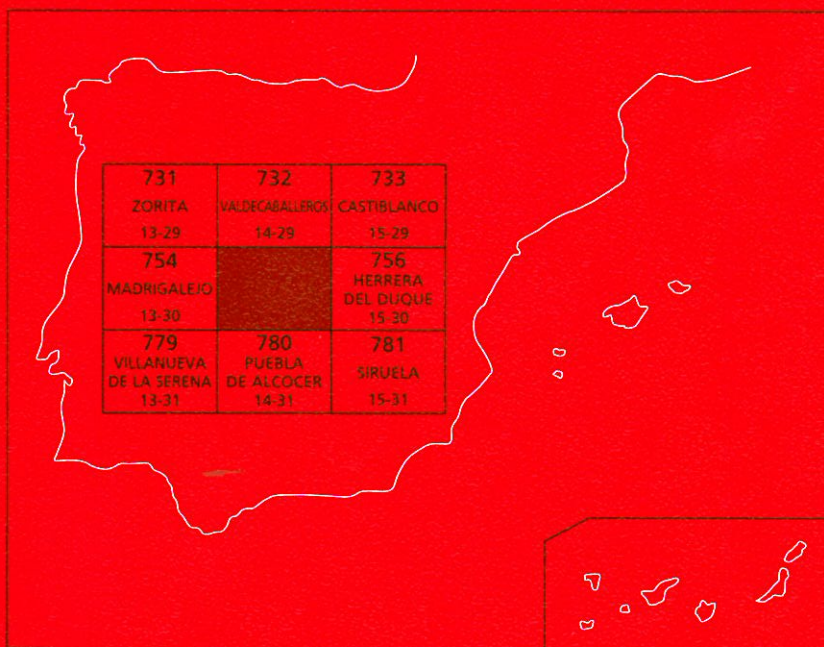




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



NAVALVILLAR DE PELA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

NAVALVILLAR DE PELA

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

Depósito legal: M. 23589-2005
ISBN: 84-7840-580-1
NIPO: 657-05-012-5

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

El Mapa Geológico y Memoria Explicativa de la Hoja de Navalvillar de Pela ha sido realizada por Inima bajo normas, dirección y supervisión del IGME habiendo intervenido las siguientes autores:

Mapa y cortes geológicos

J. Matas
F. Moreno
F. Leyva

Mapa geomorfológico

F. Moreno

Memoria

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

J. Matas
F. Moreno
F. Leyva

Rocas ígneas y petrología:

A. Díez

Hidrogeología:

A. Carrasco

Paleontología:

J. C. Gutiérrez

Dirección y supervisión del IGME

V. Monteserín

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

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

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS	9
1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA	10
1.3. ANTECEDENTES	11
1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES	12
2. ESTRATIGRAFÍA	14
2.1. PRECÁMBRICO	14
2.1.1. Introducción	14
2.1.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I	18
2.1.2.1. Formación talarribias o «pizarras de estomiza» (4) (rifeense superior-véndico inferior)	18
2.1.2.2. Formación areniscas de estomiza (5) (rifeense superior-véndico inferior)	19
2.1.2.3. Formación orellana (6) (rifeense superior-véndico inferior) ..	23
2.1.3. Grupo Ibor. Serie II (véndico)	27
2.1.3.1. Unidad inferior (7)-Véndico	27
2.1.3.2. Unidad superior (9) (10) y (11)-Véndico	32
2.2. PALEOZOICO	33
2.2.1. Introducción	33
2.2.2. Tremadoc-Arenig (12)	34
2.2.3. Cuarcita armoricana (13) (Arenig)	37
2.2.4. Capas Pochico (14) (Arenig superior)	38
2.2.5. Ordovícico medio. Grupo Navatrasierra (15) (16). Llanvir inferior-Llandeilo superior	40
2.2.6. Ordovícico superior-Grupo Cantera	42
2.2.6.1. Cuarcita de Cantera o de la Cierva (17). Llandeilo superior .	43
2.2.6.2. Pizarras de Cantera o intermedias (18). Caradoc	44
2.2.7. Ordovícico terminal, silúrico y devónico inferior	45
2.2.7.1. Pelitas con fragmentos (19). Ashgill terminal	46

2.2.7.2.	Cuarcita de Las Majuelas, Pelitas con fragmentos y cuarcita de Criadero (20). Silúrico (Ilandoverense inferior)	46
2.2.7.3.	Grupo Cerro Escudero (21). Silúrico	49
2.2.7.4.	Cuarcita del Cerro Doradillo (22) (devónico basal)	50
2.2.7.5.	Formación Valdenmedio (25). Devónico inferior	51
2.3.	TERCIARIO Y CUATERNARIO	52
2.3.1.	Formación Madrigalejo	52
2.3.1.1.	Lutitas y limolitas de la formación Madrigalejo (24). Paleogeno-Neógeno inferior	53
2.3.2.	Glacis rojo (25). Neógeno inferior	55
2.4.	CUATERNARIO	55
3.	TECTÓNICA	57
3.1.	ENCUADRE REGIONAL	57
3.2.	DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	60
3.3.	ETAPAS DE DEFORMACIÓN	60
3.3.1.	Deformaciones prehercínicas	63
3.3.2.	Deformación hercínica	64
3.3.3.	Movimientos alpinos	72
3.4.	NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA	73
3.4.1.	Metodología. Rasgos generales	73
3.4.2.	Accidentes neotectónicos	73
3.4.3.	Anomalías geomorfológicas y anomalías gravimétricas	73
3.4.4.	Sismicidad	74
3.4.5.	Sismotectónica	74
4.	PETROLOGÍA	77
4.1.	COLADAS BÁSICAS 5 (V) Y 6 (V)	77
4.2.	DIQUES DE APLITAS (1)	78
4.3.	DIQUES DE CUARZO (2)	78
4.4.	DIQUES DE ROCAS BÁSICAS (3)	78
4.5.	METAMORFISMO	79
5.	GEOMORFOLOGÍA	80
5.1.	FISIOGRAFÍA	80
5.2.	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	82
5.2.1.	Estudio morfoestructural	82
5.2.2.	Estudio del modelado	82
5.3.	FORMACIONES SUPERFICIALES	86
5.4.	EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)	87
5.5.	MORFOLOGÍA ACTUAL Y RECIENTE	89
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	90
7.	GEOLOGIA ECONÓMICA	97
7.1.	RECURSOS MINERALES	97
7.1.1.	Minerales metálicos	97

7.1.2. Minerales no metálicos	99
7.1.3. Rocas industriales	99
7.2. HIDROGEOLOGÍA	99
7.2.1. Características hidrogeológicas	99
7.2.2. Climatología	103
7.2.3. Hidrología	104
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES	105
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares	106
7.3.1.1. Área I	106
7.3.1.2. Área II	106
7.3.1.3. Área III	107
7.3.1.4. Área IV	108
7.3.1.5. Área V	108
7.4. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	109
7.4.1. Descripción de los puntos de interés	109
8. BIBLIOGRAFÍA	110

1. INTRODUCCIÓN

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

1.1. SITUACIÓN Y ASPECTOS GEOGRÁFICOS

La Hoja de Navalvillar de Pela, número 755 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, se ubica al N de la provincia de Badajoz, en el límite con la de Cáceres, que entra unos kilómetros en el NNO de la Hoja. Prácticamente en su totalidad está dentro de la Comarca de La Siberia, que se caracteriza por su aridez extrema.

Los habitantes de la zona se concentran en los tres núcleos de población, que son relativamente grandes (varios miles de habitantes), Talarrubias, Casas de Don Pedro y Navalvillar de Pela. El resto de la superficie está despoblada, excepto algunas urbanizaciones en las orillas del embalse de Orellana y las aldeas de Orellana de la Sierra y Obando, que es un poblado de colonización agraria.

La geografía de la Hoja es muy variada, al Norte de Navalvillar de Pela y coincidiendo en gran medida con los depósitos terciarios, hay una zona de vega, regada por los ríos Cubilar y Gargáligas, y con sistemas de riego alimentados por los canales de Pela y las Dehesillas. Hacia el Este y Noreste hasta la Sierra de la Chimenea, con un relieve claramente montañoso, se extiende un paisaje típico de dehesa extremeña con abundantes encinas y poco sotobosque; en esta zona se da la ganadería extensiva de vacuno y ovino.

Al Suroeste de Navalvillar de Pela se levanta el relieve de la Sierra de Pela, como un bastión en la penillanura circundante, cuyos mayores relieves (700 m) los proporciona las cuarcitas ordovícicas. Es una zona de pendientes abruptas y repoblada en su totalidad por pinos y eucaliptos.

En el resto de la Hoja el paisaje es propio de la Siberia, 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 la diagonal NE-SO por el río Guadiana, que en esta Hoja está embalsado por la presa de Orellana, inundando las pocas huertas que había en los márgenes del río. También entran en la Hoja retazos de los Embalses de la Serena y García Sola.

Las comunicaciones de la Hoja son exclusivamente por carretera. La nacional 430 la atraviesa desde Navalvillar de Pela hasta la presa del Embalse de García Sola, y las comarcales que partiendo de ella comunican los pueblos de la zona. 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, tanto en las sierras como en la Siberia. Los mejores cortes con posibilidades de observaciones geológicas, se encuentran en los taludes del Canal de las Dehesillas, y en las orillas del Embalse.

1.2. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

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

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

La Zona Centro-Ibérica (ZCI) ha sido dividida por HERRANZ, *et al.* (1977) en dos sectores, el de los Montes de Toledo y el de Alcudia-Alta Extremadura, en función de la presencia o ausencia de materiales cámbricos. Esta Hoja está en el sector Alcudia-Alta Extremadura, y concretamente en la parte central del Anticlinorio Centro-Extremeño que es una de las grandes estructuras de esta Zona LÓPEZ DÍAZ (1993). En este sector, el Ordovícico inferior, predominantemente cuarcítico, se deposita discordantemente sobre materiales precámbricos.

Los materiales paleozoicos afloran en la Sierra de la Chimenea, en la Sierra de Pela y en varios cuerpos tectonizados, ligados a las fracturas de El Olivarón y el Peñón del Morrón. En el primer afloramiento citado la serie pertenece al flanco meridional del Sinclinal de Herrera del Duque y en la Sierra de Pela sólo afloran las cuarcitas del Ordovícico inferior discordantes sobre los materiales precámbricos, formando un sinforme muy complejo.

Al Norte de Navalvillar de Pela y Casas de Don Pedro, el sustrato precámbrico está recubierto por los sedimentos neógenos y cuaternarios de la Cuenca Media del Guadiana, y concretamente de la Subcuenca Miajadas-Madrigalejo en su borde meridional.

1.3. ANTECEDENTES

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

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

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

En estudios más recientes otros autores han establecido la presencia de discordancias 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 Alcudia las unidades Alcudiense Inferior y Superior, separadas por una discontinuidad. CRESPO y TAMAIN (1971) encuentran la misma división en el Domo de Abenojar, estableciendo su cartografía, edad y relaciones estructurales de los materiales que separa.

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

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

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

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

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. RANSWEI-

LLER (1968), estudia la estratigrafía y tectónica del Paleozoico al Norte de Herrera del Duque. MORENO (1975) en su Tesis Doctoral efectúa un estudio completo de los Montes de Toledo occidentales con descripciones de la estratigrafía del Precámbrico y Paleozoico inferior. ROBARET, VEGAS y PARIS (1977) describen el techo del Ordovícico.

Por último, merece especial mención en la Hoja Geológica de Herrera del Duque PIEREN y NOZAL (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 cuarenta y cincuenta realizaron las Hojas del Mapa Geológico de España. Posteriormente sólo han proporcionado datos puntuales con descripciones litológicas de interés en 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, por SANTOS GARCÍA, *et al.* (1980), ARRIOLA, *et al.* (1983) y JORQUERA, *et al.* (1985) y la Hoja de Villanueva de La Serena (en prensa); en las que se encuentran definidas las unidades litológicas de la Cuenca.

Concretamente en la Hoja de Navalvillar de Pela hay varios trabajos que deben ser reseñados. De carácter regional están el Mapa Geológico Minero de Extremadura (1987), el Mapa Geológico de España a E. 1:1.000.000 (1995) y el proyecto «Síntesis Previa para la Evaluación del Potencial Minero del Complejo Esquisto Grauváquico» (E.N. ADARO-MAYASA, 1991) sin publicar.

Además los materiales preordovícicos están siendo objeto de estudio por parte de PIEREN PIDAL, A., que ha contribuido a la realización de las Hojas de Herrera del Duque (1989) y Villanueva de La Serena (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.

Respecto a los materiales de la Cuenca Media del Guadiana, hay dos proyectos no publicados, con datos de gran interés: Programa de Investigación de Radioactivos (E.N. ADARO para la DGM, 1977), que incluye tres fases: «Reconocimiento Geológico Minero de la Cuenca Terciaria de Don Benito», «Estudios Especiales para Radioactivos en la Cuenca Media del Guadiana» y «Sondeos Mecánicos para Radioactivos en la Cuenca Media del Guadiana», y el proyecto de «Investigación de Arcillas en las Áreas de Mijadas-Madrigalejo» (E.N. ADARO, 1993) con el que se ha colaborado en algunos aspectos.

1.4. UNIDADES GEOLÓGICAS PRINCIPALES

En la Hoja de Navalvillar de Pela afloran tres grandes unidades geológicas, con una extensión superficial desigual: los materiales precámbricos, los del ciclo paleozoico y los depósitos terciarios y cuaternarios relacionados con la Cuenca del Guadiana.

Los materiales precámbricos se distribuyen en los dos tercios orientales de la Hoja. Pertenecen al CEG y, en su mayor parte al Grupo Domo Extremeño (GDE), que es la serie inferior del mismo, y con afloramientos reducidos del Grupo Ibor-Navalpino, en discordancia sobre los anteriores, ligados a zonas de fractura regional, como en La Mezquita, Sierra de la Zarzuela y Sierra del Integral; o en sinclinales como el cerro de La Calera al NO de Talarubias.

El GDE 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 Grupo Ibor-Navalpino 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. 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 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 aflorantes, se presentan en varios afloramientos inconexos. Los de la Sierra de la Chimenea constituyen un flanco monoclinal, con la serie completa hasta el Devónico, que pertenece al Sinclinal de Herrera del Duque en su terminación noroccidental.

Los de la Sierra de Pela sólo comprenden la Serie del Ordovícico inferior cuarcítico, y aparecen en un sinclinorio complejo muy estructurado por las fases de fracturación hercínicas.

Y los restantes afloramientos como El Olivarón y el Morrón son cuñas tectónicas generadas por las fracturas transcurrentes hercínicas.

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

Por último, los depósitos neógenos y cuaternarios pertenecen a la Cuenca Media del Guadiana, y concretamente a la Subcuenca de Miajadas-Madrigalejo, en donde se han separado varios conjuntos estratigráficos en función de sus características litológicas y correlaciones con las Hojas inmediatas.

Están también afectados por etapas de fracturación alpina poco intensas. Son depósitos continentales, en su mayoría detríticos, entre los que se localizan finos horizontes carbonatados,

formando suelos de caliche intercalados entre los materiales fluviales o fluvio-lacustres terciarios.

2. ESTRATIGRAFÍA

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

La datación de las diferentes unidades paleozoicas cartografiadas, ha sido posible tanto por los hallazgos paleontológicos ya conocidos como por los nuevos yacimientos, alguno de interés regional encontrados en esta Hoja y la contigua de Valdecaballeros (n.º 732) dentro del sinclinal de Herrera del Duque.

2.1. PRECÁMBRICO

2.1.1. Introducción

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

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

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

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

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

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

Este mismo autor, restó importancia a la discordancia descrita por BOUYX en el río Esteras, si bien la correlacionó con el «Nivel de Fuentes», en cuya localidad la discordancia cartográfica

existente entre las series aflorantes por debajo y por encima de la mencionada isocrona, la interpretó como una discordancia intraformacional, propia de series depositadas en taludes ligados a escarpes de falla activos.

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

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

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

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

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

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

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.

Tabla I. Unidades litoestratigráficas y su distribución por estructuras

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

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

Tabla II.

Lotze (1956)	Bouyx (1970)	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 del Cámbrico Inferior	Calizas de Hinojosas	Calizas de Cabezarrubia	Calizas de Navalucillos Areniscas del Azorejo			
Pizarras síliceas	Serie conglomerática sup	Alcudiense superior	Pizarras del Pusa	Grupo Superior	Grupo Valdelacasa	Serie superior
Serías de transición	Discordancia Anticlinorio Esteras		Isocrona 1 (nivel de Fuentes, Membrillar, Calizas de Ibor y Valdelacasa)	Discordancia Cadomiense Grupo intermedio Discordancia Oretánica	Discordancia Grupo Ibor Discordancia	Discordancia
Capas de Valdelacasa	Capas facies Alcudia	Alcudiense Inferior	Capas de Valdelacasa	Grupo inferior	Grupo Domo Extremeño	Serie inferior
Montes de Toledo	Alcudia-Abenojar	Alcudia-Abenojar	Montes de Toledo Occidentales	Montes de Toledo Extremadura	Extremadura-Montes de	Abenojar-Tieratefuera

2.1.2. Grupo Domo Extremeño. Serie I

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

La serie tipo aflora en esta Hoja 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 las cartografías de las Hojas MAGNA colindantes, separación de tramos, miembros o conjuntos litológicos similares a los que se describirán, es en esta área donde se propondrá una serie tipo del GDE en el Domo del mismo nombre y la cartografía de las Formaciones que se describirán.

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

2.1.2.1. *Formación talarrubias o «pizarras de estomiza» (4) (rifeense superior-véndico inferior)*

Aflora únicamente en esta Hoja, al NE de la localidad de la que toma el nombre y en el núcleo de una estructura antiformal. No se observa su base.

Las facies (en sentido de MUTTI y RICCI LUCCHI, 1975) predominantes son:

- Lutitas gris oscuro a negras muy compactas, masivas con sulfuros diseminados. Se observan tramos con estructuras pilow de tamaño decimétrico con desigual desarrollo lateral.
- Areniscas. Se presentan en capas milimétricas y centimétricas con continuidad lateral métrica a decamétrica, rotas, lenticulares a nodulizadas, por lo que su observación es dificultosa.

En algún caso pueden distinguirse gradación, laminación paralela y más esporádicamente cruzada. El tamaño de grano es de fino a muy fino con todos los pasos intermedios entre arenisca y fangolita. Petrográficamente se trata de Litarenitas del grupo de las volcanoarenitas con cemento silíceo y matriz caolínítico-sericítica.

Dadas las características estratigráficas descritas y su previsible estructuración tectónica, no es posible aventurar una idea de la potencia de esta formación, aunque como mínimo podría estimarse en centenares de metros.

La asociación de la facies descritas similares a las facies G MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) situarían los depósitos de esta formación en áreas de abanico inferior (partes distales) y llanura abisal del modelo de abanico submarino de WALKER (1978).

No se conocen datos paleontológicos de estos materiales en el área de estudio, si bien en el contexto regional y por hallazgos paleontológicos en series similares del GDE situadas más al Norte, SAN JOSÉ (1990) les asigna una edad Rifeense, aunque los taxones encontrados, con distribución cronológica muy amplia, podrían alcanzar el Vendense Inferior.

2.1.2.2. *Formación areniscas de estomiza (5) (rifeense superior-véndico inferior)*

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

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

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

Facies conglomeráticas (cg)

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

Pueden distinguirse varios tipos dentro de estos depósitos conglomeráticos.

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

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

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

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

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

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

Estas facies conglomeráticas aunque con presencia repetitiva en la serie de esta formación, en ningún caso constituyen horizontes cartografiables dado su rápido acuñamiento lateral incluso en las facies F de mayor espesor.

Los ejemplos más espectaculares tanto por su espesor como por la calidad de los afloramientos, se observan en las márgenes del pantano de Orellana. Un ejemplo de facies F con bloques de gran tamaño se tiene en los taludes de la carretera de Talarrubias a Casas de D. Pedro, muy próximo al puente sobre el Pantano de Orellana.

Facies arenosas

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

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

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

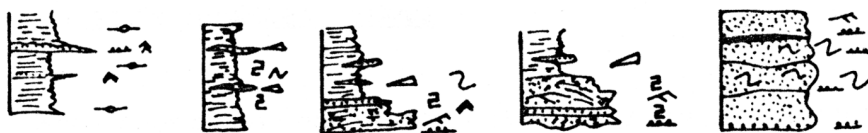
En general se trata de litarenitas de grano medio, redondeamiento moderado, matriz caolinítica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La fracción lítica muestra un porcentaje, normalmente mayoritario, de fragmentos de roca de procedencia volcánica (vidrio en diverso estado de recristalización y composición variable), por lo que se trataría en general de volcanoarenitas, bien es cierto que en el diagrama de SELLEY (1977) se encuadrarían en el límite con las subarcosas.

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

Facies de areniscas masivas

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

FORMACIONES: TALARRUBIAS Y ARENISCAS DE ESTOMIZA



FORMACION: ORELLANA Y LIMOLITAS DEL CUBILAR

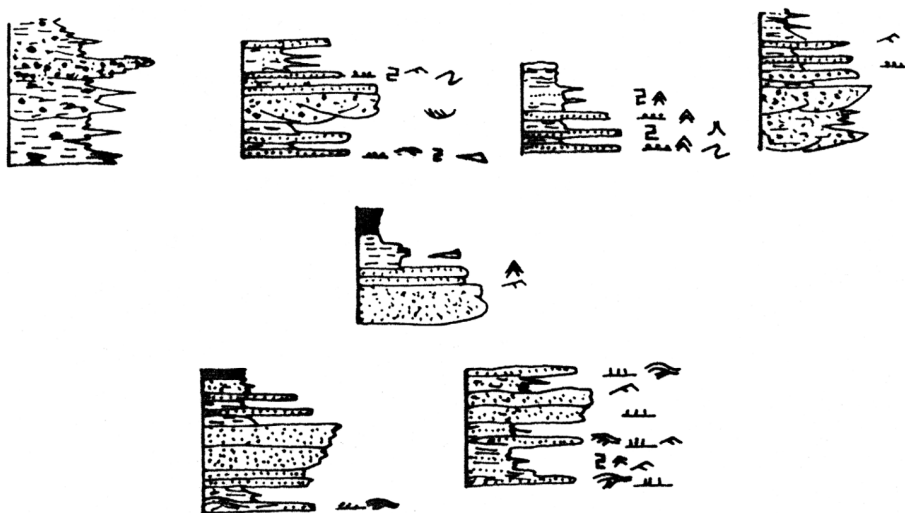


Figura 2.1. Facies y asociaciones de facies en las formaciones del Precámbrico.

Facies de areniscas con estructuración interna

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

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

Las facies descritas son asimilables a las facies B de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), subfacies B₁ y B₂.

Facies heterolíticas (Arenoso-lutíticas)

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

Su característica común, aparte de la composicional ya descrita (fracción arena-limo de tipo volcanoarenita en tránsito a subarcosas), es la existencia de una gradación visible desde tamaño arena media-gruesa, a veces con grava fina dispersa, hasta términos de pelitas o ampelitas, acompañado de una secuencia de estructuras sedimentarias en el interior del estrato. En 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 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 ≥ 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 T₂ (T_{b-e}) y T₃ (T_{c-e}) de BOUMA (1962).

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

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

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

Los ciclos «thinning-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 los ciclos compensación de MUTTI y SONNINO (1981).

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

En resumen las facies, asociaciones y ciclos de facies descritos para el registro sedimentario de la Formación Estomiza, permiten proponer un modelo deposicional de abanico submarino de alta eficacia de transporte y una evolución conjunta con la Formación Talarrubias desde zonas de llanura submarina e interlóbulo o franja de lóbulo a lóbulos deposicionales (ciclos de compensación) y tránsito a abanico canalizado o interno a techo de la Formación Estomiza.

La complejidad tectónica dificulta el poder establecer una potencia estimada fiable, aunque como mínimo se han medido sucesiones continuas de más de 1.500 m en el SE de esta Hoja.

La cronología de la Formación Estomiza se establece por criterios regionales como Rifeense Superior-Véndico Inferior, tal como se describía para la Formación Talarrubias.

Las series donde se observan los mejores ejemplos de esta formación se encuentran en la carretera de Talarrubias a Siruela antes del puente sobre el Zújar y diversos afloramientos de gran calidad en ambas márgenes del Embalse de Orellana y en los taludes del canal de las Dehesas.

2.1.2.3. Formación orellana (6) (rifeense superior-véndico inferior)

En aparente conformidad con los sedimentos anteriormente descritos, en el área de investigación aflora una serie cuyas características litológicas no concuerdan con las regionalmente establecidas en la ZCI para la Formación Limolitas del Cubilar, por lo que se opta por definir

la Formación Orellana como litotipo propio del Domo Extremeño, posiblemente sincrónica con las «Limolitas del Cubilar» aflorantes en áreas más septentrionales y orientales como techo del Grupo Domo Extremeño.

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

En el sector nororiental de la Hoja, y a lo largo de los taludes del canal de las Dehesas, aflora una serie cuyas características son parecidas al litotipo de la formación «Limolitas del Cubilar» (depósitos siliciclásticos en plataforma con dominio de tormentas), aunque con un hecho diferencial, como es la presencia de abundantes capas de lutitas negras muy ricas en materia carbonosa y sulfuros.

Por tanto, en el área de investigación, los depósitos estratigráficamente más altos del GDE muestran series transicionales con la Formación Limolitas del Cubilar y un litotipo específico que se describe a continuación.

Los afloramientos más extensos continuos y de mayor calidad de esta formación se tienen en los alrededores del Embalse de Orellana, especialmente en los límites meridionales de esta Hoja, extendiéndose su afloramiento de forma muy amplia por las contiguas n.^{os} 754, 779 y 780.

En las series realizadas, pueden distinguirse una serie de facies de las cuales muchas de ellas ya han sido descritas en la Formación Estomiza, por lo que no se repetirá su descripción por menorizada, si bien 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 deca-

métrico. Su base es erosiva y presentan gradaciones positivas, negativas o con los cantos de mayor tamaño en el centro de la capa. A veces se amalgaman en cuerpos mayores con láminas discontinuas de lutita en las cicatrices erosivas. El espectro litológico de estos conglomerados es similar al de los «pebbly mudstone», aunque parecen tener una fracción cuantitativamente mayor de cuarzo-cuarcita.

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

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

Las facies de pebbly mudstone (A₂ M&R, 1975) son depósitos de debris flows, en general muy ricos en pelita y los clastos soportados de formas lenticulares con los cantos a menudo imbricados, muestran evidencias de ser depósitos residuales de by-passing de corrientes. Los cuerpos mayores, con capas amalgamadas y un alto porcentaje de arena, con coarse-tail grading y desarrollo de intervalos con carpet-traccion en granulometrías variables, son depósitos de corrientes de alta densidad (A₁ M&R, 1975).

Facies arenosas y arenoso lutíticas

De manera general, dentro de la Formación Orellana, puede estimarse que las facies arenosas dominantes son las B₁, B₂, C₁ y D₁ de la Figura 2.1 descritas con anterioridad, en paso lateral o englobadas en A₂ y A₁ mayoritarias en los tramos inferiores de la formación, en tanto que hacia techo las facies B₁, B₂ y C₁ son sustituidas paulatinamente por facies D₁, D₂ y D₃, igualmente englobadas en las A₂.

La alternancia de cuerpos de «pebbly mudstone» de espesor decamétrico y facies con espesores superiores a 15 m en facies D₂-D₃ microbandeadas, es típica de los tramos medios y superiores de esta formación.

El espesor mínimo medido es superior a los 800 m. La estructuración de la zona hace difícil precisar de una parte las relaciones geométricas intraformacionales de los grandes cuerpos de facies y de otra, la relación sedimentaria y cronológica 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. Su anchura máxima se encontraría en una posición perpendicular a las direcciones de corriente prioritarias establecidas como NNE-SSO y su relleno se efectúa por los cuerpos menores canalizados a veces con criterios de by-passing (facies A₂). 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_2 y D_3 . Lateralmente los depósitos de channel-levee se han observado como pasan a facies tabulares de abanico medio (facies B_1 , B_2 y C_1).

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

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

Tal como se reseñaba anteriormente en el sector NE de la Hoja, el registro sedimentario del Rifeense Superior-Véndico muestra facies muy parecidas a las descritas en la Formación «Limolitas del Cubilar», concordantes con la Formación Areniscas de Estomiza.

Las series realizadas en los taludes del Canal de las Dehesas, muestran que sobre facies arenoso-lutíticas de tipo B y C (M&R, 1975) estructuradas en ciclos thickening, y de forma transicional, se tienen unas facies arenoso pelíticas con estructuras «hummock» y «swales» en secuencias decimétricas que constituyen ciclos igualmente thickening.

Se trataría de depósitos de plataforma dominada por tormentas en las que se tienen desde facies tempestíticas de afinidad turbidítica con slumping, hasta capas amalgamadas que originan cuerpos de espesor métrico con grosera granoclasificación positiva y negativa y abundantes cantos blandos en su base. Se trataría de barras frontales de delta con retoque de tormenta, alternando con grupos de facies HCS.

Sobre estos cuerpos se desarrollan secuencias métricas fining y thinning, con alternancia de capas centi a milimétricas de litarenitas feldespáticas y lutitas negras que finalizan en capas decimétricas a métricas de lutitas negras muy ricas en materia orgánica y sulfuros (muestran una apariencia exacta a las secuencias carbonéticas). Este hecho es el diferencial con la descripción de las «Limolitas del Cubilar» y no se tienen datos bibliográficos de hallazgos similares ligados al Rifeense Superior-Véndico Inferior.

En este sector, la presencia de conglomerados es minoritaria. Existe un cuerpo con desarrollo kilométrico y anchura de un centenar de metros, cuya geometría, relleno y composición es similar a los descritos para las facies A₁ de conglomerados granosoportados.

El modelo deposicional que se propone para los sedimentos atribuidos al Rifeense Superior-Véndico Inferior (Formación Pizarras de Estomiza-Talarrubias, Formación Areniscas de Estomiza, Formación Orellana-Limolitas del Cubilar), sería un sistema turbidítico MUTTI y NORMARK (1987, 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 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 al que se le asigna una edad Rifeense Superior-Véndico Inferior en el contexto cuencal.

2.1.3. Grupo Ibor. Serie II (véndico)

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

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

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, permiten definir dos conjuntos sedimentarios que tendrían rango de formación, pero cuya representación a escala cuencal se escapa del ámbito de este proyecto. Por tanto, se les denominará Unidad Inferior y Superior para su descripción estratigráfica.

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

Los afloramientos más importantes de este grupo se localizan en los sinclinales de Orellana de la Sierra-Casa de Cogolludos, Sierra de la Zarzuela, Sierra del Integral-Cerro Gordo y La Calera-Casa de la Berta. La serie más completa del área es la que aflora en la Sierra de la Zarzuela, en el sector centromeridional de la Hoja.

2.1.3.1. Unidad inferior (7)-Véndico

Esta unidad es la que constituye la mayoría de las series aflorantes y su litología, aunque variada y variable, consiste en alternancias de conglomerados, areniscas y lutitas que interca-

lan en los tramos de techo, un nivel de espesor decimétrico a métrico discontinuo de carbonatos en paso lateral a fangolitas o lutitas carbonatadas.

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

Facies de conglomerados (cgs)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Facies arenosas y arenoso lutíticas

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

- a) Capas de arenisca del grupo de facies HCS WALKER *et al.* (1983), del tipo PHX y PHXM. Son el paso lateral de la misma facies descrita en conglomerados. Petrográficamente se trata de subarcosas y 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, 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, pro parte, de los complejos de relleno de canal descritos en las facies conglomeráticas.
- c) Por último, la facies posiblemente más representativa de esta unidad, consiste en una alternancia centimétrica de areniscas de grano medio fino y lutitas verdes a gris oscuro. Las areniscas con base plana y techo ondulado tienen laminación paralela, de ripples y caras de avalancha con láminas de pelita.

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

Facies lutíticas y mixtas lutítico-carbonatadas

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

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

Facies carbonatadas (8)

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

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

- Calizas, calizas dolomitizadas y dolomías, en capas centi a decimétricas de color marrón a grisáceo. Son wackstone a packstone de grano medio grueso, cemento esparítico y dolo-mitización en porcentaje variable. Los aloquímicos son bioclastos de procedencia algal y ooformas. Normalmente tienen una fracción terrígena de tamaño arena a limo y compo-sición subarcósica. Es normal que algunos granos de aloquímicos estén sustituidos por colofana. En el cemento se observan granos de apatito disperso.
- Mudstone y wackstone de color gris oscuro a rojizo en capas decimétricas con base plana y techo ondulado. Son sedimentos con granoclasificación positiva y estructuras hummocks y swales. Serían asimilables a secuencias PHXM y HXM de WALKER, *et al.* (1983). El térmi-no M se encuentra bien desarrollado en la serie realizada en la loma de la Calera en la Sie-rra de la Zarzuela con bioturbación a veces importante.

Hay capas donde se observa un «lag» residual constituido por aloquímicos, siliciclásticos y cantos blandos de tamaño arena gruesa o grava fina. Son poco frecuentes las capas amal-gamadas. Se trataría por tanto de sedimentos originados por tormentas que dadas las

características descritas, podrían encuadrarse en el grupo de facies HCS de grano fino a muy fino GABALDÓN (1990).

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

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

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

En la evolución vertical, sobre las facies anteriores, se encuentran las facies arenosas y arenoso lutíticas descritas, con una distribución areal definida. En el sector SO, 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, con presencia extensiva en todo el ámbito del estudio. 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, cuya morfología diferencial se establece en direcciones perpendiculares al sentido de aumento de la profundidad.

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

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

En el transcurso de las investigaciones cartográficas se ha descubierto en esta Hoja 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* isp. y posibles *Phycodes?* isp., de grandes afinidades con otros registros similares del Véndico centroibérico (ver por ejemplo, GARCÍA HIDALGO, (1993a)).

2.1.3.2. Unidad superior (9) (10) y (11)-Véndico

En conformidad aparente con los sedimentos anteriormente descritos, se encuentra una sucesión de materiales cuyo afloramiento se restringe casi exclusivamente al núcleo del Sinclinal de la Sierra de la Zarzuela.

En el resto del área sólo se observan espesores muy reducidos, de orden métrico, sobre los carbonatos de techo de la Unidad Inferior en el Sinclinal de Cogolludos, sin continuidad cartográfica.

En la Sierra de la Zarzuela, sobre las facies carbonatadas y mixtas, se encuentra una barra con continuidad cartográfica kilométrica y espesor decamétrico (9), constituida por areniscas de grano medio-fino con base plana a débilmente erosiva, estratificación cruzada tabular y laminación de ripples a techo. Serían sedimentos encuadrables en el grupo de facies arenosas descritas para la Unidad Inferior. En observaciones realizadas en otros puntos de este litosoma se han observado capas del grupo HCS intercaladas, sobre todo, en los subtramos de techo. Sobre estos materiales, la serie continúa con un tramo de 30 a 40 m de espesor y constituido esencialmente por facies lutítico arenosas con estructuras linsen muy frecuentes y facies microbandeadas con laminación paralela.

En este tramo, rico en materia orgánica, se intercala un nivel de espesor métrico y continuidad lateral hectométrica, constituido por subarcosas de grano medio fino y colores muy varia-

bles blanco a rojo, en capas decimétricas con laminación de ripples, fuerte bioturbación y «mud-chips» fosfatizados. Tanto estos sedimentos como las pelitas con linsen dispersos, que se tienen sobre esta barra, muestran abundante fauna de *Planolites* y *Paleophycus* que han permitido datar esta Unidad como Vendienne Superior.

Sobre estos sedimentos se encuentra un tramo (10) con espesor variable y cambios laterales de facies muy rápidos, constituido esencialmente por facies carbonatadas y mixtas. Las facies carbonatadas de esta unidad son diferentes de las descritas en la inferior. En este caso son mudstone y wackstone dolo-micríticas sin apenas recristalización. Los peloides, de tamaño variable, son el aloquímico de las wackstones. Los mudstone son parcialmente dismicríticas y con fuerte bioturbación.

Las facies se estructuran en secuencias de somerización de orden centimétrico a decimétrico que finalizan con un hard-ground en fangolitas carbonatadas ferruginosas que se nodulizan en los procesos diagenéticos. Estos nódulos en algún caso se encuentran total o parcialmente sustituidos por colofana.

Los procesos de meteorización y erosión en estos carbonatos con «karstificación en superficies de capa», confieren el aspecto cavernoso en planos, típico de estos carbonatos. La serie finaliza con un tramo (11) de espesor decamétrico (18 a 20 m) constituido por pelitas microbandeadas ricas en materia orgánica, bioturbadas que intercalan en unos niveles superiores, areniscas de grano fino verdes a gris-verdosas, con laminación de ripples a techo de agua. Su constitución es litarenítica a volcanoarenítica.

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

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

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. Introducción

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

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

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

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

2.2.2. Tremadoc-Arenig (12)

La cartografía de esta formación da una idea exacta sobre la discontinuidad de los afloramientos, por lo que las series y observaciones realizadas sólo permiten mostrar datos 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 O₁, Capas de Carrascalejo, Serie Lié de Vin», etc. Los espesores descritos varían desde decenas de metros a 800 m.

En el área de estudio las condiciones de afloramiento no permiten precisar con exactitud los espesores de esta serie, pero de forma genérica puede estimarse que en el cierre perisinclinal de Herrera del Duque, los espesores son del orden de 300 m y en la Sierra de Pela pueden alcanzar los 500 a 600 m.

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

Facies de conglomerados

Esencialmente son conglomerados grano soportados en dos subfacies bien definidas:

- a) Conglomerados sin estructura interna y con matriz arenosa pelítica en porcentaje 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

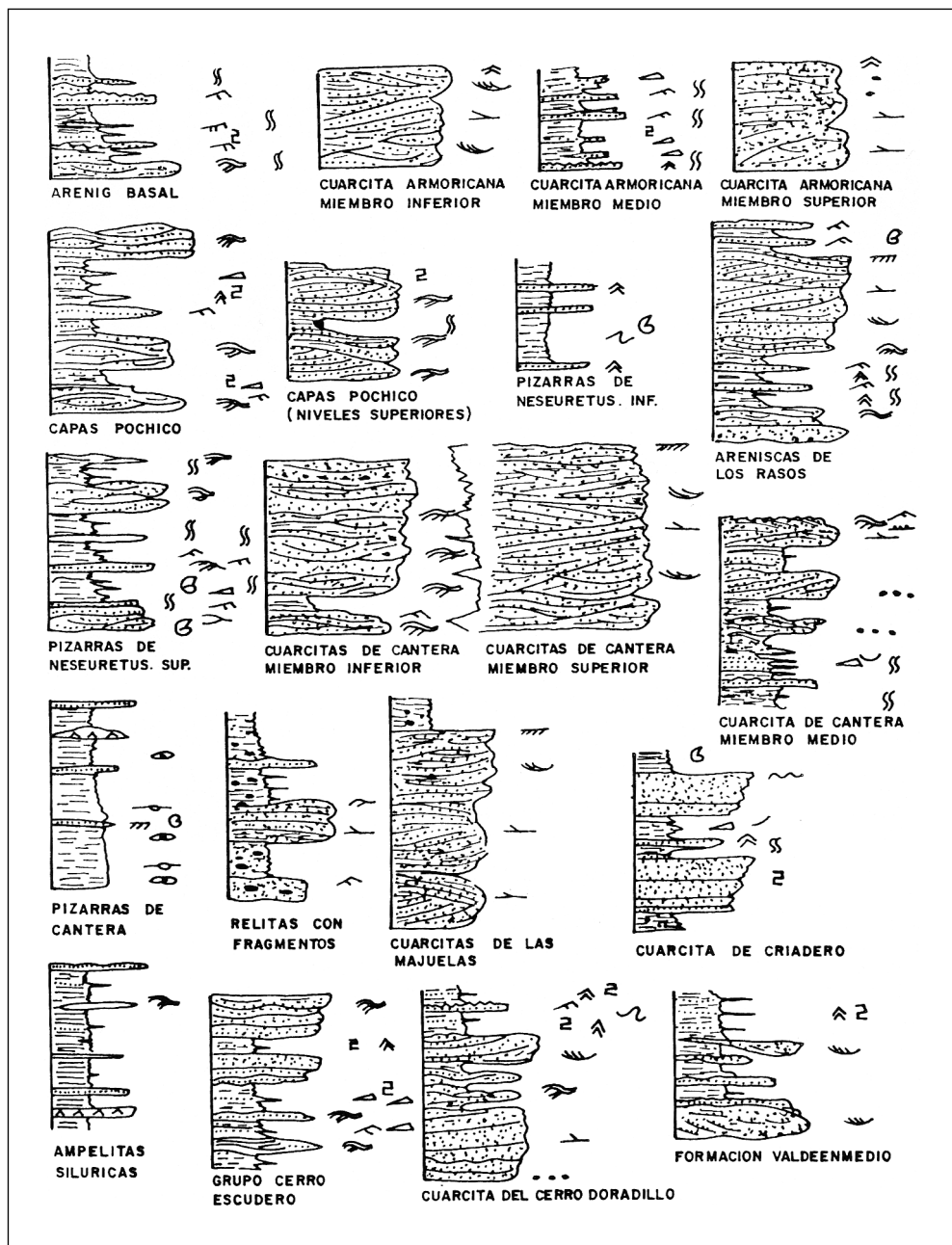


Figura 2.2. Facies y asociaciones de facies de las formaciones del Paleozoico.

cuerpos se intercalan entre lutitas gris oscuro subordinadas. La composición es similar a la de los anteriores con un predominio aún mayor de los cantos de cuarzo, la fracción arena gruesa es abundante (subarcósica) y el cemento es silíceo y ferruginoso.

Facies arenosas

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

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 ≤ 1 que es la más frecuente.

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

En la Sierra de Pela el predominio es para las secuencias BHXM con un término B en grava fina a arena gruesa con grava, evolucionando hacia techo a secuencias HXM, por lo que se corresponderían con el grupo de facies HCS de grano medio-grueso con depósitos de lag residual. En el cierre perisinclinal de Herrera del Duque, las secuencias HFM y FXM son los más frecuentes, por lo que se trataría de un grupo de facies HCS de grano fino. Las direcciones medidas en las marcas de corriente en estas facies son N-S a NNE-SSO.

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

El registro sedimentario de esta serie se inicia: con una megasecuencia en la que sus tramos basales son el grupo de facies de los conglomerados, evolucionando en pasos laterales y verticales al grupo de facies de las areniscas, para finalizar en ciclos de facies HCS grano y estrato decrecientes. El conjunto parece configurar un sistema deposicional, que evoluciona desde fan deltas que rellenan los paleovalles del relieve precámbrico en paso a llanuras de marea y ambientes circunlitorales y finalizan en plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas en ámbitos desde el shoreface al offshore proximal (Sierra de Rena y de las Chimeneas). En el

cuadro general de eventos transgresivos y regresivos propuesto por FORTEY (1984) para el Ordovícico, el conjunto de esta serie podría iniciar su depósito en el Arenig Basal a comienzos de la transgresión generalizada que alcanza su máximo al final del Arenig Inferior PORTERO, *et al.* (1988).

2.2.3. Cuarcita armoricana (13) (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 a los 150 m en la Sierra de las Chimeneas.

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

El Miembro Inferior está constituido esencialmente por facies arenosas en capas de centimétricas a bancos, con morfología de megadunas y retoque de ola. Su composición es esencialmente de cuarzoarenitas blancas de grano medio, cemento silíceo y muy escasa matriz 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 microbandeado en láminas de arenisca blanca muy fina y lutitas negras junto a lutitas o fangolitas negras con estratificación linsen y abundantes ripples sumergidos, constituyen el techo de este miembro. Por su constitución litológica, su observación es difícil, encontrándose un buen ejemplo en las proximidades de la cerrada del Embalse de García Sola.

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

muestran una geometría en cuña con abundantes cantos blandos en su base y techo intensamente bioturbado y ferruginizado.

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

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

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

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos), han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio PARIS, *et al.* (1982); PARIS (1990).

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

2.2.4. Capas Pochico (14) (Arenig superior)

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

La potencia de esta serie es variable desde los 60 m de la Sierra de Pela, a los 30 m de la Sierra de la Chimenea. En el ámbito de la investigación, ha podido constatarse que el espesor de las Capas Pochico está en relación inversa con el de la Cuarcita Armoricana. Cuando esta última tiene un espesor reducido, las Capas Pochico son potentes y viceversa, de tal forma que el conjunto de ambas formaciones constituye un litosoma cuyo espesor es bastante constante en el ámbito del proyecto.

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

Facies heterolíticas

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

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

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

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

En el sector centro meridional (Casa del Olivarón), esta formación muestra una serie condensada que se reduce a unos metros (1 a 2 m) de cuarcitas de grano medio fino, en capas decimétricas amalgamadas, bioturbadas y con superficies ferrificadas que finalizan con un hard-ground cuyo espesor promedio es de 40 cm. Este nivel es en parte lumaquélico pero los restos de fauna muy limonitizados hacen difícil su determinación.

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

La unidad proporciona una espectacular asociación de icnofósiles, por lo general mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armoricana propiamente dicha. Se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* (D'ORBIGNY), *C. cf. rugosa* (D'ORBIGNY), *C. cf. lefevbrei* (D'ORBIGNY), *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición

infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos GUTIÉRREZ MARCO, *et al.* (1995). En el horizonte fosfatado del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig, así como algunos restos de trilobites en posición algo más baja SAN JOSÉ, *et al.* (1992).

2.2.5. Ordovícico medio. Grupo Navatrasierra (15) (16). Llanvir inferior-llandeilo superior

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

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

En la región estudiada, al igual que ocurre en Las Villuercas y el S de los Montes de Toledo, las «Capas con Tristání» son esencialmente pizarrosas (Pizarras de Navatrasierra s.l. de acuerdo con SAN JOSÉ, *et al.* (1992)), pudiendo presentarse divididas en su parte media por una barra, o conjunto de barras arenosas, que ocasionan un resalte morfológico de cierta continuidad cartográfica (Areniscas de Los Rasos). En este caso, el Grupo Navatrasierra comprendería una unidad pizarrosa inferior (Pizarras de Navatrasierra s.str.) y otra superior (Pizarras de Navalaceite), separadas por las ya mencionadas Areniscas de Los Rasos, correlacionándose el conjunto con unidades semejantes de Sierra Morena, región de Almadén, Campo de Calatrava y centro-sur de Portugal, donde las «Capas con Tristání» siempre incluyen una formación cuarcítica intermedia que llega a alcanzar un espesor considerable («Cuarcitas o Alternancias Inferiores», «Alternancias del Chorrillo», «Alternancias de El Caño»: GUTIÉRREZ MARCO, *et al.* (1984, 1990); SAN JOSÉ, *et al.* (1992).

A nivel cartográfico, en el área de investigación, se dan ambas situaciones. En la Sierra de Pela, las condiciones de afloramiento no permiten diferenciar estas unidades, en tanto que en el flanco meridional del cierre perisinclinal de Herrera del Duque (Sierra de las Chimeneas), las Areniscas de los Rasos se muestran como unidad cartografiable al tener espesores decamétricos y extensión lateral reconocible de orden kilométrico.

De esta forma, y dado que en el ámbito de la investigación la cartografía más extendida es la de la unidad al completo se utilizará la denominación de Grupo Navatrasierra, y se harán las apreciaciones locales de índole cartográfica en el sector reseñado.

Sobre el banco o barra de cuarzenitas de grano medio, con el que finalizan las «Capas Pochico», se tiene un tramo de espesor variable, 50 a 70 m, constituido esencialmente por facies lutíticas de color gris oscuro a negro, con sulfuros y nódulos siderolíticos dispersos, en

las que progresivamente se intercalan facies arenoso lutíticas, con relaciones arena/lutita ≤ 1 de tipo microbandedado, en paso a secuencias centimétricas o decimétricas, granodecrecientes de tipo HXM y PHXM del grupo de facies HCS de grano fino y medio. WALKER (*op. cit.*) y GABALDÓN (*op. cit.*).

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

Cuando el grupo de facies HCS pierde el término M, en tanto que aumentan de espesor y frecuencia las secuencias PHX, llegando a adquirir espesores decimétricos y amalgamarse, configuran cuerpos de espesores métricos con base plana o débilmente erosivas (escasas secuencias BPH) y techo ondulado que, aún cuando se cartografían como horizonte litológico continuo, en detalle son cuerpos macrolenticulares. Es lo que se denomina «Areniscas de los Rasos», que en la serie del Embalse de García Sola alcanza espesores entre 15 y 20 m.

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

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

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

Desde el punto de vista bioestratigráfico, el Grupo Navatrasierra presenta una gran abundancia de fósiles como trilobites, moluscos, braquiópodos, equinodermos, graptolitos, etc., cuya distribución ha permitido establecer una biozonación muy precisa. En el sinclinal de Herrera del Duque se han realizado algunos trabajos paleontológicos de yacimientos con trilobites RÁBANO (1989), graptolitos GUTIÉRREZ MARCO (1986) y moluscos BABIN y GUTIÉRREZ MARCO (1991), pero la información disponible es comparativamente menor que en otras áreas surcentroibéricas. Durante la realización del presente estudio cartográfico, se han encontrado algunos puntos fosilíferos nuevos, de los cuales el más antiguo estratigráficamente se sitúa cerca de la base de la unidad inferior y ha proporcionado, entre otros, *Didymograptus (D.) artus* ELLES & WOOD, *Gracquina hispanica* (BORN) y *Neseuretus (N.) cf. avus* (HAMMANN), indicativos de una edad Oretaniense inferior en términos de la escala cronoestratigráfica mediterránea. El Oreta-

niense superior no ha sido caracterizado paleontológicamente, pero otros cuatro yacimientos situados en la mitad superior de la primera unidad pizarrosa, así como las alternancias arenosas de tránsito a las Areniscas de Los Rasos proporcionan algunas asociaciones del Dobrotiviense inferior, con *Neseuretus (N.) tristani* (BRONGNIART), *Colpocoryphe rouaulti* (HENRY), *Plae-siacomia oehlerti* (KERFORNE), *Heterothina morgatensis* (MELOU) y *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), entre otros.

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

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

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

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

2.2.6. Ordovícico superior-Grupo Cantera

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

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

La inferior, «Cuarcitas de Cantera o de la Cierva», y la superior «Pizarras de Cantera o Intermedias». SAN JOSÉ, *et al.* (1992). En el ámbito de esta Hoja el Grupo Cantera aflora exclusivamente en la Sierra de las Chimeneas, ya que las series de la Sierra de Pela finalizan con los afloramientos atribuidos al Grupo Navatrasierra.

2.2.6.1. *Cuarcita de Cantera o de la Cierva (17). Llandeilo superior*

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

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

Las observaciones realizadas muestran que en general esta barra con espesores entre 30 a 50 m está constituida por secuencias PH y HX de espesores decimétricos a métricos.

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

Las alternancias del tramo intermedio, con espesor variable entre 35 a 45 m, están constituidas por secuencias centimétricas a decimétricas de tipo HXM con los términos X y M intensamente bioturbados, y capas amalgamadas BPH y BHX decimétricas con abundantes cantos blandos en su base, a veces ferrificados y parcialmente fosfatizados. Estas secuencias grano-decrescentes se estructuran en megasecuencias, grano y estrato crecientes, cuyo techo son las capas amalgamadas. BPH descritas y que finalizan en hard-ground ferralítico, manganesífero y fosfatizado.

El tramo cuarcítico de techo sería el equivalente sedimentario de mayor espesor de esta estructuración secuencial. Se trata pues de una barra con espesor variable, entre 10 y 15 m en la serie del Embalse de García Sola, constituida por capas decimétricas a bancos de cuarzoarenitas con cemento silíceo y ferruginoso. Las secuencias predominantes son las PHX o BHX.

Como resumen puede establecerse que considerando los tramos transicionales de techo del Grupo Navatrasierra y los tres miembros descritos en el Grupo Cantera, los sedimentos encuadrados en esta unidad cartográfica son facies heterolíticas del grupo de las hummocky de grano medio y medio grueso (GABALDÓN, *op. cit.*), estructuradas en dos ciclos de facies de espesor decamétrico grano y estrato crecientes, depositados en general por encima del nivel de base del oleaje y con situación «regresiva».

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

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

2.2.6.2. Pizarras de Cantera o intermedias (18). Caradoc

Sobre la barra del miembro Superior de las Cuarcitas de Cantera, y en paso litológico muy rápido, se tiene un tramo de constitución esencialmente lutítica, fangolítico-carbonatada y de color gris oscuro a negro denominado Pizarras de Cantera. Dada su litología, la observación completa de esta unidad es dificultosa en extremo. Sólo en los márgenes del Embalse de García Sola existen afloramientos de cierta calidad que permiten una observación más completa de esta unidad.

El espesor máximo aflorante no supera los 40 m y su constitución son pelitas y fangolitas sericitico-caoliníticas, ricas en materia orgánica y sulfuros con nódulos siderolíticos dispersos en cuyo núcleo es normal encontrar resto de fauna o concentraciones polimetálicas. En los tramos basales se observan capas centimétricas de areniscas cuarcíticas blancas o verdosas con hummocky, gradación, microeslumpamiento y laminación de ripples; tienen escasa continuidad lateral. A unos 10 metros de la base se localiza un nivel centimétrico lumaquélico, ferruginoso y nodulizado. El techo de esta unidad viene marcado por los materiales de constitución heterolítica denominados «Pelitas con fragmentos» discordantes sobre esta unidad.

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

Desde el punto de vista paleontológico, los datos disponibles acerca de esta unidad, se limitan normalmente al horizonte de removilización limonitizado, con elementos fosfatados y calcíticos, que aflora en numerosas localidades centroibéricas en el tercio inferior o cerca de la base de la unidad SAN JOSÉ, *et al.* (1992). Dicho horizonte se conoce en los sinclinales de Corral de Calatrava, Puebla de Don Rodrigo, área de Almuradiel-El Centenillo, etc. En el presente estudio se ha encontrado 8-10 m por encima de la base de las Pizarras Cantera a orillas del Embalse de García de Sola, en el flanco S del sinclinal de Herrera del Duque, donde se

identifican algunos braquiópodos (*Gelidorthis meloui* VILLAS, *Aegiromena aquila intermedia* VILLAS), raros trilobites (*Onnia?* sp., *Zetillaenus* sp.) y restos de ostrácodos y gasterópodos, indicativos del piso Viniciense mediterráneo. Esta edad equivaldría a grandes rasgos al Burrelliense medio británico, dentro de la nueva Serie Caradoc redefinida por FORTEY, *et al.* (1995). En una localidad próxima situada al E y en el flanco S del sinclinal (Hoja 756), los microfósiles reconocidos por ROBARDET, *et al.* (1980), de las Biozonas de *Jenkinochitina tanvillensis* y *Belo-nechitina robusta* de quitinozoos, indican asimismo una edad esencialmente Burrelliense para la parte inferior de la unidad.

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

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

2.2.7. Ordovícico terminal, silúrico y devónico inferior

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

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

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

Aunque desde el punto de vista sedimentario la formación «Cuarcita de Las Majuelas» se encuentre genéticamente relacionada con las «Pelitas con Fragmentos», de la que constituye

una intercalación mayor, el hecho de que aflore como una gran barra cuarcítica en todo el ámbito septentrional de la zona surcentroibérica ha llevado, por un lado, a ser correlacionada impropriamente con la «Cuarcita de Criadero» o «Cuarcitas de base del Silúrico», y por otro a tener que ser cartografiada, en conjunto, con otra barra de mucho menor espesor aunque con presencia continuada que sí se corresponde a la «Cuarcita de Criadero», base del Silúrico.

2.2.7.1. *Pelitas con fragmentos (19). Ashgill terminal*

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

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

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

En estos sedimentos, cuyo espesor varía entre 70 m a 90 m en la transversal del Embalse de García Sola, se intercalan capas centi a decimétricas y cuerpos métricos de areniscas cuarcíticas (cuarzarenitas y subarcosas) con desarrollo lateral variable. Estas areniscas muestran, en los cuerpos mayores, estratificación cruzada tabular y laminación de ripples a techo de las capas.

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

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

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

2.2.7.2. *Cuarcita de Las Majuelas, pelitas con fragmentos y cuarcita de Criadero (20). Silúrico (Ilandoverense inferior)*

Como se describía anteriormente, la «Cuarcita de Las Majuelas» es la intercalación más potente y regionalmente continua que se da en la unidad de las «Pelitas con fragmentos». Su

litología da lugar al tercer gran resalte topográfico en las series del sinclinal de Herrera del Duque.

Su espesor varía entre 30 y 40 m y en detalle se observan dos tramos cuarcíticos a muro y techo con un tramo intermedio constituido por alternancias decimétricas de cuarcitas blancas y lutitas grises con fuerte bio-turbación en ambos casos. Los cambios laterales entre tramos son continuos y observables a escala métrica.

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

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

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

Sobre esta unidad y en conformidad aparente, se deposita un nuevo tramo de pelitas con fragmentos con espesor variable entre 5 a 10 m en la transversal del Embalse de García Sola. Sus características litológicas son similares a las descritas para los tramos basales, aunque podría precisarse que contienen un menor número de cantos o fragmentos.

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

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

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

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

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciario en el Noreste de África y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las «Pelitas con fragmentos», FORTAIN (1984), IGME (1986), lo que parece abogar por un origen glaciario relacionado con los episodios glacioeustáticos sin-

crónicos y posteriores a la glaciación gondwánica finiordovícica ROBARDET y DORE (1988), pero de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma, en el desarrollo de corrientes densas y la redistribución de siliciclásticos en medios someros en los momentos de mar alta.

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

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

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

Este litosoma con características prácticamente idénticas, se encuentra en todo el cierre perisinclinal de Herrera del Duque.

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

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

Estas facies se ordenan en secuencias grano y estrato crecientes donde sólo en las capas gruesas del techo secuencial se observa laminación paralela y de ripples. A su vez estas secuencias conforman un ciclo de facies grano y estrato creciente en el que el término pelítico de las secuencias de techo queda reducido a una lámina continua, que separa capas o bancos de ortocuarzitas gris a negras. Las pelitas y ampelitas negras intercaladas en esta unidad, no han proporcionado fauna datable.

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

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

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

2.2.7.3. Grupo Cerro Escudero (21). Silúrico

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

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

Sobre esta unidad se tiene una potente y monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a decimétricas de pizarras negras a grises y areniscas cuarcíticas, que intercalan capas de constitución volcánoclastica o rocas básicas muy alteradas, con un espesor medio de la serie en el Embalse de García Sola de 290 m, a la que se ha denominado en sectores próximos Formación Guadarranquejo.

Estas facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano muy fino sin estructuras visibles o laminación paralela en los tramos basales en paso a secuencias centimétricas gradadas de tipo Td^e y Tc^e (Facies D de M&R, 1975). La serie continua con tramos constituidos por secuencias HXM de grano medio en alternancia con las secuencias de afinidad turbidítica mencionadas con anterioridad.

Estas secuencias granodecrecientes se estructuran en ciclos de facies grano y estratocrecientes, de tal forma que, en los tramos de techo, desaparecen las secuencias de afinidad turbidítica y paulatinamente se adelgaza y desaparece el término M de las facies HCS amalgamándose las capas y constituyendo barras con espesores métricos y extensión lateral hectométrica. La constitución de estas barras ya es algo diferente; se trata de subarcosas a sublitarenitas de grano medio con cemento síliceo y ferruginoso. La presencia de cantos blancos parcialmente fosfatizados y ferrificados, es progresivamente más abundante hasta formar niveles de nódulos en las barras de techo.

El sistema de depósito del Grupo Cerro Escudero muestra una evolución desde facies de plataforma externa con fondo anóxico y situadas bajo el nivel de base del oleaje de tormentas, donde se depositan las ampelitas y las facies de afinidad turbidítica, a medios de plataforma dominada por tormentas desde el offshore proximal al shoreface en los tramos de techo.

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

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

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

2.2.7.4. Cuarcita del Cerro Doradillo (22) (devónico basal)

Sus afloramientos se restringen al núcleo del cierre perisinclinal de Herrera del Duque y ocasiona el cuarto escarpe cuarcítico de la serie paleozoica en esta estructura, del cual en esta Hoja sólo se tiene un pequeño afloramiento en el vértice Noreste.

Estas barras cuarcíticas han recibido distintas denominaciones «Cuarcita basal», «Cuarcita de base del Devónico», «Cuarcita de las Cuevas», «Capas de San Pablo», etc., pero como se describía con anterioridad dada la evolución de las facies litológicas y su estructuración en un ciclo de facies grano y estrato creciente, estas barras cuarcíticas tienen una validez cartográfica y cronoestratigráfica local, aunque el problema no alcance la entidad del desarrollado en el tránsito Ordovícico-Silúrico.

La «Cuarcita de Doradillo» tiene un espesor promedio de 25 m y son cuarzoarenitas y subarcosas de grano medio con cemento silíceo y ferruginoso. Tiene abundantes melanocratos (sulfuros, apatito, colofona, circón, rutilo, glauconita, etc.) dispersos y acumulados en láminas.

Las facies arenosas de esta unidad, tienen una estructuración idéntica a la ya descrita para las barras del grupo. Son secuencias BPHX y BHX. El término B son acúmulos de cantos blandos

fosfatizados y con orla ferruginosa o bioclastos en diverso estado de conservación. Hay bancos métricos hacia techo de la unidad con estratificación cruzada tabular y ripples a techo de los bancos.

En el sistema de depósito del grupo esta barra representaría los depósitos del shoreface proximal y foreshore en la plataforma dominada por tormentas.

La Cuarcita del Doradillo fue considerada por PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1994) como posiblemente de edad Silúrico terminal, en ausencia de argumentos paleontológicos. Sin embargo, durante los trabajos en la Hoja colindante de Valdecaballeros (n.º 732), se descubrió un importante yacimiento fosilífero en los niveles arenosos de transición entre esta formación y la unidad infrayacente, que se sitúa en el Km 24 de la carretera comarcal de Talarribas a Valdecaballeros. Los restos aparecen muy fragmentados y acumulados por corrientes en la base de 2 ó 3 bancos de arenisca micácea, reconociéndose braquiópodos como *Microsphaeridiorhynchus*? cf. *nucula* (SOWERBY) o *Ancillotoechia*? sp., trilobites como *Trimerus* cf. *acuminatus* (TROMELIN & LEBESCONTE) y phacópodos indeterminables, numerosos nautiloideos ortocónicos, gasterópodos (*Plectonotus* sp.), bivalvos (2-3 especies) y restos de equinodermos (placas columnares de pelmatozoos). Entre todos estos elementos, el trilobites señala una edad Lochkoviense (Biozona de *Monograptus hercynicus*), y esta misma especie ha sido registrada por encima de la Cuarcita del Risquillo al menos en otra localidad centroibérica PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1994). Por ello, la formación cuarcítica se data con seguridad como Devónico basal, y los resultados aquí expuestos implicarían que los niveles lochkovienses previos (Biozonas de *Monograptus uniformis* y *M. praehercynicus*) deben estar representados en la parte superior de la unidad infrayacente, con la que guarda aparente continuidad estratigráfica.

2.2.7.5. Formación Valdenmedio (25). Devónico inferior

Sobre la barra de cuarcitas blancas, «Cuarcita de Doradillo», la serie continua con una alternancia de lutitas gris verdosas y areniscas cuarcíticas de color marrón a grisáceo en capas de centimétricas a decimétricas, en las que no se ha encontrado fauna clasificable, pero que dada su posición estratigráfica y correlación cartográfica regional, se correspondería con los materiales de la Formación Valdenmedio. PARDO ALONSO, et al. (1994) del Devónico Inferior.

Son escasos los afloramientos de calidad en estos materiales, por lo que su descripción se limita a las observaciones realizadas en tramos discontinuos aflorantes en las márgenes del Embalse de García Sola.

El espesor máximo medido para esta formación es de 150 m, y pueden distinguirse dos tramos o miembros. El inferior en facies heterolíticas con predominio de lutitas gris verdosas en las que se intercalan láminas y capas milimétricas a centimétricas de areniscas grises a amarillentas con laminación paralela o lenticular (linsen), en paso gradual al tramo superior constituido por secuencias HXM y PHM WALKER, et al. (1983). Serían facies del grupo hummocky (HCS) de grano medio y fino GABALDÓN (1990). Hacia techo, las capas se amalgaman perdiendo el término M y constituyendo un ciclo de facies grano y estrato creciente, aunque dado lo parcial de las observaciones esta conclusión debe entenderse dentro del contexto local.

En los niveles superiores de la serie e intercalada entre facies HCS de grano medio, normalmente en secuencias PX amalgamadas, se ha encontrado una capa decimétrica con base débilmente erosiva. Se trata de un conglomerado granosoportado, gradado, cuyos cantos son de cuarzo y cuarcita bien redondeados y no superan los 0,5 cm: la matriz es arenoso-limosa, el cemento silíceo y en muy escasa proporción fosfatado (apatito y colofana).

Dada su composición y estructuras internas se trataría de un grain-flow correspondiente al término inferior (a) de una turbidita intercalada en facies HCS de grano medio. Son pues sedimentos depositados en una plataforma dominada por tormentas que muestran una evolución desde facies de plataforma externa en los tramos basales a facies de offshore interno y shoreface en los tramos de techo.

2.3. Terciario y Cuaternario

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

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

a) Formación Madrigalejo.

b) Glacis rojo antiguo.

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

2.3.1. Formación Madrigalejo

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

sustanciales, especialmente el último, para la interpretación estratigráfica y composición litológica de las distintas facies que se describen a continuación.

2.3.1.1. *Lutitas y limolitas de la formación Madrigalejo (24). Paleogeno-Neógeno inferior*

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

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

En las series donde aflora un mayor espesor de esta formación, Canal de las Dehesillas y en las márgenes de los ríos Cubilar y Gargáligas, se observa que la monotonía litológica da sólo un hecho aparente. Estas series muestran que en los ámbitos centro-septentrionales la Formación Arcillas de Madrigalejo se estructura en secuencias granodecrecientes de mayor a menor complejidad litológica.

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

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

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

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

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

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

En escasas muestras se ha detectado la presencia de arcillas de tipo fibroso a nivel de indicio, salvo en los afloramientos del río Cubilar a la altura de la carretera comarcal 430 a Guadalupe donde la paligorskita alcanza un 74% del contenido.

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

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

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

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

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

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

La inmadurez de los siliciclásticos con feldespatos no alterados, los encostramientos a distinto nivel en la serie, la abundancia de la fracción esmectítica en las arcillas (iluviación y neofor-

mación), junto a las formas canalizadas ya descritas, abogan por una climatología con marcada estacionalidad, posiblemente un clima subtropical con una estación húmeda corta de fuerte pluviometría.

2.3.2. Glacis rojo (25). Neógeno inferior

De esta unidad litoestratigráfica sólo quedan escasos afloramientos inconexos, situados en las proximidades de los relieves cuarcíticos paleozoicos.

En general son conglomerados con cantos de cuarcita subangulosos, marcada heterometría, fuerte rubefacción y abundante matriz lutítica roja. El contacto con los sedimentos de la Formación Madrigalejo es erosivo. Estos materiales representarían el desmantelamiento final de los materiales de alteración de la superficie fundamental (S_1), en un período climático de mayor aridez con corrientes efímeras y transporte en masa.

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

2.4. CUATERNARIO (26), (27), (28), (29), (30), (31), (32) Y (33)

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

Los coluviones (26) corresponden a depósitos que por aparecer, en muchos casos, sobre laderas regularizadas que enlazan con glacis antiguos, o bien sobre las laderas de viejos relieves residuales, deben ser asignados a un intervalo temporal que abarca desde el *Mioceno hasta la actualidad*.

Por ser depósitos gravitacionales, presentan una composición relacionada con el sustrato sobre el que se asientan:

- Materiales limo-arcillosos con cantos y bloques cuarcíticos, en el caso de los relieves cuarcíticos.
- Materiales constituidos fundamentalmente por cantos y bloques cuarcíticos y escasa matriz. Son las pedreras o canchales de los relieves cuarcíticos más elevados.
- Materiales arcillosos con cantos al pie de los escarpes de la raña pliocena o de la raña más antigua.
- Materiales limo-arcillosos con cantos de pizarra y grauvaca en los escasos y pequeños coluviones identificados sobre el zócalo Rifeense.

En los dos últimos casos, estos derrubios sólo alcanzan unos pocos metros de espesor. En los dos primeros éste puede superar la decena de metros.

Con una edad que puede situarse en torno al límite Plio-Pleistoceno, se ha definido una tercera generación de glaciares G_3 (27), encajados bajo los glaciares G_2 correspondientes a la raña pliocena. Son depósitos con facies fluviales y también de abanico, constituidos por arcillas, limos y arenas con cantos cuarcíticos y colores rojizos, aunque menos intensos que los producidos por la rubefacción del Mioceno inferior. Presentan un espesor comprendido entre 0,5 y 3 m.

Depósitos equivalentes a los anteriores son los correspondientes a los glaciares de cuarta generación (28), encajados bajo aquéllos y con las mismas características litológicas y espesores análogos.

En torno al río Gargáligas existe un único nivel de terrazas (29) situado entre 18 y 20 m sobre la llanura de inundación actual que equivale a la cota más baja de los glaciares G_4 , por lo cual ambos depósitos corresponderán a la misma etapa de encajamiento de la red, aunque actualmente la incisión posterior ha desconectado entre sí los afloramientos correspondientes a ambas unidades geomorfológicas.

Estas terrazas aparecen como gravas y arenas con niveles limo-arcillosos, colores claros y un espesor de 2 a 3 m.

Los glaciares G_4 y estas terrazas son atribuidas al Pleistoceno medio-superior.

Unos depósitos con características híbridas: aluvial-coluvial (30), cubren una zona de relieve suavemente alomado y encajado bajo los glaciares G_3 . Son materiales limo-arcillosos con cantos cuarcíticos. Presentan un espesor variable siempre inferior a los 2 m. Por aparecer como un depósito resultante de la degradación de los glaciares G_3 , y que llega a enlazar con los cauces actuales, se le asigna una edad que abarca parte del Pleistoceno y el Holoceno.

Un conjunto de depósitos recientes, asignados al Holoceno, equivalen a diversas formas o unidades estrictamente relacionadas con la red hidrográfica actual:

- Glaciares actuales y conos de deyección (31).
- Llanuras de inundación (32).
- Aluviales de fondo de valle y lecho menor en llanuras de inundación (33).

Los primeros cubren suaves vertientes muy regularizadas con su base en los cauces actuales. Son depósitos limo-arcillosos, con cantos dispersos y con pequeño espesor.

Las llanuras de inundación del río Gargáligas son depósitos limo-arcillosos, muy fértiles con canales (lentejones) de gravas cuarcíticas. Su espesor puede alcanzar los 5 m.

Los fondos de valle son depósitos de mayor energía en los que predominan los componentes más gruesos, gravas y arenas, con espesores de unos pocos metros.

3. TECTÓNICA

3.1. ENCUADRE REGIONAL

El área de estudio se sitúa en el centro oriental del Domo Extremeño, gran antiformal jalonado por las sierras de Cuarcita Armoricana correspondientes a las Sierras de las Villuercas, Castuera, Cañaveral, etc. En relación al segmento hercínico correspondiente a la península ibérica, el Domo Extremeño queda comprendido dentro de la Zona Centroibérica, en el sentido de JULIVERT, *et al.* (1972), o bien en la subzona Lusooriental-Alcúdica, en el sentido de LOTZE (1945).

En esta Hoja, afloran materiales pertenecientes al Grupo Domo Extremeño, al Grupo Ibor-Navalpio y al ciclo paleozoico, lo que ha permitido establecer con claridad las relaciones entre ellos y concretamente las dos discordancias principales que los separan (Oretánica de SAN JOSÉ (1984) y Sárdica), a lo que contribuye los excelentes afloramientos que hay en la Hoja, especialmente en las orillas del Embalse de Orellana.

Todos ellos están deformados por varias fases de plegamiento con grandes fracturas asociadas. La esquistosidad principal, correspondiente a la primera fase hercínica, está generalizada en toda la Hoja, si bien es muy poco intensa en los sectores centrales y meridionales. El metamorfismo asociado está en los límites del anquimetamorfismo.

Deformaciones prehercínicas

Para abordar el análisis de las deformaciones prehercínicas hay que tratar, por un lado, la problemática referente a los conjuntos litoestratigráficos y a las discordancias que los limitan. Por otro, las estructuras, a todas las escalas, presentes en cada uno de ellos y que son claramente anteriores a la deformación de 1.ª fase hercínica.

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

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

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

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

En el ámbito de las Hojas del Proyecto se definen claramente dos discordancias. La más baja separa un conjunto inferior con un estilo estructural bien diferenciado en el que se identifican

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

En diversos trabajos anteriores y en especial en las distintas hojas geológicas (Plan MAGNA) ya realizadas, se ha venido planteando la problemática relativa a la asignación de dichos pliegues, bien al ciclo Cadomiense o bien a la deformación anterior al Ordovícico. Esta última viene siendo designada como Fase Sárdica, aunque DÍEZ 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, F. (1977) en Portugal OEN ING SOEN (1970); RIBEIRO (1974); CORREIRA (1994). En la primera localidad dichos pliegues aparecen con dirección NNO-SSE a N-S y fueron reapretados durante el plegamiento hercínico, presentando la misma geometría de los pliegues hercínicos, con flancos rectos y charnelas agudas. Sin embargo en Portugal los pliegues asignados a la deformación «sárdica» presentan la geometría de pliegues en caja («box folds»), con dirección NE-SO y por tanto aproximadamente ortogonal a los pliegues de 1.ª fase hercínica, considerando una etapa extensional para su origen.

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

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

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

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

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

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

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

Deformación hercínica

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

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

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

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

La 3.^a fase aparece como un plegamiento a todas las escalas con esquistosidad asociada y una dirección aproximadamente homoaxial con la primera, al menos en el Área de Salamanca. Hacia el Sur esta fase no ha sido identificada.

Por último, las estructuras de carácter dúctil-frágil, designadas en Salamanca como 4.^a fase de deformación con dirección de acortamiento E-O (DÍEZ BALDA, *op. cit.*), deben corresponder a lo que, en el sector meridional de la ZCI, se ha designado como 2.^a fase PALERO (1991) y LÓPEZ DÍAZ (1992 y 1993), describiéndose como una etapa de cizallamiento frágil, con nume-

rosas fallas transcurrentes senestras, con dirección NO-SE a E-O y diversas mineralizaciones asociadas.

En este Proyecto se ha caracterizado una 3.^a fase de dirección N160°E.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La mayor parte de la Hoja aparece ocupada por materiales anteordovícicos de edad Rifeense, con diversos sinclinatorios de series Véndicas, alojados tectónicamente a lo largo de cizallas senestras, con dirección NO-SE, a los que acompañan materiales paleozoicos (Figura 3.1).

Los materiales rifeenses aparecen estructurados según un suave plegamiento prehercínico, que es anterior al Véndico Superior, edad de los materiales que lo fosilizan. Básicamente se detecta un anticlinal al Oeste de Talarrubias y dos sinclinales en los extremos nororiental y suroriental, naturalmente deformados por las fases hercínicas posteriores.

En el extremo NE de la Hoja aflora una serie monoclinal rifeense con techo hacia el NE bajo el flanco meridional del sinclinal de Herrera. En el sector suroccidental se sitúa la compleja estructura de la Sierra de Pela.

En conjunto, pueden definirse dos dominios principales en función de la dirección dominante de la 1.^a fase (Figura 3.2). Un dominio A localizado al Norte con direcciones próximas a la E-O y otro más extenso (B) para el resto de la Hoja con direcciones NO-SE y un menor desarrollo de S₁ por comparación con el anterior.

Una de las características de esta Hoja es la existencia de amplios sectores en el anteordovícico con un escaso desarrollo de la esquistosidad de 1.^a fase.

Tres grandes bandas de cizallamiento senestro, con dirección NO-SE cruzan la mitad meridional de la Hoja hasta quedar enterradas por la cobertera terciaria y cuaternaria del borde meridional de la Cuenca del Guadiana.

En relación con ellas han quedado alojados y preservados de la erosión los materiales vándicos de las Sierras del Integral, la Zarzuela y de la Casa de Cogolludos, así como las series vándicas y ordovícicas del Olivaron-Sierra de Pela.

3.3. ETAPAS DE DEFORMACIÓN

En el entorno regional pueden reconocerse hasta cuatro fases de deformación: una presumiblemente vándica, otra sárdica y dos hercínicas. El ciclo hercínico finaliza con una etapa de fracturación generalizada.

Pese a que en el área correspondiente a esta Hoja sólo se han identificado dos fases hercínicas, la primera de plegamiento sinesquistoso y la segunda de cizallas verticales, crenulación y pliegues muy localizados, esta última será designada como tercera en virtud de las

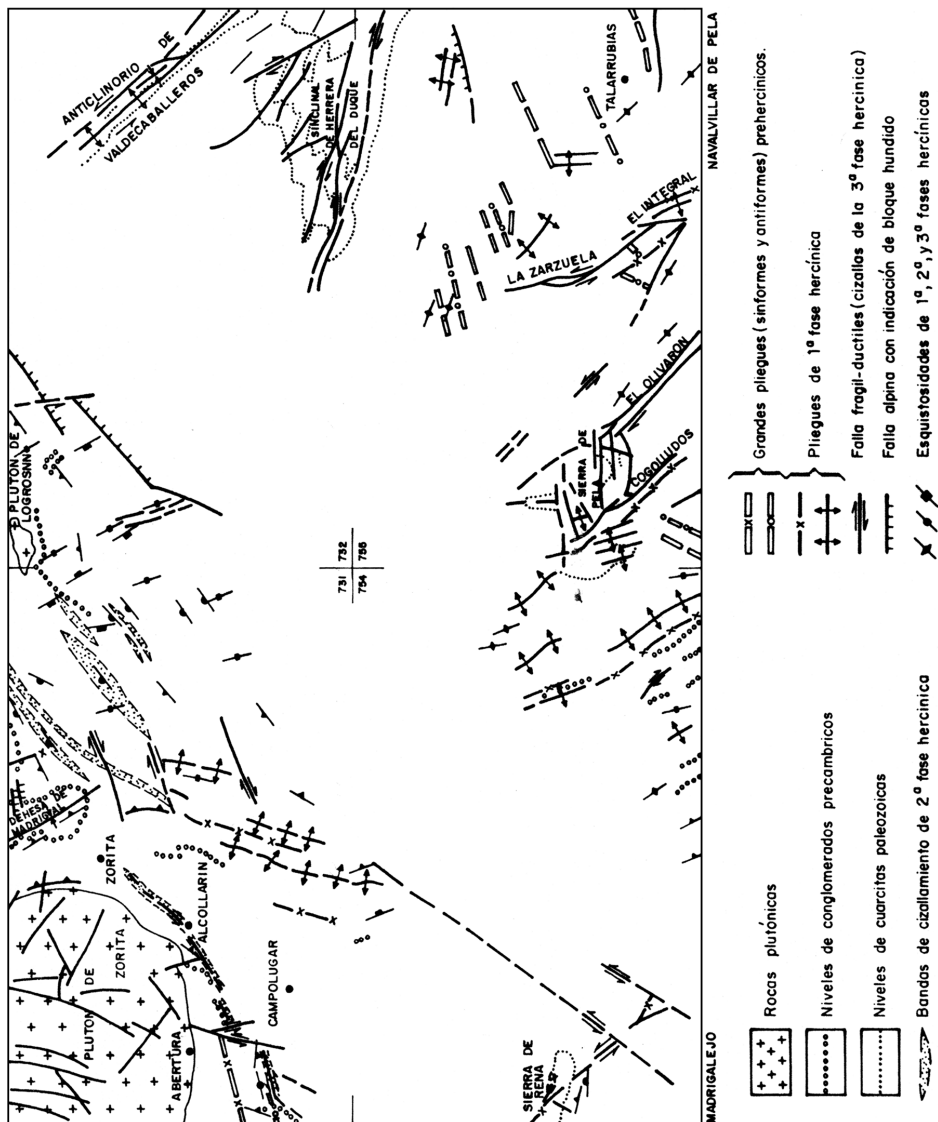


Figura 3.1. Esquema tectónico de las Hojas n.ºs 731, 732, 754 y 755.

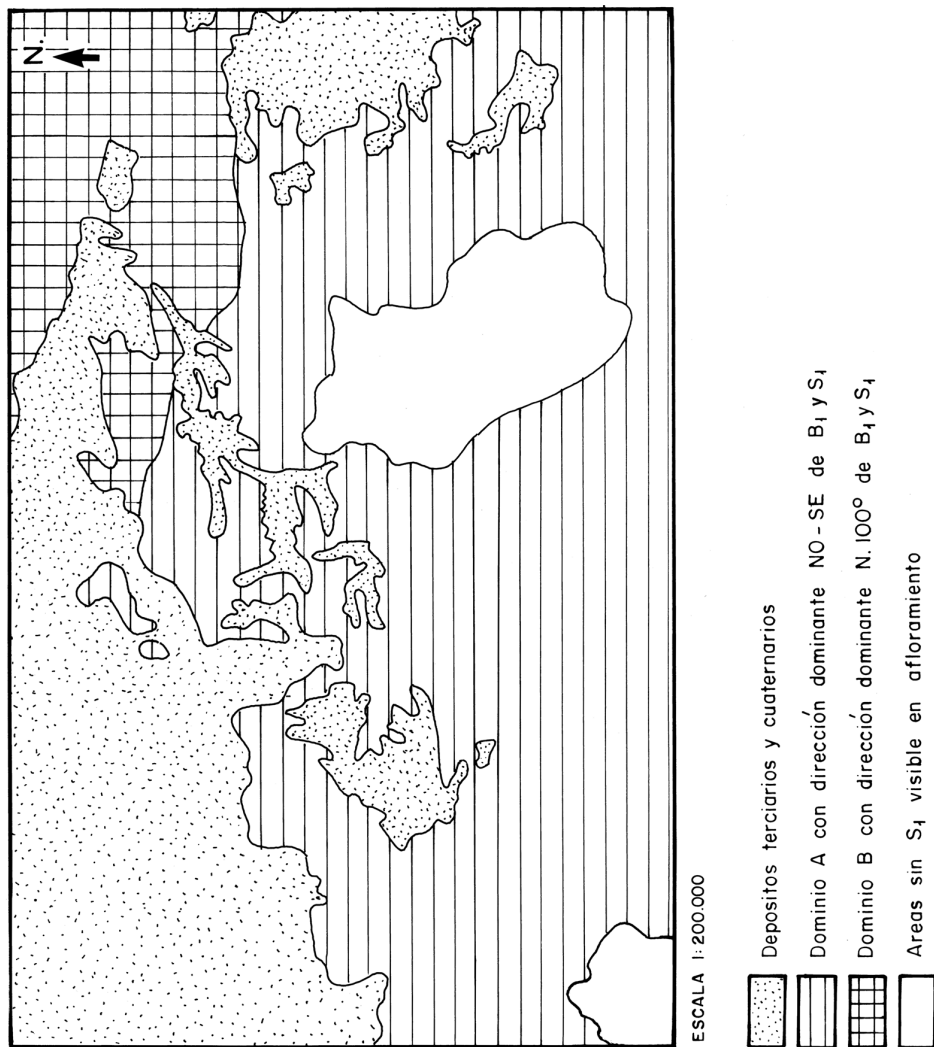


Figura 3.2. Desarrollo de la esquistosidad S_1 .

observaciones realizadas en las hojas contiguas y situadas al Norte: Zorita (731) y Valdeca-
balleros (732).

Los movimientos alpinos se producen a favor de fracturas preexistentes, alguna de las cuales
presentan actividad neotectónica.

3.3.1. Deformaciones prehercínicas

La Hoja de Navalvillar de Pela constituye un buen entorno para la observación de la deforma-
ción prehercínica, lo cual es una consecuencia de la débil deformación asociada a la primera
y principal fase hercínica.

La deformación intraprecámbrica (Oretánica) está bien representada y caracterizada en esta
Hoja. Se trata de una fase de plegamiento generalizado, con pliegues suaves, sin esquistosidad,
de gran amplitud y largos flancos, seguida de una etapa erosiva. Los diques de compo-
sición ácida (3) que sólo intruyen en materiales prevéndicos junto a la disposición de las cuen-
cas Véndicas en cubetas, apuntan a la posibilidad de una etapa de creación de cuenca de
edad Véndico Medio-Superior. En los afloramientos de la Unidad Inferior del Grupo Ibor, en la
Sierra de la Zarzuela, se observan pliegues de dirección N20°-90°E, sinsedimentarios atribui-
bles a la etapa de creación de cuenca anteriormente aludida.

Los pliegues se observan a escala kilométrica y hectométrica, y especialmente es relevante la
importancia estructural de la discordancia de la base del Véndico.

La discusión sobre la existencia de una discordancia precámbrica está expuesta con claridad
en el trabajo de PALERO, F. J. (1993), que describe los hallazgos históricos y los argumentos de
los diferentes autores. Este autor llega a la conclusión de que la discordancia angular es evi-
dente mediante un análisis estructural de detalle, que se basa en la disposición de la lineari-
dad de intersección entre la S_1 hercínica y la S_0 de los materiales precámbricos.

Sugiere además, que la causa que ha inducido a confusión en los autores, que negaban esta
discordancia, es el tramo inferior del conjunto superior precámbrico (Grupo Ibor-Navalpino),
ya que la base de la discordancia no se encuentra en el muro de los paquetes de conglome-
rados que más resaltan, sino unos metros más abajo en la serie, que realmente comienza con
cuarcitas y facies heterolíticas.

Se ha recogido aquí esta apreciación, ya que en esta Hoja, como se ha expuesto en el capítu-
lo de Estratigrafía, la serie superior comienza con un tramo de pizarras gris-verde-rojizo, con
clastos y olistolitos de materiales del conjunto inferior, y niveles de conglomerados.

Este tramo suele inducir a error en el campo, ya que, con frecuencia, la proporción de mate-
riales infrayacentes es mayor que los sedimentos del conjunto superior, confundiendo en
campo con las «facies desorganizadas» frecuentes en el Grupo Domo Extremeño.

El plano de la discordancia basal es muy irregular, pero en todos los afloramientos de esta Hoja
se ha comprobado que, en la base, hay una discordancia angular, frecuentemente acompaña-
da de tramos decimétricos de conglomerados y/o de paleosuelos fuertemente alterados.

En la Figura 3.1. se han representado diversos ejes de suaves pliegues con anchura kilométrica. En las inmediaciones de las cizallas verticales de la 3.^a fase hercínica dichos pliegues presentan una dirección NNE-SSO, mientras que los situados en el sector nororiental muestran una dirección OSO-ENE. Paralelamente los primeros son más apretados y en el caso de los situados junto a la cizalla de El Risquillo, dichos pliegues presentan una longitud de onda hectométrica.

En este mismo sector, y a unos 300 m al NO de la Casa de la Calera, se ha identificado en los mismos tramos vándicos, una charnela anticlinal prehercínica, con dirección N10°E, pero cuyo extremo norte aparece con geometría cónica al haber sido reapretado y reorientado por el plegamiento de 1.^a fase hercínica hasta adquirir una dirección N150°E.

Salvo en el extremo suroccidental de la Hoja, donde no se ha desarrollado la esquistosidad S_1 , en el resto del área dichos pliegues son atravesados por la esquistosidad de 1.^a fase hercínica. Sus zonas de charnela, 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.^a fase hercínica.

Al SE de Navalvillar de Pela se observa que el plegamiento hercínico ha dado lugar a una franja de 1 km de largo y 200 m de anchura, con un plegamiento intenso de la S_0 , con pliegues métricos de ejes verticales y linealidad de intersección entre la S_1 hercínica y la S_0 rifeense también verticales. Esta estructuración se puede explicar como un flanco verticalizado paralelo al eje de máxima compresión de la fase hercínica. La dirección original sería N30°E, buzando 70°-80° al SE.

En la orilla del Embalse de la Serena y al SE de Talarrubias, se observa un tramo con disposición «facing down», sin que se observe la evolución lateral de la estructura.

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 vándica. La situación sería similar a la descrita por PALERO (1993) en el anticlinal de Alcudia, donde según este autor la deformación prehercínica también es prevándico superior.

3.3.2. Deformación hercínica

La estructuración principal del ciclo hercínico se alcanzó a través de una primera fase sinquistosa seguida de otra etapa de cizallas verticales. No obstante, y dado que en las Hojas situadas al Norte, entre estas dos fases se sitúa otra intermedia, esta etapa de cizallas verticales será designada como 3.^a fase.

Primera Fase

Con ella se produjo plegamiento a todas las escalas, con esquistosidad asociada. Predominan los pliegues a escala kilométrica y hectométrica. De formas simétricas y pliegues abiertos,

variando entre las clases 1B y 1C de RAMSAY (1967). Formadas por «buckling», con mecanismos de formación tipo «flexural slip» seguido de aplastamiento en los paquetes de «multilayers».

El plegamiento de esta fase aparece más desarrollado en el ángulo nororiental de la Hoja, donde se sitúan parte de las series paleozoicas del sinclinal de Herrera del Duque y los tramos altos de la serie Precámbrica. En este sector la deformación prehercínica ha conservado la estratificación horizontal (Figura 3.1), dado que las lineaciones de intersección L_{0-1} y los ejes de los pliegues aparecen en posición subhorizontal. A lo largo de los taludes excavados para la construcción del canal de las Dehesas, así como en el cauce del río Guadiana, pueden identificarse diversos pliegues hectométricos con flancos rectos y charnelas bastante agudas, con una vergencia dirigida hacia el Norte. Los flancos invertidos presentan un buzamiento de 70° a 80° al Sur. En el Ayo. Solanillas los bancos conglomeráticos del Precámbrico superior aparecen fuertemente volcados hacia el Norte. Entre los delgados niveles pelíticos intercalados, se llegó a generar una esquistosidad por flexión y deslizamiento entre capas, ya que por buzarse más que las capas invertidas no puede corresponder a la esquistosidad regional (Figura 3.3.).

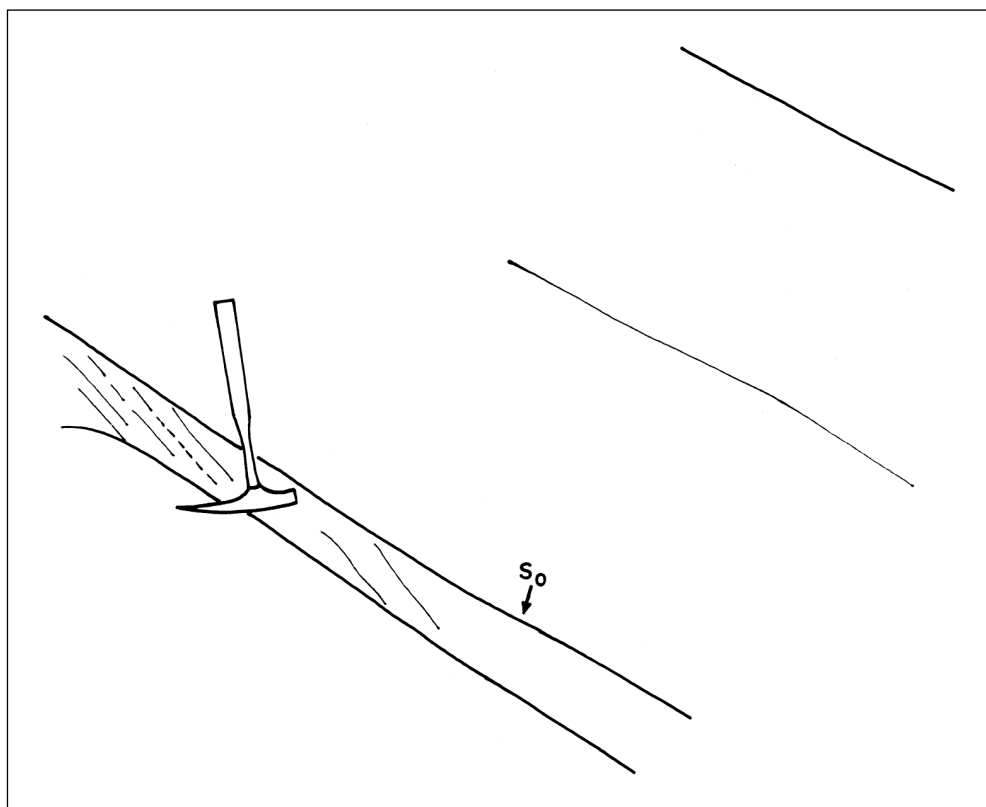


Figura 3.3.

En el resto de la Hoja los pliegues de 1.^a fase muestran frecuentes geometrías cónicas, con inversiones variables de sus ejes debido a la inclinación previa de las capas, tal como se ha mencionado más arriba.

En el sector suroccidental de la Hoja los grandes pliegues de esta fase se encuentran muy trastocados por las cizallas posteriores. Especialmente en la Sierra de Pela, donde dichos pliegues, con una dirección dominante N-S aparecen con trazado discontinuo entre los numerosos bloques delimitados por fracturas.

Al igual que el plegamiento, la esquistosidad S_1 aparece más desarrollada en el sector nororiental, donde aparece como un «slaty cleavage» producido por la orientación preferente de los filosilicatos en los niveles pizarrosos. Sin embargo, en los niveles competentes sólo aparece como una esquistosidad grosera y espaciada.

En el resto de la Hoja presenta un desarrollo menor especialmente en dos áreas. Una se sitúa al Oeste de Talarrubias en el núcleo anticlinal prevéndice y la otra en el ángulo suroccidental de la Hoja.

Se da la circunstancia de que en ambos sectores afloran tramos de la serie precámbrica de carácter masivo de forma que la ausencia o el desarrollo muy incipiente de la esquistosidad en estas litologías puede estar condicionado por los siguientes factores:

- Naturaleza homogénea e isótropa de estos materiales que impide el proceso de flexión-deslizamiento que suele participar en la génesis de esquistosidad en tramos pelíticos.
- Mayor competencia derivada de la mezcla de distintas litologías.
- Mayor competencia derivada de una pérdida de agua durante la desorganización (tectosedimentaria, gravitacional, etc.) de estos materiales, dado que en la génesis de la esquistosidad regional se produce una pérdida de agua que facilita y participa en dicho proceso.

En cualquier caso tanto en esta Hoja como en la situada al Oeste de la misma (Madrigalejo, 754), se observa una estrecha relación entre áreas con facies masivas y áreas con escaso desarrollo de la esquistosidad S_1 .

Segunda Fase

Esta etapa de deformación, que corresponde esencialmente a numerosas bandas de cizallamiento desarrolladas en las Hojas de Zorita y Valdecaballeros, de direcciones N60E no ha sido registrada dentro de esta Hoja.

Tercera Fase

En la mitad suroccidental de esta Hoja, esta fase ha alterado de forma importante la estructuración previa debida al plegamiento de primera fase.

Durante ella actuaron diversas cizallas verticales con direcciones N160° a N130° en el caso de los accidentes principales y E-O en las fallas en pluma asociadas a las anteriores.

De Oeste a Este se localizan tres cizallas de 1.^{er} orden:

- Casa de Cogolludos.
- El Olivarón.
- Sierras del Integral y La Zarzuela.

La primera jalona el borde occidental del sinclinal con el mismo nombre, de materiales vendicos, donde produce una desaparición progresiva de sus tramos basales, hasta cortar hacia el NO la discordancia y los tramos basales del Ordovícico de la Sierra de Pela. Una rama lateral de este accidente se une con la falla en pluma de la Sierra de Pela, que a su vez enlaza con la siguiente banda de cizallamiento.

La Cizalla del Olivarón es la más importante de todas, ya que puede prolongarse desde su enterramiento bajo los depósitos de la Cuenca del Guadiana hasta las inmediaciones de Hinojosa del Duque, situado fuera de la Hoja. Presenta una dirección NO-SE en su extremo N y ONO-ESE en dicha localidad.

Actúa como límite oriental de la estructura de la Sierra de Pela y hacia el Sur aparece como una banda de unos 400 a 100 m de anchura con diversos duplex verticales constituidos por distintos tramos de las series vendica y ordovícica. El límite oriental de dicha banda aparece jalonado por un importante dique de cuarzo con brechificación variable.

En el paraje del Olivarón presenta, al mismo lado, diversas fallas menores y diques de cuarzo con dirección N100° a 110°E y que presentan en parte el carácter de grietas tensionales, aunque también muestran desplazamientos en la horizontal senestros compatibles con los de la estructura principal (Figura 3.4).

La fractura que limita esta banda por el Oeste, al alcanzar la Sierra de Pela, gira hasta adquirir una dirección N70°E, para girar nuevamente hasta la dirección N140°E y unirse a la rama más oriental de la cizalla de Cogolludo. A lo largo de este recorrido aparece jalonada de diques de cuarzo con notable espesor, y lentejones de cataclasitas, especialmente en su trazado nororiental. Se trata de rocas de falla muy silicificadas, con varias generaciones de cuarzo, que se desarrollan generalmente sobre protolitos de niveles cuarcíticos, difíciles de reconocer en su origen.

Hacia el Norte de esta rama, que marca el límite meridional de la estructura correspondiente a la Sierra de Pela oriental, se desarrollan diversas fallas, con dirección E-O, que compartimentan dicha estructura en diversos bloques. Una de estas fallas ha podido ser observada en el collado situado entre Cerro del Bravo y Repica, donde aflora una zona de falla de unos 15 m de anchura, que afecta a los tramos basales de Cuarcita Armoricana. En ella se pueden observar (Figura 3.5) algunos pliegues de arrastre, y superficies R₁ y R₂ conformes con un movimiento horizontal senestro.

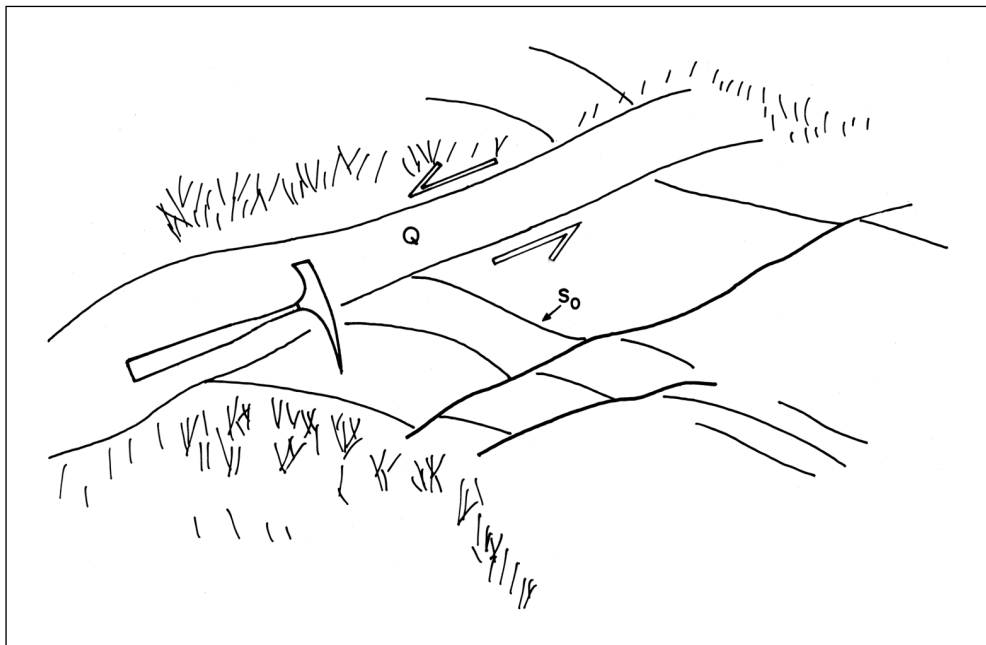


Figura 3.4.

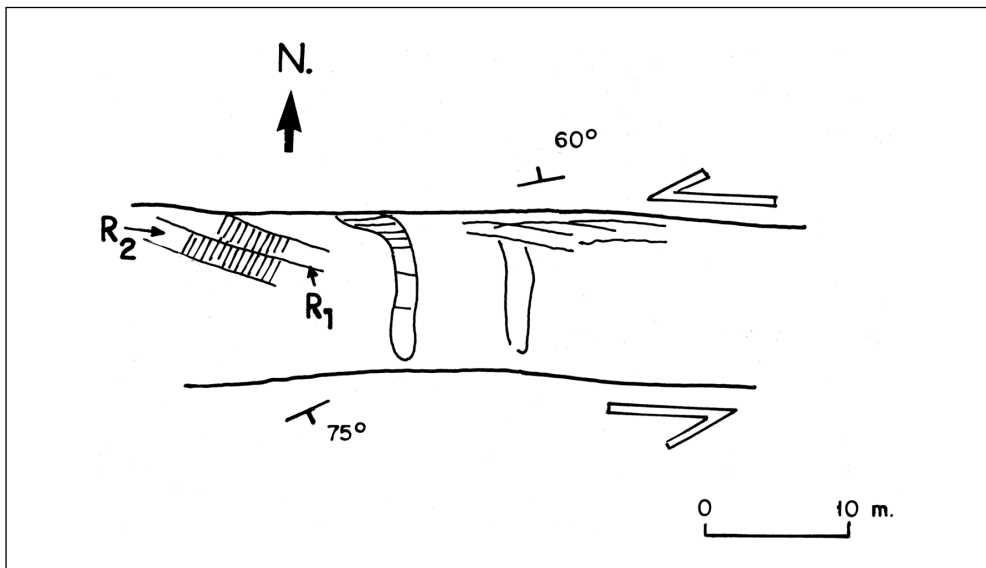


Figura 3.5.

En torno al sinclinal de la Sierra de la Zarzuela se han identificado otras dos estructuras de cizallas senestras. La más importante se sitúa entre dicho sinclinal y el de la Sierra del Integral. Se trata de otra banda de cizallamiento senestro con una anchura que oscila entre 50 y 100 m y cuyas rocas de fallas presentan numerosos pliegues asimétricos y esquistosidad de crenulación en los materiales pelíticos y grietas de tensión, todas estas estructuras conformes con una cizalla senestra. Por el Sur, en el Peñón del Morrón esta cizalla se une con otra menos importante y peor definida, con dirección N130°E, que podría prolongarse hasta las inmediaciones de Navalvillar de Pela.

Las meso y microestructuras ligadas a la cizalla del Integral-La Zarzuela varían a lo largo de su trazado, en su extremo septentrional es una fractura con una brecha métrica y venas de cuarzo, sin embargo en las orillas del Embalse de Orellana desarrolla una zona de unos 100 m de intensa cizalla senestra, con microplegamiento, superficies «S» y «Sc», N140°E, 60°SO y 170°E-80°SO, cataclasis en los materiales afectados, y desarrollo de abundantes vetas de cuarzo centimétricas de dirección E-W subverticales que representan superficies tensionales conformes con una cizalla senestra de dirección N160°E.

En diversos puntos del tercio suroccidental de la Hoja se han podido identificar otras cizallas de menor entidad pero con las mismas características que las anteriores, en relación a su sentido de movimiento, relleno de cuarzo, micro y mesoestructuras frágiles y dúctiles.

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.

Algunas de estas fracturas con cuarzo, como las situadas entre las cizallas de El Cogolludo y de El Olivaron, presentan estrías de recristalización subverticales indicando también una componente de movimiento normal, también compatible con la dirección de acortamiento máximo.

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 contrarios, lo que indica que estos planos han rejugado en varios episodios superpuestos, probablemente incluso en etapas tardihercínicas.

En este contexto toda la estructura correspondiente a la Sierra de Pela, en la que los pliegues de 1.^a fase han quedado totalmente compartimentados y tectónicamente alojados entre fracturas, puede corresponder a un graben desarrollado en la terminación septentrional de la cizalla senestra de 3.^a fase del Olivaron (Fig. 3.6a).

Otro modelo estructural alternativo, conforme con la deformación observada, consideraría a la Sierra de Pela como un «jog» extensional provocado por un relevo izquierdo en la cizalla senestra del Olivaron (Figura 3.6b).

En este contexto estructural, la Sierra de Pela está configurada como un «graben» por la 3.^a fase hercínica, no obstante, las fracturas que actualmente se observan, indican un sistema de cabalgamientos con vergencia Sur, lo que implica que en la estructuración final de la Sierra se ha producido una reactivación de las fracturas previas con cinemáticas opuestas, en un mode-

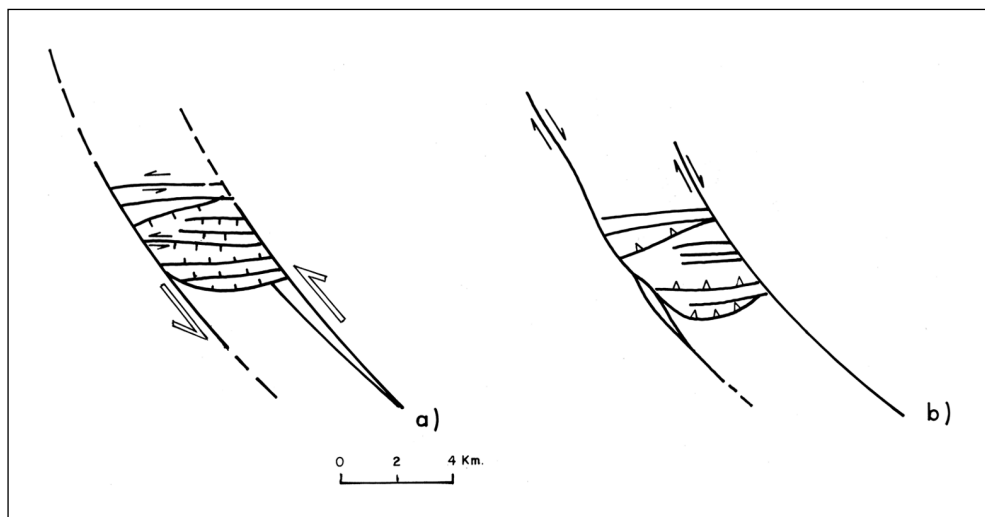


Figura 3.6.

lo de «jog» compresivo que se produce por el mismo relevo izquierdo de la cizalla del Olivarón pero con sentido de movimiento dextral. Esta cinemática dextral se relaciona con la 4.^a fase hercínica según se ha establecido regionalmente.

En relación con esta 3.^a fase también hay que mencionar la existencia de una esquistosidad localizada en los ángulos SO y NE de la Hoja, junto con diversos pliegues abiertos con anchura métrica, que doblan S_0 y S_1 en la primera localidad. Dichas estructuras presentan una dirección N-S compatible, por tanto, con la dirección de acortamiento (E-O) de la tercera fase.

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 senestras hercínicas se adapten al sistema de fracturación que condicionó la creación de las cuencas véndicas.

Análisis estadístico de las estructuras planares

En la Figura 3.7. se han reunido los diagramas de densidad de polos de S_0 y S_1 , proyectados separadamente en los dominios A y B de la Figura 3.2.

En el dominio A (ángulo NE de la Hoja), los polos de S_0 se concentran de forma acorde con pliegues de dirección N90° a 110°E, cuyos flancos septentrionales aparecen más verticalizados que los meridionales (mayor dispersión hacia el centro del diagrama desde el lado Norte). Esto equivale a una débil vergencia hacia el N, que viene corroborada por las observaciones sobre el terreno y por la distribución de los polos de S_1 en el segundo diagrama de este mismo dominio.

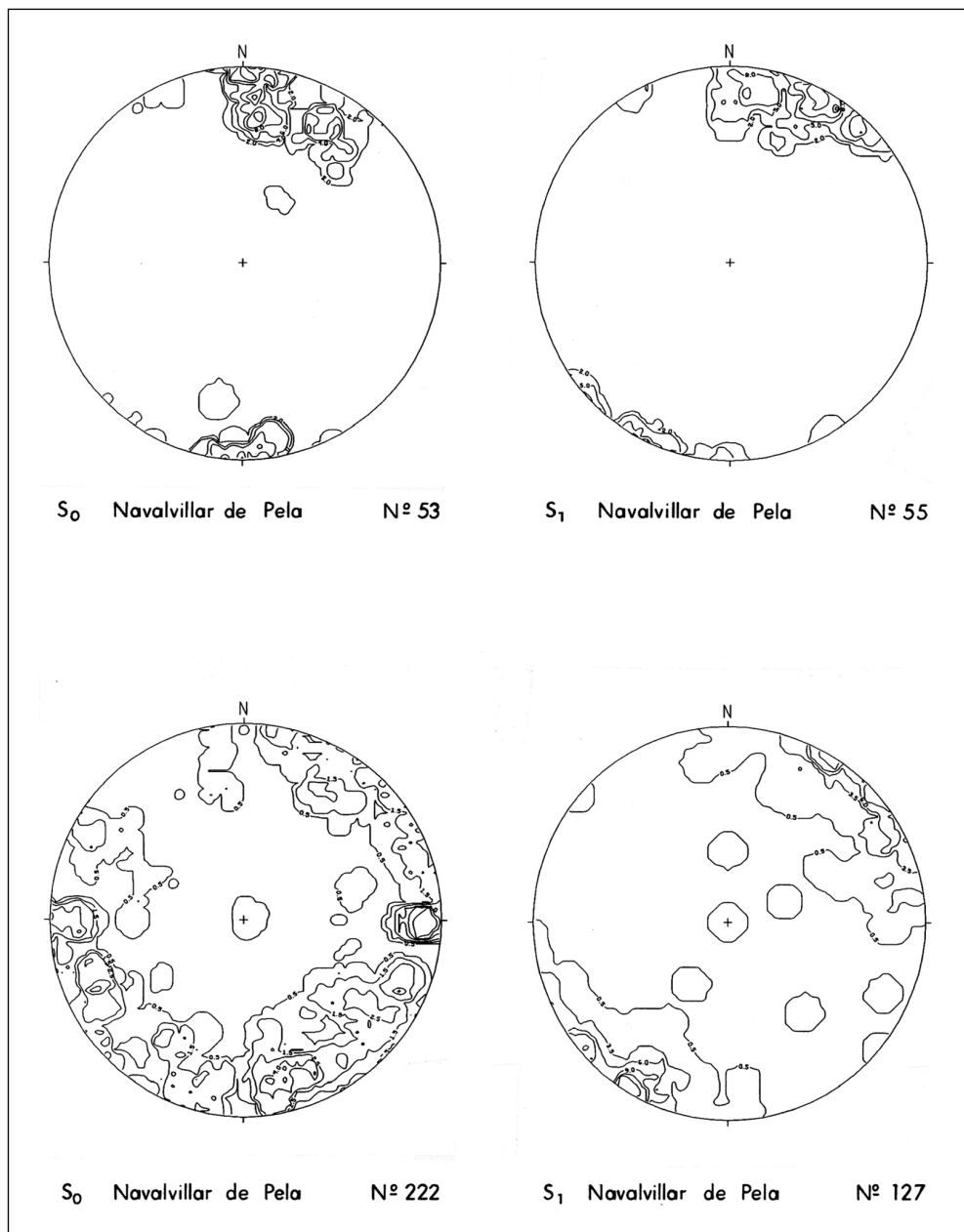


Figura 3.7.

En el dominio B, que ocupa la mayor parte de la Hoja, los polos S_0 muestran una dispersión casi completa, cubriendo la periferia del diagrama evidenciando la interferencia de plegamiento entre las etapas prehercínicas y la 1.^a fase hercínica.

Por el contrario, los polos de S_1 , en este mismo dominio, aparecen con concentraciones equivalentes en los cuadrantes NE y SO, lo que equivale a una dirección para esta estructura NE-SO y a una vergencia poco definida.

En conjunto, las proyecciones de polos confirman las observaciones realizadas anteriormente y basadas en las macro y mesoestructuras cartografiables.

Fracturación tardihercínica

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: N20° a 40°E, N140° a 160°E y N60° a 80°E. Sobre las capas cuarcíticas del flanco meridional del Sinclinal de Herrera, las dos primeras aparecen como un sistema conjugado según una dirección de acortamiento N-S. Esta etapa de fracturación reactivó algunas de las cizallas y fallas asociadas de la tercera fase, de forma que las fallas con dirección NO-SE rejugaron como fallas dextrales y las fallas E-O pudieron ser reactivadas como fallas inversas. En el caso de la Sierra de Pela (Figura 3.6b) dicho rejuego pudo provocar un cierto apilamiento de los bloques que integran la Sierra de Pela oriental, así como el trazado arqueado de la cizalla más meridional que limita dicha estructura. Como se ha descrito anteriormente, estas estructuras son las cizallas senestras de la 3.^a fase hercínica que han sido activadas durante la fracturación tardihercínica.

La última familia de fracturas también afecta a las cizallas anteriores, cortándolas con desplazamientos en la horizontal senestros de escasa cuantía.

3.3.3. Movimientos alpinos

Salvo la estructura con actividad neotectónica que se describe en el apartado siguiente, no se han detectado otras fallas con actividad alpina. No obstante hay que señalar como la superficie fundamental de este sector descende progresivamente hacia el NO, de forma que en el ángulo noroccidental de la Hoja queda cubierta progresivamente por los sedimentos terciarios. Este descenso se produce desde la cota 450 m a la cota 300 m correspondiente a la del zócalo en las inmediaciones de Navalvillar de Pela.

En suma, se trata de un basculamiento general y dirigido hacia el Norte, hasta alcanzar las fallas del borde de la Cuenca del Guadiana en las hojas situadas al NO de la zona de estudio. Por ello, la Hoja de Navalvillar corresponde al borde atectónico de la cuenca «semigraben» del Guadiana en el que se han debido producir pocos escalones durante la evolución alpina.

3.4. NEOTECTÓNICA Y SISMOTECTÓNICA

3.4.1. Metodología. Rasgos generales

Para poder evaluar la actividad neotectónica del área de estudio se toman como referencia las cotas correspondientes al techo del piedemonte más extenso (raña ocre), así como el nivel correspondiente a la superficie fundamental degradada y exhumada bajo el glacis anterior.

Para ello, en el Mapa Neotectónico a escala 1:50.000 se han trazado las isohipsas correspondientes a ambos niveles de referencia considerando una equidistancia de 20 m.

Junto con los sectores más altos de la superficie fundamental se han integrado los planos inclinados o rampas de encajamiento que descienden hacia el río Guadiana.

Por otro lado se han representado alineaciones geomorfológicas lineales, que normalmente suelen corresponder a tramos largos de cursos fluviales con desarrollo recto.

3.4.2. Accidentes neotectónicos

En el ángulo nororiental de la Hoja se ha identificado un importante accidente neotectónico. Se trata de una falla normal (aunque se desconoce su posible componente direccional), con dirección E-O a N60°E, ya que presenta una traza cartográfica arqueada. Dicha falla hunde el bloque Norte con un salto vertical de unos 20 m. Dicho valor ha podido ser estimado mediante la prolongación, hasta la traza de la falla, del techo del piedemonte que desciende desde la base de los relieves cuarcíticos del sinclinal de Herrera del Duque, el cual es equivalente al glacis con la misma edad que desciende desde la zona de Talarrubias.

Esta estructura ha podido jugar anteriormente a la génesis de la raña pliocena y presenta un salto en la vertical acumulado mayor que el mencionado más arriba.

Sobre el terreno esta falla presenta numerosos manantiales e incluso escarpes de falla que cortan laderas de los interfluvios situados entre los cauces que descienden perpendicularmente a esta estructura. Por ello, podría tratarse de una falla activa no sólo con posterioridad al techo de la raña ocre (Plio-pleistoceno) sino en tiempos recientes. No obstante no existe ningún registro instrumental o histórico que sitúe ningún hipocentro en esta comarca.

No lejos de este accidente (2 km al Sur) se ha identificado una deformación por colapsamiento (pliegue con forma de lazo) que afecta al nivel de gravas que cubren y culminan las series arcillosas (series ocre) del Mio-plioceno. Dicha deformación puede tener el significado de una paleosismita.

3.4.3. Anomalías geomorfológicas y anomalías gravimétricas

En continuidad con el accidente anterior, el cauce del río Guadiana se prolonga según una anomalía geomorfológica lineal con dirección NE-SO. A ambos lados de la misma las isohipsas correspondientes a las rampas de encajamiento aparecen una veintena de metros más altas en el margen meridional que en el septentrional. Dicha disposición podría corres-

ponder a un posible desnivel tectónico en torno a la prolongación hacia el SO de la falla anterior.

Otras anomalías geomorfológicas con la misma dirección y que coinciden con segmentos rectilíneos de los cauces del río Gargáligas y otros tributarios, podrían ser un reflejo de fracturas del zócalo con actividad reciente, aunque dichas circunstancias no pueden ser constadas.

3.4.4. Sismicidad

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

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

Según CARVAJAL, *et al.* (1992) en su investigación realizada sobre la intensidad máxima alcanzada en el Macizo Hespérico (Figura 3.8), esta Hoja se encuadraría en la zona donde la intensidad máxima sentida alcanza un valor de grado VI (escala MSK), reflejo de la actividad sísmica de las zonas de Sevilla al Sur y Lisboa al Oeste.

3.4.5. Sismotectónica

En base al análisis comparativo de datos sísmicos, geológicos y geofísicos, CARVAJAL, *et al.* (*op. cit.*) realizan una zonación sismotectónica del Macizo Hespérico, en la cual definen doce zonas con características sismotectónicas propias (Figura 3.9).

Según esta subdivisión, esta Hoja se sitúa en la Zona Centroibérica Meridional.

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

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

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

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

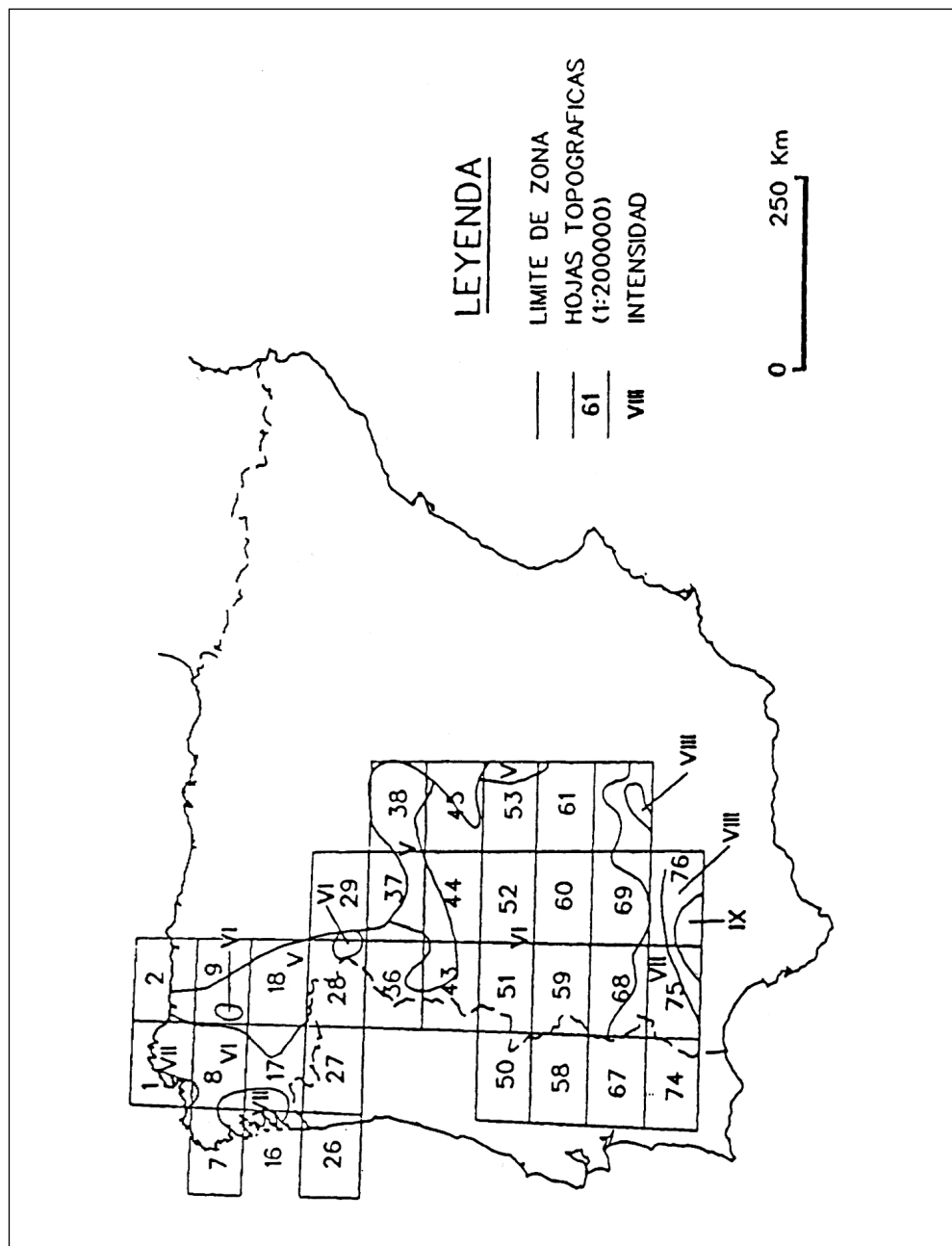


Figura 3.8.

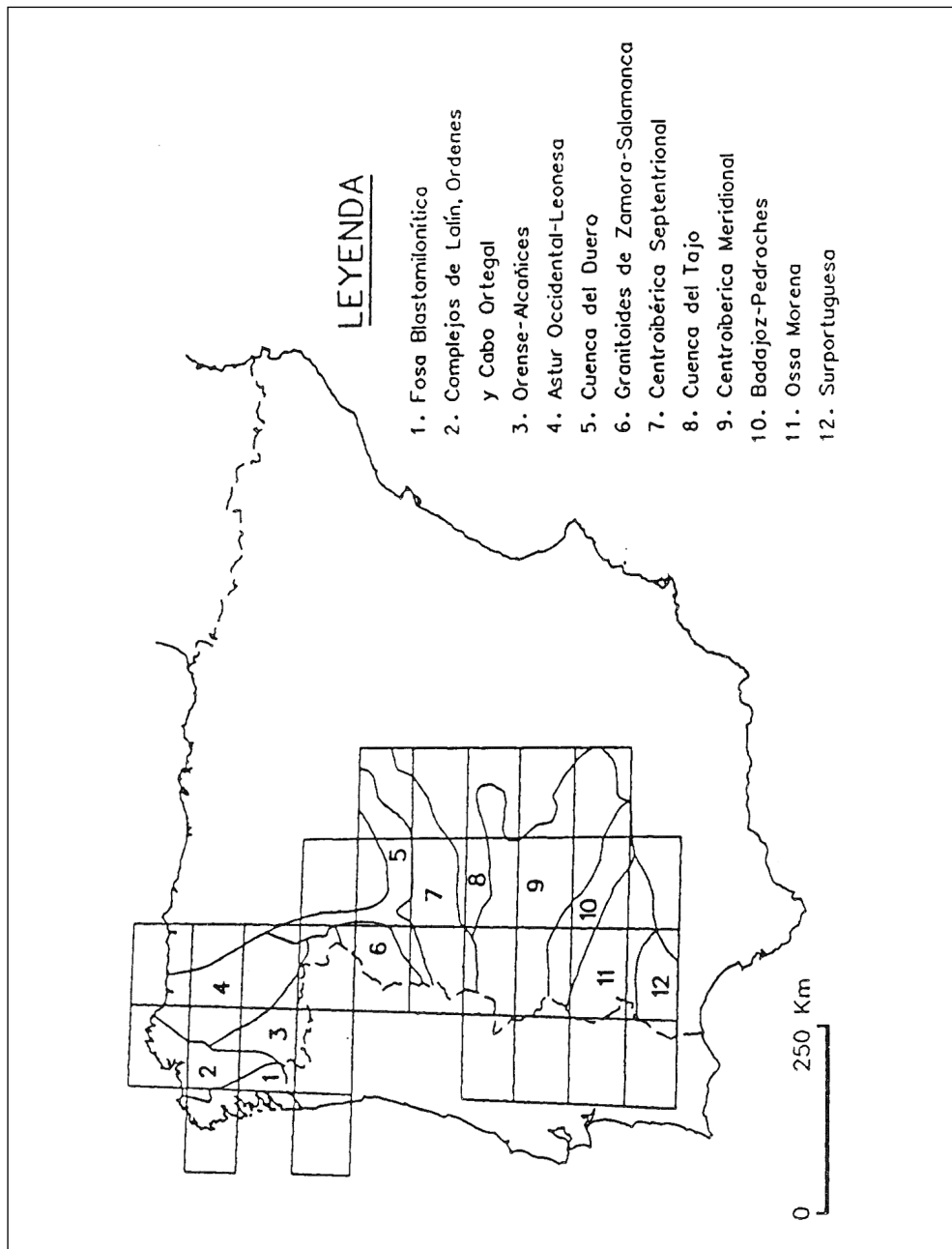


Figura 3.9.

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

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

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

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

4. PETROLOGÍA

Las manifestaciones ígneas son muy escasas en esta Hoja. Aparecen coladas básicas interestratificadas en la Fm. Areniscas de Estomiza y Fm. Orellana, varios diques aplíticos en el centro de la Hoja, plegados por la 1.^a fase hercínica, y un dique de rocas básicas tardi-posthercínico, al SE de Casas de D. Pedro.

A este grupo de rocas hay que añadir los filones de cuarzo ligados a las superficies de cizalla más importantes.

4.1. COLADAS BÁSICAS 5 (V) Y 6 (V)

Las coladas básicas intercaladas en las facies de la Fm. Estomiza y la Fm. Orellana son frecuentes, aunque nunca llegan a tener dimensiones cartografiables a esta escala. En la Hoja se han diferenciado algunos niveles con más presencia de estas coladas.

Se trata de cuerpos de vulcanitas básicas que lateralmente pasan a rocas vulcanosedimentarias, cuya fracción lítica proviene principalmente del desmantelamiento de estas vulcanitas. En algún caso se observa débil metamorfismo térmico en los sedimentos sobre los que se apoyan.

Las estructuras primarias más frecuentes son «pillows lavas», observándose en algún caso (orilla derecha del Embalse de Orellana) el aparato volcánico inicial.

La esquistosidad de la 1.^a fase hercínica las afecta, sobre todo a los bordes, conservándose únicamente la roca original en el centro de los cuerpos más potentes.

Se trata de rocas constituidas por plagioclasa, biotita, clinoanfíbol y opacos. La roca tiene textura traquítica, porfídica, marcada por fenocristales de plagioclasa, y en menor proporción por clinoanfíbol.

La plagioclasa presenta procesos de alteración (saussuritización) con formación de zoisita-clinozoisita, epidota, carbonatos y sericita, lo cual nos puede indicar una composición muy rica en componente anortítico. El clinoanfíbol se encuentra retrogradado en casi su totalidad a clorita, al igual que la biotita. Los minerales opacos son muy abundantes, tienen hábito subhedral.

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

La roca se puede clasificar como un basalto, con fuertes procesos de alteración.

4.2. DIQUES DE APLITAS (1)

Aparecen intruyendo los materiales del Rifeense Superior-Véndico Inferior. Se trata de diques de espesores plurimétricos y corridas kilométricas de colores blanquecinos con matriz y blastos cuarzo feldespáticos. Cortan los materiales de la Fm. Estomiza, y están plegados por la primera fase hercínica, cuya esquistosidad los afecta.

Se trata de rocas de tamaño de grano fino, con textura equigranular y alotriomorfa. Están compuestas por una mesostasis de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y sericita-morcovita; acompañados de accesorios como circón y opacos.

4.3. DIQUES DE CUARZO (2)

En esta Hoja los diques de cuarzo, cartografiados, están ligados a las zonas de cizalla, que se describen en el capítulo de Tectónica. Son diques de espesores métricos, irregulares y corridas de centenares de metros. Son rellenos silíceos de las grietas tensionales generadas en bandas de cizalla. Se trata de cuarzós lechosos con bordes netos y sin estructuras internas. Localmente están tectonizados con reajuegos tardíos de la fractura.

4.4. DIQUES DE ROCAS BÁSICAS (3)

En este apartado se describen los diques de rocas básicas que cortan a todos los materiales anteriores al Terciario. Son diques de dimensiones métricas y morfología irregular de rocas

microgranudas de tendencia porfídica y color verde oscuro. Aparecen como relleno de las fracturas tardihercínicas de direcciones variables. En la Hoja sólo se ha representado el de mayor dimensión de dirección N70E subvertical.

Las rocas constituidas por plagioclasa, biotita, anfíbol y piroxeno con abundantes minerales accesorios entre los que se encuentran cuarzo, opacos y apatito. Y como secundarios clorita, sericita, epidota, zoisita, carbonatos, esfena y moscovita.

4.5. METAMORFISMO

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

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

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

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

Los materiales pertenecientes al Ordovícico y Silúrico, no llegan a tener desarrollada una esquistosidad, sólo en los tramos con una mayor componente pelítica (moscovita) se observa una esquistosidad muy grosera (por ejemplo, Llandeilo), 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.

En las Formaciones del Grupo Domo Extremeño (Rifeense Superior-Véndico Inferior) y en los tramos de composición grauwáquica es frecuente observar fragmentos de roca (FR), subangu-

losos 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 los 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

Esta Hoja se sitúa en el borde suroriental de la Cuenca alta del Guadiana, extendiéndose en su mayor parte por la comarca de la Siberia extremeña.

El relieve dominante corresponde al nivel de la superficie fundamental (penillanura extremeña) que presenta un suave descenso desde el Este (463 m en Talarrubias) hacia el Oeste (360 m en el sector situado entre Navalvillar de Pela y Casas de D. Pedro), donde comienza a ser enterrada bajo los sedimentos terciarios de la Cuenca del Guadiana.

Sobre esta llanura se elevan los relieves cuarcíticos de las Sierras de la Chimenea (en el ángulo NE), Pela (ángulo SO) y otros dos pequeños relieves correspondientes a la Sierra de la Zarzuela y al Peñón del Morrón, en el borde Sur de la Hoja.

La cota máxima (751 m) se alcanza en la Sierra de Pela, un kilómetro al Norte de Orellana de la Sierra.

La misma llanura aparece incidida por una red de drenaje con cauces principales dirigidos hacia el SO. Un tercio de la Hoja desagüa a los ríos Cubilar y Gargáligas, cuya confluencia se sitúa en el límite occidental. Con excepción del ángulo SE que drena hacia el Embalse de la Serena (río Zújar), el resto del área de estudio aparece cruzada por el río Guadiana, represado por el embalse de Orellana (318 m), con numerosos valles tributarios de trazada muy sinuoso, y con dirección dominante NO-SE.

En este sector la cuenca hidrográfica de este río principal presenta una notable asimetría, ya que dicho río se sitúa próximo a la divisoria de aguas en relación al río Cubilar y más alejado de la divisoria con el río Zújar (Figura 5.1). El sentido de dicha asimetría —ladera con mayor pendiente al lado NNO— coincide con el de la pendiente de la superficie fundamental antes mencionada, de forma que aquélla es una consecuencia lógica de esta última. Así, el encajamiento del Guadiana ha producido un retroceso paulatino de su divisoria con el río Cubilar. De hecho, los tributarios por la derecha del río Guadiana presentan un corto recorrido y pendientes abruptas, tendiendo a capturar la suave vertiente que drena hacia el río Cubilar.

Sobre la extensa y más suave vertiente de la margen izquierda del río Guadiana, el río Zújar, situado más al SE, está realizando el mismo proceso anterior, de forma que el sector de Talarrubias tiende a ser capturado por la vertiente Norte de este último río.

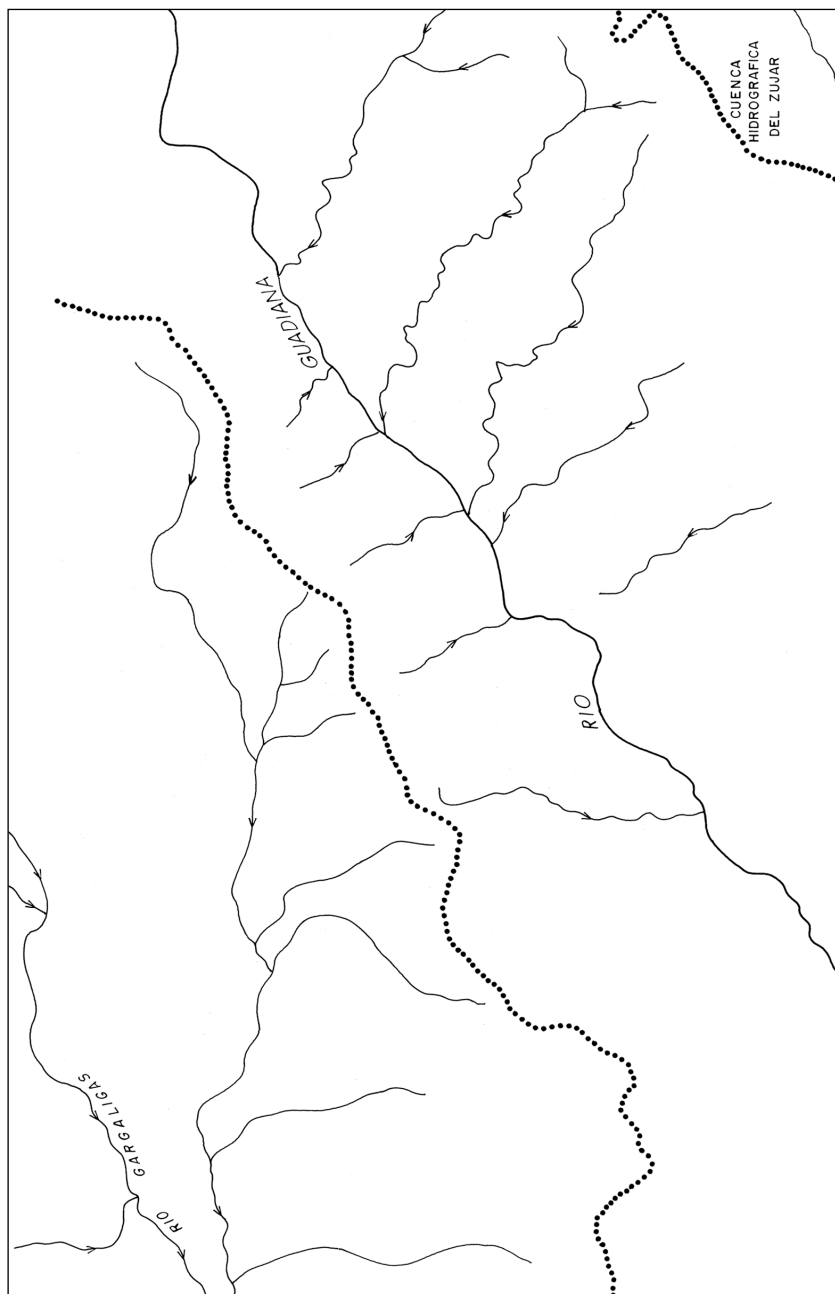


Figura 5.1.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se realiza una descripción de la morfoestructura del área de estudio y de su situación en relación con las grandes unidades de la región. Sobre dicha morfoestructura se han desarrollado diversas unidades geomorfológicas que son objeto de una descripción detallada.

5.2.1. Estudio morfoestructural

Esta Hoja geológica 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 con actividad alpina, en todo el Macizo Hespérico.

En el entorno regional de la Hoja la penillanura extremeña —equivalente del término superficie fundamental, definido por SOLE SABARIS (1952) y BIROT y SOLE (1954)— aparece con un desnivel de 500 a 700 m en relación al escarpe centro extremeño. Este accidente viene definido por un conjunto de fallas en relevo, con bloque hundido al Sur, algunas de las cuales configuran el borde tectónico norte de la Cuenca alta del Guadiana.

El bloque levantado corresponde a las elevaciones de las Sierras de Montánchez, Las Villuercas y Montes de Toledo occidentales. En el bloque Sur la superficie fundamental aparece con un suave basculamiento hacia el Norte hasta quedar enterrada bajo los depósitos alojados contra las fallas del borde norte de la Cuenca del Guadiana. De esta manera, dicha cuenca corresponde a un «semigraben» con un borde Sur de carácter atectónico y donde el límite de los sedimentos terciarios no es más que el borde actual de la exhumación de la superficie fundamental.

La Hoja de Navalmoral de Pela, se sitúa sobre dicho borde, por lo cual gran parte de la misma presenta restos de una delgada cobertera terciaria tapizando la superficie fundamental labrada sobre las pizarras y grauwacas del Precámbrico.

A pesar del carácter fundamentalmente atectónico de este borde de cuenca, no puede excluirse la existencia de accidentes alpinos. Tal es el caso de la falla neotectónica existente en el sector nororiental de la Hoja (ver capítulo 7).

Sobre dicha llanura se elevan los relieves residuales de las sierras cuarcíticas (Cuarcita Armoricana) mencionadas en el apartado anterior y algunas pequeñas elevaciones producidas por los niveles conglomeráticos del Véndico (Sierra de Zarzuelas y El Risquillo).

El nivel de cumbres arriba mencionado, queda situado en torno a los 650 m en la Sierra de la Chimenea y alrededor de los 700 m en la Sierra de Pela.

5.2.2. Estudio del modelado

Seguidamente se describen todas las unidades geomorfológicas desarrolladas sobre el edificio morfoestructural descrito más arriba, agrupándolas según su origen en estructurales, fluviales poligénicas, de ladera, lacustres y antrópicas.

Formas estructurales

Tienen su máximo desarrollo sobre los relieves de Cuarcita Armoricana, cuya resistencia a la erosión da lugar a *crestas* que, en cierta medida, reproducen la estructura tectónica, ya que suelen seguir la traza de las capas, especialmente sobre el flanco sur del Sinclinal de Herrera del Duque. En algunas de estas *trazas* también son visibles los buzamientos de las capas, que en el caso de la Sierra de Pela llegan a configurar un relieve conforme sobre el sinclinal contiguo a Orellana de la Sierra.

En el centro de la Hoja, los niveles conglomeráticos del Véndico han dado lugar a un *cerro cónico*, en el paraje de El Risquillo.

Las *fallas con expresión morfológica*, en los materiales anteordovícicos no proporcionan criterios de movimiento visibles mediante fotointerpretación. No así en los relieves cuarcíticos donde son visibles numerosos desplazamientos en la horizontal.

La fractura situada al NE de Talarrubias y que afecta a materiales del Precámbrico muestra una notable expresión geomorfológica y evidencias claras de actuación posterior a la formación de la raña pliocena. En relación con este accidente se ha producido un *basculamiento local* en el bloque septentrional hacia el Sur. Sin embargo el *basculamiento regional* y anterior de la llanura extremeña, se produjo hacia el Norte condicionando en gran medida la distribución y desarrollo de otras unidades geomorfológicas.

Formas fluviales

En el conjunto del área de estudio se produce una distribución desigual de las formas fluviales, dado que en el ángulo noroccidental se concentran casi todas las formas producidas por depósito y en el resto predominan las formas erosivas.

En el primer sector, drenado por los ríos Gargáligas y Cubilar, la incisión fluvial no ha llegado a dismantelar la cobertera terciaria, y sobre ésta se desarrollan extensas *llanuras de inundación*, a unos 2 ó 3 m sobre el *cauce o lecho menor*, que en algunos casos se prolonga como *fondo de valle* hacia las zonas de cabecera.

Entre 15 y 20 m sobre el río Gargáligas, se sitúa un único nivel de terraza, que hacia el Norte, fuera de la Hoja y hacia la Sierra de Pela, tiene su equivalente en los glacis más bajos (G₄).

Sobre el Ayo. Tamujoso, tributario del Gargáligas, se ha podido identificar un *meandro abandonado*, si bien la tendencia actual de la red es a la formación de cauces anastomosados.

En el lugar de encuentro del Arroyo de Valsequillo con la llanura de inundación del río Gargáligas, se ha desarrollado un amplio *cono de deyección* que tiene su prolongación en la Hoja contigua de Madrigalejo.

En el resto de la Hoja el importante encajamiento del río Guadiana ha dado lugar, tal como se ha comentado, al predominio de formas erosivas por incisión lineal: *líneas de incisión fluvial* o «thalweg» y *divisorias de aguas* o crestas de interfluvios.

De nuevo, en el sector anterior (NO de la Hoja), las formas erosivas lo son por incisión lineal muy débil: *arroyada en regueros cambiantes*, aunque casi siempre son el resultado de *erosión lateral: escarpes en terrazas* o en llanuras de inundación.

Formas poligénicas

Tal como se describe en el apartado dedicado a la Evolución Geomorfológica, en el ámbito 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 la Cuarcita Armoricana. En la Hoja de Navalvillar de Pela este nivel se sitúa en torno a los 650 m en la Sierra de la Chimenea y alrededor de los 700 m en la Sierra de Pela.

No obstante, dicha superficie no ha sido representada en el mapa, dado que no alcanza ningún desarrollo areal y sólo se limitaría a alguno de los segmentos de las líneas de crestas cuarcíticas.

Por debajo de este nivel de cumbres, se identifica una primera *superficie (S1)*, sólo representada por reducidas plataformas que configuran hombreras en las laderas de la Sierra de Pela y de la Sierra de la Chimenea, a cotas de 500 a 430 m en el primer caso y a 480-470 m en el segundo.

Dicha superficie presenta una intensa rubefacción de las pizarras y cuarcitas del zócalo (alteración roja).

A cierta distancia de los relieves cuarcíticos, este nivel de «hombreras» tiene su equivalente en la *superficie de erosión degradada (S1')*, que sólo conserva las «raíces» de la misma alteración anterior en los puntos más elevados: La Calera (431 m) y Norte del paraje La Cañamera (425 m).

En continuidad con la anterior y sin que se pueda establecer un límite preciso, se ha desarrollado una segunda superficie (S2) con pendiente dirigida hacia los cauces que han presentado un encajamiento importante: Guadiana y Zújar. Por ello, esta superficie, puede designarse como rampas de encajamiento.

Debido a la asimetría de la cuenca hidrográfica del Guadiana, ya comentada más arriba, las rampas de encajamiento S2 son más extensas en la margen izquierda que en la opuesta.

Por debajo de S2 se han identificado diversos aplanamientos rocosos o terrazas erosivas ya próximas al cauce actual del Guadiana, y a pocos metros por encima del nivel máximo del Embalse de Orellana.

En relación con los glacis pueden definirse también diversos episodios o generaciones.

Los *glacis* más altos y antiguos (G₁) son equivalentes o coetáneos de la superficie S1 y al igual que ésta, sólo se conservan junto a los relieves cuarcíticos, principalmente en torno al collado correspondiente al PK 4,5 de la carretera Navalvillar a Orellana y en las inmediaciones (fuera

de la Hoja) del límite oriental del área (PK 7 de la carretera de Talarrubias a Puerto Peña). Se trata de un depósito de cantos cuarcíticos con matriz arcillosa roja.

A unos 20 ó 30 m bajo G_1 , se desarrollaron los *glacis* extensos G_2 que equivalen a lo que se conoce como raña pliocena y que descienden desde los relieves cuarcíticos del NE y SO hasta un eje, con dirección E-O y aproximadamente equidistante de aquellos.

Estos *glacis* corresponden a gravas cuarcíticas con matriz limo-arcillosa de color ocre idéntico al de la alterita que afecta al zócalo infrayacente, especialmente desarrollada entre Navalvillar de Pela y Casas de D. Pedro.

Al Norte de Talarrubias, depósitos equivalentes se sitúan sobre un zócalo en el que se conserva la alteración fundamental con una ocreización posterior.

A sólo una veintena de metros bajo G_2 se extiende una tercera generación de *glacis* G_3 , entre cotas de 340 y 320, y por último una última generación G_4 entre cotas de 310 y 300 m. Estos últimos presentan una morfología de *glacis-terrace* situándose en sus puntos más bajos, a tan sólo unos 15 m sobre las llanuras de inundación actuales.

Enlazando directamente con los cauces encajados en dichas llanuras, al Norte de Navalvillar de Pela se desarrollan diversos *glacis recientes o actuales*, coetáneos de los conos de deyección de este mismo sector.

Al pie del extremo occidental de la Sierra de la Chimenea se han identificado áreas, con pendientes no regularizadas resultantes de la degradación de los *glacis* G_2 y G_3 , que aparecen cubiertas por depósitos considerados de origen *aluvial-coluvial*.

Formas de ladera

Tienen un desarrollo notable tapizando las laderas regularizadas sobre los relieves cuarcíticos, donde forman *vertientes de bloques*, canchales, o bien *coluviones* cuando la matriz limo-arcillosa presenta cierta abundancia.

El escarpe que jalona la Raña de La Laguna Redonda, también aparece cubierta por un coluvión que impide o dificulta la observación de la serie terciaria y de la importante alterita existente en el sustrato rocoso de esta localidad.

Formas lacustres

Sobre las formaciones blandas y especialmente sobre la Raña, existen diversas *lagunas estacionales*, en su mayor parte desecadas para el cultivo o bien por el déficit de precipitaciones en los últimos años. La mayoría se sitúan al Norte de Talarrubias y en las inmediaciones de Casas de D. Pedro.

Formas antrópicas

Las más destacable es la gran obra civil correspondiente al canal de las Dehesas y al canal secundario, con grandes movimientos de tierras a lo largo de todo su trazado.

Puntualmente existen diversas *depresiones y rellenos artificiales* en explotaciones de graveras para áridos, sobre la llanura de inundación del río Gargáligas, así como sobre la vertiente de bloques de la Sierra de la Chimenea.

5.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales debidas a depósito han sido relacionadas, más arriba, con las unidades geomorfológicas correspondientes. Por otro lado, en el capítulo sobre Estratigrafía, se describen sus características petrológicas. En este apartado se describirán las alteritas desarrolladas sobre el zócalo y en algunos casos sobre los sedimentos terciarios.

En la región comprendida dentro de la Hoja de Navalvillar de Pela se han identificado y representado 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 geomorfológica, establecido por MARTÍN SERRANO (1986), dichas alteritas corresponderían a las edades Mesozoico, Mioceno inferior y Mioceno superior-Plioceno.

La primera de ellas es de carácter caolínico con marmorizaciones fruto de la migración iónica en los antiguos perfiles edáficos.

Presenta colores blanquecinos o bien púrpura intenso con distribución irregular. Al nivel de lo que se ha designado como superficie S_1 degradada, esta alterita ha sido totalmente desmantelada, excepto en el borde oriental de la Hoja donde aparece cubierta por la serie ocre del Mioceno superior-Plioceno. No obstante, dicha circunstancia es excepcional dado que en todas las localidades situadas hacia el Oeste, dicha alterita tuvo que ser desmantelada antes del depósito del Terciario.

Como contrapartida siempre está presente en las laderas de los relieves cuarcíticos, con la segunda alteración (alterita roja) afectando o superpuesta al nivel más superficial. Las obras realizadas en la carretera de Navalvillar a Orellana han excavado hasta 10 m de este perfil de alteración, en los que es imposible reconocer la composición de las rocas originales.

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 las zonas con morfología llana.

En el sector central de la Hoja dichas carbonataciones aparecen bajo una delgada cobertera de arcillas de la Formación Madrigalejo. No obstante, dicha posición puede no implicar la misma relación cronológica si los encostramientos se hubiesen producido por circulación de aguas en la interfase zócalo-cobertera.

La rubefacción es un rasgo generalizado sobre todas las sierras cuarcíticas o sobre aquellos relieves situados por encima de la superficie de erosión S1, Sierra de la Zarzuela, o bien sobre la propia superficie cuando todavía no ha sido degradada y transformada en lo que se ha designado como S'1. Tal es el caso de las hombreras de S1 existentes junto a los relieves cuarcíticos, o bien de las áreas menos degradadas de S1' situadas al NO de Talarrubias (La Calera, etc.).

Dado que en los relieves residuales (Sierras cuarcíticas) estas dos alteritas son la tónica dominante, no han sido representadas y sólo han sido consignadas cuando aparecen en relación con alguna otra unidad geomorfológica. Normalmente zonas llanas con glacia, superficies de erosión, etc.

La alteración ocre aparece estrechamente relacionada con los depósitos del Mioceno superior-Plioceno y su raíz culminante. También es una alteración caolínica, aunque menos intensa que la de la alterita fundamental. Presenta coloraciones ocre semejantes a las de los depósitos correlativos. En el centro de la Hoja alcanza espesores próximos a la decena de metros.

El desmantelamiento de esta cobertera ha corrido paralela a la de la alterita del zócalo, de forma que tanto S1' como S2 aparecen desprovistas de la misma.

5.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA (HISTORIA GEOMORFOLÓGICA)

El modelo de evolución geomorfológica establecido por MARTÍN SERRANO (*op. cit.*) para el Macizo Hespérico de la Meseta Norte, en sus rasgos fundamentales, (períodos de alteración, génesis de superficies, piedemontes, etc.) también se cumple en el sector extremeño.

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

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

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

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

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

En la cuenca baja del Guadiana y a falta de dataciones, dichos depósitos han sido asignados al Neógeno. En la cuenca alta, cuyos afloramientos llegan a cubrir 1/4 de la Hoja, tampoco existen dataciones. No obstante, y si se tiene en cuenta por un lado que la alteración roja, característica del Mioceno inferior, afecta a la Formación Madrigalejo, y por otro, que existen canales y depósitos afines con dicha alterita y como canales erosivos sobre la misma formación, puede pensarse que su edad no sobrepasará el Mioceno inferior.

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

Este sistema fluvial desmanteló la alterita roja y depositó sobre las arcillas de Madrigalejo las gravas con cantos rubefactados y matriz arcillo-limosa roja. De esta manera se inició el retrabajamiento y degradación de S1 en S1'.

En algunos sectores (¿más elevados por la tectónica?) este proceso no fue operativo y perduraron no sólo las alteritas rojas sino la alteración fundamental. Tal puede ser el caso del sector situado al Norte de Talarrubias y que viene a coincidir con el bloque levantado en relación con una falla E-O, con actividad al menos posterior a la raña que culmina la serie ocre.

Este proceso debió de prolongarse hasta el inicio del Mioceno superior, con salida ya hacia el Atlántico presumiblemente a lo largo del eje de la Cuenca.

Durante este último período, un cambio climático hacia condiciones más húmedas, posiblemente acompañado por alteraciones tectónicas (¿fase neocastellana?), que interrumpieron la salida hacia el Atlántico, dio lugar al depósito de las series ocre coronadas por el glacis de piedemonte (Raña).

En la Hoja de Navalvillar de Pela esta serie sólo alcanza una decena de metros de espesor, y normalmente sólo es visible la grava cuarcítica que lo corona. Sin embargo, hacia el Norte, en la Hoja de Valdecaballeros, dicha serie alcanzó los 100 m y rellenó importantes paleorelieves. Por ello una posible barrera de origen tectónico, de las invocadas anteriormente, podría corresponder a la falla con actividad reciente y dirección E-O ya mencionada.

Al Sur de la misma (bloque levantado), que comprende la mayor parte de la Hoja, la serie y raña ocre presentan poco espesor y aparecen encajadas unos 20 ó 30 m bajo las hombreras (S₁) y glaciis rojos (G₁) situados junto a los relieves residuales.

Posteriormente, el encajamiento de los cauces principales de la red de drenaje (Cubilar, Guadiana y Zújar), estuvo marcado por la captura y erosión remontante desde el Atlántico, aunque los valles producidos por su encajamiento presentan una asimetría que indica una migración lateral hacia el NNO, es decir, en el mismo sentido de la pendiente general de la superficie fundamental (S₁+S_{1'}). Por ello las rampas de encajamiento S₂ son más extensas en la margen izquierda del río Guadiana que en la opuesta.

Ello no implica un basculamiento tectónico simultáneo, y dicha asimetría puede explicarse por la mayor pendiente y por tanto mayor energía y capacidad de erosión de la ladera Norte de este valle, desde el inicio de su encajamiento.

La progresión de este proceso durante el Cuaternario dio lugar a terrazas rocosas y aplanamientos contiguos al cauce actual y encajados bajo S₂, así como a las generaciones de glaciis (G₃ y G₄) antes de alcanzarse el estado actual con extensas llanuras de inundación todavía activas en los ríos Gargáligas y Cubilar.

5.5. MORFOLOGÍA ACTUAL Y RECIENTE

La lenta evolución del paisaje, desde el Mesozoico hasta la actualidad, hace que cualquier observador que se sitúe, por ejemplo, sobre la superficie de la raña, obtenga una observación prácticamente idéntica a la que pudiera haber realizado durante el Mioceno.

Recientemente (2 a 1,5 m.a.) un hecho novedoso en dicha evolución ha modificado dicha situación. Se trata del rápido y enérgico encajamiento de la red fluvial, próximo a los 200 m en relación al cauce del río Guadiana, bajo el nivel general en torno al cual operaron etapas repetidas de alteración, enterramiento y exhumación de la superficie fundamental, pero sin alteraciones notables de su posición altimétrica.

Por ello, el encajamiento actual de la red representa un evento erosivo con una rapidez y energía muy superior a todos los anteriores. Por otro lado, el impacto humano ha alterado, al menos de forma transitoria, dicho proceso: El río Guadiana aparece embalsado en todo su recorrido a través de la hoja con una cota máxima de 318 m. En torno a esta nivel de base local deberán de regularse los perfiles longitudinales del drenaje conectado con el mismo.

La intensa deforestación, la pérdida de suelo y la aridificación del clima, hacen esperar un predominio de los procesos erosivos y de incisión vertical, sobre las áreas todavía no capturadas por la red, en relación con los procesos de alteración y creación de suelo.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

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

Los primeros intentos de división son los de BOUYX (1970), CRESPO y REY (1971) y CRESPO y TAMAIN (1971). En estos dos últimos trabajos los autores distinguen en el Valle de Alcudia y Domo de Abenojar, dos unidades separadas por una discordancia a las que denominan 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 (1981), SAN JOSÉ y otros (1990), PALERO (1993), LÓPEZ DÍAZ (1994) y actualmente la subdivisión del CEG en tres grupos denominados: Domo Extremeño, Ibor-Navalpino y Valdelacasa, es generalmente utilizada y aceptada.

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

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

La mayor abundancia y diversidad de fósiles se dan para el Alcudiense Superior (Grupos Ibor y Valdelacasa), y la edad que determinan es Véndico con aparición de metazoos coloniales de 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 muro a techo se tienen las «Pizarras de Estomiza o Talarrubias», las «Areniscas de Estomiza» y la «Formación Orellana». En conjunto, estas formaciones constituyen una secuencia deposicional de tipo I, durante fases de nivel de mar bajo y se encuadrarían en un sistema turbidítico MUTTI y NORMARK (*op. cit.*).

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

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

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

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

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

Del registro sedimentario del Grupo Ibor-Navalpino, los afloramientos en este sector son reducidos como ocurre en las Hojas de Madrigalejo y Navalvillar de Pela, aunque posiblemente sus depósitos fuesen mucho más extensos, pero el período erosivo anteordovícico puede que los eliminase en grandes extensiones.

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

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

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

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

En el intervalo Cámbrico Inferior-Ordovícico Inferior, sin sedimentación o con ella hasta un horizonte desconocido, ocurrió a nivel regional una fase tectónica a nivel cuencal que según algunos autores sería de tipo compresivo relacionada con movimientos de antiguas cizallas, seguido de un período distensivo, y según otros sería exclusivamente extensional, con movimientos diferenciales de bloques corticales, acompañados de vulcanismo fisural subaéreo y explosivo (dacítico), detectado en relación con la discordancia, Roiz (1979).

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

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

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

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

La restricción areal de estas series, sus cambios bruscos de espesor y litología, permiten suponer que son el relleno del paleorelieve generado por la tectónica distensiva en el zócalo ante-ordevónico. La atribución cronoestratigráfica de estas series, que preceden a la Cuarcita Armórica, 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 Ordevónico 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 cuencal, 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 Ordevónico inferior continúa en la ZCI con el depósito de la Cuarcita Armórica, 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 preordovícas, en el ámbito regional, tal hecho es lo más normal. Cuando se observa el contacto entre la serie del Arenig basal y la Cuarcita Armórica, siempre se ha visto como una aparente conformidad, por lo que al menos localmente la «discordancia Ibérica» de LOTZE (1956), no sería extensiva para toda la cuenca.

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

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

PORTERO y DABRIO (*op. cit.*), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (UTS) en Montes de Toledo y Zona Surcentroibérica, en las que las alternancias de piza-

rras y cuarcitas se interpretan por los movimientos cíclicos del nivel del mar. Las facies lutíticas y heterolíticas las atribuyen a depósitos de nivel alto, y las arenosas y/o cuarcitas a nivel bajo.

Aplicando criterios de estratigrafía genética, se han diferenciado en el hiperciclo postcámbrico una serie de secuencias deposicionales (SD), MITCHUM (1985), VAIL, *et al.* (1977), POSAMEN-
TIER, *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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias Depositionales 5, 6 y 7, que abarcan desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megaciclo de

facies grano y estratocreciente en una situación «regresiva» y somerizante, con los que finalizan los depósitos paleozoicos en esta área.

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

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

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

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

Posiblemente, durante el Ciclo Mesozoico y el Cenozoico basal, toda el área de investigación estuviese sometida a diversos ciclos erosivos relacionados tanto con las etapas de fracturación extensional, en las que la Pangea sufrió separación continental, con la apertura de la Cuenca Atlántica, como durante las etapas compresivas de la Orogenia Alpina, que reactivaron algunos sistemas de fracturas hercínicas. Relacionado con el episodio distensivo Triásico-Jurásico inferior, pudo producirse intrusión de rocas básicas (diabasas) similares al dique Alentejo-Plasencia.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos

En esta Hoja sólo se han detectado dos indicios mineros, lo que es indicativo del escaso potencial como metalotectos de los materiales precámbricos y paleozoicos aflorantes en ella.

Ambos indicios presentan paragénesis minerales similares y están relacionadas con el mismo metalotecto. El indicio de Piedras Blancas, sólo está reconocido por pequeñas catas. El de la

Mina del Risquillo ha tenido actividad minera no muy intensa y abandonada desde tiempo inmemorial.

El indicio de Piedras Blancas (Coord. UTM 287900, 4330400), las sustancias son Zn-Pb, y la mineralogía es de cuarzo, blenda, galena, pirita y calcopirita. Todos los sulfuros aparecen diseminados en un filón de calcedonia con parches gossanizados. El filón tiene dirección N125°E, de espesor métrico y geometría irregular. Se encuentra en una zona de cizalla frágil con sentido de movimiento senestro, de la misma dirección y anchura decamétrica. Su longitud puede prolongarse bajo los materiales terciarios en varias decenas de km.

El indicio de la Mina del Risquillo (Coord. UTM 29640, 432720) consiste en un pozo maestro mampostado (cegado) y labores mineras de rafas y pocitos en una longitud de unos 200 m.

Si bien no presenta observaciones directas por las escombreras, se deduce que la sustancia dominante es Pb, la estructura es un filón de cuarzo, con parches gossanizados y huellas de carbonatos. La mineralización de galena y calcopirita se observa diseminada en bandas de calcedonia, parcialmente brechificada y con geodas de cuarzo y carbonatos en donde aparece pirita y minerales secundarios.

La dirección del filón, que se deduce por las labores, es N125°E. Su geometría indica que es una fractura frágil distensiva, relacionada con la zona de cizalla dúctil-frágil senestra de la Sierra del Integral-El Risquillo.

Ambos indicios han sido recogidos en la «Síntesis previa para la evaluación del potencial minero del Complejo Esquisto Grauváquico» (1991) y se pueden enmarcar en mineralizaciones filonianas no ligadas a intrusiones graníticas y concretamente al tipo de indicios de zinc-plomo deformados.

Se trata de filones de cuarzo tectonizados, formados principalmente por la paragénesis blenda-galena-cuarzo. La calcopirita aparece a nivel de trazas. Posteriormente suele aparecer otra mineralización de carbonato con pirita y marcasita no tectonizada.

Son filones bien definidos. En el contacto con el encajante se produce una intensa silicificación, acompañada por una red de venillas de cuarzo que corta a los metasedimentos.

De menor entidad que los precedentes, existen otros indicios relacionados con las concentraciones, a veces importantes, de minerales pesados en capas o paquetes del Arenig basal, Cuarcita Armoricana y Capas Pochico, especialmente las detectadas en los niveles superiores de esta última formación.

La presencia de ilmenita, titanita, circón y rutilo como minerales mayoritarios en estas concentraciones de pesados, ha sido motivo de investigación de forma repetida a lo largo del tiempo y en distintas localidades, dada la extensión cuencal tanto de las formaciones como de las concentraciones. Dada la dificultad de extracción y concentración de la fracción de estos minerales pesados, actualmente ha decrecido sustancialmente su interés como posibles fuentes de titanio, uranio, thorio, etc.

7.1.2. Minerales no metálicos

Otros indicios que han sido motivo de investigación en grandes extensiones de la ZCI, son los de fosfato-sedimentario relacionados con las series neoproterozoicas (Véndico), Cámbrico-Inferior, Ordovícico Inferior (Capas Pochico-Capas de Tristaní), Devónico Inferior, etc.

De todos ellos, los de edad Véndico, son los de mayor importancia en el contexto regional. En el ámbito de esta Hoja las muestras recogidas tanto en el sinclinal de Cogolludos, como en los sinclinales de las Sierras de la Zarzuela y del Integral, muestran una relativa abundancia de aloquímicos fosfatados en las facies carbonatadas y cementos ricos en apatito, tanto en los carbonatados como en las facies mixtas superiores de la Unidad Inferior, especialmente en los sedimentos de los niveles superiores de la Unidad Inferior y en toda la Unidad Superior. El resto de los niveles, reseñados sólo, han mostrado pequeños indicios relacionados con niveles de condensación donde los bioclastos y los nódulos se encuentran parcialmente fosfatizados.

7.1.3. 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.

Otro material que ha sufrido explotación intensa en tiempos pretéritos, han sido los carbonatos del Véndico, tanto los de la Mezquita —Casa Maribáñez— como los de la Sierra de la Zarzuela y la Calera. Los afloramientos de estos carbonatos van jalonados por antiguas caleras actualmente inactivas.

La extracción de Cuarcita Armoricana en dos canteras situadas en la falda meridional de la Sierra de la Chimenea (parajes La Solanilla y Las Casillas de Barroso), son prácticamente las únicas canteras cuya actividad tiene una cierta continuidad. El material extraído se amplía como préstamos en la construcción, tanto infraestructural como de vivienda, como abrasivo y en la industria del vidrio.

Por último, en los aluviales de los ríos Cubilar y Gargáligas, hay pequeñas extracciones de grava con carácter temporal.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

7.2.1. Características hidrogeológicas

La Hoja de Navalvillar de Pela se enmarca dentro de la comarca de Vegas Altas del Guadiana, en la provincia de Badajoz, donde afloran materiales de diferentes edades y comportamiento muy distinto desde el punto de vista hidrogeológico.

La mayor parte de la Hoja está ocupada por materiales metamórficos del Precámbrico. El embalse de Orellana atraviesa la Hoja en dirección Noreste-Suroeste; y al Norte del mismo

están representados los materiales terciarios y cuaternarios, continuación de la vecina Hoja de Madrigalejo.

Los depósitos cuaternarios recientes han llegado a constituir una acuífero detrítico definido por el MOPTMA como acuifero de «Vegas Altas» (0408) de acusado interés hidrogeológico, ya que es explotado por casi un centenar de pozos.

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.

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

— *Precámbrico. Unidad 9*

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

— *Paleozoico. Unidades 7 y 8*

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

Cuadro 1. Equivalencia de unidades cartográficas con unidades hidrogeológicas

Unidad hidrogeológica	Unidad cartográfica	Edad	Permeabilidad
1	28, 29, 30	Cuaternario	Media-baja
2	31, 32, 33	Cuaternario	Media-alta
3	26, 27	Pliocuaternario	Media-baja
4	No representado	En la Hoja	
5	No representado	En la Hoja	
6	25, 24	Terciario	Baja-muy baja
7 y 8	12, 13, 14, 15, 16, 17	Paleozoico	Baja-muy baja (media por fracturación en cuarcitas)
8	18, 19, 20, 21, 22, 23		
9	4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11	Precámbrico	Baja-muy baja

La formación de *Cuarcita Armoricana* presenta una permeabilidad por fracturación, constituyendo acuíferos de interés local y que pueden atender demandas, principalmente de abastecimiento urbano.

— *Terciario. Unidad 6*

El Terciario en la Hoja está representado por la Formación Madrigalejo, constituida fundamentalmente por arcillas de colores variados verdes, grises, rojos, rosáceos y ocre de plasticidad elevada. Presenta frecuentes cambios laterales a facies limo-arenosas. La potencia de la formación es muy variable, obteniéndose valores entre 20 a 100 m (Sondeos ADA-RO, 1977). Los mejores afloramientos están representados al NE de Navalvillar de Pela.

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

— *Pliocuaternario. Unidad 3*

Se incluyen en este conjunto tanto los materiales asimilados a los depósitos de riñas, como otros de litología similar (coluviones, etc.) que en la Hoja aparecen en ambas márgenes del embalse de Orellana y en la Sierra de Pela.

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

Presenta una permeabilidad media-baja por porosidad intergranular.

— *Cuaternario. Unidades 1 y 2*

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

Los depósitos de glacis, coluviones, terrazas antiguas (Unidad 1), están formados por gravas, limos arenosos, arenas y arcillas. Sus afloramientos más desarrollados están representados en Navalvillar de Pela y en la Sierra de la Chimenea (esquina NE de la Hoja). 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.

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

Los depósitos de llanura de inundación que cubren el sector NO de la Hoja, a lo largo del curso del río Gargáligas, corresponden a un depósito de limos, arenas y arcillas con numerosos lentejones de gravas. Estos sedimentos pueden superar los 5 m de espesor.

Los depósitos de fondo de valle y lechos menores aparecen cubiertos de gravas, limos y arcillas con espesores de 2 a 5 m. Como se observa en el plano de síntesis hidrogeológica, el mayor desarrollo de los depósitos aluviales se sitúa a lo largo del cauce actual del río Gargáligas. *Los depósitos fluviales presentan una permeabilidad media-alta.*

El Cuaternario en todo su conjunto forma un acuífero de carácter libre, definido dentro de la Cuenca del Guadiana por el MOPTMA, como Unidad Hidrogeológica n.º 8 con una superficie de 118 km², 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 de Navalvillar de Pela, se ha recogido a partir de la documentación elaborada por la Confederación Hidrográfica del Guadiana, realizada en 1989 y que en la actualidad se procede a su revisión.

El total de puntos inventariados asciende a 325, de los que la mayor proporción se encuentran en el octante 1 con 70 puntos y en el octante 8 con 123 puntos.

Los puntos del octante 1 captan el acuífero cuaternario, y los puntos del octante 8, en su mayor parte, captan materiales pliocuaternarios (rañas) y zonas alteradas y fracturadas del dominio precámbrico.

En el resto de los octantes, la distribución de puntos es la siguiente:

- Octante 2 - 24 puntos
- Octante 3 - 11 puntos
- Octante 4 - 22 puntos
- Octante 5 - 69 puntos
- Octante 6 - 1 punto
- Octante 7 - 5 puntos

Las profundidades más frecuentes oscilan entre 2 y 8 m, aunque existe un grupo de pozos que alcanzan profundidades entre 35 y 50 m.

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

Aproximadamente el 80% de los pozos se usan en regadío, el 20% restante se usa en ganadería y doméstico.

El volumen de extracción alcanzó en 1989, un caudal anual de 616 Dm³/a para un total de 191 puntos y la superficie de regadío con agua subterránea alcanzada fue de 36 Ha.

Esquema de modelo de funcionamiento Hidrogeológico

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

Ya el IGME (1989) 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 sobre la formación terciaria detrítico/arcillosa (Formación Madrigalejo), con frecuentes cambios laterales de facies, alcanzando en su conjunto espesores máximos de 200 m, de manera que en ciertos sectores, el acuífero estará formado por materiales cuaternarios y terciarios.

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

El flujo principal de agua subterránea en el acuífero de cobertera, se produce a través de los depósitos aluviales y coluviones, de direcciones preferentes NE-SO, en niveles someros, a través de niveles más profundos (niveles de arenisca terciaria), o bien relacionadas con fracturas y planos estructurales de tipo local o regional.

Actualmente, la falta de una red de sondeos de control, hace que no se tenga 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 Hm³/año, generalmente en pozos de poca profundidad y caudales medios entre 2 y 4 l/s.

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

7.2.2. Climatología

El clima de la zona es de tipo Mediterráneo subtropical-templado según la clasificación 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 °C, julio y agosto son los meses más calurosos del año, cuyas temperaturas máximas son superiores a los 40 °C, mientras que diciembre es el mes más frío con mínimas absolutas inferiores a 2 °C. La duración media del período libre de heladas mínimo es de unos 6 meses.

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

7.2.3. Hidrología

El río Guadiana atraviesa la Hoja en la diagonal NE-SO, se encuentra represado por el embalse de Orellana, y aguas arriba por el embalse de García de Sola.

El embalse de Orellana está ubicado dentro de la formación de materiales metamórficos del Precámbrico, tiene una capacidad total de 808 Hm³ y capacidad útil de 478 Hm³. La superficie del embalse es de 550 Has, y una longitud de 25 km.

Según el Plan Hidrológico del Guadiana, se definen varios sistemas hidráulicos básicos, entre los que se destaca por su influencia dentro de la Hoja, 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.

El Canal de Orellana tiene una longitud de 115 km y un caudal en origen de 60,95 m³/seg. La red de acequias dependientes del canal alcanzan una longitud de 1.746 km.

La esquina NO de la Hoja es recorrida por el río Gargáligas y su afluente por la margen derecha del río Cubilar. La cuenca del río Gargáligas tiene una superficie de 793 km² y una longitud de 71 km. La vega de regadío de Obando lo ocupa una superficie de unos 8 km², situado entre los dos ríos mencionados.

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. En el ámbito de la Hoja se pueden destacar la Laguna Redonda, Laguna de San Pedro, Arroyo de la Media Legua y Laguna Nueva.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

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

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

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

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

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

ÁREA I

Zona I₁: Tramos 1 al 3

ÁREA II

Zona II₁: Tramos 4, 5, 6, 7, 9 y 11

Zona II₂: Tramo 7 cgs

Zona II₃: Tramos 8 y 10

ÁREA III

Zona III₁: Tramos 12, 14, 19, 21 y 23

Zona III₂: Tramos 15, 18 y base del 21

Zona III₃: Tramos 13, 16, 17, 20 y 22

ÁREA IV

Zona IV₁: Tramos 24 y 25

ÁREA V

Zona V₁: Tramos 29, 32 y 33

Zona V₂: Tramos 26, 27, 28, 30 y 31

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 que corresponde a las rocas plutónicas y filonianas.

— ZONA I: (Tramos cartográficos 1 al 3)

En esta zona quedan incluidas las rocas filonianas. Su representación cartográfica es escasa y corresponden a felsitas, rocas básicas y cuarzo que intruyen en los metasedimentos precámbricos y paleozoicos.

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

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

— ZONA II₁: (Tramos cartográficos 4,5,6,7,9 y 11)

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

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

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

— ZONA II₂: (Tramo cartográfico 7 cgs)

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

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

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

No presenta problemas de capacidad de carga.

— ZONA II₃: (Tramos cartográficos 8 y 10)

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

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

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

7.3.1.3. Área III

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

— ZONA III₁: (Tramos cartográficos 12, 14, 19, 21 y 23)

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

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

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

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

— ZONA III₂: (Tramos cartográficos 15, 18 y base del 21)

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

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

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

En conjunto, todos los materiales de este grupo tienen una resistencia a la excavabilidad de media a alta, por lo que será necesario el uso de martillo picador y en algunos casos (Tramo 18 en sus niveles superiores), incluso será necesario utilizar explosivos.

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

— ZONA III₃: (Tramos cartográficos 13, 16, 17, 20 y 22)

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

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

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

Para su excavación será necesario utilizar explosivos.

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

7.3.1.4. Área IV

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

— ZONA IV₁: (Tramos cartográficos 24 y 25)

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

Es una formación impermeable a permeable, en función del contenido en arcillas, que permite acuíferos aislados de escasa entidad.

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

7.3.1.5. Área V

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

— ZONA V₁: (Tramos cartográficos 29, 32 y 33)

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 mas significativas mencionar que se trata de sedimentos fáciles de excavar y que su capacidad de carga es media, pudiendo presentar 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 V₂: (Tramos cartográficos 26, 27, 28, 30 y 31)

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

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

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

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

7.4. Puntos de interés geológico

En la Hoja de Navalvillar de Pela (755) se han inventariado y catalogado tres Puntos de Interés Geológico:

- Carbonatos de la Unidad Superior del Grupo Ibor (Serie II). Véndico-Superior.
- Lutitas carbonosas de la Formación Orellana-Limolitas del Cubilar. Grupo Domo Extremeño. Rifeense Superior-Véndico Inferior.
- Discordancia del Grupo Ibor sobre el Grupo Domo Extremeño del Ordovícico basal sobre ambos y onlap de la Cuarcita Armoricana (Arenig).

7.4.1. Descripción de los puntos de interés

Punto 1. Carbonatos de la Secuencia Depositional Superior del Grupo Ibor (Serie II). Véndico Superior

En el núcleo del Sinclinal de la Sierra de la Zarzuela, los niveles superiores son capas de mudstone y wackstone dolomíticas en secuencias de somerización que finalizan en fangolitas car-

bonatadas y ferruginosas bioturbadas y nodulización. Los procesos de meteorización y erosión con «karstificación en superficies de capa», que le confieren en aspecto cavernoso. Lateralmente pasan a capas de areniscas carbonatadas rojizas con abundante icnofauna datada como Véndico Superior.

Punto 2. Lutitas carbonosas de la Formación Orellana-Limolitas del Cubilar (Grupo Domo Extremeño). Rifeense Superior-Véndico Inferior

En el cuadrante Noreste de la Hoja los afloramientos de la Formación Orellana tiene una constitución diferente al resto de la zona. Sobre facies arenoso pelíticas, con estructuras «hummock» y «swales» en secuencias decimétricas, se tienen secuencias métricas fining y thinning con capas de litarenitas feldespáticas decimétricas y amalgamadas en la base a alternancias centimétricas a techo que finalizan con capas decimétricas de lutitas carbonosas (tiznan) con abundantes sulfuros (eflorescencias de azufre). Estos acúmulos de materia orgánica en materiales del Rifeense Superior-Véndico Inferior no han sido citados en la bibliografía de la ZCI, por lo que se considera un hallazgo importante.

Punto 3. Discordancia del Grupo Ibor, sobre el Grupo Domo Extremeño, del Ordovícico basal sobre ambos y el onlap de la Cuarcita Armoricana (Arenig) en el flanco meridional de la Sierra de Pela (Orellana de la Sierra)

Es un punto singular donde se observa cómo la discordancia del Ordovícico basal corta la discordancia del Grupo Ibor sobre el Grupo Domo Extremeño (Cadomiense I). También se contempla el onlap (paraconcordancia) de la Cuarcita Armoricana (Arenig) sobre los sedimentos del Ordovícico Inferior (Serie Lie de Vin). Igualmente, se conserva un retazo de los sedimentos profundamente alterados del Neoproterozoico (resto de la alterita de la superficie fundamental).

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, *Miscelanea Neógena*, pp. 7-29.
- ALIA MEDINA, M.; CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Rasgos geológicos y tectónicos de la Sierra Morena Oriental y sus estribaciones meridionales en la transversal de Moral de Calatrava (Ciudad Real) a Villanueva del Arzobispo (Jaén). I Congr. Hispano-Luso-Americano de G. Económica. T. I, Sec. 1, Geolog.: 3-14.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; G. LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; M. CATALÁN, J. R. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973). Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 6, pp. 29-48.

- ÁLVAREZ-NAVA, H. y ROBLES-CASAS, R. (1988). Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteaguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. II, 99-102.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL-TOJA, A.; HERNÁNDEZ-URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; 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.
- AMOR, J. M. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja 809, Tirteafuera. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 2.ª serie, plan MAGNA*. IGME, 56 pp.
- ARBÉY, F. y TAMAIN, G. (1971). Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). *C.R. Ac.Sc. Paris (Ser.D)*, 272, pp. 1721-1723.
- ARBIN, P. y TAMAIN, G. (1973). Les chevauchements intraalculidiens de la Ribera de Riofrío (Valdemanco del Esteras, et de l'Arroyo de Tamizjar (Cabezarrubias), dans le sud de la Meseta Iberique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 227, pp. 1291-1294.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1991). Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and paleogeographic significance. *Paleontology*, 34, 1: 109-147.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (en prensa).- Intérêt paléogéographique de la présence du genre Trocholites (Cephalopoda, Nautiloidea) dans le Llandeilo inférieur d'Espagne. *Paläont. Z.*
- BARD, J. P. (1965). Introduction a la géologie de la Chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèse sur les caracteres de l'évolution geotectonique de cette chaîne. *Rev. Geogr. Phys. et Gel. Dyn. 2.ª Ser.*, 7 (4), pp. 323-337.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y RIBEIRO, A. (1972). Le Precambrien de la Meseta Iberique. *Serv. Geol. Maroc*, 236, pp. 315-335.
- BASTIDA, F. (1981). La esquistosidad primaria: una síntesis sobre las características y desarrollo. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, T. 11, pp. 35-54.
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, P.; GARIEL, O. y BENNACEF, A. (1971). *Les Grés du Paléozoïque inférieur au Sahara*. Publ. Inst. Fr. Petrole. 18, 464 pp., 357 figs., 1 mapa, Ed. Tchnip. Paris.
- BLATRIX, P. y BURG, J. P. (1981). 40 Ar-30 Ar from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.* pp. 470-478. Stuttgart.
- BOCHMANN, H. G. (1956). *Stratigraphie und Tektonik der Zentralen Extremadura im Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien)*. Dis. Math. Natur. Fak. Münster, pp. 1-195.

- Bouyx, E. (1962). La edad de los esquistos de Alcudia. *Not y Com. IGME* n.º 66, pp. 197-200.
- (1963). Extensi3n des terrains ante-ordoviciennes au sud de Ciudad Real. Espagne Meridionale. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, pp. 339-341.
- (1967). Repartici3n vertical de pistas de trilobites en el Ordoviciense inferior de la provincia de Ciudad Real. *Notas y Comunicaciones IGME* 99-100, pp. 177-180.
- (1970). Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min.* 73, pp. 1-263.
- BOUYX, E. y SAUPE, F. (1966). Precisions sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (Prov. C. Real, Espagne). *C.R. Acad. Sc. Fr.* 263, serie D, pp. 321-323.
- BRASIER, M. D.; 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.
- BRASIER, M. D. y SINGH, P. (1987). Microfossils and Precambrian-Cambrian boundary stratigraphy at Maldeota. Lesser Himalaya. *Geol. Mag.* 124 (4), 323-345.
- BRENCHEY, P. J.; ROMANO, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. En KNIGHT, R. J. y MCLEAN, J. R. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstones*. Can. Soc. Petrol. Geolog., Memoir 11: 241-255.
- BRENCHEY, P. J.; ROMANO, M.; YOUNG, T. P. y STORCH, P. (1991). Hirmantian glaciomarine diamictites-evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. En BARNES, C. R. y WILLIAMS, S. H. (eds.) *Advances in Ordovician Geology*. Geol. Surv. Canada, Pap. 90-9: 325-336.
- CALVET, F. y SALAS, R. (1988). Tipos de plataformas carbonatadas del precámbrico terminal de la Zona Centroibérica. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 59-62.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.ª J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif. *Estudios Geol.* 33 (4), pp. 343-355.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA y VEGAS, R. (1971). Observaciones sobre la tect3nica de las series precmblicas y paleozoicas del E de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* 82, pp. 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. (1971). Los materiales preordovicos de Despeaperros (Sierra Morena Oriental). *Estudios Geol.* 27 pp. 171-175.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal* n.º 8, pp. 193-206.
- CARVAJAL, A. y MATAS, J. (1992). A proposal for the seismotectonic zonation of the Hesperian Massif. XXIII General Assambly of the European Seismological Comission. Volumen II, pp. 270-273. Czechoslovakia.

- CASTRO, A. (1984). *Los granitoides y la estructura hercínica en Extremadura Central*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. pp. 202. Inédito.
- CORREIRA, J. M. (1994). Litoestratigrafia e tectonica do Grupo das Beiras (Complexo Xisto Grauvaquico) (C.X.G.) entre o rio Pônsul o rio Erges. Beira Balixa (Portugal). *Bol. Geol. Min.* Vol. 105-6, pp. 521-530.
- CRESPO, V. (1972). La Reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central. *Bol. Geol. Min.* 83 (2); pp. 174-180.
- CRESPO, V. y REY, J. (1972). Contribución al estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. y Min.* 82, 6, pp. 512-515.
- CRESPO, V. y TAMAIN, F. (1971). Mise en evidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'Alcudien de la Sierra Morena Centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 272; pp. 688-690.
- CRIMES, T. P. (1987). Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geol. Mag.*, 124, 2: 97-119.
- DALLMEYER, R. D. y PIEREN, A. (1987). Evidence of Late Proterozoic Tectonometamorphic Events in SW Iberia: Significance and Paleogeographic Implications. Mauritanian IGCP-233 meeting. Nowakchott: 73-76.
- DÍEZ BALDA, M.^a A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca. *Studia Geologia* 12, pp. 91-108.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geol.* vol. 36, pp. 131-138.
- (1986). *El complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca*. Ed. Universidad de Salamanca, Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ 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.
- EGOZQUE, J. y MALLADA, L. (1876). Memoria geológica y minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol.* España. Madrid,
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J.; GARCÍA PORTERO, J.; ORTEGA GIRONES, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 (MAGNA)*. Memoria de la Hoja 783. Abenojar. IGME.
- FERNÁNDEZ CARRASCO, J. y MOLINA, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 2.^a serie MAGNA* Memoria de la Hoja n.º 782 (Valdemanco de Esteras). IGME.

- FONTBOTE, J. M. y JULIVERT, M. (1974). The Precambrian of the Iberian Peninsula. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Conference de Liblice (1972), pp. 175-183.
- FORTEY, R. A. (1984). Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. En BRUTON, D. L. (ed.). *Aspects of the Ordovician System*. Palaeont. Contr. Univ. Oslo, 295: 37-50.
- FORTUIN, A. R. (1984). Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albaracín, Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol.*, 48: 245-261.
- GABALDÓN, V. y HERNÁNDEZ-URROZ, J. (1989). Los fosfatos del Precámbrico-Cámbrico de la Zona Centro-Ibérica, un modelo de yacimiento de origen sedimentario. XII Congr. Español de Sedim., Simposios y Conferencias, 283-297.
- GABALDÓN, V.; HERNÁNDEZ, J.; LORENZO, S.; PICART, J.; SANTAMARÍA, J. y SOLE, F. J. (1987). Sedimentary facies and stratigraphy of Precambrian-Cambrian phosphorites on the Valdelacasa anticline. Central Iberian Zone, Spain. *Phosphate deposits of the World*, vol. 2, 422-428. Cambridge University Press.
- GABALDÓN, V. (1990). Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte I. *Bol. IGME*, Vol. 101-5, pp. 701-760.
- GARCÍA ABAD, F. J. y MARTÍN SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.* 36; pp. 391-401.
- GARCÍA HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M. A. de; PEREJON, A.; PIEREN, A. P. y HERRANZ, P. (1986). Geo-traverse South (B-1). Excursion Program: Day 1. Project 233 (Excursion Guidebook). Int. Conf. Iberian Terranes & Their Reg. Correl. IUGS-UNESCO-IGCP (Oviedo): 43-55.
- GARCÍA HIDALGO, J. F. (1993). Las pistas fósiles del Alcudiense Superior en el anticlinal de Ibor. Consideraciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 33-35.
- (1993).- Pistas fósiles en la «Serie de Carrascalejo». Implicaciones cronoestratigráficas. *GEOGACETA*, 13, pp. 36-37.
- (1993). Las pistas fósiles de los anticlinales de Alcudia y Abenojar (Zona Centroibérica). Edad de las series. *GEOGACETA*, 14, pp. 57-59.
- (1995). El Proterozoico de la terminación suroriental del Anticlinal de Ibor (NE de Badajoz, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 90 (1-4) pp. 5-19.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. y ORTEGA, E. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.º 808, Almadén. *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000*, 2.ª serie, plan MAGNA. IGME, 60 pp.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S. y VÁZQUEZ, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000* 2.ª serie MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 781 (Siruela). IGME.

- GARZÓN-HEYDT, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y VEGAS, R. (1976). Estudio tectónico y microtectónico de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. *Studia Geologica*, 10; pp. 7-16.
- GEHRENKEMPEP, I. (1978). Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo Universitat Berlin. *Helf*, 29, pp. 68-69.
- GIL CID, M. D. (1970). Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites). *Estudios Geol.*, 26, pp. 285-295.
- (1971). Nota sobre algunos Calymenaceos (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 317-226.
- (1972). Sobre algunos Asaphidea (Trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 98-101.
- (1972). Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo. *Estudios Geol.*, vol. 28, pp. 143-153.
- (1988). *Proplina yochelsoni* n.sp. Primer monoplacophora del Cámbrico inferior español. *Bol. Geol. Min.*, 92, 3: 196-202.
- GIL CID, M. D.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C. y VEGAS, R. (1976). El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal del Guadarranque-Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60, pp. 17-31.
- GIL CID, M. D. y JAGO, J. B. (1989). New data on the Lower Cambrian trilobites of Cortijos de Malagón (Spain). *Estudios geol.*, 45: 91-99.
- GIL, I.; JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983). La evolución de la Cordillera Herciniana en el tiempo. *Libro Jubilar J. M. Ríos*, IGME, pp. 607-612.
- GIL SERRANO, G.; MONTEREÍN, V.; NOZAL, F. y PÉREZ LLORENTE, F. (1984). Fases de deformación y elementos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo. I. Congr. Esp. Geol. Segovia. Tomo I, pp. 27-47.
- GUIJARRO, J.; MONSEUR, J. y GUTIÉRREZ, A. (1984). Mineralizaciones estanníferas asociadas a la apófisis adamellítica de Logrosán (Cáceres, España). I Congreso Español de Geología T. II, pp. 479-489.
- GUIJARRO, J.; MORENO, R. y GUTIÉRREZ, A. (1986). Petrología y geoquímica de la apófisis adame-llítica de Logrosán. *Bol. Geol. Min.* T. XCVII-VI, pp. 757-771.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971). Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres. *Estudios Geol.*, vol. 27, pp. 177-180.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). *Graptolitos del Ordovícico español*. Tesis doct. Univ. Complutense, Madrid, 3 Vols. 701, 701 págs. (Inéd.).

- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983). Estudio de los Monopla- cóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central). *Estudios Geol.*, 39: 379-385.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y MELÉNDEZ, B. (1987). Nuevos hallazgos de Estilóforos (Homalozoos) en los materiales ordovícicos de la zona Centroibérica. *COL-PA*, 41: 41-50.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y RÁBANO, I. (1987). Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los «Bancos Mixtos» (Ordovícico superior de la zona Centroibérica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos. *Bol. Geol. Min.*, 98, 5: 647-669.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y PINEDA VELASCO, A. (1988). Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén). II Congreso Geológico de España. Granada, I: 91-94.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. de y PIEREN, A.P. (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 160-171.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984a). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. y SMITH, A. B. (1984b). Los Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stelleroidea, Crinoidea) del Paleozoico Inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España). *Estudios Geol.*, 40: 421-453.
- HABERFELNER, E. (1931). Eine Revision der Graptoliten der Sierra Morena (Spanien). *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 43, 2: 19-66.
- HAFENRICHTER, M. (1979). Paläontologisch-Ökologische und lithofazielle Untersuchungen des «Ashgill-Kalkes» (Jungordovizium) in Spanien. *Arb. Paläont. Inst. Würzburg*, 3: 1-139.
- (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician-Silurian boundary in Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 160, I: 138-148.
- HAMMANN, W. (1974). Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 55, 1/5: 1-151.
- (1976). Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien). *Senckenbergiana lethaea*, 57, 1: 35-85.
- (1983). Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien: ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.*, 542: 1-117.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M. y ROMANO, M. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *Pub. Intern. Un Geol. Sci.* 11, pp. 1-47.

- HAMMANN, W. y SCHMINKE, S. (1986). Depositional environment and systematics of a new ophiuroid. *Taeniaster ibericus* n.sp., from the Middle Ordovician of Spain. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 173, 1:47-74.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J. L. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1968). Movimientos Caledónicos (fases Saláirica, Sárdica y Erica) en Sierra Morena Occidental. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 66; pp. 21-28.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1947). Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central. *Not. y Com. IGME* 17; pp. 167.
- HERRANZ, P. (1984). *El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz*. Tesis Doct. Univ. Compl. Madrid, 1.220 págs. (Inéd.).
- HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y VILAS, L. (1977). Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel. *Estudios geol.*, 33, 4: 327-342.
- IGME (1971-1972). *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000*. Síntesis de la Cartografía existente. Hojas n.º 52 (Talavera de la Reina), 53 (Toledo), 60 (Villanueva de la Serena) y 61 (Ciudad Real).
- JULIVERT, M. (1983). La evolución sedimentaria durante el Paleozoico y el registro de la deformación en la columna estratigráfica paleozoica. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 593-601.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBERO, A. y CONDE, L. S. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:100.000*. IGME.
- JULIVERT, M. y MARTÍNEZ, F. J. (1983). Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Herciniana. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 612-631.
- JULIVERT, M.; MARTÍNEZ, F. J. y RIBEIRO, A. (1980). The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. Mem. B.R.G.M. n.º 108. Coll C 6 26 Congr. Geol. Internat. Geologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-Hercyniens, pp. 132-158.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1974). Nuevos datos sobre el Ordovícico del Sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora Geol. Astúrica*, 18, pp. 57-61.
- (1983). El Ordovícico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 192-246.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983). El Devónico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 265-311.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 477-490.
- KELCH, H. (1958). Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura in Bereich du westlichen Sierra de San Pedro. *Diss. Math. Naturv. Fak. Univ. Munster in Referaten Meft*, 134, pp. 30-31.

- KREISA, R. D. (1981). Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 51, n.º 3, pp. 823-848.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, F. y PEREJÓN, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.* 121 (3); pp. 221-228.
- LIÑÁN, E. y PALACIOS, T. (1987). Asociaciones de pistas fósiles y microorganismos de pared orgánica del Proterozoico, en las facies esquistos-grauváquicas del norte de Cáceres. Consecuencias regionales. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82, 1-4: 211-232.
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992). *Evolución Estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)*. Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).
- (1993). La estructura del Anticlinal de Navalpino. *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 6, nº 3, 3-4 (en prensa).
- (1994). Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España* 7 (1-2), 31-45.
- LONG, D. G. F. (1991). A non-glacial origin for the Ordovician (Middle Caradocian) Cosquer Formation. Vercors. Crozon Peninsula. Brittany, France. *Geol. J.*, 26: 279-293.
- LORENZO RUEDA, M. (1977). *Los materiales previos a la cuarcita armoricana en la Sierra de Pela y Embalse de Orellana (Provincia de Badajoz)*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd.), 99 págs. 1 map. Madrid.
- LORENZO, S. y 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.
- (1958). Zur Stratigraphie des Spanischen Kambriums. *Münster. Geologie*, 7, 3-6: 727-750.
- (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil I. Stratigraphie. *Abh. Akad. Wiss. Lit. math. naturw.*, 6: 285-498.
- LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1961). Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4: 51-72.

- (1962). Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 8: 245-247.
 - (1963a). Sur la stratigraphie du Précambrien du Sud-Ouest de Puente del Arzobispo (prov. de Cáceres, Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 152-153.
 - (1963b). Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Toledé (Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 5: 250-251.
 - (1965). Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne au Sud de Toledo (Espagne). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, 7: 220-221.
- LLOPIS, N.; SAN JOSÉ, M. A. de y HERRANZ, P. (1970). Nota sobre una discordancia posiblemente precámbrica al SE de la provincia de Badajoz, y sobre la edad de las series paleozoicas circundantes. *Bol. Geol. Min.*, 81, 6: 586-592.
- MACHENS, E. (1954). Stratigraphie und Tektonik der sudostlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana. *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-173.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). Las Capas de Transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior) en Los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 591-613.
- (1977). Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo; consecuencias geotectónicas. *Estudios Geol.* vol. 33, pp. 57-80.
- MIALL, A. D. (1977a). A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Revs.*, 13, pp. 1-62.
- (1978). Fluvial sedimentology: an historical review. *Con. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, pp. 1-48.
- MITCHUM, R. M. Jr.; VAIL, P. R.; THOMPSON, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Seismic stratigraphic. Applications to hydrocarbon exploration (C. E. Payton, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 26: 53-62.
- MITROFANOV, F. P. y TIMOFEEV, M. (1977). *Premier étude des microfaunes du Précambrien de la Péninsule Ibérique*. Inst. Geol. Geocron. Précambrien, Leningrad, 2 págs. (Inéd.).
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M. y JORDA, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño. *Studia Geol. Salamant.* n.º 20, pp. 115-126.
- MONTESERÍN, V. (1981). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 2.ª serie MAGNA*. Memoria de la Hoja n.º 682 (Sevilleja de la Jara). IGME.

— (1985). Estudio geológico del flanco noroeste del Anticlinal de Valdelacasa. Precámbrico-Cámbrico de las Hojas 654 (P. del Arzobispo) y 655 (Los Navalmorales). Informe interno ALMADEN. IGME.

MONTESERÍN, V. y PÉREZ ROJAS, A. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000*, 2.ª serie MAGNA. Memoria de la Hoja n.º 653 (Valdeverdeja). IGME.

MORENO, F. (1974). Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.* 85, 4, pp. 396-400.

— (1975). Olistostromas fangoconglomerados y «slumps folds». Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el Anticlinal de Valdelacasa (prov. Toledo, Cáceres y Ciudad Real). *Estudios Geol.*, vol. 31, pp. 246-260.

— (1977). *Estudio Geológico de los Montes de Toledo, occidentales*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.

— (1977). Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el Anticlinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico. *Estudia Geológica* 12, pp. 123-136.

MORENO, F. y GÓMEZ PÉREZ, J. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000* 2.ª serie MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja n.º 683 (Espinoso del Rey). IGME.

MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Tectónica de las series ordovícicas y silúricas en la región de Villanueva del Fresno (Badajoz). *Estudios Geol.* vol. 32; pp. 47-52.

MORENO, F.; VEGAS, R. y MARCOS, A. (1976). Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia Sárdica en el Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica* 20 (1), pp. 8-16.

MUTTI, E. (1985). Turbidite system and relations to depositional sequences in: Provenance of arenites (Zuffa editors) NATD ASI Series. *Serie C: Mathematical and Physical sciences*. Vol. 148; pp. 65-93.

MUTTI, E.; NORMARK, W. R. (1991). *An integrated approach to the study of Turbidite Systems. In Seismic facies and Sedimentary Processes of Submarine fans and Turbidite Systems*. Springer-Verlag New York. Inc.

NOZAL, F. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000* 2.ª Serie MAGNA. Memoria de las Hojas n.º 681 (Castañar de Ibor) y 708 (Minas de Santa Quiteria). IGME.

— (1985). Estudio Geológico de la terminación sureste del Anticlinal de Ibor (Hojas de Castilblanco y Herrera del Duque). Informe interno ALMADEN-IGME.

NOZAL, F. e INSÚA, M. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000* 2.ª Serie MAGNA. Memoria de las Hojas n.º 734 (Villarta de los Montes) y 735 (Fontanarejo). IGME.

- NOZAL MARTÍN, F.; GARCÍA CASQUERO, J. L. y PICART BOIRA, J. (1988). Discordancia Intraprecámbrica y series sedimentarias en el sector sur-oriental de los Montes de Toledo. *Bol. Geo. Min.*, 99 (4). 473-489, 8 fig. 1 map. Madrid.
- NOZAL, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 139-143.
- NOZAL, F.; ROBLES CASAS, R. y SANTAMARÍA, J. (1988). Sobre la discordancia intraprecámbrica entre los grupos Domo Extremeño e Ibor, en el sector central del Anticlinal de Ibor (Zona Centroibérica). II Congr. Geol. de España. Comunicaciones vol. I, 135-138.
- NOZAL, F. y MARTÍN SERRANO, A. (1989). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Hoja n.º 709 (Anchuras). ITGE.
- OEN ING SOEN (1970). Granite intrusion folding and metamorphism in Central northern Portugal. *B.G.M.E.*, LXXXI, II, III, 271-198.
- OLIVÉ, A.; PORTERO, J. M.; ÁLVARO, M.; PIEREN, A.; AGUILAR, M. J.; DABRIO, C.; NOZAL, F. (1989). Memoria explicativa de la Hoja 756 (Herrera del Duque). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000* (2.ª Serie). ITGE. 92 págs.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ-LODEIRO, E. (1983, publ. 1986). La Discordancia intra-Alcudiense en el dominio meridional de la zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúr.*, n.º 3-4.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ, J. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la zona Centroibérica. II Congreso Geológico de España. Granada. Simposio sobre cinturones orogénicos, pp. 85-89.
- ORTEGA, E. y SÁNCHEZ VIZCAÍNO, J. (1987). Memoria explicativa de la Hoja n.º 783, Abenójar. *Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000*, 2.ª serie, plan MAGNA. IGME. 42 pp.
- PALACIOS, T. (1983). Primeros microfósiles de pared orgánica extraídos en el Olistostroma del Membrillar (Proterozoico Superior del Centro de España). *Rev. Esp. de Microp.* XV (3), 511-517.
- (1989). *Microfósiles de pared orgánica del Proterozoico Superior (Región central de la Península Ibérica)*. Mem. Museo de Paleont., Universidad de Zaragoza.
- PALERO, F. J. (1986). El campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Sobre el origen de las mineralizaciones B.P.G.C. asociadas a zonas de cizalla. *Stvd. Geol. Salmant.*, t. 23, pp. 265-297.
- (1991). *Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 827 pp.

- (1993). Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica). *Bol. Inst. Geol. y Min.* vol. 104-3, pp. 227-242.
- PARDO, H. V. y ROBLES, R. (1988). La discordancia basal del Grupo Valdelacasa en el Anticlinal de Valdelacasa (sector Central de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones, vol. II, pp. 165-168.
- PARDO, M. V. y SANTAMARÍA, J. (1992). El Precámbrico del Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo. Zona Centroibérica). Un puzzle en vías de resolución. III Congreso Geológico de España. Actas de las sesiones científicas, t. I, pp. 175-179.
- PARDO, M. V. y GARCÍA-ALCARDE, J. L. (1994). El Devónico de la Zona Centroibérica. X Jornadas de Paleontología. Madrid, pp. 153-156.
- PARGA, J. R. (1971). Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. y Minero* 82, 3-4, pp. 234-238.
- PARGA, J. R. y VEGAS, R. (1972). Problems and discussion on Precambrian Series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula). *Geol. Rdsch.* 61, 1, pp. 44-68.
- (1974). El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. I cent., pp. 329-345.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982). The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe. *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280, 41.
- PARIS, F.; ELAOUAD-DEBBAJ, Z.; JAGLIN, J. C.; MASSA, D. y OULEBSIR, L. (1995). Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana. En COOPER, J. D.; DROSER, M. L. y FINNEY, S. C. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System. The Pacific Section Society for Sedimentary Geology, 171-176.
- PELÁEZ, J. R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PEREJÓN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986). Nouvelles données sur la discordance intra-précambrienne dans le vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique méridional, España). (Abstract) 11 ème Réunion des Sciences de la Terre (RST), p. 145, Clermont-Ferrand, 1986. Soc. Géol. France édit. París.
- PELÁEZ, J. R.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; HERRANZ, P.; PIEREN, A. P.; VILAS, L. y SAN JOSÉ, M. A. de (1989). Upper Proterozoic in central Spain. 28th Int. Geol. Congr. Washington, 2: 590-591.
- PERCONIG, E.; VÁZQUEZ, F.; VELANDO, F. y LEYVA, F. (1983). Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico Superior de España. *Bol. Geol. Min.*, 114, 3: 187-207.
- PEREJÓN, A. (1981). *Problemática paleontológica del límite Precámbrico-Cámbrico en España*. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat. Madrid, Tomo especial Curso Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I: 95-109.

- (1984). Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 213-265.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F. y VEGAS, R. (1976). Datación de las calizas del Cámbrico inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo): Fauna de Arqueociatos. *Brev. Geol. Astúrica*, 20, 3: 33-46.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neógeno-Cuaternario*, n.º 9, pp. 23-36.
- PICART, J. (1988). Facies e interpretación de los yacimientos fosfatados del Cámbrico inferior de Fontanarejo. Zona Centro-Ibérica (Ciudad Real). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 157-160.
- PIREN PIDAL, A. P. (1989). *Estudio estratigráfico de los materiales anteordovícicos del anticlinorio de Agudo-Valdemanco y de los Materiales Paleozoicos del sinclinal de Herrera del Duque*. Tesis Licenciatura Universidad Complutense Madrid (Inéd.). 221 p. Madrid.
- PIREN PIDAL, A. P.; HERRANZ ARAUJO, P. (1988). *Presencia y caracterización del «Alcudiense Superior» (Vendiense) en el entronque de La Serena y el Valle de Alcudia (Este de la Provincia de Badajoz)*. Temas Geol. Min. Simposios, 9, 91-100, 2 fig., 1 map., Madrid.
- PIREN PIDAL, A. P.; PINEDA VELASCO, A.; HERRANZ ARAUJO, P. (1987). Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real-Badajoz). *Geogaceta*, 2, 26-29.
- PIREN PIDAL, A. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1990). Datos bioestratigráficos de los materiales silúricos del Sinclinal de Herrera del Duque (Badajoz). *Geogaceta*, 8: 58-61.
- PIREN, A. P.; HERRANZ, P. y GARCÍA SIL, S. (1991). Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico superior en «La Serena», Badajoz (Zona Centroibérica). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16: 179-191.
- PINEDA VELASCO, A. (1987). La Caliza Urbana (Ordovícico superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén). *Bol. Geol. Min.*, 98, 6: 780-793.
- PORTERO GARCÍA, J. M. y DABRIO GONZÁLEZ, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. II Congreso Geol. España, Granada, I: 161-164.
- POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. (1988). Eustatic control on clastic deposition. En J. C. WAGONER (ed.) *Sea-level change- an integrated approach*. Society Economic Paleontologists Special Publication.
- PUSCHMANN, H. (1964). Stratigraphie der Devon Mulde von Herrera del Duque. Dissertation. Heldeberg (inédito).
- (1970). Eine Paleogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel Z. *Deustch. Geol. Ges.* 120 (1968), pp. 107-118.

— (1970). Das Palaeozoikum der nordlichen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). *Geol. Dtsch.* 19 (3), pp. 309-329.

QUESADA, C. (1990a). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostrophic tectonic zones in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.

RÁBANO, I. (1984). Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: Una visión bioestratigráfica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 267-287.

— (1990). Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. *Publ. Espec. Bol. Geol. Min.* 1-233.

RAMÍREZ Y RAMÍREZ, E. (1955). El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Not. y Com. del IGME* vol. 40, pp. 53-87.

— (1965). El Sinclinal del Guadarranque (Cáceres). *Estudios Geol.* vol. 11, pp. 409-436.

RANSWEILLER, M. (1968). Stratigraphie und tektonik der Extremadura im Bereich der Orte Herrera del Duque, Helechosa und Villarta de los Montes (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-100.

REDLIN, K. (1956). Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena in Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). *Diss. Math. Natur. Fak. Univ. Munster*, pp. 1-192.

ROBARDET, M.; VEGAS, R. y PARIS, F. (1980). El techo del Ordovícico en el centro de la Península Ibérica. *Studia Geologica* 16, pp. 103-121.

ROBARDET, M. (1981). Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. En HAMBERG, M. J. y HARLAND, W. B. (eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press: 585-589.

ROBARDET, M. y DORE, F. (1988). The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. *Paleogeogra., Paleoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.

ROBLES, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbricos del domo de las Hurdes: existencia de tres series sedimentarias separados por discordancia. SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérico). II Cong. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 185-188.

RODRÍGUEZ ALONSO, M. D. (1985). El Complejo Esquisto-Grauwáquico y el Paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensia, Sec. Ciencias*, 51: 1-174.

RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. M.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. y SARMIENTO, G. N. (1989). Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Sinclinal del Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real). *COL-PA*, 42: 83-106.

ROIZ, J. M. (1979). *La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Univer. Complutense Madrid, pp. 1-254.

- ROIZ, J. M. y VEGAS, R. (1980). Formaciones ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal del Tirteafuera (Sur de la provincia de Ciudad Real). *Stvdia Geol. Salm.*, 16, 27-36.
- SAN JOSÉ, M. A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS MINONDO, L. y HERRANZ, R. P. (1974). Las series Ordovícicas y Preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.*, LXXXV-I, 21-31.
- SAN JOSÉ, M. A. de (1981). Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincia de Ciudad Real y Badajoz). Memoria final Beca Fundación Juan March. Madrid, 154 pp. (inédito).
- (1983). El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, 91-100.
- (1984). Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 81-117.
- SAN JOSÉ, M. A.; PIEREN, A. P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; PELÁEZ, J. R. y PEREJÓN, A. (1990). Ante-Ordovician stratigraphy, autochthonous sequences of the Central Iberian Zone. En R. D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 147-159. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- SANTAMARÍA, J. (1988). Facies y asociaciones de facies de los fosforitas de Robledo del Mazo (Precámbrico-Cámbrico de los Montes de Toledo). II Congr. Español de Geol. Comunicaciones vol. I, 205-208.
- SANTAMARÍA, J.; PICART, J. y SOLE, F. J. (1987a,b). Abst. VIII European Regional Meeting. IAS. Tunis.
- SAUPE, F. (1971). La serie ordoviciense et Silurienne d'Almaden (prov. C. Real, Espagne). Point des connaissances actuelles. *Mem. B.R.G.M.* 73, pp. 355-365. Brest.
- (1973). La Géologie du gisement de mercure D'Almaden. *Sciences de la Terre. Mem.* n.º 29, pp. 1-342.
- SCHMITZ, H. y WALTER, R. (1974). Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen, Halbinsel Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, Jh.* 1974, 1-2-, pp. 72-124.
- SDZUY, K. (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math. Naturwiss. Kl.*, 7-8: 217-408 (499-690).
- (1971a). Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica. I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., sec. I. Geol., 2: 753-768.
- (1971b). La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ., sec. I. Geol., 2: 769-782.

- TAMAIN, G. (1971). L'Ordovicien est marianique (Espagne). Sa Place dans la province méditerranéenne. *Mém. B.R.G.M.* 73, pp. 403-416. Brest.
- (1972). Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). These Univ. Paris-Sud (Orsay) 3, pp. 1-870.
- (1975). El Alcuense y la orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). T.I. Centenario Real Soc. Esp. Hist. Nat. 1, pp. 437-464.
- TEJERO, R. (1976). *Estudio microtectónico de las relaciones Cámbrico-Precámbrico en la zona de Aldeacentenera-Robledollano (Cáceres)*. Tesina de Licenciatura. Facultad de Geología. Univ. Complutense de Madrid.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1983). El Silúrico en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 246-265.
- VAIL, P. R. (1987). Seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Atlas of Seismic stratigraphy. (A. W. Bally, Ed.). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol.*, 27: 1-10.
- VEGAS, R. (1968). Sobre la existencia de Precámbrico en la Baja Extremadura. *Estudios Geológicos*, vol. 24, pp. 85-89.
- (1971). Precisiones sobre el Cámbrico del Centro y S de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el valle de Alcuño y en las sierras de Cáceres y N de Badajoz. *Estudios Geol.* vol. 27, pp. 414-425.
- VEGAS, R. (1974). Repartición de las series anteordovícicas del SW de España. *Bol. Geol. y Min.* 85 (2); pp. 157-170.
- (1975). Wrench (Transcurrent) faults systems of the South Western Iberian Peninsula. Paleogeographic and morphostructural implications. *Geol. Runds*, v. 64, n.º 1, pp. 266-278.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M. y MORENO, F. (1977). Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series «pre-arenig» de España Central. *Studia Geologica*, 12, pp. 207-215.
- VEGAS, R. y ROIZ, J. M. (1979). La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de las Villuercas, Guadalupe y Almadén (zona Luso-Oriental-Alcudiana). *Tecniterrae*, 23, pp. 1-5.
- VIDAL, M. y LOZACH, Y. (1976). *Etude Géologique de la terminaison occidentale de la Vallée de l'Alcudia*. Trav. Lab. Géol. Struct. Appli., 91-Orsay. 160 págs., 99 figs., 3 lám., 1 map. París.
- VIDAL, G.; JENSEN, S. y PALACIOS, T. (1994). Neoproterozoic (Vendian) ichnofossils from Lower Alcudian strata in central Spain. *Geological Magazine*, 131 (2), 169-179.

- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ-VINTANED, J. A.; DÍEZ BALDA, M. A. y GRANT, S. W. F. (1994). Neoproterozoic-early Cambrian geology and palaeontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131 (6), 729-765.
- VILAS, L.; PELÁEZ, J. R. y ARCHE, A. (1979). El Precámbrico del anticlinorio de Ibor (I): Zona de La Calera (Cáceres). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 77: 141-152.
- VILAS, L.; HERRANZ, P.; SAN JOSÉ, M. A. de y PELÁEZ, J. R. (1981). *El Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico inferior en el sector centro meridional del Macizo Ibérico*. R. Acad. Cienc. Exact. Fis. Nat., Tomo especial Curso de Conferencias sobre el PICG (mayo 1979), I: 76-93.
- VILAS, L.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN PIDAL, A. P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A. y HERRANZ, P. (1987). Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona central meridional del Macizo Ibérico. *Geogaceta*, 2, 43-45, 1 fig. Madrid.
- VILAS, L. y SAN JOSÉ, M. A. de (1990). Central Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Stratigraphy. Introduction. En DALLMEYER, R. D. y MARTÍNEZ GARCÍA (eds.) *Pre Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag: 145-146.
- WALKER, R. G. (1982). Hummocky and swales cross-stratification. Int. Ass. Sediment, 11 th int. Congr. Sechment. Hamilton, Canadá. Guidebook for Excursion, 21A.
- WALKER, R. G. et al. (1984b). Shelf and shallow marine sands. En: *Facies Models*. 2nd ed. /Ed by R. G. Walker), pp. 141-170. Geoscience Canadá. Reprint Series 1. Geological Association of Canadá.
- WALTER, R. (1977). Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien. *Münster. Forsch. Z. Geol. U. Paläont.* 42, pp. 1-55.
- (ed.) (1982). Beiträge zur Kenntnis des Präkambriums und Altpaläozoikum der Montes de Guadalupe/Zentralspanien. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 56: 1-130.
- ZAMARREÑO, I. (1983). El Cámbrico en el Macizo Ibérico. En COMBA, J. A. *Libro Jubilar J. M. Ríos «Geología de España»*. Inst. Geol. Min. España, 1: 117-191.
- ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R. y MORENO, F. (1976). El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sección cámbrica de los Montes de Toledo occidentales (centro de España). *Brev. Geol. Astúrica*, 20, 4: 56-64.

