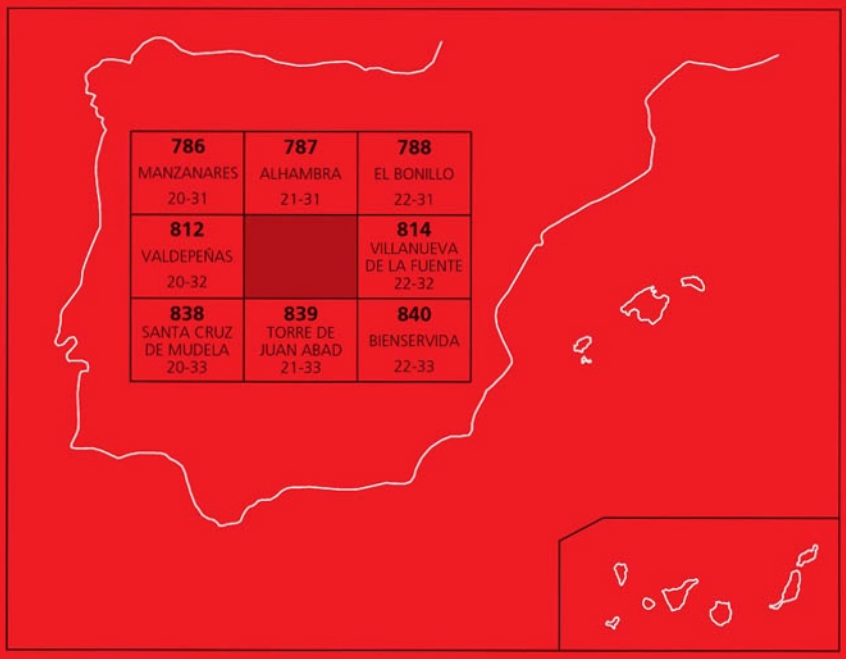
Instituto Geológico
y Minero de España

**813**
21-32

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

## Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición




# VILLANUEVA DE LOS INFANTES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

# VILLANUEVA DE LOS INFANTES

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Servicio Geográfico del Ejército
Cartografía: Intecol S.L.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-785-9
Depósito legal: M-9561-2009

Fotocomposición: Intecol S.L.
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Villanueva de los Infantes-813) han sido realizadas por INIMA SERVICIOS EUROPEOS DE MEDIO AMBIENTE, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

**Autores**

- F. Leyva Cabello. Cartografía Geológica y Memoria.
- J. Matas González. Cartografía Geológica y Memoria.
- P. Cabra Gil. Cartografía Geomorfológica y Memoria.
- J.C. Gutiérrez Marco. Estudios Paleontológicos (Macropaleontología).
- R.Mª. Rodríguez González. Estudios Paleontológicos (Polen y Acritarcos).
- L.F. Granados Granados. Estudios Paleontológicos (Micropaleontología).

**Dirección y supervisión**

- J. Fernández-Gianotti Branca (I.G.M.E.)
- V. Monteserín López (I.G.M.E.)

**INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA**

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Fichas petrológicas y paleontológicas de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Álbum de fotografías y diapositivas.
- Informes complementarios.
- Puntos de interés geológico.

# ÍNDICE

**1. INTRODUCCIÓN**.....9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA.....9

**2. ESTRATIGRAFÍA**.....11
2.1. PALEOZOICO.....11
2.1.1. Ordovícico.....12
2.1.1.1. Ordovícico Medio.....12
2.1.1.1.1. Pizarras negras (3). Pizarras del Río. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense).....12
2.1.1.1.2. Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras (4). Alternancia "El Caño". Dobrotiviense Inferior.....15
2.1.1.1.3. Pizarras verde azulado, limolitas gris oscuro a verdoso y areniscas cuarcíticas. Pizarras Guindo (5). Llandeiliense (Dobrotiviense Inferior Terminal. Dobrotiviense Superior).....17
2.1.1.2. Ordovícico Superior.....19
2.1.1.2.1. Cuarcíticas de grano medio y areniscas cuarcíticas de grano grueso ferruginosas (6). Cuarcitas Botella. Llandeiliense Surior-Caradoc Inferior.....20
2.1.1.2.2. Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (7). "Pizarras Canteras". Caradoc Inferior y Medio.....21
2.1.1.2.3. Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras de color verde amarillento (8). "Bancos Mixtos". Caradoc Terminal-Ashgill Inferior.....23
2.1.1.2.4. Lutitas negras y fangolitas gris oscuro (9). "Pizarras Chavera". Ashgill Terminal. Hirnantiense.....26
2.1.2. Silúrico.....28
2.1.2.1. Cuarcitas de grano medio-fino y areniscas cuarcíticas blancas a grisáceas (10). "Cuarcita de Criadero". Llandover.....29
2.1.2.2. Pizarras negras ampelíticas, areniscas cuarcíticas y pizarras verdes a amarillentas (11). Llandovery Superior-Wenlock Inferior.....30

2.1.3. Devónico.....31
2.1.3.1. Devónico Inferior.....32
2.1.3.1.1. Areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso y cuarcitas de grano medio a fino (12). "Cuarcita Principal" o "Cuarcitas del Risquillo". Lockkovien-se-Praguivense.....32
2.1.3.1.1. Areniscas oolíticas, oolitas carbonatadas y pizarras rojas y verdes (13). Emsiense.....34
2.1.3.2. Devónico Superior.....36
2.1.3.2.1. Areniscas de grano medio y grueso y cuarcitas de grano medio blancas a amarillentas (14). Devónico superior (Fameniense).....36
2.2. MESOZOICO.....37
2.2.1. Triásico.....37
2.2.1.1. Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio y grueso blanco verdosas a rojizas (15). Facies Keuper.....39
2.2.1.2. Areniscas de grano medio a fino carbonatadas, de color blanco amarillento a rojizo (16).....41
2.2.1.3. Lutitas rojas y verdes con niveles de areniscas y yesos (17). Facies Keuper.....42
2.2.2. Jurásico.....43
2.2.2.1. Dolomías masivas carniolares y brechoides y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas (18). Lías Inferior.....43
2.2.2.2. Dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas, brechoides hacia la base de color blanco a amarillento rojizo (19). Lías Medio-Superior.....44
2.3. TERCIARIO.....46
2.3.1. Conglomerados polimícticos, areniscas con grava, calizas bioclásticas y calizas oncolíticas (20). Mioceno Superior.....46
2.3.2. Lutitas ocres y margas verdoso amarillentas, que intercalan capas de conglomerados polimícticos y calizas (cg).....47
2.3.3. Calizas micríticas, caliza de gasterópodos y margas grises (22). Mioceno Superior-Plioceno.....48
2.4. CUATERNARIO.....49
2.4.1. Arcillas rojas de descalcificación. ("Terra Rossa"). (23).....49
2.4.2. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas. Glacis. (24) .....49
2.4.3. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos. Fondo de valle (25) .....49
2.4.4. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Coluviones (26) .....50
2.4.5. Gravas, cantos, arcillas y arenas. Aluvial-Coluvial (27) .....50
2.4.6. Cantos, gravas, arenas y arcillas. Conos de deyección (28) .....50
2.4.7. Limos y arcillas grises. Áreas endorreicas (29) .....51
2.4.8. Bloques y arcillas. Deslizamientos (30) .....51

**3. PETROLOGÍA**.....51
3.1. ROCAS FILONIANAS .....51
3.1.1. Rocas básicas (1) .....51
3.1.2. Cuarzo .....52

**4. TECTÓNICA**.....52
4.1. INTRODUCCIÓN.....52
4.2. ESTRUCTURA DE LA HOJA.....57
4.2.1. Deformaciones Prehercínicas.....58
4.2.2. Tectónica Hercínica.....59
4.2.2.1. Primera etapa de Deformación Hercínica.....59
4.2.2.2. Segunda etapa de Deformación Hercínica.....62
4.2.2.3. Tercera fase de Deformación.....62
4.2.2.4. Etapas de Fracturación Tardihercínica.....63
4.2.3. Deformación Alpina.....65

**5. GEOMORFOLOGÍA**.....66
5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA.....66
5.2. ANTECEDENTES.....68
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....68
5.3.1. Estudio morfoestructural.....68
5.3.2. Estudio del modelado.....70
5.3.2.1. Formas fluviales.....70
5.3.2.2. Formas de gravedad.....71
5.3.2.3. Formas kársticas.....71
5.3.2.4. Formas lacustres.....71
5.3.2.5. Formas poligénicas.....72
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....72
5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....74
5.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....76

**6. HISTORIA GEOLÓGICA**.....76

**7. GEOLOGÍA ECONÓMICA**.....82
7.1. MINERÍA Y CANTERAS.....82
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....83

**8. BIBLIOGRAFÍA**.....91

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Villanueva de los Infantes (nº 813), se encuadra en la provincia de Ciudad Real, y por tanto, en la Comunidad Autónoma de Castilla La Mancha.

Las dos grandes unidades geográficas y geomorfológicas diferenciables, coinciden en gran medida con las Unidades Geológicas.

Como unidad suroccidental pueden considerarse los relieves alomados de los materiales del ciclo paleozoico, que afloran de forma muy reducida en los límites occidentales y centro meridionales de la Hoja.

Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran entre los Km 18 al 20 de la carretera comarcal de Cozar a Valdepeñas, y a lo largo de la margen izquierda del Arroyo del Buey, hasta su confluencia con el río Jabalón.

El paisaje es el de monte bajo con manchas boscosas, en general de encinas y alcornoques con escasas parcelas cultivadas, normalmente en formaciones paleozoicas friables; con olivar de secano y viñedo como monocultivos. En su mayor parte, en estos terrenos se ubican fincas dedicadas a la ganadería extensiva.

Esta unidad geográfica y geológica está conformada por alguno de los afloramientos más orientales de Sierra Morena, de tal manera que, en sentido Norte-Sur, y aún a pesar de lo reducido de los afloramientos paleozoicos en el área de la Hoja se tiene una transversal bastante completa de estos materiales paleozoicos. Las características que posteriormente se describirán de las series aflorantes, permitirán encuadrar esta área en la Zona Centro Ibérica (ZCI), JULIVERT, M. *et al*. (1974), y específicamente en la Surcentroibérica de GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al*. (1984a).

Al norte y este del área paleozoica, se extiende la Llanura Manchega, en la que pueden definirse dos subáreas directamente relacionadas con su litología. Los materiales blandos de edad triásica y miocena que circundan los relieves paleozoicos, en sentido amplio encuadrados en la denominación de Campos de Montiel y la plataforma estructural de los carbonatos jurásicos descrita como "Ossa de Montiel", que con una cota uniforme en torno a los 920 m, ocupa el ámbito oriental de la Hoja.

Los cultivos en esta área van desde los viñedos, cereales y olivar en la subárea triásico-miocena, al monte bajo y explotaciones de ganadería extensiva en los carbonatos de Ossa de Montiel. En este caso la red viaria es mucho más densa y de buena calidad, destacando la Nacional 415 y las comarcales de la Solana a Villamanrique, de Villanueva de los Infantes a Alhambra y de Villanueva de los Infantes a Montiel.

Los núcleos de población más importantes son Villanueva de los Infantes, Villahermosa y Alcubillas.

Los cursos de agua son el río Azuer y su afluente por la margen derecha el río Cañamares, y el río Jabalón y sus afluentes, los Arroyos del Buey, Oregón y Cozar, que en su conjunto drenan los Campos de Montiel y el borde sur occidental de la Plataforma Carbonatada de Ossa

de Montiel. Todos estos cursos fluviales se encuadran en la Cuenca del Guadiana.

Como anteriormente se reseñaba, la distribución areal, desde el punto de vista geográfico coincide con las unidades geológicas diferenciables. De forma resumida, las unidades geológicas en el área de la Hoja son, de este a oeste:

Cobertera Tabular de la Meseta

Se trata de la orla suroccidental del Mesozoico del Macizo Ibérico, en la que se han diferenciado las facies detríticas rojas de edad Triásica, la plataforma carbonatada de edad Jurásico Inferior-Medio de Ossa de Montiel y las cuencas terciarias de carácter continental de La Mancha.

Esta unidad es discordante (límite de Tipo I) sobre los materiales paleozoicos del Ciclo Hercínico y en general, se encuentra subhorizontal, por lo que informalmente ha sido denominada "Plataforma estable de Albacete".

Paleozoico de la Meseta

En esta área afloran alguna de las últimas estribaciones de Sierra Morena, pertenecientes al Macizo Hercínico y encuadrables en la Zona Centro Ibérica (ZCI). El registro sedimentario ha proporcionado datos cronoestratigráficos precisos que permitan atribuir estas series al Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al*. (1990) y (1992), del cual, en el ámbito de esta Hoja, se han determinado los materiales del superciclo inferior que abarca una cronología desde el Ordovícico Medio al Devónico Superior.

Los escasos estudios regionales tomados como antecedentes del área de trabajo, bien por el año de su realización, KETTEL, D. (1968), TAMAIN, G. (1972), PELÁEZ *et al*. (1986) en el ámbito paleozoico, bien por los criterios metodológicos aplicados en sus trabajos Código de Nomenclatura Estratigráfica (A.C.S.N., 1961) o de la Guía Estratigráfica Internacional (G.E.I., 1980), caso de FERNÁNDEZ, J. (1977, 1984, 1994) y SERCH, J.L. (1982), para las series triásicas de Campos de Montiel, han utilizado las unidades litológicas informales como base fundamental en la organización y descripción del registro sedimentario aflorante.

El empleo de este tipo de unidades ha conducido a una cierta confusión en la nomenclatura dada la proliferación de denominaciones para unidades similares.

En la elaboración final de esta memoria y de acuerdo con lo expresado en los párrafos anteriores, se va a realizar una descripción por unidades litoestratigráficas formales y su consiguiente referencia cartográfica, aunque se aludirá en un intento de integración a las distintas denominaciones atribuidas a cada una de estas unidades en el ámbito cuencal. Por último, se realizará una propuesta de división del registro sedimentario en Secuencias Deposicionales (SD), dado que, por las observaciones de campo, los límites de las unidades genéticas del Paleozoico y Mesozoico, globalmente se adaptan mejor a dichas unidades.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Villanueva de los Infantes, afloran materiales pertenecientes al Palezoico, Triásico, Jurásico, Mioceno y Cuaternario.

### 2.1. PALEOZOICO

Los afloramientos de Sierra Morena oriental muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiperciclo Postcámbrico. SAN JOSÉ *et al.* (1990) y (1992) que abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior. Aunque regionalmente se ha establecido que en la ZCI el límite entre el Hiperciclo Anteordovícico y el Postcámbrico es una discontinuidad estratigráfica estructurada en una o varias discordancias sucesivas (límites de Tipo I). Dentro del área de la Hoja, los sedimentos más antiguos aflorantes son atribuidos al Ordovícico Medio, por lo que no se ha observado la base del ciclo y, por tanto, no puede establecerse tal relación estratigráfica.

A nivel regional, el Hiperciclo Postcámbrico comienza con los depósitos de la "Formación de Base, la Cuarcita Armoricana y las Capas Pochico", TAMAIN (1972). Estas formaciones no afloran en esta Hoja, en la que los sedimentos aflorantes más antiguos se atribuyen a las Pizarras del Río, suprayacente a los depósitos arenoso-cuarcíticos de las formaciones del Ordovícico Inferior reseñadas.

El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tiene representación en el ámbito occidental de esta Hoja y en su definición se utilizaría las denominaciones formalmente propuestas por SAN JOSÉ, M.A. (1990) y (1992) y PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1984) y (1995) y que en síntesis podemos resumir como sigue:

| | | |
|---|---|---|
| **ORDOVÍCICO** | **Medio** | Pizarras del Río<br>Alternancias "El Caño"<br>Pizarras Guindo<br>Cuarcitas Botella |
| | **Superior** | Pizarras Cantera<br>Bancos Mixtos<br>Caliza de Urbana<br>Pizarras Chavera |
| **SILÚRICO** | | Cuarcita de Criadero<br>Pizarras negras graptolíticas<br>Alternancias Malva |
| **DEVÓNICO** | **Inferior** | Formación Herrera<br>Miembro carbonatado<br>Molino de la Dehesa |
| | **Superior** | Areniscas de la Almedina |

2.1.1. Ordovícico

El itinerario realizado por el Arroyo del Buey y hasta el río Jabalón junto a las series estratigráficas de algunos tramos con buen afloramiento, han permitido definir y describir las formaciones del Ordovícico Silúrico y Devónico que afloran en esta Hoja.

*2.1.1.1. Ordovícico Medio*

Como anteriormente se ha descrito, el registro sedimentario del ciclo paleozoico en esta Hoja comienza con los sedimentos atribuidos a las Pizarras del Río del Ordovícico Medio, faltando el afloramiento de las formaciones que se encuadran en el Ordovícico Inferior.

Al conjunto arenoso del Ordovícico Inferior aflorante en las Hojas colindantes, se superpone una sucesión con predominio de los siliciclásticos de grano muy fino, limos y lutitas de coloraciones negras y grises, una de cuyas características más reseñable es la riqueza en restos fósiles.

Este registro sedimentario ha sido conocido y descrito desde el siglo pasado como "Capas con Tristani", GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984a). En la ZCI se han determinado más de 250 taxones de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, equinodermos, bioozoos, quitinozoos, acritarcos, icnofósiles, etc.

El conjunto litológico, con denominación informal de "Capas con Tristani", ha sido subdividido en distintas unidades litológicas con carácter local o regional.

SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*) recoge esta denominación en un cuadro de correlación integrando las unidades litológicas con carácter más extensivo en la ZCI y proponiendo formalmente unas formaciones para la ZCI meridional.

En este ámbito paleogeográfico las "Capas con Tristani" pueden subdividirse en cuatro formaciones, dada la presencia constante de dos unidades litológicas con predominio de los siliciclásticos de grano medio (areniscas y cuarcitas) en posición intermedia y de techo dentro del Ordovícico Medio.

De esta forma se definen de muro a techo las siguientes formaciones:

- Pizarras del Río, cuyos sinónimos más conocidos en la ZCI son "Pizarras de las Alisedas" y "Pizarras de Navatrasierra" s.str.
- Alternancias "El Caño", también descritas como "Cuarcitas Inferiores" o "Areniscas de los Rasos".
- Pizarras Guindo, correlacionables con las Pizarras de Valdemorillo y las Pizarras de Navalaceite.
- Cuarcitas Botella, descritas en bibliografía con las denominaciones de Cuarcitas de Canteras, Cuarcitas de La Cierva y Areniscas de Retuerta.

2.1.1.1.1. Pizarras negras (3). Pizarras del Río. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense)

Los materiales atribuidos a esta formación tienen una mínima distribución cartográfica en la superficie de la Hoja.

El único afloramiento atribuido a esta formación se encuentra en la carretera comarcal de Cozar a Torrenueva a su paso por el Arroyo Hontanar y próximo al cortijo de la Terceras.

Esta sucesión pizarrosa ha recibido distintas denominaciones, de índole local o regional, en la ZCI entre las que cabe reseñar las de: Pizarras de Correderas, RITCHER, P. (1967), BUTEWEG, P. (1968), "Pizarras con *Calymene tristani*", REDLIN, K. (1955), "Pizarras con *Neuseretus*", "Pizarras de Navatrasierra", "Pizarras de las Alisedas", etc., GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (*op.cit.*), RÁBANO, I. (1990), SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*).

Las malas y reducidas condiciones del afloramiento, dificulta en gran medida dar una potencia aproximada. En la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), las estimaciones realizadas proporcionan un espesor promedio de 700 m.

De las observaciones realizadas en el recorrido descrito y áreas aledañas, puede resumirse que esta potente sucesión está constituida, en su mayor parte, por un acúmulo masivo de lutitas y fangolitas de color negro a gris azulado (pizarras), en las cuales difícilmente se aprecian planos de estratificación. Una observación detallada, permite diferenciar dentro de esta facies paquetes alternantes en los cuales los planos de estratificación vienen definidos por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino, de colores gris blanquecino o negro, en las que puede observarse morfología de ripples en trenes continuos (*starved ripples*) o bien aislados (*linsen*). En esta subfacies, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagenética de los linsen que da origen a seudonódulos aislados en las pelitas, cuyo núcleo son los "*load casted*". En el camino rural que lleva al caserío de las Terceras y en la margen derecha del Arroyo del Buey, dentro de esta Hoja y en límite con la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), estas facies tienen un buen desarrollo.

Otra subfacies característica dentro de la común, podría denominarse como pizarras con nódulos. En este caso son lutitas y fangolitas negras y masivas en las cuales se hallan nódulos centi a decimétricos, bien dispersos, bien en horizontes con extensión lateral decamétrica, bien en niveles de espesor decimétrico con aspecto de "pebbly mudstone".

Estos nódulos tienen litologías variadas desde pelítico-silíceas a siderolíticas. En cualesquiera de ellas el núcleo puede ser o bien un resto fósil (braquiópodo, trilobites, etc.), o bien cristales idiomorfos de sulfuros.

A estos nódulos se les da un origen diagenético temprano y en algún caso, sinsedimentario, BLATT, H. *et al.* (1972), relacionados con la precipitación directa de geles silíceos y, en su caso, carbonatados ferrosos en cuenca profunda. La diagénesis precoz de estos precipitados ocasiona la formación de estos nódulos. Los niveles decimétricos tendrían que explicarse por un fenómeno continuado en el tiempo de precipitación de geles o bien por un lavado y acúmulo posterior por acción de corrientes tractivas.

Finalmente, como minoritarias dentro de esta formación, pueden reseñarse las facies heterolíticas en las que cabe distinguir dos subfacies con características bien definidas.

La más extendida y normalmente asociada a las microbandeadas, se estructura en secuencias elementales de orden centimétrico a decimétrico grano-decrecientes y constituida por areniscas cuarcíticas de grano fino a muy fino, limolitas y lutitas de color que varía del gris oscuro a azulado. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad.

En el término arena se observa laminación paralela o laminación de ripples y su espesor raramente sobrepasa los 5 cm. Su geometría es de base plana y techo ondulante.

Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de "*shear sorting*", alternando entre láminas de fangolita.

El término de las lutitas negras o azuladas tiene un aspecto masivo, conteniendo a veces micronódulos de núcleo arenoso (posibles *linsen*), abundantes cristales idiomorfos de pirita y escasas bioturbaciones.

En esta secuencia elemental de carácter turbidítico, el depósito de arena se realiza por tracción y decantación, generándose laminación paralela de alto régimen de flujo (intervalo $T_b$) y laminación cruzada de ripples (intervalo $T_c$).

Además de las características petrográficas ya descritas, en las muestras estudiadas en esta formación, es llamativa la presencia sistemática de "blastos" con tamaño arena media-fina y composición clorítica. Tanto la abundancia como la coloración de estos "blastos" en la facies lutítico-limolíticas predominante en las "Pizarras del Río", como la presencia de materia orgánica, son posiblemente la causa de su color azulado.

El modelo genético para el conjunto de esta formación, puede establecerse a partir de unos puntos básicos que pueden resumirse como sigue:

a) Prácticamente las secuencias descritas tienen una ausencia total de ripples de ola.
b) Predominio de depósitos con estructuración interna en base a secuencias de origen turbidítico.

Todo ello parece indicar que el sistema deposicional aplicable sería el de una plataforma siliciclástica sometida al efecto de las tormentas, en áreas del offshore. A nivel regional se constata que en esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico es importante, y posiblemente una de las causas que originan los "blastos" de clorita.

Los paquetes o tramos con predominio de las litarenitas son los depósitos del offshore proximal (*offshore transition*) tal como parece indicar la ausencia de "ripples de ola" y las H.C.S. con espesores reducidos y desprovistos de intervalos basales o bien con acúmulos de restos fósiles. El material removilizado por la tormenta evoluciona pendiente abajo originando las corrientes de turbidez que depositan el material transportado en el offshore distal. En su conjunto, este registro sedimentario constituirá el S.S.T. "*Self-margin system tract*" profundo de la primera Secuencia Deposicional (SD) del Ordovícico Medio.

Aunque en el ámbito regional (ZCI), una de las características reseñables de esta formación es la abundancia de restos fósiles en el ámbito de la Hoja, la mala calidad y lo reducido de afloramiento, no ha permitido encontrar un yacimiento cuyo contenido faunístico fuese determiante. En localidades muy próximas situadas en la Hoja colindante nº 839 (Torre de Juan Abad), en los afloramientos en continuidad cartográfica con el que se describe, se tiene un yacimiento localizado en el Arroyo del Buey, en donde se ha definido una asociación de trilobitres, braquiópodos y moluscos con *Neseuretus avus Hamman*, representativa del Oretaniense, con lo cual puede confirmarse en esta área que, tal como se ha definido en el ámbito regional, las Pizarras del Río aunque su base sea Arenig terminal, la mayor parte de su espesor es de edad Oretaniense.

2.1.1.1.2. Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras (4). Alternancia "El Caño". Dobrotiviense Inferior

El registro sedimentario atribuido a esta formación, está constituido por un afloramiento algo más extenso situado en la margen izquierda del Arroyo del Buey, y otros mucho más pequeños y aislados situados en la margen derecha de este Arroyo, aguas abajo del cruce con la carretera comarcal de Cozar a Valdepeñas.

Dada la mala calidad de estos afloramientos, las estimaciones de espesor son complicadas, ya que en ningún caso estos materiales se observan sobre las Pizarras del Río. En general, puede estimarse un espesor mínimo de 250 m.

Como ya recoge la denominación de esta formación, su constitución la caracteriza una monótona alternancia de areniscas y lutitas (pizarras). El color varía de gris verdoso en los siliciclásticos de grano muy fino a crema grisáceo en las areniscas. En esta alternancia se intercalan cuerpos de espesor métrico a decamétrico y extensión lateral kilométrica, constituidos por areniscas cuarcíticas de grano medio-fino.

Las facies mayoritarias son, por tanto las heterolíticas, cuyas secuencias elementales se corresponden, en general, a capas de tormenta (*storm sand layer*) de REINEK, H.E. y SINGH, I.B. (1971) o a las capas con estratificación cruzada "hummocky" (U.C.S.) definidas por HARMS, J.C. *et al.* (1975) y redefinidas por diversos autores, entre ellos WALKER, R.G. *et al.* (1983) y WALKER, R.G. (1984) cuya terminología se utilizará para estas secuencias.

En estos sedimentos pueden distinguirse las siguientes subfacies:

I) La facies litológica más llamativa de esta formación la conforman bancos y cuerpos de espesor métrico constituidos por areniscas cuarcíticas de grano medio a fino y color gris amarillento en secuenciales con estructuras hummocky (H.C.S.) de orden métrico separadas por láminas o capas milimétricas de siliciclásticos de grano muy fino o amalgamadas. Las secuencias H.C.S. son normalmente de tipo BPHM y BPH, WALKER, R.G. (*op.cit.*), con un contacto muy neto entre las areniscas y las lutitas del término M. La longitud de onda de los hummocks medida en algunas secuencias en el Arroyo del Buey, oscila entre 50 a 80 cm.

   En el itinerario realizado, es frecuente la presencia en la base de estas secuencias de marcas de corriente, esencialmente *prod* y *bounce* y menos frecuentes *flute, cast*.

II) La facies litológica más común en esta formación son secuencias H.C.S. de orden decimétrico (30 a 50 cm) y de tipo PHXM y PHM. En las secuencias con término M, el tránsito es menos neto que en el grupo de facies anterior mostrando estratificación linsen-flaser. La longitud de onda de los "hummocks" varía entre 80 y 125 cm. En general, la relación arena/lutita está próxima a la unidad.

   En la estructuración general de esta formación, hacia los tramos de techo, las facies anteriormente descritas pierden el término inferior B y reducen el espesor del P, a la vez que desaparecen los superiores X y M, produciéndose una amalgamación de capas decimétricas a métricas, con morfología ondulada y cuya estructura más visible es la "hummocky".

III) Las constituidas por secuencias elementales de espesor centimétrico a decimétrico, con estructuración interna asimilable a las facies turbidíticas ($C_2$ y $D_1$) en el sentido de MUTTI, E. (1979) y (1992). La relación arena/lutita ≈ 1.

IV) Las constituidas por secuencias elementales de orden centimétrico a milimétrico con términos en arena muy fina, limos y fangos, en las que difícilmente puede observarse el término gradado $T_a$ sobre el que se depositan los términos diluidos $T_b{}^e$. Serían asimilables a las facies $D_2$ ($F_9$) y $D_3$, MUTTI, E. (*op.cit.*). Estas secuencias, de color blanco amarillento, alternan o intercalan otras con espesores inferiores a 2-3 cm constituidas por siliciclástico de grano muy fino (arena+limo) y fangos gris oscuro a negro. La relación arena+limo/lutita es muy inferior a la unidad. Los siliciclásticos de grano fino muestran geometrías plano-paralelas en su base y ondulantes a *flaser* a techo.

Normalmente este último grupo de facies se observa en campo como un bandeado rítmico de orden centimétrico en colores blanco amarillentos y gris oscuro a negros.

La bioturbación y las estructuras hidroplásticas afectan a estos materiales, a veces de forma muy intensa.

El conjunto de facies heterolíticas descrito con secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), constituyen la totalidad del registro sedimentario de esta formación. Se estructuran en un ciclo de facies de tipo grano y estrato creciente (C.U.S.), complejo en el que podría establecerse, en alguna transversal e itinerario, la agradación de, al menos, dos megasecuencias, cada una de ellas con la misma estructuración (C.U.S.). Bien sea un solo ciclo de facies, ya sea un ciclo complejo, la norma general es que su tránsito con la formación infrayacente de las Pizarras de Río es bastante gradual y constituido esencialmente por las facies descritas como IV y III, de afinidad turbidítica, en paso igualmente gradual al tramo más potente de la formación en facies descritas como II, y finalmente, la/s barra/s, en facies I del grupo de las H.C.S.

La petrografía de las muestras estudiadas en las areniscas de las distintas facies descritas es muy uniforme. En general, son cuarzoarenitas de grano medio a fino con matriz escasa de tipo sericítico-caolinítico y cemento silíceo. Como accesorios suelen tener abundantes minerales pesados como circón, turmalina, apatito, micas, sulfuros, etc. En los tramos inferiores de la formación aún persisten, aunque en proporción mucho menor, los "blastos" de clorita en la fracción fina. Una característica composicional destacable en estas alternancias, es la ausencia prácticamente generalizada de feldespatos y de fragmentos líticos (metamórficas, volcánicas, etc.). Los porcentajes de estos componentes suelen ser testimoniales. Este hecho en algunos casos ha servido para poder diferenciar esta formación de otras con características sedimentológicas extraordinariamente parecidas, como son Bancos Mixtos suprayacentes y en cuya composición litológica la presencia de feldespatos es más significativa.

Como ya se ha reseñado y dada la estructuración descrita en el ciclo de facies de esta formación, normalmente el techo suele ser un conjunto de bancos cuarcíticos con láminas de lutitas en las intercapas o amalgamados (facies II y I) que marcan el contacto litológico brusco con la Formación Pizarras Guindo suprayacente.

Este ciclo de facies grano y estratocreciente, por tanto en "situación regresiva" en el sentido de BRENCHLEY, P.J. *et al*. (1982), se hace corresponder con la formación de lóbulos arenosos en el *offshore* proximal en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas y por tanto, sería

asimilable a los depósitos de nivel de mar más alto dentro del *shelf-margin systems tract* (SST).

En el ámbito regional y en las Hojas colindantes, los afloramientos de esta formación han proporcionado abundantes restos fósiles, con una asociación de trilobites, braquiópodos, bivalvos y ostrácodos que proporcionan una edad Dobrotiviense inferior (≈ "Llandeilo inferior"), correspondiente a la parte inferior y media de la Biozona de *Placoparia tournemini*. Dado que en esta área no se han encontrado hallazgos faunísticos determinativos, a esta formación se le atribuye la edad reseñada, confirmada en el ámbito regional.

2.1.1.1.3. Pizarras verde azulado, limolitas gris oscuro a verdoso y areniscas cuarcíticas. Pizarras Guindo (5). Llandeiliense (Dobrotiviense Inferior Terminal. Dobrotiviense Superior)

Las "Pizarras Guindo" es la unidad litológica ordovícica más rica en fósiles de la ZCI y por tanto, posiblemente la más conocida y con mayor número de referencias bibliográficas.

En el área de la Hoja esta formación tiene un afloramiento de buena calidad en la margen derecha del Arroyo del Buey, en la proximidad del Embalse de Jarilla. Esta localidad tiene un espesor mínimo de 140 m. Los afloramientos de esta formación al norte de Cozar, en el Arroyo Dragón, han proporcionado abundantes restos fósiles.

Las facies litológicas más representativas definidas en la serie reseñada pueden resumirse como sigue:

A - Facies lutítica (pizarras)

Es la facies con mayor representación en esta unidad litológica. Se trata de una alternancia de pizarras gris azuladas y/o negras con capas o láminas de limolitas. En general, muestran un aspecto de tableado centi a decimétrico a tramos masivos con estructuras pilow. Los tramos tableados tienen una finísima laminación limolítica con laminación paralela de alto flujo (*shear sorting*).

Es frecuente en esta facies la presencia de nódulos negros de dimensiones centimétricas, aislados o en capas, generalmente rellenos, bien de sulfuros o de restos fósiles y, en algún caso, de ambas cosas.

La macrofauna se presenta normalmente como acúmulos lumaquélicos de espesores centi a decimétricos, generalmente con matriz pizarrosa, si bien no es infrecuente la presencia de lumaquelas decimétricas cuyo cemento es de tipo carbonatado y ferroso que, por meteorización, se muestra como una pátina pulverulenta de color ocre amarillento. Lateralmente, en alguna de estas capas se ha observado la presencia de material volcánico (volcanoclastos) de composición básica asociados a estos niveles lumaquélicos.

B - Una facies, con representación minoritaria comparativamente con la bien anteriormente descrita, pero cuya presencia es sistemática en todas las series realizadas, son la heterolíticas de grano fino a muy fino en las cuales bien pueden diferenciarse dos subfacies que normalmente se encuentran asociadas.

B.1 - Se trata de secuencias elementales de orden centi a decimétrico constituidas por alternancia de cuarzoarenitas y/o subarcosas de grano muy fino, y color

gris oscuro, con fangolita y lutitas (pizarras) de color negro.

Las secuencias más comunes son de tipo H.C.S., WALKER, R.G. (*op.cit.*) incompletas faltando los términos B y P. Los hummocky son de longitud de orden centimétrica, y en el término M, normalmente bien desarrollada (relación arena/pelita ≤1), es frecuente encontrar bioturbación y macrofauna dispersa. En ningún caso se ha observado en esta secuencia ripples de ola.

B.2 - Asociadas o en alternancia con esta secuencia se encuentran otras de espesores y relación arena/pelita menor que la anterior y cuya única diferencia visual estriba en la ausencia, de estructura hummocky en el término arenoso. Por lo general, en campo, sólo se observa laminación paralela y esporádicamente, laminación cruzada de ripples. En sólo una localidad se han visto capas con microeslumpamientos y laminación convoluta. Cuando el afloramiento es de buena calidad (Barranco Hondo) pueden observarse capas finamente gradadas y estructuras linsen con lentículas de color blanco en el término de fangos negros. En general se trata de secuencias generadas por corrientes de turbidez y asimilables a las facies $D_3$ ó $F_9$ de MUTTI, E. (*op.cit.*). En este caso la macrofauna es muy escasa y la bioturbación intensa en los términos pelíticos.

En esta serie, el tránsito de esta formación a las Cuarcitas Botella superiores, puede significar un tramo de espesor considerable (de orden decamétrico) en relación al total de esta unidad.

Este tramo es una alternancia de areniscas cuarcíticas y pizarras, en la que puede identificarse una secuencia elemental que con pequeñas variaciones de espesor y tamaño de grano, es la que lo constituye con su acúmulo repetitivo.

La secuencia de espesor decimétrico es del grupo de las H.C.S. de grano medio-fino, del tipo PHM y PHFM, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*), con estructuras "hummocks" con longitud de onda de 50 a 80 cm.

En todos los casos, el término M está bien desarrollado, con bioturbación abundante y fauna dispersa. En general, dentro de este tramo las secuencias descritas tienen una relación arena/pelita que varía desde índices próximos a la unidad a 8/1 hacia techo.

Las muestras estudiadas determinan que se trata de cuarzoarenitas a sublitarenitas de grano medio-fino, con matriz predominante sericítica y cemento silíceo. La mica blanca es un componente con porcentajes superiores al 5% como norma común, los feldespatos están ausentes o como presencia testimonial. Como accesorios se tiene circón, turmalina, apatito y sulfuros. Los granos están subredondeados a redondeados.

En general, puede determinarse una evolución en la composición litológica de las muestras estudiadas en el conjunto de esta formación, que variará de muro a techo desde sublitarenitas, con porcentajes del 10-15% de fragmentos líticos y mica y un 5-10% de matriz sericítica a cuarzoarenitas con fragmentos líticos y micas en porcentajes < 5% y matriz sericita+caolinítica en parámetros similares.

Las facies descritas, normalmente granodecrecientes, se ordenan en un ciclo de facies complejo, en el que pueden identificarse hasta cuatro tramos litológicos:

- El tramo inferior, constituido por facies de tipo A y por tanto, con predominio casi absoluto de las lutitas y fangolitas (pizarras) muy ricas en fósiles. Es común que en sus metros basales se intercalan varias secuencias B en su subfacies de tempestitas de afinidad turbidítica ($B_2$). La presencia de nódulos dispersos o en capas es, junto a la riqueza faunística, carácter común a todo el tramo.

- El segundo tramo se observa en campo como un leve resalte morfológico y está constituido por facies de tipo B con secuencias de afinidad turbidítica ($B_2$) seguida de las que tiene "hummocks" ($B_1$).

- El tercer tramo es normalmente el de menor espesor relativo. En su constitución sólo se encuentran facies de tipo A, si bien con unas características muy concretas. En general, se trata de alternancias de pizarras negras o azuladas y capas lumaquélicas con bioclastos y cemento ferroso y fosfatado como componentes esenciales. Algún clasto nodulizado y cantos blandos de tamaño grava acompañan a los bioclastos en las lumaquelas.

- El cuarto tramo está constituido por las secuencias descritas como $B_1$, aunque normalmente el paso entre el tercer y cuarto tramo es muy gradual incluyendo algunas capas gradadas de afinidad turbidítica ($B_2$).

En resumen, la Formación Pizarras Guindo, de muro a techo, se estructura en dos megasecuencias grano y estrato creciente cuyos términos lutítico-fangolíticos (pizarras) son muy ricos en fauna, nódulos ferroso-fosfatados y localmente parches de carbonatos bioclásticos gradados.

Los términos heterolíticos son facies tempestíticas, desde las de afinidad turbidítica a las tempestitas con H.C.S. y longitud de onda métrica, hacia techo de la formación. El conjunto de ambas megasecuencias configuran un ciclo de facies complejo grano y estrato creciente (C.U.S.), que por las características descritas podría constituir los depósitos de nivel de mar bajo del *Shelf margin system tract* (S.S.T.) de una nueva secuencia deposicional. Las capas lumaquélicas con cemento ferruginoso-fosfatado del tercer tramo tienen características de depósitos de cortejo transgresivo y por tanto, encuadrables en un posible *Transgressive System Tract* (T.S.T.).

Como ya se ha indicado reiteradamente, las Pizarras Guindo son la unidad ordovícica más rica en fósiles en toda la surcentroibérica.

En las estaciones realizadas en el Arroyo del Buey y Arroyo Dragón, la presencia de: *Placoparia (Coplacoparia) tourmemini (Rouault), Neseuretus tristani (Brongniart), Placoparia (Coplacoparia) bomi Hammann, Phacopidina micheli (Tromelin), Nobiliasaphus hammanni Rábano, Ectillaenus giganteus (Burmeister), Heterorthina kerfomei Mélou y equinodermos (Diploporita indet.)* y placas columnares de crinoideos), que permiten atribuirle a esta formación una edad Llandeiliense medio a superior.

*2.1.1.2. Ordovícico Superior*

En esta Hoja, las unidades litológicas atribuidas al Ordovícico Superior afloran en el Arroyo del Buey aguas abajo de la carretera comarcal de Valdepeñas a Cozar. Los afloramientos en dicho arroyo, a la altura de la Casa de la Nava y los del Embalse de la Jarilla en este mismo arroyo junto al buen afloramiento del Arroyo Oregón al norte de Cozar, son los que proporcionan los datos en los que se basa la descripción de estas formaciones.

Aunque en las descripciones que se harán a continuación de las distintas unidades diferenciadas, se precisará con detalle sus características estratigráficas, como hechos identificativos más comunes para todo el Ordovícico Superior, puede reseñarse los siguientes:

- En comparación con el Ordovícico Inferior, las formaciones del Superior tienen igualmente una constitución heterolítica pero con un predominio más acusado de los siliciclásticos de grano medio y grueso (arena).

En tanto que en el Ordovícico Inferior la uniformidad litológica de las formaciones sería el rasgo más destacado, en el Superior, además de una mayor diversidad litológica, las formaciones que lo integran muestran cambios laterales de facies y variaciones de espesor, a veces espectaculares, e indicativos de los fenómenos tectosedimentarios que afectaron profundamente a la cuenca de sedimentación durante el depósito de este registro sedimentario.

2.1.1.2.1. Cuarcíticas de grano medio y areniscas cuarcíticas de grano grueso ferruginosas (6). Cuarcitas Botella. Llandeiliense Superior-Caradoc Inferior

En paso gradual con las Pizarras Guindo infrayacentes, se tiene una formación de constitución casi exclusivamente arenosa, que ha recibido distintas denominaciones en la ZCI: "Cuarcita Botella", TAMAIN, G. (1972), "Cuarcitas Guindo", HENCKE, W. (1929), "Alternancias y Cuarcitas de Canteras", ALMELA, A. *et al.* (1962), "Areniscas de Retuerta", GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984b), etc.

En esta área, el único afloramiento de esta formación se localiza en ambas márgenes del Arroyo del Buey, en la proximidad del Embalse de la Jarilla. La serie realizada determina una potencia de 50 m. De todas formas, dado que el contacto cartográfico inferior se establece cuando las secuencias que constituyen el tramo superior de la Formación Pizarras Guindo, pierden el término M (lutitas), originando un cuerpo arenoso que da el resalte morfológico de esta formación, es evidente que en una serie tempestítica este hecho no tiene porqué ser un fenómeno sincrónico, antes al contrario normalmente es una cuestión de índole local en este tipo de plataformas, lo que explicaría las bruscas variaciones de espesor, tanto en esta unidad litológica, como en la infrayacente.

En las facies arenosas, que la constituyen, pueden distinguirse claramente dos subfacies:

- Secuencias decimétricas a métricas del grupo de facies de los hummocky (H.C.S.), WALKER, R.G. (*op.cit.*) de grano medio a fino, en las que se definen secuencias PH, PHX y HX amalgamadas. Es frecuente que se ordenen en el sentido descrito, de tal forma que constituyen un conjunto estrato creciente con bancos (1 a 1,5 m), en los que los "hummocks" tienen longitud de onda superior a los 1,5 m.

- La segunda subfacies arenosa la constituyen areniscas cuarcíticas y cuarzoarenitas de grano medio, en capas decimétricas a bancos, con numerosas cicatrices de amalgamación, estratificación cruzada plana de ángulo variable y litosomas con morfología de megaripples. El color de estos sedimentos es gris a rojizo. En las cicatrices de amalgamación se encuentran nódulos centimétricos con orla ferrosa y núcleo fosfático y bioclastos fosfatizados y nodulizados.

Cuando se contempla la morfología de esta unidad litológica es evidente la existencia de dos

tramos. El inferior con una estratificación bien marcada y de colores claros, y el superior, con estratificación de difusa a masiva y colores gris oscuros a rojizos.

El tramo inferior está constituido por las facies del grupo de las hummockys ordenadas en detalle, tal como se ha descrito, y en el tramo superior son las facies cuarzoareníticos gris rojizas con estratificación cruzada y megaripples las que fundamentalmente lo constituyen.

Las muestras estudiadas determinan que se trata de cuarzoarenitas y subarcosas con porcentajes de feldespatos, variando entre el 3 al 10%. La matriz es de composición mixta caolinítico-sericítica y el cemento es silíceo en el tramo inferior y silíceo-ferruginoso en el superior. El tamaño de grano va de medio-fino en las areniscas inferiores a medio-grueso en las superiores. Los granos están subredondeados a redondeados, y en las cuarzoarenitas rojas hay granos con una o varias envueltas ferruginosas (oolitos). Los minerales accesorios son mica blanca, circón, turmalina, epidota, apatito, sulfuros, biotita, etc., en porcentajes entre el 1 al 5%.

La presencia de feldespatos en porcentajes significativos, mayoritariamente potásicos, junto al predominio de la matriz caolinítica, son dos datos relevantes dentro de la petrografía de las formaciones ordovícicas, ya que, el resto de los litosomas arenosos del Ordovícico medio no contienen feldespatos en porcentajes significativos. La presencia de caolín como componente principal de la matriz, es indicativo de una actividad volcánica intracuenca o en su proximidad. El conjunto de ambos datos que definen una inmadurez de estas facies arenosas, respecto a las de unidades anteriores, confirma la posibilidad de que al menos el miembro superior de la Cuarcita Botella constituya el sets de secuencias progradacionales del *Highstand Systems Tract* (H.S.T.) de la secuencia deposicional que comenzó con las Pizarras Guindo.

Las facies descritas se estructuran en una megasecuencia grano y estrato creciente compleja (*coarsening and thickening-upward sequence*), en la que se pasa de depósitos de offshore proximal en su base a facies de shoreface y foreshore en las cuarcitas ferruginosas de techo.

Aunque esta formación ha brindado diversos yacimientos paleontológicos en las Hojas colindantes donde KETTEL, D. (*op.cit.*); PÉRAN, M. (1971), describen distintos yacimientos, conteniendo el trilobites *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), entre otros bivalvos y braquiópodos de edad Dobrotiviense. Dada la ausencia de fauna en el afloramiento descrito, se le atribuye una edad Dobrotiviense por los criterios regionales reseñados.

2.1.1.2.2. Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (7). "Pizarras Canteras". Caradoc Inferior y Medio

El único afloramiento de esta formación se encuentra en la localidad reseñada del Embalse de la Jarilla, concordante con las "Cuarcitas Botella" descritas anteriormente.

De este afloramiento, muy reducido y de muy mala calidad de observación, pueden precisarse los siguientes datos.

En general, el contacto entre las "Cuarcitas Botella" y las "Pizarras Canteras" es muy neto, dando un escarpe entre ambas formaciones.

El registro sedimentario de esta formación está constituido por una alternancia de lutitas y/o fangolitas gris-verdosas (pizarras), con limolitas micáceas amarillentas que hacia techo intercalan de forma progresiva láminas y capas de areniscas de grano muy fino micáceas y de

color verdoso a marrón claro.

El aspecto general es el de una ritmita microlaminada en sus tramos basales, en los que frecuentemente intercalan nódulos de tamaño centimétrico aislados o en capas de extensión lateral decamétrica que resaltan dentro del microlaminado. Estos nódulos son de constitución siderolítica y en su núcleo contienen restos de fauna o sulfuros polimetálicos.

En su estructuración y composición litológica pueden diferenciarse dos facies, ambas de carácter heterolítico.

La facies predominante es la constituida por lutitas y fangolitas algo micáceas, de masivas a estratificación difusa, ricas en sulfuros y materia orgánica y cuya alteración da la patina blanco-amarillenta de estos depósitos.

Como subfacies de la descrita, pueden considerarse las intercalaciones milimétricas, progresivamente más abundantes, que ocasionan el aspecto microlaminado, característico de estos tramos basales.

Son secuencias elementales de 0,5 a 2 cm constituidas por limolitas o areniscas de grano muy fino en las que se aprecia laminación paralela de *shear sorting* y estructuras linsen, y en algún caso puede apreciarse bioturbaciones.

Se trata de secuencias turbidíticas del tipo $T_d^e$, por tanto serían facies $D_3$ ó $F_9$, MUTTI, E. (*op.cit.*).

En el tramo de techo se intercalan secuencias centimétricas (3 a 5 cm) con relación arena/pelita ≤ 1 en la que se aprecia gradación/laminación paralela y de ripples y bioturbación en el término pelítico. Son secuencias de afinidad turbidítica de tipo $T_c^e$ y por tanto, asimilables a facies $D_2$ ó $F_8$ de MUTTI, E. (*op.cit.*).

Estas facies granodecrecientes (F.U.S.) se estructuran en una megasecuencia grano y estratocreciente que pasa, de forma absolutamente gradual, a la formación superior (Bancos Mixtos). El límite entre ambas formaciones se establece cuando las capas de areniscas son de orden decimétrico y muestran estructuras "hummocky". Es por tanto un límite que evidentemente tiene un contenido sedimentológico y puntual que en el ámbito cartográfico se le da carácter regional, tal como se intentaba explicar al inicio de la descripción de esta unidad.

Las facies y asociaciones de facies descritas, son depósitos que se producen a partir de corrientes de turbidez que transportan siliciclásticos de grano muy fino. La progresiva dilución y desaceleración de la corriente ocasiona una decantación masiva del material en suspensión.

Las facies con "starved ripples" y linsen, junto a las facies de areniscas y/o limos arenosos gradados ($D_3$ y $D_2$), son los depósitos más proximales de estas corrientes de turbidez.

La megasecuencia descrita, configura un modelo sedimentario con depósitos turbidíticos siempre por debajo del nivel de ola, propios o bien offshore distal de una plataforma siliciclástica con dominio de tormenta o bien de zona de lóbulo externo de un abanico turbidítico.

Las Pizarras de Cantera no han proporcionado fósiles en este afloramiento.

A partir de los hallazgos efectuados en zonas próximas, Hojas nº 837 (Viso del Marqués), 862 (Santa Elena) y 839 (Torre de Juan Abad), GUTIÉRREZ MARCOS, J.C. *et al.* (*op.cit.*), su edad se hace corresponder con el Caradoc inferior y medio.

2.1.1.2.3. Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras de color verde amarillento (8). "Bancos Mixtos". Caradoc Terminal-Ashgill Inferior

Como describe su propio nombre, esta formación está constituida por una monótona y potente alternancia de areniscas y lutitas en la que la aparente uniformidad en el espesor de las litologías básicas le confiere un aspecto característico de ritmita. El color es gris verdoso en las pizarras y gris amarillento a crema en las areniscas y limolitas.

Otros datos destacables en estos sedimentos son, de una parte, la presencia continuada de mica blanca en porcentajes llamativos y de otra, la intensa bioturbación en los sedimentos de grano fino y muy fino. En las series e itinerarios realizados son múltiples los ejemplos encontrados, tanto de techos de capa con ripples de ola sobre láminas de mica blanca, que le confieren un espectacular brillo de espejo, o bien planos de amplitud métrica totalmente cubiertos de icnofauna.

Los primeros fósiles encontrados en esta unidad fueron briozoos y braquiópodos, citados por FERNÁNDEZ, M. y VALDÉS, A. (1933); HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1942), aunque su determinación no fue correcta y les atribuyeron al Silúrico y Devónico.

KETTEL, D. (1968); PERÁN, M. (1971); POUPON, G. (1971) y TAMAIN, G. (1972), describen hallazgos posteriores que ya atribuyen al Ordovícico Superior. TAMAIN, G. (*op.cit.*) describe el tramo de techo de esta formación como las "Lumaquelas terminales" que constituyen un excelente nivel guía, bien como litosoma, ya como horizonte cronológico. El conjunto de las "Pizarras Cantera" y "Bancos Mixtos" fue descrito como "Esquistos con Orthis" (*Orthis Schichten*) por los autores alemanes HENKE, W. (1926); RICHTER, R. (1967); BUTENWEG, P. (1968), etc. Estos autores diferencian dos tramos, el basal pizarroso "*Orthis Schiefer*", que sería equivalente a las Pizarras Cantera, TAMAIN, G. (*op.cit.*) y los "*Orthis Wechsellagerung*", equivalente a los Bancos Mixtos, TAMAIN, G, (*op.cit.*). Finalmente, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (*op.cit.*) y VILLAS, E. (1995) han definido las distintas biozonas de esta formación.

En esta Hoja, los afloramientos de esta formación se localizan en el itinerario ya descrito a la altura del Km 19, de la carretera comarcal de Valdepeñas a Cozar y en el entorno del Embalse de la Jarilla.

De las observaciones realizadas, puede establecerse, con carácter general para esta área, que el registro sedimentario de esta unidad, muestra dos barras arenosas, en posición estratigráfica intermedia y la ya reseñada de techo que subdividen la formación en dos grandes tramos o megasecuencias, cuyo espesor, constitución y estructuración secuencial son equiparables.

La barra cuarcítica intermedia fue denominada "Cuarcita de Arcas", KETTEL, D. (*op.cit.*) y la superior es la ya descrita como "Lumaquelas terminales". Como norma, ambas barras suelen tener espesores decamétricos.

En estos sedimentos heterolíticos hay dos facies características que conforman la práctica totalidad de los depósitos, aunque en algunas series, se tienen facies minoritarias de carácter local.

- La facies más representativa de esta formación es la constituida por una secuencia elemental de espesor decimétrico (30 a 50 cm) con una relación arena/lutita ≈ 1.

  Se trata de secuencias granodecrecientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocks" y "swales", laminación paralela y de ripples de ola, estructuras linsen y bioturbación intensa en las fangolitas y lutitas.

  Son secuencias PHXM y en mucha menor proporción, HXM. Son por tanto, facies del grupo de los "hummocky" de grano medio, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*).

- La facies que constituye las dos grandes barras puede considerarse una subfacies de la anterior.

  Se trata de secuencias decimétricas a métricas en areniscas de grano medio, amalgamadas por pérdida del término M, y en numerosas ocasiones también el X, por lo que el resultado final observable en estas barras son capas acrecionadas con estructuras "hummocky" de longitudes de onda de orden métrica, lo que ocasiona una geometría ondulada. Este aspecto es mucho más destacable en la "Cuarcita intermedia o de Arcas", y está presente en menor medida en las "Lumaquelas terminales".

  Este término expresa claramente la estructuración general de esta barra superior, en la que además de la pérdida del término M y la amalgamación de secuencias PHX y PH, WALKER. R.G. *et al.* (op.cit.), en numerosas capas de este tipo aparece un término inferior asimilable al B de estas secuencias tempestíticas y cuya constitución no es de siliciclásticos de grano grueso, sino acúmulos de fauna limonitizada junto a nódulos ferruginosos con núcleo arenoso, nódulos fosfatados, "*mud chips*", etc. En estos casos la base de las secuencias es algo erosiva.

Este tipo de secuencias tempestíticas con término B en bioclastos, no se han encontrado en la "Cuarcita intermedia o de Arcas", si bien KETTEL, D. (*op.cit.*), cita localidades con fauna, actualmente bajo las aguas del pantano del Guadalmena en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos).

En esta barra sí es frecuente observar, sobre todo hacia su techo, bancos de hasta 1,5 m en cuarcitas de grano medio-fino con aspecto masivo y con retoques de ola o swales. Las superficies de amalgamación de estos bancos están normalmente marcadas por cantos blandos y clastos ferrificados de tamaño grava.

En el afloramiento de la Casa de la Nava, el tramo inmediatamente suprayacente a la "Cuarcita intermedia", está constituido por un acúmulo de secuencias centimétricas a decimétricas en las que se alternan con carácter rítmico capas de areniscas de grano muy fino, limolitas arenoso-micáceas de color ocre amarillento y lutitas gris oscuras. La relación arena/pelita está próxima a la unidad o algo inferior.

Este tramo, tanto por su litología como por sus estructuras sedimentarias, podrían ser depósitos de la parte externa del offshore.

Un dato puntual, pero que ayuda a precisar el ámbito paleogeográfico de esta formación en el área de esta Hoja, lo proporciona el afloramiento de esta formación en la proximidad del cortijo de La Jarilla, en la margen izquierda del río Jabalón. Se trata de los Bancos Mixtos con

una "Cuarcita intermedia" bien desarrollada y sobre ella un tramo decamétrico en el que se alternan facies tempestíticas de afinidad turbidítica, $D_2$ y $D_3$ de MUTTI, E. *et al.* (*op.cit.*) con capas replegadas, rotas y brechificadas hasta de un espesor de varios metros y constitución de "*pebbly mudstone*" en las que estas facies eslumpadas están limitadas por superficies planares, aunque en algún caso la superficie de muro es altamente irregular.

La génesis de esta facies se relaciona con deslizamientos gravitatorios de materiales semiconsolidados a favor de la pendiente, cuando el esfuerzo de cizalla supera la resistencia a la deformación del sedimento. En ese momento se generan planos de despegue con geometría lístrica.

En esta localidad, por tanto, se puede observar los depósitos del "offshore distal" en facies de tempestitas de afinidad turbidítica y su relación genética con los depósitos de talud en las facies eslumpadas y de pebbly mudstone.

En este sector no existe la barra arenosa superior o "Lumaquelas terminales", cuya posición sería suprayacente a estas facies eslumpadas.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas son arcosas y subarcosas con porcentajes de hasta el 15% de feldespatos en las capas tempestíticas, bajando a porcentajes entre el 5 y el 8% en las areniscas de la "Cuarcita intermedia o de Arcas" y "Lumaquelas terminales". El porcentaje de mica es superior al 5% (moscovita predominante), y la matriz de composición caolinítica y sericítica está en porcentajes del 8 al 10%. El cemento es silíceo pero en las "Lumaquelas terminales" hay muestras con cemento mixto silíceo-carbonatado. El grado de alteración de los feldespatos es muy dispar, ya que, en muestras de los tramos inferiores, incluida la "Cuarcita de Arcas", se encuentran bien conservados, y en las "Lumaquelas terminales", se encuentran prácticamente sausuritizados en su mayor parte.

Las muestras de siliciclásticos de grano fino a muy fino (limolitas arenosas), tienen una composición similar bajando la proporción de feldespatos y subiendo las de mica. Por supuesto, los porcentajes de matriz, son más elevados. Por tanto, son subarcosas y sublitarenitas muy ricas en mica (moscovita).

En ambos casos los accesorios son comunes, encontrándose turmalina, circón, apatito y sulfuros como más abundantes.

En los términos pelíticos, especialmente en los del tramo de techo, se han observado tanto en muestra de mano como en lámina, la presencia de clastos milimétricos con morfología ovoidal, a veces muy aplastado en el sentido de la superficie de estratificación y coloración de marrón grisácea a amarillento rojiza, lo que le confiere a estas pizarras verdosas un aspecto moteado muy llamativo. La petrografía muestra que su composición difiere muy poco de la matriz generalizada de estos sedimentos. Son clastos de textura vítrea y prácticamente transformados en caolín y opacos. Su forma y composición junto a los datos de índole regional, permiten suponerles su origen en el volcanismo submarino sinsedimentario con estos materiales. Serían, por tanto, fragmentos líticos de tipo epiclástico.

Todo el conjunto de facies descritas en el contexto general de los Bancos Mixtos, constituidas por secuencias granodecrecientes, se estructuran en dos megasecuencias grano y estrato creciente (C.U.S.) (*coarsening and thickening-upward secuence*), que a su vez constituirán un ciclo de facies grano y estrato creciente y, por tanto, en "posición regresiva", BRENCHLEY,

P.J. *et al.* (1982), GABALDÓN, V. *et al.* (1985), correspondiente a la formación de lóbulos arenosos en el offshore proximal de una plataforma siliciclástica con dominio de tormenta.

Como ya se ha descrito, los Bancos Mixtos, es una de las unidades más fosilíferas del Ordovícico Centroibérico, especialmente los niveles de "Lumaquelas terminales" en su tercio superior.

En esta Hoja no se ha encontrado fauna determinativa, por lo que la atribución de edad se realiza en virtud de los hallazgos realizados en las Hojas nº 839 y nº 840, colindantes donde se ha definido una asociación de braquiópodos, briozoos y equinodermos de la Biozona de *Svobodaina havliceki*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior.

2.1.1.2.4. Lutitas negras y fangolitas gris oscuro (9). "Pizarras Chavera". Ashgill Terminal. Hirnantiense

En el ámbito regional sobre los Bancos Mixtos, se deposita una formación carbonatada a la que se denomina "Caliza de Urbana". Es una de las formaciones más conocidas del ciclo postcámbrico, ya que, en una serie siliciclástica monótona y uniforme, que plantea graves dificultades para la identificación de las formaciones en el trabajo cartográfico, encontrar un litosoma carbonatado con cierta continuidad lateral, constituye, de forma directa, un horizonte guía cuyas relaciones espaciales y estratigráficas pueden resolver la sucesión cronoestratigráfica, y por tanto, la estructura.

La "Caliza de Urbana" es una unidad litológica discontinua con variaciones espectaculares de espesor y ausencia de afloramientos en bastantes sectores.

Cuando ocurre esta disposición estratigráfica en la que sobre las alternancias de los Bancos Mixtos se apoyan directamente las Pizarras de Chavera, el contacto entre ambas formaciones es aparentemente concordante (paraconformidad) a escala cartográfica y está marcado por un nivel de espesor decimétrico a métrico, constituido por un aglomerado de fragmentos líticos, heterométricos y angulosos en los que se mezclan clastos de areniscas, carbonatos, rocas volcánicas básicas y fragmentos de cuarzo. En otros casos, este nivel, va acompañado de un dique de cuarzo subparalelo. Un buen ejemplo de esta disposición estratigráfica se tiene en el camino rural del Cortijo de la Jarilla a Alcubillas, a la altura de su cruce sobre el río Jabalón.

Aunque por lo general, en los casos de ausencia de la "Caliza de Urbana", las "Pizarras de Chavera" se apoyan sobre las "Lumaquelas terminales" de los Bancos Mixtos, hay algún caso como el que ocurre dentro de esta Hoja, en esta localidad, donde las "pizarras de Chavera" se apoyan sobre tramos más bajos en la serie como son las facies con eslumpamientos y "pebbly mudstone" descritas anteriormente.

Este conjunto de datos se explica por el descenso eustático, causado por la glaciación finiordovícica, que provocó la exposición subárea de parte de la plataforma carbonatada, y localmente, la erosión y/o disolución del registro sedimentario previamente depositado.

Por tanto, en los afloramientos de esta Hoja y en posición conforme sobre los "Bancos Mixtos", se tiene una potente sucesión pizarrosa cuyas características litológicas se mantienen muy uniformes en los dos afloramientos del Arroyo del Buey y en el cartografiado en el Arroyo de la Doncella, próximo a su confluencia con el Arroyo de Cozar.

Son lutitas y fangolitas gris oscuras a negro azulado, algo micáceas, de aspecto masivo con rotura en lápices o concoidea y suaves al tacto.

En campo su aspecto es inconfundible. Dan una morfología de pináculos sobre superficies alomadas y la vegetación sobre ellas es extremadamente pobre, dado que sobre esta formación no se desarrollan prácticamente suelos.

En el área de la Hoja su espesor está en torno a los 150 m, en el afloramiento de Casa de la Nava y de 180 m en el río Jabalón.

En las series realizadas pueden distinguirse dos tramos o miembros. El inferior, cuyo espesor y litología constituye prácticamente la totalidad de la formación, está constituido por la facies ubícua de pelitas negras masivas. Su petrografía da una constitución caolinítico-sericítica, con predominio muy fuerte de la caolinita, abundante materia orgánica y sulfuros, a veces muy abundantes, dispersos. La textura es blastopelítica.

Hacia techo de la unidad y de forma progresiva, se intercalan láminas y capas centimétricas de cuarcitas de grano muy fino y color gris oscuro a negro.

Estas intercalaciones cuarcíticas, con base plana y techo ondulado, en algún caso muestran marcas de corriente de pequeño tamaño (flutes). En los límites de esta formación con las cuarcitas superiores (Criadero), las intercalaciones se convierten en ritmitas con un porcentaje arena/pelita ≤ 1 y con secuencias tempestíticas de tipo HM y PHM, WALKER, R.G. (1983, 1984).

La petrografía de estas capas da una constitución de cuarzoarenitas y sublitarenitas de grano fino y cemento silíceo o mixto con abundante apatito-colofana en su composición.

Los accesorios son de tipo mica blanca, sulfuros, circón y turmalina.

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario encuadrable bajo las denominaciones "Pelitas con fragmentos", "Pizarras Chavera", etc. son correlacionables con facies similares y sincrónicas que, de forma extensiva, aparecen desde Centro Europa hasta Argelia, ROBARDET, M. (1981); ROBARDET, M. *et al.* (1988).

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

ARBEY, F. y TAMAIN. G. (1971) describen en Sierra Morena (El Centenillo, prov. Jaén) una superficie de "ravinement" de edad infra-Llandovery que ha sido interpre-tada como modelado típicamente glaciar.

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

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciar en el Noreste de Africa y Sur de España parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las "Pelitas con fragmentos", FORTUIN, A.R., (1984), IGME (1986), lo que parece abogar por un origen glaciomarino relacionado con los episodios glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciación gondwánica finiordovícica ROBARDET, M. y DORE, F. (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 con 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 Hirnantiense (Ashgill terminal), provocaron una de las extinciones masivas más importantes de la historia de la vida BRENCHLEY, P.J., *et al.* (1991).

La datación de estas unidades 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 Africa, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.; ROBARDET, M. y DORE, F. (op.cit.), BRENCHLEY, P.J. *et al.* (*op.cit.*). La asociación de quitinozoos presente en muchas de estas regiones (Biozona de *Tanuchitina elongata* según PARÍS, F. (1990), y su relación con la "fauna de *Hirnantia*" permite considerar al conjunto de estas unidades como Hirnantiense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARÍS, F. *et al.* (1995).

En esta área y en sectores próximos, las muestras recogidas no han proporcionado microfauna datable, al encontrarse la materia orgánica completamente opaca, debido al alto grado de maduración con paleotemperaturas estimadas superiores a los 200°C.

Los pocos fragmentos de quitinozoos y acritarcos observables no han podido ser identificados.

Así pues, tanto, las "Areniscas con fragmentos" como las "Pizarras Chavera" se interpretan actualmente como contemporáneas del episodio glacial finiordovícico, atribuyéndoseles una edad Hirnantiense (Ashgill terminal), GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996).

### 2.1.2. Silúrico

No ha podido establecerse con exactitud el límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Surcentroibérica. En tanto que en los sectores septentrionales de esta zona, los primeros sedimentos situados por encima de las facies glaciomarinas (Fm. Gualija), consisten en una delgada cuarcita a la que se superponen pizarras negras con graptolitos y conodontos de edad Telychiense basal (Llandovery Superior), SARMIENTO G.M. *et al.* (1991), en los sectores meridionales de la Zona Surcentroibérica en los que se encuadra esta Hoja, las unidades cuarcíticas consideradas como Silúrico basal (Cuarcita de Criadero, Cuarcita de Castellar, etc.), pueden contener en su seno la discontinuidad inicial del Ciclo Silúrico.

En este sentido, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (*op.cit.*) citan graptolitos del Aeroniense inferior (Silúrico basal) en el tramo de cuarcitas negras del techo de la Cuarcita de Castellar. Igualmente, el miembro superior de cuarcitas negras de la Cuarcita de Criadero en Almadén, es incuestionablemente silúrico por su contemporaneidad con el vulcanismo y mineralizaciones asociadas datados como pre-Telychiense.

Por tanto, la llamada "*transgresion silúrica*" en la Zona Surcentroibérica es marcadamente diacrónica, entre el Aeroniense (Llandovery inferior) y el Sheinwoodiense (Wenlock inferior), tal como indican las faunas encontradas en la base de las distintas sucesiones.

*2.1.2.1. Cuarcitas de grano medio-fino y areniscas cuarcíticas blancas a grisáceas (10). "Cuarcita de Criadero". Llandovery*

Como unidad litológica es una de las más conocidas, constituyendo un nivel guía cartográfico en el ámbito de la Surcentroibérica.

Su contacto con las "Pizarras de Chavera" es concordante y, dependiendo del espesor del tramo superior de alternancias de las pizarras, más o menos neto o brusco. En cualquier caso, la diferencia de competencia entre ambos paquetes ocasiona que este contacto esté normalmente algo mecanizado.

En el ámbito regional, a esta unidad se la subdivide en tres tramos o miembros, TAMAIN, G. (*op.cit.*), cuya constitución de detalle y espesores relativos varían según las localidades.

En esta Hoja, los mejores afloramientos se encuentran en el Arroyo del Buey, en su margen izquierda a su paso por el Cerro de la Casa de la Nava; en la margen derecha del río Jabalón, ya en el límite occidental de esta Hoja y en un pequeño afloramiento situado en la confluencia de los Arroyos de Cozar y de la Doncella. En la primera de las localidades citadas, donde esta formación tiene el afloramiento de mayor calidad, su espesor es del orden de los 75 m.

Como sucede comúnmente en el ámbito regional, en esta localidad, la "Cuarcita de Criadero" se observa como una doble barra cuarcítica con un tramo o miembro intermedio más friable.

- En el miembro o barra cuarcítica inferior se diferencian dos tramos constituidos por el acúmulo de dos facies predominantes. El tramo basal, cuya secuencia elemental de espesor decimétrico (20 a 35 cm) son areniscas cuarcíticas de grano medio-fino con estructuras "hummocky" de tipo PHL, WALKER, R.G. (op.cit.) y con superficies de estratificación bien definidas y planoparalelas. Estas secuencias aumentan de espesor en tanto que pierden los términos P y L, amalgamándose en cuerpos con la geometría ondulada de los "swales", BRENCHLEY, P.J. *et al.* (1986) y (1991).

  El tramo de techo de este miembro es el que adquiere mayor potencia y representabilidad, comparativamente con las litologías anteriores.

  Se trata de una serie constituida por capas de 50 a 70 cm a bancos, en cuarzoarenitas de grano medio de color gris con tonos rojizos. La estratificación es de masiva a difusa con superficies onduladas y, cuando las condiciones de afloramiento lo permitan, se observan cantos blandos de tamaño grava con orla ferruginosa, en las superficies de amalgamación de los bancos y, esporádicamente, techos de ripples de ola con múltiples perforaciones ferrificadas.

  El porcentaje de minerales pesados en estas cuarcitas es muy elevado, observándose láminas y niveles milimétricos de color negro dentro de las cuarcitas grises masivas.

  En su conjunto, este miembro inferior, se estructura como una megasecuencia grano y estrato creciente de espesor decamétrico.

- El miembro intermedio siempre presente, aunque de espesor muy variable, desde métrico a decamétrico, está constituido por facies heterolíticas, en las que se tiene una alternancia de cuarcitas gris oscuras a negras, limolitas micáceas y lutitas gris a negras.

- El miembro superior tiene unas características similares al inferior en cuanto a composición de facies, pero la estructuración de dichas facies es inversa. En este miembro el tramo basal son cuaroarenitas y ortocuarcitas de grano medio en bancos con techo ondulado o de ripples de ola, y el tramo superior está constituido por tempestitas de decimétricas a centimétricas del tipo PHX y HX amalgamadas, evolucionando a secuencias HL y HLM con lutitas negras lustrosas como término pelítico en las capas de techo de la formación.

Las muestras estudiadas dan una composición petrográfica de cuarzoarenitas y ortocuarcitas de grano medio, cemento silíceo y porcentajes inferiores al 1% de feldespatos y fragmentos líticos, en los tramos de bancos y capas decimétricas amalgamadas, en tanto que las areniscas de las secuencias de afinidad tempestítica tienen porcentajes similares pero la fracción matriz está entorno al 8-10% y es de tipo sericítico. En todos los casos son abundantes los minerales pesados, entre los que son frecuentes circón, turmalina, epidota, apatito, mica blanca y sulfuros.

De lo anteriormente expuesto, la "Cuarcita de Criadero" muestra un ciclo de facies complejo en el que, partiendo de las facies tempestíticas de afinidad turbidítica en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas, que se describían en el techo de las "Pizarras Chavera", se pasa por depósitos de offshore proximal y nearshore, en el miembro inferior. Con los depósitos del miembro intermedio se vuelve a medios de offshore proximal evolucionando rápidamente en el tramo basal del miembro superior a depósitos del shoreface, que hacia techo de la formación muestran de nuevo facies del tránsito shoreface-offshore proximal.

La evolución vertical en el ciclo de facies de esta formación, con un dispositivo granocreciente C.U.S. en posición "regresiva", BRENCHLEY, P.J. *et al.* (op.cit.), configura el *Highstand System Tract* (H.S.T.) de la secuencia deposicional que se inició con las "Pizarras Chavera".

La cronología de esta formación se da por acotación entre la datación atribuida a las "Pizarras Chavera" inferiores y la determinada en las Pizarras de graptolitos suprayacentes. En esta área, a dichas Pizarras se les determina una edad Llandoveriense Superior (Telychiense), por lo que a la "Cuarcita de Criadero" se le atribuye una edad Llandoveriense inferior (Rhuddaniense)-Llandoveriense Superior (pre Telychiense).

*2.1.2.2. Pizarras negras ampelíticas, areniscas cuarcíticas y pizarras verdes a amarillentas (11). Llandovery Superior-Wenlock Inferior*

En esta Hoja, el único afloramiento atribuido al Silútico son las pizarras que se encuentran sobre la Cuarcita de Criadero, en la confluencia de los Arroyos de Cózar y de la Doncella.

En este afloramiento de reducidísima extensión, pueden observarse unas decenas de metros de los tramos basales de esta formación.

En este punto las facies aflorantes más bajas de esta formación son 3 m de pizarras negras

ampelíticas (sapropelitas) con aspecto de masivo a laminado, a las que se superponen un tramo con espesor visible del orden de 7 a 8 m, constituido por unas facies microlaminadas en las que se alternan láminas de limos blanquecinos con lutitas o fangolitas negras en proporción similar, que, en la evolución vertical, pasan a facies con laminación milimétrica alternante de limos arenosos-micáceos grises y lutitas negras. En esta facies, las láminas de siliciclásticos de grano fino a muy fino muestran gradación positiva, laminación paralela y cruzada de ripples, así como estructuras linsen en limo blanco amarillento dentro de las láminas de pelitas negras.

En este tramo, especialmente en sus basales, son muy abundantes los nódulos de tamaño centimétrico dispersos o en capas con aspecto de "pebbly mudstone". Estos nódulos tienen una corteza en la que se alternan láminas de colores gris oscuro y marrones y composición lutítico-silícea y ferruginosa. El núcleo, en muchos casos, son sulfuros polimetálicos y en otros restos fósiles.

En lámina delgada, las facies microlaminadas muestran una alternancia de lutitas de composición sericítico caolinítica muy ricas en materia orgánica y en cristales idiomorfos de pirita con láminas de limos de composición litarenítica, en la que los litoclastos son predominantemente fragmentos de rocas metamórficas (micaesquistos, micacitas, etc.), junto a limo de cuarzo minoritario. La matriz es de composición similar a las láminas de sapropelitas. Se han observado microeslumpamientos y fracturación sinsedimentaria.

Las características de las facies expuestas y su organización, asimilables a facies $D_3$ ó $F_9$ de MUTTI, E. (*op.cit.*), podrían estar relacionadas con depósitos distales de turbiditas, originadas por tormentas, en plataformas siliciclásticas. El conjunto son depósitos por debajo del nivel de ola y posiblemente en áreas de plataforma externa-talud.

La fauna encontrada en esta localidad es muy escasa, aunque entre los escasos ejemplares hallados se determina *Spirograptus cf. guerichi*, LOYDELL, STORCH y MELCHIN, cuya edad es Llandovery Superior, desconociendo la cronología de los tramos superiores, por lo que a título tentativo y en razón de los datos de Hojas colindantes, se le ha atribuido una edad global de Llandovery Superior-Devónico Inferior.

### 2.1.3. Devónico

Los materiales a los que se les atribuye esta edad tienen, dentro del ámbito de la Hoja, una ubicación cartográfica muy definida, situándose en el entorno de la población de Alcubillas, siendo el Cerro del Castillo (nº 899) y el de los Navajos, las localidades donde pueden localizarse los mejores afloramientos y donde se han establecido las unidades litológicas en que se ha subdividido el registro sedimentario atribuido al Devónico. En el Cerro del Castillo, en su ladera oriental hay unas pequeñas canteras en las que la calidad de los afloramientos de estos materiales es muy buena.

Los afloramientos devónicos existentes entre Villamanrique, Torre de Juan Abad y Alcubillas, fueron incluidos por KETTEL, D. (*op.cit.*) en las "Capas de San Pablo", conjunto litológico en el que agrupaba todas las unidades suprayacentes a las pizarras negras con graptolitos silúricos.

En esta Hoja no se han encontrado afloramientos de los depósitos suprayacentes a las pizarras negras, de tal forma que no se observa en ningún punto la base de las cuarcitas devónicas.

El desarrollo estratigráfico del Devónico de Sierra Morena oriental es bastante distinto al de la Surcentroibérica en la región de Herrera del Duque-Almadén-Pedroches, si bien, a grandes rasgos, pueden establecerse correlaciones entre algunas unidades significativas. Tal es el caso del nivel de oolitas carbonatadas y calizas de carácter prácticamente continuo encontrado, tanto de esta Hoja como en la colindante de Torre de Juan Abad (nº 839), con abundancia de restos fósiles y equiparable al Miembro Molino de la Dehesa de la Formación Herrera.

El importante desarrollo local de cuarcitas, areniscas ferruginosas y capas oolitas bajo las calizas descritas, así como los fósiles recogidos en las capas ferruginosas, puede hacer equiparar esta serie cuarcítico-oolítica, con la Formación Cuarcitas del Doradillo, PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (*op.cit.*), parte superior del Grupo Cerro Escudero.

Finalmente, en el núcleo del sinclinorio de Torre de Juan Abad (Hoja nº 839) y su prolongación en las series de Alcubillas, en esta Hoja, se ha constatado la existencia de depósitos constituidos por areniscas y areniscas ferruginosas, en conformidad con el registro del Devónico inferior y cuyo contenido faunístico, muy abundante, ha permitido datar estos materiales como pertenecientes al Devónico Superior.

Este hecho, constituye un importante hallazgo estratigráfico que contribuye, de forma notable, a configurar al ámbito paleogeográfico de los escasos afloramientos del Devónico superior en la Zona Surcentroibérica.

*2.1.3.1. Devónico Inferior*

Aunque como se precisa en el apartado anterior y tal como ocurre en el ámbito regional, la serie suprayacente a las pizarras negras graptolíticas (Grupo Cerro Escudero), ya son atribuibles al Devónico inferior; desde el punto de vista de las unidades cartográficas, son las barras cuarcíticas que ocasionan un fuerte resalte morfológico en este sector de la Llanura Manchega, las que normalmente sirven de marcadores litológicos del registro sedimentario atribuido al Devónico.

El Devónico inferior, se completa con una formación de composición oolítico carbonatada, equivalente al Miembro "Molino de la Dehesa" de la Formación Herrera, PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (*op.cit.*).

2.1.3.1.1. Areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso y cuarcitas de grano medio a fino (12). "Cuarcita Principal" o "Cuarcitas del Risquillo". Lockkoviense-Praguivense

En la serie del Cerro del Castillo, en esta formación se identifica una unidad litológica, constituida por bancos y capas de cuarcitas o areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso y color blanco grisáceo a rojizo.

Las medidas realizadas señalan un espesor de 120 m. El conjunto configura un ciclo de facies grano y estrato decreciente.

Pueden distinguirse las siguientes facies:

A - Una de las facies más representativas de este tramo está constituida por cuerpos de areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso, bien calibradas. En esta facies genérica pueden distinguirse al menos dos subfacies:

$A_1$.- Son cuarcitas de aspecto masivo y base neta que, lateralmente pasan a tener base transicional y megaestratificación cruzada planar, en cuña, de media escala. Constituyen set con espesores métricos y laminación tangencial a la base, así como superficies onduladas a gran escala.

El color es gris claro, a veces blanco marmóreo, en paso a set con bandas alternantes rojizas y gris claras, dando un aspecto listado. Las coloraciones en macha son consecuencia de meteorización superficial.

Son frecuente las alineaciones horizontales de cantos blandos ("*clay chips*") aplastados, a veces con envuelta hematítica.

La petrografía muestra que son cuarzoareniscas con cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso, en las que como accesorios más frecuentes se encuentran: pirita, mica blanca, circón, rutilo, turmalina y apatito.

Las coloraciones de las láminas o bandas rojizas se deben a la hematites como cemento o la alteración de la pirita cuando está en porcentaje elevado.

$A_2$.- En la ordenación vertical, y a veces en cambio lateral, estas areniscas cuarcíticas pasan a tener estratificación cruzada planar con set cuneiformes, a veces con láminas sigmoidales y a cuerpos con estratificación cruzada en surco de media escala, con base plana, neta a débilmente erosiva.

Los bancos con estratificación cruzada en surco, suelen finalizar hacia techo con capa decimétrica de areniscas rosadas de grano medio-fino con laminación cruzada de muy bajo ángulo.

La bioturbación afecta moderadamente a estas capas y el contenido faunístico de esta facies se restringe a bioclastos, a veces de tamaño arena y en gran medida disueltos, dando porosidad móldica por disolución del carbonato.

Cuando la base de los cuerpos arenosos con estratificación cruzada en surco es erosiva, estas superficies vienen marcadas por la presencia de clastos siderolíticos y de colofana.

Esta facies se interpreta como barras arenosas ("*sand ridge*"), normalmente situadas en forma paralela a la línea de costa y migrando en sentido mar-tierra. La aparición local de estratificación cruzada plana con set cuneiformes, es indicativa de la existencia de corrientes oblicuas a la principal. Podría tratarse de megaripples dunares, migrando por canales de salida al offshore, a través del complejo de barras. Se trataría de un cinturón costero de energía media a alta, en el que la mayor parte de los depósitos corresponden a facies de régimen de flujo medio.

B - Esta facies, asociada a los cuerpos de areniscas cuarcítica anteriormente descrita, está constituida por una monótona sucesión de areniscas de grano medio-fino, cuarcíticas, en capas centimétricas, con colores alternantes o en bandas rojizas y grisáceas. Estos materiales se encuentran intensamente bioturbados con destrucción casi total de las estructuras no diagenéticas. En algunas capas se conservan laminación cruzada en surco de ripples de interferencia y laminación cruzada plana de muy bajo ángulo.

La petrografía es de cuarzoarenitas con escasos porcentajes de feldespato (<2%) y matriz. El cemento es mixto, silíceo-hematítico, con predominio de uno u otro según la coloración de la capa.

Los "mud-chips" con orla hematítica muy aplastados, a veces rotos, y los clastos de colofana son moderadamente frecuentes en algunos niveles. Como accesorios tienen apatito, circón, turmalina y pirita framboidal.

La composición y estructura organizativa de estos sedimentos indican que se trata de depósitos marinos someros de baja energía.

Los escasos puntos en los que esta serie puede observarse, no permite dilucidar si esta facies tiene mayor o menor continuidad lateral, y su evolución, tanto lateral como vertical de forma detallada, por lo que, o bien podría tratarse de facies del backshore del complejo de barras, o bien de facies ligadas a los abanicos de flujo asociados a los canales de salida al offshore.

La ordenación del tramo cuarcítico de esta unidad, muestra un grupo de facies A según la descripción realizada, seguido de un grupo de facies B y finalmente, un grupo de facies A en el que el predominio es para las areniscas cuarcítcas con estratificación cruzada en surco y los cuerpos de relleno de canal, en algún caso, en areniscas oolíticas de grano grueso con grava de cuarzo dispersa.

2.1.3.1.2. Areniscas oolíticas, oolitas carbonatadas y pizarras rojas y verdes (13). Emsiense

Esta unidad cartográfica sí es muy variable, desde del punto de vista composicional, en sus afloramientos ubicados incluso en sectores muy próximos.

De esta forma, en tanto que dentro de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), prácticamente es un litosoma carbonatado continuo en el Cerro del Castillo, único afloramiento en esta Hoja, su composición son oolitas carbonatadas y areniscas oolíticas rojas, con un espesor variable entre los 6 y los 8 m.

Los materiales de esta unidad son de color rojo vinoso y en general, son facies heterolíticas en las que se alternan areniscas oolitas, oolitas carbonatadas, capas intraclásticas de tamaño grava y lutitas o margas en láminas o intercapas centimétricas.

Las facies más características pueden resumirse como sigue:

a) Areniscas de grano medio-fino con clastos dispersos en cuerpos decimétrico con base neta o débilmente erosiva y estratificación cruzada plana o en surco de media escala. El color es gris oscuro a gris rojizo.

El calibrado es variable, siendo bueno en algunas capas y malo en otras, donde la fracción arena gruesa-grava es abundante, con clastos siderolíticos y de colofana centimétricos.

Son muy similares a las subfacies de "megaripples" (B) descrita en la unidad anterior, salvo que el contenido en matriz clorítica y cemento hematítico es mayor en estos sedimentos.

Estos cuerpos arenosos tienen continuidad lateral decamétrica con variaciones de espesor graduales y grosera granoclasificación positiva.

En algunas capas, esencialmente las inferiores de este conjunto, se observan techos con ripples de ola, normalmente de interferencia.

En la evolución vertical, disminuye el espesor de las capas y son frecuentes las amalgamaciones, dando como resultado paquetes de color rojizo con aspecto masivo y con intensa bioturbación.

En estas capas amalgamadas, la presencia de oolitos y granos con envuelta hematítica llega a tener proporciones variables del 5 al 10%. La presencia de macrofauna en estas capas, aunque escasa y mal estado de conservación, es significativa.

b) Areniscas de grano medio-grueso, con fuerte heterometría de grano, de color rojo vinoso con tintes verdosos, en bancos o capas decimétricas (60-90 cm) con estratificación cruzada plana y en surco de media escala. La base de estos cuerpos es neta y varía desde débilmente erosiva a cóncava fuertemente canalizada.

Los bancos con base canalizada tienen cambios bruscos de espesor, en tanto que los de base plana muestran una gran continuidad lateral. Las láminas de los sets, en la estratificación cruzada plana, son tangenciales a la base y los set en surco son del orden de 10 a 20 cm con amplitud entre 60 a 120 cm. En algunos puntos, hacia techo de estos bancos, se observa laminación cruzada de ripples de ola.

La composición litológica es variable; desde areniscas con fracciones equivalentes de granos de cuarzo y oolitos a oolitas con granos de cuarzo dispersos. El cemento es ferruginoso y ferruginoso-carbonatado.

Como elementos siempre presentes en esta facies, están los clastos de colofana, a veces de tamaño centimétrico, color negro o a veces, con orlas de colores variados (blanco, marrón, negro). Más infrecuentes son los nódulos, lentejones y masas irregulares de siderita asociados a la base de los cuerpos canalizados y las costras de siderita-goethita, a techo de estas capas. La bioturbación es escasa, aunque en alguna superficie de estratificación a muro o techo de las capas oolíticas se ha observado icnofauna abundante.

Como norma, la fauna es muy escasa. Sólo bioclastos, a menudo muy alterados, se observan en los depósitos basales de los cuerpos canaliformes. Sin embargo, en los niveles transicionales a la unidad carbonatada superior, se localiza un nivel de macrofauna, asociado a una capa decimétrica de areniscas verde oscuro con estructura H.C.S. Se trataría del término B de esta secuencia tempestítica.

Tanto los bancos cuarzo-oolíticos como los oolíticos con cuarzo, son depósitos de cordones arenosos en diferentes momentos de aportes siliciclásticos, lámina de agua y circulación de corrientes en la plataforma.

Como generalidad, puede indicarse que, en los momentos de diatrofismo creciente, se darán depósitos más siliciclásticos y en los momentos de "posición transgresiva" con mayor lámina de agua, los "*shoals*" oolíticos. Aunque la ordenación de estas facies no es clara, parecen constituir un ciclo grano y estratocreciente (C.U.S.) con las facies b de relleno de canal a techo.

La fauna encontrada en este nivel del Cerro del Castillo, junto a los hallazgos de la Hoja colindante de Torre de Juan Abad, en las que se determina una fauna de *Hysterolites sp.* (forma que recuerda a *H.aff. korneri* del techo de la Fm. Risquillo), *Platyorthis? sp., Hexarhytis? cf. undata, Oligopty cherhynchus? sp.* (un juvenil), *Peratptera follmanni (French), Actinopteria sp, Nautiloideos ortoconicos, Bryozoa? indet.*, etc., que permiten atribuir una edad Praguiense a Emsiense, sin mayor precisión, para esta unidad.

*2.1.3.2. Devónico Superior*

En esta Hoja, los afloramientos de esta unidad se localizan en la vertiente norte del Cerro del Castillo, y en las lomas de los Navajos, al norte de Alcubillas.

Los afloramientos observados muestran que estos sedimentos están en paraconformidad con el Devónico Inferior descrito. La confirmación de la existencia de sedimentos del Devónico Superior en sectores tan orientales de la zona Surcentroibérica, así como su constitución litológica, muy diferente a las conocidas de esta edad en áreas más occidentales (Sinclinal del Guadalmena en la región de Almadén), es de gran importancia para el conocimiento de la paleogeografía de la cuenca en el Devónico superior.

2.1.3.2.1. Areniscas de grano medio y grueso y cuarcitas de grano medio blancas a amarillentas (14). Devónico superior (Fameniense)

Esta unidad está constituida por una monótona sucesión de areniscas con fuerte heterometría de grano, medio a muy grueso, con una fracción de grava de cuarzo variable y decreciente, con cemento silíceo y mixto silíceo, carbonatado, dado que, en el sector de los Navajos, los procesos de disolución de los cementos, convierten estas areniscas en arenas friables que dan suelos con manto de arena.

En general, son bancos con espesor de 1 a 2,5 m con continuidad lateral de orden hectométrico, cuyo aspecto más llamativo es la estratificación cruzada planar y en surco de media a gran escala.

Los contactos inferiores de esta facies con las oolitas carbonatadas infrayacentes son netos y erosivos, y en su evolución vertical, la serie pasa, desde cuerpos canalizados con superficie basal de extensión decamétrica, en los que predominan las areniscas de grano grueso con grava y estratificación cruzada en surco de media escala, a cuerpos con bancos métricos de areniscas cuarcíticas blanco grisáceas con estratificación cruzada plana de gran escala y bajo ángulo, a veces con set cuneiformes, que lateralmente, son cortados por cuerpos de relleno de canales de menor extensión y superficie basal bastante plana.

El paso entre ambas subfacies es un paquete de espesor no superior al metro y gran continuidad lateral, constituido por capas decimétricas (8 a 15 cm) de areniscas de grano medio ferruginosas y oolíticas.

El aspecto es de capas gradadas con un acúmulo lumaquélico de fósiles en buen estado de conservación en paso a areniscas de grano medio de color gris a rojiza, dependiendo del contenido en oolitos y de hematites en el cemento. Las superficies entre capas son de amalgamación, aunque puntualmente se han observado láminas intercapas de lutita verde grisáceas. Sólo en estos puntos es posible identificar estructuras "*swaley*" a techo del término arenoso.

De los datos reseñados: superficie inferior erosiva, acúmulo de fósiles en el término basal, granoclasificación y estratificación ondulada a techo, puede deducirse que este tramo son depósitos de tempestad.

Su mala estructuración interna, con ausencia de "hummocky" y su posición estratigráfica entre facies asimilables a barras arenosas submareales y de canales tidales, parecen indicativos de que este tramo, con gran continuidad lateral, responde al depósito de un período de dominio de tormentas en zonas internas (playas y "*sand ridges*") de la plataforma siliciclástica mesomareal en la que se deposita esta unidad cartográfica.

Tanto la fauna encontrada en esta Hoja como en la colindante de Torre de Juan Abad (nº 839), son muestras monoespecíficas del taxón *Eoparaphorhynchus cf. triaequalis*. Se conocía su presencia en Sierra Morena Oriental por ejemplares de museo estudiados por PARDO ALONSO, M.V. (1997, inédito). Por la presencia de esta subespecie, la edad de la muestra es Fameniense Inferior.

La importancia del hallazgo, aparte de las connotaciones paleobiogeográficas, reside en su presencia ligada a facies cuarcíticas y ferruginosas, mientras que las rocas contemporáneas de la región de Almadén (Fm. Guadalmez) consisten en pelitas con nódulos y fauna típica de ambientes más abiertos y profundos. Este hecho constituye un argumento más sobre la presencia, es esta zona, del borde de la cuenca devónica del dominio meridional de la Zona Centroibérica.

## 2.2. MESOZOICO

En el área de la Hoja, el registro sedimentario del Mesozoico aflorante se dispone en discordancia angular sobre las series paleozoicas del hiperciclo postCámbrico descritas.

En los materiales postCarboníferos, se han diferenciado distintas unidades sedimentarias atribuidas al Trías, Jurásico inferior, Terciario y Cuaternario, en las distintas unidades litológicas encuadradas en la Cobertera Tabular de la Meseta.

### 2.2.1. Triásico

Los materiales Triásicos se disponen, mediante discordancia angular, sobre las series Paleozoicas, previamente deformadas por la Orogenia Hercínica y arrasadas durante los tiempos carboníferos y pérmicos.

El primero en citar el Triásico en la llanura manchega occidental fue CORTAZAR (1878) en el sector de Alcázar de San Juan. Posteriormente y hasta 1969, apenas aparecen referencias en la bibliografía. A partir de ahí cabe citar los trabajos de SÁNCHEZ CELA (1969 y 1971), SÁNCHEZ

CELA y YAGÜE (1971), LÓPEZ GARRIDO (1969), LÓPEZ GARRIDO Y RODRÍGUEZ ESTRELLA (1970), VERA Y LÓPEZ GARRIDO (1971), LÓPEZ GARRIDO (1971), GARCÍA Y ÁLVARO (1974), TORVIZ *et al.* (1975), FERNÁNDEZ *et al.* (1976), SANTOS-FRANCÉS *et al.* (1976), FERNÁNDEZ (1977), YÉBENES *et al.* (1977), RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978), BESEMS (1982), ENUSA (1983), FERNÁNDEZ (1984), RAMÍREZ MERINO (1985), MARQUEZ-ALIAGA *et al.* (1986), CÓRDOBA (1990), ALAFONT (1992), FERNÁNDEZ *et al.* (1994) y ENRESA (1997). A continuación se comentan brevemente algunos de los trabajos anteriores, especialmente aquellos cuyos planteamientos y/o conclusiones tienen más relación con el objeto del presente estudio.

En primer lugar se destacan los trabajos del MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA a escala 1:50.000 (2ª serie o MAGNA; IGME), relativos a las Hojas nº 814 (Villanueva de la Fuente), 815 (Robledo) y 841 (Alcaraz) situadas al Este, la Hoja nº 786 (Manzanares) al NO y la Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto), situada al SE.

En estos trabajos, el Triásico se divide en tres tramos: inferior, medio y superior. De éstos, sólo el tramo superior se atribuye con seguridad a las Facies Keuper, coincidiendo en este particular todos los autores de estos trabajos. En general, se piensa que el Trías en su conjunto responde a una facies atípica del Trías germánico, propia de borde de cuenca, muy detrítica y azoica y, por tanto, sin presencia de las facies carbonáticas del Muschelkalk.

En segundo lugar cabe destacar los trabajos de exploración minera realizados en esta Hoja y en Hojas adyacentes por ENUSA (1983). El autor de este trabajo, J.L. SERCH divide el Triásico en cuatro tramos o unidades: Tramo 1 o Unidad Sedimentaria basal, formada casi exclusivamente por conglomerados y, en menor medida, por areniscas que rellenan canales; Tramo 2 o Unidad fluvial inferior; Tramo 3 o Unidad fluvial superior; y Tramo 4 o Unidad lacustre evaporítica. El tramo 1 es atribuido al Buntsandstein; los tramos 2 y 3, al Muschelkalk; y el tramo 4, al Keuper.

En tercer lugar, FERNÁNDEZ *et al.* (1994) diferencian en el Triásico de la región de Siles-Alcaraz (borde de la Meseta y transición a la Zona Prebética) materiales del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Dentro del Buntsandstein distinguen tres unidades, de muro a techo: Unidad conglomerática basal, Unidad lutítica y Unidad lutítica con bancos de areniscas. El Muschelkalk lo dividen hasta en tres bancos de carbonatos (siendo el superior más expansivo y el que se acuña más próximo a la Meseta) separados por lutitas con niveles arenosos. Y, en fin, dentro del Keuper, diferencian cinco unidades ($K_1$, $K_2$, $K_3$, $K_4$ y $K_5$) que identifican con las definidas anteriormente por ORTÍ, F. (1974).

Finalmente, y en cuarto lugar, JEREZ, F. en el informe ENRESA (1997), identifica en el Triásico del borde SE de la Meseta en general (región de Linares-Alcaraz de San Juan), ocho unidades litoestratigráficas, a saber: Unidad conglomerática basal o Buntsandstein (B), Unidad lutítica inferior o Muschelkalk medio (MII), Unidad carbonática o Muschelkalk superior (MIII), Formación $K_1$, Formación $K_2$, Formación $K_3$, Formación $K_4$ y Formación $K_5$, observando que en la Hoja de Bienservida (nº 840) apenas aflora esta última.

En Hojas colindantes a ésta (Hojas nº 839 y nº 840), se pone claramente de manifiesto, por primera vez en esta zona del borde SE de la Meseta, la presencia de capas carbonáticas marinas indudablemente correlacionables con las facies análogas del Muschelkalk superior (Ladiniense superior) que se encuentran bien desarrolladas en áreas próximas más internas (v. gr. Hornos-Siles), diferenciándose tanto estratigráficamente como cartográficamente una

nueva unidad litoestratigráfica (Unidad carbonática) con rango de Formación. Además, y a raíz de este nuevo hecho, se propone una reorganización, tanto en la vertical como espacialmente, de los límites del resto de las unidades, (Unidades litoestratigráficas o unidades de facies con referencia cronoestratigráfica) establecidas anteriormente por otros autores, lo cual conlleva importantes modificaciones en el modelo paleogeográfico.

Así, entre los hechos más significativos, que se ponen a su vez de manifiesto como consecuencia de dicha reorganización, está el de que al norte del paralelo de Alcaraz-Terrinches, Torre de Juan Abad hacia el Norte, la serie Triásica aflorante conocida como "facies de capas rojas del borde de la Meseta" está representada, en la mayoría de los puntos, exclusivamente por el Keuper, el cual se encuentra apoyado directamente sobre el Paleozoico (Hojas nº 787, 813 y 839), lo cual sugiere una mayor expansividad de este último hacia el interior del continente (Meseta) con respecto a los depósitos del Buntsandstein y Muschelkalk. Este dispositivo de unidades litológicas subhorizontales atribuidas al Keuper, en discordancia sobre el Paleozoico, se encuentra en esta Hoja.

*2.2.1.1. Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio y grueso blanco verdosas a rojizas (15). Facies Keuper*

Esta unidad aflora ampliamente en todo el ámbito oriental de la Hoja, en ambas márgenes del río Jabalón desde Montiel hasta Villanueva de los Infantes.

Su espesor promedio en la Hoja varía desde los 90 m de Villanueva de los Infantes a los 70 m aflorantes en el área de Montiel. Las series con mayor calidad de afloramiento se tienen en la carretera comarcal de Montiel a Villahermosa y la serie del Arroyo del Barco, aguas arriba del Km 4 de la carretera comarcal de Villanueva de los Infantes a Montiel.

Se reconocen dos grupos de facies en esta unidad: a) areniscas en bancos potentes; y b) lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos.

Facies a

Son areniscas en bancos potentes, a menudo, cartografiables ("s"), que se intercalan, sobre todo en el tramo superior. Se presenta en dos tipos morfológicos: cuerpos lenticulares y cuerpos tabulares.

Los cuerpos lenticulares presentan una anchura decamétrica, y un espesor entre 2 a 4 m. Presentan secuencias "fining-upward", con una evolución de energía decreciente hacia techo (estratificación cruzada a laminación horizontal que pasa a laminación cruzada). Estos cuerpos corresponden al relleno de canales rectilíneos en condiciones de baja energía y con abundante carga en suspensión.

Los cuerpos tabulares se caracterizan por su gran continuidad lateral, a veces de orden kilométrico y espesor variable, con frecuencia entre 10 a 15 m. Presentan secuencias *fining-upward* típicas de relleno de canal. Las características de estos cuerpos sedimentarios reflejan una historia compleja caracterizada por numerosas etapas de erosión y depósito relacionadas con la actuación de cursos fluviales "braided", inestables, con cauces amplios y relativamente poco profundos que cambiaban de posición a través del tiempo en una paleogeografía suave y libre de barreras topográficas.

Las areniscas son de tamaño de grano de arena fino a muy fino, con redondeamiento bueno en general, y también bien calibrado.

La petrografía de las areniscas indica que son de tipo arcósico, constituidas esencialmente, por cuarzo (50%) y feldespato (10-15%), con una muy pequeña proporción de mica y fragmentos de roca. La matriz es sericítica y tienen escaso cemento carbonatado. Es de destacar la abundancia de minerales pesados concentrados en niveles que marcan la laminación.

En esta Hoja, las medidas de paleocorrientes tomadas en estos niveles dan una dispersión entre el NE y el SSE como direcciones prioritarias. Esta dispersión en las paleocorrientes podría estar relacionada con sistemas fluviales fluyendo en sentido Oeste-Este, y con desbordamiento en ambas márgenes.

Facies b

Las facies b (lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos), que corresponde principalmente al tramo inferior, aunque también constituye la parte mayoritaria dentro del tramo superior, representan a los depósitos de llanura de inundación, correspondiendo el depósito dominante a las lutitas, lo que indica que las corrientes fluviales transportaban una elevada carga en suspensión.

Las capas de areniscas tienen un espesor inferior a 1 m y muestran una evolución en el tamaño de grano (arena media a limo) y en la estructura interna (laminación cruzada a laminación horizontal), que refleja una disminución de energía hacia el techo. Pertenecen a dos tipos: "crevasses", cuando se acuñan rápidamente, y "*sheet flood*", cuando presentan geometría tabular y son extensas. Su color varía desde el verdoso al blanco rosado o amarillento.

Los niveles carbonatados tienen espesores en torno a 15 cm y gran continuidad lateral. En ellos se pueden diferenciar dos tipos de litofacies: calizas micríticas laminadas y niveles nodulosos.

Las calizas micríticas laminadas presentan porosidad fenestral, ostrácodos en algunos lugares, mallas de algas y grietas de desecación. En íntima asociación con estos niveles carbonatados se encuentran arcillas y limos calcáreos, estos últimos intensamente bioturbados y con "ripples" de oscilación. Corresponden a depósitos de lagos efímeros de la llanura de inundación con influencia esporádica de los desbordamientos de los canales.

Los niveles nodulosos son depósitos de tipo edáfico (caliches), bioturbados por raíces, con abundantes óxidos de hierro y manganeso.

Las características paleoecológicas del contenido palinológico en muestras recogidas en áreas próximas (Hojas nº 839 y nº 840 colindantes), apuntan a un ambiente sedimentario de transición, probablemente de manglar o de lagoon, para la base de esta unidad.

Las muestras anteriormente citadas, han suministrado la siguiente asociación de polen y esporas y algas: *Triadispora plicata, Triadispora crassa, Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites densus, Pericolpopollenites elatoides,* Monosacados indeterminados, *Staurosacites quadrifolius, Ovalipollis pseudoalatus, Kuglerina meieri, Enzonalasporites vigens, Partitisporites* cf. *densus, Partitisporites novimundanus, Duplicisporites granulatus, Duplicisporites verrucosus, Camerosporites secatus, Aratrisporites centratus, Aratrisporites saturni, Aratrisporites strigosus, Concentricisporites* sp., *Rugulatisporites* sp., *Cadargasporites*

*verrucosus,* Tasmanaceas (pertenecientes al grupo de las Prasinoficeas), *Micrhystridium* sp.

Esta asociación permite asignar una edad Carniense a esta unidad.

Finalmente es interesante destacar el hecho ya avanzado con anterioridad de que esta unidad, considerada aquí como la base del Keuper, se apoya en numerosos puntos directamente sobre el Paleozoico, lo que sugiere que se trata de la unidad más extensiva del registro sedimentario del triásico en el ámbito regional.

*2.2.1.2. Areniscas de grano medio a fino carbonatadas de color blanco amarillento a rojizo (16)*

La unidad anteriormente descrita finaliza con un cuerpo de espesor métrico a decamétrico y extraordinaria continuidad lateral en el ámbito regional de tal forma que, en posición estratigráfica similar, puede ser cartografiado desde el borde meridional de la plataforma carbonatada de Ossa de Montiel, al norte y oeste hacia los límites del Prebético al oeste y sur. El ancho de su expresión cartográfica ha debido ser, a menudo, ampliado al objeto de poder representarla.

Morfológicamente y, a pesar de su relativamente escasa potencia, es una unidad que, salvo excepción, se ubica fácilmente en el paisaje, destacando a menudo con un fuerte resalte sobre el conjunto de los niveles de areniscas pertenecientes a la unidad inferior.

La litología de la unidad es básicamente de areniscas con cemento carbonatado o mixto, carbonatado ferroso, con muy escasas intercalaciones de lutitas en láminas discontinuas.

Las areniscas son de tamaño de grano de arena fina a muy fina, con redondeamiento bueno en general y también bien calibrado.

La petrografía de las areniscas, en las muestras tomadas, indica que las mismas son de tipo arcósico, compuestas principalmente por granos de cuarzo (40%) y feldespato (7%). Es de destacar asimismo la abundancia de melanocratos concentrados en láminas. En lámina delgada se observa una sedimentación alternante, carbonatada y terrígena con cemento carbonatado y (ferroso).

Las areniscas presentan estratificación cruzada en surco de media escala y cruzada de gran escala y bajo ángulo, frecuentemente con set cuneiforme, generados por corrientes fluyendo en dos direcciones oblicuas. Hacia techo de la unidad el predominio es para la estratificación cruzada tabular (megaripples bedding) la laminación paralela y cruzada de ripples. Normalmente se observa una cementación carbonato creciente.

El ambiente sedimentario se interpreta como netamente fluvial con corrientes de tipo "*braided*". En las series realizadas, las medidas de paleocorrientes muestran una dispersión entre el NE y el SE con un máximo en la dirección y siendo Oeste-Este. Estas medidas de paleocorrientes son, por tanto, coherentes con los bancos de arenisca de la unidad infrayacente y por ende, su origen estaría en un sistema paleogeográfico similar, con corrientes fluviales, fluyendo en sentido Oeste a Este prioritariamente.

Esta unidad sería correlacionable en el ámbito regional con la "Unidad $K_2$" y de FERNÁNDEZ *et al.* (1994), que, de acuerdo con estos últimos autores, constituye un buen nivel de correlación tanto a escala local como regional.

*2.2.1.3. Lutitas rojas y verdes con niveles de areniscas y yesos (17). Facies Keuper*

El afloramiento de esta unidad, paralelo y de extensión similar a la unidad anterior, constituye la mayor parte del ancho de la banda sinuosa que se adosa, bajo el borde de los relieves jurásicos de la Cobertera Tabular desde el sector de Montiel hasta la Carrizosa.

El estudio de esta unidad resulta más dificultoso, que el de la unidad anterior, ya que a las desfavorables condiciones topográficas (cota y/o pendiente elevada), se añade lo blando de su litología (predominante arcillosa) y su particular posición bajo el Jurásico. Todo ello deviene en que la expresión morfológica de esta unidad sea la de una zona de "rebaje de erosión" entre dos resaltes (el de las areniscas de la unidad anterior y el del Jurásico), cuya superficie suele encontrarse, con numerosos derrubios y sometida a laboreo agrícola.

El espesor de esta unidad varía desde los 10 a 15 m en el entorno de Montiel a los 25 a 30 m al NE de Villanueva de los Infantes y en la Carrizosa.

En la litología de esta unidad predominan las lutitas rojas aunque con intercalaciones de areniscas y carbonatos, variables en número y espesor según las localidades. Sólo en determinados puntos se intercalan niveles de yesos rojos y blancos en láminas, capas o nodulares, alternando con las arcillas rojas de la parte alta de la unidad. El mejor ejemplo de estas intercalaciones de yesos se tiene en las canteras situadas al sur del Km 103 de la carretera N415, próxima a Villahermosa. El tránsito con la unidad inferior es gradual y puede ser observado entre los Kms 93 a 94 de la N415, en los alrededores de la Carrizosa y en las localidades donde se han realizado las series estratigráficas citadas.

En detalle, esta unidad está constituida por la acumulación de una secuencia elemental de espesor decimétrico a centimétrico, que cuando se muestra completa tiene cuatro términos bien diferenciados y con contactos netos:

a) Un término inferior constituido por areniscas de grano fino a muy fino, de color crema a rojizo con estratificación cruzada plana tabular (megaripples bedding) a laminación paralela y cruzada de ripples en la mayoría de los casos. Normalmente muestra bioturbación intensa. Su constitución es de subarcosas con matriz sericítica abundante, mica blanca y cemento carbonatado.

b) El término lutítico, en contacto neto, es el de mayor desarrollo. Por lo general, son lutitas rojas compactas con fractura concoide y algunos cristales de yeso rojo disperso.

c) Sobre este término lutítico, puede encontrarse una microlaminación en la que se alternan láminas de lutita roja o verde y láminas de yeso fibroso blanco o rojo con textura en empalizada.

d) El término superior de la secuencia es una lámina o capa de dolomicritas nodulosas grises o rosadas, con moldes de cristales disueltos y brechificación (colapso).

En el ciclo de facies de esta unidad, esta secuencia elemental, normalmente está incompleta, faltando sus términos c y d en los tramos basales y por el contrario, el término arenoso (a) no suele estar a partir de la aparición en la serie de los depósitos evaporíticos. Por tanto, el contexto general de la unidad es una megasecuencia grano y estratodecreciente (C.U.S.) y carbonato creciente.

El ambiente sedimentario de esta unidad correspondería a una llanura de inundación pasando distalmente a una llanura lutítica costera. Hacia techo, habría un cambio gradual hacia un ambiente de tipo "*sabkha*" donde se depositarían los yesos nodulares rojos y blancos.

Desde el punto de vista secuencial, si se considera la evolución vertical de esta unidad conjuntamente con la de la anterior, se pone claramente de manifiesto un dispositivo transgresivo.

Esta unidad se identifica, dentro del ámbito regional, con la "Unidad $K_3$" y base de la "Unidad $K_4$", ORTÍ, F. (*op.cit.*), FERNÁNDEZ *et al. (op. cit.)*, para las cuales, al igual de lo que ya se definió para la unidad de areniscas anterior, se les asigna una edad Carniense.

2.2.2. Jurásico

Los materiales atribuidos al Jurásico afloran ampliamente en el ámbito oriental de esta Hoja, y se encuentran, en contacto concordante sobre el Triásico de "Facies Keuper".

En el ámbito regional se precisa como hecho probable el que la parte basal de lo que aquí se engloba como Jurásico pertenezca en realidad al Triásico superior (Retiense).

Los afloramientos son, por lo general, de muy mala calidad, por lo que sólo en los itinerarios descritos y en las canteras de Villahermosa y la Cortizosa, han podido realizarse las observaciones y la toma de muestras necesarias para la descripción de estas unidades litológicas.

*2.2.2.1. Dolomías masivas carniolares y brechoides y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas (18). Lías Inferior*

La unidad ha sido estudiada en las series reseñadas del sector de Montiel, Villahermosa y la Carrizosa.

El espesor de esta unidad es bastante uniforme, variando entre los 15 m en Montiel, 20 en Villahermosa y en las Casas de Rivera en el río Azuer y 25 m en el Cortijo de Ciriaco al este de la Carrizosa.

Litológicamente la unidad está compuesta por dolomías masivas carniolares, dolomías brechoides y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas.

Las facies carbonatadas se organizan en secuencias de somerización (*shallowing upward*), JAMES, N.P. (1980) de espesor métrico en las que se diferencian, normalmente tres términos:

A.- Dolomicritas en capas centi a decimétricas con intercapas de margas, margas dolomíticas. Los aloquímicos son relativamente abundantes, aunque normalmente no pueden identificarse.

B.- Dolomías en bancos a masivas con grano grueso y color gris rojizo. En algunos puntos pueden tener estratificación cruzada plana de bajo ángulo, cruzada en surco de media escala. La recristalización ha borrado cualquier posibilidad de identificar los aloquímicos.

C.- Capas centimétricas de dolomías amarillentas con laminación paralela, posiblemente de origen algal (*algal mats*) y abundante porosidad fenestral.

D.- Dolomías amarillentas masivas con moldes de cristales, en capas o bancos con estratificación difusa a masivas. Lateralmente pasan a brechas de cantos (brechas de colapso).

Los intensos procesos diagenéticos que afectan a estos sedimentos, recristalización, dolomitización secundaria y dedolomitización, redundan en la extrema dificultad de identifcar los componentes aloquímicos de estos materiales y por tanto, de precisar su cronología y correlación. De esta manera han sido los conjuntos litológicos (megasecuencias y ciclos de facies) los que, en general, han sido utilizados como criterio de separación cartográfico.

En la Cobertera Tabular, esta unidad se estructura como la agradación vertical de estas secuencias de somerización, constituyen a su vez un ciclo de facies estrato creciente en el que las secuencias de muro a techo de la unidad disminuyen o pierden progresivamente los términos A y C, en tanto que se desarrollan el B y D.

Estas secuencias de somerización en carbonatos y evaporitas disueltas, se desarrollan en llanuras de marea de rango micromareal, en un ambiente árido con un índice muy elevado de evaporación y un alto flujo subterráneo de soluciones hipersalinas.
Estas condiciones originan el crecimiento, en los términos intermareales, de cristales (moldes) o intercapas de sales en los carbonatos.

La circulación de agua dulce de procedencia continental, por estos materiales, disuelve los depósitos salinos ocasionando la brechificación por colapso de estos términos.

En lámina delgada los escasos restos fósiles observados corresponden a moluscos, equinodermos y dudosas espículas de esponjas.

La ausencia de fósiles clasificables dentro de la unidad no permite una datación precisa de la misma. Su posición estratigráfica sobre el Keuper (Carniense-Trías superior) y criterios de correlación a nivel regional inducen a atribuirle una edad de Lías inferior.

*2.2.2.2. Dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas, brechoides hacia la base de color blanco a amarillento rojizo (19). Lías Medio-Superior*

Al igual que la anterior, esta unidad aflora en el sector oriental de la Hoja en un ámbito más reducido que la unidad ya descrita.

La unidad ha sido estudiada en las canteras de Villahermosa y en los afloramientos del río Cañamares, en el sector nororiental. El espesor de esta unidad en las localidades citadas es de 15 m en Villahermosa y 18 m en el río Cañamares.

Litológicamente la unidad es muy parecida a la unidad dolomítica del Lías inferior expuesta anteriormente, con la cual es fácil confundirla, salvo que se lleve a cabo una cartografía cuidadosa en la que se preste especial atención al análisis de la naturaleza de los contactos y de las relaciones geométricas, especialmente, en relación con la unidad esencialmente brechoide del Lías inferior.

La litología consiste en dolomías que son tanto más brechoides cuanto más hacia la base, y tanto mejor estratificadas, en capas decimétricas a bancos, cuanto más hacia techo.

Las estructuras sedimentarias observables son la estratificación cruzada planar de ángulo muy bajo y laminaciones subparalela ondulada y cruzada bien patentes, las cuales son muy comunes y se encuentran mejor conservadas en la mitad superior de la unidad.

Petrográficamente se trata en general de dolodismicritas muy recristalizadas (doloesparitas). En las muestras de la parte superior del tramo se observan algunos fragmentos de bioclastos con tamaño rudita, estructuras microbandeadas de aspecto algal y escasos clastos negros.

El paso entre la unidad anterior friable y ésta muy compacta, supone un cambio muy brusco de comportamiento ante los agentes erosivos que redunda en una morfología diferencial de escarpes verticales para estos carbonatos.

Son muy escasas las localidades en las que los procesos diagenéticos y postdiagenéticos no han modificado sustancialmente el sedimento original, y por tanto, donde puede establecerse un análisis de facies y tipos secuencias fiables.

En las series de referencia citadas, pueden distinguirse tres tramos:

- El inferior, constituido por dolomicritas y mudstone dolomitizadas en bancos a capas, con estratificación de masiva a difusa. Tienen láminas discontinuas de margas grises en las intercapas, techos de capa ondulados con perforaciones y costras ferruginosas parcialmente nodulizadas. Todo el tramo muestra una porosidad fenestral abundante.

- El tramo intermedio es una sucesión de wackestone y mudstone con fósiles en capas decimétricas (30 a 80 cm) en secuencias estratocrecientes. En alguna de estas secuencias su base son una o varias capas de packstone crema, gradadas con estructura "hummocky" en capas de 20 a 30 cm, a veces amalgamadas y el techo suele ser un banco de mudstone dismicrítica, gris amarillenta con manchas rojizas. Cuando la dolomitización es intensa, este tramo son dolomías grises a blanco marmóreas, muy bien estratificadas y con abundantes sombras de aloquímicos.

- El tramo superior aflorante con las escasas localidades donde ha sido respectado por el sistema erosivo de Ossa de Montiel, son de nuevo dolomías grises en capas decimétricas que intercalan capas de brechas de colapso con las que normalmente finalizan las series de referencia citadas.

  En la evolución de la unidad se pasa de depósitos intra y supramareales en llanura mareal carbonatada y evaporítica de baja energía en el tramo inferior y superior, a facies submareales de mayor energía con secuencias tempestíticas de grano medio grueso intercaladas. El ciclo de facies podría atribuirse a sistema de lagoons con un cierre externo poco efectivo.

Esta unidad es la única que ha proporcionado datos paleontológicos suficientes como para poder dar una cierta precisión cronológica a las unidades cartográficas diferenciadas, en la Cobertera Tabular.

En las muestras recogidas, tanto en las canteras de Villahermosa como en series realizadas en la Hoja colindante de Alhambra (nº 787), se han determinado: *Frondicularia sp., Lingulina gr. pupa-tenera, Ophthalmidiidos, Lituolidos,* Lamelibranquios, Equinodermos, Gasterópodos, Ostrácodos, Espículas de esponjas y Filamentos (escasos), que permiten atribuir una edad Lías Superior-Dogger, probablemente Lías Superior dada la ausencia de las litofacies con filamentos abundantes propias del Dogger s.str. en el ámbito cuencal.

## 2.3. TERCIARIO

En los sectores occidentales de esta Hoja se desarrolla una cuenca terciaria de características diferentes a las que normalmente se describen para las cuencas de esta edad en el ámbito de la Llanura Manchega. La cartografía de las unidades diferenciadas y su evolución sedimentaria, indica una disposición geométrica de esta cuenca con depocentros en dirección N70°E, migrando en sentido suroeste. Las series depositadas son de carácter continental lacustre y palustre.

La cartografía de las unidades diferenciadas y su evolución sedimentaria, indica una disposición geométrica de estas cuencas con depocentros en direcciones N70°E migrando en sentido suroeste.

### 2.3.1. Conglomerados polimícticos, areniscas con grava, calizas bioclásticas y calizas oncolíticas (20). Mioceno Superior

Al sur de la Sierra de Alhambra, (Hoja nº 787), y a lo largo del cauce del río Azuer, y sus afluentes el Cañamares y el Arroyo del Tortillo, sobre los sedimentos del ciclo mesozoico, en observación directa y posiblemente sobre los del paleozoico, se desarrolla una potente sucesión de conglomerados y calizas que en publicaciones previas, han sido atribuidos al Jurásico (*s.lato*).

La discordancia basal de estos conglomerados, en todos los puntos donde ha podido ser reconocida es fuertemente erosiva. Uno de los puntos en los que puede observarse esta discordancia es en la carretera local de Villanueva de los Infantes a la Carrizosa, en el paso del Arroyo del Tortillo y en el desfiladero del río Azuer a la altura del Molino del Borrego.

Los cambios de facies entre los conglomerados y las calizas son rápidos, y pueden observarse tanto en la evolución lateral como en la vertical.

A título indicativo, parece que la orla de conglomerados masivos se sitúa en posición septentrional, evolucionando a depósitos más carbonatados hacia el sur y suroeste.

Los conglomerados son clastosoportados, polimícticos, con cantos redondeados, escasa matriz arenosa y cemento carbonatado. La fracción mayoritaria suele estar relacionada directamente con la composición del substrato aflorante próximo, de tal forma que en Alhambra, los cantos son mayoritariamente carbonatados, y en los afloramientos del río Azuer, el porcentaje de cantos cuarcíticos y carbonatados están igualados.

En general, son masivos con paquetes métricos, en los que difícilmente se observa alguna cicatriz erosiva subhorizontal, horizontes con imbricación de cantos o granoclasificación positiva grosera.

Lateralmente, estos paquetes de conglomerados masivos pasan, o bien a conglomerados de trama abierta, en los que el carbonato es mayoritario hasta convertirse en calizas con cantos, bien a conglomerados y arenas con grava en bancos o capas decimétricas con base erosiva y estratificación cruzada en surco de media escala que intercalan capas de lutitas carbonatadas o margas grises.

En estas facies de relleno de canales es frecuente encontrar oncolitos centimétricos dispersos o concentrados, como lag residual sobre superficies erosivas, restos vegetales carbonizados y láminas discontinuas de lignito en las margas.

En cambio lateral con las facies litológicas anteriormente descritas, en los desfiladeros de los ríos Azuer y Cañamares, afloran series carbonatadas en las que se intercalan escasas capas de calizas con cantos dispersos.

Los espesores aflorantes son del orden de los 20 a 25 m, y en general, son calizas masivas a bancos de color marrón a gris oscuro.

Son packstone y grainstone rudíticos con capas biogénicas (bundstone), en las que los oncolitos de tamaño centimétrico constituyen un carbonato de clastos con trama cerrada. La fracción terrígena, con granos de cuarzo tamaño arena, es inferior al 5%. Son abundantes los sulfuros y los óxidos de hierro.

Las dos facies litológicas descritas y su relación espacio temporal, configuran un complejo deposicional lacustre en el que el sistema clástico de conglomerados, gravas y arenas son los depósitos fluviales (abanicos aluviales y fan deltas) y el sistema carbonático con calizas bioclásticas y bioconstruidas, son los depósitos propiamente lacustres (plataforma carbonática, marjales, etc.).

La sedimentación coetánea de ambos sistemas con interdigitación de sus materiales, la velocidad de sedimentación y su evolución espacio temporal, son indicativos de la existencia de un borde tectónicamente activo al sur de la Sierra de Alhambra, con dirección aproximada N70°E. Esta fosa tectónica se rellena con fan deltas y sus depósitos frontales lacustres. Los afloramientos no permiten precisar si realmente estos fan deltas son de funcionamiento esporádico (deltas torrenciales), o constituyen un verdadero sistema deltaico lacustre (delta Gilbert).

Los restos fósiles determinados son: Ostrácodos, Cianofíceas, Clorofíceas, Talos y girogonitos de charofitas, que en su conjunto no precisan edad.

Por criterios de correlación regional atribuimos los depósitos de estas cuencas al Terciario Superior.

2.3.2. Lutitas ocres y margas verdoso amarillentas, que intercalan capas de conglomerados polimícticos y calizas (cg)

En sentido sur y suroeste, la unidad litológica anteriormente descrita, evoluciona a una sucesión heterolítica en la que se alternan lutitas ocres con capas de conglomerados (cg) y de forma subordinada en los sectores suroccidentales de esta Hoja, tramos de margas o lutitas carbonatadas verde grisáceas con capas de carbonatos.

Esta unidad es la que se encuentra en discordancia sobre los materiales paleozoicos y mesozoicos al Sur del río Azuer.

Como norma general, estas litologías se organizan en secuencias métricas grano decrecientes y carbonato crecientes. Tienen como término inferior las capas de conglomerados o arenas con grava de composición polimíctica (cantos de cuarcita, carbonatos y areniscas), redondeados y de clasto a matriz soportados. Sobre la facies detrítica gruesa, y en contacto neto, se tiene la litología que caracteriza por su abundancia estos materiales. Son lutitas carbonatadas de color marrón a amarillento (facies ocres). Su aspecto es masivo con fractura arcillosa a concoide. Son frecuentes los horizontes bioturbados y con nódulos de carbonato.

En sectores reducidos (al SO de Alcubillas), la secuencia se completa con términos de lutitas carbonatados grises ricas en materia orgánica, que cuando se óxida da una coloración blanco pulverulenta. En contenido fósil observado, se reduce a fragmentos vegetales carbonizados y algún gasterópodo aislado. En el río Jabalón, cercano al límite centrooccidental de esta Hoja, estos depósitos carbonatados marcan la discordancia sobre las series paleozoicas.

En algún caso, sobre estas lutitas carbonatadas, se tienen capas centimétricas de mudstone arcillosas y dismicríticas de color gris. Lateralmente, suelen pasar a horizontes nodulizados.

Estas facies representarían los depósitos lacustres y palustres en el entorno frontal y lateral de los fan deltas. La mayor o menor proporción de conglomerados en la serie responderá a una situación de distalidad a lateralidad a los lóbulos constructivos del sistema clástico.

Como en el caso de la unidad anterior, a estos materiales se les atribuye una edad Mioceno Superior por criterios regionales.

### 2.3.3. Calizas micríticas, caliza de gasterópodos y margas grises (22). Mioceno Superior-Plioceno

Al sur de Montiel y suroeste de Villanueva de los Infantes, sobre las facies ocres de la unidad anterior, se deposita una serie de constitución esencialmente carbonatada, que morfológicamente se ubica en las superficies planas de las cotas superiores de estos sectores.

La facies característica de esta unidad son las calizas de gasterópodos. Son mudstone arcillosos en capas decimétricas y wackestone dismicríticos con gasterópodos en capas decimétricas a bancos. Algunas capas son de color casi negro con materia orgánica muy abundante.

Las calizas alternan con capas o tramos de margas grises, nodulosas con escasos restos vegetales carbonizados y gasterópodos dispersos. La bioturbación es, en algún caso, intensa.

Se estructuran en secuencias marga-caliza, en las que hacia techo el término margoso va disminuyendo hasta convertirse en una lámina intercapas, en tanto que las capas carbonatadas pasan a bancos con aspecto masivo.

Las muestras estudiadas dan un contenido en Moluscos, Ostrácodos, Algas (Charofitas, entre otras), que no determinan una cronología definida. Se les atribuye una edad Mioceno Superior-Plioceno por correlación en el ámbito regional.

Dentro de esta Hoja no se han observado depósitos salinos en el registro sedimentario atribuido al Terciario Superior, por tanto, se trataría de un sistema lacustre dulceacuícola, en el

que las calizas de gasterópodos son los depósitos del momento con mayor lámina de agua y menor actividad de los sistemas clásticos de borde de cuenca. Este período de mayor inundación ocasiona que en algún punto, las calizas de gasterópodos reposan directamente sobre las series triásicas y paleozoicas.

## 2.4. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios ofrecen una gran variedad, aunque su representación superficial no es demasiado importante. Fondos de valle, glacis, aluviales-coluviales, conos de deyección y coluviones son algunas de las formaciones más características. Hay que añadir las arcillas de descalcificación que aparecen sobre la Superficie de Ossa de Montiel cuya edad, en su límite inferior, puede remontarse al Mioceno superior. La descripción se realizará en orden a su edad, empezando por los sedimentos más antiguos.

### 2.4.1. Arcillas rojas de descalcificación ("Terra Rossa") (23)

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre las dolomías y carniolas del Lías y sobre las costras y calizas del Terciario de la cuenca del río Jabalón. Son muy frecuentes debido a que las características litológicas de la zona favorecen los procesos de disolución. En la cartografía aparecen tapizando el fondo de las dolinas, pero en realidad este material es mucho más abundante pues rellena además huecos, grietas, fracturas, tubos y el fondo de algunas cuevas, sobre todo en el sector de la Plataforma. Las arcillas de descalcificación o "terra rossa" se caracterizan principalmente por su color rojo oscuro o rojo vinoso y, aunque se denominan así, suelen tener un cierto contenido en limos y arenas. En el fondo de las dolinas aparecen, además, algunos fragmentos de dolomías, procedentes de la erosión de los escarpes que las limitan. Dada la dificultad para datar estos materiales, se les ha asignado una cronología amplia, porque es muy posible, dada la edad de la Superficie de Ossa de Montiel, que esta edad pueda remontarse, hasta el Mioceno superior.

### 2.4.2. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas. Glacis (24)

Los glacis, por su parte, están escasamente representados y tienen unas características muy similares a las de los conos de deyección. Los clastos son en su mayoría carbonatados, con algunos elementos areniscosos. La matriz es arcillosa roja, procedente de las arcillas de descalcificación. La potencia es pequeña, no superando los dos metros. Los cantos son subangulosos, muy poco evolucionados por tener el área madre muy próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno pues aparecen situados en las laderas y desconectados del sistema fluvial actual.

### 2.4.3. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos. Fondo de valle (25)

Los fondos de valle están formados por cantos, gravas, bloques, arenas y limos. En su mayor parte los ríos, arroyos y cañadas que existen en la hoja proceden de los relieves de Campo de Montiel por lo que la litología de los elementos gruesos es de naturaleza carbonatada: dolomías micríticas, dolomías brechoides, dolomías carniolares y calizas dolomíticas. También se incorporan algunas areniscas, arrancadas de las intercalaciones detríticas del Trías. La matriz es arenoso-limosa roja. El tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros pero lo más frecuente es que oscile entre 5 y 8 cm, con máximos observados de 35 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y subredondeado con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Existen también una serie de fondos de valle que se alimentan de los peque-

ños afloramientos paleozoicos del oeste y sur de la Hoja; se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas. La matriz es arenosa con algo de limo, pero debido a las mayores pendientes, los sedimentos están más lavados. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y presentan menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo tamaño observado en el campo supera los 40 cm. La potencia no es fácilmente observable tanto en unos como en otros pero, por lo observado en áreas próximas, debe oscilar entre 2 y 5 m. Un tercer grupo de aluviales es el que recibe aportes de las calizas y margocalizas del Terciario por lo que sus depósitos son casi totalmente de naturaleza carbonatada. La edad asignada todo el conjunto de los fondos de valle es Holoceno por estar relacionados con la última etapa de la evolución de la red de drenaje.

2.4.4. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Coluviones (26)

Los coluviones aparecen desarrollados al pie de las laderas donde dan lugar a formas alargadas y paralelas a los cauces. Están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero sus depósitos son muy variados debido a la acusada diferencia litológica y textural de los mismos. Esto depende de los materiales de los que procede, pudiendo hacerlo de las dolomías y carniolas de la Plataforma, de las arcillas y areniscas del Trías o de las calizas y margas del Terciario. En cualquier caso, son depósitos pocos coherentes y caóticos con una potencia media estimada de 3-5 m y se les asigna una edad holocena.

2.4.5. Gravas, cantos, arcillas y arenas. Aluvial-coluvial (27)

Los aluviales-coluviales que, como su propio nombre indica se originan por la doble participación de los procesos fluviales y de los de gravedad, se cartografían como tales cuando es difícil la separación entre unos y otros. Se localizan fundamentalmente sobre los materiales del Trías que se encuentran por debajo de la Plataforma carbonatada, en las vertientes del río Jabalón. Tienen formas irregulares e indican cauces anchos y de muy corto recorrido. Por lo que respecta a sus depósitos ofrecen características mixtas, entre fluviales y de ladera, por lo que las principales diferencias se encontrarán entre las partes más próximas a las vertientes y la zona central de los sedimentos. En las primeras se encuentran elementos angulosos, de mayor tamaño y con una distribución más caótica, mientras que en la segunda, debido a que es el sector de circulación de los cauces, los clastos son más redondeados, con tamaños medios comprendidos entre 5-8 cm y máximos, observados, de 30 cm, y donde pueden observarse algunas estructuras sedimentarias de carácter fluvial. La potencia puede calcularse entre 3 y 5 m, aunque es posible que hacia los bordes del depósito esta cantidad sea algo más elevada. La matriz es arcilloso-arenosa, de color rojo, alimentada en gran medida por los sedimentos del Triásico y del Jurásico. La edad que se asigna a estos depósitos es Holoceno.

2.4.6. Cantos, gravas, arenas y arcillas. Conos de deyección (28)

Los conos de deyección se originan en la desembocadura de algunos ríos y arroyos cuando acceden a ellos otros cursos de menor envergadura. La característica forma en abanico hace que su reconocimiento no ofrezca mayores dificultades. Se presentan como formas aisladas, de pequeño tamaño, en algunos sectores de los ríos Azúer y Jabalón. Los depósitos, consisten en acumulaciones de cantos, gravas, arcillas y arenas, con una estructura sedimentaria propia. La litología, como en el caso de los fondos de valle, está condicionada por las rocas madre, de forma que los conos alimentados por cauces que proceden de la Plataforma o del Terciario, incorporan un mayor número de elementos carbonatados, mientras que los que vienen de materiales paleozoicos, contienen cuarcitas, pizarras, areniscas, etc. El tamaño de los

clastos es muy variable, pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede los mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, pueden llegar a tener 4 a 6 m. Se les ha signado una edad holocena.

2.4.7. Limos y arcillas grises. Áreas endorreicas (29)

Los fondos endorréicos aparecen en el fondo de algunas dolinas debido a la impermeabilidad que adquiere el fondo de las mismas por acumulación de las arcillas de descalcificación. Los sedimentos resultantes son limos y arcillas grises y no es raro observar la presencia de cantos dolomíticos que proceden de la erosión de los escarpes. A techo, se desarrollan suelos vérticos de color gris oscuro. Su funcionalidad hace pensar en una edad reciente para ellos, por lo que se han atribuido al Holoceno.

2.4.8. Bloques y arcillas. Deslizamientos (30)

Los deslizamientos se localizan en la margen izquierda del río Azúer, al norte de la Hoja. Son de pequeño tamaño y se desarrollan sobre las arcillas yesíferas y las areniscas del Trías. Son deslizamientos traslacionales que dan como resultado una cicatriz de despegue bien marcada y una masa de grandes bloques y arcillas acumulados en la base de la ladera.

## 3. PETROLOGÍA

### 3.1. ROCAS FILONIANAS

En esta Hoja se han diferenciado dos tipos de rocas filonianas asociadas al último episodio tardihercínico descrito como "Sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO", posterior a la Tercera fase de deformación en la ZCI

3.1.1. Rocas básicas (1)

En las formaciones paleozoicas que afloran a lo largo del Arroyo del Buey, se han encontrado diques de espesor plurimétrico, intruyendo en los Bancos Mixtos, en el contacto de las Pizarras de Chavera y la Cuarcita de Criadero, y en el contacto de las Areniscas de los Caños con las Pizarras Guindo. Los diques tienen una dirección subparalela a las formaciones y por tanto, varían desde N70ºE en el afloramiento del Km 19,100 de la comarca del Cózar a Valdepeñas, a N50ºE en el gran dique que aflora en las Casas de Lorenzo, entre materiales del Mioceno Superior y costras de caliche.

En los afloramientos reseñados, estas rocas muestran un color oscuro, generalmente verde oscuro, en roca fresca que cuando se alteran dan lugar a los típicos bolos redondeados de tamaño decimétrico con estructura en cáscara de cebolla.

En los diques de mayor espesor, como el citado afloramiento de la carretera, es fácil observar una zonación simétrica desde sus bordes hacia el centro. En sus bordes, el tamaño de grano es fino, no porfídico, en tanto que en su parte central, el tamaño de grano llega a presentar textura holocristalina de grano medio y porfídica con fenocristales de plagioclasa idiomorfa. Estos fenocristales muestran cierta tendencia fluidal con dirección subparalela a las del propio dique.

En lámina delgada, la textura observada es holocristalina, inequigranular de grano medio y microporfídica.

Los minerales principales son plagioclasa y piroxeno, y como secundarios, clorita, calcita y opacos.

En la plagioclasa se observan varios tipos o generaciones. Cristales de hábito euhedral en macla polisintética con zonación concéntrica normal; fenocristales con esta misma macla en cristales, aislados o en agregados con crecimientos en sinneusis, y finalmente, plagioclasa de carácter intersticial con hábito anhedral.

Todos estos tipos sufren importantes procesos de alteración que enmascaran las características originales. Esta alteración da lugar a agregados de sericita, junto a calcita y más raramente, minerales del grupo de la epidota.

El piroxeno se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral de grano medio y, esencialmente, es clinopiroxeno (augita). Muestran procesos de retrogradación con orlas de anfíbol actinolítico y minerales opacos.

3.1.2. Cuarzo

El dique de cuarzo cartografiado se encuentra relacionado con la fractura que con dirección N70ºE se observa en el Arroyo del Buey, aguas arriba de la carretera comarcal de Cózar a Valdepeñas.

Este dique, con un espesor de 4,8 m, es el relleno hidrotermal de esta fractura y no presenta tectonización aparente. Es cuarzo blanco lechoso con alguna geoda de pequeño tamaño y muy escasos minerales opacos dispersos.

Encaja, en las alternancias de cuarcita y pizarras de la Formación Areniscas el Caño, tiene asociado un pequeño manantial.

## 4. TECTÓNICA

### 4.1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja geológica se ha realizado junto con otras cinco abarcando todo el extremo suroriental del paleozoico de la Meseta. El área de estudio se extiende por las esquinas suroriental y suroccidental de las provincias de Ciudad Real y Albacete respectivamente, y por el extremo nororiental de la Provincia de Jaén

Desde el punto de vista geológico el sector estudiado comprende materiales paleozoicos, mesozoicos del Prebético así como de la Cobertera Tabular, cenozoicos y cuaternarios de la Llanura Manchega. El Paleozoico pertenece a la Zona Centroibérica meridional, en el sentido de JULIVERT *et al.* (1972), en el dominio de los Pliegues Verticales de DÍEZ BALDA *et al.* (1990), o bien en la subzona Lusooriental-Alcúdica en el sentido de LOTZE (1945); correspondientes al segmento hercínico de la Península Ibérica.

En la Hoja de Villanueva de los Infantes afloran tres conjuntos geológicos: los materiales pale-

ozoicos, los mesozoicos (Trías y Jurásico) de la Cobertera Tabular, discordantes sobre los anteriores y deformados sólo por una tectónica de fractura, y los cenozoicos de la Llanura Manchega, discordantes sobre todos los anteriores.

Litológicamente aparecen representados materiales sedimentarios moderadamente deformados, casi exclusivamente terrígenos, que abarcan en edad desde el Ordovícico inferior al Terciario superior.

La configuración estructural de los materiales paleozoicos de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, de las cuales las más importantes corresponden a la Orogenia Hercínica. De menor importancia son las deformaciones posteriores, atribuibles a la Orogenia Alpina y que normalmente se ponen de manifiesto por estructuras de carácter frágil distensivo.

Asociada a la primera y principal fase de deformación hercínica se observa una esquistosidad que presenta un desarrollo muy variable en cuanto a intensidad (hasta hacerse casi inapreciable) pero con distribución global en todos los materiales. El metamorfismo asociado a la misma fase varía desde el límite con el anquimetamorfismo a un grado bajo a muy bajo y se extiende también a toda la región.

La segunda fase da lugar, en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), a una superficie de "despegue" relacionada con un episodio extensional, que da lugar a una ancha zona de cizalla con metamorfismo de grado medio en el autóctono. La tercera fase es una compresión suave en régimen dúctil sin metamorfismo. Y las etapas posteriores son de fracturación.

La Zona Centroibérica (ZCI) del Macizo Hespérico fue definida por JULIVERT *et al.* (1972) como síntesis de las Zonas Galaico-castellana y Luso oriental-alcúdica de LOTZE (1945), dado que, a pesar de que hay diferencias estratigráficas y tectónicas entre ellas, ambas se consideran actualmente como el autóctono del Macizo Ibérico, que presenta características tectosedimentarias de margen pasivo, representando parte de las plataformas que se extendían por el norte de Gondwana. Esta última coincide con la Zona Centroibérica meridional de SAN JOSÉ *et al*. (1992)

El Macizo Ibérico es el afloramiento más occidental y extenso de la Cadena Orogénica Hercínica cuyo rasgo más característico es su morfología arqueada que se extiende por Europa occidental conformando el Arco Ibero-Armoricano.

En la hipótesis propuesta por RIBEIRO *et al*. (1987,1990) y QUESADA (1989, 1990b, 1991, 1992), que ha sido recogida por KEPPIE y DALLMEYER (1989) en su mapa tectónico de los orógenos paleozoicos circum-atlánticos, el Macizo Ibérico se interpreta como el resultado de la acreción sucesiva de terrenos exóticos a un núcleo continental inicial (Terreno Autóctono Ibérico), con afinidades africanas occidentales.

Este proceso de acreción se produce durante las orogenias Pan-africana/ Cadomiense y Hercínica. En la primera, se produce la subducción/colisión entre las zonas de Ossa-Morena y la Zona Centro-Ibérica (de LOTZE 1945), y está representada en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, exhumada por la reactivación hercínica de la banda de cizalla del mismo nombre (QUESADA, 1990; ÁBALOS, 1991,1992; EGUILUZ y ÁBALOS, 1992).

En la Orogenia Hercínica, y concretamente en su fase principal Devono-Carbonífero inferior se produce la acreción de los complejos metamórficos de Galicia-Tras-os-Montes, la unidad

de Pulo do Lobo y la Zona Sur Portuguesa (ZSP). Aunque la estratigrafía y tectónica no son correlacionables, estos terrenos continentales son considerados como restos, acrecionados al margen continental ibérico, de uno o varios bloques continentales, tras la eliminación por subducción de la corteza oceánica que originalmente los separaba, representada actualmente por los terrenos oceánicos (ofiolitas).

A escala de la cadena orogénica hercínica, formada en la colisión entre un bloque continental meridional (Gondwana) y otro septentrional (Laurussia), la mayoría de los modelos propuestos para la parte occidental del orógeno hercínico europeo (BRUN Y BURG, 1982; MATTE, 1983, 1986; BURG *et al*., 1981), establecen que la geometría del Macizo Ibérico es consecuencia de la colisión oblicua de un promontorio Ibero-Aquitaniense, (BURG *et al*., 1981, MARTÍNEZ CATALÁN, 1990a y b), probablemente ubicado en el borde noroccidental de Gondwana (MATTE, 1986; QUESADA,1990a), con el bloque continental de Laurussia, tras la subducción del océano intermedio. En ese proceso de convergencia se habría formado el Arco Ibero-Armoricano.

Esta estructura presenta una zona frontal con predominio de tectónica de imbricación (Zona Galaico-Portuguesa), flanqueada por zonas laterales cuyas estructuras más representativas son los desgarres, sinistros en el margen suribérico y dextros en el armoricano.

Para otros autores (LESCUYER *et al*., 1998), el Orógeno Hercínico Occidental se configura durante el Devono-Carbonífero, con una rápida sucesión de episodios tectónicos causados por la convergencia de la placa Báltica, la microplaca Armoricana y el continente de Gondwana, que producen una evolución estructural compleja. Con tres episodios mayores: Etapa Eovaríscica (Silúrico) de subducción y creación de un arco oceánico. Etapa Mediovaríscica (Devono-Carbonífero) de acreción continental y deformación de las zonas internas del orógeno hercínico. Y Etapa Neovaríscica (Carbonífero Medio-Superior) con deformaciones localizadas (desgarres), granitización y levantamiento de la Cordillera Hercínica.

La falla extensional cartografiada meridional de la Hoja Venta de los Santos (864), es un accidente tectónico que puede suponer un desplazamiento importante entre los materiales afectados y puede explicar las peculiaridades de la zona comprendida entre la cuenca carbonífera de Los Pedroches, al Norte y la banda de cizalla Badajoz-Córdoba al Sur, propuesta como una nueva zona del Macizo Ibérico (Lusitano-Mariánica) por HERRANZ P. *et al*. (1999); y con una tectónica radicalmente diferente según MARTÍNEZ POYATOS *et al*. (1995, 1998).

Deformaciones Hercínicas

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

Todas estas fases han quedado reflejadas de alguna manera en la configuración estructural de la región, que ha permanecido casi inalterada hasta nuestros días si exceptuamos la deformación propia de antepaís de la Orogenia Alpina, y los efectos de peniplanización y encajamiento de las redes fluviales.

De todas ellas es la denominada 1ª fase de deformación hercínica la que marca las primeras y principales directrices estructurales y como consecuencia la morfoestructura del paisaje, al

crear los grandes pliegues de longitudes y amplitudes kilométricas. La erosión diferencial positiva de la serie paleozoica formada por alternancias de tramos pizarrosos blandos y tramos arenoso-cuarcíticos muy competentes resalta los efectos de la deformación, especialmente en el caso de los niveles cuarcíticos del Ordovícico inferior (Cuarcita Armoricana), que constituye el mejor nivel de referencia en los grandes pliegues debido a su continuidad lateral y potencia. La estructuración definitiva se alcanzó con las restantes fases hercínicas de deformación dúctil y de fracturación tardihercínica y alpina.

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

En el flanco norte del Sinclinal de Pedroches (al sur de Guadalméz) parece existir un hiato sedimentario que abarca el Devónico más alto (Fameniense superior) y parte del Carbonífero inferior (Tournaisiense y parte del Viseense) (MIRA *et al.*, 1990) situándose las calizas del Viseense concordantes y a poca distancia por encima del Fameniense inferior datado.

DÍEZ BALDA *et al.* (1991,1992) separaron dos dominios en la ZCI: Dominio de los Pliegues Tumbados y Dominio de los Pliegues Verticales. Basándose en el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1ª fase hercínica, y se diferencian en el estilo y número de fases de deformación diferenciadas.

En el segundo de dichos dominios se pueden distinguir a su vez dos sectores en base al estilo de las fases de deformación hercínicas sucesivas. El primero de estos sectores se extiende principalmente por el área de Salamanca (DIEZ BALDA, 1986; MARTIN IZAR, 1986; ESCUDER *et al.*, 1995) y por el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; MACAYA *et al.*, 1991). En él se distinguen 4 fases de deformación hercínica cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

- La primera ($F_1$) dio lugar a pliegues sinesquistosos ($S_1$) de gran longitud de onda, dirección NO-SE y sin vergencia definida o algo vergentes al Norte.

- La segunda ($F_2$) se pone de manifiesto por la presencia de pliegues de plano axial subhorizontal que afectan alas estructuras de $F_1$ con una esquistosidad asociada ($S_2$) que llega a adquirir carácter de "schistosity"

  Se ha interpretado (DIEZ BALDA *et al.*, 1992; ESCUDER *et al.*, 1995) como cizallas subhorizontales, de varios kilómetros de anchura, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de los autores citados dicho movimiento podría deberse a un colapso extensional de la cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

- La tercera fase ($F_3$) se identifica por variaciones en el buzamiento de $S_2$ producidas por pliegues, a todas las escalas, de gran longitud de onda y pequeña amplitud y dirección ONO-ESE aproximadamente homoaxiales con los de $F_1$. Lleva asociada, en ocasiones una esquistosidad ($S_3$) de crenulación. En los núcleos de las antiformas de $F_3$ es donde

más patente se hace la presencia de la $F_2$, ya que en ellas afloran los niveles estructurales más bajos.

- Por último, se ha denominado cuarta fase en la zona de Salamanca a estructuras de dirección N-S de carácter dúctil-frágil, en el flanco norte del Sinclinal de Tamames, con pliegues suaves asociados que originan estructuras de interferencia con los pliegues de $F_1$. Lleva asociada una esquistosidad grosera espaciada, de desarrollo irregular (que parece diaclasado muy penetrativo), y la dirección de acortamiento es E-O

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

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

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

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

Posteriormente a esta primera fase hercínica ($F_1$) se han identificado localmente estructuras que serían equivalentes a las asociadas a las cizallas extensionales de Salamanca ($F_2$ de Salamanca y Sistema Central) y que por tanto también consideraremos de $F_2$ dentro de la parte meridional del dominio. Se caracterizan por horizontalizar las estructuras de Fase 1 ($F_1$)

dando lugar a crenulaciones y/o bandas de cizallamiento que trasponen la estratificación y la esquistosidad de primera fase. Se han definido en el sinclinal de Guadarranque (MORENO, 1977; GIL SERRANO *et al*., 1984; MONTESERÍN, 1985; NOZAL, 1985), en Los Yebenes (VÁZQUEZ *et al*., 1992) y en la parte meridional de la zona objeto del presente estudio (Hoja nº 867) donde se describen estructuras de las mismas características.

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

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

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

## 4.2. ESTRUCTURA DE LA HOJA

El registro sedimentario del paleozoico de la Hoja se encuentra en una estrecha banda del sector centro-occidental, esencialmente a lo largo del Arroyo del Buey y en pequeños afloramientos aislados entre los materiales del Triásico o del Terciario al norte de Cózar y en los alrededores de Alcubillas. En general, las formaciones cartografiadas, los pliegues y la fracturación posterior tienen una dirección generalizada N70°E, y de norte a sur puede establecerse, en algún caso, por extrapolación del entorno regional un pliegue con cierre perisinclinal, cuyo núcleo es el Devónico Superior de Alcubillas, un anticlinal en el Embalse de la Jarilla con núcleo en las "Alternancias El Caño y Pizarras Guindo", un sinclinal con núcleo en la Cuarcita de Criadero de la Casa de Lorenzo y un monoclinal N70°E/70°N en las formaciones del Ordovícico Medio e Inferior, que constituye el flanco septentrional de la macroestructura anticlinal con muro en Cuarcita Armoricana y cuyo cierre periclinal se tiene en el noroeste de la Hoja de Torre de Juan Abad (nº 839), en la proximidad del vértice suroccidental de esta Hoja.

En discordancia sobre los materiales del Paleozoico, las unidades litológicas del Triásico y Liásico de la Cobertera Tabular, están estructuradas por pliegues muy suaves y varios sistemas de fracturación de los cuales el más representado es el NNE-SSO y finalmente, en discordancia sobre todos los materiales anteriores se tienen los depósitos del Neógeno Superior y Cuaternario de la Llanura Manchega, afectados por los rejuegos finales de los sistemas de fracturación de los episodios tectónicos precedentes.

4.2.1. Deformaciones Prehercínicas

En los materiales paleozoicos están representados en concordancia las formaciones que van desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico superior, y en áreas meridionales (Hoja nº 886), discordantemente sobre ellos los del Carbonífero inferior. En otras áreas más occidentales, en las que las estructuras anticlinales permiten el afloramiento de series inferiores se observa que el conjunto paleozoico se deposita discordantemente sobre un sustrato precámbrico suavemente plegado. Esta discordancia representa la Orogenia Cadomiense.

La sedimentación del Cámbrico está condicionada por un período tensional con formaciones litológicamente muy variadas y con fuertes cambios laterales y en la vertical. Esta etapa acaba con la transgresión del Ordovícico inferior, iniciándose el hiperciclo paleozoico en el que se encuadran los materiales paleozoicos aflorantes en esta Hoja; sus características estratigráficas están de acuerdo con la interpretación tectosedimentaria que lo considera como un margen pasivo.

En la columna estratigráfica se registran cambios de espesor y facies de algunas formaciones que se puede interpretar como procesos tectónicos, pero las evidencias más claras se concretan en dos puntos. La presencia de manifestaciones volcánicas intercaladas en la serie, entre las que destacan por su presencia continuada las de las Pizarras de Río, que desarrolla un episodio volcánico y volcanoclástico hacia techo de la serie. Estas efusiones volcánicas significan episodios de fracturación, con estructuras muy profundas, según se deduce de la composición litológica de las vulcanitas.

El otro punto de la serie con manifestaciones tectónicas está en el Ordovícico superior, concretamente en la base de las Pizarras Chavera. La base de esta formación se deposita en paraconcordancia sobre las formaciones infrayacentes, con variaciones muy locales, detectándose dentro del marco regional espesores de la Caliza Urbana que varían desde decenas de metros hasta desaparecer en muchos puntos como es el caso de esta Hoja. La propia formación Caliza Urbana tiene un componente volcánico muy alto con niveles de rocas volcanoclásticas, que localmente llegan a reemplazar a los paquetes carbonatados. Como punto singular hay que citar que en esta Hoja (Embalse de La Jarilla), aparecen eslumpamientos y brechas intraformacionales en los Bancos Mixtos, debajo de las Pizarras de Chavera.

Este contexto tectosedimentario apunta la existencia de un episodio de deformación de carácter extensivo con fracturación, efusiones volcánicas y movimientos sinsedimentarios que dan lugar a subsidencias diferenciales intracuenca. Todo queda fosilizado por la transgresión de las Pizarras de Chavera, que además son sedimentos glaciomarinos, relacionados con la glaciación continental (Inlandsis) de edad Ordovícico superior.

Esta discontinuidad sedimentaria se ha relacionado en la bibliografía GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al*., (1990) con movimientos epirogénicos o con regresiones marinas como consecuencia de estas glaciaciones. PINEDA, A. (1987), los asocia a episodios de inestabilidad tectónica. Con los datos de esta zona el origen básico parece ser este último, también reconocido por PIEREN, A. (1986) en el sector de Las Villuercas-Montes de Toledo. En algunas zonas este episodio puede prolongarse durante el Silúrico con niveles vulcanosedimentarios intercalados en la serie como los del Sinclinal de Herrera del Duque.

Hay otra laguna sedimentaria en el ciclo sedimentario paleozoico bien documentada en esta zona con los hallazgos estratigráficos de esta Hoja y la contigua de Torre de Juan Abad (nº 839), que abarca el Devónico medio (Laguna Mesodevónica). Dentro de la evolución tectóni-

ca del Macizo Ibérico este evento coincide con la primera manifestación de la Orogenia Hercínica, con deformaciones intensas en la ZOM y depósitos postorogénicos de edad Devono-Carbonífero. En las publicaciones sobre la evolución tectoestratigráfica del Macizo Ibérico QUESADA, C. *et al*., (1990); QUESADA, C. (1992), se pone de manifiesto la diacronía de las deformaciones hercínicas. Así los depósitos sinorogénicos de la ZOM durante el Carbonífero inferior son más jóvenes cuanto más septentrional es su posición, como consecuencia directa del proceso progresivo de la convergencia de placas en la Orogenia Hercínica. Esta puede ser causa de que en esta zona los depósitos del Devónico superior sean preorogénicos, aunque la ausencia de sedimentación refleje la tectónica precoz más meridional.

### 4.2.2. Tectónica Hercínica

Los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja y áreas aledañas están estructurados por una deformación polifásica durante la Orogenia Hercínica o Varisca, acompañada de metamorfismo y magmatismo. El análisis estructural a escala cartográfica, de afloramiento y de la fábrica de las rocas revela la presencia de cuatro fases o etapas de deformación, tres de ellas bajo condiciones dúctiles, con desarrollo de esquistosidades y metamorfismo, más o menos generalizados; y una cuarta de fracturación en condiciones frágiles, que no es tan homogénea como las primeras, y puede abarcar varias familias de fracturas. Todas ellas obedecen a modelos de deformación muy diferentes en orientación mecanismos de deformación y geometría de las estructuras asociadas.

La primera fase ($F_1$) es de plegamiento y tiene una distribución uniforme en toda el área, aunque parcialmente sus estructuras están modificadas por las fases posteriores. La segunda ($F_2$) consiste en un episodio extensional en todo el Macizo Ibérico que se concreta mediante accidentes de "despegue", muy localizados en la cadena hercínica, uno de los cuales transcurre por el borde meridional de la Hoja nº 864 (Venta de los Santos); allí se manifiesta por una banda de cizalla de al menos 4 kilómetros de anchura, y en esta Hoja por el giro de las de las direcciones de los pliegues que en las Hojas colindantes occidentales es N90°E a la N70°E de esta Hoja. La tercera ($F_3$) es poco intensa, y está representada por estructuras de geometría variada y desarrollo local. La cuarta fase, en realidad es una etapa de fracturación frágil, propia de una tectónica tardi a postorogénica, y que probablemente incluya varios episodios de fracturación diferentes.

En esta Hoja y áreas aledañas hay datos para precisar la edad de las diferentes etapas. La primera es sincinemática con los depósitos discordantes, que afloran en la Hoja nº 886 (Beas de Segura), pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida como Tournaisiense superior-Namuriense inferior QUESADA, C. *et al*., (1990). La segunda fase es posterior ya que afecta a estos depósitos. Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales del Carbonífero Superior datado en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), que son continentales y están discordantes sobre los materiales infrayacentes. La edad de estos depósitos es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación hercínica en este sector del Macizo Ibérico se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior.

#### *4.2.2.1. Primera etapa de deformación hercínica*

La primera fase hercínica es la que genera la macroestructura no sólo de esta Hoja sino de todo el Dominio de Pliegues Verticales, y se encuentra bien preservada en el relieve actual.

Se trata de pliegues de escala kilométrica, simétricos, de dirección general ONO-ESE que cambia a E-O, en los afloramientos más orientales como es el caso de esta Hoja, y con planos axiales subverticales o con ligeras vergencias locales a ambos lados.

Los materiales paleozoicos y especialmente sus competentes tramos cuarcíticos dibujan las grandes estructuras de Macizo Ibérico meridional como: los sinclinales de Herrera del Duque, Almadén Guadalméz y el anticlinal de Alcudia, al borde occidental de la Hoja llegan los grandes pliegues Este-Oeste, que recorren la Hoja colindante de Valdepeñas.

Estructuras mayores y menores

La primera fase está homogéneamente extendida por todos los afloramientos aunque en gran medida los pliegues están reorientados por la segunda fase.

De Norte a Sur se observa el cierre periclinal de un sinclinal, de dirección N90ºE, eje subhorizontal, plano axial vertical, y prácticamente simétrico, cuyo recorrido se desconoce al estar los afloramientos paleozoicos cubiertos por el Terciario de la Llanura Manchega, pero con seguridad será de orden plurikilométrico como se constata en el ámbito regional.

Al Sur del río Jabalón y del entorno meridional del embalse de la Jarilla, se tiene un anticlinal con dirección N70°E, cuyo muro aflorante es la formación "Alternancias El Caño". Esta estructura con dirección N90°E en la Hoja nº 812 (Valdepeñas), pasa a N70°E en el límite de ambas Hojas.

Al Sur de este anticlinal se tiene un sinclinal de iguales características cuyo núcleo aflorante es la Cuarcita de Criadero de la Casa de Nava.

Hacia el sur y en el límite meridional desde Cózar hasta la confluencia del Arroyo del Buey con el Hontanar, afloran en monoclinal las formaciones del Ordovícico Medio e Inferior hasta las Pizarras del Río, que constituirán el flanco septentrional del anticlinal, que con dirección N90°E, eje subhorizontal, plano axial vertical simétrico y corrida plurikilométrica, tiene su cierre perianticlinal en el sector noroccidental de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad).

Los afloramientos del sector al norte de Cózar tienen direcciones N70°E, por lo que puede suponerse que el eje de esta estructura gire de N90° a N70°E bajo los recubrimientos del Mesozoico y Terciario.

Las estructuras menores de la $F_1$ son pliegues, esquistosidad de plano axial de los pliegues, lineraridad $L_1$ de intersección entre $S_0$ y $S_1$ y algunas fracturas de adaptación en los pliegues.

Los pliegues menores están presentes en todas las formaciones aflorantes pero tienen una distribución muy irregular. No son frecuentes los pliegues de arrastre en los flancos (*drag-folds*), por lo que hay grandes paquetes sin pliegues dado el tamaño de las estructuras mayores, sin embargo en otros sectores el replegamiento es intenso. En la Hoja hay una banda en la que esta estructura está muy implantada, la litología es la alternancia de cuarcitas y pizarras de Bancos Mixtos y el mejor corte es el del Arroyo del Buey a la altura de la carretera comarcal de Cozar a Valdepeñas.

Esta concentración de pliegues se debe a dos causas: Una litológica, ya que las alternancias de pizarras y cuarcitas se comportan como un "*multilayers*"; y la otra es la posición de charnela de un pliegue mayor. La importancia de la litología en la geometría de las estructuras es propia de un nivel de deformación alto.

La forma de estos pliegues es la misma de los pliegues mayores y se puede hacer extensiva a la primera fase. El tamaño de los pliegues es pluridecamétrico, son muy escasos los pliegues métricos y no existen a menor escala; la longitud de onda es de una decena de metros y la amplitud es del mismo orden. Son pliegues simétricos, abiertos y de la clase 3D de HUDLESTON (1973), aunque en pliegues de mayor escala se ven formas 2B. La competencia de las capas es la que determina su comportamiento al plegarse, las capas cuarcíticas se pliegan según la clase 1B de RAMSAY (1967), y las pizarrosas son menos uniformes, suelen adaptarse y nunca llegan a ser similares. En esta Hoja su dirección general es N60°E.

A escala de afloramiento la esquistosidad $S_1$ se puede ver en todos los afloramientos de la Hoja, como una pizarrosidad (esquistosidad espaciada) en los niveles detríticos finos, especialmente en las charnelas. No obstante es tan débil que en zonas de flanco o en charnelas suaves la pizarrosidad que se observa se debe más a la estratificación que a la esquistosidad. Su dirección más frecuente es N70º-90ºE con un buzamiento de vertical a 70ºN, esta ligera vergencia al S se puede deber a la $F_2$.

Al microscopio se presenta como una esquistosidad grosera (*rough cleavage*), que en los niveles cuarcíticos sólo orienta a los escasos minerales micáceos, en los niveles finos los orienta estadísticamente y en los sectores con más deformación (suroeste de la Hoja) llega a ser un "*slaty cleavage*" grosero. En las láminas con poca deformación la orientación debida a la esquistosidad es similar a la que marca la $S_0$ diferenciándose sólo por referencia al ángulo que forman con la estratificación. A veces se observa un aplastamiento paralelo de los minerales de cuarzo. Y con menos frecuencia, se presenta como una esquistosidad de crenulación cuando la fábrica sedimentaria es muy marcada por la acumulación de micas, o bien como láminas de esquistosidad poco continuas y anastomosadas.

Las lineaciones poco frecuentes, son de intersección de la $S_0$ y la $S_1$, y sólo aparecen en los niveles limolíticos, son subhorizontales y son siempre paralelos a los ejes de los pliegues.

Por último se ha observado una deformación leve en los numerosos fósiles de las Pizarras Guindo, prueba del carácter dúctil de la $F_1$.

Las asociaciones minerales que se formaron durante la fase $F_1$ son características de la facies de esquistos verdes. Zona de la clorita. Aunque como ya se ha descrito, el metamorfismo es progresivo hacia el S.

Las estructuras de esta primera fase se formaron en régimen dúctil, en niveles epizonales por debajo del frente de esquistosidad, con un sistema de esfuerzos coaxial. El plegamiento se originó por "buckling", con predominio de mecanismos de tipo *"flexural*-slip" o deslizamientos entre capas, sobretodo en los estratos más competentes, adaptándose los niveles pelíticos y desarrollándose la esquistosidad de plano axial.

*4.2.2.2. Segunda etapa de deformación hercínica*

Como ya se ha descrito en esta Hoja, el giro progresivo de la $S_0$ y $S_1$ desde direcciones N90°E a N60°E, que se atribuye a la segunda fase o etapa hercínica. Esta fase da lugar a una banda de deformación muy intensa en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), en la que en su tercio meridional genera una esquistosidad y metamorfismo en facies de anfibolitas. En la banda más deformada es difícil reconocer en los esquistos con andalucita, las cuarcitas y los mármoles el protolito original, sólo por la posición estratigráfica se han podido correlacionar estas rocas con las formaciones originales.

Esta estructura ha sido descrita, en sectores más orientales, como un antiforme causado por un accidente de zócalo, por RÍOS, S. (1974,1978, y tesis doc. Ined.). El trabajo permite conocer su prolongación al menos hasta unos kilómetros al Oeste de El Centenillo, incluyendo el encajante del *stock* granítico de Santa Elena. Este granitoide se ha estudiado posteriormente LARREA *et al*., (1999), concluyendo que su intrusión está relacionada con "*stopping*" magmático en condiciones extensionales, y es posterior a la fase principal compresiva de la deformación hercínica.

En los trabajos previos TAMAIN, G. (1968); CHARPENTIER, J.L. (1976) el metamorfismo térmico que se prolonga desde El Centenillo hasta el río Guadalén, se interpreta como un metamorfismo de contacto causado por un cuerpo granítico subaflorante alargado en la dirección E-O, cuyo afloramiento más importante es el *stock* de Santa Elena.

Con estos precedentes y el análisis estructural realizado en la elaboración de la Hoja de Venta de los Santos y aledañas se llega a la conclusión de que se trata de un accidente de escala regional, con estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo asociados. Aunque no se conoce toda su longitud, ni en su extremo occidental ni en esta zona ya que se sumerge bajo los depósitos triásicos, se puede denominar de momento como Zona de Cizalla Extensional Santa Elena-Puente Génave (ZCE SE-PG).

Esta estructura es posterior a la primera fase y se correlaciona con la $F_2$ de DÍEZ BALDA, M.A. *et al.* (1992), aunque en el Macizo Ibérico meridional solo se ha citado en el Domo Extremeño (MATAS, J. *et al*., en prensa). La presencia de la estructura en estas Hojas, permite asegurar que la $F_2$ se extiende por toda la ZCI aunque en muchos sectores no aflore en razón de su geometría limitada a bandas plurikilométricas que probablemente definan accidentes planares de envergadura cortical.

*4.2.2.3. Tercera fase de deformación*

Esta etapa se ha establecido para todo el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica DÍEZ BALDA, M.A. *et al.* (*op.cit.*) y se ha descrito en el Macizo Ibérico meridional por MATAS, J. *et al*. (en prensa), AMOR y ORTEGA (1987), PALERO, F. (1991) y ORVÍZ, F. *et al.* (1975).Produce pliegues de gran longitud de onda, de dirección N100º-120ºE, plano axial subvertical que van acompañados de pliegues menores y que llevan asociado un clivage de crenulación. En esta región se han identificado estructuras pertenecientes a una tercera fase hercínica aunque presentan una gran variabilidad en cuanto a su distribución y al carácter de la deformación al pasar de unos niveles estructurales a otros. Se caracterizan por que obedecen a un elipsoide de deformación, y por tanto de esfuerzos, con una orientación (del eje de compresión máxima) casi E-O, oblicua a la que dio lugar a la configuración de la $F_1$.

En la parte meridional de la ZCI ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, (1988); MATAS, J. *et al.* (en prensa) la deformación se concentró principalmente en bandas de cizalla de anchura variable y dirección predominante NO-SE con sentido de desplazamiento sinistro y sus conjugadas, de dirección NE-SO y sentido dextro. Son dúctiles o frágiles dependiendo del nivel estructural al que afecta y a la litología de los materiales afectados. Estas bandas o corredores de cizalla sinistras de dirección NO-SE caracterizan esta fase de deformación en el Macizo Ibérico meridional.

Ni en esta Hoja ni tampoco en las aledañas se han detectado las bandas de cizalla sinistras tardías, aunque se han atribuido a esta fase las estructuras que pliegan a las de $F_1$, en su mayor parte pliegues suaves de dirección E-O que aquí se han asimilado a la $F_2$. La posible explicación sería que la orientación de la segunda fase en este sector absorbe en su mayor parte la compresión principal E-O que define esta etapa.

La estructura más frecuente atribuible a esta fase es un plegamiento muy suave que afecta a las estructuras anteriores, y que se pueden observar en toda la región, especialmente en las zonas donde mejor se desarrollan los pliegues menores de la $F_1$. Son pliegues suaves (180º-120º de ángulo entre flancos), de longitud de onda plurimétrica, y amplitud decimétrica, con plano axial vertical y sin esquistosidad asociada. Y con ejes subhorizontales de direcciones variables, ya que se superponen a superficies plegadas, las más frecuentes son N-S y N120º-140ºE.

*4.2.2.4. Etapas de fracturación tardihercínica*

Una vez estructurada la región por las tres principales etapas hercínicas, se comporta como un zócalo rígido frente a esfuerzos posteriores. Las estructuras son fracturas, principalmente frágiles, que conllevan movimientos relativos de bloques. En esta Hoja se detectan varias familias que obedecen a sistemas diferentes.

Aunque en esta zona hay numerosos trabajos sobre la fracturación, sin embargo, no se ha establecido un esquema de fracturación válido para toda la región, probablemente por la distribución heterogénea de las fracturas, y la capacidad de absorber la deformación que tienen los rejuegos de fracturas previas.

RÍOS ARAGÜES (1978), describe dos etapas: una de fallas normales N60º-90ºE y buzando 60º al S; y otra tardía con el eje de máxima extensión horizontal N-S. PALERO, F. (1991) atribuye la familia de direcciones N70º-90ºE a la segunda fase hercínica. LILLO, F.J. (1992) describe tres etapas tardihercínicas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. Y MATAS, J. *et al*. (en prensa) atribuyen la fracturación tardihercínica principal del Domo Extremeño al sistema conjugado que responde a una compresión N-S.

Además de lo citado hay que considerar que en la ZCI meridional se produce una importante etapa de granitización con la intrusión del Batolito de Los Pedroches, considerada ARANGUREN *et al*., (1995) como un emplazamiento controlado por una cizalla dextra de escala crustal y dirección N120º-130ºE, en régimen transtensivo. Posteriormente al emplazamiento MARTÍN PARRA, L.M. *et al*., (2000), han descrito hasta cuatro etapas de fracturación consecutivas, que indican que el elipsoide de deformación gira en sentido dextro.

En este sector las etapas de fracturación tardihercínicas se pueden agrupar en cuatro familias, aunque quizás el esquema sea simple porque cada familia abarca un abanico de direcciones. Las etapas son: Fracturas asociadas a la segunda etapa de deformación. Fracturas de dirección NO-SE. Fracturas del sistema tardihercínico conjugado. Y fracturas N-S.

Las de la primera familia como ya se ha descrito tienen direcciones comprendidas entre N70º-90ºE. Y son fallas antitéticas normales hacia el N. Son fracturas que forman corredores uniéndose lateralmente con recorridos plurikilométricos. Tienen estructuras menores asociadas a veces dúctiles, pero principalmente brechas de falla frágiles, llevan asociada una actividad hidrotermal de baja temperatura importante con rellenos de cuarzo, a veces con espesores decamétricos. La fractura de la casa de Becerril, en el Arroyo del Buey y la del Arroyo Oregón al norte de Cózar, son un buen ejemplo de este sistema.

El sistema de dirección N120ºE, no se detecta con toda seguridad en esta Hoja, aunque la fractura que se encuentra al sur de la comarcal de Cózar a Valdepeñas podría encuadrarse en este sistema. Estas fracturas son posteriores al sistema anterior al que cortan, y son conformes con la cinemática detectada en el Batolito de Los Pedroches.

El siguiente sistema está representado en todo el Macizo Ibérico meridional y está descrito en varios trabajos MORENO, F. (1977); PILES y NOZAL (1989); MATAS, J. *et al*. (en prensa), se trata del sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Este sistema de fracturación tardío, es posterior a todas las deformaciones descritas anteriormente y está representado a todas las escalas en la zona de trabajo, y probablemente en todo el Macizo Ibérico Meridional.

Se trata de dos conjuntos de fracturas frágiles, uno NNO-SSE de desgarre dextro y otro principalmente NNE-SSO de desgarre sinistro. Relacionados con estas fracturas se desarrollan algunas estructuras menores como bandas estrechas de kink-bands de la misma orientación.

Tienen corridas de dos a tres kilómetros y desplazamientos decamétricos. Algunas van acompañadas de rellenos de cuarzo.

Esta fracturación es frágil con planos de falla tapizados de sílice con estrías grabadas. En esta sólo se observan brechas de falla probablemente causadas por rejuegos posteriores.

Estos dos conjuntos responden a un sistema conjugado de fracturación, con direcciones de compresión máxima aproximadamente N-S, compresión mínima (extensión) E-O y el eje intermedio en la vertical.

Ligado a este sistema conjugado hay una actividad hidrotermal de baja temperatura que suele rellenar las fracturas de dirección NE-SO. Estos rellenos aparecen en todo el Macizo Ibérico meridional, y con frecuencia van acompañados de mineralizaciones de sulfuros.

En esta Hoja se ha detectado una fractura con un salto relativamente importante que está fosilizada por los materiales del terciario. Se trata de la falla del Embalse de la Jarilla, que tiene un movimiento dextro.

En el contexto compresivo, aunque con dirección propia de la primera familia descrita, es decir N70°E, hay que citar la fractura de Casa de La Nava, fosilizada igualmente por los depó-

sitos terciarios. Esta falla tiene un movimiento relativo de elevación del bloque septentrional, respecto al meridional y aunque en esta Hoja no pueden hacerse mayores precisiones que las puramente geométricas, en las que se intruye como una fractura inversa que superpone la formación "Alternancias El Caño" sobre las formaciones del Silúrico hacia el Oeste y según MONTESERÍN, V. (IGME) (*com.pers.*), tiene un recorrido plurikilométrico como cabalgamiento hacia el sur, compatible con el elipsoide de esfuerzos de esta etapa.

Por último, hay una fracturación de dirección N-S, que generalmente se relaciona con el sistema anterior como fracturas tensionales, pero en las Hojas aledañas, da importantes saltos en cartografía. Son fallas normales con buzamiento tanto al Este como al Oeste, no se ha podido observar los planos de falla, y tienen rejuegos en la fracturación alpina. Los escasos ejemplos pueden, en este sistema, observarse en el Cerro del Castillo en Alcubillas y al norte de Cózar.

La totalidad de los sistemas de fracturación descritos en la etapa tardihercínica tienen importantes rejuegos en la Orogenia Alpina.

### 4.2.3. Deformación alpina

En esta Hoja y las aledañas, se encuentran los límites surorientales del Macizo Ibérico. Este límite viene definido por la discordancia de los materiales triásicos subhorizontales sobre los paleozoicos fuertemente estructurados.

En el ámbito regional una característica reseñable es el paralelismo de la discordancia citada con las estructuras hercínicas. El paleozoico constituye el antepaís respecto al orógeno alpino y se ha comportado como un zócalo rígido en donde sólo se da una tectónica de fractura y movimiento de bloques, confirmada por la horizontalidad y la ausencia de deformación en las series Mesozoicas y Terciarias.

La ausencia de registro sedimentario desde el Cretácico Superior al Mioceno Inferior como formaciones sintectónicas de las principales etapas de deformación del Margen Ibérico en la Orogenia Alpina, no permite reconstruir la sucesión de tales eventos tectónicos. En sectores próximos de la Llanura Manchega oriental y borde sur de la Sierra de Altomira, se describen varios episodios deformativos de los cuales las denominadas fases Castellana y Neocastellana, cuya cronología es finioligocena y Mioceno Inferior respectivamente, son las más importantes en la estructuración de estas áreas.

En esta Hoja no es posible precisar cuál o cuáles de estos eventos deformativos son los responsables de la estructuración que se observa en la Cobertera Tabular, aunque en esta zona en el contexto regional se describe una etapa de plegamiento muy suave de edad Mioceno Inferior. Los pliegues, cuyos flancos muestran buzamientos inferiores a 15° y con direcciones N80°E a N110°E, sólo son visibles cuando el encajamiento de la red fluvial permite observar la serie Triásico-Liásica en su conjunto, tal como ocurre en el río Cañamares en el sector nororiental de la Hoja.

Las deformaciones del Neógeno Superior han sido ampliamente estudiadas en el área del Campo de Calatrava al oeste de esta Hoja, donde ha podido precisarse una geocronología muy detallada en virtud de las dataciones radiométricas realizadas sobre rocas volcánicas de carácter básico intercaladas en los depósitos continentales miocenos y pliocenos.

Según estas dataciones radiométricas, el volcanismo del Campo de Calatrava se inició en el Mioceno Superior hacia su tercio final (7,7 M.a.) con leucitas como principal roca efusiva. Tras un lapso de aproximadamente 1,7 M.a. hubo una nueva etapa de volcanismo basáltico alcalino que se prolongó hasta el Cuaternario.

Durante este período se han reconocido en esta área, al menos 3 episodios de deformación:

- Una primera etapa de carácter extensional en el Mioceno superior con apertura generalizada e inicio de creación de cuencas y reactivación de los sistemas de fracturación tardihercínicos, con dirección O-E, N-S y el sistema conjugado NNO-SSE a NO-SE y NNE-SSO a NE-SO.
- Un segundo episodio sería la apertura responsable de la formación de la Cuarcita Manchega ocurrida durante el Plioceno inferior.
- Un tercer episodio deformativo ocurrido en el límite Plio-Pleistoceno débilmente compresivo y caracterizado por suaves ondulaciones y rejuegos en la fracturación previa.

En este contexto tectoestratigráfico, bien sea aplicando un modelo distensivo continuado con efusión de rocas básicas DOBLAS, M. *et al.* (1991), bien en un régimen compresivo débil con procesos flexurales como proponen VEGAS, R. *et al.* (1996), las etapas de deformación definidas en el Campo de Calatrava, afectan a los depósitos Triásico-Cuaternario de esta Hoja, de tal forma que las fracturas más importantes de dirección este-oeste y NNE-SSO y N-S coinciden con las que rejuegan en la etapa extensional del Mioceno Superior.

De las observaciones de campo puede deducirse que las fracturas del sistema norte-sur y el sistema conjugado son previas y de menor entidad que las del sistema E-O que cortan a los sistemas anteriores y configuran la estructura final de la Cobertera Tabular.

Del sistema conjugado las fracturas del sector de Montiel al sur y del de la Carrizosa al norte, son las más significativas.

La estructuración geomorfológica con relieve en cuesta y red fluvial paralelizada con dirección NNO, es un reflejo de este sistema.

Como ejemplos significativos de las fracturas (N80° a N100°E) pueden citarse la falla del Azuer, cuyo mejor punto de observación se tiene entre los Molinos del Salido y la Jaraba.

Estas fracturas, rejuegos del sistema hercínico de igual dirección, cortan los pliegues descritos con un ángulo muy bajo, lo cual parece indicativo de que dichos pliegues en esta área, pueden ser de acomodación a un primer basculamiento de bloques cuyo rejuego último son las fracturas descritas.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

### 5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Villanueva de los Infantes se encuentra situada al este de la provincia de Ciudad Real perteneciendo, administrativamente, a la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha. Abarca total o parcialmente nueve municipios, siendo el de mayor importancia el que da nombre a la hoja.

Los materiales que aparecen abarcan un gran registro geológico, desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, dando lugar a diferentes paisajes y morfologías según la litología y la estructura dominantes.

Morfoestructuralmente y desde una perspectiva regional, la zona que aquí se estudia abarca dos dominios principales: la Plataforma estructural de Campo de Montiel y la Cuenca del Jabalón. La primera, al noreste de la Hoja, está constituida por una cobertera mesozoica instalada sobre el paleozoico. Los materiales de esta cobertera apenas están deformados y es por ello por lo que se suele inscribir en el contexto morfoestructural de la Meseta, por su inmediata adaptación a las deformaciones del zócalo. La Cuenca del Jabalón, por su parte, ocupa el resto de la superficie de la hoja, dejando al descubierto algunos asomos paleozoicos, de escasa envergadura, como los que aparecen en los bordes sur y suroeste y en El Castillo, al este de la localidad de Alcubillas. Todo este conjunto de características, unido a la actuación de los procesos externos es lo que ha hecho posible que el relieve sea lo que observamos en la actualidad.

En general, la topografía de la hoja es bastante suave y no presenta grandes contrastes altimétricos. En una primera aproximación y considerando no sólo las cotas, sino los dominios existentes, se pueden diferenciar tres zonas. La primera estaría ocupada por la Plataforma de Campo de Montiel, en el cuadrante noreste de la Hoja. Consiste en una extensa llanura donde las diferencias altimétricas apenas son considerables. La altura media de esta Plataforma es 940 m. Esta homogeneidad se ve interrumpida, hacia el sur, donde aparece la segunda zona, desarrollada sobre los sedimentos detríticos del Triásico. Se trata de un conjunto de relieves estructurales escalonados que, desde 990 m, aproximadamente, hasta 850 desciende desde el borde de la Plataforma hasta el río Jabalón, dando una franja de terreno con morfología recortada, debido a la acción de la erosión sobre materiales de muy diferente competencia. Se trata, en definitiva, de la zona que ofrece mayores contrastes. La tercera zona ocupa aproximadamente la mitad occidental de la hoja y es el dominio del Terciario. La disposición horizontal y subhorizontal de los materiales, así como una incisión poco acusada, generan superficies o amplios replanos estructurales de topografía prácticamente plana que se desarrollan entre cotas de 850 m, al sur y 780 m, al norte. Las alturas más bajas se localizan en el fondo del río Cañamares, donde descienden hasta los 750 m.

La red de drenaje se ordena en torno a los ríos Azúer y Jabalón, ambos tributarios del Guadiana. El Azúer, con un curso sinuoso, discurre por el borde norte de la hoja, con una dirección casi E-O. Sus principales afluentes son el río Cañamares, por la margen derecha y el arroyo del Tortillo, por la izquierda. El río Jabalón, con un recorrido menos sinuoso, atraviesa la mitad sur de la hoja regando las localidades de Montiel y Alcubillas. Por la margen derecha afluyen los arroyos de las Canteras, del Lobo, de las Medianas, de Canillas, de la Mora, del Pilancón y la Cañada de la Torre y por la izquierda, los arroyos del Calar de Torres, de Torres, del Toconar, del Oregón, de la Cañada de Cózar y de la Cañada de Casablanca. En general, se trata de escuálidos valles que funcionan en régimen estacional.

El clima de este sector, según la clasificación de THORNTHWAITE que amplía bastante la superficie del clima estepario en España, es de carácter semiárido, mesotérmico y con pequeño o ningún superávit de agua. La precipitación media anual está comprendida entre 300 y 500 mm y la temperatura media entre 11 y 12 ºC, siendo julio el mes más caluroso del año y diciembre el más frío. Existen otras clasificaciones climáticas como la ecológica de ALLUE ANDRADE (1966) que relaciona los fenómenos fitológicos y climáticos. En su mapa de regiones fitoclimáticas, al sector de la Mancha le corresponde un clima mediterráneo, frecuentemente seco,

moderadamente cálido, de inviernos secos y con formaciones de bosque esclerófilo.

La vegetación se caracteriza por el desarrollo de monte bajo sobre la Plataforma de Campo de Montiel y sobre algunos de los asomos paleozoicos de la esquina suroeste. Destacan grandes extensiones de viñas, en la mitad oeste, y de olivos al norte de Fuensana y Villahermosa. Existen también pequeñas huertas en los aluviales de los principales ríos, donde es frecuente ver algunas alamedas y especies típicas de rivera.

Con respecto a la población, es claro que se trata de un área con poca densidad. El principal núcleo urbano es Villanueva de las Infantes que se sitúa en el centro de la Hoja. Le siguen en importancia Villahermosa y Montiel, en el borde este y Alcubillas y Fuenllana. No existe ningún otro núcleo, sólo algunas agrupaciones de viviendas relacionadas con la explotación de grandes fincas.

Las comunicaciones son buenas con una importante red de carreteras asfaltadas, tanto comarcales como locales, que partiendo de Villanueva de los Infantes, ponen en contacto todos los centros de población entre sí. Existe también una densa red de caminos carreteros que facilita de sobremanera el acceso a la totalidad de la superficie de la Hoja.

## 5.2. ANTECEDENTES

La bibliografía existente sobre los depósitos recientes o sobre la Geomorfología de este sector de la Mancha es bastante escasa, no obstante hay trabajos de carácter general o sobre determinados aspectos que han interesado a diversos autores. Un ejemplo de ello es la Plataforma de Campo de Montiel, macizo mesozoico limitado por la Llanura Manchega y las Sierras de Alhambra y Alcaraz. Entre los autores que se han preocupado por la evolución geomorfológica de esta Plataforma hay que destacar a HERNÁNDEZ PACHECO que ya en 1949 distinguía en la Mancha dos subregiones naturales, "una, la genuina llanura manchega, que comprendía la mayor parte. Otra, el Campo de Montiel". También de interés son los trabajos de PLANCHUELO PORTALES (1954), LAUTENSACH (1967), ROMMERSKIRCHEN (1978), MARTÍN SERRANO Y GARCÍA ABBAD (1979) y PEREZ GONZÁLEZ (1982). Este último autor expone que en la Plataforma de Campo de Montiel existe un relieve policíclico de superficies escalonadas con niveles de base distintos y que han sufrido diferentes deformaciones tectónicas.

Finalmente, junto a estos trabajos, la realización de las hojas geológicas, a escala 1:50.000, del Plan M.A.G.N.A., próximas a esta zona, ha servido de gran ayuda para la confección de esta cartografía geomorfológica

## 5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

En este apartado se tiene en cuenta el relieve desde un punto de vista estático pero considerando dos aspectos, uno endógeno y otro exógeno. El primero se refiere a la morfoestructura y, el segundo al modelado.

### 5.3.1. Estudio morfoestructural

Se trata de establecer aquí las relaciones que existen entre el relieve y la arquitectura geológica, es decir, dados unos materiales y una determinada disposición de los mismos, cuál es el resultado después de su exposición a los agentes meteorológicos.

Para ello, y en primer lugar, es necesario situar la zona de trabajo en un contexto más amplio, de modo que sus características geomorfológicas puedan comprenderse dentro del marco regional.

En primer lugar hay que hacer referencia a la unidad morfoestructural de Campo de Montiel, puesto que ocupa gran parte del cuadrante noreste de la hoja de Villanueva de los Infantes. Esta unidad, formada por una cobertera mesozoica se instala sobre un zócalo paleozoico, perteneciente a la Meseta Ibérica. Además, consta de dos conjuntos litoestratigráficos: el inferior, de edad triásica, constituido por elementos detríticos sobre los que reposan materiales margoyesíferos y el superior, de edad jurásica y de naturaleza carbonatada, sobre el que se ha elaborado la morfología que se observa en la actualidad. Esta cobertera apenas está deformada y se adapta, en la mayoría de la región, a las irregularidades del zócalo paleozoico.

Una de las excepciones la constituye La Sierra de Alhambra, macizo paleozoico situado en el cuadrante suroeste de la Hoja de Alhambra (nº 787), contigua por el norte que, con una altura de 1.088 m en su punto más alto, paraje de Juego de Bolos, supera con creces la cota media de la Plataforma de Campo de Montiel. Esto hace suponer la existencia de un paleorrelieve paleozoico, anterior a la sedimentación de los materiales que constituyen la Plataforma.

La Plataforma de Campo de Montiel tiene su origen en la disposición estructural de los sedimentos, pero el hecho de haber sido afectada por una intensa karstificación ha contribuido, sin duda, a su aplanamiento y a incluirla en el conjunto de las formas poligénicas, por ello su descripción detallada se hará, más adelante, en el correspondiente apartado. Esta estructura, casi tabular, se refleja perfectamente en la morfografía de la hoja dándole, allí donde aparece, un aspecto de altiplanicie que en la actualidad se encuentra disectada por la red fluvial.

Fuera del ámbito de la Hoja, las mayores alturas se localizan entre los 1.000 y 1.100 m para descender progresivamente hacia el Corredor Manchego y la Mancha Oriental, quedando sus depósitos sumergidos por debajo de los sedimentos neógenos. PÉREZ GONZÁLEZ señala, además, la existencia de un eje estructural de flexión, el eje del Bonillo, de dirección submeridiana y que determina sendas inclinaciones hacia el ONO y al ENE.

El resto del modelado estructural consiste en las formas originadas por los procesos de erosión cuando actúan sobre materiales de diferente competencia. El resultado es un conjunto de escarpes de diferentes dimensiones y características, de replanos estructurales, de capas que dan resaltes, de cerros con forma cónica, de "chevrons", etc. En la hoja de Villanueva de los Infantes estos elementos se relacionan, en su mayor parte, con los depósitos de edad triásica y terciaria y, en menor medida, con los del Lías. Por lo que respecta a los escarpes se puede observar que no son de grandes dimensiones y que, en su mayoría, no superan los 50 m de salto, tanto para aquellos desarrollados sobre sedimentos horizontales o subhorizontales o sobre series monoclinales de bajo buzamiento, sin embargo siempre se pueden encontrar algunos ejemplos, con salto superiores a los 50 m, como sucede en algunos puntos de la Plataforma, en los que el río Azúer ha producido un mayor encajamiento.

En cuanto a los replanos y a las superficies estructurales, hay que decir que se encuentran bien desarrollados a favor de los materiales de la Cuenca del Jabalón, donde las calizas micríticas y oncolíticas con gasterópodos del final del Terciario, dan lugar a amplias plataformas estructurales, a veces algo inclinadas a modo de cuestas y, otras, dando superficies escasamente incididas por los afluentes del Jabalón o perforadas por los procesos de disolución. En casi toda la mitad oeste de la hoja es posible observar estas morfologías es perfecto estado de conservación.

Entre los materiales del Terciario y la Plataforma carbonatada de Ossa de Montiel, se encuentran los sedimentos del Trías formados por lutitas con yesos y areniscas. Estos materiales de competencia alternante dan también lugar a formas estructurales pero, a diferencia de las anteriores, tienen menor desarrollo horizontal como puede verse en el cuadrante sureste de la hoja, donde se disponen escalonadamente desde borde meridional de la Plataforma hasta casi el río Jabalón, prolongándose incluso más al sur, hasta el mismo borde de la hoja. También son frecuentes los cerros cónicos, sobre los materiales carbonatados del Lías, dado que la Plataforma estructural de Ossa de Montiel encuentra, en este sector, su cierre más meridional dando lugar a un relieve más recortado y disgregado.

Finalmente, un análisis de la red de drenaje pone de manifiesto la influencia que la estructura y la tectónica han tenido en el desarrollo y la morfología actual de la misma. La linealidad de muchos ríos y arroyos, la dispersión de ciertos flujos y cambios bruscos en el perfil longitudinal y transversal de algunos cauces, lleva a pensar en un funcionamiento reciente de algunas fallas y fracturas.

### 5.3.2. Estudio del modelado

En este apartado se enumeran y describen las diferentes formas que se han generado bajo la actuación de los agentes externos, ya sean de carácter zonal (climáticos) o azonal (fluviales, kársticos, etc.). Tanto las formas denudativas como las acumulativas se describen según los procesos generadores o los sistemas morfogenéticos a los que pertenecen.

#### *5.3.2.1. Formas fluviales*

Las formas fluviales de acumulación que aparecen en esta hoja se reducen a los fondos de valle y a los conos de deyección. Los fondos de valle aparecen en todo el entorno de la hoja con diferentes aspectos, pero lo normal es que ocupen formas alargadas más o menos sinuosas o con cierta tendencia a la linealidad. Esto último sucede con la mayor parte de los arroyos situados al sur de las localidades de Alcubillas y Villanueva de los Infantes. Por otra parte hay que destacar los fondos de los dos ríos principales, es decir el Azúer y el Jabalón, pues son los de mayor tamaño, tanto en longitud como en anchura.

Los depósitos correlativos consisten en un conjunto de cantos, gravas y bloques ensamblados por una matriz arenoso-limosa. Esto se refiere a la textura, pero en cuanto a la naturaleza de sus componentes, la realidad es variable pues depende, en cada caso, de los materiales por los que circulen las aguas.

Los conos de deyección se originan en la desembocadura de algunos ríos y arroyos cuando acceden a ellos otros cursos de menor envergadura. Su característica forma en abanico hace que su reconocimiento no ofrezca mayores dificultades. Se presentan como formas aisladas de pequeño tamaño en algunos sectores de los ríos Azúer y Jabalón. Los depósitos, consisten en acumulaciones de cantos, gravas, arcillas y arenas con una estructura sedimentaria propia. La litología, como en el caso de los fondos de valle, está condicionada por las rocas madre, de forma que los conos alimentados por cauces que proceden de la Plataforma o del Terciario, incorporan un mayor número de elementos carbonatados, mientras que los que vienen de materiales paleozoicos, contienen cuarcitas, pizarras, areniscas, etc.

Las formas erosivas son bastante más diversas, destacando: red de incisión, arroyada difusa,

erosión lateral de los cauces, hoces, cañones y aristas. Observando el mapa geomorfológico se puede comprobar que los procesos erosivos de carácter fluvial no son muy acusados. La incisión se presenta de forma puntual, pero donde mejor se reconoce es en la vertiente norte del río Jabalón, muy próxima a la localidad de Montiel. Por el contrario, los procesos de arroyada inundan la superficie de la hoja, apareciendo sobre los materiales más blandos como son las lutitas del Trías y las margocalizas del Terciario. La erosión lateral de los cauces se puede reconocer en el río Cañamares, en la esquina noreste de la hoja, donde este curso desarrolla un trazado sinuoso con un alto grado de encajamiento, dando como resultado unas pequeñas hoces.

*5.3.2.2. Formas de gravedad*

Estas formas, debidas a la acción del agua y de la gravedad en las vertientes, no son demasiado abundantes y se limitan a algunos coluviones de diversa procedencia y a pequeños deslizamientos. Los primeros suelen formarse al pie de algunas laderas, en relación con los fondos de valle con los que muchas veces intercalan sus depósitos. Tienen, por lo general, formas alargadas, paralelas a los arroyos y su composición es diversa, dependiendo de los materiales de los que se alimenta, así pueden aparecer coluviones alimentados por las calizas y margocalizas del Terciario, por las dolomías del Jurásico o por las lutitas y areniscas del Trías. En cualquier caso son depósitos de naturaleza caótica formados por bloques, cantos, arcillas y gravas en distintas proporciones.

Los deslizamientos, por su parte, se han formado en la margen izquierda del río Azúer, al norte de la hoja. No son muchos, apenas cuatro o cinco, y son de muy pequeñas dimensiones. En ellos se puede observar la cicatriz de despegue y la masa deslizada. Se forman a favor de los sedimentos arcillosos y yesíferos del Trías por lo que el resultado es una masa caótica de bloques y arcillas al pie de la ladera.

*5.3.2.3. Formas kársticas*

En esta Hoja, las formas kársticas son el resultado de los procesos de disolución sobre materiales carbonatados del Lías y del Terciario. La principal manifestación son las dolinas y uvalas con morfologías redondeadas, ovoides y arriñonadas, con tamaños que oscila desde unos pocos metros hasta algo más de un kilómetro; a veces, en su fondo, se acumulan además de los productos residuales de la disolución, algunos clastos de carbonatos procedentes de la erosión de los escarpes. Las dolinas son muy abundantes en el sector sur de la Plataforma, donde también se observan otras muchas morfologías, como oquedades, bolsas, surcos, etc., rellenos de arcillas de descalcificación rojo-vinosas. En algunos puntos se desarrollan también lapiaces en los que surcos y cretas se suceden ininterrupidamente dándole a las calizas un aspecto ruiniforme. La "terra rossa" aparece por todas partes, rellenando no sólo dolinas y uvalas, sino todo tipo de grietas y fracturas.

*5.3.2.4. Formas lacustres*

Se forman en el fondo de algunas dolinas como consecuencia de la impermeabilidad del suelo, resultado de la acumulación de arcillas procedentes de la disolución de rocas carbonatadas. Existen algunos ejemplos de ello en la esquina noroeste de la hoja, en el paraje de Los Lagrimales. Son de pequeño tamaño, de formas redondeadas desarrollando a techo suelos grises. En épocas de lluvia suelen tener lámina de agua.

*5.3.2.5. Formas poligénicas*

Se incluyen en este apartado la Superficie de Ossa de Montiel, los depósitos aluviales-coluviales y los glacis.

La Superficie de Ossa de Montiel es la de mayor extensión dentro del conjunto de superficies escalonadas que han sido definidas en la Plataforma de Campo de Montiel. Se caracteriza por la ausencia de relieve, dando lugar a una espectacular planicie labrada sobre los materiales del Lías. Aunque considerada en su totalidad discurre entre los 900 y 1.060 m, en la Hoja se desarrolla entre 990 m, al sur, y 923 m, al norte, hacia donde se inclina de forma suave con una pendiente aproximada del 2%. Aunque no lleva depósitos asociados, la Superficie de Ossa de Montiel está afectada por una intensa karstificación que profundiza varios metros a través de grietas y fracturas, dando lugar a cuevas y otras formas endokársticas. En superficie pueden reconocerse dolinas y uvalas tapizadas por unas arcillas rojas ("terra rossa") producto residual del proceso de la disolución de los materiales carbonatados del Jurásico. Allí donde la superficie de erosión pierde algunas de sus características por una excesiva erosión, se ha utilizado una trama discontinua para indicar su morfología degradada como sucede en el sector próximo a las localidades de Fuenllana y Villahermosa.

Los aluviales-coluviales que, como su propio nombre indica se originan por la doble participación de los procesos fluviales y de los de gravedad, se cartografían como tales cuando es difícil la separación entre unos y otros. Se localizan fundamentalmente sobre los materiales del Trías, que se encuentran por debajo de la Plataforma carbonatada, en las vertientes del río Jabalón. Tienen formas irregulares e indican cauces anchos y de muy corto recorrido. Por lo que respecta a sus depósitos ofrecen características mixtas, entre fluviales y de ladera.

Los glacis también tienen una génesis mixta en la que participan más de un proceso. El agua, la gravedad y la arroyada, dan como resultado estas formas de tan escasa representación en la hoja. Sólo algún ejemplo y de muy pequeño tamaño, aparece en las proximidades de la localidad de Montiel, al norte del río Segurilla.

## 5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales coinciden casi en su totalidad con los depósitos cuaternarios. Las formaciones superficiales deben tratarse por un doble motivo, primero porque dan una información geomorfológica adicional y segundo, porque definen formas propias y porque la caracterización de las mismas es de gran importancia pues, su conocimiento y localización son imprescindibles en muchas ramas de la Geología Aplicada.

A grandes rasgos y teniendo en cuenta las numerosas definiciones existentes, según los especialistas o el uso que de ellas hagan técnicos o planificadores, se consideran formaciones superficiales a aquellos materiales coherentes o no, pero que ha podido sufrir una consolidación posterior, y que están conectados con la evolución del relieve observable en la actualidad.

Una síntesis relativa a estos conceptos es la realizada por GOY, PÉREZ GONZÁLEZ, PORTERO Y ZAZO (1980) en la que señalan como rasgo más relevante su cartografiabilidad, añadiéndole una serie de atributos imprescindibles como son: geometría, textura, consolidación, espesor, génesis y, siempre que sea posible, cronología.

En la Hoja de Villanueva de los Infantes se han diferenciado las siguientes formaciones super-

ficiales: fondos de valle, conos de deyección, coluviones, aluviales-coluviales, glacis, deslizamientos, arcillas de descalcificación y fondos endorréicos. Dado que muchas de sus características han sido descritas con anterioridad como: forma, tamaño, localización, etc., aquí sólo se considerarán los depósitos: textura, litología, potencia y siempre que sea posible, edad.

Los fondos de valle están formados por cantos, gravas, bloques, arenas y limos. En su mayor parte los ríos, arroyos y cañadas que existen en la hoja proceden de los relieves de Campo de Montiel por lo que la litología de los elementos gruesos es de naturaleza carbonatada: dolomías micríticas, dolomías brechoides, dolomías carniolares y calizas dolomíticas. También se incorporan algunas areniscas, arrancadas de las intercalaciones detríticas del Trías. La matriz es arenoso-limosa roja. El tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros pero lo más frecuente es que oscila entre 5 y 8 cm, con tamaños máximos observados de 35 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y subredondeado con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Existen también una serie de fondos de valle que se alimentan de los pequeños afloramientos paleozoicos del oeste y sur de la hoja, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, areniscas, pizarras y calizas. La matriz es arenosa con algo de limo, pero debido a las mayores pendientes, los sedimentos están más lavados. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y presenta menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo tamaño observado en el campo supera los 40 cm. La potencia no es fácilmente observable pero, por lo visto en áreas próximas, debe oscilar entre 2 y 5 m. Un tercer grupo de aluviales es el que recibe aportes de las calizas y margocalizas del Terciario por lo que sus depósitos son casi totalmente de naturaleza carbonatada. La edad asignada todo el conjunto de los fondos de valle es Holoceno por estar relacionados con la última etapa de la evolución de la red de drenaje.

Los conos de deyección están constituidos por cantos, gravas, arenas y arcillas. Los materiales de que se alimentan son calizas y areniscas. El tamaño de los clastos es muy variable pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede los mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, pueden llegar a tener 4 a 6 m. Son de muy pequeño tamaño y aparecen aislados en la desembocadura de ríos y arroyos.Los cantos y gravas están compuestos mayoritariamente por materiales carbonatados, procedentes de la Plataforma y por algunos detríticos del Trías por el que a veces transcurre su recorrido. La potencia media es de 4-6 m, y se les ha signado una edad holocena.

Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero también aquí pueden diferenciarse varios tipos de depósitos debido a la acusada diferencia litológica y textural de los mismos. Esto dependerá de los materiales de los que proceda, pudiendo hacerlo de las dolomías y carniolas de la Plataforma, de las arcillas y areniscas del Trías o de las calizas y margas del Terciario. En cualquier caso, estos depósitos son pocos coherentes y caóticos. La potencia media estimada es de 3-5 m y se les asigna una edad holocena.

Los deslizamientos se localizan en la margen izquierda del río Azúer, al norte de la hoja. Son de pequeño tamaño y se desarrollan sobre las arcillas yesíferas y las areniscas del Trías. Son deslizamientos traslacionales que dan como resultado una cicatriz de despegue bien marcada y una masa de grandes bloques y arcillas acumulados en la base de la ladera.

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre las dolomías y carniolas del Lías y sobre el techo de las calizas miocenas. Son frecuentes debido a que las características litológicas favorecen los procesos de disolución sobre todo en las dolomías y carniolas, debido a la intensa

fracturación. Aunque en la cartografía geomorfológica sólo se han diferenciado las arcillas que tapizan el fondo de dolinas y uvalas, la realidad es que este material es mucho más abundante pues aparece rellenando huecos, grietas, fracturas, tubos y el fondo de algunas grutas. Las arcillas de descalcificación o "terra rossa" se caracterizan principalmente por su color rojo oscuro o rojo vinoso y, aunque su denominación indica un contenido mayoritario en arcillas, suelen incluir limos y arenas. En el fondo de las dolinas aparecen, además, algunos fragmentos de dolomías, procedentes de la erosión de los escarpes. Dada la dificultad para datar estos materiales, se les ha asignado una cronología amplia, porque es muy posible, dada la edad de la Superficie de Ossa de Montiel, que esta edad pueda llegar hasta el Mioceno superior.

Los fondos endorréicos aparecen en el fondo de algunas dolinas debido a la impermeabilidad que adquiere el fondo de las mismas por acumulación de las arcillas de descalcificación. Los sedimentos resultantes son limos y arcillas grises y no es raro observar la presencia de cantos dolomíticos que proceden de la erosión de los escarpes de las dolinas. A techo, se desarrollan suelos vérticos de color gris oscuro. Su funcionalidad hace pensar en una edad reciente para ellos, por lo que se han atribuido al Holoceno.

Los glacis, por su parte, están escasamente representados y tienen unas características muy similares a las de los conos de deyección. Los clastos son en su mayoría carbonatados con algunos elementos areniscosos y la matriz es arcillosa roja, procedente de las arcillas de descalcificación. Su potencia es pequeña, no superando los dos metros. Los cantos son subangulosos y muy poco evolucionados por tener el área madre muy próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno pues aunque aparecen situados en las laderas, están desconectados del sistema fluvial actual.

Los aluviales-coluviales presentan características mixtas entre los depósitos aluviales y los de ladera por lo que las principales diferencias se encontrarán entre las partes más próximas a las vertientes y la zona central de los sedimentos. En las primeras se encuentran elementos angulosos, de mayor tamaño y con una distribución más caótica, mientras que en la segunda, debido a que es el sector de circulación de los cauces, los clastos son más redondeados, con tamaños medios comprendidos entre 5-8 cm y máximos observados de 30 cm, y donde pueden observarse algunas estructuras sedimentarias de carácter fluvial. La potencia puede calcularse entre 3 y 5 m, aunque es posible que hacia los bordes del depósito esta cantidad sea algo más elevada. La matriz es arcilloso-arenosa, de color rojo, alimentada en gran medida por los sedimentos del Triásico y del Jurásico. La edad que se asigna a estos depósitos es Holoceno.

## 5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

En la evolución geomorfológica de este sector hay que tener en cuenta, en primer lugar, la evolución de la Plataforma de Campo de Montiel. Como ya se ha señalado con anterioridad, esta Plataforma constituye un macizo limitado por la Llanura Manchega y las Sierras de Alcaraz y Alhambra. Son muchos los autores que se han preocupado por su evolución como LAUTENSACH (1967), ROMMERSKIRCHEN (1978), MARTÍN SERRANO y GARCÍA ABBAD (1979) y PÉREZ GONZÁLEZ (1982). Este último autor, en su tesis doctoral sobre la Llanura Manchega, expone la existencia, en la Plataforma de Campo de Montiel de un relieve policíclico de superficies escalonadas con niveles de base distintos y deformaciones tectónicas. Diferencia hasta tres superficies de erosión escalonadas, sólo una de las cuales, la más reciente, es la que aparece en la Hoja de Villanueva de los Infantes.

La primera de ellas, y no presente en la Hoja es la denominada Superficie Superior de Campo

de Montiel, situada entre 970 y 1.100 m, está reducida a una serie de cerros coronados por un pavimento de grandes cantos y bloques de cuarcita, relictos de materiales cretácicos y eolizados durante el Cuaternario. PÉREZ GONZÁLEZ no cree atrevido considerar para todos estos restos como parte de un mismo plano cuyo ciclo evolutivo comenzaría después de la fase paroxismal Castellana (probablemente post-Arverniense inferior, DÍAZ DE MOLINA, 1978) y continuaría hasta el Ageniense. Estas fechas son muy parecidas a las que propone SCHWENZNER (1937) para su "Dachfläche". En definitiva, la edad que se asigna a esta superficie es pre-Oligoceno, aunque cabe la posibilidad, por sus depósitos asociados, que pueda ser algo más reciente.

La segunda es la Superficie de El Bonillo, tampoco presente en la Hoja, tiene cotas comprendidas entre los 920 m y los 1.060 m. Encajada en la primera, ofrece como depósitos asociados los característicos "canturrales". PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) relaciona su edad con el nuevo ciclo erosivo que se origina después de la Fase Neocastellana (post-Aragoniense superior), es decir, en el Mioceno inferior. Este autor señala también, aunque sin afirmarlo taxativamente, que en la localidad de El Ballestero existen una serie de depósitos marinos que parecen reposar sobre la superficie y que, según CALVO (1978), han sido detectados desde el Langhiense superior al Serravaliense superior-Tortoniense basal. Por otra parte equipara, tentativamente, la Superficie del Bonillo con la M3 de SCHWENZNER (1937) y con la B de GLADFELTER (1971).

La tercera superficie es la que aparece en esta hoja con cotas entre los 923 y 990 m y se conoce como Superficie de Ossa de Montiel. Alcanza un gran desarrollo y, de forma general, se caracteriza por la ausencia de relieve y por ofrecer un ligero basculamiento hacia el norte. No presenta depósitos detríticos asociados, pero sobre ella se ha desarrollado una intensa karstificación. PÉREZ GONZÁLEZ (o.c.) señala que su ciclo de erosión comenzaría a continuación del cierre del Estrecho Nordbético, coetáneo con la última fase de comprensión del Prebético externo, en el Sarravaliense superior-Tortoniense inferior (CALVO, ELÍZAGA, LÓPEZ MARTÍNEZ et al., 1978), es decir con el proceso distensivo que sigue a esta comprensión. Además, en la misma localidad de Ossa de Montiel, esta superficie subyace bajo unas calizas lacustres, probablemente sincrónicas con las calizas travertínicas del Pantano de Peñarroya, de edad Vallesiense superior-Rusciniense. El ciclo de erosión del aplanamiento de la Superficie de Ossa de Montiel sería, por tanto, del Mioceno superior o Turoliense y es durante este periodo donde se abren las cuencas de Júcar, Cabriel y, probablemente la cuenca del Jabalón.

Posteriormente, a principios del Villafranquiense inferior tiene lugar una nueva fase distensiva, La Iberomanchega I (Aguirre el Al., (1976) que, por un lado, amplía las cuencas y abre el Corredor Manchego y, por otro, de lugar a pliegues de gran radio. En el Villafranquiense superior un nuevo periodo sedimentario tiende a rellenar y colmatar las cuencas y depresiones formadas en la fase Iberomanchega I. A finales del Villafranquiense y coincidiendo con el final de la sedimentación pliocena, tiene lugar una nueva etapa de deformación regional, denominada fase Iberomanchega II (AGUIRRE et al., 1976 y PÉREZ GONZÁLEZ, 1982) que deforma suavemente los últimos materiales depositados.

Volviendo a las superficies, CABRA GIL (1985) añade, para la Plataforma de Campo de Montiel, una más, concretamente en la hoja de Munera (nº 764) y que denomina Superficie de Barrax. Sobre ella se desarrollan costras laminares multiacintadas e incluso depósitos detríticos con características algo diferentes a los típicos "canturrales" que aparecen asociados a las superficies anteriormente descritas. Esta superficie es muy plana y no parece afectada por ninguna fase tectónica por lo que su formación podría ser posterior a la Fase Iberomanchega II y anterior a los Glacis finivillafranquienses con costra bandeada que se encajan en ella.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos prevalecen sobre los sedimentarios. Los cambios climáticos dan lugar al desarrollo de los diferentes sistemas morfogenéticos. La actividad kárstica, así como la fluvial, constituyen algunos de los ejemplos. Por tanto, el desarrollo de procesos erosivos y de acumulación en la zona, motivados por los cambios climáticos y la neotectónica, terminan de imprimir y configurar el paisaje regional que se observa actualmente.

### 5.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La Hoja de Villanueva de los Infantes no se caracteriza, precisamente, por la existencia de procesos morfodinámicos actuales de gran envergadura, pero esto no quiere decir que no se produzcan.

Algunos de los más notables son los procesos de disolución que tienen lugar en el macizo carbonatado de Campo de Montiel como consecuencia de la infiltración de las aguas de lluvia por grietas y fracturas. Pero debido a la existencia de un clima con tenencia a la aridez, es decir, con escasas precipitaciones, la karstificación evoluciona muy lentamente, sin que se produzcan manifestaciones actuales apreciables.

Con relación a las laderas, no se percibe gran actividad, sólo una serie de pequeños deslizamientos, en el valle del río Cañizares. La naturaleza arcilloso-yesífera de los materiales sobre los que se desarrolla y la orientación norte de los mismos, hace pensar que estos movimientos pueden repetirse en áreas con características semejantes.

La actividad fluvial es constante, aunque sus manifestaciones son pequeñas. Se pueden señalar algunos surcos en la superficie de las calizas y margocalizas terciarias como consecuencia de los procesos de arroyada difusa, además de la incisión vertical en algunos cauces. También, en la esquina noroeste de la hoja, tiene lugar la erosión lateral en las márgenes de algunos ríos de la plataforma. Este proceso produce la verticalidad de las paredes de los cauces lo que conlleva la inestabilidad de los taludes originados.

A la vista de la baja intensidad de los procesos recientes, no se prevén cambios importantes en el relieve de la hoja, al menos en un futuro inmediato.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, donde se ubica esta Hoja, queda encuadrado, como ya se ha descrito, en el Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ, M.A. *et al.* (*op.cit.*), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Superior.

Los materiales aflorantes de este Hiperciclo, pueden dividirse en dos conjuntos separados por la discordancia (límite de tipo 1) del Ordovícico Superior (Ashgill). Por tanto, se trataría de dos megaciclos; el inferior de Ordovícico Inferior a Superior (pro parte) y el superior Ordovícico Terminal a Devónico Inferior. En sectores próximos dentro de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad) se ha constatado la existencia de series atribuidas al Devónico superior en conformidad cartográfica. Estos materiales con un límite de tipo 1 en su base, se integrarían en un tercer megaciclo dentro del registro paleozoico de Sierra Morena Oriental.

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

De esta forma, y admitiendo la discordancia (límite de tipo 1) no observable en esta área de la base del hiperciclo, pueden establecerse dos eventos de fracturación, con creación de cuenca, cuyas cronologías establecidas son la de Arenig inferior y la de Ordovícico terminal (Ashgill), 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, J. *et al.* (1988), definen de esta manera una serie de unidades tectosedimentarias (U.T.S.) en Montes de Toledo y Zona Surcentroibérica, en las que las alternancias de pizarras y cuarcitas se interpretan como respuesta a 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, R.M. (1977-1985), VAIL, P.R. *et al.* (1977), VAIL, P.R. (1987), POSAMENTIER, M.V. *et al.* (1988) que de muro a techo son las que se determinan en la Figura 6.1.

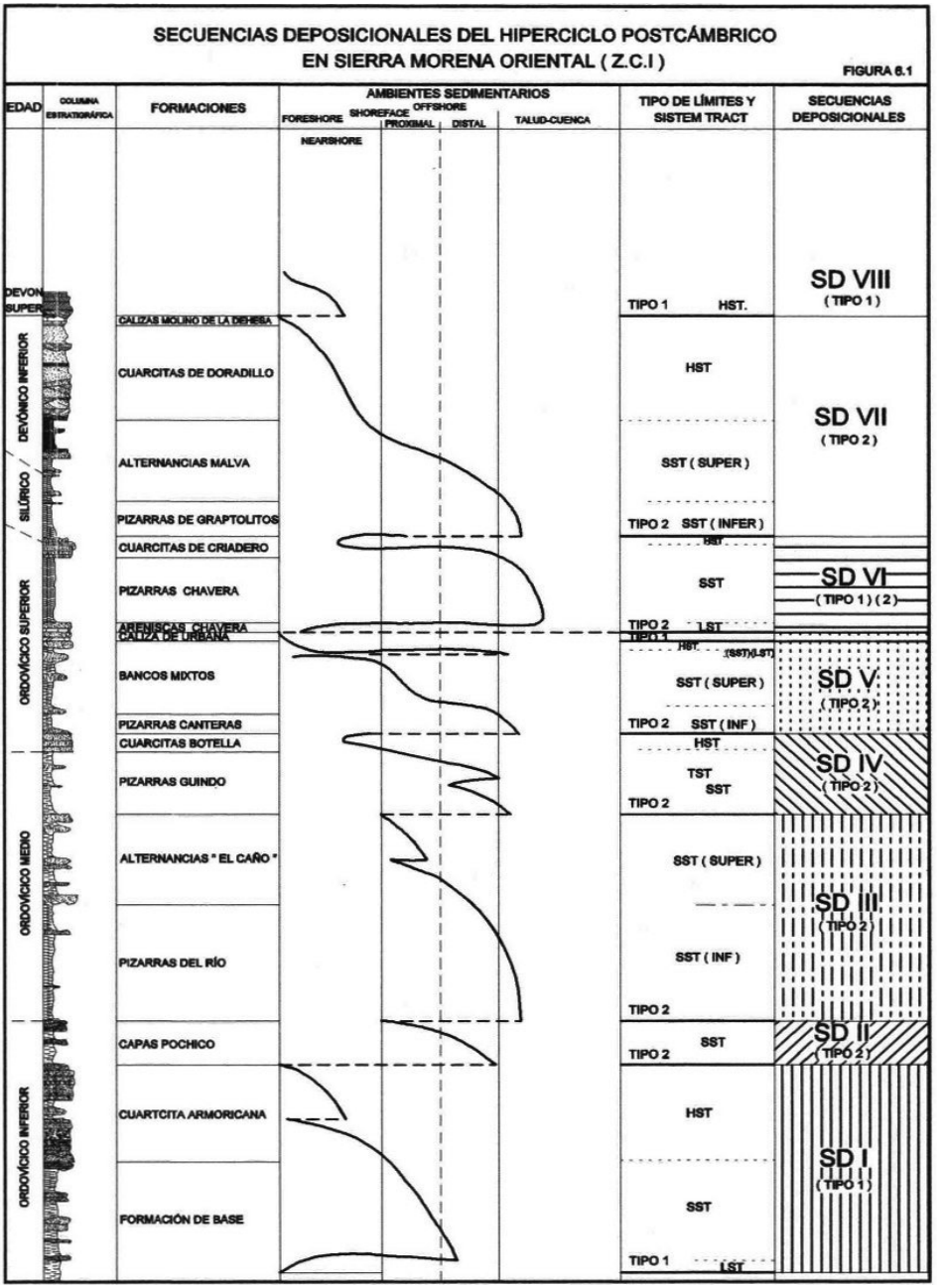
Las diferencias sustanciales de interpretación respecto a divisiones propuestas por autores anteriores, consisten en que se consideran las facies arenosas de tipo constructivo (Armoricana, Cuarcita Botella, Cuarcita de Criadero y Cuarcitas de Doradillo) como depósitos de nivel alto (H.S.T.) (*highstand-systems tract*), diferenciándolas de los litosomas arenosos de tipo "destructivo", con reciclado de los siliciclásticos del cinturón costero y que en general coinciden con facies "hummocky" (H.C.S.), GABALDÓN, V. (*op.cit.*), de grano medio y grueso, a veces amalgamadas (Capas Pochico, Alternancias El Caño, Bancos Mixtos y Alternancias Malva), como depósitos de shelf-margin systems tract (S.S.T.).

Algunas de estas S.D. finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el H.S.T. de dichas secuencias. Son el caso de la "Caliza de Urbana" y la 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" (S.S.T.) y "transgresive system tract" (T.S.T.), con su ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

QUESADA, C. (1992) propone un modelo geodinámico para el Macizo Hespérico en el que considera la Zona Centroibérica (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 la Zona Surcentroibérica se configura como una cuenca de antepaís, en la que se alojaron en primera instancia, los materiales del Hiperciclo Anteordovícico de edad Alcudiense inferior-Cámbrico inferior. Estos depósitos sufrieron el plegamiento de la Orogénica Cadomiense.

**Figura 6.1.**


SECUENCIAS DEPOSICIONALES DEL HIPERCICLO POSTCÁMBRICO
EN SIERRA MORENA ORIENTAL ( Z.C.I )
FIGURA 6.1
EDAD
COLUMNA ESTRATIGRÁFICA
FORMACIONES
AMBIENTES SEDIMENTARIOS
FORESHORE
SHOREFACE
OFFSHORE
NEARSHORE
PROXIMAL
DISTAL
TALUD-CUENCA
TIPO DE LÍMITES Y SISTEM TRACT
SECUENCIAS DEPOSICIONALES
DEVON SUPER.
DEVÓNICO INFERIOR
SILÚRICO
ORDOVÍCICO SUPERIOR
ORDOVÍCICO MEDIO
ORDOVÍCICO INFERIOR
CALIZAS MOLINO DE LA DEHESA
CUARCITAS DE DORADILLO
ALTERNANCIAS MALVA
PIZARRAS DE GRAPTOLITOS
CUARCITAS DE CRIADERO
PIZARRAS CHAVERA
ARENISCAS CHAVERA
CALIZA DE URBANA
BANCOS MIXTOS
PIZARRAS CANTERAS
CUARCITAS BOTELLA
PIZARRAS GUINDO
ALTERNANCIAS " EL CAÑO "
PIZARRAS DEL RÍO
CAPAS POCHICO
CUARTCITA ARMORICANA
FORMACIÓN DE BASE
TIPO 1 HST.
HST
SST ( SUPER )
TIPO 2 SST ( INFER )
SST
TIPO 2 LST
TIPO 1
HST.
(SST)-LST
SST ( SUPER )
TIPO 2 SST ( INF )
HST
TST
SST
TIPO 2
SST ( SUPER )
SST ( INF )
TIPO 2
SST
TIPO 2
HST
SST
TIPO 1 LST
SD VIII
( TIPO 1 )
SD VII
( TIPO 2 )
SD VI
( TIPO 1 ) ( 2 )
SD V
( TIPO 2 )
SD IV
( TIPO 2 )
SD III
( TIPO 2 )
SD II
( TIPO 2 )
SD I
( TIPO 1 )

La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiperciclo Postcámbrico, sellaría la etapa precedente marcando el paso a medios de plataforma siliciclástica correspondientes a un margen continental pasivo.

En este encuadre tectoestratigráfico se depositan las series aflorantes en esta Hoja durante el Ordovícico Inferior y Medio.

Durante este período se depositan las S.D. I a V (Figura 6.1), todas ellas, salvo la S.D. I son de tipo 2 con un hecho reseñable, común a todas ellas, cual es la mayor potencia comparativa de las facies de plataforma externa (S.S.T.) respecto a las facies de plataforma interna (T.S.T. y H.S.T.). Este hecho sistemático parece confirmar la idea expuesta por diversos autores, WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*), GABALDÓN, V. (*op.cit.*), VAN WAGONER *et al.* (1987), de que el efecto fundamental de los huracanes y tormentas en las plataformas, es el de transportar sedimentos desde el *nearshore* al *offshore*, de tal forma que facies destructivas en plataforma interna equivalgan a constructivas en plataforma externa y talud.

Esta relación originada por la dinámica sedimentaria ligada a estos fenómenos meteorológicos, posiblemente podría justificar la formación de cuñas sedimentarias en la plataforma externa sin necesidad de invocar variaciones bruscas en el nivel relativo del mar que expongan a la acción erosiva sedimentos precedentes.

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.

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 Deposicionales VI y VII, que abarcan desde el Silúrico hasta el Devónico Inferior, constituyendo un megaciclo de facies grano y estratocreciente, en una situación "regresiva" y somerizante.

Son muy escasos los registros sedimentarios datados con edades posteriores al Devónico Inferior, como sucede en gran parte de la Zona Surcentroibérica occidental. En el ámbito de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), se ha definido 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, J.C. *et al.* (*op.cit.*), se interpreta como un episodio deformativo hercínico previo al principal.

En estos sectores meridionales, muy próximos a esta área y dentro de la Hoja nº 886 (Beas de Segura), en discordancia con distintas formaciones Silúricas y Devónicas, afloran potentes series heterolíticas de afinidad turbidítica (Facies Culm), con edad Carbonífero Inferior. Este registro sedimentario constituye la megasecuencia sinorogénica del Hiperciclo Postcámbrico.

La deformación hercínica, se produce en varias fases que, en conjunto, dan lugar a la estructuración principal de estos materiales. Las primeras manifestaciones son las ya descritas que se registran como lagunas sedimentarias durante el Devónico Medio. La primera fase (F1), con plegamiento generalizado y esquistosidad, se produce durante una etapa variable, que con los datos regionales de edad absoluta y de los sedimentos sinorogénicos, se puede establecer en el Carbonífero inferior "*s.sl.*" (Tournaisiense Superior-Kamuriense Inferior). Las principales fases de cizalla (F2) en esta área, 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 datados en 313 ± 10 m.a., es decir en el Carbonífero superior (Westfaliense medio-superior).La tercera fase (F3) es poco intensa con estructuras de geometría variada y desarrollo local.

Finalmente, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Ventas de los Santos), en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico Inferior, se han cartografiado unos afloramientos de tamaño muy reducido, constituidos por conglomerados polimícticos y cuya edad establecida es de Carbonífero Superior (Westfaliense D-Estefaniense). Estos depósitos constituirán la megasecuencia postorogénica con la que culmina el Hiperciclo Postcámbrico.

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 al Carbonífero Superior y pueden llegar hasta el Pérmico, ya que afectan al conglomerado discordante de edad Carbonífero Superior. En su conjunto, se han descrito como sistema de fracturación conjugado NNO-SSE/NNE-SSO.

Con posterioridad a los últimos episodios deformativos de la Orogenia Hercínica, el área debió quedar emergida y sometida a una fuerte erosión. El registro sedimentario del Paleozoico plegado constituyó el antepaís y el área fuente de la cual proceden la mayor parte de los materiales, de carácter fundamentalmente detrítico, constitutivos del Triásico.

La erosión anterior no alcanzó el estado de peniplanización ya que cuando se inició la etapa de subsidencia previa, necesaria para la acomodación de los depósitos triásicos, posiblemente, los sectores topográficamente más elevados no formaban parte del medio receptor o zona de acomodación.

El ciclo Mesozoico se inicia con el depósito de los conglomerados del Buntsandstein durante el Triásico inferior (Scythiense), en un medio fluvial caracterizado por la predominancia de los abanicos aluviales.

Es posible que entre estos materiales y los que vienen a continuación exista una laguna estratigráfica, de modo que en el tiempo que media entre el depósito de ambos, el territorio de la Hoja debió permanecer bastante estable, es decir, sin erosión ni depósito, aunque con desarrollo de paleosuelos. Este periodo de tiempo pudo corresponder a la mayor parte del Anisiense, edad en la que en otras regiones más septentrionales de la Península (Cordillera Ibérica y Cataluña, concretamente) se producía la transgresión marina representada por los carbonatos del Muschelkalk inferior, transgresión que no llegaría a afectar a esta zona (y, posiblemente, tampoco a gran parte de la región situada al Sur del paralelo de Valencia, incluyendo el área de las Cordilleras Béticas).

La reanudación de la subsidencia en la zona al final del Anisiense o ya en el Ladiniense (Trías medio) dio lugar primeramente al depósito de materiales de carácter mixto (carbonatado-terrígenos), en una cuenca ya mucho más uniforme que la anterior como consecuencia de la nivelación efectuada por el depósito de los conglomerados del Buntsandstein. Estos sedimentos de ambiente lacustre posiblemente situados en una zona supramareal de una llanura de mareas, dieron paso, tras un período en el que se instalaron depósitos de llanura arenosa y ríos "*braided*" correspondientes a una zona de delta, a la transgresión marina del Ladiniense superior representada por los carbonatos del Muschelkalk superior.

Tras el período anterior, ya en el límite Ladiniense superior-Carniense, se inicia una fuerte reactivación en el área madre que deviene en un aporte de terrígenos, progresivamente mayor, dando lugar a una marcada regresión representada por los depósitos de la parte inferior del Keuper (Unidad de lutitas rojas con niveles de areniscas). Esta regresión estuvo acompañada por un importante incremento de la subsidencia en la zona como lo prueba la notable capacidad de acomodación de los grandes espesores de sedimentos Triásicos y el hecho de que durante este período se incorporen a la cuenca de depósito nuevas áreas que anteriormente permanecían por encima del nivel de acumulación. Tanto en los ámbitos septentrionales (Hojas nº 839, 883 y 878), como en los meridionales, sector del Cerro de la Yesera en la Hoja nº 864.

La regresión anterior, de edad básicamente Carniense (Trías superior), alcanzó su punto máximo en la base de la Unidad de Areniscas (parte media del Keuper), invirtiéndose entonces la polaridad sedimentaria e iniciándose, a partir de este punto una importante transgresión que condujo, a través de los depósitos de origen fluvial -llanura de inundación- "*sabka*" de la parte superior del Keuper, hasta los ya netamente marinos de los comienzos del Jurásico.

En el Lías inferior, la región experimenta un gran cambio paleogeográfico con una importante subida del nivel del mar, de modo que prácticamente todo el territorio (salvo, probablemente, las cumbres más elevadas del ámbito paleozoico) quedaría invadido por el mismo, con un ambiente sedimentario entre plataforma interna a inter-supramareal y depósito de carbonatos de facies someras en general.

Desde el inicio del Jurásico y prácticamente ya durante todo este periodo, la flexuración de la cuenca aumenta significativamente con respecto a la existente en el Trías, con una subsidencia progresivamente mayor hacia el Noreste en el ámbito septentrional y hacia el Sur y Sureste en el ámbito del Prebético.

Hacia el final del Lías inferior o principios del Lías medio, el medio sedimentario se hace en general bastante más restringido, predominando ampliamente los depósitos de "*lagoon*" e incluso llegándose localmente a un ambiente continental (lacustre).

Ya avanzado el Lías medio o incluso en el Lías superior una nueva transgresión instaura de nuevo el régimen marino con ambientes que oscilan entre plataforma interna restringida y plataforma interna, alcanzándose en general condiciones de mar más abierto que en la anterior etapa del Lías inferior.

Antes de finalizar el Lías superior otra breve regresión reinstaura las condiciones restringidas con ambientes muy similares a los del final del Lías inferior o principios del Lías medio ya expuestos más arriba.

Al final de la época liásica y comienzos del Dogger una nueva transgresión instala de nuevo un régimen marino en condiciones más abiertas que las anteriores con un ambiente de plataforma interna y depósitos de calizas oolíticas y bioclásticas.

Con posterioridad al Dogger, en la zona no afloran materiales del registro sedimentario desde Cretácico hasta el Mioceno Superior. Por tanto, no pueden reconstruirse, excepción hecha al afloramiento de conglomerados atribuido al Wealdico en el límite nororiental de la Hoja nº 787 (Alhambra).

Establecido este hecho no puede reconstruirse la evolución tectoestratigráfica de esta área durante las principales etapas deformativas de la Orogenia Alpina.

En base a datos regionales y a los de las Hojas del entorno próximo, puede establecerse que en la submeseta meridional (Campos de Montiel y Cobertera Tabular), los episodios deformativos denominados fase Castellana y Neocastellana, de edades Oligoceno Superior y Mioceno inferior-medio, pueden ser las causantes de las principales estructuras de plegamiento y fracturación reconocibles en esta área, en las que como parece evidente, juega un importantísimo papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo hercínico, ya que salvo muy escasas localidades, la Cobertera Tabular no fue afectada de forma significativa por plegamiento.

Posiblemente, el episodio deformativo de la Neocastellana sea el generador de las Cuencas del Terciario Superior, especialmente de las del tipo Alhambra-Villanueva de los Infantes, con rellenos de tipo molásico.

Finalmente y a raíz del levantamiento epirogénico de la región se produce una fuerte reactivación de la erosión que conduce, tras sucesivas etapas, a la instauración de la red fluvial actual.

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1. MINERÍA Y CANTERAS

En esta Hoja no se conocen indicios minerales que hayan podido ser motivo de explotación o de labores de investigación.

En cuanto a las canteras, hay un grupo de pequeñas explotaciones abandonadas en el Cerro del Castillo, en Alcubillas, Indicio nº 1 (490.900; 4.289.600; 820), donde se extrajeron las cuarcitas devónicas. De mayor tradición, aunque actualmente también abandonadas, son las canteras de yeso situadas en la confluencia del Arroyo de las Salinas con la Cañada Grande, 1 Km al oeste de Villahermosa, Indicio nº 2 (509.100; 4.289.400; 945). Aún se conserva con buen firme el camino de los Yeseros, que unía esta industria yesera con cantería y horno con las poblaciones de Fuentellana y Villahermosa.

De mucha mayor entidad son las canteras activas situadas a la altura del Km 1 de la carretera local de Villahermosa a Ossa de Montiel, Indicio nº 3 (512.000; 4.290.470; 940) en las formaciones carbonatadas de la Cobertera Tabular.

Actualmente trabajan en dos frentes en los que se extraen las dolomías y calizas dolomíticas estratificadas (19) del Lías Medio-Superior.

Según estimaciones de la propiedad, se producen alrededor de 10.000 T de material de distinta granulometría para usos diversos en construcción, desde balastro para firmes de carreteras hasta arena de grano medio para mezclar en morteros.

## 7.2. HIDROGEOLOGÍA

La superficie de esta Hoja se encuadra íntegramente en la Cuenca Alta del Guadiana, de la que el río Azuer y Jabalón, son afluentes por su margen derecha.

Esta cuenca se corresponde con la llamada Mancha Occidental, delimitada al norte por la Sierra de Altomira (Cuenca), con alturas comprendidas entre 700 a 1.000 m y la Mancha de Toledo, con altitud promedio de 600 a 800 m y profusión de lagunas endorreicas. El centro está ocupado por la Llanura Manchega, con suave declive desde los 800 a los 600 m, y también con abundantes lagunas, y con un potente relleno cuaternario donde se infiltra el propio río Guadiana, en los campos de San Juan.

En el sur, la zona más oriental destaca el campo de Montiel, con los últimos relieves de Sierra Morena oriental y la Cobertera Tabular, con alturas promedio de 1.000 m. En esta área tiene sus fuentes el río Pinilla, origen del Guadiana, en el que se intercalan las Lagunas de Ruidera.

La zona queda enmarcada entre los paralelos 37 y 40, por lo que participa por una parte, de las características termodinámicas de las masas de aire subtropical marítimo y continental sahariano, y por otra, se ve afectada por masas de aire polar marítimo y continental.

La continentalidad imprime carácter a esta cuenca, en el sentido de la extremosidad de los elementos climáticos. De esta forma, la oscilación térmica en términos absolutos puede alcanzar los 60°C, lo que supone participar de las oscilaciones de temperatura siberiana y sahariana.

La latitud subtropical implica un alto número de horas de sol, lo que en conjunción con una topografía suave, origina valores de evaporación muy altos. En la cuenca Alta del Guadiana, se estima un promedio de 90 $hm^3$/año.

Esta área se ubica entre las isotermas de los 11°C y 12°C, con una temperatura media de 11,8°C, y una precipitación promedio de 490 mm/año.

Como resultado de estos factores, entre los que se destacan una precipitación media escasa e irregular, un índice de humedad bajo e insolación alta, una evaporación significativa y un período libre de heladas, reducido a cuatro meses, el clima es de tipo mediterráneo seco.

Las características hidrológicas vienen determinadas por la litología de las distintas formaciones que constituyen el registro sedimentario aflorante en esta Hoja.

En el borde occidental afloran de forma muy reducida, las formaciones del paleozoico constituidas por alternancias de tramos cuarcíticos y potentes sucesiones pizarrosas. Se comportan como una ciudad con índices de permeabilidad muy bajos, en los sólo existen pequeños manantiales ligados a las fracturas de dirección N90°E y N160°E.

Estas fuentes son de carácter estacional y de caudales inferiores a 0,3 l/sg.

Las series triásicas de la Cobertera Tabular se consideran impermeables, aunque algunos grandes bancos de areniscas dan pequeños manantiales en los períodos de alta pluviosidad, como ocurre con el gran banco arenoso aflorante al norte de Villanueva de los Infantes.

La mayor parte del sector oriental de la Hoja está cubierta por los depósitos carbonatados subhorizontales de la Cobertera Tabular. Este litosoma se encuadra en la Unidad Hidrogeológica del Campo de Montiel (U.H. 04.06), en tanto que el ámbito occidental con depósitos terciarios y cuaternarios se ubicaría en el contexto de la Unidad Hidrogeológica de la Mancha Occidental (U.H. 04.04).

La U.H. 04.06, morfológicamente, se presenta como un macizo tabular carbonatado con cotas entre los 800 y los 980 m, y cuyos límites son al norte y oeste de la Unidad Hidrogeológica de la Mancha Occidental (U.H. 04.04), al sur el río Jabalón y las unidades triásicas de la Sierra de Alcaraz, Villanueva de los Infantes y Villanueva de la Fuente, que conforman la orla tabular mesozoica de la meseta en esta área del Macizo Hespérico.

El límite oeste está definido por los afloramientos triásicos que van desde Montiel-Alhambra-Manzanares, y el límite este es la Unidad Hidrogeológica de la Cuenca del río Júcar.

El acuífero principal del Campo de Montiel (U.H. 04.06) se encuentra en la formación liásica carbonatada. Como se ha descrito en el capítulo 2, está compuesta por dolomías y calizas, que forman potentes bancos sobre los que se ha desarrollado una intensa carstificación y fisuración.

El funcionamiento hidrogeológico del acuífero, de carácter libre, está condicionado por los umbrales o altos de los materiales triásicos, que constituyen su base impermeable.

El umbral triásico de Villahermosa-Viveros, divide en dos al acuífero; individualizando un pequeño sector al Sur, cuyo drenaje hacia la cuenca del Guadalquivir se produce a través de los manantiales situados a lo largo del contacto Lías-Triásico, en la zona de Villanueva de la Fuente-Terrinches-Puebla del Príncipe.

La elevada transmisividad del acuífero posibilita una elevada capacidad de almacenamiento. Sin embargo la altitud de los manantiales sobre la base impermeable, hace que queden secos o se reduzca sensiblemente su caudal cuando se produce un descenso moderado del nivel piezométrico.

Al norte del umbral Villahermosa-Viveros, es donde el acuífero presenta una mayor extensión. El drenaje, en su mayor parte, se realiza hacia el Guadiana. En esta zona los manantiales no están tan netamente asociados al contacto Liásico-Triásico, sino que se originan al cortar la topografía el nivel piezométrico.

Cabe citar que las disminuciones de nivel producidas en los años de la última sequía dejaron sin agua la mayoría de los manantiales situados en la cabecera de las Lagunas de Ruidera; lo que motivó la desconexión hidráulica en el sistema lagunar, reduciéndose la transferencia de caudales entre ellas a valores mínimos.

La transmisividad presenta grandes variaciones. Las más altas se dan en la cabecera de las Lagunas de Ruidera y al SE del Campo de Montiel, con valores situados entre 500 y 2.000 $m^2$/día, que pueden alcanzar puntualmente los 6.000 $m^2$/día. En el resto del acuífero, las

transmisividades son mucho menores, variando entre 10 y 100 $m^2$/día. En el acuífero superior de las calizas del Jurásico, las transmisividades son también del orden de 10 a 100 $m^2$/día.

Los caudales son igualmente muy variables y están en función de la transmisividad. Son caudales frecuentes los situados entre 10 y más de 100 l/s.

**Evolución piezométrica**

Los datos piezométricos indican direcciones de flujo hacia los ríos y hacia la unidad de la Mancha Occidental (04.04). Existen notables variaciones del nivel freático en respuesta al régimen de precipitaciones y a la elevada capacidad de infiltración de los materiales que conforman los acuíferos. Se observan ascensos generalizados en períodos de elevada precipitación y descensos en épocas de estiaje.

El drenaje principal es hacia el Guadiana en la zona de las Lagunas de Ruidera (cotas de 800-950 m). Otros ejes de drenaje claros corresponden a los ríos Cañamares y Azuer. Entre estos ríos y las cuencas vecinas del Júcar y Guadalquivir, se establecen divisorias subterráneas, que coinciden prácticamente con las aguas superficiales. En el borde de la Unidad 04.04, la cota de la piezometría es de 750 m aproximadamente. La cartografía de las series terciarias al sur y este de la Sierra de Alhambra, permiten precisar que esta divisoria entre las Unidades Hidrogeológicas 04.06 y 04.04 podría establecerse en el contacto cartográfico de esta cuenca terciaria, cuyas conexiones cartográficas hacia el sur y oeste se encuadrarían en la Unidad Hidrogeológica de la Mancha Occidental (U.H. 04.04).

Los gradientes oscilan desde el 7 por mil, en la zona central, a más del 5% en los bordes.

**Esquema de balance hídrico**

Según el SGOP-MOPU, 1988, es el siguiente:

Entradas

- Por infiltración de agua de lluvia: 135 $hm^3$/año. (9 corresponden a la cuenca del Guadalquivir).

Salidas

- Drenajes a los ríos Azuer, Guadiana Alto y Córcoles: 65 $hm^3$/año.
- Aportación lateral a la U.H. 04.04: 40 $hm^3$/año.
- Explotación bombeos: 35 $hm^3$/año (datos del año 1997).
- Manantial de Villanueva de la Fuente: 3 $hm^3$/año.

  Total de salidas: 143 $hm^3$/año.

**Situación administrativa**

La situación hidrológica del Campo de Montiel, a partir de 1988, hizo intervenir a la Administración; ya que a las escasas precipitaciones se sumaron los efectos de las extracciones de aguas subterráneas con destino a riegos, ocasionando la merma de caudal de diversos manantiales utilizados para el abastecimiento urbano y de los niveles de las Lagunas de Ruidera.

Las primeras medidas se pusieron de manifiesto a través del Real Decreto 393/1988, por el que se declaran provisionalmente sobreexplotado o en riesgo de estarlo una zona delimitada por un perímetro definido por los siguientes vértices geodésicos: Parra, Sotuélamos, El Bonillo, Mirones, Povedilla, Terrinches, Villahermosa y Alhambra. El perímetro delimitado por estos vértices se ubica en las Hojas nº 787, 788 y 818 y todo el área mesozoica de esta Hoja. Además, dentro del citado perímetro, en su parte meridional, se delimitó una subzona donde quedaron suspendidas las extracciones de aguas para regadío. Esta última quedó fijada por la unión de los siguientes vértices: Villahermosa, Cerro Crespo, Viveros, Povedilla y Terrinches.

La suspensión de las extracciones en la zona de exclusión tuvo como objeto la protección de los abastecimientos urbanos de Villahermosa y Montiel (Villanueva de los Infantes), así como los regadíos tradicionales con derechos preexistentes (vegas del Jabalón, etc.).

En el Plan de Ordenación de las extracciones del acuífero del Campo de Montiel, aprobado el 12 de junio de 1989, se declara definitivamente explotado el acuífero, quedando constituida la Junta de Explotación.

A través de los sucesivos regímenes de explotación, aprobados anualmente desde entonces, se han reglamentado las medidas para controlar las extracciones (que llegaron a prohibirse en los años 1991 y 92), las dotaciones por usos, la instalación de caudalímetros en las explotaciones más significativas, así como otras medidas conducentes al control del acuífero.

La última Junta de Explotación, celebrada el 12 de diciembre de 1997, aprobó para el año 1998 un volumen de extracción máximo de 12 $hm^3$, estableciendo también un caudal mínimo fluyente de 130 l/s en los manantiales de Villanueva de la Fuente (Hoja nº 814).

Como ya se reseñaba con anterioridad, el sector occidental de esta Hoja está ocupado por los depósitos terciarios y cuaternarios de la U.H. 04.04.

El denominado acuífero de la Mancha Occidental, definido como Unidad Hidrogeológica 04.04 (antes Acuífero 23), es parte fundamental de la Cuenca Alta del Guadiana. La Cuenca Alta se corresponde con la cuenca hidrográfica situada aguas arriba del embalse del Vicario, situado después de la confluencia del río Bañuelos con el Guadiana.

La Llanura Manchega tiene la forma aproximada de un rectángulo, con el eje mayor E-O de unos 130 Km y una anchura de unos 50 Km. Morfológicamente se caracteriza por un relieve muy suave con cotas situadas entre los 600 y 750 m.

La superficie total se aproxima a los 5.260 $Km^2$, correspondiendo su mayor parte a la provincia de Ciudad Real, y en menor parte a las de Albacete y Cuenca. La densidad de población, si bien se encuentra por debajo de la media nacional, es más elevada que en otras comarcas vecinas; en total, se estiman algo más de 280.000 habitantes. Dentro de sus límites se encuentran, entre otras, las siguientes poblaciones: Tomelloso (29.200), Alcázar de San Juan (26.600), Valdepeñas (26.200), Villarrobledo (22.300), Manzanares (18.400), Daimiel (17.200), Campo de Criptana (14.000), Socuéllamos (11.600) y Bolaños (10.500).

Los cursos de agua que la atraviesan son: Guadiana, Azuer, Gigüela, Guadiana Alto, Záncara, Rus y Córcoles.

**Límites**

El límite Norte de la Unidad, en su sector más occidental, lo constituyen los materiales paleozoicos de carácter impermeable que pertenecen a los Montes de Toledo. En el sector central lo forman los materiales terciarios de carácter semipermeable de la Unidad Hidrogeológica Consuegra-Villacañas (04.03), mientras que en el sector oriental el límite lo constituyen los materiales carbonatados permeables mesozoicos de la Unidad 04.01 ó Sierra de Altomira.

Por el Sur, el límite occidental lo forman materiales paleozoicos de carácter impermeable del Campo de Calatrava, y el oriental, lo constituye el límite abierto de la U.H. 04.06 del Campo de Montiel.

Hacia el Este, el límite también es abierto, con la prolongación del acuífero en la Cuenca del Júcar (08.29).

**Geometría**

La unidad se encuentra sobre una gran fosa tectónica, rellena por materiales continentales terciarios, pliocuaternarios y cuaternarios. Los materiales neógenos se depositan sobre un substrato, que, de Oeste a Este, está constituido, en primer lugar por un zócalo hercínico sobre el que se sitúa el mesozoico.

El zócalo hercínico está constituido por materiales precámbricos y paleozoicos, mayoritariamente cuarcitas, pizarras y grauvacas, y localmente niveles de carbonatos. En conjunto se comportan como un conjunto impermeable y actúan como límite inferior de la U.H.

Los materiales mesozoicos se disponen en discordancia sobre el zócalo hercínico; están representados por el Triásico, Jurásico y Cretácico. Forman parte de la orla tabular mesozoica que bordea el macizo hespérico. El Triásico, formado por las series rojas, tiene un carácter detrítico en la base (conglomerados del Buntssandstein), y evaporítico a techo (yesos del Keuper). El Jurásico es eminentemente carbonatado, destacando las carniolas y calizas del Lías. Los materiales cretácicos se encuentran representados por formaciones detríticas (Weald y Utrillas) y carbonatadas.

El Paleógeno está limitado a la parte nororiental, formado por conglomerados, areniscas e intercalaciones de arcillas y calizas.

Los materiales neógenos son los materiales que rellenan la gran fosa central y forman las extensas llanuras típicas de la región. Litológicamente están compuestos por materiales detríticos en la base y carbonatados hacia el techo, si bien existen importantes cambios laterales de facies. Dado el carácter expansivo, los conglomerados basales no afloran y sólo se detectan a través de los sondeos.

Por último, materiales pliocuaternarios y cuaternarios cubren extensas zonas; si bien, dadas sus características de poca potencia y escasa consolidación, están conectados hidráulicamente con los niveles carbonatados superiores del Terciario.

**Funcionamiento Hidráulico. Parámetros**

La disposición estratigráfica y estructural, descrita anteriormente, de las formaciones que

ocupan la Mancha Occidental, han dado lugar a dos acuíferos principales superpuestos.

El acuífero superior, de unos 5.000 $Km^2$, se desarrolla fundamentalmente en las calizas y margocalizas del Mioceno Superior y Plioceno. Comprende también a los niveles detríticos pliocuaternarios y cuaternarios y, en el entorno del Campo de Calatrava, a los materiales volcánicos, coetáneos con los depósitos neógenos. La potencia media del acuífero superior es de unos 35 m, aunque en las zonas subsidentes, o depocentros, pueden alcanzar los 200 m.

En conjunto, estos materiales actúan como un acuífero libre y muy heterogéneo que recibe la recarga por la infiltración del agua de lluvia, también de los ríos que discurren sobre su superficie y por transferencias desde el acuífero inferior. Actualmente también hay que considerar el retorno de agua de riego. La transmisividad es muy variable según el tipo de sedimento y su localización, variando entre 50 y 20.000 $m^2$/día en las calizas y entre 20 y 200 $m^2$/día en los detríticos superiores. Sus reservas de agua se estiman en unos 11.000 $Hm^3$ (según ITGE, 1993; Plan Hidrológico, 1988).

El acuífero inferior, fuera del ámbito de esta Hoja, se extiende bajo los materiales neógenos en la mitad nororiental de la Llanura Manchega, con una potencia de unos 140-180 m. Está compuesto por calizas y dolomías del Jurásico y del Cretácico, y están en continuidad con los materiales de las Unidades Hidrogeológicas: 04.01 (Sierra de Altomira), al noroeste y 04.06 (Campo de Montiel), al sureste.

Los distintos niveles acuíferos de la U.H. forman un embalse subterráneo que en condiciones naturales presenta un flujo regional hacia el Oeste. Las salidas se producirían a través de la evaporación y del drenaje hacia el río Guadiana. Los niveles acuíferos mesozoicos se encuentran "cerrados" en la parte occidental de la Llanura Manchega, por lo que el rebosadero natural del sistema se efectuaba mediante la descarga natural homogénea a través del acuífero superior y formaba manantiales u "Ojos" en la superficie del terreno.

Hasta el principio de los años ochenta, esta descarga se localizaba fundamentalmente en el paraje denominado Ojos del Guadiana, y en sentido amplio en un tramo de unos 20 Km hasta las Tablas de Daimiel.

En la última década, estas salidas naturales quedaron anuladas principalmente por el efecto de las extracciones de aguas subterráneas para el regadío, añadiéndose a ello la escasez de la recarga por infiltración causada por prolongadas sequías pluviométricas.

Los caudales medios de explotación son muy variables, entre 30 y 100 l/s, si bien localmente existen bombeos de 200 l/s. Los caudales inferiores se producen principalmente en las áreas marginales (margen derecha del Gigüela).

**Evolución Piezométrica**

La explotación de los acuíferos, tanto para el riego como para el abastecimiento urbano, se realiza mediante sondeos. Los datos de captaciones existentes son difíciles de precisar, cabe señalar que en el Inventario realizado por la C.H.G. en 1989/90 se detectaron unos 16.000 pozos, de los que en la actualidad están inscritos en los libros de registro 12.000. El número real puede superar los 25.000.

Se estima que, del total de las captaciones, el 80% explota el acuífero superior, el 10% el inferior y otro 10% ambos a la vez.

En esta Hoja son numerosos los pozos que se encuentran sobre los niveles de conglomerados y calizas de la base del Terciario, al sur de la Sierra de Alhambra, destinados al regadío de los extensos campos de viñedos del sector noroccidental.

En menor cuantía y de mucho menor caudal son los situados al sur de Alcubillas, en el terciario terrígeno carbonatado destinados en su mayoría al riego agrícola.

Como consecuencia de la intensa explotación a la que se somete al acuífero, existe una lógica tendencia general hacia el descenso de niveles, más acusada en la zona occidental. La repercusión de estos descensos incide directamente en la supervivencia del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel, en la desaparición de los Ojos del Guadiana y en la economía de la región.

**Esquema de balance hídrico**

Entradas

Según el SGOP-MOPU, 1988, se estima en unos 340 $Hm^3$/año la recarga de la unidad, procedente de: la infiltración de la precipitación (180 $Hm^3$/año) y de los ríos (80 $Hm^3$/año); infiltración procedente de las zonas de regadío (20 $Hm^3$/año); aportaciones de agua subterránea desde las U.H. del Campo de Montiel (04.06) y Sierra de Altomira (04.01) (60 $Hm^3$/año).

Salidas

Prácticamente en los últimos años, dada la creciente extensión del regadío, todas las salidas de la unidad, corresponden al bombeo. Datos del año 1987 estimaron que la extracción fue de unos 550 $Hm^3$, de los cuales 30 se destinaron al abastecimiento urbano e industrial.

Como consecuencia de esta situación se ha producido un fuerte descenso de los niveles piezométricos (en algunas áreas superiores a los 35 m), respecto a 1974, y la desaparición de las salidas naturales del acuífero que daban lugar al curso del río Guadiana.

El déficit medio estimado en la Mancha Occidental se puede cifrar en unos 240 $Hm^3$/año (1994).

**Situación administrativa**

Ante la situación de sobreexplotación manifiesta del acuífero, la Administración tomó una serie de medidas legales tendentes a la regulación de la extracción del agua dentro del mismo. La primera de ellas fue la *declaración provisional de sobreexplotación*, que se realizó el 4 de febrero de 1987 (Junta de Gobierno de la C.H.G.).

Posteriormente, y con carácter previo al establecimiento del Plan de Ordenación de las Extracciones, se definieron en 1991 los vértices de la nueva poligonal del acuífero de La Mancha Occidental.

Este mismo año, la C.H.G., limitó el otorgamiento de concesiones de aguas (superficiales y subterráneas) en las subcuencas del Guadiana-Alta y en la del Jabalón. Esta limitación contempla como excepciones a las captaciones para el abastecimiento a poblaciones y las que se tramitasen por la Sección B (inferiores a 7.000 $m^3$/año).

En los sucesivos años se fue modificando el régimen de explotación del acuífero, adaptándolo a la situación real y a su evolución hidrogeológica. El 15 de diciembre de 1994, la Junta de Gobierno de la C.H.G. acordó la *declaración definitiva de sobreexplotación del Acuífero de la Mancha Occidental*. Al mismo tiempo, se definió geográficamente la superficie del acuífero, relacionando 31 vértices singulares y describiendo la poligonal que los une.

El Plan de Ordenación de las Extracciones, establecido hasta el año 2002, tiene los siguientes objetivos:

- La recuperación progresiva de los niveles piezométricos.
- La mejora de la calidad de sus aguas.
- La explotación racional de los recursos utilizables.

Contempla, además, las condiciones especiales de las que son objeto las aguas de abastecimiento a poblaciones y las destinadas al mantenimiento de los niveles hídricos mínimos en los espacios naturales protegidos. El volumen máximo a extraer anualmente no podrá superar la cifra de recursos renovables que establezca el Plan Hidrológico de la cuenca. La Junta de Gobierno de la C.H.G. determinará las prescripciones y limitaciones a cumplir por los usuarios, en las que se tendrán en cuenta los recursos disponibles, las extracciones producidas y las aportaciones hídricas de los años anteriores.

La Junta de Explotación, en su reunión celebrada el 18 de diciembre de 1997, ha fijado, tanto para el propio acuífero como para la zona de protección, las siguientes dotaciones máximas para todo el año 1998:

- 30 $Hm^3$ para abastecimientos a población.
- 170 $Hm^3$ para usos agrícolas.

En la Tabla 1 se sintetizan los principales sondeos realizados en las Unidades Hidrogeológicas descritas, así como los piezómetros instalados:

**Tabla 1**

| Nº | Organismo de control | Nº Hoja | Profund. | X | Y | Z | Cuenca |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 081310001 | Inventario CHG/90 | 813 | 100 | 490500 | 4292750 | 806 | Guadiana |
| 081310034 | Inventario CHG/90 | 813 | 90 | 488200 | 4293240 | 798 | Guadiana |
| 081310035 | Inventario CHG/90 | 813 | 90 | 488275 | 4293350 | 798 | Guadiana |
| 081330075 | Inventario CHG/90 | 813 | 80 | 504400 | 4290350 | 910 | Guadiana |
| 081370003 | Inventario CHG/90 | 813 | 130 | 505400 | 4285300 | 905 | Guadiana |
| 081380006 | Inventario CHG/90 | 813 | 100 | 511600 | 4288725 | 968 | Guadiana |
| 213240004 | Piezómetros ITGE | 813 | | 509482 | 4293500 | 920 | Guadiana |
| 213240007 | Piezómetros ITGE | 813 | | 506680 | 4297318 | 920 | Guadiana |

## 8. BIBLIOGRAFÍA


ABDEL, M.A. Y ARENAS, R. (1995). "Détachements et tectonique extensive dans le masif hercynien des Rehamna (Maroc)". *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 21, nº 23, pp. 383-393.

AGUIRRE, E.; DÍAZ DE MOLINA, M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, nº 5, pp. 7-29. *Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana* (I.L.M., C.S.I.C.), Madrid.

ALAFONT, L.S. (1992). "Notosaurios y Placodontos (Reptilia) del Triásico Medio de Bienservida-Villarrodrigo". *Instituto de Estudios Albacetenses, serie I, núm.* 60, 131 p.

ALÍA, 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. Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica;* I: 3-30.

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, J.E.; FELGUEROSO, C. Y QUINTERO, I. (1962). "Estudio geológico de la región de Almadén". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*; 73: 193-327.

ÁLVAREZ-NAVA OÑATE, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V.; PICART BOIRA, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA CASANOVAS, J. Y SOLÉ, F.J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la zona Centro-Ibérica". *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 19-22.

ANDRIEUX, J. Y NEBBAD, F. (1996). "El prisma orogénico prebético". *Geogaceta* 20 (4), pp. 810-812.

ARBEY, F. Y TAMAIN, G. (1971). "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. París (Serv. D)*; 272: 1721-1723.

ARES YAÑEZ, M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; DÍEZ BALDA, M.A. Y ÁLVAREZ, F. (1995). "La prolongación del Despeque de Salamanca (segunda fase de deformación varisca) en el Horst de Mirueña (Zona Centro Ibérica)". *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3), pp. 175-191.

ARRIBAS (1962). "Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Santa Elena (Jaén)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 60: 243-251.

ARTHAUD, F. Y MATTE, PH. (1975). "Les décrochements Tardi-Hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation". *Tectonophysics*; 25: 139-171.

AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E. Y RANGHEARD, Y. (1974). "Rapports stratigraphiques, paléogeographiques et structuraux entre la Chaine ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares". *Bull. Soc. Geól. France*, XVI (2): 140-160.

AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; GONZÁLEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. Y VERA, J.A. (1979). "Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". *Sec. Pub. Univ. Granada*: 83 p.

BABIN, C. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991). "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*; 34: 109-147.

BAENA PEREZ, J. y JEREZ MIR, L. (1982). "Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)". *IGME. Madrid*: 256 p.

BESEMS, R.E. (1982). "Aspect of Midle and Late Triassic Palynology. 4 Palynologycal information from the Triassic of the External Zone of Betic Cordilleras in the Prov. of Jaén, southern Spain". *Proc. Kon. Nederl. Al ad Wet.*, 85, 1-27.

BLATT, H; MIDDLENTON, G.V. y MURRAY, R.C. (1972). "Origin of Sedimentary Rocks". *Prentice-Hall New Jersey*; pp. 634.

BONADONNA, F.P. y VILLA, J.M. (1984). "Estudio geocronológico del vulcanismo de Las Higueruelas". *Actas Castilla-La Mancha: Espacio y Sociedad*; 3: 249-253.

BONJOUR, J.J.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARIS, F. y CORNICHET, J. (1988). "U-Pb Zircon dating of the early Paleozoic (Arenigian) transgression in Western Brittany (France): A new constraint for the lower Paleozoic time-scale". *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*; 72: 329-336.

BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. y PHILLIP, H. (1976). "La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales". *En: Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán. Universidad de Granada*: 59-78.

BOUYX, E. (1970). "Contribution à l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem. Inst. Geol. Min. España*; 73: 263, *IGME*.

BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M. y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986). "Proximal and distal Hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia". *Canad. Soc. Petrol. Geol.*; 11: 241-255.

BUTENWEG, P. (1968). "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 6: 126 pp.

CABRA GIL, P.; DÍAZ DE NEIRA, J.A.; ENRILE ALBIR, A. y LÓPEZ OLMEDO, F. (1985). "Mapa Geológico Nacional (2ª serie), hoja nº 764, Munera". *IGME, Madrid*.

CALVO, J.P. (1978). "Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino del Sector Central de la Provincia de Albacete". *Estudios Geol.*, 34: 407-429.

CALVO, J.P.; ELÍZAGA, E.; LÓPEZ, N.; ROBLES, F. y USERA, J. (1978). "El Mioceno superior continental del Prebético Externo: evolución del Estrecho Nordbético". *Boletín Geológico y Minero*, t. 84, pp. 407-426, *Madrid*.

CAPOTE, R. (1983). "La fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica". *Libro Jubilar, J. Mª Ríos, Geología de España, IGME*. *Tomo* 2: 17-25.

CARLS, P. (1975). "The Ordovician of the Eastern Iberian chains near Fombuena and Luerma (Prov. Zaragoza, Spain)". *N. Jb. Geol. Palëont. Abh.* 150 (2) p. 127-146. *Stuttgart*.

Carré, D.; Henry, J.L.; Poupon, G. y Tamain, G. (1971). "Les quartzites Botella et leur faune trilobitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena". *Bull. Soc. Geol. France* (7ª); 12: 774-785.

Chaput, J.L. (1971). "Aspects morphologiques du Sud-Est de la Sierra Morena (Espagne)". *Revue de Geogr. Phys et de Geol. Dynamique*; 18: 55-66.

Charpentier, J.L. (1976). "Géologie et Metallogénie de la Sierra Carolina (Jaen-Espagne)". *Thése 3er. cycle. Centre d' Orsay. L'Universite de París-Sud.* 156 pp.

Chauvel, J.; Drot, J.; Pillet, J. y Tamain, G. (1969). "Precisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "serie-type" du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Geol. France* (7ª), 11, 613-626.

Córdoba, M.A. (1990). " Mineralogía y génesis de los materiales arcillosos del Trías Manchego (Provincia de Ciudad Real)". *Tesis doctoral*, *Univ. Granada*, 270 p.

Corretgé, L.G. (1983). "Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico". *Libro Jubilar, J. Mª Ríos. Geología de España, IGME. Tomo* 2: 569-592.

Dabrio, C.J. (1973). "Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética)". *Tesis doctorales de la Universidad de Granada*, 28, 2 vol.:388 p.

Dallmeyer, R.D. y Pieren Pidal, A.P. (1987). "Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW. Iberia. Significance and paleogeographic implications". *Tectonothermal Evol. West African Orogens and Linkages*. (*I.U.G.S. Project nº* 233): 73-76.

Datin Cereceda, J. (1935). "Geomorfología de la Mancha". *Bol. R. Soc. Geogr.*; 76: 129-140.

Delgado, J.C.; Martín-Izard, A. y Palero, F.J. (1988). "Litogeoquímica de la formación Estratos Pochico (Ordovícico Inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena Oriental". *Geociencias*, 3, 333-350.

Díaz Molina, M. (1978). "Bioestratigrafía y Paleogeografía del Terciario al E. de la Sierra de Altomira (Cuenca)". *Tesis Doctoral*, 370 pp., *Universidad Complutense de Madrid*.

Díaz del Olmo, F. y Rodríguez Vidal, O. (1994). "Macizo Hespérico Meridional. Geomorfología de Empresa". *M. Gutiérrez Elorza (Ed). Edit. Rueda*, pp. 70-80.

Díez Balda, M.A.; Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990). "Structure, Autochthonous Sequences, Part IV Central-Iberian Zone. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (Ed.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg* New York, 172-188.

Díez Balda, M.A. y Vegas, R. (1992). "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica. Paleozoico Inf. Ibero-América". *J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds)*: 523534.

Díez Balda, M.A.; Martínez Catalán, J.R. y Ayarza Arribas, P. (1995). "Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: The Salamanca Detachment Zone. (Central Iberian Zone, Spain)". *Journal of Struct. Geology*. Vol 17, nº2, pp.163-182.

Doblas, M. y Rubio, J. (1989). "Bloqueo y dislocación antitética de superficies de "detachment" en la provincia extensional del centro Peninsular". *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*. Vol. 14, pp. 117-122 *Tardi-Hercínica*.

Doblas, M.; López Ruiz, J.; Hoyos, M.; Martín, C. y Cebriá, J.M. (1991). "Late Cenozoic indentation/escape tectonics in the eastern Betic cordilleras and its consequences on the Iberian foreland". *Estud. Geol.*; 47: 193-205.

Doblas, M.; López Ruíz, J.; Oyarzun, R.; Manchecha, V.; Sánchez Moya, Y.; Hoyos, M.; Cebria, J.M.; Capote, R.; Hernández Enrile, J.L.; Lillo, J.; Lunar, R.; Ramos, A. y Sopeña, A. (1994). "Extensional tectonics in the Central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238, pp. 95-116.

Doblas, M.; Oyarzun, R.; Sopeña, A.; López Ruíz, J.; Capote, R.; Hernández Enrile, J.L.; Hoyos, M.; Lunar, R. y Sánchez Moya, Y. (1994). "Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta* (*París*), 7,1, pp. 1-14.

Elízaga, E. y Calvo, J.P. (1988). "Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución". *Bol. Geol. Min.*, 99: 837-846.

Elizaga, E. (1994). "Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la Zona Prebética, Albacete, España". *Instituto de Estudios Albacetenses*, *Albacete*, I, 74: 216 p.

Emig, C.C. y Gutierrez-Marco, J.C. (1997). "Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricain (Ordovicien: Arenig) dans le SW de l'Europe: Analyse des facterus responsables et signification paléoécologique". *Géobios (en prensa)*.

Enresa (1997). "Estudio de las formaciones arcillosas Triásicas del borde de la Meseta". *Informe Interno*.

Enusa (1983). "Informe sobre la exploración de minerales radiactivos en el Sector Beas de Segura-Infantes (Proyecto Trías de Alcaraz)". *Informe Interno*.

Escuder Viruete, J.; Arenas, R. y Martínez Catalán, J.R. (1994). "Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain)". *Tectonophysics*, 238, pp. 117-138.

Escuder Viruete, J.; Arenas, R. y Martínez Catalán, J.R. (1994). "Evidencias metamórficas y estructurales de extensión tardiorogénica hercínica: el ejemplo del Domo Gneísico del Tormes (NO Salamanca)". *Geogaceta*, 16, pp. 35.38.

Fernández, J. y Vera, J.A. (1973). "Influencia de los paleorrelieves en la sedimentación triásica, en los alrededores de Alcaraz (Albacete)". *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, V. 4, 111-128.

FERNÁNDEZ, J.; SANTOS FRANCÉS, F. Y LINARES, J. (1976). "La sedimentación Triásica entre Terrinches y Albaladejo (Ciudad Real)". *Estudios Geol.*, 32, 249-259.

FERNÁNDEZ, J. (1977). "Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta". *Tesis Univ. Granada*, 173 p.

FERNÁNDEZ, J. (1984). "Capas rojas triásicas del borde Sureste de la Meseta, síntesis estratigráfica y sedimentológica. Mediterránea"; 3, 89-105.

FERNÁNDEZ, J. Y GIL, A. (1989). "Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies Buntsandstein en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y en la Cobertera Tabular de la Meseta". *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 113-124.

FERNÁNDEZ, J; DABRIO, C.J. Y PÉREZ-LÓPEZ, A. (1994). "El Triásico de la región de Siles-Alcaraz. III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico de España, Cuenca". *Guía de campo*, 47 p.

FERNÁNDEZ, M. Y VALDÉS, A. (1933). "Mapa geológico de España, escala 1:50.000; Memoria explicativa de la Hoja nº 864 Montizón". *IGME*.

FORTUIN, A.R. (1984). "Late Ordovician glaciomarine deposits (Orea Shale) in the Sierra de Albarracin. Spain". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol*. 48. 245-261.

FREY, R.W. (1975). "The study of trace fossils: a synthesis of principles, problems and procedures in Ichnology". *R.W. Frey (Ed.)*; *SpringerVerlag*.; 562 pág.

FUGANTI, A. Y SERPAGLI, E. (1968). "Geological remarks on Urbana Limestone and evidence for its Upper Ordovician age by means of Conodonts (Eastern Sierra Morena, South Spain)". *Boll. Soc. Geol. Ital.*; 87: 511-521.

GABALDÓN, V. Y QUESADA, C. (1983). "Las facies del Carbonífero Inferior de Ossa Morena. Su distribución y reconstrucción paleogeográfica". *X Congr. Nac. Sediment. Obrador*, 1 *(Ed). Menorca, España, Abst*.

GABALDÓN, V.; GARROTE, A. Y QUESADA, C. (1985). "Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa Morena. Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa-Morena (GOM)". *V Reunión del GOM. Temas Geológico-mineros*; 7: 101-113.

GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (plataformas dominadas por tormentas). Parte I: procesos sedimentarios y facies". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 701-760.

GABALDÓN, V. (1990). "Plataformas siliciclásticas externas. Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas". *Bol. Geol. y Min.*; 101: 827-857.

GARCÍA, J.M. Y ÁLVARO, M. (1974). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hojas 814 (Villanueva de la Fuente) y 815 (Robledo)". *IGME*.

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)". *Estud. Geol.*; 36: 391-401.

García-Hernández, M.; López Garrido, A.C.; Rivas, P; Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980). "Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera". *Geol. Mijnb*., 59: 155-168.

Garrido-Megias, A. (1973). "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. Huesca y Lérida)". *Tesis Univ. Granada* 395 p.

Garrido-Megias, A. (1982). "Introducción al análisis Tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *V Congr. Latinoamer. Geol. Argentina,* 1. 385-402.

Gil Serrano, G.; Monteserín López, V.; Nozal Martín, F.; y Pérez Lorente, F. (1984). "Fases de deformación y ejemplos de superposición en la parte occidental de los Montes de Toledo". *I Congr. Esp. Geol*.; III: 27-46.

Gladfelter, B.G. (1971). "Mesta and Campiña Landforms in Central Spain". *The Univ. of Chicago Depart. of Geography*. *Research paper nº* 130, pp 3-204.

González, J.A.; Ordóñez, S. y García del Cura, M.A. (1987). "Evolución geomorfológica de las Lagunas de Ruidera". *Est. Geol.* 43, pp 227-239. *Madrid*.

González Donoso, J.M. y López Garrido, A.C. (1970). "Afloramientos miocenos en la Hoja de Orcera (Zona Prebética. Prov. de Jaén)". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1, 3: 183-191.

Guézou, J.C.; Frizon de Lamotte, D.; Coulon, M. y Morel, J.L. (1991). "Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline". *Ann. Tectonicae*, V.I: 32-48.

Gutiérrez Elorza, M. (1994). "Introducción a la Geomorfología Española". *En. Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, Geomorfología de España*. *Editorial Rueda*, pp. 1-24.

Gutiérrez Marco, J.C. (1986). "Graptolitos del Ordovícico español". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*, 701 págs.

Gutiérrez Marco, J.C. y Pineda, A. (1988). "Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)". *Comun. II Congr. Geol. España*; 1: 91-94.

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. y Min.*; 98: 647-669.

Gutiérrez Marco, J.C.; Rábano, I.; Prieto, M. y Martín, J. (1985). "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.; San José Lancha, M.A. y Pieren Pidal, A.P. (1990). "Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.)*; *Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*: 160-171, 1 fig. *Heidelberg*.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; MELÉNDEZ, B.; PARSLEY, R.; PROKOP, R. Y MAREK, L. (1992). "Equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Asterozoa) de afinidades bohémicas en el Ordovícico de las zonas Centroibérica y Ossa Morena, España". *Publ. Museo Geol. Extremadura*; 1: 79-81.

GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCHA, M.A.; HERRANZ ARAÚJO, P. Y SARMIENTO, G.N. (1995). "Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" series in the Ordovician of the Iberian Peninsula". *Ordovician Odissey: Short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System*: 5559.

HABERFELNER, E. (1931). "Eine revision der Graptolithen der sierra Morena (Spanien)". *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*; 43: 19-66.

HAFENRICHTER, M. (1979). "Paläentologisch-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". *Arb. Paläont. Inst Wuryzburg*; 3: 1-139.

HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *M. Jb. Geol. Paläont. Abh*.; 160: 138-148.

HAMMANN, W. (1983). "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre bioestratigraphie, ökologie und systematic". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges*. 542, 1-177.

HAMMAN, W. Y HENRY, J.L. (1978). "Quelques espèces de Calymenella, Eohomalonotus et Kerfornella (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Péninsule Ibérique". *Senckenbergiana lethaea;* 59: 401-429.

HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B. Y SPEARING, D.R. (1975). "Depositional environments an interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences". *SEPM. Tuesa. Short Course nº* 2. 161 pp.

HENKE, W. (1926). "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén)". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges*; 39, 205-213. (*Traducido al español en Publ. Extr. sobre Geol. de España*; 6: 27-39, 1953).

HENKE, W. Y HUNDT, R. (1926). "Bericht über einige Graptolithenfunde in der Sierra Morena". *Abh. senckenberg, naturforsch. Ges*; 39.

HERNAIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER VIRUETE, L.R.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; VALVERDE VAQUERO, P. Y DUNNING, G. (1996). "Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20, pp. 875-878.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Fisiografía del Guadiana". *Centro de estudios Extremeños*, 13 pp. *Badajoz*.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1949). "La Mancha". *Publ. R.A. de Cienc. Ex. Fis. Y Nat.*, 1-23. *Madrid*.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). "El sistema Siluriano". *Mem. IGME*. *Explicación del nuevo mapa geológico de España*; 2 (1): 1-592; (2): 593-848.

HERRANZ, P.; PIEREN, A.P. Y SAN JOSÉ, M.A. (1999). "El área "Lusitano-Marianica" como una nueva zona del Macizo Hespérico. Argumentos estratigráficos". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Badajoz*.

JAEGER, H. Y ROBARDET, M. (1979). "Le Silurien et le Devonien basal dans le Nord de la province de Seville (Espagne)". *Geobios* 12 (5) 687-714.

JAMES, N.P. (1980 a). "Facies models 9. Introduction to carbonate facies models in R.G Walker (Editor)". *Facies Models*, 1 pp. 109-119.

JAMES, N.P. (1980 b). "Facies models 10. Shallowing upward sequences in carbonate in R.G Walker (Editor)". *Facies Models.* 1 pp 121-132.

JEREZ MIR, L. (1973). "Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (Provs. de Albacete y Murcia)". *Tesis doctoral. Universidad de Granada*: 750 p. *(Inédita).*

JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J.M.; RIBEIRO, A. Y NAVAIS CONDE, L.E. (1972). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1/1.000.000". *IGME*.

KETTEL, D. (1968). "Zur geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzberich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont*; 8: 1-159.

LILLO, F.J. (1992). "Geology and Geochemistry of Linares-La Carolina Pb-ore field (Southeastern border of the Hesperian Massif)". *Ph. Thesis. University of Leeds*, 377 pp.

LISTER, G.S. Y DAVIS, G.A. (1989). "The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado river region, U.S.A. ". *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, nº 12, pp. 65-94.

LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1969). "Primeros datos sobre la estratigrafía de la región de Chiclana de Segura-Río Madera". *Acta Geol. Hisp.*, 4 (4), 84-90.

LÓPEZ GARRIDO, A.C. Y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1970). "Características sedimentarias de la Formación Chiclana de Segura". *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 (1), 17-21.

LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1971). "Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén". *Tesis doctoral. Univ. Granada*, 317 p.

LÓPEZ-GÓMEZ, J. Y ARCHE, A. (1992a). "Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geol.*, 48, 123-143.

LOWE, D.R. (1982). "Sediment gravity flows: II Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidite currents". *Journal Sediment. Petrol. Vol* 52: 279-297.

MÁRQUEZ-ALIAGA, A.; HIRSCH, F. Y LÓPEZ GARRIDO, A.C. (1986). "Midle Triassic Bivalvs from de Hornos-Siles formation (Sephardic Province, Spain)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 173, 201-227.

Martín Escorza, C. (1976). "Las "Capas de Transición", Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (¿Cámbrico Superior?) en los Montes de Toledo surorientales, Toledo, España". *Est. Geol.*; 32: 591-513.

Martín, S.; de Vicente, G.; Rodríguez, M.A y Calvo, J.P. (1998). "Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4): 369-382.

Martín-Serrano, A. (1991a). "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina". *Rev. Soc.Geol*. España, 4, 337-351.

Martín Serrano, A. (1991b). "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular". *Soc. Esp.Geomorf. Monografía* 6: 9-26. ITGE-SGE.

Martín Serrano, A. y García Abbad, F. (1979). "Análisis morfoestructural de los Llanos de Albacete y sus marcos montañosos". *Estudios Geológicos*, nº 35, pp. 49-57, *Madrid*.

Martín Serrano, A. y García Abbad, F. (1979). "El problema del cierre de la Meseta en su ángulo suroriental". *Boletín Geológico y Minero*, T. CX-III, pp. 243-252, *Madrid*.

Martín Velázquez, S.; de Vicente, G.; Rodríguez Pascua, M.A. y Calvo, J.P. (1998). "Análisis dinámico del Sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4), pp. 369-382.

Martínez Poyatos, D.; Simancas, J.F.; Azor, A. y González Lodeiro, F. (1998). "La estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el Norte de la provincia de Córdoba". *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (1-2), pp. 87-94.

Mitchum, R.M. Jr; Vail, P.R. y Sangree, J.B. (1977). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level part 6. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences in seismic stratigraphy". *Applications to hydrocarbon Exploration, Payton C.E. (ED) A.A.P.G. Memoir* 26. 117-133

Montero, E. y Martínez, P.E. (1995). "Funcionamiento hidrogeológico del Sistema de las Lagunas de Ruidera". *VI Simposium de Hidrogeología* (*Sevilla*). T XIX. pp. 373-389.

Mutti, E. (1979). "Turbidites et cones sous-marins profonds. In sedimentation detritique". *Ed by P.Homewood* 1. 353-419.

Mutti, E. y 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*.

Ordóñez, S.; González, J.A. y García Del Cura M.A. (1986). "Sedimentación carbonática actual y paractual de las Lagunas de Ruidera*". Rev. de mat. y procesos geol.*, nº 4, pp 229-225.

Ortí, F. (1974). "El Keuper del Levante Español". *Estudios Geol.*, 37, 245-246.

Ortí, F. y Pérez López, A. (1994). "El Triásico superior de Levante. III Col. Estratigr. Paleogeogr. Triásico y Pérmico España, Cuenca". *Guía de campo*, 63 p.

Orviz Castro, F.; Castelló Montori, R. y Martínez del Olmo, W. (1975). "Mapa geológico de España (1975) 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 885 (Santisteban del Puerto)". *IGME*.

Palero, F.J. (1993). "Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcudia y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Bol. Geol. Min.*; 104: 227-242.

Pardo, M.V. (1983). "Bioestratigrafía del Devónico de Almadén". *Tesis de Licenciatura*. *Univ. de Oviedo*.

Pardo, M.V. y García Alcalde, J.L. (1984). "Bioestratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trab. de Geol.*; 14: 79-120.

Pardo, M.V. y García Alcalde, J.L. (1996). "El Devónico de la Zona Centroibérica". *Rev. Esp. Paleo.*; *Nº Extraordinario*: 72-81.

París, F.; Robardet, M.; Durand, J. y Noblet, C. (1982). "The Lower Paleozoic trangression in Southwestern Europe". *Palaeon. Contrib.*Univ. Oslo; 280: 41.

París, F. (1990). "The Ordovician chitinozoan of the Northen Gondwana Domain". *Rev. of Palaeon. and Palyn.*; 66: 181-209.

París, F.; Elaouad-Debbaj, Z.; Jaglin, J.C.; Massa, D. y Oulebsir, L. (1995). "Chitinozoans and late Ordovician glacial events on Gondwana". *En: Ordovician Odyssey. Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.). Pacific Sect. Soc. Sed. Geol.*; 77: 171-176.

Peláez Pruneda, J.R.; Vilas Minondo, L.; Herranz Araújo, P.; Perejón, A. y García-Hidalgo, J.F. (1986). "Nouvelles données sur la discordance intraprecambrienne dans la vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, España)". *Réun. Sci.Terre. Clermont-Ferrand*; 11: 145.

Peláez Pruneda, J.R.; García-Hidalgo, J.F.; Herranz Araújo, P.; Pieren Pidal, A.P.; Vilas Minondo, L. y San José Lancha, M.A. (1989). "Upper Proterozoic in Central Spain". *28 Intern.Geol.Congr.*; 2: 590-591.

Peran, M. y Tamain, G. (1967). "La formation "Campana" dans le Nord de la Province de Jaen (Espagne)". *C.R. Acad. París (Serie A)*; 265: 844-847.

Pérez-Arlucea, M. (1992). "Características de los sedimentos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 143-164.

Pérez González, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". *Tesis doctoral*, *Universidad Complutense de Madrid*.

Pickerill, R.K.; Romanot, M. y Melendez, B. (1984). "Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain". *Geol. J.* 19. 249-269.

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: 780-793.

PORTERO GARCÍA, J.M. Y DABRIO GONZÁLEZ, C.J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". *II Congr. Geol.* España; 1: 161-164.

POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. Y VAIL P.R. (1988). "Eustatic controls on clastic deposition-conceptual framework". *In: Sea-level changes: An integrated approach*. *Wilgus et al (Eds). SEPM. Spec. Public.* 42, 110-124.

POUPON, G. (1971). "Contribution a l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)". *Tesis Univ. París-Sud (Orsay)*. 60 pp.

POUPON, G. Y TAMAIN, G. (1969). "Les "Quartzites Campana" et le Néo-Dévonien est-marianique (Espagne)". C.R. *Acad. Sc. París (Serv. D)*; 268: 475-478.

PUSCHMANN, H. (1967). "Zum Problem der Schichtlücken in Devon der Sierra Morena (Spanien)". *Geol. Rundschau*; 56: 528-542.

QUESADA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico". *En. J.C. Gutiérrez-Marco et al (eds). Paleozoico Inferior de Íbero-América Unión de Extremadura*. pp. 173-190.

RÁBANO, I. (1980). "Trilobites del Ordovícico medio de Horcajo de los Montes (Ciudad Real)". *Tesis de licenciatura Universidad Autónoma de Madrid*. 163 pp.

RÁBANO, I. (1990). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona centroibérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*. 1-233 (*recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989*).

RAMIREZ MERINO, J.I. (1985). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 786 (Manzanares)". *IGME*.

RAMOS, A. (1979). "Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón". *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías,* 6, 313 p.

REDLIN, K. (1955). "Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien)". *Inédito. Diss. math. naturwiss. Fak. Uni. Münster*: 192 pp.

RICHTER, P. (1967). "Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 3: 1-144.

RINCÓN, P.J. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectónica en el antepaís castellano de las cordilleras Béticas orientales". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(4): 929-931.

RINCÓN, P.J.; GINER, J.; VEGAS, R. Y DE VICENTE, G. (1996). "Sismicidad en el antepaís de las cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual". *IV Congr. Geol. España. Geogaceta*; 20(4): 932-935.

RÍOS, L. Y RÍOS, S. (1974). "Nota sobre la estructura tectónica del Paleozoico al sur de Despeñaperros, provincia de Jaén". *Bol. Geol. Min.*; 85: 525-527.

Ríos, S. (1977). "Aspectos geológicos del metalotecto plumbífero de La Carolina-Santa Elena, en Sierra Morena Oriental (Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 88: 99-108.

Ríos, S. (1977). "Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina. Santa Elena, Sierra Morena Oriental, Provincia de Jaén)". *Tesis Doctoral ETS Ingenieros de Minas Madrid*, 271 pp.

Ríos, S. (1978). "Evolución tectónica y guías de prospección en el distrito filoniano plumbífero de La Carolina-Santa Elena (Sierra Morena oriental, Jaén, España)". *Bol. Geol. Min.*; 89: 550-561.

Ríos, S. y Claverías, P. (1979). "Nota acerca de la existencia de indicios estratoligados de Zn-Pb en el Ordoviciense Superior del extremo SE de la Meseta Hercínica Española". *Bol. Geol. Min.*; 90: 1-5.

Robardet, M. (1981). "Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula". *In Hamberg M.J. D Harland Wb. (Eds). Earth´s pre-Pleistocene glaciar record. Cambridge Univ. Press*. 585-589.

Rodríguez Estrella, T. (1978). "Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), Hoja nº 841 (Alcaraz)". *IGME*.

Rodríguez Vidal, J. y Díaz Del Olmo, F. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". *En: Geomorfología de España. Gutiérrez Elorza (Ed.). Editorial Rueda. Madrid*. 101-122.

Sánchez Cela, V. (1969). "Consideraciones petrogenéticas sobre el Trías de la zona de Linares-Beas de Segura (Jaén)". *Est. Geol.*, 25, 249-255.

Sánchez Cela, V. (1971). "Estudio Geológico del Trías del borde Prebético (Linares-Alcaraz)". *Est. Geol.*, 27 (3), 213-238.

Sánchez Cela, V. y Yagüe, A. (1971). "Mapa Geológico y Memoria explicativa de la Hoja 840 (Bienservida)". *IGME*.

San José Lancha, M.A.; Pieren Pidal, A.P.; García-Hidalgo, J.F.; Vilas Minondo, L.; Herranz Araújo, P.; Peláez Pruneda, J.R. y Perejón, A. (1990). "Ante-Ordovician Stratigraphy. Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York*: 147-159.

San José Lancha, M.A.; Rábano, I.; Herranz Araújo, P. y Gutiérrez Marco, J.C. (1992). "El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional). Paleozoico Inf. Ibero-América". *J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.):* 505-521.

Santos-Francés, F. y Linares, J. (1976). "Estudio Geológico de un sector de la Sierra de Alcaraz (Albacete)". *Estudios Geol.*, 32, 241-247.

Santos-Francés, F.; Fernández, J. y Linares, J. (1976). "Estudio mineralógico de una serie triásica en Alcaraz (Albacete)". *Estudios Geol.*, 32, 241-247.

Sanz de Galdeano, C. y Vera J.A. (1992). "Stratigraphic record and palaeographical cantext of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain". *Basin Res.*; 4: 21-36.

SARMIENTO, G. (1993). "Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)". *Tesis Doctoral Univ. Complutense Madrid*, 599 pp.

SARMIENTO, G.N.; LEYVA F.; GUTIERREZ MARCO, J.C. Y MORAL, B. (2000). "Conodontos de la Caliza de Urbana (Asghill) de Sierra Morena Oriental (Zona Centroibérica)". *I Congreso Ibérico de Paleontología y VIII Reunión Internacional del P.I.C.G.* 421, *Evora (Portugal).*

SCHWENZNER (1937). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Mochlandes". *Geogr. Abhl.*, nº 10, pp.1-28.

SHERMERHORN, L.J.G. (1971). "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. M.N. Madrid. Vol.* 82-84. pp. 239-268.

SOLÉ, L. (1952). "Geografía Física, Tomo I, Geografía de España y Portugal". *Ed. Montaner y Simón*, 500 pp.

SOLÉ, L. (1978). "Geografía general de España". *Ed. Ariel*, 549 pp.

SOLÉ DE PORTA, N. Y ORTÍ, F. (1982). "Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia". *Acta Geol. Hispánica*, 17 (3), 185-191.

SOLÉ SABARÍS, L. (1983). "Morfología General de la Península Ibérica". *Libro Jubilar J. Mª Ríos. Geología de España, IGME. Tomo* 2: 589-612.

TAMAIN, G.; OVTRACHT, A.; CARRED, D.; HELOIR, J.P.; PERA, M. Y POUPON, G. (1970). "L'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne)". *94 Congr. Natu. Soc. Savantes*; 2: 275-292.

TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". *Thèse présentée à l'université de París-Sud (Centre d'Orsay). Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-*Orsay*; T: I, II: 648.

TAMAIN, G. (1972). "Annexe I: Corrélations et âge de l'Alcudien. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-*Orsay*; A I: 35.

TAMAIN, G. (1972). "Annexe II: La classification des formations Est-Marianiques. Questions de Terminologie. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-*Orsay*; A II: II1-II19.

TAMAIN, G. (1972). "Annexe III: La Glaciation Siluro-Ordovicienne en Europe. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-*Orsay*; III: 0-44.

TAMAIN, G. (1972). "Annexe IV: Étude statistique de la fracturation radiale. (Annexe à Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale [Espagne])". *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91-*Orsay*; IV: 1-18.

TAMAIN, G.; POUPON, G.; BROUSSE, R. Y OVRATCHT, A. (1972). "Les niveaux volcaniques "marqueurs" de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena Orientale (Espagne)". *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77: 495-501.

TORRES, T. (1989). "Primeros resultados de unas dataciones palinológicas en el Keuper de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Prebético y Subbético frontal". *En F. Ortí y J.M. Salvany (Eds.): Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante. ENRESA-Univ. Barcelona*, 219-223.

VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Y THOMPSON III, S. (1997). "Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3. Relative changes of sea level from coastal onlap". *En C.E. Payton (Ed). Seismic stratigraphy Applications to hydrocarbon exploration. Am. Ass. Petr. Geol. Mem.* 26. 83-97.

VALVERDE VAQUERO, P.; DUNNING, G.; HERNAIZ HUERTA, P.P.; ESCUDER VIRUETE, J. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. (1996). "La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: Restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20 (4), pp. 883-886.

VEGAS, R. Y RINCÓN, P.J. (1996). "Campos de esfuerzo, deformación alpina y vulcanismo Neógeno-Cuaternario asociado en el antepaís bético de la provincia de Ciudad Real (España central)". *Geogaceta*; 19: 31-34.

VERA, J.A. Y LÓPEZ-GARRIDO, A.C. (1971). "Sobre las facies detríticas rojas ("red beds") del borde SE de la Meseta". *Cuad. Geol.* Univ. Granada, 2 (3), 147-155.

VERA, J.A. (1988). "Evolución de los sistemas de depósito en el margen ibérico de las cordilleras Béticas". *Rev. Soc. Geol. España*; 1: 373-391.

VILAS, L.; MASSE, J.P. Y ARIAS, C. (1993). "Aptian mixed terrigenous and carbonate platforms from Iberic and Prebetic regions, Spain)". *En: Cretaceous carbonate platforms (A. Simo, R. W. Scott y J. P. Masse, Eds.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 56: 243-251.

VILLAS, E. (1992). "New Caradoc brachiopods from the Iberian Chains (Northeastern Spain) and their stratigraphic significance". *Jour. Paleon.*; 66: 772-793.

VILLAS, E. (1995). "Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)". *Géobios*; 28: 49-84.

VISSCHER, H.; VAN HOUTE, M. Y BRUGMAN, W.A. (1994). "Rejection of a Carnian (Late Triassic) "pluvial event" in Europe". *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 83: 217-226.

WALKER, R.G. (1982). "Hummocky and swaley cross-stratification". *XI. Internacional Congress on Sedimentology. Hamilton. Ontario. Canada. Guide Book Excursion* 21 A.

WALKER, R.G. (1984). "Shelf and shallows marine land. In Facies models". *Walker, R.G. (Ed). Second edition. Geoscience Canada. Reprint Series* 1, 141-170.

WALTER, L.R. (1977). "Zwei geologische Traversen durch die südliche Iberische Meseta, Spanien". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 42: 55 pp.

YÉBENES, A.; MARFIL, R.; SORIANO, J.; PEÑA, J.A. Y DÍAZ MOLINA, M. (1977). "El Trías de Alcázar de San Juan (Región de la Mancha)". *Cuad. Geol. Ibérica.* V. 4, 495-508.

MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN