del Macizo Hespérico. En la Zona Lusitano-Alcú-dica 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 preordovícicos en los núcleos anticlinales.

La Zona Centro-Ibérica 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. En este sector, el Ordovícico inferior, predominantemente cuarcítico, se deposita discordantemente sobre materiales precámbricos.

Los materiales paleozoicos solo afloran en la Sierra del Castillo y en su prolongación hacia el Sureste, en la esquina noreste de la Hoja. Solo está representado el Ordovícico inferior y la estructura hercínica original está fuertemente modificada por las fases posteriores de fracturación.

## 1.3. ANTECEDENTES

El avance en el conocimiento geológico de esta Zona ha sido importante en la última década. En los materiales paleozoicos las cartografía 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. La primera referencia la estableció CARRINGTON DA COSTA (1950), y posteriormente TEIXEIRA (1955) y OEN ING SOEN (1970), con la definición del Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), que es una unidad

litoestratigráfica que engloba todas las series preordovícicas de la Zona Centro-Ibérica, 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 (1971-1974), CAPOTE, *et al.* (1971-1977), PARGA y VEGAS (1974), MORENO (1974-1977), VEGAS, *et al.* (1977) y ROIZ y VEGAS (1980).

Otros autores y los estudios más recientes han establecido la presencia de discordancias y/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 Alcudía las unidades Alcudien-se Inferior y Superior, separadas por una discontinuidad. CRESPO y TAMAIN (1971) encuentran la misma división en el Domo de Abenojar, la discordancia intra-Alcudien-se, estableciendo su cartografía y la edad y relaciones estructurales de los materiales que separa.

En 1984, SAN JOSÉ realiza una revisión de los trabajos sobre los materiales preordovícicos de la Zona Centro-Ibérica y divide a estas series en Alcudien-se 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 abordó 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 característica 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 Vendien-se 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 (*op.cit.*) siguen corroborándose en trabajos posteriores.

Los trabajos sobre los depósitos paleozoicos son más concretos, PUSCHMAN (1964-1970) establece una serie estratigráfica para el Devónico en el Sinclinal de Herrera del Duque y PARDO y GARCÍA ALCALDE (1994) para el Devónico de los sinclinales de Almaden y Guadalmez. RANSWEILLER (1968) estudia la estratigrafía y tectónica del Paleozoico al Norte de Herrera del Duque. MORENO en su Tesis Doctoral efectúa un estudio completo de los Montes de Toledo occidentales con descripciones de la estratigrafía del Precámbrico y Paleozoico inferior. ROBARDET, VEGAS y PARIS (1980) describen el techo del Ordovícico.

Por último, merece especial mención en la Hoja Geológica de Herrera del Duque (OLIVE, *et al.*, 1989) tanto la cartografía como la memoria de estos materiales.

En cuanto a 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 cua-

renta y cincuenta realizaron las Hojas del Mapa Geológico de España. Posteriormente sólo han proporcionado datos puntuales y descripciones litológicas de interés algunos trabajos de investigación minera, pero carecen de una visión completa de la Cuenca y su evolución durante el Terciario. Estudios más modernos aunque parciales, se encuentran en las Hojas MAGNA realizadas en la Cuenca, de SANTOS GARCÍA, *et al.* (1980), y la Hoja de Villanueva de La Serena (INSUA, *et al.*, en prensa); en las que se encuentran definidas las unidades litológicas de la Cuenca.

Concretamente en la Hoja de Puebla de Alcocer hay varios trabajos que deben ser reseñados. De carácter regional están el Mapa Geológico Minero de Extremadura (1993), 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» (E.N. ADARO-MAYASA, 1991), sin publicar.

Los materiales preordovícicos de la zona están siendo objeto de estudio por parte de PIEREN PIDAL, A., que ha contribuido a la realización de las Hojas de Herrera del Duque (OLIVE, *et al.*, 1989) y Villanueva de la Serena (INSUA, *et al.*, en prensa), y que tiene varias publicaciones con referencias puntuales a esta Hoja, de las que cabe destacar la de PIEREN PIDAL, A., *et al.* (1991) en donde se describen los afloramientos de Alcudiense Superior en La Serena y se esboza un esquema paleogeográfico de los mismos.

#### 1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

En la Hoja de Puebla de Alcocer afloran dos grandes unidades geológicas, con una extensión superficial muy desigual: los materiales precámbricos y los del ciclo paleozoico.

Los materiales precámbricos se distribuyen por toda la Hoja. Pertenecen al Complejo Esquisto Grauváquico, en su inmensa mayoría al Grupo Domo Extremeño, que es la serie inferior de CEG, y con afloramientos muy reducidos del Grupo Ibor-Navalpino, en discordancia sobre los anteriores y ligados a zonas de fractura regional.

El Grupo Inferior es una potente serie siliciclástica muy monótona en la que se han podido diferenciar tres tramos, en función de sus características litológicas y posición estratigráfica.

El Superior presenta una serie más variada, con ligeros cambios laterales, en la que aparecen tramos conglomeráticos, tramos de areniscas con icnofósiles, niveles carbonatados y tramos de lutitas y areniscas. Son propios de medios marinos someros en una secuencia transgresiva.

Ambos conjuntos están estructurados por las Orogenias Finiprecámbrica, Sárdica y Hercínica, si bien el grado de deformación es débil, situándose en muchos sectores por encima del frente de esquistosidad regional, y sin metamorfismo regional o sólo un anquimetamorfismo.

Las distintas fases sólo han dado lugar a superposición de pliegues y a fracturas regionales de tipo transcurrente, con varios rejuegos, generando localmente deformación dúctil con desarrollo de micropliegues y crenulaciones.

Los materiales paleozoicos discordantes sobre los dos Grupos precámbricos, se presentan en varios afloramientos inconexos. Los de la Sierra del Castillo constituyen un flanco monoclinal, con serie únicamente del Ordovícico inferior.

En general están deformados por la primera fase de plegamiento hercínica, sin esquistosidad generalizada ni metamorfismo y fracturados por las otras fases reconocidas regionalmente.

## **2. ESTRATIGRAFÍA**

### **2.1. INTRODUCCIÓN**

En el registro sedimentario aflorante en el ámbito de la Hoja de Puebla de Alcocer, se han diferenciado cuatro conjuntos litoestratigráficos con cronologías desde el Precámbrico al Cuaternario.

Ocupando la inmensa mayoría de su superficie se sitúan los materiales de edad Precámbrica, en los que se han diferenciado dos grupos discordantes entre sí. Los materiales del grupo superior apenas afloran en la parte nororiental de la Hoja, próximos al Paleozoico.

Un segundo conjunto lo constituyen los materiales de edad paleozoica discordantes a su vez sobre los grupos anteriores. Conforman los relieves más abruptos dentro del área de estudio como la Sierra del Castillo. La datación de las diferentes unidades paleozoicas cartografiadas solo ha sido posible por correlación con series similares datadas a nivel regional.

El tercer conjunto lo constituyen sedimentos del Plioceno formados por gravas de naturaleza variada con matriz areno-arcillosa, que corresponden a los restos de la Raña, que se localizan en toda la banda norte de la Hoja.

Por último, los materiales del Cuaternario están escasamente representados en la Hoja, en relación con el río Zujar, aunque la mayor parte de los afloramientos están actualmente cubiertos por los embalses del Zujar y La Serena.

### **2.2. PRECÁMBRICO**

#### **2.2.1. Introducción**

LOTZE, F. (1956) fue el primer autor que propuso una subdivisión de las series aflorantes del Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) en un conjunto inferior al que denominó Capas de Valdelacasa, y otro superior con niveles conglomeráticos intercalados que denominó Capas de Transición al Cámbrico. Esta división sigue aún siendo válida.

Los estudios posteriores a este autor pueden agruparse en tres etapas. En la primera, BOUYX (1962, 1967, 1970), TAMAIN (1972), CRESPO y TAMAIN (1971) y CRESPO y REY (1971), al estudiar los anticlinorios situados al Sur de Valdelacasa, redefinieron los conjuntos de LOTZE.

Al conjunto inferior TAMAIN lo describió como Alcudiense Inferior constituido por series rítmicas y monótonas de pizarras y grauwacas. 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 (1974, 1975 y 1977), SAN JOSÉ, *et al.* (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. estableció dos isocronas correspondientes a tramos de megaturbiditas a 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 explica como 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 de 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, entre otras, las publicaciones de SAN JOSÉ (1980, 1983 y 1984), ROIZ y VEGAS (1980), ORTEGA y GONZÁLEZ LODEIRO (1986), ORTEGA, *et al.* (1988), PARDO y ROBLES (1988), NOZAL, *et al.* (1988), ÁLVAREZ NAVA, *et al.* (1988), PIEREN y HERRANZ ARAUJO (1988), SAN JOSÉ, *et al.* (1990), PARDO ALONSO y SANTAMARÍA (1992), DÍEZ BALDA (1980 y 1986), RODRÍGUEZ ALONSO (1985), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988), NOZAL y ROBLES CASAS (1988) y LORENZO ÁLVAREZ y SOLE (1988), MARTÍN HERRERO (1989) y MARTÍN HERRERO, *et al.* (1987 y 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).

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

En el área de investigación del proyecto, situado 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 preordovícicos.

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

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

Domo de las Hurdes	Área de Salamanca-Tamames	Domo Extremeño, La Serena, V. de Alcudia	Anticinal de Abenojar-Tirteafuera
Serie Superior	Calizas de Tamames	Serie Pelítica Superior	
	Ar. de Tamames		
Serie Intermedia	Fm. Aldeatejada-Monterrubio	Serie Detrítico-carbonatada	
Serie Inferior		Grupo Domo Extremeño	



**Tabla II.**

<b>Lotze (1956)</b>	Calizas del Cámbrico inferior Pizarras silíceas	Calizas de Hinojosas Serie conglomerática sup	Tamain (1970) Crespo y Tamain (1971)	San José et al. (1974) Moreno (1974-77) Capote et al. (1977)	San José (1983)	Álvarez Nava et al. (1988) Nozal et al. (1988)	Ortega y González Lodeiro (1983)
			Calizas de Cabezarrubia Alcudiense superior	Calizas de Navalucillos Areniscas del Azorejo Pizarras del Pusa	Grupo Superior	Grupo Valdelacasa	Serie superior
	Series de transición Anticlinorio Esteras	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	Alcudia-Abenojar	Montes de Toledo Occidentales	Montes de Toledo Extremadura	Extremadura-Montes de Toledo	Abenojar-Tierntaufuera

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.

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 lentejones 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.

### **2.2.2. 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. En la Hoja de Puebla de Alcocer afloran materiales pertenecientes a las dos unidades más altas.

La serie tipo aflora en la Hoja de Navalvillar de Pela, en su sector suroccidental y en áreas contiguas de las Hojas n.ºs 754 y 780.

Aunque en la bibliografía al uso sólo existen descripciones aproximativas y en la cartografía de las Hojas MAGNA colindantes separación de tramos, miembros o conjuntos litológicos similares a los que se describirán, es en este área donde se ha propuesto la 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.

#### *2.2.2.1. Pizarras y grauvacas (2) (formación areniscas de estomiza) (vendico)*

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 descritos en la Hoja de Navalvillar de Pela por debajo (Formación Talarrubias) se sitúa un conjunto constituido esencialmente por areniscas (grauvacas) y lititas que intercalan niveles de conglomerados.

Las facies y asociaciones de facies más representadas son las arenosas y las heterolíticas; las facies conglomeráticas no han podido ser identificadas dentro de esta Hoja.

### *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 volcarenitas, 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*

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 cuarzo-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.

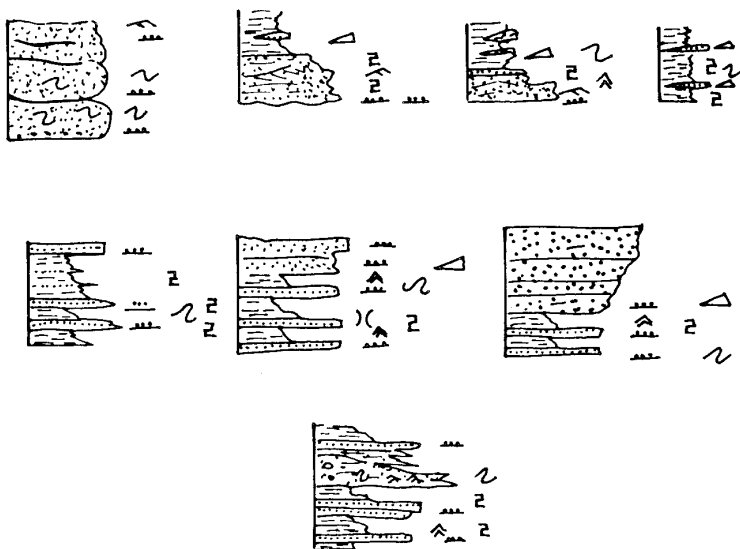
### *Facies de areniscas con estructuración interna*

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 y 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>.

FORMACION : ARENISCAS DE ESTOMIZA



FORMACION : ORELLANA

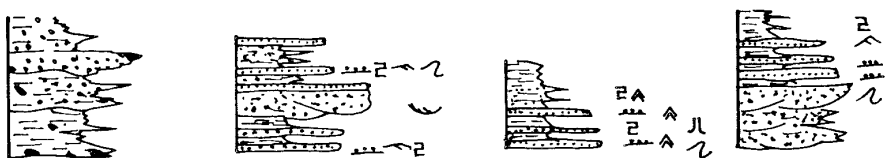


Figura 2.1. Facies y asociaciones de facies en las formaciones del Precámbrico.

*Facies heterolíticas (arenoso-lutíticas)*

Son las facies más comunes por su abundancia en el contexto de esta formación y de alguna forma los 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 tama-

ño 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 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 siliciclásticos 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 a techo 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 (*op. cit.*). 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 (*op. cit.*).

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

Los ciclos «thinning-fining 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 ciclos compensación.

Las direcciones de corriente medidas dan valores prioritarios E-O a NE-SO en la Hoja de Navalvillar de Pela y NNO-SSE a NNE-SSO en las Hojas de Cabeza del Buey y Chillón.

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 conjunta con la Formación Talarubias infrayacente (ver memoria de la Hoja de Navalvillar de Pela) 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 en la Hoja de Navalvillar de Pela se han medido sucesiones continuas de más de 1.500 m en el SE de esta Hoja.

#### 2.2.2.2. *Pizarras, grauvacas y conglomerados (3) (formación orellana) (vendico)*

En aparente concordancia 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 ha definido la Formación Orellana como litotipo propio del Domo Extremeño, posiblemente sincrónico con las Limolitas del Cubilar aflorantes en áreas más septentrionales y orientales en la parte alta del Grupo Domo Extremeño.

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

Los afloramientos más extensos continuos y de mayor calidad de esta formación se sitúan en la parte occidental de la Hoja, en el canal del Zújar y en la nueva carretera a Campanario, extendiéndose su afloramiento de forma muy amplia por las contiguas n.ºs 754, 779 y 755.

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 sí 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 granosoportados de espesor métrico y geometría lenticular con desarrollo lateral decamétrico. Su base es erosiva presentan gradaciones positivas, 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 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.

Las facies de «pebbly mudstone» ( $A_2$ , MUTTI y RICCI LUCCHI, *op. cit.*) son depósitos de «debris flows», en general muy ricos en pelita. Los cuerpos clastosoportados 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-traccion» en granulometrías variables, son depósitos de corrientes de alta densidad ( $A_1$ , MUTTI y RICCI LUCCHI, *op. cit.*).

### *Facies arenosas y arenoso lutíticas*

De manera general dentro de la Formación Orellana puede estimarse que las facies arenosas dominantes son las  $B_1$ ,  $B_2$ ,  $C_1$  y  $D_1$  de la Figura 2.1, descrita con anterioridad en paso lateral o englobadas en  $A_2$  y  $A_1$  mayoritarias en los tramos inferiores de la formación, en tanto que hacia techo las facies  $B_1$ ,  $B_2$  y  $C_1$  son sustituidas paulatinamente por facies  $D_1$ ,  $D_2$  y  $D_3$ , igualmente englobadas en las  $A_2$ .

La alternancia de cuerpos de «pebbly mudstone» de espesor decamétrico y facies con espesores superiores a 15 m en facies  $D_2$ - $D_3$  microbandedas es típica de los tramos medios y superiores de esta formación.

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

El conjunto de facies de esta formación se interpretan 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 aunque 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 cana-

lizados 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>. Lateralmente los depósitos de «channel-levee» se ha observado como pasan a facies tabulares de abanico medio (facies B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub> y C<sub>1</sub>).

El hallazgo de acritarcos (*Sphaerocongregus variabilis* MOORMAN = ex *Bavlinella faveolata* según PALACIOS, 1989) 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.

El modelo deposicional que se propone para los sedimentos atribuidos al Vendico de toda la región (Formación Pizarras de Estomiza-Talarrubias, Formación Areniscas de Estomiza, Formación Orellana-Limolitas del Cubilar), sería un sistema turbidítico (MUTTI y NORMARK, 1991) en el que las Formaciones Talarrubias y Estomiza corresponderían al Tipo I, y la Formación Orellana-Limolitas del Cubilar al Tipo II de dicho sistema. En el caso del sector NE de Navalvillar de Pela las facies con lutitas carbonosas podría significar el paso lateral del Tipo II a un complejo progradante de nivel bajo (PLSC), en depósitos de plataforma externa o delta frontal.

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 a las que se le asigna una edad Véndico en el contexto cuencial.

### **2.2.3. Grupo Ibor. Serie II (vendico superior)**

En discordancia sobre los sedimentos de Grupo Domo Extremeño, aparece un conjunto de materiales que se han encuadrado dentro del Grupo Ibor o Serie II.

Los afloramientos atribuidos a este grupo se restringen a la parte nororiental de la Hoja en la continuación de la estructura sinclinal de la Sierra de la Zarzuela hacia el sureste.

PIEREN, *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 del proyecto (ver Hoja de Navalvillar de Pela) permiten definir dos conjuntos sedimentarios que tendrían rango de formación, pero cuya representación a escala cuencial se escapa del ámbito de este proyecto. Por tanto, se les ha denominado Unidad Inferior y Superior para su descripción estratigráfica. Esta diferenciación se hace en base a la presencia de niveles de carbonatos o depósitos mixtos carbonatado-terrágenos.

En la Hoja de Puebla de Alcocer los materiales véndicos están representados por materiales pelítico-arenosos, sin intercalaciones de conglomerados ni carbonatos, por lo que se atribuyen a la Unidad Inferior.



### 2.2.3.1. Areniscas, limolitas y lutitas (4). Unidad inferior (véndico superior)

Esta unidad es la que constituye la mayoría de las series aflorantes más al Norte 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 (Memoria de la Hoja de Navalvillar de Pela).

Las facies y asociaciones de facies más representativas de esta Unidad son las siguientes de las cuales sólo describiremos las arenosas y pelítico-arenosas.

#### *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.*, 1982), del tipo PHX y PHXM. Son el paso lateral de las facies conglomeráticas equivalentes. Petrográficamente se trata de subarcosas y sublitarenitas de grano medio con escasos cantos de grava muy fina de cuarzo. El intervalo pelítico (M) tiene espesores milimétricos a láminas discontinuas (Cuerpos amalgamados). En algún caso concreto, como en el sinclinal de la Sierra del Integral-Cerro Gordo (Hoja de Navalvillar de Pela), se han observado facies HCS con afinidad turbidítica (GABALDÓN, 1990) intercaladas en las anteriores con un término pelítico bien desarrollado.
- 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 desarrollo 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 a partir 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. Petrográficamente las areniscas son subarcosas y sublitarenitas, y las lutitas son de composición caolinitico-clorítica.

#### — Sistema deposicional de la Unidad Inferior

La evolución sedimentaria del Véndico de la Unidad Inferior se ha estudiado detalladamente en la Hoja de Navalvillar de Pela, donde están representados todos los materiales

del Grupo Ibor. La descripción que sigue a continuación se basa en diversas localidades situadas en dicha Hoja.

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 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. 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 ya 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 en los sectores del SO y arena media fina en la Sierra de la Zarzuela.

Sobre estos sedimentos se encuentran siempre la facies de lutitas masivas con pirita y pelitas microbandeadas con pirita 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 el predominio claro es para el grupo de facies arenosas de grano grueso y estratificación cruzada, seguido de las facies con alternancia centimétrica, en tanto que en la Sierra de la Zarzuela el predominio es para las facies HCS y las alternancias centimétricas.

Sobre este grupo de facies se tienen las facies carbonatadas y mixtas. El predominio es para capas «wackstone-packstone» con fuerte contenido en siliciclásticos y las facies de pelitas carbonatadas con estromatolitos aislados centimétricos en tanto que hacia el E las facies predominantes son las «mudstone-wackstone» del grupo de facies HCS y las bioconstrucciones de estromatolíticos lamelares y columnares con desarrollo lateral métrico.

El contexto general de facies, su distribución areal y su evolución, permiten proponer un sistema de depósito (de ámbito local), en el que los sedimentos del Oeste 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, con morfología diferencial y 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 trata de una secuencia deposicional de Tipo I (POSAMENTIER, *et al.*, 1988).

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

## 2.3. PALEOZOICO

### 2.3.1. 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 de la base (Ordovícico inferior).

No se conocen depósitos atribuidos al Grupo Valdelacasa (Véndico-Cámbrico Inferior) en la parte centroccidental de 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 Centro-Ibérica meridional formando estructuras sinclinales de gran continuidad lateral. En el ámbito de estudio cubren en mayor o menor medida parte de las estructuras sinclinales de Herrera del Duque, Almadén y Guadalmez. 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.

### 2.3.2. Conglomerado basal (5). Conglomerados, areniscas y pizarras (6) (tremadoc-arenig)

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

Los conglomerados (5), afloran dentro de la localidad de Puebla de Alcocer y corresponden a paquetes métricos de conglomerados de cantos de cuarzo, bien redondeados de hasta 10 cm de diámetro, y que intercalan niveles de areniscas de grano grueso-medio de igual naturaleza, con espesores inferiores al metro.

El tramo de conglomerados, areniscas y pizarras (6), se presenta sobre los conglomerados basales y al menos parcialmente, se localizan en los nuevos taludes de la C.C. de Puebla de Alcocer a Cabeza de Buey. Constituye un conjunto alternante en niveles decimétricos que alcanzan, en los niveles conglomeráticos, el metro de espesor.

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 el cierre perisinclinal

de Herrera del Duque, los espesores son del orden de 300 m, en la Sierra de Pela pueden alcanzar los 500 a 600 m. y en el sinclinal de Guadalmez oscila alrededor de los 200 m.

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

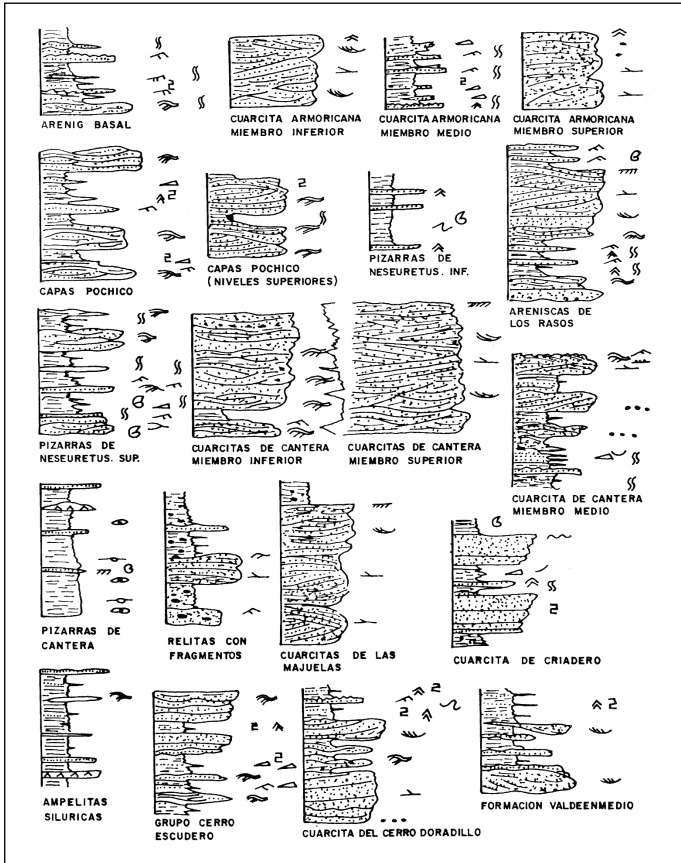


Figura 2.2. Facies y asociaciones de facies de las formaciones del Paleozoico.

### 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 las anteriores con un predominio aún mayor de los cantos de cuarzo, la fracción arena gruesa es abundante (subarcósica) y el cemento es silíceo-ferruginoso.

### *Facies arenosas*

En este grupo de facies se han observado capas y bancos constituidas 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. Tienen estratificación cruzada tabular, retoque de «ripples» a techo y con frecuencia se observa la morfología de los «megaripples» y su cara de avalancha.

### *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».

Las direcciones medidas en las marcas de corriente en estas facies son N-S a NNE-SSO, en la Hoja de Navalvillar de Pela.

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 finalizar en plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas en ámbitos desde el «shoreface» al «offshore proximal». 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).

### 2.3.3. Cuarцитas blancas (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 120 m medidos en el Este en las Sierras de Pela (Hoja de Navalvillar de Pela) a los 150 m en la Sierra de las Chimeneas (sinclinal de Herrera del Duque). En el sinclinal de Guadalmez varía entre 150 y 200 m, en la parte central, y 70 a 90 m al Este de Castuera.

Sin embargo, en casi 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 sericítico-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 bioturbación intensa. Los tramos con microbandedado 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. Por su constitución litológica, su observación es difícil.

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 la base a capas decimétricas o bancos con base plana a débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, amalgamaciones y retoque de ola a techo. La composición es de subarcosas con porcentajes de feldespatos que en algún caso superan el 7%. Son muy abundantes los melanocratos. El cemento es silíceo en general, 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 configurar 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).

En la Cuarcita Armoricana centroibérica se han identificado hasta ahora icnofósiles pertenecientes a 21 icnogéneros, estudiados modernamente por PICKERING, *et al.* (1984). 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* sp.

## 2.4. Terciario

En discordancia sobre los materiales atribuidos al Proterozoico afloran retazos de depósitos de las rañas que en toda esta zona se sitúan directamente sobre la superficie de erosión fundamental paleógena, en esta zona bastante degradada y con límites imprecisos.

### 2.4.1. Conglomerados de cantos cuarcíticos y pizarras con matriz areno-arcillosa (8) (raña)

Son afloramientos discontinuos que están constituidos por cantos, raramente bloques, de cuarcitas y areniscas, redondeadas y con matriz arcillosa y arenosa, apoyados en un substrato alterado. Poseen rasgos fluviales acusados, tipo «braided» y características edáficas (iluviación de arcilla e hidromorfismo). Su espesor no suele superar los 10 m.

Estos depósitos presentan un descenso altimétrico de E a O, disminuyendo su espesor y los rasgos sedimentológicos cada vez más maduros, más netamente fluviales.

## 2.5. CUATERNARIO

A falta de dataciones sobre los depósitos recientes éstos han sido situados según la cronología relativa más verosímil.

### **2.5.1. Arenas con cantos cuarcíticos y pizarrosos con matriz areno-arcillosa (9) (terrazas)**

Estos depósitos están ligados al río Zújar antes de su embalsamiento. Aparecen como retazos con poca continuidad lateral inmediatamente por encima del cauce actual.

Desde el punto de vista litológico están constituidos por arenas con cantos cuarcíticos, en mayor proporción y pizarrosos y calcáreos, en menor. Son heterométricos con un centil que llega a 25 cm. La matriz es areno-arcillosa y la forma de los cantos varía entre subredondeada y angulosa, siendo los cantos cuarcíticos los que tienen un mayor índice de redondez. No se observan estructuras sedimentarias.

### **2.5.2. Gravas de naturaleza variada y matriz areno-arcillosa (10) (fondos de valle)**

Están constituidos por gravas de naturaleza variada (cuarcitas, pizarras, etc.) englobadas en una matriz areno-arcillosa. El grado de redondeamiento de los cantos varía dependiendo del tramo en el que se encuentran los cantos, así en las zonas más alejadas del área fuente suelen estar más redondeadas porque han sufrido un transporte mayor, aunque en estos mismos puntos pueden existir cantos más angulosos que proceden de las laderas de los valles. Tanto en los arroyos como en ríos, los procesos de vertientes fueron y son activos aportando material a estos depósitos de fondo de valle, por lo que su génesis está relacionada con procesos mixtos fluviales y de vertientes.

### **2.5.3. Arenas y cantos de naturaleza variada (11) (barras)**

Aparecen ligadas al río Zújar, en el tramo no embalsado, tienen geometría lenticular y están constituidas por arenas y cantos. Los cantos son de naturaleza cuarcítica y pizarrosa y presentan estructuras tales como imbricaciones de cantos y estratificaciones cruzadas tabulares.

Son depósitos muy recientes que incluso se pueden estar produciendo en la actualidad y se les asigna una edad Holocena por su relación con la red de drenaje.

### **2.5.4. Cantos cuarcíticos y pizarrosos angulosos en matriz arcillosa (12) (conos de deyección)**

Su litología está íntimamente relacionada con la del substrato, pero por regla general están constituidos por cantos cuarcíticos y pizarrosos muy angulosos, englobados en una matriz arcillosa. El tamaño medio de los cantos está comprendido entre 0,5 y 4 cm y el centil puede llegar a 30 ó 35 cm. La potencia de estos depósitos es variable siendo superior en las zonas apicales y por lo general están poco consolidados.



## 2.5.5. Cantos cuarcíticos angulosos en matriz areno-arcillosa (13) (coluvión)

Son depósitos que se encuentran tapizando los relieves cuarcíticos del área. Están estrechamente relacionados con las cabeceras de la red de drenaje actual y, por tanto, se les supone una edad cuaternaria.

La litología de estos depósitos es variable dependiendo de la naturaleza del substrato (cuarcíticos, pizarrosos) aunque dominan los cantos cuarcíticos, al estar relacionados con los crestones de cuarcita. La matriz es areno-arcillosa y los cantos bastante angulosos. La potencia no suele superar los 4 m. Tienen una elevada pendiente y constituyen aureolas alargadas de no más de 1 km de ancho en torno a las Sierras cuarcíticas.

Pueden estar constituidos por bloques y cantos de cuarcita, esquistos y pizarras semialteradas con fuerte heterometría y desgaste nulo. La abundante matriz se puede interpretar como procesos de alteración generalizados durante el final del Neógeno.

Se distinguen pequeños coluviones al pie de los escarpes de la raña pliocena y están constituidos por materiales arcillosos con cantos cuarcíticos.

Las pedrizas o canchales, incluidos cartográficamente con los coluviones, están constituidas por cantos y bloques angulosos de cuarcitas y areniscas sin matriz, algunas se emplazan en las vertientes más empinadas, dando formas triangulares que destacan por su color gris y por falta de vegetación. Están relacionadas con la Cuarcita Armoricana y situadas en las cabeceras de las incisiones realizadas por arroyos actuales. Se pueden interpretar estos depósitos como consecuencia de la gelifración de un período más frío que el actual.

## 3. TECTÓNICA

### 3.1. ENCUADRE REGIONAL

El área de estudio se sitúa en la esquina nororiental de la provincia de Badajoz en la parte centro-oriental del Domo Extremeño, gran antiforme jalonado por las sierras de Cuarcita Armoricana correspondientes a las Sierras de las Villuercas, Castuera, Cañaverál, etc.

Desde un punto de vista geológico regional el sector estudiado se sitúa en la zona Centroibérica meridional, en el sentido de JULIVERT, *et al.* (1972) (en el dominio de los Pliegues de Ejes Verticales de DIEZ BALDA, *et al.*, 1990), o bien en la subzona Lusoriental-Alcúdice en el sentido de LOTZE (1945), correspondientes al segmento hercínico de la Península Ibérica.

En esta Hoja afloran materiales pertenecientes al ciclo precámbrico (al Grupo Domo Extremeño y al Grupo Ibor-Navalpino) y al ciclo paleozoico, de carácter siliciclástico todos ellos, lo que ha permitido establecer las relaciones entre ellos y concretamente las dos discordancias principales que los separan (Oretánica de SAN JOSÉ, 1984 y Sárdica). La escasa representación de los dos últimos (Grupo Ibor-Navalpino y ciclo paleozoico) hace necesario extrapolar la información disponible de la Hoja situada al Norte (Navavillar de Pela) a lo que contribuye sus excelentes afloramientos. Dichos materiales abarcan en edad desde el Precámbrico hasta el Ordovícico inferior y además hay que citar los materiales terciarios y cuaternarios muy poco representados en esta Hoja.

La configuración estructural de los materiales de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, de las cuales las más importantes corresponden a la orogenia hercínica. Además existen evidencias de otras deformaciones anteriores cuyos efectos fueron enmascarados con posterioridad, por lo que resultan difíciles de observar. De menor importancia son las deformaciones posteriores a la orogenia hercínica, atribuibles a la orogenia alpina, y que normalmente se ponen de manifiesto por estructuras de carácter frágil distensivo.

Asociada a la primera y principal fase de deformación hercínica se observa una esquistosidad que presenta un desarrollo muy variable en cuanto a intensidad (hasta hacerse casi inapreciable) pero con distribución global en todos los materiales precámbricos y paleozoicos. El metamorfismo asociado a la misma fase varía desde el límite con el anquimetamorfismo a un grado bajo a muy bajo y se extiende también a toda la región. Las fases hercínicas posteriores dan lugar a sectores más limitados más o menos deformados en la parte occidental.

### **3.1.1. 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 y, por otro, la de 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 partir de los trabajos de distintos autores se han llegado a establecer tres grupos de materiales Precámbrico-Cámbricos muy variados litológicamente, separados entre sí por dos discordancias intraprecámbrico superior (Vendiense superior) y limitados a techo por una nueva discordancia angular que los separa del ciclo sedimentario hercínico aunque aún no hay acuerdo general sobre la extensión e implicaciones tectónicas de dichas discontinuidades (BRASIER, *et al.*, 1979; LIÑAN, *et al.*, 1984; LIÑAN y PALACIOS, 1987; SAN JOSÉ, *et al.*, 1990; ÁLVAREZ-NAVA, *et al.*, 1988; VIDAL, *et al.*, 1994; SANTAMARÍA, 1995).

Localmente se han identificado en la misma estructura materiales pertenecientes a las tres series en las que las relaciones entre ellas no son equivalentes y/o comparables (Domo de Las Hurdes, Anticlinal de Valdelacasa, Anticlinal de Villarta-Navalpino, Domo de Abenojar-Tirtea fuera, Anticlinal de Alcudia).

En el Domo de las Hurdes (ROBLES y ÁLVAREZ-NAVA, 1988) se citan dos. Dichos autores señalan cómo lateralmente el grupo intermedio llega a acuñarse superponiendo ambas discordancias.

En el Domo de Abenojar-Tirtea fuera (LORENZO y SOLE, 1988) y en el extremo oriental del anticlinal de Alcudia (VIDAL, *et al.*, 1995) se han identificado materiales de las tres series y una sola discordancia separando la unidad más baja de las otras dos.

En los anticlinales de Valdelacasa (SANTAMARÍA y PARDO, 1995; SANTAMARÍA, 1995) y Villarta-Navalpino (LÓPEZ DÍAZ, 1993) están también representadas las tres series aunque no aparecen claramente superpuestas a lo largo del mismo corte.

En el Domo Extremeño (PIEREN, *et al.*, 1991), en el anticlinal de Ibor (NOZAL, *et al.*, 1988; GARCÍA HIDALGO, 1988) y en la parte occidental del anticlinal de Alcudia (de forma dispersa) (PIEREN, *et al.*, 1988) sólo están representados materiales de las dos series más bajas en contacto mediante discordancia angular.

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

En el ámbito de la Hoja 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 y lineaciones generados por la superposición de la primera fase hercínica de plegamiento. Los materiales del grupo superior presentan estilo un tectónico similar al de los materiales paleozoicos.

La otra discordancia se detecta a muro de los materiales del Ordovícico Inferior con los que se inicia el ciclo paleozoico, y que se disponen en discordancia angular de bajo ángulo 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 previa 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) y en Portugal (Oen ING SOEN, 1970 y RIBEIRO, 1974). 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 la deformación «sárdica» y que afectan a materiales de edades similares (SOUSA y SEQUEIRA, 1993) presentan una 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.

Por tanto, se puede afirmar que los pliegues que afectan a los materiales de la serie más baja, cuya edad no supera el Vendense y, en consecuencia, la discordancia que los separa de la serie detrítico-carbonatada de edad Vendense superior, deben de estar relacionados con la orogenia Cadomiense.

Estos pliegues han sido citados en numerosas localidades, fuera de la zona estudiada. En el Domo de las Hurdes (RODRÍGUEZ ALONSO, 1985, y ÁLVAREZ NAVA y ROBLES, 1988; PARDO y ROBLES, 1988, y SANTAMARÍA y PARDO, 1988) en el anticlinal de Valdelacasa; LÓPEZ DÍAZ (1992); en el anticlinal de Villarta-Navalpino; PALERO (1993) en el anticlinal de Alcudia; NOZAL, *et al.* (1988) en el anticlinal de Ibor, y PIEREN, *et al.* (1991) y RODA QUEROL (1980) en el Domo Extremeño, aunque este último autor los atribuye a la Fase Sárdica.

En el conjunto del Macizo Hespérico lo más general y característico es la presencia de una fase de deformación, con plegamiento asociado, intraprecámbrico (intravendiense) con una etapa erosiva y la formación de la discordancia, ya admitida por casi todos autores, que separa los dos grupos inferiores del Precámbrico superior.

Pliegues, posiblemente asociados a la fase de deformación intraprecámbrica, que afectan a la serie inferior han sido identificados en toda la zona estudiada a escalas desde decamétrica a kilométrica y son previos a la esquistosidad principal originada durante la 1.<sup>a</sup> fase de la orogenia hercínica.

En la mayor parte de la Hoja, por el contrario, los pliegues observados tienen la esquistosidad de plano axial aunque las direcciones pueden ser muy variables debido a la superposición de las sucesivas fases hercínicas.

En la mayor parte de los casos las evidencias (de deformaciones intraprecámbricas) son indirectas. Los pliegues se han deducido a partir del tratamiento de datos estructurales que indican la existencia de deformaciones superpuestas. En el campo se pueden ver posiciones anómalas de los ejes y lineaciones de 1.<sup>a</sup> fase hercínica en los pliegues desarrollados en la serie inferior y criterios de polaridad estratigráfica y tectónica opuestos. La morfología y orientación de estos pliegues ha sido modificada más o menos intensamente por las deformaciones prehercínicas y hercínicas posteriores.

Posteriormente, y antes del depósito del Ordovícico, debió de producirse plegamiento y fracturación de carácter extensional, según algunos autores, con carácter discontinuo y posiblemente localizado en relación con reajuegos de antiguos accidentes precámbricos.

Debido a que en esta Hoja el ciclo paleozoico apenas está representado (solo hasta el Ordovícico inferior) no existen evidencias de la actividad tectónica de carácter distensivo que se pone de manifiesto en zonas próximas antes de la Orogenia Hercínica.

### **3.1.2. Deformaciones hercínicas**

La Orogenia Hercínica constituyó un complejo proceso polifásico en el que se sucedieron diversas fases de deformación, de forma más o menos continua, con características muy diferentes y cubriendo un largo espacio de tiempo, desde el Devónico Superior al Carbonífero más alto.

Todas estas fases han quedado reflejadas de alguna manera en la configuración estructural de la región, que ha permanecido casi inalterada hasta nuestros días si exceptuamos los procesos de penepianización y encajamiento de las redes fluviales que son relativamente recientes, y los efectos marginales de la Orogenia Alpina.

De todas ellas es la llamada 1.<sup>a</sup> fase de deformación hercínica la que marca las primeras y principales directrices estructurales y como consecuencia la morfoestructura del paisaje, al crear los grandes pliegues de longitudes y amplitudes kilométricas. La erosión diferencial de la serie paleozoica formada por alternancias de tramos pizarroso blando y tramos arenoso-cuar-

cíticos muy competentes resalta los efectos de la deformación, especialmente en el caso de los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior (Arenig): «Cuarcita Armoricana», que constituye el mejor nivel de referencia al definir los grandes sinclinatorios y anticlinorios, debido, además, a su gran continuidad lateral y potencia. La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases hercínicas de deformación dúctil y frágil-dúctil y de fracturación tardihercínica.

Las primeras manifestaciones de la Orogenia hercínica tuvieron lugar en el Devónico superior y Carbonífero inferior, aunque son difíciles de detectar debido a la limitada extensión de los materiales de esta edad y al carácter local y posiblemente diacrónico de las deformaciones. Parecen ser, en general, de carácter extensional y dan lugar a lagunas estratigráficas de mayor o menor amplitud.

Dentro de la Zona Centroibérica DIEZ BALDA, *et al.* (*op. cit.*) separaron dos dominios: Dominio de los Pliegues Tumbados y Dominio de los Pliegues Verticales, que se basan en el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1.<sup>a</sup> fase hercínica y se diferencian en el estilo y número de fases de deformación diferenciadas.

En el segundo de dichos dominios se pueden distinguir a su vez dos sectores en base al estilo de las fases de deformación hercínicas sucesivas. El primero de estos sectores se extiende principalmente por el área de Salamanca (DIEZ BALDA, 1986, y ESCUDER, *et al.*, 1995) y por el Sistema Central (MACAYA, *et al.*, 1991). En él se distinguen cuatro fases de deformación hercínica.

El segundo sector del Dominio de los Pliegues Verticales ocupa la mayor parte de éste y se sitúa al sur del anterior, extendiéndose hasta el límite con la Zona de Ossa-Morena. La zona estudiada se encuentra toda ella situada dentro de sus límites. Están representadas de forma generalizada tres fases de deformación hercínica y solo localmente aparecen deformaciones comparables a la  $F_2$  de la zona de Salamanca y Sistema Central.

En esta zona la primera fase descrita ( $F_1$ ) es equivalente a la del área de Salamanca. Dio lugar a pliegues de todas las escalas, con ejes de horizontales a subhorizontales y direcciones variables debido a las deformaciones posteriores aunque predominan las NO-SE a E-O; los planos axiales son subverticales o con ligeras vergencias tanto al NE como al SO. La deformación no superó en la mayor parte de la región el dominio epizonal, con metamorfismo de grado bajo a muy bajo. Está acompañada con el desarrollo de una esquistosidad ( $S_1$ ) de tipo «slaty cleavage» grosero en los materiales pelíticos y de tipo «rough cleavage» en los arenosos. La esquistosidad principal ( $S_1$ ) suele aparecer en posición subvertical excepto cuando la intensidad de las deformaciones posteriores la distorsiona.

El mecanismo de plegamiento depende de la competencia y del mayor o menor grado de homogeneidad de los materiales afectados. Cuando predominan las alternancias de capas de competencias diferentes predomina el «buckling», al que se suma un aplastamiento previo, que aumenta cuando aumenta la proporción de facies pelíticas. Cuando predominan las capas competentes (cuarcitas, areniscas, calizas) los pliegues normalmente tienden a ser concéntricos y a medida que aumenta la proporción de tramos incompetentes, los pliegues adoptan morfologías angulosas con flancos rectos y charnelas estrechas más o menos redondeadas. Cuando predominan los materiales pelíticos los pliegues adoptan morfologías similares o próximas a ellas al sumarse el aplastamiento al «buckling», pudiendo llegar a ser isoclinales.

En los últimos estadios de la deformación asociada a la Fase 1 se originan una serie de fracturas paralelas a las estructuras. En algunos casos se puede deducir su relación con el mecanismo de plegamiento; en un momento determinado de la evolución de un pliegue se produce la rotura de uno de esos flancos originándose un pliegue-falla. Normalmente son fallas inversas de plano vertical o subvertical, casi nunca muy tendidas. En otros casos su carácter original es más difícil de deducir debido a reajuegos posteriores.

Posteriormente a esta primera fase hercínica ( $F_1$ ) se han identificado localmente estructuras que serían equivalentes a las asociadas a las cizallas extensionales de Salamanca ( $F_2$  del área de Salamanca y Sistema Central) y que por tanto también consideraremos de  $F_2$  dentro de la parte meridional del dominio. Se caracterizan por horizontalizar las estructuras de Fase 1 ( $F_1$ ) dando lugar a crenulaciones y/o bandas de cizallamiento que trasponen la estratificación y la esquistosidad de primera fase. Se han identificado en el sinclinal de Guadarranque (MORENO, 1977; GIL SERRANO, *et al.*, 1984; MONTESERIN, 1985; NOZAL, 1985) y en Los Yébenes, y en la parte septentrional de la zona objeto del presente estudio estructuras de las mismas características que serán descritas más adelante.

La tercera fase ( $F_3$ ) de la zona meridional del Dominio de los Pliegues Verticales sería equivalente a la  $F_4$  descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O.  $F_3$  es de carácter regional y se manifiesta por un cambio en la posición de los esfuerzos lo que dio lugar a la modificación más o menos acusada de las estructuras previas. Durante esta fase parece ser que en la mayor parte de la región los esfuerzos compresivos tenían una dirección aproximadamente E-O.

Por otro lado, la deformación no se distribuyó de manera uniforme, sino que se concentró en determinadas zonas por lo que no se reconoce una esquistosidad generalizada asociada con ella. El plegamiento a gran escala interfirió con el de la 1.<sup>a</sup> fase, originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1.<sup>a</sup> fase). Por otro lado, la deformación se concentró localmente en determinados pasillos o bandas de direcciones variables. Estos pasillos serían bandas de deformación dúctil-frágil o bandas de cizalla con movimiento en dirección tanto levógiros como dextrógiros y direcciones NO-SE y NE-SO respectivamente.

La cuarta fase ( $F_4$ ) es de carácter esencialmente frágil y responde a un acortamiento de dirección N-S que se manifiesta principalmente por dos juegos de fallas conjugadas (cizallas frágiles) de direcciones NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO o NE-SO y sentidos de desplazamientos principales dextro y senestro respectivamente.

### 3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La mayor parte de la Hoja aparece ocupada casi exclusivamente por materiales anteordovícicos de edad Rifeense?-Vendiense, con diversos retazos de materiales del Ordovícico inferior en la esquina nororiental, alojados tectónicamente a lo largo de fracturas y cizallas senestras de dirección NO-SE (Figura 3.1).

Los materiales prevéndico superior aparecen estructurados según un plegamiento prehercínico, que es anterior al Véndico superior, edad de los materiales que lo fosilizan.

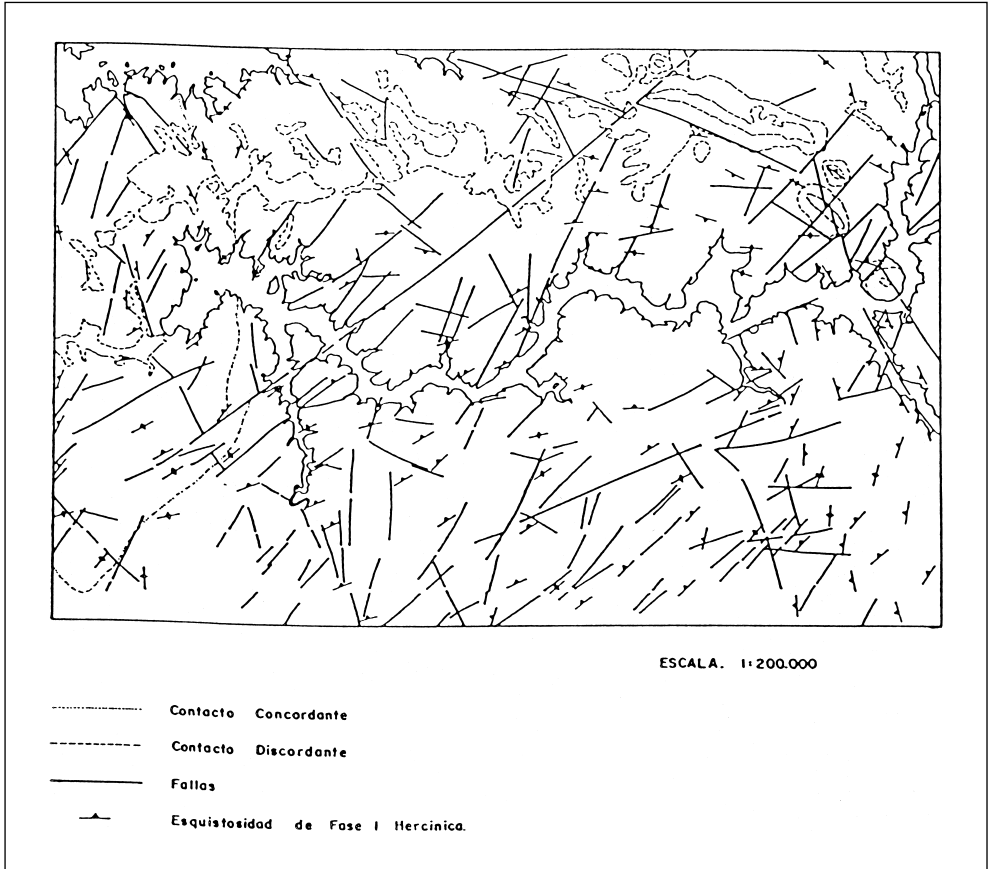


Figura 3.1.

En conjunto en esta zona no existe una dirección dominante de la 1.<sup>a</sup> fase debido al efecto de las fases posteriores de la orogenia hercínica. Esto se pone de manifiesto claramente al intentar seguir su trazado utilizando la esquistosidad asociada a dicha fase que varía fuertemente, pero de forma progresiva, de N-S en los extremos oriental y occidental a E-O en la parte central.

Una gran banda de cizallamiento senestro, de dirección NO-SE, cruza la esquina nororiental de la Hoja prolongándose por la vecina Hoja de Siruela (781). En relación con ella han quedado alojados y preservados de la erosión los materiales vendienses y ordovícicos de la Sierra del Castillo que son la continuación de las cizallas descritas en la Hoja de Navalvillar de Pela (755).

### 3.3. ETAPAS DE DEFORMACIÓN

En el entorno regional pueden reconocerse hasta seis fases de deformación: una presumiblemente vendiense, otra sárdica y cuatro hercínicas.

En el área correspondiente a esta Hoja se han identificado tres fases hercínicas, la primera de pliegamiento sinquistoso y la segunda y tercera de cizallas verticales, crenulación y pliegues muy localizados, estas últimas serán designadas como tercera y cuarta respectivamente en virtud de las observaciones realizadas en las Hojas situadas más al Norte: Zorita (731) y Valdecaballeros (732).

#### 3.3.1. Deformaciones prehercínicas

La Hoja de Puebla de Alcocer constituye localmente un buen entorno para la observación de la deformación prehercínica, lo cual es una consecuencia de la débil deformación asociada a la primera y principal fase hercínica.

La deformación intraprecámbrica está bien representada y caracterizada en esta Hoja y los pliegues se observan a escala kilométrica y hectométrica. Los pliegues transectos solo afectan a los materiales de la más baja de las series del Precámbrico superior por lo que, a pesar de que las deformaciones hercínicas posteriores han modificado en muchas zonas la posición y morfología original de dichos pliegues, aún se pueden reconocer mediante el estudio de la distribución de los lineamientos y ejes de pliegues de primera fase hercínica.

Las zonas de charnela de los pliegues prehercínicos, aunque de forma aproximada, han sido situadas como líneas a partir de las cuales cambia el sentido de inmersión de los ejes de pliegues y lineaciones de intersección de 1.<sup>a</sup> fase hercínica.

Se han localizado pliegues prehercínicos en casi toda la Hoja aunque con una distribución irregular. Su orientación y distribución poseen una gran variabilidad que depende del carácter, orientación e intensidad de las deformaciones superpuestas.

En la parte occidental de la Hoja se puede seguir el trazado de un gran anticlinal de escala kilométrica gracias a los numerosos niveles arenosos y conglomeráticos que incluye aquí la serie (parte alta del grupo inferior del Precámbrico. Formación Orellana) y que constituye la continuación de las estructuras cartografiadas en la vecina Hoja de Villanueva de la Serena (INSUA, *et al.*, *in litt.*).

Dentro de la Hoja de Puebla de Alcocer dicho pliegue tiene una dirección aproximadamente N-S debido a las fases de cizallas hercínicas posteriores a la 1.<sup>a</sup> fase, el eje buza al Sur y la esquistosidad, de dirección NE-SO a NNE-SSO, es de carácter transecto con respecto al pliegue.

En la parte oriental de la Hoja, en torno a los arroyos de Dos Hermanas y del Ceboloso, se han cartografiado una serie de pliegues a menor escala que el anterior con direcciones de N-S a NNO-SSE atravesados por la esquistosidad de 1.<sup>a</sup> fase hercínica de dirección NE-SO a NNE-SSO. En algunos casos pliegues y esquistosidad son casi ortogonales y cartográficamente se ha observado la presencia de algunas figuras de interferencia en forma de domos y cubetas en esta misma área.



Las características originales de los pliegues intraprecámbricos no han podido ser reconocidas debido a la superposición de las deformaciones hercínicas. Por la relación observada entre sus trazas axiales y la esquistosidad transecta la posición original debió variar de E-O a ESE-ONO para esta Hoja, aunque los datos de zonas próximas indican más bien direcciones N-S a NE-SO.

En la mayor parte de la Hoja, por el contrario, los pliegues observados tienen la esquistosidad de plano axial aunque las direcciones pueden ser muy variables debido a la superposición de las sucesivas fases hercínicas.

El plano de la discordancia basal del Vendense superior se ha reconocido en la Hoja situada al N (Navalvillar de Pela). Es muy irregular, pero en todos los afloramientos de dicha Hoja se ha comprobado que en la base hay una discordancia angular, frecuentemente acompañada de tramos decimétricos de conglomerados y/o de paleosuelos fuertemente alterados.

En relación con la polémica planteada con anterioridad sobre la asignación de las deformaciones prehercínicas a la etapa «sárdica» o bien al Precámbrico, en este caso dicha problemática no tiene cabida, dado que los pliegues descritos no llegan a afectar a la serie vendense. La situación sería similar a la descrita por PALERO (1993) en el anticlinal de Alcudia, donde según este autor la deformación prehercínica también es prevendiense superior.

### **3.3.2. Deformaciones hercínicas**

El conjunto de materiales que afloran en la región se encuentra afectado por una deformación polifásica hercínica, acompañada de metamorfismo, en el que el análisis estructural revela la existencia de diversas estructuras y elementos de la fábrica que constituyen el registro de tres fases de deformación principales, además de algunas otras estructuras tardías de desarrollo local o menor entidad. A continuación se describirían separadamente la asociación de estructuras a todas las escalas atribuidas a cada una de las fases y relacionadas en cada caso con una distribución dada de los esfuerzos.

De las tres fases de deformación hercínica que se van a describir solo la primera fase ( $F_1$ ) tiene una distribución generalizada y uniforme con estructuras asociadas de carácter dúctil-frágil (pliegues, fallas, esquistosidad). La segunda fase hercínica ( $F_2$ ) se ha definido localmente al norte de la Hoja reconocida (Hojas de Zorita (731) y Valdecaballeros (732) en las áreas más profundas estructuralmente y, por tanto, no se describirá aquí.

La tercera y cuarta fases hercínicas ( $F_3$  y  $F_4$ ) tienen una distribución bastante generalizada aunque no uniforme y son de carácter frágil-dúctil a esencialmente frágil. La cuarta fase hercínica ( $F_4$ ) se ha considerado hasta el momento como una etapa de fracturación tardihercínica que aquí se ha definido como fase de deformación que puede llevar localmente asociadas estructuras de carácter frágil y/o dúctil (en cizallas).

#### *3.3.2.1. La primera fase de deformación*

La macroestructura generada durante  $F_1$  se encuentra bien preservada en los niveles altos de la secuencia estructural donde se observan tramos de pliegues de escala kilométrica, de simé-

tricos a moderadamente asimétricos y dirección general de sus superficies axiales NO-SE variando de E-O a NNO-SSE, con vergencias locales al NE y E.

El trazado cartográfico de las estructuras en las series paleozoicas ha permitido definir una serie de grandes pliegues a escala regional, sinclinales de Herrera del Duque, Almadén, Guadalmez y Los Pedroches, en áreas próximas, que no están representados en la zona estudiada.

El plegamiento de esta fase aparece en toda la Hoja con mayor o menor intensidad pero resulta difícil de identificar debido a la gran homogeneidad de los materiales precámbricos que cubren la inmensa mayoría de la Hoja y a que además presentan una deformación pre-hercínica apreciable.

En asociación con los pliegues se ha desarrollado una esquistosidad de plano axial ( $S_1$ ) y una lineación de intersección ( $L_1$ ) entre  $S_1$  y la estratificación. Los pliegues menores son asimétricos, con superficies axiales subverticales o con buzamientos altos (cuando no están muy afectados por las fases hercínicas posteriores) y con los ángulos de inmersión de los ejes bastante variables, desde subhorizontales a subverticales. Las diferencias en la orientación e inclinación de los ejes de los pliegues y de la lineación de intersección ( $L_1$ ) medidos en los materiales del Vendense Superior y paleozoicos (predominan los buzamientos subhorizontales) en áreas próximas y en los de la serie inferior del Precámbrico Superior (con mayor dispersión, frecuentemente subverticales) dan cuenta de la existencia de una discordancia angular entre ambos conjuntos, producto de las deformaciones cadomienses y sárdicas. La esquistosidad ( $S_1$ ) asociada varía en función de la litología en la que se desarrolla, observándose en las pelitas un «slaty cleavage» definido por la orientación preferente de filosilicatos de grano fino, granos de cuarzo y minerales opacos y en las areniscas y conglomerados una esquistosidad grosera («rough cleavage»).

Las reacciones minerales que tuvieron lugar durante la  $F_1$  en las pizarras y pelitas son características de las facies de los esquistos verdes. Los minerales desarrollados durante este episodio metamórfico (clorita, moscovita, cuarzo) aparecen texturalmente como predeformativos con respecto a las fábricas de las siguientes fases de deformación.

### 3.3.2.2. *La segunda fase de deformación*

Esta etapa de deformación, que corresponde esencialmente a numerosas bandas de cizallamiento desarrolladas en las Hojas de Zorita y Valdecaballeros, no aflora o no ha sido registrada dentro del área de estudio.

### 3.3.2.3. *La tercera fase de deformación*

Esta fase ha alterado de forma importante en toda la Hoja la estructuración previa debida al plegamiento de primera fase.

La manifestación más clara de la actuación de esta fase en el ámbito de la Hoja lo constituye las fuertes variaciones que sufre la dirección de la esquistosidad de 1.<sup>a</sup> fase hercínica. En la

parte meridional tiene una dirección que varía entre SO-NE y N-S que va girando progresivamente hacia la derecha en la parte central de la Hoja donde se sitúa entre OSO-ENE y ONO-ESE. En la parte occidental la traza de  $S_1$  dibuja una Z muy abierta (considerando también su prolongación hacia el Sur, en la Hoja vecina) como resultado de la superposición de las fases tercera y cuarta hercínicas. En la esquina nororiental de la Hoja  $S_1$  tiene directrices hercínicas NNO-SSE a NO-SE, prolongación de las de las vecinas Hojas de Siruela (n.º 781) y Navalvillar de Pela (n.º 755).

Durante ella actuaron diversas cizallas verticales con direcciones N 160° a N 130° en el caso de los accidentes principales y E-O en las fallas en pluma asociadas a las anteriores.

La prolongación suroriental de la Cizalla del Olivaron (Hoja de Navalvillar de Pela) atraviesa la Hoja por su esquina nororiental, prolongándose desde su enterramiento bajo los depósitos de la cuenca del Guadiana hasta el extremo occidental del sinclinal de Almadén. Tiene una dirección NO-SE y dentro de esta Hoja está frecuentemente desplazada por fracturas NNE-SSO relacionadas con la siguiente fase de deformación.

Actúa como límite occidental de la estructura de la Sierra del Castillo y sus prolongaciones hacia el SE poniendo en contacto los materiales ordovícicos (Ordovícico inferior: areniscas, cuarcitas y conglomerados) con las alternancias pelítico-arenosas del Precámbrico superior.

La actuación de estas cizallas implica un acortamiento en dirección E-O, el cual es compatible con el mayor desarrollo y anchura de aquellos diques de cuarzo cuya dirección se aproxima a la anterior y que por tanto tienen el carácter de grietas tensionales.

Los análisis estructurales de detalle de los planos de falla muestran mesoestructuras propias de deformación frágil, con planos de fallas, estrías, grietas con cuarzo, etc., los criterios cinemáticos indican movimientos superpuestos a veces centrados, lo que indica que estos planos han rejugado en varios episodios superpuestos, probablemente incluso en etapas tardihercínicas.

El sistema de depósito de los materiales véndicos y la disposición y espesor de sus unidades litoestratigráficas, así como la tectónica sinsedimentaria de los tramos basales, sugieren que el trazado de las cizallas senextras hercínicas se adaptan al sistema de fracturación que condicionó la creación de las cuencas véndicas.

#### 3.3.2.4. *La cuarta fase de deformación*

En los materiales anteordovícicos pueden identificarse diversas fallas con longitudes que oscilan entre 2 y 6 km y que pueden agruparse en tres familias principales: N 20° a 40° E, N 140° a 160° E y N 60° a 80° E. Las dos primeras están representadas en la esquina nororiental afectando a los materiales cuarcíticos del Ordovícico inferior y aparecen como un sistema conjugado según una dirección de acortamiento N-S. Esta etapa de fracturación reactivó cizallas, algunas de las cizallas y fallas asociadas de la tercera fase, de forma que las fallas con dirección NO-SE rejugaron como fallas dextrales, las fallas de dirección SO-NE

como senestras (falla de la presa de La Serena) y las fallas E-O pudieron ser reactivadas como fallas inversas.

Además de la fracturación, reconocida en foto área y sobre el terreno, se han identificado en el campo variaciones en la dirección de  $S_1$  que corresponden a flexiones producidas por cizallas de tipo dúctil. Suelen tener escaso desarrollo lateral y tampoco desarrollan estructuras planares penetrativas.

### 3.4. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

#### 3.4.1. Metodología. Rasgos generales

La neotectónica es una rama de la geología que aún encuadrándose en el ámbito de la geología estructural recurre a métodos tanto propios de ésta como a otros procedentes de otras ciencias geológicas: geofísica, geodesia, sismología, etc. El estudio de las deformaciones recientes depende de la aplicación de criterios geomorfológicos, ya que éstas se manifiestan más por su reflejo en el relieve que por el registro estratigráfico.

Por tanto, para la realización de este mapa se han integrado datos obtenidos de la aplicación de métodos correspondientes a cada una de estas ramas de la geología.

La base de este mapa se ha realizado a partir de la cartografía geomorfológica (contactos de materiales cuaternarios, superficies de erosión etc.) y geológica (selección de directrices así como fallas).

Los materiales cuaternarios y pliocuaternarios se han datado en función de posiciones estratigráficas relativas, ya que no existen dataciones paleontológicas.

Otros datos interesantes utilizados en los Mapas Neotectónicos, es el trazado de isohipsas siempre y cuando existan superficies de erosión. Estas permiten observar si existen deformaciones en estas superficies, pero los principales problemas se plantean cuando la extensión de las mismas no es muy importante, como es en el caso de esta Hoja.

En esta zona se han trazado las isohipsas correspondientes a:

- Superficie de erosión fundamental que aparece como retazos con poca continuidad lateral.
- Superficie de la raña pliocuaternaria situada al N del embalse del Zújar y que tampoco tiene gran continuidad.

La equidistancia utilizada ha sido de 20 m, ya que no se pueden emplear separaciones mayores al disponer de retazos de poco desarrollo y sin gran continuidad.

También se han representado alineaciones geomorfológicas que suelen corresponder a tramos largos de cursos fluviales con desarrollo recto.

### **3.4.2. Accidentes neotectónicos**

En esta Hoja no existe ningún rasgo atribuible a actividad neotectónica pero al N, en la Hoja de Navalvillar de Pela, se ha identificado un importante accidente considerado como Neotectónico, que se trata de una falla normal, con dirección E-O a N 60° E. Esta falla hunde el bloque norte con un salto vertical de unos 20 m.

### **3.4.3. Anomalías geomorfológicas**

Normalmente corresponden a segmentos rectilíneos de los cauces existentes en la Hoja y que pueden corresponder a un reflejo de fracturas del zócalo con actividad reciente, aunque dichas circunstancias no han podido probarse.

La dirección dominante de las anomalías geomorfológicas es NO-SE, existiendo otras de menor proporción que son perpendiculares a estas. Como ejemplo de las primeras hay que citar la que coincide con la línea que forma el arroyo Caserón y que es la de mayor envergadura dentro de la Hoja.

### **3.4.4. Otros datos relacionados con la neotectónica**

En la Hoja no existe actividad geotérmica pero en Hojas vecinas como Cabeza del Buey (n.º 806) y en Herrera del Duque (n.º 756) existe, relacionada con fracturas de dirección NO-SE, numerosas surgencias de aguas con temperaturas > 20 °C relacionadas con ellas.

### **3.4.5. Sismicidad**

Dentro de la 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 3.2), 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.

### **3.4.6. 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 3.3).

Según esta subdivisión, esta Hoja se sitúa en la zona Centroibérica Meridional. Esta zona se caracteriza por la presencia de metasedimentos del Precámbrico, sedimentos del Paleozoico, rocas plutónicas de composición fundamentalmente granítica y sedimentos, esencialmente

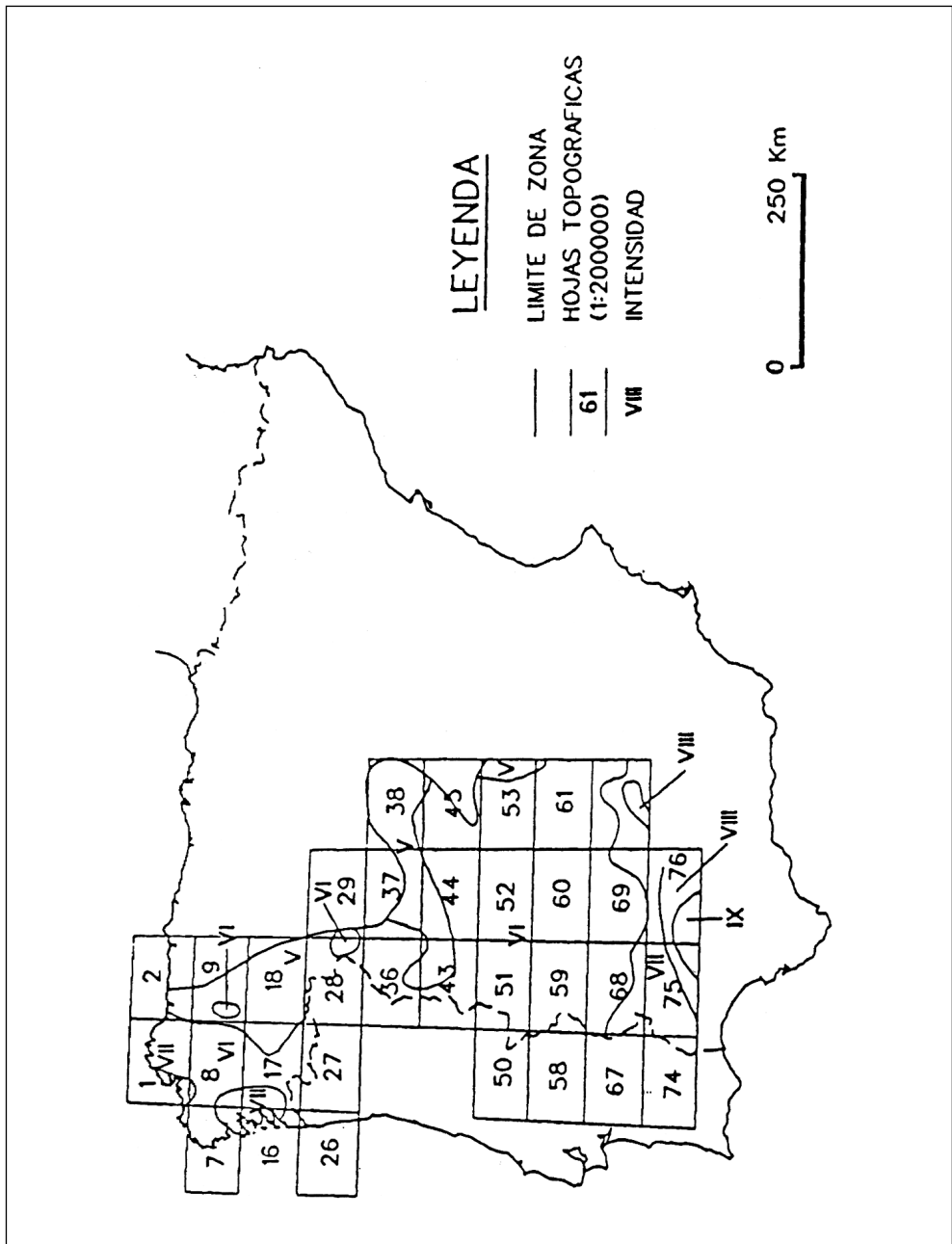


Figura 3.2. Intensidades máximas registradas en el macizo hespérico (CARVAJAL, A. y MATAS, J., 1992).

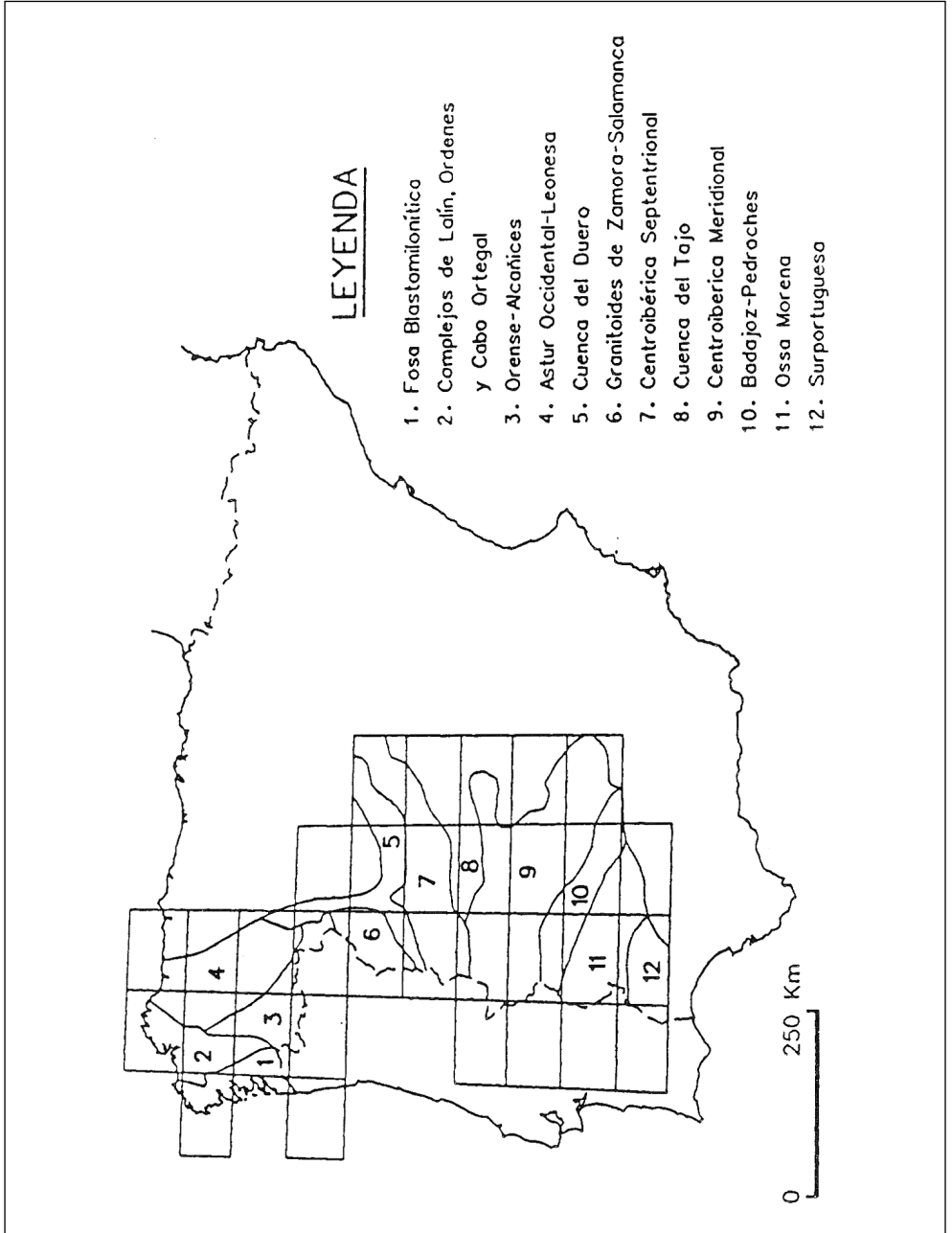


Figura 3.3. División de zonas del macizo hespérico (CARVAJAL, A. y MATAS, J., 1992).

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 debida a la Orogenia Hercínica y los datos disponibles indican, como se ha reseñado, una escasa actividad sísmica.

### **3.4.7. Conclusiones**

Los únicos datos existentes en la Hoja que pueden indicar una actividad reciente del zócalo, aunque no se haya probado, son las anomalías geomorfológicas, que coinciden con segmentos rectilíneos de los cauces que tienen direcciones subparalelas a uno de los sistemas de fracturas significativas de la Hoja (NO-SE).

En cuanto a la interpretación de las isohipsas de la superficie de erosión y de la raña no se obtienen muchas conclusiones, al tratarse de retazos con poca continuidad lateral y pequeñas proporciones. La única característica que se puede deducir es un suave descenso de las mismas de E a O.

Por otra parte la actividad geotérmica detectada en zonas próximas a la Hoja, relacionada con fracturas NO-SE es otro punto a tener en cuenta.

En general, estos datos en el ámbito de la Hoja y en 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 de los que se dispone, 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. ROCAS FILONIANAS**

Son escasas las rocas filonianas con entidad cartográfica, a esta escala, existentes en esta Hoja. No obstante, se ha constatado la presencia de numerosos diques centimétricos y decimétricos de cuarzo asociados a fracturas tardihercínicas.

Seguidamente se describen las características mas significativas de los diques de diabasas que parecen en distintos puntos de la Hoja.

#### **4.1.1. Diabasas(1)**

Aparecen asociadas a fracturas tardihercínicas de dirección N 35° E, muy alteradas en superficie y con clara disyunción bolar.

Como componentes mineralógicos principales aparecen: plagioclasa, epidota, clinozoisita, biotita, calcita y anfíbol.



Corresponden a rocas de grano fino, porfídicas, con cristales de serpentina que pseudomorfinizan olivinos en una matriz con textura diabásica formada por un enrejado de cristales de plagioclasa, epidota, clinozoisita, anfíbol y biotita. También se observan fenocristales de calcita prismática

## 4.2. 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 metasedimentos.

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. En algunas muestras se puede observar feldespato potásico, muy accesorio.

De todas las asociaciones descritas anteriormente, tal vez sea la asociación 4 la más frecuente, aunque no se puedan diferenciar zonas por el predominio de alguna asociación.

Dentro de la Hoja sólo se observa una esquistosidad ( $S_1$ ), asociada a la primera fase de deformación hercínica. Esta esquistosidad se encuentra marcada por clorita + moscovita (sericita) y se trata de una esquistosidad grosera, que de forma puntual y en los tramos pelíticos, puede llegar a un «slaty cleavage».

Para los materiales pertenecientes al Ordovícico, no llegan a tener desarrollada una esquistosidad, sólo en los tramos con una mayor componente pelítica (moscovita) se observa una esquistosidad muy grosera, para el resto de los componentes se observan procesos de recristalización, textura poligonal, aunque en algunas cuarcitas hay una orientación de los cristales de moscovita, con hábito acicular.

Dentro de los tramos de composición grauváquica es frecuente observar fragmentos de roca (FR), subangulosos a subredondeados, de composición pelítica y que muestran una estructuración previa (Spr) a la esquistosidad principal de la roca ( $S_1$ ), que es de tipo grosero.

Dentro de la FR, la Spr es un «slaty cleavage», la cual se encuentra crenulada por la  $S_1$ . Los FR se encuentran rotados, ya que el ángulo entre Spr y  $S_1$  es variable.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

### 5.1. FISIOGRAFÍA

La Hoja se sitúa al N y NO de Sierra Morena, encontrándose limitada al E por el Sistema Central, hacia el O por la zona Centro Ibérica (gran extensión conocida como «La Siberia Extremeña») y hacia el SO por el valle de los Pedroches.

Desde el punto de vista administrativo queda enmarcada en la Provincia de Badajoz y como núcleos de población más importantes destacan: Puebla de Alcocer y Esparragosa de Lares situados al norte del embalse del Zújar. Es una zona bastante despoblada, sobre todo hacia el sur del citado embalse.

El relieve dominante corresponde a una zona penplanizada (penillanura extremeña) con una altitud media de 439 m. Los relieves más acusados corresponden a las Sierras paleozoicas (Sierra del Castillo y Sierra de Lares) se encuentran al NE, con alturas que llegan a 697 m. Las cotas más bajas se encuentran en las proximidades de los embalses, que pueden llegar a 318 m en el del Zújar y Orellana (Figura 5.1).

La Hoja pertenece en su totalidad a la Cuenca hidrográfica del río Guadiana, apareciendo de E-O recorrida por el río Zújar que se encuentra embalsado en esta zona y que es afluente por la izquierda del río Guadiana.

En la Hoja no existe ninguna estación meteorológica pero las que se encuentran próximas a la zona, como la de Villanueva de la Serena situada al O y la de Orellana situada al N, indican un clima Mediterráneo subtropical según la clasificación de PAPADAKIS, que implica un régimen térmico subtropical cálido, con temperaturas medias que no sobrepasan los 17,5 °C y un régimen de humedad mediterráneo húmedo, con precipitaciones anuales de 630 mm y evapotranspiraciones de 923 mm.

### 5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se describe el relieve desde un punto de vista estático, es decir analizando la disposición actual del mismo como consecuencia de la naturaleza de los materiales que componen el substrato geológico y la disposición actual de los mismos. Posteriormente se señalará la actuación de los procesos externos y su influencia en el modelado (morfogénesis).

#### 5.2.1. Estudio morfoestructural

La Hoja se sitúa sobre la penillanura extremeña (HERNÁNDEZ PACHECO, 1947) extensa superficie de erosión, encajada y retrabajada, durante el Paleógeno, bajo una superficie anterior o superficie inicial (GARCÍA ABAD y MARTÍN SERRANO, 1980), que hoy sólo es reconocible como un nivel de cumbres sobre las Sierras de la Cuarcita Armoricana. Ambas superficies han sido desniveladas y compartimentadas por las fallas de actividad alpina, en todo el Macizo Hespérico.

La mayor parte de la zona está constituida por pizarras, grauvacas, areniscas, conglomerados y cuarcitas del Precámbrico, aunque en el extremo Nororiental hay Cuarcita Armoricana y

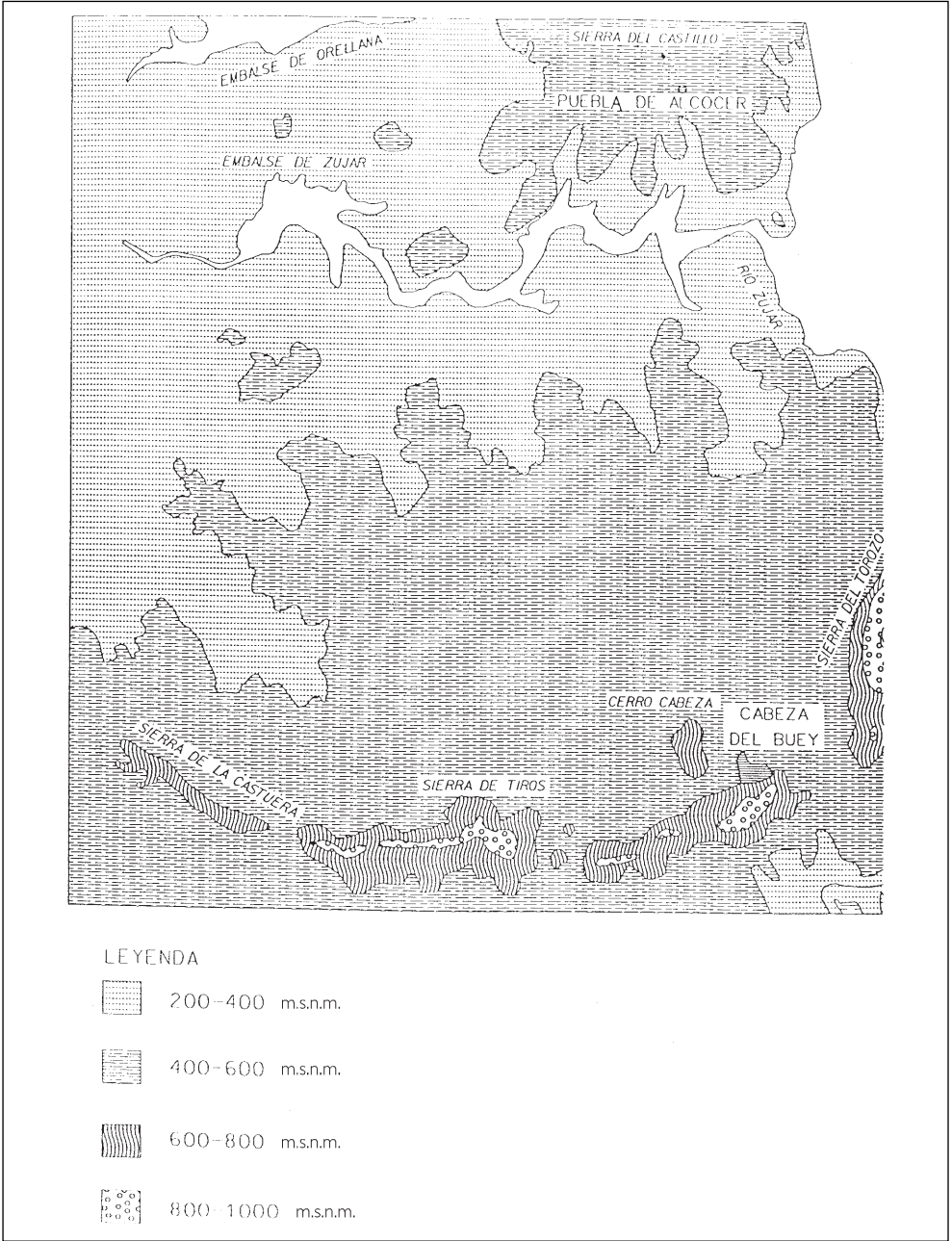


Figura 5.1. Fisiografía.

conglomerados del Paleozoico. Estos materiales del Paleozoico constituyen las típicas morfologías de crestas definidas por los materiales más resistentes a la erosión.

Morfológicamente se pueden diferenciar dos dominios, claramente diferenciados:

- A) *Dominio Paleozoico*. Como se ha dicho anteriormente, se dispone en la zona NE de la Hoja y da lugar a los relieves más importantes, coincidiendo con las potentes barras cuarcíticas entre las que se encuentran zonas más deprimidas constituidas por pizarras con intercalaciones de areniscas.
- B) *Dominio Precámbrico*. Ocupa el resto de la Hoja y se caracteriza por zonas más llanas someramente incididas por la red fluvial de tipo dendrítico, destacando procesos de incisión vertical y entre estas zonas aparecen aristas o interfluvios, como elementos más característicos.

### 5.2.2. Estudio del modelado

Grupando el conjunto de formas erosivas y sedimentarias existentes en la Hoja según la normativa establecida por el ITGE, resultan los grupos siguientes: formas estructurales, fluviales, de laderas, poligénicas y antrópicas.

#### *Formas estructurales*

Una de las formas existentes en la Hoja son las *crestas* (1) que tienen su máximo desarrollo sobre los relieves de la Cuarcita Armoricana, cuya resistencia a la erosión las provoca y que tienen dirección dominante N 120° E, que marca el rumbo general de la orogenia hercínica. Como ejemplos hay que citar la Sierra del Castillo y Sierra de Lares, en el extremo NE de la Hoja.

Se definen en el contexto de la Hoja *cerros cónicos* (2) que en ocasiones tienen importantes dimensiones como el cerro Masatrigo, situado en la parte centrorientada, al N del embalse del Zújar. Se producen por erosión diferencial, con materiales más resistentes a la erosión.

La acción directa de la tectónica se refleja en los tramos rectilíneos de ríos y arroyos que recorren la Hoja o cambios bruscos de dirección en los mismos.

#### *Formas fluviales*

En todo el área de estudio predominan las formas erosivas como la *incisión vertical* (3), más acusada en las proximidades del embalse de Zújar y *aristas* (4) o interfluvios que se dan entre dos arroyos donde domina la incisión vertical.

En el río Zújar antes de su embalsamiento en el O de la Hoja, se observa un nivel de *terrazza* (7) y *barras* (6), pero estas formas de depósito no son representativas de la zona. Asimismo,

otras formas no muy importantes de esta zona, son los *conos de deyección* (8) que se dan en la confluencia de pequeños arroyos con otros o ríos de mayor envergadura.

### *Formas poligénicas*

A nivel regional puede definirse una primera y más elevada superficie de erosión, conocida como nivel de cumbres, que coincide con el promedio de las cotas de las cumbres de las Cuarcitas Armóricas. Dicha superficie no se ha representado en la Hoja ya que se limitaría a alguno de los segmentos de las líneas de crestas cuarcíticas.

Por debajo de este nivel de cumbres se encuentra representada en la Hoja una superficie de erosión degradada ( $S_1$ ) y en continuación con la anterior sin que se pueda establecer un límite preciso, se desarrolla la superficie general de la zona ( $S_2$ ) que tiene una pendiente dirigida hacia los cauces.

Se trata de la misma superficie existente en amplios sectores del Macizo Hespérico y ha sido descrita por varios autores en la región extremeña.

Hay que señalar que a través de la bibliografía se detectan importantes disparidades en relación con su génesis y edad. HERNÁNDEZ PACHECO (1947) dice que se trata de una superficie finipaleógena situada a cotas comprendidas entre 600 y 650 m al N de la Cuenca del Guadiana, en tanto que DÍAZ DEL OLMO y GUTIÉRREZ (1983) y GÓMEZ AMELIA (1985) proponen una edad neógena para la misma. VIDAL, *et al.* (1995) distingue dos superficies, la 1.<sup>a</sup> de edad Paleógena y la sitúan entre 180 y 450 m y aparece desnivelada tectónicamente; la 2.<sup>a</sup> sería Pliocuaternaria y correspondería a pedimentos erosivos enlazando con la raña pero como un retrabajamiento de la Superficie anterior.

Dentro de la Hoja la superficie aparece comprendida a cotas entre 400 y 450 m y aparece como pedimentos erosivos que se encuentran en ocasiones basculados.

Los *glacis* más altos y antiguos ( $G_1$ ) son equivalentes y coetáneos de la superficie  $S_1$  y al igual que ésta no se localizan en la zona.

Sin embargo se desarrollan los *glacis* ( $G_2$ ) que equivalen a la raña pliocena y que descienden desde los relieves cuarcíticos situados en el NE de la Hoja con una dirección aproximada NE-SO. La *raña* (12) aparece como retazos con poca continuidad lateral, al N del embalse del Zújar.

Para unos autores la raña es un episodio con carácter cronoestratigráfico que se establece después de la edificación del piedemonte por lo que no necesariamente debe culminarlo.

Por el contrario otro grupo de autores propugna la hipótesis de que la raña está estrechamente ligada al episodio de colmatación de las cuencas, porque las rañas son plataformas constituidas por depósitos aluviales, organizados en cuerpos de planta cónica, coalescentes y muy planos que tapizan los bordes de las cuencas.

Las diferencias entre unos y otros consisten en que los antiguos consideran siempre el episodio de las rañas claramente diferenciado y separado del que determinan los sedimentos sub-

yacentes por una discordancia significativa, mientras que los autores más modernos opinan que esa etapa puede integrarse en continuidad con los sedimentos que constituyen el piedemonte mismo.

### *Formas de ladera*

Estas formas presentan un conjunto heterogéneo de materiales, en composición y potencia, cuya única característica común es su génesis más o menos asistida por fenómenos de arroyada, soliflucción, creep.

Se presentan bien dando taludes de derrubios con materiales de granulometría heterogénea y asociados a ciertos fenómenos de descarga, conos, abanicos; bien tapizando laderas con materiales conglomeráticos, cantos con matriz de tamaño pelítico y asociados a abanicos de pie de monte.

Los *coluviones* (10) no están muy desarrollados en esta Hoja, están relacionados con las Sierras cuarcíticas paleozoicas existentes en el NE. Estas laderas son inestables y tienen fuertes pendientes que favorecen al desarrollo de estos depósitos por acción de la gravedad. Sus dimensiones son variables.

### *Formas antrópicas*

Son aterrazamientos realizados en el terreno para estabilizar las laderas y permitir al hombre la plantación de ciertos cultivos (no se han cartografiado). Además hay que citar los embalses del Zújar y de Orellana, de los cuales el primero tiene una gran extensión y prácticamente corta la Hoja en dos partes de E a O.

## 5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales debidas a depósito han sido relacionadas en el apartado anterior, con las unidades geomorfológicas correspondientes. Por otro lado, en el capítulo de Estratigrafía, se describen sus características. En este apartado se describirán las alteritas desarrolladas sobre el zócalo.

A nivel regional se han identificado tres tipos de alteritas:

- alteración fundamental
- alteración roja
- alteración ocre

Estas alteritas se presentan con características similares y relaciones morfológicas y cronológicas, constantes en todo el ámbito del Macizo Hespérico. Según el modelo de evolución geo-

morfológica, dichas alteritas corresponderían a las edades Mesozoico, Mioceno inferior y Mioceno superior-Plioceno.

En esta Hoja se presentan la alterita roja y la ocre. La alterita roja se ha reconocido en la carretera de Puebla de Alcocer al embalse de Orellana (es imposible reconocer la composición de las rocas originales). Se encuentra en las laderas de los relieves cuarcíticos, en el contacto entre los coluviones y el substrato.

La alterita roja es el resultado de una alteración superficial que sólo afecta a los primeros metros. Se trata de una rubefacción de la roca, ocasionalmente acompañado por encostramientos carbonatados del zócalo en zonas con morfología llana.

La rubefacción es un rasgo generalizado sobre todas las sierras cuarcíticas o sobre aquellos relieves situados por encima de la superficie de erosión  $S_1$ , o bien sobre la propia superficie cuando todavía no ha sido degradada.

La alteración ocre aparece estrechamente relacionada con los depósitos de raña. Es una alteración caolinica, aunque menos intensa que la de la alterita fundamental. Presenta coloraciones ocres semejantes a las de los depósitos correlativos.

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

Durante el Cretácico superior o al menos durante el Paleoceno se desarrolla una superficie grabada que encaja en relación con los relieves cuarcíticos, mucho más resistente a la alteración mesozoica y posterior desmantelamiento de la misma.

Con la formación de esta superficie quedan configurados los valles apalachianos y los dos niveles de superficie de erosión: el inicial o mesozoico (nivel de cumbres, no presente en esta Hoja) y la superficie general y común en todos los metasedimentos.

Esta superficie encajada (esencialmente sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico) fue designada como superficie fundamental en la Meseta Norte (BIROT, 1952) y como penillanura extremeña en la Meseta Sur (HERNÁNDEZ PACHECO, 1947).

Durante el Paleógeno y el Mioceno inferior esta superficie experimentó un continuado proceso de retrabajamiento y desnivelaciones tectónicas, actuando como área fuente de los materiales terciarios, los cuales fosilizaron la misma superficie en sectores situados fuera de la Hoja en los que fué hundida por movimientos alpinos.

Dicha superficie llegó a tapizarse de una delgada cobertera (glacis culminantes) cuyo máximo espesor se alcanzó en los ápices de los abanicos situados al pie de las sierras cuarcíticas.

Estos materiales son en su mayor parte producto de mud-flows o transportes masivos, y en otros casos en forma de láminas de agua resultantes de precipitaciones ocasionales pero violentas (clima árido) y debían presentar un drenaje poco desarrollado hacia la Cuenca del Guadiana.

Por tanto, sólo se reconocen varios ciclos sedimentarios sucesivos detectados por la presencia de varias superficies de desmantelamiento en los materiales sedimentarios, fruto de la actuación de grandes fracturas y movimientos epirogénicos. Uno de estos ciclos detectado en el Plioceno superior y quizás el más importante, da lugar a la formación de glaciares y superficies planas que pasan a pedanías de pendientes suaves sobre las que se asientan las «rañas».

Durante el Plioceno superior-Pleistoceno se produce un nuevo ciclo de erosión puesto en evidencia por la presencia local de glaciares de erosión y el desmantelamiento total o parcial de las «rañas».

En el Holoceno, debido a la actuación de los últimos ciclos erosivos importantes aparecen potentes depósitos de coluviones bordeando a los relieves cuarcíticos, al mismo tiempo que se encaja una red fluvial que continúa en la actualidad.

## 5.5. PROCESOS ACTUALES Y TENDENCIAS FUTURAS

El conjunto del área presenta un relieve no muy enérgico, con excepción de las Sierras cuarcíticas (situadas al NE), fruto de una incisión fluvial no muy acentuada. Las litologías dominantes confieren gran estabilidad a la zona, en lo que se refiere a los fenómenos de ladera, como los coluviones que dan lugar a pendientes regularizadas y estables desde tiempos, en algunos casos, anteriores al Cuaternario. Estas laderas están siendo remodeladas por la incisión actual, pero el proceso parece producirse de forma gradual no detectándose procesos gravitacionales.

Hay que pensar la posibilidad de reactivaciones de fallas con incidencia en la morfología que puede condicionar un mayor encajamiento en algunos ríos y arroyos.

Además la deforestación puede provocar un aumento de la escorrentía superficial, favoreciéndose el desarrollo de cárcavas (en zonas con litologías favorables) produciéndose retroceso de las cabeceras de los ríos, así como facilitar los procesos de ladera (coluviones, derrubios, caídas de bloques) al quedar desprotegidas por falta de vegetación, favorecidos por la acción del agua.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

En el área de investigación, 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 su afluente el río Zújar.

La base de la serie general, como en gran parte de la ZCI, la constituyen los materiales atribuidos al Precámbrico y denominados Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), OEN ING SOEN (*op.cit.*), CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1955).



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 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 Abenjoar-Tirteafuera dos unidades separadas por una discordancia a las que denominan Alcudiense Inferior, eminentemente grauváquico y Alcudiense 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 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 TIMOFIEV (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 (1994), permiten considerar una edad Neoproterozoica (Véndico) para todos estos materiales.

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 caparazón 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 las cuales afloran las dos superiores en esta Hoja. 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.*).

Las Formaciones Pizarras 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 parece 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 intra-Véndico, correspondería a una fase mayor de ámbito cuencal, sinquistosa en ámbitos internos de la cadena en tanto que la esquistosidad no aparece o queda enmascarada por fases orogénicas posteriores en zonas más externas de la cadena, como ocurre en esta Hoja.

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 de este Grupo sólo se tienen afloramientos muy reducidos en esta Hoja, prolongación de los de las Hojas de Madrigalejo y Navalvillar de Pela. Aunque posiblemente sus depósitos fuesen mucho más extensos, el período erosivo anteordovícico los eliminó 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 siliciclástica 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 infraya-

cente 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. Aun con la consideración ya realizada del intenso período erosivo preordovícico, la distribución de los afloramientos de los distintos grupos del CXG, así como sus espesores, composición de las secuencias deposicionales y las características de sus límites, confirman la traslación de los depocentros en el período Véndico-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).

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 aunque 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 relacionado con movimientos de antiguas cizallas, seguido de un período distensivo, y según otros sería exclusivamente extensional, con movimientos diferenciales de bloques corticales, acompañada 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 relacionados con esta fase.

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 el hiperciclo postcámbrico comienza con potentes sucesiones de materiales siliciclásticos (conglomerados, areniscas y lutitas) atribuidos al Arenig basal.

La restricción areal de estas series y 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 Armo-

ricana, 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 OLIVE, *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 esta Hoja se limitan a la parte inferior de un megaciclo que estaría limitado a techo por la discordancia del Ordovícico terminal. A nivel regional el hiperciclo postcámbrico consta 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.

Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico y, dentro de éste, en el megaciclo inferior, una serie de secuencias deposicionales (SD), MITCHUM, *et al.* (1977), POSAMANTIER, *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 ordovícico terminal*

Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones anteriores consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Cuarcita Armoricana, Miembro Inferior de la Cuarcita de Cantera) como depósitos de nivel alto (highstand-systems tract), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo «destructivo» 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, etc.).

En sectores próximos algunas de estas SD 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».

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).

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 del Ordovícico inferior rellena 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 en el 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.

En el contexto geodinámico es en el Devónico cuando ocurre la colisión del promontorio septentrional del Gondwana con un continente situado al Norte. El dilatado proceso de convergencia de ambos terrenos, que comenzó en el Devónico inferior y no finalizó hasta el Carbónico inferior en los sectores laterales del promontorio, condicionó el carácter diacrónico y evolutivo de esta orogenia.

Esta área, situada en los sectores meridionales de la Zona Surcentroibérica, habría experimentado una deformación en régimen transcurrente que explicaría las bandas de cizallamiento senestro, posteriores a los pliegues de 1.<sup>a</sup> fase, ORTEGA (1987).

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 fase de cizalla (fases 2.<sup>a</sup>, 3.<sup>a</sup> y 4.<sup>a</sup>) de estas Hojas se producen posteriormente y pueden relacionarse con las cizallas generalizadas en el Macizo Hespérico. Estas 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 en las etapas principales de deformación y emplazándose en zonas más someras durante las etapas más tardías con carácter sin a postcinemático. Las etapas de fracturación tardihercínicas de la 4.<sup>a</sup> fase 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 las Hojas situadas al N.

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.

## **7. GEOLOGÍA ECONÓMICA**

### **7.1. RECURSOS MINERALES**

#### **7.1.1. Minerales metálicos**

En la Hoja de Puebla de Alcocer (n.º 780) se ha reconocido únicamente un indicio minero de poca importancia y que hoy día se encuentra inactivo.

Se trata de un indicio de Antimonio (Sb). La paragénesis observada es de estibina en ganga de cuarzo y la morfología filoniana con una dirección N 130 E.

#### **7.1.2. Rocas industriales**

En esta Hoja los materiales del Precámbrico han sido objeto de numerosas explotaciones de tipo familiar para extraer tanto las pizarras como las areniscas de la Formación Estomiza, dedicadas a la construcción de viviendas y muros de fincas. Estas explotaciones de carácter temporal no han sido observadas en actividad durante la realización de la Hoja.

Por último, en los aluviales del río Zujar hay pequeñas extracciones de grava con carácter temporal.

### **7.2. HIDROGEOLOGÍA**

#### **7.2.1. Características hidrogeológicas**

La Hoja de Puebla de Alcocer se enmarca dentro de la comarca de Vegas Altas del Guadiana, en la provincia de Badajoz, aflorando en ella diversos materiales de edades y de comportamiento muy diferente desde el punto de vista hidrogeológico.

Prácticamente toda la superficie de la Hoja está recubierta por materiales metamórficos del Precámbrico. El cierre del embalse de Orellana está situado en la esquina noroccidental de la Hoja, mientras que el embalse de Zujar la atraviesa completamente de Oeste a Este. Están también representados materiales terciarios y cuaternarios y en menor abundancia paleozoicos, con su mejor representación al Norte del embalse del Zujar.

Los depósitos cuaternarios recientes, aunque de poca extensión, se podrían incluir dentro del acuífero detrítico definido por el MOPTMA como acuífero de «Vegas Altas» (0408) aunque su interés hidrogeológico no es tan marcado como en la Hoja de Navalvillar de Pela, siendo explotados por pozos de caudal generalmente escaso.

## 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 representadas en el mapa de síntesis a escala 1:200.000. La equivalencia con las unidades cartográficas se refleja en el Cuadro 1.

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

Unidad hidrogeológica	Unidad cartográfica	Edad	Permeabilidad
1	8, 9, 10, 11, 12, 13	Pliocuaternario	Media-alta
2	5, 6, 7	Paleozoico	Media-baja
3	2, 3, 4	Precámbrico	Media-baja

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

### — Precámbrico. Unidad 3

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

### — Paleozoico. Unidad 2

Representado principalmente por el Ordovícico inferior, destacando la formación de la Cuarcita Armoricana que se presenta en potentes niveles frecuentemente de orden métrico, de tonos blancos-grisáceos y amarillentos, estando por lo general muy recristalizada. El resto de la serie presenta una alternancia de conglomerados, areniscas y pizarras de carácter impermeable salvo por fracturación. Está representado únicamente en las proximidades de Puebla de Alcocer.

La *Cuarcita Armoricana* presenta *una permeabilidad por fracturación*, que localmente puede llegar a constituir en esta Hoja, al igual que en el resto del Domo Extremeño acuíferos de interés local que pueden atender demandas de abastecimiento urbano siempre que estas no sean muy grandes.

### — Pliocuaternario. Unidad 1

El Terciario (Plioceno) en la Hoja está muy escasamente representado por conglomerados de cantos cuarcíticos y pizarrosos empastados en una matriz areno-arcillosa que corresponden a la Raña.



El espesor es pequeño, oscilando entre 1 y 6 m.

Presenta una permeabilidad que puede llegar a ser *media-alta por porosidad intergranular*.

Dentro de los depósitos cuaternarios, que debido a la pequeña representación de las rañas se han juntado con los pliocuaternarios, destacan los depósitos relacionados con una dinámica fluvial (depósitos aluviales recientes) sobre los depósitos de ladera, pie de monte, etc.

Los coluviones, conos de deyección, barras y terrazas están formados por cantos cuarcíticos angulosos, gravas, limos arenosos, arenas y arcillas. La mayor proporción de limos y arcillas en este tipo de depósitos hacen que su *permeabilidad sea considerada como baja a media*. Los espesores alcanzados por estos depósitos son muy variados, desde 2-3 m hasta 10-15 m.

Los depósitos aluviales de fondo de valle y llanura de inundación están algo mejor representados y corresponden a gravas de naturaleza variada y matriz areno-arcillosa. Estos sedimentos no suelen superar los 5 m de espesor. Los escasos depósitos fluviales, presentan una permeabilidad media-alta.

Como se observa en el mapa correspondiente a la síntesis hidrogeológica, el mayor desarrollo de los depósitos cuaternarios se sitúa al norte y en relación con el ambalse de del Zújar.

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 n.º 8 con una superficie de 118 km<sup>2</sup>, siendo explotada por una centena de pozos.

### *Inventario de puntos de agua*

El inventario de puntos de agua exclusivamente referido a pozos y sondeos en la Hoja Puebla de Alcocer, se ha recogido a partir de la documentación elaborada por la Confederación Hidrográfica del Guadiana, realizada en 1989 y que en la actualidad se encuentra en revisión.

El total de puntos inventariados asciende a , de los que la mayor proporción se encuentran en .

Los puntos del octante captan el acuífero cuaternario, y los puntos del octante, en su mayor parte, captan materiales pliocuaternarios (rañas) y zonas alteradas y fracturadas del dominio precámbrico.

Las profundidades más frecuentes de los pozos oscilan entre los 2 y 8 m, aunque algunos de ellos pueden llegar hasta los 30 y 50 m.

En general, el caudal de los pozos es inferior a 6 l/s, aunque se han llegado a medir caudales de hasta 10 y 14 l/s.

Los pocos pozos existentes se aprovechan para pequeños regadíos y para ganadería y uso doméstico.

El volumen de extracción alcanzó en 1989, un caudal anual de  $D^3/a$  para un total de puntos y la superficie de regadío con agua subterránea alcanzada fue de .

### *Modelo de funcionamiento hidrogeológico*

Las principales unidades hidrogeológicas diferenciadas en la Hoja Puebla de Alcocer están definidas por una serie de características litológicas específicas.

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

En esquema se compone de una delgada lámina cuaternaria de permeabilidad alta, discordante en esta Hoja sobre el Paleozoico y Precámbrico.

Este zócalo metamórfico está 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.

Debido a la poca extensión de los acuíferos, no es posible dar con fiabilidad una dirección preferente de flujo subterráneo, y tampoco se puede, debido a la falta de una red de sondeos de control, tener una piezometría del acuífero, donde se manifieste el sentido de 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 extracciones mediante agua subterránea no son elevadas, inferiores a  $1 \text{ Hm}^3/\text{año}$ , generalmente en pozos de poca profundidad y caudales medios entre 2 y 4 l/s.

## **7.2.2. Climatología**

El clima de la zona es de tipo Mediterráneo subtropical-templado según la clasificación climática 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  $17 \text{ }^\circ\text{C}$ , julio y agosto son los meses más calurosos del año, cuyas temperaturas máximas son superiores a los  $40 \text{ }^\circ\text{C}$ , mientras que diciembre es el mes más frío con mínimas absolutas inferiores a  $2 \text{ }^\circ\text{C}$ . 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

El río Guadiana atraviesa la Hoja en su esquina noroeste donde se encuentra retenido por el Embalse de Orellana. El río Zújar cruza la Hoja de este a oeste, encontrándose retenido en el embalse del mismo nombre.

Según el Plan Hidrológico del Guadiana se definen varios sistemas hidráulicos básicos, entre los que se destaca por su influencia regional el Plan Badajoz, compuesto por las siguientes obras principales:

- Presas de Cijara, García de Sola, Orellana y Zújar.
- Canal de Orellana.
- Centrales hidroeléctricas.
- Redes de riego de la zona Regable de Orellana.
- Red de abastecimiento a Vegas Altas.

La Cuenca del Guadiana es una de las cuencas hidrográficas que cuenta con mayor número de lagos y humedales. En la provincia de Badajoz, en casi su totalidad, es la región que presenta mayor número, aunque por su extensión e importancia ecológica no alcanzan el nivel de los enclavados en Castilla-La Mancha.

## 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 está constituido por las rocas filoníanas 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 tratará de dar una visión global sobre la excavabilidad, permeabilidad, capacidad de carga etc., que será válida para esta escala 1:50.000 y que servirá de referencia para los posteriores estudios de detalle en obras puntuales que se realicen en la Hoja.

Dentro de la Hoja de Puebla de Alcocer se han distinguido cinco áreas y nueve zonas que corresponden a los siguientes tramos cartografiados en el mapa geológico.

### **ÁREA I**

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

### **ÁREA II**

**Zona II<sub>1</sub>:** Tramos 2 al 4

### **ÁREA III**

**Zona III<sub>1</sub>:** Tramo 5

**Zona III<sub>2</sub>:** Tramo 6

**Zona III<sub>3</sub>:** Tramo 7

### **ÁREA IV**

**Zona IV<sub>1</sub>:** Tramo 8

### **ÁREA V**

**Zona V<sub>1</sub>:** Tramos 9 al 11

**Zona V<sub>2</sub>:** Tramos 12 al 13

## **7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos 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 este área aparece solo una zona bien individualizada

— Zona I: (Tramo cartográfico 1)

En esta zona quedan incluidas las rocas filonianas. Su representación cartográfica es escasa y corresponden solo a diabasas intruidas según fracturas tardihercínicas de dirección NE-SO, en los metasedimentos precámbricos.

Son materiales impermeables que podrían tener una posible permeabilidad por fracturación-diaclasamiento siempre que éstas no se encuentren selladas por materiales arcillosos.

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

Solo una zona se encuentra separada en este área.

— Zona II: (Tramos cartográficos 2 al 4)

En esta zona, quedan incluidos los metasedimentos más antiguos de la Hoja, que corresponden a pizarras y grauvacas con areniscas y conglomerados 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 ocupa la mayor parte de la Hoja y su morfología es suave con relieves cuyas pendientes no superan el 10%.

Las características de estos materiales hace que sea necesario su excavación por voladura dependiendo de la entidad de la obra que se acometa. Por observaciones directas de campo, en obras que se llevaron a cabo durante la realización de la Hoja geológica en el área NE, se pudo constatar que para la apertura de una zanja en la que se instaló una tubería de conducción de agua, fue utilizada una máquina ripadora de gran tonelaje con martillo picador. Por otra parte, en la modificación del trazado de la C.C. a Orellana, en el borde N de la Hoja, se utilizaron explosivos como métodos de apertura del nuevo trazado.

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.

#### 7.3.1.3. Área III

En este área se han separado tres zonas bien diferenciadas en función de su litología pertenecientes al Ordovícico Inferior.

— Zona III<sub>1</sub>: (Tramo cartográfico 5)

Se encuentra constituida por conglomerados cuarcíticos, que son la base de la serie ordovícica existente en la Hoja.

Afloran entre los edificios de la localidad de Puebla de Alcocer, y constituyen en parte, los materiales sobre los que se asientan.

La excavabilidad es difícil y en zonas despobladas se realizará con explosivos, pero al estar dentro de un núcleo de población, o muy próximo a él, se tendrá que utilizar martillo rompedor.

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

No presenta problemas de capacidad de carga.

— Zona III<sub>2</sub>: (Tramo cartográfico 6)

Los materiales que componen esta zona corresponden a conglomerados, areniscas y pizarras, que afloran en los relieves existentes al NE de 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 conglomeraticos 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>3</sub>: (Tramo cartográfico 7)

Los materiales de este tramo son cuarcitas blancas (Cuarcita Armoricana) 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 si que es posible que se produzcan desprendimientos de bloques.

#### 7.3.1.4. Área IV

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

— Zona IV<sub>1</sub>: (Tramo cartográfico 8)

Corresponde a una zona de conglomerados, y de cantos cuarcíticos con arcillas y arenas que presentan una morfología horizontalizada con ligeras inclinaciones hacia el sur.

Es una formación impermeable a permeable en función del contenido en arcillas que permite acuíferos aislados de escasa cantidad por la poca potencia de sus sedimentos.

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

#### 7.3.1.5. Área V

Dentro de este 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 9 al 11)

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

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 12 y 13)

En esta zona se incluyen los cantos de pizarras, cuarcitas, arenas y arcillas correspondientes a los conos de deyección y aluviones, 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

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

La Hoja de Puebla de Alcocer presenta una gran uniformidad en cuanto a sus características geológicas: litológicas, estratigráficas, tectónicas, geomorfológicas, hidrogeológicas, etc. Des-

de el punto de vista de los PIGS esto condiciona la escasa variedad de rasgos destacables de la Hoja. Los puntos de interés geológico de esta Hoja se pueden agrupar en dos tipos; unos corresponden a rasgos predominantemente geomorfológicos relacionados con la estructuración tectónica y evolución geomorfológica de la región; el otro se relaciona con los rasgos estratigráficos y estructurales de los materiales del Precámbrico Superior que cubren más del 90% de la Hoja, con afloramientos puntuales muy favorables para las observaciones.

En esta Hoja se han inventariado y seleccionado un total de seis Puntos de Interés Geológico.

#### *Punto 1. Cerro Masatrigo*

Cerro testigo de forma cónica con laderas regularizadas cuya conservación está propiciada por la presencia de materiales muy competentes (Cuarzitas ordovícicas) en su cumbre.

Se sitúa al S. de Puebla de Alcocer y al N del río Zújar y está rodeado en todo su perímetro por el nuevo trazado de la carretera de Cabeza del Buey a Puebla de Alcocer.

#### *Punto 2. Sierra del Castillo de Puebla de Alcocer*

Relieve destacando sobre la penillanura precámbrica a favor de grandes fracturas. Está formado por cuarzitas ordovícicas y permite una excelente panorámica de la penillanura y del encajamiento de la red fluvial.

Se extiende al S y O de Puebla de Alcocer.

#### *Punto 3*

Se observan facies y asociaciones de facies de depósitos turbidíticos del Precámbrico Superior.

Se sitúan en la antigua carretera de Cabeza del buey a Puebla de Alcocer nada más cruzar el río Zújar.

#### *Punto 4*

Se observan facies pelíticas, probablemente de plataforma externa, del Precámbrico superior.

Se localizan en el Km 79 de la carretera comarcal C-413 de Castuera a Orellana.

#### *Punto 5*

Se observan en facies arenosas del Precámbrico Superior marcas de base de corriente. Los depósitos arenosos parecen de tipo turbidítico.



Para llegar al afloramiento hay que coger la carretera que discurre paralela al canal del Zújar, aguas abajo de la presa y seguir unos 3 km, pasada la desembocadura del arroyo de Valsordillo.

#### *Punto 6. Cerro Colorado*

Se observa una fuerte alteración en la base de los depósitos de «raña» con caolinización irregular del substrato posiblemente controlada por la fracturación tardihercínica.

Se localiza en el talud de la carretera nueva que va desde la presa de La Serena a Puebla de Alcocer, a unos 6 km al NE de la presa.

### **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.

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.; MONTESERÍN, 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.

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.*

BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, T. 11, pp. 35-54.

BOUMA, A. H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.

Bouyx, E. (1962). La edad de los esquistos de Alcuña. *Not y Com. IGME* n.º 66, pp. 197-200.

- (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.
- BRASIER, M. D.; PEREJON, A. y SAN JOSÉ, M. A. (1979). Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geol.* vol. 35, pp. 379-383.
- 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. y FERNÁNDEZ CASALS, M.<sup>a</sup> J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* 86, 6: 581-596.
- 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 Assambley 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.
- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcuía 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 Alcuía. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6, pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- DÍEZ DEL OLMO, F. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1983). Observaciones sobre la Geomorfología del Batolito de Santa Olalla de Cala (Huelva, Badajoz y Sevilla). *Bol. Geol. Min. Esp.* vol. 36, pp. 131-138.
- 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 LODEIRO, 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.
- ESCUDER, et al. (1995). Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica, O de España). *Bol. Geol. Min. de España*.
- 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.
- 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. (1988). El Anticlinal de Ibor: Estratigrafía, Sedimentología, Tectónica y ciclos sedimentarios. II Cong. Esp. Geol. Granada. Simposios: Cinturones Orogénicos, pp. 101-110.
- (1993). Las pistas fósiles del Alcudiense Superior en el anticlinal de Ibor. Consideraciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 33-35.
- (1995). El Proterozoico de la terminación suroriental del Anticlinal de Ibor (NE de Badajoz, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 90 (1-4) pp. 5-19.
- 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.
- GÓMEZ AMELIA, D. (1985). *La Penillanura extremeña: estudio geomorfológico*. Tesis Doctoral. Univ. de Extremadura. 397 pp.
- 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.
- 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.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. IGME* 17; pp. 167.

- 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).
- IGME (1995). *Mapa Geológico de España. E. 1:1.000.000*.
- INSUA, M.; CARVATA, A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; PIEREN, A. y OLIVÉ, A. (en prensa). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000., 2.ª Serie, MAGNA*. Hoja n.º 779 (Villanueva de la Serena), IGME.
- 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.
- LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1987). Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquistos-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82, 1-4: 211-232.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993). La estructura del Anticlinal de Navalpino. *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 6, n.º 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.
- LORENZO, S. y SOLE, 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.
- MACAYA, J. et al. (1991). Continions deformation ductil hansting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama. Hercynian orogen of Central Spain. *Tectonophysics*, 191: pp. 291-309.
- MARTÍN HERRERO, D. (1989). Los materiales Precámbrico-Cámbricos al O y S de Ciudad Rodrigo (Salamanca); series, discordancias y correlaciones. *Bol. Inst. Geom. de España*. Vol. 100-2, pp. 169-177. ITGE.
- (1989). La estructura de los materiales Precámbrico-Cámbricos al O de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Bol. Inst. Geom. de España*. Vol. 100-6, pp. 1033-1045. ITGE.

- MARTÍN HERRERO, D.; ALBERT COLOMER, V.; LÓPEZ PLAZA, M. y RODRÍGUEZ ALONSO, M.<sup>a</sup> D. (1987). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.<sup>a</sup> Serie. Hoja n.º 525 (10-21)*. Ciudad Rodrigo. ITGE.
- MARTÍN HERRERO, D.; UGIDOS MEANA, J. M.<sup>a</sup>; NOZAL MARTÍN, F. y PARDO ALONSO, M. V. (1987). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.<sup>a</sup> Serie. Hoja n.º 527 (10-21)*. Tamames. ITGE.
- 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 hidrocarbon exploration (C. E. Payton, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 26: 53-62.
- MITROFANOV, F. P. y TIMOFIEV, M. (1977). *Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Inst. Geol. Geocron. Précambrien, Leningrad, 2 págs. (Inéd.).
- MONTESERÍN, V. (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.
- 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 Alcuía. Ausencia de Cámbrico. *Estudia Geológica* 12, pp. 123-136.
- 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. (1985). Estudio Geológico de la terminación sureste del Anticlinal de Ibor (Hojas de Castilblanco y Herrera del Duque). Informe interno ALMADEN-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.
- OPEN 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.; PIEN, 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. (1987). Reconstrucción de los límites paleogeográficos anteordovícicos y su aplicación a la prospección de yacimientos filonianos de Pb-Zn-Ag. Informe interno. MA-YASA.
- 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.
- PALACIOS, T. (1989). *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región central de la Península Ibérica)*. Mem. Museo de Paleont., Universidad de Zaragoza.
- PALERO, F. J. (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. y VEGAS, R. (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.
- PIEREN PIDAL, A. P. y 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, 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.
- 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. y 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. Deutsch. Geol. Ges.* 120 (1968), pp. 107-118.
- (1970). Das Palaozoikum der nordlischen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3), pp. 309-329.
- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- 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.
- RIBEIRO, A. (1984). *Contribuição a l'étude tectonique de Tras Os Montes Oriental*. Memoria de los Servicios Geológicos de Portugal. Nova Serie. Lisboa, 24.
- 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.
- 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.
- RODA QUEROL, J. (1986). Nuevos datos sobre la fase de deformación Sárdica. Geometría de los pliegues prehercínicos del río Salor (Cáceres). *Geogaceta*, 1: 13-15.

- RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985). El Complejo Esquisto-Grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensis, Sec. Ciencias*, 51: 1-174.
- 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 (1980). 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. (1995). *Los yacimientos de fosfato sedimentario en el límite Precámbrico-Cámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral. Univ. Autónoma de Barcelona. 233 pp.
- SANTAMARÍA, J. y PARDO, M. V. (1995). Evolución tectonoestratigráfica de los materiales Precámbrico-Cámbricos de la Zona Centroibérica. XIII Reunión Geol. Oeste Peninsular, pp. 209-213.
- SELLEY, R. C. (1970). *Ancient sedimentary environments*. Chapman 2 Hall. 237 pp.
- SOUSA, M. B. y SEQUEIRA, A. J. D. (1993). O limite Precámbrico-Cámbrico na Zona Centroibérica em Portugal. Com. XII Reun. Geol. Oeste Peninsular. 1: pp. 27-28.
- TAMAIN, G. (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris-Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.
- TEIXEIRA, C. (1995). Os Conglomerados de Complexo xistograuauquico antesilurico. Sua importancia geológica y paleogeográfica. *Com. Ser. Geol. Portugal*. n.º 35, pp. 5-19.



- VEGAS, R. (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.
- (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min.* 85 (2): pp. 157-170.
- 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.
- VIDAL, G., *et al.* (1995). A new find of «Tommotian» small shelly fossils from southern. Spain. XIII Reunión Geol. Oeste Peninsular, pp. 166-167.
- 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.
- WALKER, R. G. (1982). Hummocky and swales cross-stratification. Int. Ass. Sediment, 11 th int. Congr. Sediment. Hamilton, Canadá. Guidebook for Excursion, 21A.



MINISTERIO  
DE EDUCACIÓN Y CIENCIA

ISBN 84-7840-581-X



9 788478 405817