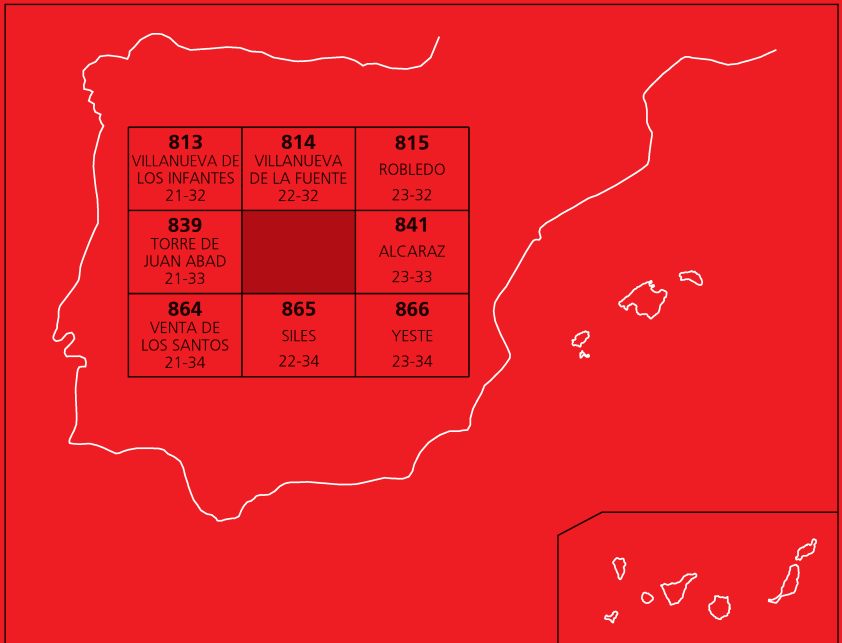




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



BIENSERVIDA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

BIENSERVIDA

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: 978-84-7840-787-3
Depósito legal: M-9563-2009

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

Las presentes Hoja y Memoria (Bienservida-840) 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.
- F. Jerez Mir. Cartografía Geológica y Memoria.
- P. Cabra Gil. Cartografía Geomorfológica y Memoria.
- J.C. Gutiérrez Marco. Estudios Paleontológicos (Macropaleontología).
- R.M^a. Rodríguez González. Estudios Paleontológicos (Polen y Acritarcos).

Dirección y supervisión

- V. Monteserín López (I.G.M.E.)
- J. Fernández-Gianotti Branca (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
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. PALEOZOICO.....	10
2.1.1. Ordovícico.....	11
2.1.1.1. Ordovícico Inferior.....	11
2.1.1.1.1. Areniscas, cuarcitas y pizarras (3). Cuarcitas de grano medio ferruginosas ("s"). "Formación de base". Tremadoc. Arenigiense Inferior.....	11
2.1.1.1.2. Cuarcitas y areniscas cuarcíticas (4). "Cuarcita Armoricana" (Arenigiense).....	13
2.1.1.1.3. Cuarcitas, areniscas cuarcíticas y pizarras (5). "Capas Pochico" (Arenig Superior).....	15
2.1.1.2. Ordovícico Medio.....	16
2.1.1.2.1. Pizarras negras (6). Tramo volcanoclástico de carácter básico ("Vb"). Pizarras del Río. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense).....	17
2.1.1.2.2. Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras (7). Alternancia "El Caño". Dobrotiviense Inferior.....	20
2.1.1.2.3. Pizarras azuladas, limolitas gris oscuro y areniscas cuarcíticas (8). Pizarras Guindo. Llandeiliense (Dobrotiviense Inferior terminal. Dobrotiviense Superior).....	22
2.1.1.3. Ordovícico Superior.....	26
2.1.1.3.1. Cuarcitas de grano medio y areniscas cuarcíticas de grano grueso ferruginosas (9). "Cuarcitas Botella". Llandeiliense Superior-Caradoc Inferior.....	26
2.1.1.3.2. Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (10). "Pizarras Cantera". Caradoc Inferior y Medio.....	28
2.1.1.3.3. Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras de color verde amarillento (11). Bancos mixtos. Caradoc Terminal-Ashgill Inferior.....	29
2.1.1.3.4. Calizas bioclásticas, dolomías gris a ocre y epiclastitas de grano medio a grueso (12). "Caliza de Urbana" Ashgill (Pre-hirnantiense).....	33

2.1.1.3.5.	Areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso con fragmentos de cuarcitas y pizarras negras (13). Ashgill terminal (Hirnantiense).....	35
2.1.1.3.6.	Pizarras gris oscuras a negras con fragmentos de pizarras y cuarcitas (14). "Pizarras Chavera". Ashgill terminal. Hirnantiense.....	36
2.1.2.	Silúrico.....	38
2.1.2.1.	Cuarcitas de grano medio-fino blancas y areniscas cuarcíticas grises (15). "Cuarcita de criadero". Llandovery.....	39
2.1.2.2.	Sapropelitas y pizarras negras ampelíticas (16). Llandovery superior-Wenlock inferior.....	41
2.1.2.3.	Pizarras negras, fangolitas grises y areniscas cuarcíticas gris oscuro (17). Silúrico superior (Wenlock superior). Devónico inferior.....	42
2.1.3.	Devónico.....	42
2.1.3.1.	Areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso blanco amarillentas (18). "Cuarcita principal" o "Cuarcitas del risquillo". Lockkoviense-Praguivense.....	43
2.2.	TRIÁSICO.....	46
2.2.1.	Conglomerados (19). Facies buntsandstein.....	48
2.2.2.	Dolomías con o sin cantos y conglomerados con cemento dolomítico (20). Muschelkalk medio.....	49
2.2.3.	Lutitas gris oscuro con intercalaciones de carbonatos (22). Muschelkalk medio.....	50
2.2.4.	Lutitas rojo-violáceo y areniscas (23). Muschelkalk medio.....	51
2.2.5.	Lutitas grises y rojas, areniscas y conglomerados (21). Muschelkalk medio.....	52
2.2.6.	Lutitas gris-verdoso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas (24). Muschelkalk superior-Keuper.....	53
2.2.7.	Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio y grueso blancas a rojizas (25). Facies Keuper.....	55
2.2.8.	Areniscas de grano medio a fino blancas a rojizas (26). Facies Keuper.....	58
2.2.9.	Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s"). A veces, yesos rojos hacia techo (27). Facies Keuper.....	59
2.3.	JURÁSICO.....	60
2.3.1.	Dolomías estratificadas, dolomías masivas carniolares y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas (28). Lías inferior.....	60
2.3.2.	Margas verdes y rojas, con niveles de calizas de algas y dolomías y, localmente, de yesos (29). Lías inferior-medio.....	63
2.3.3.	Dolomías bien estratificadas, brechoides hacia la base (30). Lías medio-superior.....	64
2.3.4.	Lutitas verdes y rojas y dolomías (31). Lías superior.....	65
2.3.5.	Dolomías, calizas dolomíticas y calizas oolíticas (32). dogger.....	66
2.4.	TERCIARIO.....	67
2.4.1.	Limolitas con niveles de calcarenitas bioclásticas y calizas dolomíticas (33). Mioceno superior (Terciario marino).....	67
2.5.	CUATERNARIO.....	68
2.5.1.	Arcillas de descalcificación (34). ("Terra rossa").....	68
2.5.2.	Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas (35). Glacis.....	69

2.5.3. Calizas travertínicas, cantos y arcillas (36). Terrazas travertínicas.....	69
2.5.4. Gravas, cantos, arenas y limos (terrazas) (37)	69
2.5.5. Gravas, cantos, arenas y arcillas con bloques (38). Aluvial-coluvial.....	70
2.5.6. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos (39). Fondo de valle.....	70
2.5.7. Bloques, gravas, cantos y arcillas (40). Coluviones.....	71
2.5.8. Gravas, bloques, arenas y arcillas (41). Glacis subactuales.....	71
2.5.9. Cantos, gravas, arenas y arcillas (42). Conos de deyección.....	71
2.5.10. Bloques, gravas, cantos y arcillas (43). Canchales.....	71
2.6. GEOFÍSICA Y SONDEOS.....	72
3. PETROLOGÍA.....	73
3.1. ROCAS FILONIANAS.....	73
3.1.1. Rocas básicas (1)	73
3.1.2. Cuarzo.....	73
3.2. METAMORFISMO.....	74
4. TECTÓNICA.....	75
4.1. INTRODUCCIÓN.....	75
4.2. PALEOZOICO.....	75
4.2.1. Estructura paleozoica de la hoja.....	80
4.2.2. Deformaciones prehercínicas.....	80
4.2.3. Tectónica hercínica.....	82
4.2.3.1. Primera etapa de deformación hercínica.....	82
4.2.3.2. Segunda etapa de deformación hercínica.....	85
4.2.3.3. Tercera fase de deformación.....	87
4.2.3.4. Etapas de fracturación tardihercínica.....	88
4.2.3.5. Edad de las etapas de deformación hercínicas.....	90
4.3. DEFORMACIÓN ALPINA.....	90
4.3.1. Zócalo paleozoico y cobertera tabular.....	91
4.3.2. Prebético.....	92
4.3.2.1. Descripción de la macroestructura de escamas.....	92
4.3.2.2. Evolución tectónica. Edad de las deformaciones.....	93
5. GEOMORFOLOGÍA.....	94
5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.....	94
5.2. ANTECEDENTES.....	96
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	96
5.3.1. Estudio morfoestructural.....	97
5.3.2. Estudio del modelado.....	98
5.3.2.1. Formas de ladera.....	98
5.3.2.2. Formas fluviales.....	99
5.3.2.3. Formas kársticas.....	100
5.3.2.4. Formas poligénicas.....	100
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	101
5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	103
5.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	105
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	106

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	112
7.1. RECURSOS MINERALES.....	112
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	112
7.1.2. Rocas industriales y ornamentales.....	113
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	113
8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	114
9. BIBLIOGRAFÍA	115

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Bienservida (nº 840) está situada en la borde suroriental de la Meseta, incluyendo las primeras estribaciones de la Sierra de Alcaraz. Administrativamente se encuentra dentro de las provincias de Albacete y Ciudad Real y, mínimamente, de la de Jaén.

Desde el punto de vista fisiográfico, la Hoja se puede dividir en cuatro sectores. Al NE está el sector de Albaladejo, constituido por materiales Jurásicos con un relieve plano propio de la cobertera tabular, con cotas alrededor de los 1.000 m. En posición centro-septentrional aparece la Sierra de Relumbrar, formada por rocas paleozoicas entre las que destaca la Cuarcita Armoricana, responsable principal del relativamente acusado relieve de este sector cuya cota máxima (1.151 m, Pilas Verdes) está próxima al centro de la Hoja. Rodeando a la Sierra del Relumbrar por el O, S y E, se sitúa el sector correspondiente al río Guadalmena y sus afluentes (ríos de Villanueva de la Fuente, Turruchel, de la Mesta y de Salobre), caracterizado por ser una zona deprimida donde afloran los sedimentos del Triásico, con cotas mayoritariamente próximas a los 800 m. Finalmente se encuentra el sector oriental (suroriental, principalmente), el más elevado de la Hoja, perteneciente a los primeros niveles de la Sierra de Alcaraz, con una mayoría de cotas por encima de los 1.100 m pero que alcanzan los 1.170 m (Pico de la Sarga) en la esquina SE de la Hoja, y que está fundamentalmente constituido por materiales del Jurásico del Prebético Externo estructurados en una apretada serie de escamas cabalgantes hacia el NE.

En lo que se refiere a los cursos fluviales, el más importante es el río Guadalmena, con sus afluentes, ya citados más arriba: río de Villanueva de la Fuente, al Oeste y ríos de Salobre, de la Mesta y Turruchel, al Este. Todos tienen un régimen permanente, incluso en época de estiaje, debido a tener su origen en manantiales más o menos importantes pertenecientes a los acuíferos jurásicos situados en su cabecera.

La densidad de población es baja, concentrándose los habitantes en escasos núcleos, los más importantes de los cuales son Albaladejo y Terrinches, al Oeste, y Villapalacios, Bienservida y Reolid, al Este. Los recursos económicos de la zona son principalmente agrícolas y ganaderos y, en menor medida, forestales. La actividad agrícola es, fundamentalmente, de secano, limitándose el regadío a los fondos de valle, estrechos por lo general, de los principales cursos fluviales. Por lo que se refiere a la explotación de materiales, existen algunas pequeñas canteras hoy día abandonadas, principalmente ubicadas en las dolomías del Jurásico. En cuanto a la actividad minera propiamente dicha

Desde el punto de vista geológico, los materiales más antiguos existentes en la Hoja pertenecen al Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1990) (1994), cuya edad abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero, constituido por materiales siliciclásticos, en los que alternan formaciones cuarcíticas y formaciones pizarrosas.

Los materiales paleozoicos principalmente siliciclásticos, están estructurados por la Orogenia Hercínica, con desarrollo generalizado de plegamiento, esquistosidad y metamorfismo. En fases tardihercínicas o eoalpinas se desarrollan varias etapas de fracturación frágil. El análisis estructural ha permitido identificar, en la Hoja, las principales fases o etapas dúctiles de la Orogenia Hercínica establecidas para toda la Zona Centroibérica. Tiene especial relevancia el reconocimiento en la zona de segunda fase hercínica de la Zona Centroibérica, caracterizada por una deformación en bandas de cizalla que se producen en un episodio extensional del Orógeno. Los escasos materiales ígneos son de tipo subvolcánico, y están ligados a etapas tardías hercínicas.

Después de una etapa de arrasamiento de edad Pérmico se depositan, en discordancia angular sobre el Paleozoico, los materiales del Triásico y Jurásico, representado por formaciones de carácter detrítico, yesífero y carbonático. Posteriormente no existe registro estratigráfico, dentro del ámbito de la Hoja, hasta la aparición, sobre los materiales Jurásicos de la Sierra de Alcaraz, de sedimentos marinos del Mioceno superior, todavía implicados tectónicamente en las escamas del frente del Prebético originadas como consecuencia de los últimos movimientos alpinos.

A finales del Mioceno se producen extensos aplanamientos con desarrollo de amplias superficies de erosión y también de otras que favorecieron el depósito de materiales continentales relativamente potentes (v. gr. travertinos de Villanueva de la Fuente, justo en el límite con la Hoja de Bienservida). A partir de ahí y hasta el Pleistoceno más inferior se producen sucesivos aplanamientos y nuevas superficies de erosión y erosión-depósito (glacis, travertinos, etc.) de amplitud cada vez menor que dan paso, progresivamente, a la instalación de la red fluvial actual.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Bienservida afloran materiales pertenecientes al Paleozoico, 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 Z.C.I. el límite entre el Hiperciclo Anteordovícico y el Postcámbrico es una discontinuidad estratigráfica estructurada en una o varias discordancias sucesivas (límite de Tipo I). Dentro de la Hoja, en los sedimentos más antiguos aflorantes atribuidos al Ordovícico Inferior, no se ha observado su base y, por tanto, no puede establecerse tal relación estratigráfica.

La Formación de Base TAMAIN, G. (1972) o "Lie de Vin" y "Niveaux rouge", BOUYX, E. (1970) "Serie Púrpura", HAMMAN, W. (1983) "Capas de Relumbrar", KETTEL, D. (1968), denominaciones todas de índole local o regional que reciben estos sedimentos, afloran con cierta extensión en el núcleo anticlinal de la Sierra del Relumbrar.

KETTEL, D. (*op.cit.*) describe las "Capas de Relumbrar" en la serie aflorante en las sierras del mismo nombre, dentro de esta Hoja como "capas subyacentes en forma concordante a la Cuarcita Armoricana", en las que "en ningún caso se descubre una indicación en el sentido de que dichas "capas son más antiguas que el Ordovícico". Según este autor se trata de "una secuencia de sedimentos clásticos con 650 m de espesor y divisible en dos unidades litológicas, la inferior de tipo cuarcítico y la superior de alternancias esquistos-arenosas".

Aunque la denominación de KETTEL, D. (*op.cit.*), sea de tipo local y fácilmente identificable, en el ámbito del Proyecto no se considera como definición formal y por tanto, es preferible utilizar la denominación de "Formación de base" TAMAIN, E. (*op.cit.*), esencialmente porque "Formación" es la denominación formal que se utilizará siempre para las distintas unidades litológicas del Hiperciclo Postcámbrico.

La Cuarcita Armoricana, aflora igualmente en los núcleos antiformales de Relumbrar y de Reolid, con posibilidad de observar tramos parciales de esta formación, tanto en la Sierra de Relumbrar, especialmente en su flanco occidental, como en la carretera de Reolid a Salobre.

El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen amplia representación en ambos flancos del anticlinorio del Relumbrar, 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 pueden resumirse como sigue:

2.1.1. Ordovícico

ORDOVÍCO	Inferior	Formación de base Cuarcita Armoricana Capas Pochico
	Medio	Pizarras del Río Alternancias "El Caño" Pizarras Guindo Cuarcitas Botella
	Superior	Pizarras Cantera Bancos Mixtos Caliza de Urbana Pizarras Chavera
SILÚRICO		Cuarcita de Criadero Pizarras negras graptolíticas Alternancias Malva
DEVÓNICO	Inferior	Formación Herrera Miembro carbonatado Molino de la Dehesa
	Superior	Areniscas de la Almedina

Las series estratigráficas realizadas en la Hoja, permiten diferenciar todas las formaciones descritas en la Z.C.I. meridional e incluso, en algún caso, con desarrollo litológico y contenido paleontológico tan importante como para, en su caso, poder proponer alguna de estas columnas como serie de referencia para el paleozoico oriental de Sierra Morena.

2.1.1.1. Ordovícico Inferior

2.1.1.1.1. Areniscas, cuarcitas y pizarras (3). Cuarcitas de grano medio ferruginosas ("s"). "Formación de base". Tremadoc. Arenigiense Inferior

Como anteriormente se reseñaba, se adopta esta denominación de TAMAIN, G. (*op.cit.*), dado que estos materiales realmente constituyen la base del hiperciclo postcámbrico.

Su mayor afloramiento en Sierra Morena oriental se encuentra esta Hoja, constituyendo el núcleo, morfológicamente deprimido, del anticlinorio de la Sierra del Relumbrar.

En ningún punto se ha observado el sustrato de esta formación.

El recubrimiento, en estos materiales, es la tónica generalizada y los afloramientos son de mala calidad y sólo de tramos discontinuos, por lo que la descripción se hará obviamente a título tentativo.

KETTEL, D., (*op.cit.*) les atribuye un espesor de 650 m, TAMAIN, G. (*op.cit.*) y ALIA, M. *et al.* (1971) lo cifran en 200 m y 700 m, respectivamente.

Estos datos ya son indicativos de su variabilidad de espesor, lo que igualmente es extensible a su composición y estructuración litoestratigráfica.

En la serie del Relumbrar las medidas realizadas indican que la potencia de estos materiales es al menos de 450 m y está constituida por una alternancia de facies arenosas y arenoso-lutíticas.

Las facies arenosas están constituidas por capas decimétricas y más esporádicamente bancos de areniscas cuarcíticas de grano medio y color gris con intercalaciones subordinadas de lutitas gris-verdosas a violáceas.

Las capas muestran base plana a débilmente erosiva y techo ondulado, con morfología lenticular, a veces muy acentuada (*swaley*). Se amalgaman dando barcas de espesores decamétricos y extensión lateral kilométrica, como la cartografiada en esta área, y cuya serie tipo puede observarse en el cortijo del Relumbrar, en cuyo caso la estratificación es cruzada tabular con retoque de ripples a techo y las lutitas se reducen a láminas intercapa hacia techo del tramo.

Las facies arenoso-lutíticas son alternancias de orden decimétrico a centimétrico de arena y lutita, donde los siliciclásticos de grano muy fino (limo+lutita) son minoritarios hasta la relación más frecuente que es ≈ 1 .

Estas facies son las que constituyen mayoritariamente el tramo cartográfico suprayacente a la barra cuarcítica del Relumbrar e infrayacente a la Cuarcita Armoricana suprayacente.

Las secuencias elementales de esta facies heterolítica se corresponden en general a capas de tormenta (*storm sand layer*) de REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1971) o a las capas con estratificación cruzada "hummocky" (H.C.S.) definida por HARMS, J.C. *et al.* (1975) y redefinida por diversos autores, entre ellos WALKER, R.G. *et al.* (1983) y WALKER, R.G. (1984), cuya terminología se utilizará para estas secuencias.

En esta serie el predominio corresponde a secuencias decimétricas de tipo PHXM y HXM, WALKER, R.G. (*op.cit.*), en tanto que hacia techo evolucionan a secuencias centimétricas limo-arenosas con laminación paralela y de ripples de ola con bioturbación intensa como elementos predominantes (FXM y HFXM) para finalizar con un paquete en transición a la Cuarcita Armoricana de características parecidas a las capas de Relumbrar, pero configurado por capas amalgamadas de tormenta en secuencias PH y PHX de espesor decimétrico.

En todas las observaciones realizadas, el grupo de facies H.C.S., especialmente la de grano muy fino, muestran una intensa bioturbación con abundante presencia de niveles de skolithos. En áreas occidentales próximas, se cita la presencia de *Cruziana furcifera* en este tramo.

En el registro sedimentario de esta formación, con los escasos datos disponibles, dada la escasa y mala calidad de sus afloramientos, podrían definirse dos megasecuencias. La inferior comprendería el tramo basal y la "Barra cuarcítica del Relumbrar", estructurándose como una megasecuencia grano y estrato crecientes ("*coarsening and thickening upward*"). C.U.S. y el tramo superior con predominio de capas de tormenta o tempestitas en secuencias granodécrescentes ("*fining upward*"). F.U.S., que junto con los depósitos de la Formación Cuarcita Armoricana suprayacente configurará un ciclo de facies de tipo C.U.S. como se describirá posteriormente.

La petrografía de las muestras estudiadas muestra que las facies arenosas son ortocuarcitas de grano fino-medio con abundantes minerales pesados (1 a 5%), en tanto que, las areniscas de las secuencias elementales de las facies heterolíticas, son sublitanitas y subarcosas con abundante mica blanca y feldespatos potásicos bastante alterados. En ambos casos el tamaño de grano es de medio a fino, el cemento es silíceo o mixto silíceo-ferruginoso y los granos están subredondeados.

Los datos aportados por los afloramientos descritos de la Formación de Base, muestra una evolución desde medios mareales y de barras costeras en la megasecuencia inferior a plataformas siliciclásticas con dominio de tormentas en ambientes de "*shoreface*".

En el cuadro general de eventos transgresivos y regresivos propuesto por FORTEY, R.A. (1984) para el Ordovícico el conjunto de esta formación que inicia su depósito en el Arenig basal, representarían los depósitos de la transgresión generalizada que alcanza su máximo al final del Arenig inferior, con la Cuarcita Armoricana, PORTERO GARCÍA, J.M. *et al.* (1988).

En el contexto regional y admitiendo la discordancia basal del Hiperciclo Postcámbrico en la Formación de Base, pueden establecerse dos secuencias deposicionales (SD):

a.- SD de tipo 1 de la que sólo se observa la facies arenosas superiores ("*systems tract*") cuyas características permiten atribuirle a un *Highstand systems tract* (HST), es decir depósitos de nivel del mar alto.

b.- SD de tipo 2. Las facies heterolíticas de la plataforma siliciclástica con dominio de tormentas de la megasecuencia de techo constituyen el *shelf-margin systems tract* (SST) basal de esta secuencia en conformidad con la SD infrayacente, y cuyo desarrollo final se dará en la Formación de la Cuarcita Armoricana que se describe a continuación.

2.1.1.1.2. Cuarcitas y areniscas cuarcíticas (4). "Cuarcita Armoricana" (Arenigiense)

En esta Hoja, los afloramientos atribuidos a esta formación se encuentran en las Sierras del Relumbrar y La Navaza (Reolid).

La carretera local de Villapalacios a Albadalejo que cruza perpendicular el anticlinorio de la Sierra del Relumbrar, proporciona los mejores afloramientos de esta formación y de igual forma, la carretera local de Reolid a Salobre, atraviesa el núcleo del anticlinal de La Navaza mostrando tramos parciales de esta unidad.

En conformidad con los sedimentos infrayacentes descritos, se deposita una formación de carácter siliciclástico que, debido a su gran dureza, homogeneidad y resistencia de la erosión, conforma los relieves más elevados del área.

Las observaciones realizadas, permiten establecer que su espesor es bastante uniforme, con un máximo en el flanco occidental del Relumbrar de 500 m, y un mínimo en La Navaza con 350 m de potencia.

En todos los casos, es posible identificar tres miembros cuyos espesores se mantienen igualmente uniformes pudiendo establecerse de forma aproximada en: Miembro Inferior, 200 m; Miembro Intermedio, 60 a 80 m y Miembro Superior, 200 m.

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

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

El Miembro Intermedio está constituido por facies heterolíticas en las que se alternan capas centimétricas a milimétricas de areniscas blancas a grisáceas y lutitas gris a negras. Las capas de arenisca muestran base plana y techo ondulado (lenticular), laminación de ripples, caras de avalancha con lámina de lutita y bioturbación intensa. Las capas con microbandeado en láminas de arenisca blanca muy fina y lutitas negras, junto a lutitas o fangolitas negras con estratificación linsen y abundantes ripples sumergidos, constituyen el techo de este miembro. Por su constitución litológica, su observación es difícil, encontrándose un buen ejemplo los collados de La Calva en la carretera local de Villapalacios a Albadalejo.

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

A grandes rasgos este miembro muestra una estructuración similar al inferior. Constituye un ciclo de facies grano y estrato creciente pero intercalando hacia techo secuencias granodecipientes (F.U.S.), cosa que no ocurre en el Miembro Inferior.

El conjunto de facies y ciclos de facies descritos, configurarían un sistema de depósito en plataforma siliciclástica interna, con playas y barras submareales migrando y dando acumulaciones que, en algún caso, muestran caracteres de emersión (techo del Miembro Superior) y algunos techos de capa en el Miembro Intermedio que a su vez representaría los depósitos de llanura de marea mixta asociados a dichas barras arenosas.

En su conjunto, el registro sedimentario de la Formación Cuarzita Armoricana constituirá los depósitos de nivel del mar alto o sea, el Highstand Systems Tract (H.S.T.) de la secuencia deposicional de tipo 2 descrita para el tramo superior (T.S.T.) de la Formación de Base.

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

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

2.1.1.1.3. Cuarcitas, areniscas cuarcíticas y pizarras (5). "Capas Pochico" (Arenig Superior)

En conformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana, se tiene una serie constituida por una alternancia de cuarcitas, areniscas y lutitas, que han recibido en el ámbito de la Z.C.I. distintas denominaciones: "Capas de Marjaliza", "Capas de Transición" y la más utilizada a nivel bibliográfico, de "Estratos o Capas Pochico" y "Grès Jaunes Pochico". TAMAIN, G. (*op.cit.*) en razón de la tonalidad amarillenta que caracteriza esta formación.

La potencia de esta serie es variable desde los 230 m de la Sierra del Relumbrar a 200 m en La Navaza.

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

Facies heterolíticas

Se trata de secuencias similares a las descritas para el Arenig basal. Son secuencias grano decrecientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocky" y "swaley", laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas con estructuras linsen. En general, son secuencias P.H.X.M. de espesores decimétricos y H.X.M. centimétricos WALKER, R.G. *et al.* (*op.cit.*).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo-arcillosas con cemento síliceo o mixto síliceo y/o ferruginoso-fosfatado hacia techo de la formación. Hay abundantes melanocratos, en especial circón, turmalina, rutilo, sulfuros, materia orgánica, apatito, etc. La matriz es mixta, caolinítica y sericítica con predominio del caolín, lo que parece indicar una procedencia o aporte volcánoderivado, ya citado por POUPON, G. (1971) en áreas más occidentales de Z.C.I.

La otra subfacies son areniscas cuarcíticas en capas decimétricas amalgamadas, formando cuerpos de espesor métrico a decamétrico. Las superficies de amalgamación están marcadas por láminas de lutitas discontinuas y nódulos con aspecto de cantos blandos con orla ferruginosa. Se trata de secuencias B.P.H. y P.H.X. WALKER *et al.* (*op.cit.*). Son facies del grupo de los hummocky (H.C.S.) de grano medio-grueso.

El registro sedimentario de las “Capas Pochico” se estructura de muro a techo con estas secuencias elementales granodecrecientes (F.U.S.), que a su vez se encuadran en un ciclo de facies grano y estrato creciente, cuyo techo es una barra cuarcítica de espesor métrico y ámbito regional, que sirve como referencia cartográfica para el techo de estos materiales KETTEL, D. (*op.cit.*). Normalmente el techo de esta barra está tapizado con nódulos ferruginosos y fosfatizados junto a escasos restos de bioclastos, en algún caso también fosfatizados. En menor cuantía, este hecho también se ha observado en los techos de la mayoría de las capas o bancos cuarcíticos intercaladas en la formación.

El sistema de depósito configurado por el ciclo de facies descrito, es una plataforma siliciclástica dominada por tormentas, en la que las distintas subfacies se ordenan en función de la profundidad relativa. Las relaciones de espesor establecidas en el conjunto Cuarcita Armoricana-Estratos Pochico, sugieren que el sistema de depósito que se establece en el Miembro Superior de la Cuarcita Armoricana, junto con el descrito para esta formación en conexión directa en estos modelos de plataformas, actúan diacrónicamente en localidades aún muy próximas reciclando los depósitos arenosos del cinturón litoral en áreas de plataforma interna y offshore proximal. Por tanto, esta formación constituiría el SST de la 3ª Secuencia Depositional de tipo 2, dado que se considera como conforme el contacto entre la Cuarcita Armoricana y las Capas Pochico.

La unidad proporciona una espectacular asociación de icnofósiles, por lo general mucho más rica y variada que la registrada en la Cuarcita Armoricana propiamente dicha. En la cantera de Casa Bustillo, en la Sierra de Alhambra (Hoja 787) se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, C. cf. *rugosa* D'ORBIGNY, C. cf. *lefebvrei* D'ORBIGNY, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cro-noestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1995). En los horizontes con nódulos fosfatados del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig.

2.1.1.2. Ordovícico Medio

Al conjunto arenoso del Ordovícico Inferior, 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 Z.C.I. se han determinado más de 250 taxones de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, equinoderms, biozoos, 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 Z.C.I. y proponiendo formalmente unas formaciones para la Z.C.I. meridional que es la que se utiliza en esta Memoria.

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 Z.C.I. 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.

2.1.1.2.1. Pizarras negras (6). Tramo volcanoclástico de carácter básico (“Vb”). “Pizarras del Río”. Arenigiense Superior-Llandeilo (Dobrotiviense)

Los materiales atribuidos a esta formación tienen una amplia distribución cartográfica en la superficie de la Hoja. Como sectores más representativos en los que pueden realizarse itinerarios con afloramientos de excelente calidad, pueden citarse, los afloramientos a lo largo del río Guadalmena y sus afluentes por la margen derecha, el río Villanueva y Turruchel en los flancos oriental y occidental respectivamente, del anticlinorio de la Sierra del Relumbrar.

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

Esta sucesión pizarrosa ha recibido distintas denominaciones, de índole local o regional, en la Z.C.I. 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 condiciones de afloramiento y la complejidad estructural que normalmente muestra, dificulta en gran medida dar una potencia aproximada, así como evaluar sus previsible cambios laterales. En esta área del Proyecto, las estimaciones realizadas proporcionan un espesor promedio de 700 m en el sector suroccidental.

Como ya se ha reseñado, el tránsito con las Capas Pochico es bastante rápido y en muchos casos el cambio litológico es brusco, marcando un contraste morfológico neto entre los bancos cuarcíticos superiores de Pochico y las pizarras negras masivas de Río.

De las observaciones realizadas en los recorridos descritos, 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 se puede observar morfología de ripples en trenes continuos "starved ripples" o aislados "linsen". En esta subfacies, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagenética de los linsen que da origen a pseudonódulos aislados en las pelitas, cuyo núcleo son los "load casted".

Esta subfacies microbandeada tiene una presencia importante en esta formación, tanto a muro como a techo y en ámbitos locales donde está en relación paritaria con las pizarras negras masivas s.str., como es el caso de curso inferior del río Guadalmena.

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 haya 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 carbonatado 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 de grano decrecientes y constituida por areniscas cuaríticas 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). El depósito limos y lutitas se produce según una

secuencia similar a la propuesta por STOW *et al.* (1980), que subdivide la parte superior del término T_c y los intervalos T_d y T_e de Bouma en nueve intervalos (de T_0 a T_8). Estos intervalos microsecuenciados son interpretados por dichos autores como el depósito continuo de corrientes de turbidez de baja densidad que transportan materiales de grano fino (arena+limo) y una alta proporción de arcilla en suspensión.

En algún caso, las secuencias arenosas de mayor espesor muestran un término inferior constituido por lumaquelas de fósiles.

Finalmente, dentro del grupo de las heterolíticas ha de reseñarse la existencia en numerosos afloramientos de esta formación de un tramo con espesor métrico (3 a 10 m) y extensión lateral kilométrica, lo que ha redundado en su definición cartográfica, constituido por areniscas (volcanoarenitas) de grano grueso a fino y color gris a amarillento verdoso. Normalmente se observan como un resalte morfológico continuo en los tramos superiores de la formación.

Su constitución es enormemente variable. El predominio corresponde a las volcanoarenitas de grano medio fino gradados en secuencias del grupo de los hummocky (H.C.S.), WALKER, R.G. (*op.cit.*) decimétricas de tipo BPHX y PHX amalgamadas, con geometrías plano paralelas, si bien en algún punto se ha observado irregularidades en la base, correspondientes a "scours". Los granos volcánicos y clastos volcanoderivados son de composición básica, la matriz escasa es clorítico-caolinítica y el cemento mixto silíceo y ferruginoso. Como facies subordinada se tiene, normalmente hacia techo del tramo un banco compacto, gris oscuro, de aspecto masivo y espesor métrico constituido por limolitas y fangolitas micáceas, en las que difícilmente se identifican planos de capa. Estos intervalos masivos se caracterizan por la presencia de estructuras de escape de agua (*dish and pillar*) y de carga e inyección. Son relativamente abundantes, los restos fósiles en esta subfacies.

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.
- c.- Capas y tramos con estructuras "hummocky" (H.C.S.), de espesores centimétricos a decimétricos, normalmente desprovistas de sus intervalos basales y de techo (amalgamadas).

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. En esta plataforma, la actividad volcánica de carácter básico es importante, al menos en su tramo de techo.

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 tercera Secuencia Depositional (SD).

Aunque en el ámbito regional (Z.C.I.), una de las características reseñables de esta formación es la abundancia de restos fósiles en el ámbito de esta Hoja, bien sea por el grado de tectonización que presenta y la mala calidad de los afloramientos, ha sido dificultoso encontrar yacimientos cuyo contenido faunístico fuese relevante. Como localidades destacables se encuentran las estaciones realizadas en la carretera local de Albadalejo al Moralico a su paso sobre el río Guadalmena. En el yacimiento localizado frente a la Ermita de Albadalejo se ha definido una asociación de trilobites, braquiópodos y moluscos con *Neseuretus avus Hamman*, "*Orthambonites*" sp, *Hemiprionodonta lusitanica (Sharpe)*, *Redonia deshayesi Rouault*, *Hyolitha indet.* y *Tomaculum problematicum Groom*, que precisan una edad Oretaniense Inferior. En la misma carretera y en dirección Sur en el nivel de volcanoarenitas y limolitas grises masivas situado hacia techo, se ha encontrado una asociación en la que se identifican *Calix sedgwickii Rouault*, *Neseuretus tristani Brongniart*, *Ectillaenus giganteus (Burmeister)*, *Colpocoryphe sp.*, *Cardiolaria beirensis (Sharpe)*, *Redonia sp.*, *Sinuities hispanicus (Born)* y *Ptychonema bussacense (Sharpe)*, representativa del Oretaniense Superior temprano, 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.

2.1.1.2.2. Areniscas cuarcíticas, cuarcitas y pizarras (7). "Alternancias El Caño". Dobrotiviense Inferior

El registro sedimentario atribuido a esta formación ocupa menor extensión que las formaciones precedentes.

La tectónica, la falta de series con afloramiento continuo y sus variaciones laterales dificulta dar un espesor promedio, aún así puede estimarse una potencia de 280 m en la serie del río Turruchel y de 45 m en el río Terrinches, flancos oriental y occidental, respectivamente del anticlinorio de la Sierra del Relumbrar. La formación muestra una gran uniformidad en cuanto a su espesor en todo el ámbito paleozoico, salvo en los sectores orientales de la Hoja Río Turruchel donde su potencia se reduce sustancialmente.

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, en las cuales pueden distinguirse las subfacies siguientes:

- 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, 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 río Turruchel y Hoz de Terrinches, oscila entre 50 a 90 cm. En esta facies se ha encontrado sólo en un punto (Hoz de Terrinches) un término B, gradado, constituido por un acúmulo de bioclastos con cemento mixto carbonato-silíceo y espesor de 25 cm.

Mucho más frecuente, es 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.

Facies PHXM, con techos espectaculares de ripples, pueden ser observadas en el río Turruchel.

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". Estas barras de areniscas cuarcíticas de espesores métricos a decamétricos pueden alcanzar extensiones kilométricas.

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 es ≈ 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 bandeo rítmico de orden centimétrico en colores blanco amarillentos y gris oscuro a negros.

La bioturbación y las estructuras hidrolásticas afectan a estos materiales, a veces de forma tan intensa que, en pasos laterales, puede observarse como un tramo en el que las superficies de estratificación delimitan perfectamente las secuencias elementales, pasa a convertirse en una amalgama total de sedimentos.

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 recogidas 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-caolínico 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 las Capas Pochico y Bancos Mixtos infra y suprayacentes respectivamente 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 suelo 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).

Los afloramientos de esta formación no han proporcionado restos fósiles, en los itinerarios y series realizadas. En las Hojas colindantes nº 839 (Torre de Juan Abad) y 864 (Venta de los Santos), se ha encontrado una abundante fauna con una asociación de trilobites, braquiópodos, bivalvos y ostrácodos que indica una edad Dobrotiviense inferior (\approx “Llandeilo inferior”), correspondiente a la parte inferior y media de la Biozona de *Placoparia tournemini*.

2.1.1.2.3. Pizarras azuladas, limolitas gris oscuro y areniscas cuarcíticas (8). Pizarras Guindo. Llandeiloense (Dobrotiviense Inferior terminal. Dobrotiviense Superior)

Las “Pizarras Guindo” es la unidad litológica ordovícica más rica en fósiles de la Z.C.I. y por tanto, posiblemente la más conocida y con mayor número de referencias bibliográficas.

En el área de la Hoja se han realizado columnas las series del Barranco del Turruchel, con 83 m de espesor en el flanco oriental de la Sierra del Relumbrar y la de la Hoz de Terrinches con 255 m en el flanco occidental de dicha sierra.

Con estos datos, sumados a las múltiples observaciones de campo, puede confirmarse que la Formación Pizarras Guindo muestra unas variaciones notables en su espesor y, en algún caso, bastante rápidas en entornos próximos.

Sin embargo, desde el punto de vista litológico la uniformidad podría considerarse como un hecho destacable a nivel regional, si bien pueden reseñarse múltiples diferencias de un punto a otro, sobre todo a nivel de un análisis de facies detallado. De esta forma es de reseñar que el espesor de esta formación guarda una relación directa con la mayor o menor proporción de facies arenosa o heterolíticas de grano medio fino que incorpora y que, si bien el contacto litológico y por ende cartográfico inferior es bastante neto, hacia techo, pueden desarrollarse tramos bastante potentes en alternancia pizarra-cuarcita, cuya inclusión cartográfica en esta formación o en la superior podría ser motivo de discusión. Como norma, se ha establecido el contacto cartográfico cuando las cuarcitas superiores son masivas y originan un resalte morfológico claro, pero en cualquier caso, el tránsito a las Cuarcitas Botella es sumamente gradual.

Las facies litológicas más representativas definidas en las series reseñadas 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 lumaquéllicos 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 lumaquéllicos (carretera de Albadalejo al Moralico).

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., 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 biotur-

bación 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. Se han visto capas finamente gradadas con microeslumpamientos, laminación convoluta, y estructuras linsen con lenticulas 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 D₃ ó F₉ de MUTTI, E. (*op.cit.*). En este caso la macrofauna es muy escasa y la bioturbación intensa en los términos pelíticos.

En las series realizadas, el tránsito de esta formación a las Cuarcitas Botella superiores, puede significar un tramo de espesor considerable en relación al total de esta unidad. En la serie de la Hoz de Terrinches, representa la cuarta parte del total medido.

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, 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 "hummocky" 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+caolínica en parámetros similares.

Las facies descritas, normalmente granodecipientes, se ordenan en un ciclo de facies complejo, pero cuyas características fundamentales se mantienen en el ámbito de la Hoja, independientemente de las variaciones de espesor ya reseñadas para esta formación.

De esta forma 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 afi-

nidad turbidítica (B₂). 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 (B₂) seguida de las que tiene "hummocks" (B₁).
- 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 lumaquéllicas 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.

En la Hoz de Terrinches se han medido secuencias elementales de este tipo con espesores de 30 a 50 cm.

- El cuarto tramo está constituido por las secuencias descritas como B₁, aunque normalmente el paso entre el tercer y cuarto tramo es muy gradual incluyendo algunas capas gradadas de afinidad turbidítica (B₂).

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 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 lumaquéllicas 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 la carretera de Albadalejo a El Moralico, se ha determinado en la parte baja de la Formación (tramo 1) la presencia de: *Placoparia (Coplacoparia) tournemini* (Rouault), *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Phacopidina cf. micheli* (Tromelin), *Ectillaenus sp.*, *Heterorhina morgatensis* Mélou, *Eorhipidomella muscolosa* (Mélou), *Howellites hammanni* Villas, *Aegiromena mariana* Drot, *Redonia deshayesi* Rouault, *Praenucula costae* (Sharpe), *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Tropidodiscus pusillus* (Barrande in Perner) y *Tomaculum problematicum* Groom. *Morgatia hupei* (Nion y Henry), *Coxixonchia britannica* (Rouault), *Cardiolaria blirensis* (Sharpe), etc.

La asociación señala puntualmente una edad Dobrotiviense inferior terminal (Biozona *P. Tournemini*, Sub-biozona de *Morgatia hupei*).

El resto de la unidad corresponde al Dobrotiviense superior (Biozona de *Placoparia bomi*), y en numerosos puntos se identifican: *Placoparia (Coplacoparia) bomi* Hammann, *Neseuretus tristani* (Brongniart), *Colpocoryphe rouaulti* Henry, *Plaesiacomia oehlerti* (Kerforne), *Phacopidina micheli* (Tromelin), *Crozonaspis cf. struvei* Henry, *Eodalmanitina sp.*, *Nobiliasaphus hammanni* Rábano, *Nobiliasaphus cf. nobilis* (Barrande), *Ectillaenus giganteus* (Burmeister), *Heterorthisa kerfomei* Mélou, *Howellites hammanni* Villas, *Eorhipidomella muscucosa* (Mélou), *Myoplusia bilunata perdentata* (Barrande), *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Redonia deshayesi* Rouault, *Cardiolaria beirensis* (Sharpe), *Praenucula costae* (Sharpe), *Ribeiria pholadiformis* Sharpe, *Quadrijugator marcoi* Vannier, *Conchoprimitia? sp.*, *Medianella sp.* y equinodermos (*Diploporita indet.* y placas columnares de crinoideos).

2.1.1.3. Ordovícico Superior

Las unidades litológicas atribuidas al Ordovícico Superior tienen una buena representación litológica en esta área.

Como sectores con afloramientos de calidad pueden identificarse las series realizadas en el Río Turruchel y la Hoz de Terrinches, en los flancos oriental y occidental de la Sierra del Relumbrar, respectivamente.

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 silici-clásticos 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.

2.1.1.3.1. Cuarcitas de grano medio y areniscas cuarcíticas de grano grueso ferruginosas (9). "Cuarcitas Botella". Llandeiloense 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 Z.C.I.: "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 el área del Proyecto, las series realizadas determinan una potencia variable entre 50 a 60 m como promedio. 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 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.

Las secuencias con término X conservado, son más frecuentes según se sube en la serie, mostrando ejemplos espectaculares de techos de ripples el Arroyo Turruchel y la Hoz de Terrinches. El color de esta facies es gris blanquecino a amarillento.

- La segunda subfacies arenosa la constituyen areniscas cuarcítics 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 cuarzoareníticas 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 que varían del 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 del 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 salvo la Formación de Base, en la que las areniscas contienen porcentajes similares, el resto de los litosomas arenosos del Ordovícico inferior 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 Cuarzita Botella constituya el sets de secuencias progradacionales del *Highstand Systems Tract* (H.S.T.) de la secuencia deposicional que comenzó con las Pizarras Guindo.

La 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.

La unidad ha brindado diversos yacimientos paleontológicos en el área de la Hoja, entre los que cabe citar los descritos por KETTEL, D. (*op.cit.*); PÉRAN, M. (1971), conteniendo el trilobites *Crozonaspis cf. incerta* (Deslongchamps), entre otros bivalvos y braquiópodos del Dobrotiviense. La Formación se asigna regionalmente a la parte alta del Dobrotiviense superior, que puede incluir el límite Llanvirn/Caradoc en términos cronoestratigráficos de la escala regional británica redefinida.

2.1.1.3.2. Pizarras y limolitas gris verdoso a amarillento (10). "Pizarras Cantera". Caradoc Inferior y Medio

Esta unidad litológica muestra una gran variabilidad, tanto en su potencia como en su constitución. De hecho, en el ámbito regional, hay sectores en los que no se ha cartografiado, bien porque su espesor litológico no es representable, bien porque la unidad litológica aflorante sobre las Cuarcitas Botella no se adecua a los criterios que presumiblemente caracterizan a las "Pizarras Cantera".

Las observaciones de campo, en base a la variabilidad litológica y de espesores, parecen evidenciar que en gran medida es mucho más factible que sean los cambios laterales de facies los que condicionen la presencia o no de las facies esencialmente pizarrosas, que caracterizan esta formación y por tanto, su representación cartográfica.

Las series realizadas proporcionan unos espesores de 10 a 20 m en el Arroyo Turruchel y 74 m en la Hoz de Terrinches.

En general, el contacto entre las Cuarcitas Botella y las Pizarras Cantera es muy neto. En campo, los bancos masivos rojizos de las Cuarcitas Botella dan un escarpe a veces infranqueable, salvo por la red fluvial, en su contacto con estas pizarras.

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, progre-

sivamente 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 estrato-creciente 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 han proporcionado muy escasos fósiles en los afloramientos descritos. En la serie del río Turruchel, se ha localizado un horizonte de condensación de fauna con restos de equinodermos (restos desarticulados de cistoideos, hemicosmitidos y diploporitos) y abundantes briozoos (Trepostomata indeterminada de ramas gruesas).

Aunque la fauna descrita no es totalmente determinativa, a partir de los hallazgos efectuados en zonas próximas, GUTIÉRREZ MARCOS, J.C. *et al.* (*op.cit.*), su edad se hace corresponder con el Caradoc inferior y medio.

2.1.1.3.3. Areniscas cuarcíticas, limolitas y pizarras de color verde amarillento (11). "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 área, los Bancos Mixtos tienen una gran variabilidad en su espesor. Se ha medido una potencia de 65 m en el río Turruchel y 285 m en la Hoz de Terrinches.

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. La excepción a este contexto regional se tiene en la serie del río Turruchel, donde la unidad además de presentar un espesor muy reducido (como ocurre en esta localidad con todas las formaciones del Ordovícico Medio y Superior), se constata que, en la posición de la barra intermedia, hay un tramo métrico de limolitas y lutitas de colores rojizos nodulizadas y las "lumaquelas terminales" no sobrepasan los 3 m de espesor.

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 granodecipientes (F.U.S.) con estructuras internas "hummocky" 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 el X, por lo que el resultado final observable en estas barras son capas acrecionadas con estructuras "hummocky" de longitudes de onda de orden métrico, 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.

En algún punto (Hoz de Terrinches) hacia techo de esta barra superior, pueden observarse capas métricas lumaquéllicas constituidas por estos términos P con grosera granoclasificación y abundantes clastos ferrificados y/o fosfatados.

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 esta barra sí es frecuente observar, sobre todo hacia su techo, bancos de hasta 2 m en cuarcitas de grano medio-fino con aspecto masivo y con retoques de ola o swales a techo. Las superficies de amalgamación de estos bancos están normalmente marcadas por cantos blandos y clastos ferrificados de tamaño grava.

En la serie de la Hoz de Terrinches, el tramo inmediatamente suprayacente a la "Cuarcita de Arcas", 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 próxima a la unidad o algo inferior.

En esta secuencia elemental se observa laminación ondulada, lenticular y flaser. En los trenes de ripples de corriente son frecuentes las capas microeslumpadas separadas por láminas de lutita negra interestratificadas. La bioturbación es tan intensa que puntualmente borra las superficies de estratificación y cualesquiera de las estructuras descritas, convirtiendo el sedimento en una amalgama pelítico-arenosa de color grisáceo.

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

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 5-8% 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 saururizados 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 micas y por supuesto, los porcentajes de matriz, son más elevados.

Se clasifican como 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 granodecipientes, se estructuran en dos megasecuencias grano y estrato creciente (C.U.S.) (*coarsening and thickening-upward secuencia*), 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.

Las estaciones de macropaleontología realizadas, han proporcionado una asociación de braquiópodos, briozoos y equinodermos de la Biozona de *Svobodaina havliceki*, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior, en la que se identificaron: *Svobodaina havliceki* Villas, S. aff. *Feisti Havlicek*, *Portrabella exomata* (Sharpe), *Aegiromena cf. descendens* (Havlicek), *Tafilaltia brevimusculosa* Villas, *Leptaena sp.* y *Chasmatoporella sp.*, *Rafinesquina lignoni*, Villas, entre otros.

2.1.1.3.4. Calizas bioclásticas, dolomías gris a ocre y epiclastitas de grano medio a grueso y color verde (12). "Caliza de Urbana". Ashgill (Prehirmantiense)

La "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.

En el ámbito regional como en este Proyecto la "Caliza de Urbana" es una unidad litológica discontinua con variaciones espectaculares de espesor y composición litológica y ausencia de afloramientos en bastantes sectores.

En las series realizadas en esta Hoja, la Caliza de Urbana, además de estar presente en ambos flancos de la Sierra del Relumbrar, el afloramiento de la Hoz de Terrinches, puede considerarse como un punto de interés geológico por la calidad del afloramiento.

En el caso de esta Hoja, en el que la serie está completa, el contacto de la Caliza de Urbana a muro es concordante y a techo muestra siempre señales erosivas que van desde microcicatrices erosivas tapizadas de depósitos ferrosos o lateríticos a superficie erosivas con relleno de sedimentos de tipo debris o "mixtitas" en el sentido de SHERMERHORN, L.J.G. (1971).

Este conjunto de datos se explica por el descenso eustático, causado por la glaciación finirodvíctica, que provocó la exposición subaérea de parte de la plataforma carbonatada.

Este hecho está reconocido en el ámbito cuencal, tal como se recoge en los trabajos de diversos autores, sobre calizas de la misma edad en el Macizo Hespérico. SARMIENTO, G.N. (1993) en la "Caliza de Urbana", PARÍS, F. *et al.* (1981), en la "Caliza de la Formación Rosán" en Finisterre y la "Caliza de cistoideos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica" CARLS, P. (1975), la "Caliza de Guadarrama", "Caliza de La Aquiana", "Caliza de Portilla de Luna", en la Zona Centroibérica (Z.C.), la "Caliza de Ayguafreda en Cataluña", GUTIÉRREZ MARCO, J.C. *et al.* (1984b), y las "Calizas de Pelmatozoos", ROBARDET, M. (1976), HAFENRICHTER, M. (1979) y (1980), GUTIÉRREZ MARCOS, J.C. *et al.* (1984) y GARCÍA RAMOS, J.C. *et al.* (1992), en la Zona de Ossa Morena (Z.O.M.).

A la "Caliza de Urbana" (s.l.), se le han medido potencias de 15 m en el río Turruchel, y 16 m en la Hoz de Terrinches.

En cualquiera de los afloramientos observados, esta unidad litológica tiene dos miembros perfectamente diferenciables:

- El inferior, de constitución litológica sumamente compleja y con fuerte variación de espesor.
- El superior, cuya constitución litológica (calizas bioclásticas, crema y dolomías grises) y espesor son bastante más homogéneos a escala regional (1 a 2 m), salvo la localidad del río Guadalén reseñada.

Ambos miembros constituyen la unidad litológica cartografiada como "Caliza de Urbana", aunque sólo su miembro superior responde a esta litología en sentido estricto.

En el miembro inferior pueden diferenciarse dos facies:

- A.- La más común está constituida por un sedimento heterolítico y heterométrico en el que se mezclan (mixtitas), fragmentos de cuarcita, desde subángulos a esféricos, fragmentos de roca volcánica con textura vacuolar y de composición intermedia a básica muy alterados, bioclastos, fragmentos de pizarras y, en escasa proporción, de rocas carbonatadas progresivamente más abundantes hacia techo del miembro.

Normalmente son capas decimétricas a bancos con gradación positiva y con cemento carbonatado creciente. El techo de estas capas está ondulado (swales) o bien la secuencia finaliza con un término decimétrico con hummocky, de longitud de onda de 0,5 a 1 m, en estas litologías pero con tamaño de grano arena gruesa-media. En estos casos se trataría de tempestita de grano grueso y de tipo BPH o BH, en las que el término B es el aglomerado heterolítico gradado.

- B.- Intercalada y en paso lateral con la facies anterior, se tienen una alternancia milimétrica a centimétrica de tipo rítmico.

En estas facies se alternan láminas de siliciclásticos de grano fino con granos de cuarzo, fragmentos de arenisca, de cuarcitas, de roca volcánica de composición básica alterada a clorita y carbonatos en matriz caolinítica-clorítica con láminas de fangos carbonatados de composición clorítico-caolinítica con carbonato férrico como precipitado químico. En estas láminas, de color gris o verdoso, puede observarse un moteado, a veces muy tupido, debido a la presencia de clastos con tamaño arena gruesa media y de composición similar a los clastos volcánicos de las láminas siliciclásticas.

En estas microsecuencias se ha observado laminación paralela y gradación. En lámina delgada se tienen ejemplos de microfracturación y eslumpamiento sinsedimentario.

Las características litológicas y su estructuración secuencial parecen evidenciar que se trataría de sedimentos del offshore distal o talud, que tienen su origen en corrientes de turbidez. El aporte sistemático de clastos (epiclastos) de origen volcánico, es indicativo de una activa volcánica en áreas próximas de la plataforma.

En la serie de la Hoz de Terrinches, el techo del miembro inferior de Urbana está constituido por un banco de los materiales de la facies A fuertemente replegada entre capas o bancos con superficies de estratificación planoparalelas a techo y ondulada en su base. Posiblemente pudiera tratarse de una paleosimita, aunque por su contexto paleogeográfico los eslumpamientos de estas facies pueden explicar igualmente la geometría de esta macrocapa.

El tramo superior está constituido por wackestone y mudstone con estratificación difusa a masiva de color gris rosado y con porosidad fenestral y muy desarrollada.

En general, el conjunto de ambas facies conforman una megasecuencia de somerización incompleta de tipo "muddy", JAMES, N.P. (1980 a y b).

En esta área las muestras recogidas han proporcionado conodontos, entre los que se citan: *Amorphognathus ordovicicus Branson y Mehl*, *Sagittodontina robusta Knüpfner*, *Scabbardella*

altipes (Henningsmoen), *Panderodus gracilis* (Branson y Mehl), *Protopanderodus?* sp., "*Eocarniodus*" *gracilis* (Rhodes), *Icriodella* sp. y "*Nordiodus*" sp., entre otros: HAFENRICHTER, M. (1979), perfil XII; SARMIENTO, G.M. et al. (2000), pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantense de toda Sierra Morena SARMIENTO, G.N. (1993); SARMIENTO, G.N. et al., (2000). Las margas con briozoos que se intercalan en la mitad inferior de la unidad contienen abundantes colonias ramificadas y masivas de briozoos (*Chasmatopora* sp. *Homotrypa*) sp., restos indeterminables de ceramoporoides, criptostomados y trepostomados), así como raros braquiópodos (*Nicolella?* sp.).

2.1.1.3.5. Areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso con fragmentos de cuarcitas y pizarras negras (13). Ashgill terminal (Hirnantense)

Sobre la sucesión ordovícica descrita, se sitúa la importante discontinuidad estratigráfica (límite de tipo 1) que numerosos autores atribuyen a la confluencia de los procesos erosivos de origen glacioeustático, junto a la actividad tectónica ocurridos en el entorno del límite Ordovícico-Silúrico.

Tal como se ha descrito anteriormente, esta discontinuidad, importante en el orden cuencial, es apenas perceptible en aquellas localidades en las que se mantiene un registro sedimentario continuo, en las cuales sólo viene marcada por la presencia a techo de la "Caliza de Urbana" de niveles ferruginosos y ocasionalmente niveles de fauna removilizada de niveles inferiores, GUTIÉRREZ MARCO, J.C. et al. (1987).

El conjunto sedimentario que aflora o sobre la "Caliza de Urbana" o bien sobre otras formaciones del Ordovícico Superior (Bancos Mixtos, etc.), está constituido esencialmente por lutitas y fangolitas (pizarras) que en ciertas regiones de la Z.C.I. (Villuercas, Herrera del Duque, etc.) es una unidad cuarcítica de hasta 40 m de espesor.

La serie pizarrosa ha recibido distintos nombres: Formación Gualija, Pizarras de Castellar, Pizarras del Muro y Pizarras Chavera, en tanto que las cuarcitas reseñadas se conocen como "Cuarcita de las Majuelas", que, en alguna publicación, ha sido atribuida impropriamente a la cuarcita de base del Silúrico. Hacia el N y NE de la Z.C.I. la serie pizarrosa contiene cantos heterométricos de areniscas, cuarcitas y litologías exóticas de formaciones más antiguas, lo que ha ocasionado que se cite ampliamente en bibliografía con la denominación informal de "Pelitas con fragmentos".

En esta Hoja, y en ambos flancos del anticlinorio del Relumbrar sobre la "Caliza de Urbana", se tiene una unidad arenoso cuarcítica que por su posición no puede correlacionarse con la "Cuarcita de las Majuelas" y por tanto, se le da una denominación informal de "Areniscas con fragmentos", sobre la cual la serie continúa con las Pizarras Chavera.

La "Arenisca con fragmentos" aflorante en las series del río Turruchel y Hoz de Terrinches, flancos oriental y occidental del anticlinorio del Relumbrar, son un paquete de aproximadamente 40 m de espesor y constituidas por una alternancia de capas decimétricas a bancos que intercalan capas centimétricas a láminas de lutitas grises a negras.

Las capas o bancos de arenisca se observan como un sedimento muy inmaduro con fuerte heterometría de grano, abundante presencia de mica blanca y con colores grises a rojizos. El aspecto de los estratos es masivo con algunos techos de ripples tapizados de mica.

Los fragmentos de tamaño grava, angulosos, son siempre de cuarcita o areniscas cuarcíticas, más abundantes en las capas de base y muy escasos hacia techo.

En estas capas basales se observa la presencia de bioturbaciones verticales que atraviesan el estrato o banco de muro a techo. A veces, cuando la densidad de estas bioturbaciones es elevada, las superficies de capa adquieren un aspecto de "panal de huevos". En este tramo las capas de lutitas negras son más abundantes y de espesores hasta decimétricos.

En algunas de estas intercalaciones lutítico-fangolíticas, de color negro, se han observado espectaculares superficies de "estructuras monroe", HAFENRICHTER, M. (1980), cuyo origen parece estar en la extrusión de pompas de gas en fangos ricos en materia orgánica.

En el subtramo de techo se tienen dos secuencias elementales. La más frecuente son areniscas micáceas de grano medio-fino con capas amalgamadas de 40 a 60 cm y con estructuras "hummocky" de longitud de onda de 0,5 a 1 m. En algún caso hay láminas discontinuas de fangolitas gris oscuras entre capas. Son facies tempestíticas de grano medio y de tipo PH y PHM. Prácticamente no tienen fragmentos y la bioturbación se restringe al término M.

Las capas del techo de esta unidad son varias secuencias métricas, en areniscas de grano medio grueso, con estructura "hummocky" con longitud de onda de 90 a 120 cm. Son secuencias PHM. El contacto entre los términos H y M de estas secuencias es muy neto y pueden observarse "swales" con senos de hasta 80 cm.

Las láminas realizadas muestran una petrografía con cuarzo mayoritario, feldespato entre el 5 al 6%, fragmentos líticos entre 2 a 3% de tipo metamórfico, cuarzo, etc. La mica es muy abundante (entre el 5% y el 15%). Como minerales pesados le acompañan circón, turmalina, apatito y sulfuros. La matriz es abundante y de tipo caolinítico, y el cemento es silíceo.

Son por tanto, subarcosas a sublitanitas micáceas con grava y matriz limo arcillosa, por tanto un sedimento inmaduro, con fuerte heterometría y con granos de ángulos (grava) a redondeados.

La evolución vertical de las facies descritas, va desde secuencias con icnofauna vertical y luti-ta con "estructura monroe" a tempestitas con "swale" de hasta 80 cm, lo que parece evidenciar que, en estas areniscas con fragmentos, se pasa con bastante rapidez desde medios de depósito intermareales (posiblemente llanura arenosa de arenícola) al offshore proximal.

2.1.1.3.6. Pizarras gris oscuras a negras con fragmentos de pizarras y cuarcitas (14). "Pizarras Chavera". Ashgill terminal. Hirnantense

Como se describía con anterioridad, en concordancia sobre las "Areniscas con fragmentos", se tiene una potente sucesión pizarrosa de características litológicas muy uniformes.

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 planos alomados y la vegetación sobre ellas es extremadamente pobre, dado que sobre esta formación no se desarrollan prácticamente suelos.

Su espesor está en torno a los 270 m, salvo en el Arroyo del Turruchel, donde su potencia es de 60 m.

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 ubicua 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.

En la serie de la Hoz de Terrinches, se han observado en este tramo facies eslampadas y paquetes métricos de "pebbly mudstone" con fragmentos de cuarcitas y pizarras heterométricos, desde angulosos a subesféricos, en una matriz fangolítica y entre capas planoparalelas.

Las características litológicas y el ciclo de facies de esta formación parecen indicar que se trata de depósitos de offshore distal y talud, posiblemente ligados a corrientes de turbidez originadas por tempestades; en paso, hacia el techo de la formación, a medios de offshore proximal con depósitos de tempestitas de grano medio fino en áreas por debajo del nivel de base del oleaje toda vez que, en ningún caso, se ha observado secuencias con presencia del término X en el contexto de los materiales cartografiados como "Pizarras Chavera".

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario encuadrable bajo las denominaciones "Pelitas y Areniscas 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 glaciomarininos (*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 interpretada 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 glacial en el Noreste de África 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 epigénicos, 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 Hirnantense (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 su-cisiones comparables de "pelitas con cantos dispersos", conocidas en idéntica posición estratigráfica en un área perigondwánica muy amplia (Península Ibérica, Centroeuropa, N de África, Golfo de Guinea, Península Arábiga, Sudáfrica, NO argentino, etc.; ROBARDET, 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 Hirnantense, y depositadas como mucho en un intervalo de dos millones de años PARÍS, F. *et al.* (1995).

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

HAFENRINCHTER, M. (op.cit.) cita la presencia de acritarcos en las pizarras negras intercaladas en las "Areniscas con fragmentos".

Son formas de amplio rango temporal e inconclusivas para la determinación del límite Ordovícico-Silúrico.

Así pues, tanto, las "Areniscas con fragmentos" como las "Pizarras Chavera" se interpretan actualmente como contemporáneas del episodio glacial finiordovícico, atribuyéndoseles una edad Hirnantense (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 glaciomarininas (Fm. Gualija), consisten en una del-

gada 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 el Proyecto, las unidades cuarcíticas consideradas como Silúrico basal (Cuarcita de Criadero, Cuarcita de Castellar, Cuarcita de Valdelasmanos...), 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 datados como pre-Telychiense.

Por tanto, la llamada “*transgresión 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 blancas y areniscas cuarcíticas grises (15). “Cuarcita de criadero”. Llandovery*

Como unidad litológica, es una de las más conocidas constituyendo un nivel guía cartográfico en el ámbito de la Surcentroibérica, donde han recibido distintas denominaciones: “Cuarcita de Criadero”, “Cuarcita de Castellar”, “Cuarcitas superiores”, etc.

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 el ámbito de la Hoja, el único afloramiento es el de la Hoz de Terrinches, que constituye posiblemente la representación más oriental de esta formación en la Zona Surcentroibérica. Su potencia puede estimarse en 75 m.

En el sector septentrional, las series de Terrinches (Hoja nº 840) y Montizón (Hoja nº 839), son además de las más representativas dentro del Proyecto, las únicas que permiten una correlación con el entorno regional dada que su tectonización es muy escasa.

De los datos de sectores próximos y de la serie descrita, puede establecerse que 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 con secuencia elemental de espesor decimétrico (20 a 35 cm) en 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 representatividad 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. Las secuencias elementales predominantes son de tipo PHM, HXM y HX, WALKER, R.G. (op.cit.), con pérdida hacia techo del término M reducido a láminas discontinuas con aspecto de estratificación flaser. La bioturbación en los siliciclásticos de grano muy fino es intensa (términos X y M).
- 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 cuarzoarenitas 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 en torno 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. 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 las dataciones dadas en las "Pizarras Chavera" inferiores y las determinadas en las Pizarras de graptolitos suprayacentes. En el área de investigación, los yacimientos encontrados en Hojas próximas (Castillo Montizón, Hoja nº 839, Sinclinal de la Marañosa, Hoja nº 865), confirman una edad de techo Llandoveryense Superior (Telychiense), por lo que a la "Cuarcita de Criadero" se le atribuye una edad Llandoveryense inferior (Rhuddaniense)-Llandoveryense Superior (pre Telychiense).

2.1.2.2. *Sapropelitas y pizarras ampelíticas (16). Llandovery Superior-Wenlock Inferior*

El contacto de las "Cuarcitas de Criadero" y las ampelitas silúricas es un hecho extraordinariamente difícil de observar en los afloramientos naturales. Normalmente la diferencia de competencia y resistencia a la erosión entre las barras cuarcíticas y las ampelitas, ocasiona una erosión diferencial de tal magnitud que es precisamente en este entorno donde, se encuentran las zonas apicales de los abanicos aluviales cuaternarios (glacis, conos, etc.). La consecuencia, es que no ha sido posible observar el contacto estratigráfico entre las últimas cuarcitas de tipo tempestítico descritas en el techo de las "Cuarcitas de Criadero" y las ampelitas silúricas.

Posiblemente, la serie de la Hoz de Terrinches sea uno de los puntos en que la serie está más completa. Las facies aflorantes más bajas de esta formación son pizarras negras ampelíticas (sapropelitas) con aspecto de masivo a laminado y espesores entre 5 a 15 m, a las que se superponen un tramo con espesor visible del orden de 60 a 70 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 paquetes 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, silíceo y ferruginoso. 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 piritita 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 D₃ ó F₉ 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.

Aunque en el ámbito de la Hoja no se ha encontrado fauna determinativa en sectores muy próximos dentro de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), las muestras recogidas han proporcionado fósiles de distintos horizontales del Llandovery superior (Telychiense) y Wenlock basal. La asociación más antigua corresponde probablemente a la Biozona de *Rastrites linnæi*, con *Spirograptus cf. guerichi*, LOYDELL, STORCH y MELCHIN. Le siguen niveles con *Torquigraptus arcuatus* (BOUCEK), *Metaclimacograptus sp.*, *Retiolites sp.* y *Parapetalotithus sp.*, de las biozonas de *M. crispus*-*M. griestoniensis*; horizontes de pizarras con nódulos, que además de *Monograptus priodon* (BRONN) y *Stimulograptus splendens* STORCH (biozonas *T. Tullbergi* u *O. Spiralis*) brindaron restos de grandes euryptéridos, filocáridos y nautiloideos ortoconos; y, finalmente, niveles fosilíferos del Wenlock basal con *Cyrtograptus cf. insectus* BOUCEK, *Pristiograptus cf. largus* (PERNER) y *Monograptus priodon* (BRONN).

Por tanto, la edad de esta unidad litológica sería Llandovery superior (Telychiense), Wenlock inferior (Sheinwoodiense superior).

2.1.2.3. Pizarras negras, fangolitas grises y areniscas cuarcíticas gris oscuro (17). Silúrico Superior (Wenlock Superior). Devónico Inferior

En contacto concordante y paso litológico gradual con la unidad anterior, se tiene una monótona sucesión constituida por alternancias milimétricas a centimétricas de areniscas, areniscas cuarcíticas, lutitas y fangolitas micáceas negras a grises.

Esta unidad ha podido separarse cartográficamente en un pequeño afloramiento situado en el sector centrooccidental de la Hoja, entre los materiales discordantes del Trías y del Cuaternario.

Esta serie, cuya presencia es bastante constante en la Zona Surcentroibérica, ha recibido distintas denominaciones, desde las de ámbito local "Formación Guadarranque", RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V. *et al.* (1989), hasta las distintas denominaciones "Grupo Cerro Escudero" o "Alternancias Malva", de PARDO ALONSO, V.M. (1995) y (1996).

Los materiales aflorantes son facies heterolíticas que muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarzitas, de grano muy fino y color gris a negro, sin estructuras visibles o laminación paralela en las secuencias elementales centimétricas, en paso a secuencias de 6 a 10 cm con gradación visible, de Tipo T_d^e y T_c^e; facies D₃ y D₂ de MUTTI, E. (*op.cit.*). En este sector de Villamanrique, los tramos superiores aflorantes están constituidos por una alternancia de las secuencias anteriores, en las que se intercalan, de forma progresivamente más abundante, capas decimétricas con estructuras "hummocky" y una intensa bioturbación en los términos pelíticos. Aunque no se ha encontrado fauna determinativa por criterios regionales, a estos materiales se les atribuye una edad próxima al límite Silúrico-Devónico.

2.1.3. Devónico

En el sector centrooccidental de la Hoja, sin relación cartográfica con las series anteriores, y recubierto por los materiales triásicos, afloran unas cuarcitas blancas de grano medio-grosso que se han atribuido al Devónico Inferior de la Hoja una expresión cartográfica sumamente reducida.

Desde el punto de vista cartográfico, en esta área, se han agrupado todas las facies heterolíticas como una unidad cartográfica única, ya que, la denominada "Cuarcita basal" de KETTEL, D. (*op.cit.*), al no tener continuidad lateral como nivel cartográfico imposibilita diferenciar las alternancias inferiores de las superiores. Por ello, el nivel cartográfico de referencia es la Cuarcita Principal de dicho autor y la unidad cartografiada abarca desde las ampelitas silúricas hasta dicha cuarcita.

En el área septentrional, y, esencialmente en los sectores centrales de la Hoja de Torre de Juan Abad (nº 839), su prolongación oriental en la Hoja de Bienservida, afloran unos materiales atribuidos al Devónico cuya composición litológica difiere parcialmente de las series meridionales.

Los afloramientos devónicos existentes en esta área, 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 gaptolitos silúricos.

El desarrollo estratigráfico del Devónico de Sierra Morena nororiental 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 calizas de carácter prácticamente continuo encontrado en el área de la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), 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.

En esta área, no se ha encontrado afloramiento de los depósitos suprayacentes a los tramos heterolíticos de afinidad turbidítica, base del Grupo Cerro Escudero o Alternancias Malva, de edad Wenlock superior, y las referidas "Cuarcitas del Doradillo", atribuidas al Devónico inferior (parte superior).

2.1.3.1. *Areniscas cuarcíticas de grano medio y grueso blanco amarillentas (18). "Cuarcita Principal" o "Cuarcitas del Risquillo". Lochkoviense-Praguiense*

Aunque como se precisa anteriormente, los tramos superiores del Grupo Cerro Escudero, denominados Formación "Pelitas de Valdenmedio", ya son atribuibles al Devónico inferior, desde el punto de vista de las unidades cartográficas, comunes a todo el ámbito del Proyecto, son las barras cuarcíticas que ocasionan un fuerte resalte morfológico en la llanura manchega, que con dirección aproximada este-oeste a N80°E conforman el borde paleozoico de Sierra Morena, las que normalmente sirven de marcadores litológicos del registro sedimentario atribuido al Devónico.

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

Como visión de conjunto, en esta unidad pueden identificarse dos unidades litológicas; la inferior constituida por bancos y capas de cuarcitas o areniscas cuarcíticas de grano medio y

grueso y color blanco grisáceo a rojizo y, la superior, en la que predominan las areniscas rojas, ferruginosas, oolíticas e intraclásticas en capas decimétricas y con intercalaciones de lutitas policolores.

En la unidad inferior cuarcítica 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:

A₁.- 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 frecuentes las alineaciones horizontales de cantos blandos "clay chips" aplastadas, a veces con envuelta hetatítica.

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.

A₂.- 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 cuarcíticas con estratificación cruzada en surco y los cuerpos de relleno de canal, en algún caso, en areniscas de grano grueso con grava de cuarzo dispersa.

Como norma, la fauna es muy escasa. Sólo bioclastos, a menudo muy alterados, se observan en los depósitos basales de los cuerpos canaliformes.

PARDO ALONSO, M.V. *et al.* (1996) y PARDO ALONSO, M.V. (1997) correlaciona la Cuarcita Principal de KETTEL, D. (*op.cit.*) con la Formación "Cuarcita del Risquillo" y "Cuarcita de Base" de Almadén, atribuyéndole una edad Praguense en virtud de los fósiles de esta edad, encontrados por ese autor, en el valle del río Guadalmena (Hoja nº 864).

Se trata de una asociación de braquiópodos típicamente praguenses, con *Hysterolites hystericus*, *Schlofheim*, *Stropheodonta Perculea*, *Dresermann*, *Stropheodonta gigas* (M'COY), entre otros.

En el área de Torre de Juan Abad (Hoja nº 839), en sectores muy próximos a estos afloramientos, las muestras recogidas han proporcionado una fauna de *Hysterolites* sp. (forma que recuerda a *H. aff. korneri* del techo de la Fm. Risquillo), *Plathyorthis?* sp., *Hexarhytis?* cf. *undata*, *Oligopty cherhynchus?* sp. (un juvenil), *Peratptera follmanni* (French), *Actinopteria* sp, *Nautiloideos ortoconicos*, *Bryozoa?* *indet.*, etc., que determinan una edad Praguense, sin mayor precisión, para esta unidad.

2.2. 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 caben 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), nº 815 (Robledo) y nº 841 (Alcaraz) que limitan por el N, NE y E, respectivamente, con la de Bienvenida; y también a las Hojas nº 786 (Manzanares), 787 (Alhambra) y 885 (Santisteban del Puerto), situadas al NE o SE de la misma.

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 Triás en su conjunto responde a una facies atípica del Triás germánico, propia de borde de cuenca, muy detrítica y azoica y, por tanto, sin presencia de las facies carbonáticas del Muschelkalk.

De hecho, en la Hoja de Alcaraz (nº 841), RODRÍGUEZ (1978) establece una correlación lateral entre las potentes areniscas del tramo medio y las citadas facies carbonáticas del Muschelkalk que afloran en zonas más internas de la cuenca (v. gr. Bogarra), atribuyendo también al Muschelkalk la casi totalidad del tramo (detrítico) inferior y, al Pérmico, la brecha basal cuarcítica, de lo que se desprendería que el Buntsandstein no estaría representado en el área de estudio.

Por el contrario, ORVIZ *et al.*, (1975) en la Hoja de Santisteban del Puerto, atribuyen al Buntsandstein la mayor parte de la serie Triásica, salvo el tramo superior que pertenecería al Keuper, como ya se ha indicado anteriormente. Y, análogamente, RODRÍGUEZ MERINO (1985), en la Hoja de Manzanares atribuye al Buntsandstein y Muschelkalk la mayor parte de

la serie que en este último caso, y como se dirá más adelante, probablemente pertenece exclusivamente al Keuper.

En segundo lugar cabe destacar los trabajos de exploración minera realizados en el ámbito de la Hoja y áreas 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. Como puede verse, este planteamiento está bastante próximo al de RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) ya expuesto anteriormente.

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 (K₁, K₂, K₃, K₄ y K₅) que identifican con las definidas anteriormente por ORTÍ (1974).

Dentro del área de estudio, FERNÁNDEZ *et al.* (1994) afirman, al igual de lo ya comentado para el informe de ENUSA (1983), que no están presentes las facies carbonáticas del Muschelkalk y que, por el contrario, existe un gran desarrollo de las facies Buntsandstein, sobre las que se superponen directamente las facies Keuper, por lo cual se trataría de un Triás típico de facies de "capas rojas" (*red beds*). De acuerdo con la correlación secuencial que estos autores establecen, los supuestos tres niveles carbonados del Muschelkalk de Hornos-Siles citados más arriba, junto con sus dos respectivas intercalaciones lutíticas, cambiarían lateralmente de facies, en el área de estudio (series de Turruchel y Alcaraz), a las facies terrígenas de la citada Unidad lutítica con bancos de areniscas.

Finalmente, y en cuarto lugar, en el informe ENRESA (1997), F. JEREZ 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 K₁, Formación K₂, Formación K₃, Formación K₄ y Formación K₅, observando que en la Hoja de Bienservida apenas aflora esta última.

En este trabajo 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 de análogas facies del Muschelkalk superior (Ladiniense superior) que se encuentran ya bien desarrolladas en las 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 a partir del paralelo de Alcaraz 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, lo cual sugiere una mayor expansividad de este último hacia el interior del continente (Meseta) con respecto a los depósitos del Buntsandstein y Muschelkalk.

2.2.1. Conglomerados (19). Facies Buntsandstein

Esta unidad aflora exclusivamente hacia el centro y SO de la Hoja, bordeando al Paleozoico de la Sierra de Relumbrar.

Se ha estudiado en el Arroyo de las Cañadillas, al SO de Villapalacios, en la sección levantada a tal fin, donde presenta una potencia de 8 m., valor que puede considerarse como representativo del conjunto de la unidad dentro de la Hoja si bien, a veces, el espesor puede ser bastante más reducido (alrededor de 1 m).

Debido a su particular litología, esta unidad es muy resistente a la erosión por lo que, a menudo, suele dar resaltes diferenciales.

Litológicamente se trata de conglomerados y gravas de cantos de cuarcita y cuarzo, clasto-soportados, de tamaño entre 0,5-2,5 cm y subredondeados. La matriz es arenosa y lutítica, de colores verde y violeta, respectivamente, y escasa en general, aunque más abundante hacia techo. Presentan granoselección positiva, de moderada a mala, mejorando hacia techo, y también cementación por carbonatos en la parte media de la columna.

Las areniscas de la matriz están compuestas por granos de cuarzo con cemento carbonatado y/o ferruginoso, aunque las muestras recogidas se han deshecho en el laboratorio al intentar obtener lámina delgada.

Es interesante señalar que al SO de la Puebla del Príncipe, en la contigua Hoja de Torre de Juan Abad afloran unos conglomerados correlacionables, en principio, con los de esta unidad y relativamente más potentes, que presentan importantes carbonataciones hacia techo.

El contacto de muro de la unidad es una discordancia angular muy acusada, dado que la misma reposa directamente sobre un paleorrelieve paleozoico.

Desde el punto de vista sedimentológico, la organización de la unidad, en su conjunto, consiste en una serie de secuencias de 1-1,5 m de espesor, positivas o "fining-upward", en las que los conglomerados son muy predominantes, sobre todo hacia la base, y las areniscas se encuentran hacia techo donde, ocasionalmente, se intercalan con lutitas. La facies predominante es de gravas, masivas, con cantos imbricados y matriz arcillosa. Generalmente presenta estratificación cruzada de gran escala, planar y/o de surco.

La organización secuencial anterior, en su conjunto, indica una disminución de energía hacia techo. Se interpreta como perteneciente a barras longitudinales o linguoides depositadas en ríos anastomosados "braided".

El ambiente sedimentario corresponde a abanicos aluviales sobre los que se instala un sistema de canales trenzados (ríos "*braided*"), los cuales migran desde posiciones proximales a posiciones medias, repitiéndose, para cada secuencia, este movimiento de aproximación-alejamiento de los canales respecto de la cabecera de los abanicos. Anteriormente esta unidad se ha interpretado como coluviones formados por una intensa etapa de alteración climática responsable de la rubefacción del zócalo (FERNÁNDEZ Y GIL, 1989), o bien como correspondiente a pequeños abanicos aluviales o depósitos de ríos "*braided*" (FERNÁNDEZ, 1984).

La unidad es azoica. Basándose en la correlación con unidades de similares características litológicas y sedimentológicas, y análoga posición estratigráfica relativa ("Facies Buntsandstein"), definidas en la Cordillera Ibérica (v. gr. Formación Conglomerados de la Hoja del Gallo -RAMOS, 1979-), la edad sería básicamente Scythiense (Triásico inferior) aunque dicha facies abarca, en edad, desde el Thuringiense (Pérmico superior) hasta el Anisiense (Triásico medio).

2.2.2. Dolomías con o sin cantos y conglomerados con cemento dolomítico (20). Muschelkalk Medio

Esta unidad aflora exclusivamente en la mitad meridional de la Hoja, desde el paralelo de Villapalacios hacia el Sur y, principalmente en el cuadrante suroccidental de la misma, aunque sólo es practicable su cartografía y ello, exagerando su representación en el mapa, en algunos puntos muy concretos de dicho cuadrante.

Se ha estudiado en el citado Arroyo de las Cañadillas, al SO de Villapalacios donde tiene menos de 1 m. de espesor. La máxima potencia se encuentra en la carretera de Albaladejo a El Moralico, a menos de 1 Km al Sureste del Cortijo de Berzares, ya en la proximidad del río Guadalmena, donde alcanza varios metros de espesor y donde los carbonatos se encuentran mejor desarrollados. La dificultad aludida más arriba respecto de su cartografía es debida principalmente a este pequeño espesor acabado de comentar así como a la escasa continuidad de sus afloramientos.

La litología consiste en dolomías con estratificación generalmente subtabular, aunque en ocasiones son masivas, de color marrón-amarillento y con o sin cantos, que pasan hacia techo y lateralmente a conglomerados de cantos de cuarcita y cuarzo muy cementados (cemento dolomítico).

Petrográficamente, las dolomías son dolomicritas o bien dolomicrosparitas que, en este último caso, aparecen como depósitos zonados, gradados y con estructuras estromatoides reemplazadas total o parcialmente por calcedonia en núcleos orbiculares con textura fibrosa radial.

El ambiente sedimentario correspondiente sería lacustre (carbonatado-terígeno, carbonatado-evaporítico o evaporítico-salino) o podría corresponder a una zona supramareal de una llanura de marea.

A techo, el contacto suele ser transicional, aunque a veces, como ocurre en el afloramiento citado de la carretera de Albaladejo a El Moralico, dicho contacto es también neto e irregular y viene además remarcado por un microconglomerado de granos de cuarzo y cemento ferruginoso, de color marrón muy oscuro y espesor centimétrico a decimétrico.

No se han encontrado restos fósiles en esta unidad. Sin embargo, JEREZ, F. (en ENRESA, 1997) cita huellas de reptiles inclasificadas, a escasamente 500 m al Sur-Sureste del Cortijo de Millán (NO de Génave) en un nivel dolomítico perfectamente correlacionable con esta unidad. Dado el pequeño espesor de esta unidad y el hecho de que la misma se relaciona genéticamente más bien con la unidad lutítica a tratar en el apartado siguiente su edad se considera asimilable a la de esta última (es decir, Ladiniense inferior), la cual será tratada en dicho apartado. Conviene añadir al respecto que, en la base de dicha unidad lutítica, en áreas próximas y más internas, ya dentro del Prebético, afloran importantes niveles de yeso que podrían correlacionarse lateralmente con esta unidad, tal y como se desprende del último trabajo citado.

2.2.3. Lutitas gris oscuro con intercalaciones de carbonatos (22). Muschelkalk Medio

Esta unidad se ha podido diferenciar cartográficamente sólo en la mitad oriental de la Hoja así como en el borde meridional de esta última. Dicha unidad se extiende bordeando a los conglomerados de la "Facies Buntsandstein", por encima de los mismos. Se ha estudiado en las inmediaciones de los arroyos de las Cañadillas y de la Mesta, al O y SE de Villapalacios, donde su espesor es de 25 m, el cual se considera bastante representativo dentro del ámbito de la Hoja.

Litológicamente está compuesta por lutitas de color gris verdoso muy oscuro, debido a la presencia de materia orgánica, con intercalaciones de 5 a 50 cm de espesor (progresivamente más finas hacia techo) de dolomías grises tableadas con laminaciones, paralela y algal estromatolítica, e impregnaciones de limonita y azufre. Lateralmente se ha observado la presencia de yesoarenitas hacia el techo de la unidad.

En lámina delgada esos niveles de carbonatos consisten en dolomicritas y dolosparitas que, en los niveles más basales presentan un cierto contenido de siliciclásticos de grano muy fino (20% de cuarzo, 2% de feldespatos y 13 % de fragmentos de rocas) disminuyendo rápidamente (hasta un 1%) los mismos hacia techo. En una muestra tomada prácticamente en la base de la unidad, se puede observar una homometría del tamaño de grano de los carbonatos que sería indicativa de un depósito dolomítico original con siliciclásticos procedentes de un área madre metamórfica. En otra muestra de carbonatos de la parte media de la unidad se puede observar una sedimentación siliciclástica-carbonatada con secuencias del orden de 1-2 mm y estructuras geopetales. Finalmente, en los niveles de la parte superior se observan doloesparitas con heterometría de grano y estructuras cupuliformes (estromatolitos), que alcanzan una altura de hasta 10 cm en una determinada capa.

El paso entre unidades es transicional aunque con cambio rápido en relación con la unidad dolomítica inferior, y un contacto neto respecto de los conglomerados de la "Facies Buntsandstein".

El ambiente sedimentario sería lacustre (carbonatado-terígeno) o podría corresponder, como en el caso de la unidad dolomítica inferior a una zona supramareal de una llanura de marea. FERNÁNDEZ *et al.* (1994) lo relacionan con lagos someros en conexión con sistemas de "alluvial fan-sand flat-playa lake".

Por otro lado, del análisis palinológico de una muestra recogida en la parte alta de la unidad, se desprenden las siguientes observaciones de carácter paleoecológico: a) el dominio del polen de coníferas sobre las esporas procedentes de pteridofitas, siendo estas últimas plantas las que requieren un ambiente húmedo o bien un nivel freático elevado para su desarro-

llo lo que indicaría un clima árido; b) la presencia de *Triadispورا* indica una llanura aluvial árida o un ambiente costero (VISSCHER *et al.*, 1994); c) la ausencia de acritarcos indica un ambiente continental y d) la presencia de fragmentos de cutículas vegetales de tamaño relativamente grande indica un transporte corto, es decir, estos vegetales se producían en las áreas próximas a la cuenca sedimentaria.

Con todas las precauciones debidas al desconocimiento de otro tipo de datos, los datos palinológicos señalan un ambiente sedimentario de carácter continental correspondiente a una llanura aluvial árida o bien un lagoon desconectado de las corrientes oceánicas.

En cuanto a la correlación litoestratigráfica con otras unidades del mismo tipo establecidas en trabajos anteriores sobre el área de la Hoja, la presente unidad se identifica con la parte inferior de la "Unidad lutítica" de FERNÁNDEZ *et al.* (*op.cit.*), unidad que se adscribe al "Buntsandstein" por parte de este autor. La edad de esta última unidad, según afirman FERNÁNDEZ *et al.* (1994), posiblemente basándose en datos de polen, sería Ladiniense inferior.

Por otro lado, basándonos en la correlación con unidades de características litoestratigráficas y posición estratigráfica relativa "Muschelkalk medio" (es decir inmediatamente por debajo del "Muschelkalk superior") similares, definidas en la Cordillera Ibérica (v. gr., con la parte inferior de la "Formación Limos y Areniscas abigarradas de Torete", RAMOS, 1979), la edad sería Ladiniense, como se deduce de las asociaciones palinológicas encontradas (RAMOS, *op.cit.*).

En lámina delgada no se han observado restos claros de fósiles, salvo dudosos oncoides algales.

Por último, de dos muestras para análisis palinológico recogidas, respectivamente en las partes baja y alta de la unidad, la de la parte baja ha dado un resultado negativo, en tanto que la de la parte alta ha suministrado las siguientes especies de polen y esporas: *Kuglerina meieri*, *Triadispورا plicata*, *Triadispورا crassa*, *Pyramidosporites traversei*, *Enzonalasporesites leschikii*, *Alisporites* sp., *Ovalipollis pseudoalatus*, *Stausosacites quadrifolius*, *Aratrisporites* sp., *Partitisporesites tenebrosus*, *Duplicisporites granulatus* y esporas triletas indeterminadas.

La presencia de *Ovalipollis*, *Triadispورا plicata* y *Duplicisporites granulatus* indican una edad mínima Ladiniense inferior. La ausencia de formas que aparecen en la parte alta del Ladiniense y la escasez de dos de los tres elementos citados al principio, *Ovdipollis* y *Duplicisporites granulatus*, los cuales se hacen muy abundantes a lo largo del Ladiniense medio y superior sugieren también una edad Ladiniense inferior.

2.2.4. Lutitas rojo-violáceo y areniscas (23). Muschelkalk Medio

Esta unidad, al igual que la anterior, se ha podido diferenciar únicamente en la mitad oriental de la Hoja, así como en el borde meridional de la misma. La unidad se extiende bordeando a las lutitas gris oscuro de la unidad anterior, por encima de las mismas.

Se ha estudiado en la margen meridional del Arroyo de la Mesta, al SE de Villapalacios, donde tiene un espesor de 12 m que se considera representativo del conjunto de la unidad.

La litología consta de lutitas rojo-violáceo o rojo-oscuro con niveles de areniscas en su parte media y de lutitas gris verdoso en la parte superior. Presenta además, intercalaciones centimétricas de carbonatos y, en su parte inferior, de niveles asimismo centimétricos de costras

formadas por agregados de cristales de yeso. Las areniscas son de color verde, micáceas, compuestas de granos de cuarzo y estratificadas en bancos de 20 a 50 cm de espesor por lo general, destacando el más inferior de todos estos que puede alcanzar los 80 cm y que es, a su vez, el de mayor extensión. Los niveles de areniscas son subtabulares, se acuñan con relativa rapidez y presentan estratificación cruzada planar de ángulo muy bajo.

Al microscopio las areniscas se presentan formadas principalmente por cuarzo (40%) y, en menor medida, feldespato (14%) acompañados a menudo por una pequeña proporción de mica y, a veces, por fragmentos de roca y matriz, asimismo en escasa proporción.

En el muro de la unidad el cambio es transicional con la unidad de lutitas gris oscuro sobre las que siempre se apoya.

Desde el punto de vista sedimentológico la organización de la unidad consiste en varias secuencias de hasta 5 m de espesor, de arenisca-lutita roja-lutita gris-carbonato. Un nivel de carbonatos de la parte superior de la unidad presenta restos fósiles fosfatizados de estructura planar que se ordenan según la S_0 .

El ambiente sedimentario parece evolucionar, de base a techo de la unidad, desde depósitos de llanura arenosa y ríos "braided", situados posiblemente en una zona de delta hasta los propios de una plataforma interna, indicando probablemente el inicio de una transgresión.

Dentro del ámbito de la Hoja, esta unidad se correlaciona con la mitad superior de la "Unidad lutítica" de FERNÁNDEZ *et al.* (*op.cit.*). Fuera del mismo, la misma unidad se correlaciona con la parte superior de la "Formación Limos y Areniscas abigarradas de Torete" (RAMOS, 1979), de edad Ladiniense como ya se indicó en el apartado anterior.

En lámina delgada, los escasos restos fósiles observados corresponden a ostrácodos y pelecípedos (*¿Halobia?* y *¿Daonellas?*), asimilables a la facies muschelkalk.

La edad de esta unidad, situada estratigráficamente entre la anterior y la del Muschelkalk superior (1.2.6.), ambas datadas con muestras de polen, se considera como Ladiniense inferior-medio.

2.2.5. Lutitas grises y rojas, areniscas y conglomerados (21). Muschelkalk Medio

Esta unidad constituye en realidad un término comprensivo de las dos unidades anteriores, allí donde existe cierta dificultad para la separación cartográfica de ambas, por lo que a continuación se realiza sólo una breve exposición de la misma. No obstante, la unidad también podría ser considerada, hasta cierto punto, y principalmente por lo que atañe a la parte inferior de la misma, como un cambio lateral de facies del conjunto de aquellas dos unidades.

La unidad ha sido diferenciada cartográficamente sólo en la mitad occidental de la Hoja, salvo excepción (v. gr. al O. de Reolid, en la zona de confluencia de los ríos Salobre y Guadalmena).

La diferencia más relevante de esta unidad con respecto al conjunto de las dos anteriores reside en la presencia, en la base de la unidad, de paleocanales rellenos de areniscas y conglomerados, los cuales adquieren mayor relevancia al Norte y Oeste. Al respecto conviene poner de relieve que, en el citado afloramiento del SO de la Puebla del Príncipe, en la contigua hoja de Torres de Juan Abad, afloran unos conglomerados que podrían corresponder a los de esta

unidad y que se encuentran por encima, tanto de los conglomerados con carbonataciones de la parte alta de la "Facies Buntsandstein" como de las capas dolomíticas tableadas ya citadas anteriormente que coronan a estos últimos.

Dada la relativa convergencia de facies de la base de esta unidad con respecto a los conglomerados de la "Facies Buntsandstein" sobre los que la misma se apoya, resulta difícil de apreciar la verdadera naturaleza del paso entre ambas, el cual, lógicamente y al menos a primera vista, se interpretaría como transicional.

2.2.6. Lutitas gris-verdoso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas (24). Muschelkalk Superior-Keuper

Esta unidad aflora principalmente en la mitad oriental de la Hoja y también en el cuadrante noroccidental de la misma aunque en este último caso, su cartografía se hace dificultosa debido a la mala calidad de los afloramientos. Es importante poner de relieve que esta unidad no aflora en el tercio septentrional de la Hoja (donde, probablemente, ni siquiera llegó a depositarse) ya que en esta zona el Keuper descansa directamente sobre el Paleozoico, tal y como ya se avanzó anteriormente.

La unidad ha sido estudiada en el margen meridional del Arroyo de la Mesta, al SE de Villapalacios, en la sección levantada para tal fin. Su espesor que es aquí de 13 m, es bastante constante dentro del ámbito de la Hoja, si bien, como puede afirmarse en general para todas las unidades del Triásico de esta zona, la potencia aumenta gradualmente hacia el SE.

La litología está representada en orden de mayor a menor importancia, por lutitas de color gris verdoso a veces con partículas de yeso fibroso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas. El espesor de los niveles dolomíticos oscila entre 2 y 20 cm, aumentando en grosor hacia techo. Lateralmente y hacia la mitad de la unidad, se observa un característico nivel de nódulos de yeso de hasta 10 cm de tamaño y de color rosado que, aunque de manera discontinua, se reencuentra en diversos puntos a veces bastante alejados entre sí (v. gr.: al Noroeste de Génave y en el Cerro de la Hermanilla alta-Oeste de Puente de Génave-, ambos ya fuera del ámbito de la Hoja).

Petrográficamente, los niveles de carbonatos inferiores son dolomicritas con fósiles (12-20%) y algo de cuarzo (2-6%). Los fósiles se encuentran fosfatizados y consisten en restos de placas de equinodermos y briozoarios con aspecto de rodados. Los niveles de carbonatos superiores, en cambio, son dolomicritas sin fósiles o con muy escasos fragmentos de restos fósiles fosfatizados.

En cuanto al paso de una unidad a otra, el cambio es transicional desde la unidad de lutitas rojo-violáceo y areniscas sobre las que se apoya.

Desde el punto de vista sedimentológico, la organización de la unidad consiste en una serie de secuencias carbonato-crecientes con predominio de lutitas hacia la base y culminadas por niveles centimétricos o decimétricos de carbonatos.

Respecto al ambiente sedimentario, y a juzgar por los resultados de los análisis de láminas delgadas, parece haber dos partes diferenciadas. Así, en tanto que la parte inferior correspondería a un ambiente de plataforma interna, la parte superior refleja un ambiente lacustre-salino. Estas dos partes resultan separadas por el característico nivel de nódulos de yeso,

ya citado anteriormente, el cual podría adquirir así un carácter de marcador de una eventual discontinuidad estratigráfica. En cualquier caso y de acuerdo con los datos anteriores, la evolución de abajo a arriba de la unidad sería transgresiva-regresiva.

En lámina delgada, los fósiles observados, situados en la parte inferior de la unidad, corresponden a escasos restos de lamelibranquios y placas de equinodermos.

Por otro lado, del análisis palinológico de dos muestras recogidas en esta unidad se desprenden las siguientes observaciones de carácter paleoecológico: a) la presencia de acritarcos, aunque escasa, indica un ambiente marino; b) la abundancia de polen, esporas y fragmentos de tejidos vegetales de procedencia continental nos indica un ambiente proximal y c) el predominio del polen de coníferas sobre las esporas indica que se trata de un clima árido, donde predomina la vegetación xerofítica.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, al menos la parte inferior de esta unidad es correlacionable con la unidad identificada como "Muschelkalk" por FERNÁNDEZ *et al.* (1994) en la zona de Hornos-Siles, cuyos datos bioestratigráficos (MÁRQUEZ *et al.*, 1986) permiten datarla como del Ladinense superior. La parte superior de esta unidad podría pertenecer ya al Keuper (JEREZ, F. -en ENRESA, 1997-).

También, y desde el mismo punto de vista, al menos la mitad inferior de esta unidad se considera correlacionable con la "Formación Cañete" (LÓPEZ-GÓMEZ Y ARCHE, 1992 a) y con el conjunto de las "Formaciones Tramacastilla y Royuela" (PÉREZ-ARLUCEA, 1992), pertenecientes al Muschelkalk Superior de la Cordillera Ibérica y atribuidas por dichos autores al Ladinense superior.

Dos muestras recogidas, respectivamente, en la parte media-baja y media-alta de la unidad han suministrado las siguientes asociaciones palinológicas.

La muestra de la parte media-baja ha suministrado las siguientes especies: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Alisporites* sp., *Striatites* sp., Bisacados indeterminados, *Heliosacus* sp., *Daughertispora chinleana*, Polen monosacado tipo A (*sensu* Besems 1982, sección de la Vegueta, Jaén, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Kuglerina meieri*, *Staurosacites quadrifolius*, *Enzonasporites vigens*, *Granuloperculatipollis* sp., *Duplicisporites granulatus*, *Duplicisporites* sp., *Partitisporites novimundanus*, *Camosporites secatus*, *Aratrisporites* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Perotriletes* sp *Dictyotidium reticulatum*, *Mychrystridium* sp.

La presencia de *Enzonasporites vigens* y *Camosporites secatus* indican una edad mínima Ladinense medio-superior. La ausencia de *Patinasporites densus* y de *Vallasporites ignacii*, los cuales caracterizan la base del Carniense, restringe la edad máxima de esta primera muestra, que no llegaría por lo tanto al Carniense.

De acuerdo con el análisis palinológico, la edad de esta unidad sería Ladinense medio-Carniense inferior.

La muestra de la parte media-alta ha suministrado las siguientes especies: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites densus*, Monosacados indeterminados, *Kuglerina meieri*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Staurosacites quadrifolius*, *Enzonasporites vigens*, *Duplicisporites granulatus*, *Partitisporites novimundanus*, *Camosporites secatus*, *Aratrisporites* cf. *centratus*, *Dictyotidium reticulatum*,

Mychrystridium sp., *Camerosporites secatus*, *Triadispora plicata*, *Enzonasporites vigens*, *Duplicisporites granulatus*, *Partitisporites novimundanus* y *Patinasporites densus* caracterizan las asociaciones del Carniense. Como se mencionó para el caso de la muestra anterior, la base del Carniense se define palinológicamente por la aparición de *Patinasporites densus* y también por el género *Vallasporites*. La escasez del primer taxon y la ausencia del segundo indican una edad Carniense inferior para esta segunda muestra.

Por otro lado, y aún no aportando mayores precisiones cronoestratigráficas, resulta oportuno traer aquí a colación el trabajo de ALAFONT (1992) por su gran importancia bioestratigráfica. En este trabajo se estudia un yacimiento fosilífero Triásico compuesto principalmente por restos de reptiles marinos, dado a conocer anteriormente por miembros de la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras y situado a unos 5 Km Al Oeste de Villarodrigo. Cabe señalar al respecto que los datos biocronológicos recogidos en este yacimiento son relativamente contradictorios entre sí, siendo compatibles con una edad Triásico medio (Anisiense-Ladiniense).

2.2.7. Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s") de grano medio y grueso blancas a rojizas (25). Facies Keuper

Esta unidad aflora ampliamente en todos los sectores de la Hoja, salvo en el central, en una parte del cual posiblemente no llegó a depositarse, y en el cuadrante suroccidental donde probablemente ha sido erosionada.

La unidad ha sido estudiada en la margen septentrional del Arroyo de la Mesta, al NNO del Cortijo de Nemesio (SE de Villapalacios), en la sección allí levantada. Su espesor en dicha sección es de 136 m. La potencia aumenta en general hacia el SE de la Hoja, donde llega casi a 200 m y disminuye hacia el N (unos 100 m en Reolid) y NO (menos de 100 m en Villanueva de la Fuente y Albaladejo).

Morfológicamente, esta unidad que es la más extensamente representada dentro del ámbito de la Hoja, ocupa de forma principal las laderas que descienden desde la base del Jurásico que constituye los relieves del Prebético y Cobertera Tabular, aparte de algunas otras laderas pertenecientes a cerros cónicos como los de Cerro Vico.

La litología de la unidad es, principalmente, de lutitas; y, en segundo lugar, de areniscas. Además, la unidad presenta esporádicamente niveles de yesos y carbonatos, siempre de pequeño espesor (<20cm). También, y aunque sólo muy localmente y siempre muy restringidos arealmente a la inmediatez del contacto o borde de los paleorrelieves paleozoicos, se encuentran conglomerados de cantos predominantemente cuarcíticos, conformando ápices de pequeños abanicos aluviales (v. gr.: ladera oriental del Cerro de los Pizarrosos del Aljibe-Oeste de Salobre-).

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 las mismas son de tipo arcósico, compuestas principalmente y por este orden, por granos de cuarzo (50%) y feldespato (10-15%), con una muy pequeña proporción de mica, fragmentos de roca y matriz, y con escaso cemento. Es de destacar la abundancia de minerales pesados concentrados en niveles, marcando la laminación.

La sucesión estratigráfica es tal que permite dividir a la unidad, aproximadamente por la mitad, en dos tramos a “grosso modo” bien diferenciados: un tramo inferior básicamente arcilloso y un tramo superior también predominantemente arcilloso, pero con importantes niveles de areniscas.

En la sección del NNO del Cortijo de Nemesio, el tramo inferior se caracteriza por la presencia de lutitas rojas con algunos niveles de menos de 50 cm de espesor de lutitas verdes y escasos bancos de carbonatos de unos 2 cm de potencia; además de areniscas en bancos de 5-35 cm de espesor con laminación cruzada (*ripples*). Hacia techo existen dos niveles de nódulos de yeso de 5 cm de espesor separados por lutitas rojas con numerosas diaclasas rellenas de yeso.

En la misma sección citada más arriba, el tramo superior está compuesto por lutitas exclusivamente rojas con importantes niveles de hasta 5 m de potencia de areniscas en paleocanales (bancos de 3 a 50 cm), generalmente con estratificación cruzada planar de ángulo bajo y *ripples* sobreimpuestos, aparte de otros niveles más delgados (3 a 50 cm) de limonitas y areniscas con laminación cruzada. Es de señalar la presencia destacada, hacia la mitad de este tramo, de un banco de carbonatos de 20 cm de espesor de color gris verdoso y muy conspicuo.

El paso desde la unidad anterior (lutitas gris verdoso, margas dolomíticas y dolomías arcillosas del Muschelkalk superior) a ésta, es, en apariencia, un cambio gradual, aunque aquí se ha considerado como constitutivo de la base de esta unidad el primer nivel de lutitas rojas que aparece por encima de la unidad anterior.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta unidad es correlacionable con la suma de la “Unidad lutítica con bancos de areniscas” de FERNÁNDEZ *et al.*, (1994), (incluida por este autor en el “Buntsandstein”), más lo que este mismo autor sí considera ya como unidad “K₁” (por correlación con la homónima de ORTÍ, 1974) del Keuper.

Sedimentológicamente y de acuerdo con FERNÁNDEZ *et al.*, (1994) 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

Las facies a (areniscas en bancos potentes, a menudo, cartografiables-s-), que esta desarrollada, como ya se indicó, sobre todo en el tramo superior, se presenta en dos tipos morfológicos: cuerpos lenticulares y cuerpos tabulares.

Los cuerpos lenticulares presentan una anchura de 30-40 m, y una profundidad en torno a 3 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 en torno 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 paleogeogra-

fía suave y libre de barreras topográficas.

Facies b

Las facies b (lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos), que corresponde principalmente al tramo inferior, aunque también constituye la mayor parte del tramo superior, representa a los depósitos de llanura de inundación, correspondiendo el depósito dominante a las lutitas, 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.

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.

Del análisis palinológico de una muestra recogida en la base de la unidad, se desprenden las siguientes observaciones de carácter paleoecológico: a) la presencia de acritarcos, aunque escasa, indica un ambiente marino; b) la gran diversidad de polen y la abundancia de *Aratrisporites* apuntan a un ambiente sedimentario en el que se produce mezcla de polen y esporas provenientes de distintos ambientes florísticos; c) las tasmanáceas y *Michystridium* proliferan tanto en ambientes oceánicos como en ambientes salobres, muchas veces a lagunas conectados al océano por canales mareales; y d) por otro lado, la presencia de tejidos vegetales de tamaño considerable indican que sufrieron un transporte corto y por lo tanto, debía existir una cubierta vegetal en las proximidades de la cuenca sedimentaria.

Todo lo anterior apunta a un ambiente sedimentario de transición, probablemente de manglar o de lagoon, para la base de esta unidad.

El más importante registro fósil que puede esperarse encontrar en esta unidad es el de paleoflora y restos de polen. Esta unidad (o, al menos, el tramo inferior de la misma), es claramente correlacionable con la Formación K₁ de ORTÍ (1973), para la cual se ha determinado, en Levante, una edad Carniense, basado en estudios palinológicos (SOLÉ DE PORTA y ORTÍ, 1982; TORRES, 1989). La edad de estos materiales es corroborada por los estudios llevados a cabo en zonas colindantes (BESEMS, 1982), con la Hoja de Bienservida.

Una muestra recogida en la base de la unidad, a unos 3 m por encima del techo de la unidad anterior, ha suministrado la siguiente asociación de polen y esporas y algas: *Triadispora plicata*, *Triadispora crassa*, *Lunatisporites* sp., Bisacados indeterminados, *Patinasporites den-*

Pericollipollenites elatoides, Monosacados indeterminados, *Staurosacites quadrifolius*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Kuglerina meieri*, *Enzonalasporites vigens*, *Partitisorites* cf. *densus*, *Partitisorites 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.

La abundancia de polen del tipo zonosulcado, como *Partitisorites novimundanus*, *Duplicisporites granulatus*, *D. Vemucatus* y *Camerosporites secatus*; de *Enzonalasporites vigens* y la presencia de *Patinasporites densus* son característicos del Karniense. La ausencia de *Vallasporites* y la rareza de *Patinasporites densus* sugiere que esta muestra tiene una edad Karniense inferior.

Finalmente es interesante destacar el hecho ya avanzado más arriba (1.2. y 1.2.6.) de que en el sector septentrional de la Hoja de Bienservida esta unidad, considerada aquí como la base del Keuper, se apoya en numerosos puntos (v. gr. proximidades e Alcaraz) sobre el Paleozoico y los conglomerados de Buntsandstein (v. gr. al Sur de Villanueva de la Fuente), lo que sugiere que se trata de una unidad más extensiva que las anteriores.

2.2.8. Areniscas de grano medio a fino blancas a rojizas (26). Facies Keuper

El afloramiento de esta unidad constituye la base de una banda muy estrecha y sinuosa, extendida por los sectores noroccidental, oriental y suroriental de la Hoja y adosada, por debajo, al borde de los relieves del Jurásico tanto del Prebético como de la Cobertera Tabular. El ancho de su representación ha debido ser, a menudo, incluso un tanto exagerado, a la escala del mapa (donde constituye poco más que una línea) al objeto de poder representarla, destacando su presencia y continuidad cartográfica.

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.

En general el estudio de esta unidad resulta dificultoso debido a la elevada cota topográfica que alcanza comúnmente, lo que unido a su escarpada expresión morfológica, hace que, al menos dentro de la Hoja, no existan buenos afloramientos al respecto.

En la sección ya citada del NNO del Cortijo de Nemesio, el espesor de la unidad apenas alcanza los 4 m. En general, tanto dentro del ámbito de la Hoja, como en las zonas contiguas, la potencia de la unidad oscila entre más de 20 m y su práctica desaparición lateral.

La litología de la unidad es básicamente de areniscas con óxidos de hierro, con muy escasas y generalmente poco importantes intercalaciones de lutitas.

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, de acuerdo con una muestra tomada en la sección indicada más arriba, 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 como estructura interna dominante la estratificación cruzada, generalmente asociada a "megaripples". También existen estructuras de baja energía como laminación horizontal y cruzada y "ripples" de pequeña escala.

El ambiente sedimentario se interpreta como netamente fluvial con corrientes de tipo "braided".

El contacto de muro de la unidad es generalmente neto y débilmente erosivo y coincide con la base de las areniscas. Dicho contacto podría representar una discontinuidad regional tal como postulan otros autores para la base de la "Formación K₂" (FERNÁNDEZ *et al.*, *op. cit.*; y ORTÍ y PÉREZ-LOPEZ, 1994).

Esta unidad se identifica, dentro del ámbito de la Hoja, con la "Unidad K₂" (designada así por correlación con la homónima de ORTÍ, 1974) de FERNÁNDEZ *et al.* (1994), la cual, de acuerdo con estos últimos autores, constituye un buen nivel de correlación tanto a escala local como regional. Hay que tener en cuenta al respecto que en Levante se ha determinado una edad Carniense para la unidad "K₂" de ORTÍ, basado en estudios palinológicos (SOLÉ DE PORTA y ORTÍ, 1982; TORRES, 1989).

2.2.9. Lutitas rojas con niveles de areniscas ("s"). A veces, yesos rojos hacia techo (27).
Facies Keuper

El afloramiento de esta unidad, paralelo al de la unidad anterior y de características relativamente similares, constituye la mayor parte del ancho de la ya citada banda estrecha y sinuosa que se adosa, por debajo, al borde de los relieves del Jurásico del Prebético y Cobertera Tabular.

El estudio de esta unidad resulta aún más dificultoso, si cabe, que el de la unidad anterior, ya que a las desfavorables condiciones topográficas (cota y 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, por lo demás, sometida a intenso laboreo agrícola.

La potencia de la unidad en la sección del NNO del Cortijo de Nemesio es de 30-35 m.

En la litología de esta unidad predominan las lutitas rojas aunque con intercalaciones de areniscas, variables en número y espesor según los puntos. A veces, estas últimas adquieren una mayor relevancia hasta el punto de constituir niveles inclusive cartografiables (s). Sólo en determinados puntos (v. gr. a unos 3 Km al E de Bienservida, justo en el desvío del camino forestal que se dirige hacia el Arroyo de la Mesta), dentro de la Hoja, se observan, además, niveles de yesos rojos nodulares, alternando con las arcillas rojas de la parte alta de la unidad. Por último, también puede incluir algún nivel de carbonatos.

De acuerdo con FERNÁNDEZ *et al.* (1994) 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 "sabka" donde se depositarían los yesos nodulares rojos.

El paso desde la unidad inferior de areniscas hacia ésta es un cambio gradual.

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 de la Hoja, con la "Unidad K₃" y base de la "Unidad K₄", (designadas así, por correlación con las homónimas de ORTÍ, 1974) de FERNÁNDEZ *et al.* (*op. cit.*), para las cuales, al igual de lo que ya se dijo, en el caso de la unidad de areniscas anterior, se ha determinado en Levante una edad Carniense.

2.3. JURÁSICO

Los materiales Jurásicos se encuentran, al menos aparentemente, en contacto concordante sobre el Triásico de "Facies Keuper". Ello no es obstáculo para que, en la práctica totalidad de los casos, la gran diferencia de competencia entre ambos tipos de materiales, dé lugar a una mecanización del contacto.

Por otro lado y, como más adelante se explicitará, es probable que la parte basal de lo que aquí se engloba como Jurásico pertenezca en realidad al Triásico superior (Retiense).

Como desde el punto de vista sedimentario y paleogeográfico existe una continuidad (perceptible sólo en un ámbito más amplio que el de la Hoja) entre los depósitos jurásicos de los distintos sectores de la Hoja de Bienservida, para el estudio de estos últimos no se realizará la clásica división en dominios, de connotaciones claramente tectónicas, entre materiales pertenecientes a la Cobertera Tabular y al Prebético, salvo para el caso de la introducción bibliográfica que se expone más adelante.

En cualquier caso, todas las unidades del Jurásico de esta Hoja han sido estudiadas en la parte correspondiente al Prebético (sector oriental). En el caso de las unidades más superiores ello es debido a que sólo en este último sector han sido preservadas de la erosión. Y, en cuanto a las unidades más inferiores porque, aparte de su potencia bastante más reducida, no existen buenos afloramientos ni secciones estratigráficas adecuadas de las mismas en el sector noroccidental (Cobertera Tabular).

Las características estratigráficas de los materiales Jurásicos del Prebético de esta zona fueron puestas de manifiesto principalmente en estudios de índole regional (LÓPEZ GARRIDO, 1971; JEREZ MIR, 1973; RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979), en tanto que los sedimentos Jurásicos de la Cobertera Tabular han sido anteriormente estudiados, entre otros, por los autores (GARCÍA y ÁLVARO, 1974) de las Hojas vecinas 814 (Villanueva de la Fuente) y 825 (Robledo).

2.3.1. Dolomías estratificadas, dolomías masivas carniolares y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas (28). Lías Inferior

Esta unidad aflora, al igual que casi todo el resto del Jurásico de la Hoja, exclusivamente en los sectores noroccidental, oriental y suroriental de la misma, constituyendo la parte basal de los relieves del Prebético y Cobertera Tabular. Se trata de la unidad del Jurásico que aflora más extensamente, con gran diferencia respecto de las demás unidades del mismo período, dentro de la Hoja.

La unidad ha sido estudiada en los alrededores del caserío El Ojuelo, a unos 5 Km al SSE de Salobre, en la sección levantada a tal fin.

Hay que advertir, de principio, que resulta difícil constatar la verdadera naturaleza de la base de la unidad, sobre todo en los sectores oriental y suroriental donde la misma adquiere un mayor desarrollo. En la sección acabada de citar, esta última no aflora debido a la existencia de una falla. Y en el resto de la Hoja, en general, resulta ser una constante la mala calidad de los afloramientos de esa parte inferior de la unidad debido principalmente al recubrimiento por derrubios procedentes de los niveles carbonáticos superiores así como al desarrollo de suelos por la intensa labor agrícola y/o forestal en la zona situada inmediatamente por encima de las arcillas rojas superiores del Triásico.

Las circunstancias acabadas de exponer nos han inducido a optar por situar el límite cartográfico inferior de esta unidad en el "contacto" con las arcillas rojas Triásicas (es decir, en el nivel donde estas últimas empiezan a aflorar con mayor o menor claridad), no diferenciando en cartografía, deliberadamente, esta zona de derrubios y suelos como tal (lo que hubiera complicado innecesariamente el mapa menoscabando su expresividad). Así pues, tal y como queda reflejado en el mapa geológico, (sobre todo por lo que se refiere a los sectores oriental y suroriental del mismo) el contacto de muro de esta unidad cartográfica queda en general situado manifiestamente por debajo del importante resalte geomorfológico que ofrecen los primeros niveles carbonáticos bien estratificados y visibles del Jurásico. Resulta evidente, pues, que los materiales propios de esta parte inferior de la unidad deben ser lo suficientemente diferentes y más blandos que los citados niveles carbonáticos como para poder dar lugar a una zona de "rebaje" erosivo que contrasta geomorfológicamente con estos últimos.

En los escasos lugares donde se ha podido realizar alguna observación más detallada sobre la naturaleza litológica de dicha zona (v. gr. en unas pequeñas canteras situadas a unos 3 Km al E de Bienservida, en el camino forestal que se desvía hacia el Arroyo de la Mesta), la litología corresponde a dolomías (dolomicritas) bien estratificadas con intercalaciones arcillosas, lo cual es coherente con el aspecto general de la misma, formada por materiales de colores blanquecinos que contrastan bien con las arcillas rojas del Triás.

En la sección citada de El Ojuelo, el espesor de la unidad es de unos 150 m, sin aflorar la base como ya se indicó. En el sector noroccidental o de la Cobertera Tabular (Zona de Albaladejo) la potencia se reduce a unos 30 m. La descripción que sigue se refiere a la citada sección, enclavada en el dominio Prebético.

Litológicamente la unidad está compuesta por dolomías bien estratificadas, dolomías masivas carnolares y calizas dolomíticas, con escasas intercalaciones de lutitas. Dentro de la misma, han sido distinguidos hasta 13 tramos, a saber:

Tramo 1: 21 m de dolomías blancas bien estratificadas en bancos de 30-50 cm de espesor, con estratificación cruzada planar (sets de 2-10 cm) de ángulo muy bajo, con laminación cruzada sobreimpuesta de amplia escala y ángulo bajo. Al microscopio se trata de doloesparitas y dolomicroesparitas que hacia el techo del tramo se enriquecen en sulfuros y/o materia orgánica.

Tramo 2: 3 m de lutitas grises con intercalaciones de dolomías con aspecto de dolomías arcillosas que en lámina delgada son dolomicritas con sulfuros y óxidos de hierro.

- Tramo 3: 14 m de dolomías masivas carniolares y recristalizadas, de color rojizo predominante, mejor estratificadas hacia techo en bancos de menos de 0,5 cm de espesor. Al microscopio se trata de disdolomicritas y dismicritas con posibles aloquímicos, con procesos de dedolomitización más o menos avanzados que en el caso de las dismicritas sólo conservan escasos restos de la dolomicrosparita original.
- Tramo 4: 14 m de dolomías con facies de campo y estructuras sedimentarias similares a las del tramo 1. Al microscopio se observan posibles fantasmas de aloquímicos y ooformas difícilmente identificables debido a la fuerte dolomitización. Hacia techo se identifica una posible "packstone" o "grainstone" intraoclastica.
- Tramo 5: 4 m de lutitas con intercalaciones de dolomías similarmente al tramo 2. En lámina delgada, las dolomías presentan textura gradada con aloquímicos difícilmente identificables, indicando una posible turbidita de afinidad tempestítica.
- Tramo 6: 16 metros de dolomías, con facies en campo, similar a la del tramo 3. Al microscopio, una muestra de la base del tramo presenta el aspecto clásico de una dismicrita dolomitizada (posiblemente, en origen, se tratase de una dolodismicrita), con escasos restos de dolomicrosparita; en otra muestra situada a techo se observa una dolomitización total con tamaño de grano homométrico que indicaría un posible barro dolomítico original.
- Tramo 7: 8 m de dolomías, en bancos de unos 30 cm de espesor, con importantes intercalaciones de lutitas; en las dolomías se observa estratificación cruzada planar de ángulo medio-bajo y laminación cruzada sobreimpuesta. Al microscopio se trata de dolosparitas de grano medio-fino, con silicificación.
- Tramo 8: 7 m de dolomías y calizas dolomíticas bien estratificadas en bancos de 15-30 cm de espesor, de colores rojizo y amarillento, con intercalaciones delgadas de lutitas. Los bancos de carbonato presentan estratificación ondulada, con la base más irregular, y laminación ondulada bien patente. Al microscopio, en una muestra próxima a la base del tramo, se observa un sedimento dismicrítico (80 % micrita y 20 % de esparita) con posibles fantasmas de aloquímicos y recristalización importante; en otra muestra, situada hacia la mitad del tramo, se puede constatar la existencia de un proceso de dedolomitización importante; finalmente otra muestra ubicada cerca del techo se puede clasificar como una micrita intraclástica dismicrítica (90 % de micrita y 10 % de esparita) recristalizada.
- Tramo 9: 15 m de dolomías sacaroides, frecuentemente recristalizadas, a veces masivas y otras estratificadas con estratificación cruzada planar y laminación cruzada. Al microscopio se observa una fuerte dolomitización que, en ocasiones, deja ver fantasmas de aloquímicos (ooformas e intraclastos) que permitirían clasificar la roca como un posible "wackstone" a "grainstone" oointraclástica. Otras veces se trata de micritas (95%) con restos de esparita (5%) de origen posiblemente dismicrítico.
- Tramo 10: 1 m de dolomías laminadas con intercalaciones de lutitas.
- Tramo 11: 19 m de dolomías en bancos estratocrecientes de hasta casi 1 m de espesor, muy recristalizadas. En lámina delgada se observa una recristalización prácticamente total con muy escasos restos de un sedimento micrítico o dismicrítico original.

englobados en esparita. La dolomitización es a menudo tan sólo incipiente.

Tramo 12: 12 m de dolomías blancas o de color gris claro bien estratificadas, con laminaciones subparalela ondulada y cruzada bien patentes, y porosidad fenestral. Al microscopio consiste en una dolomicrita autógena parcialmente dismicrítica (dolo-microsparita) con escasos restos fósiles identificables.

Tramo 13: 20 m organizados en 8-10 secuencias de dolomías (dolomicritas) y calizas dolomíticas, dolomías granudas con abundantes costras ferruginosas milimétricas y lutitas verdes. Los niveles carbonáticos presentan estratificación irregular ondulada y laminación ondulada, hay presencia abundante de nódulos ferruginosos y los niveles de lutitas de 50-100 cm de espesor son cada vez más abundantes hacia techo; esto último indica que se trata de un tramo de transición hacia la unidad inmediatamente superior, de carácter predominantemente lutítico. Al microscopio, los niveles de carbonatos consisten en dolomicritas arcillosas y barros dolodismicríticos, micritas, y doloesparitas con tamaños de grano muy heterométricos. Las micritas presentan una intensa acción dismicrítica (70% de micrita y 27% de esparita) a la que se superpone una dolomitización incipiente con formas romboédricas de grano grueso. Se observan posibles estructuras orgánicas.

Desde el punto de vista sedimentológico, la organización de la unidad, consiste en al menos cinco secuencias con tendencia a la somerización, de más de 30 m de espesor, viniendo marcado el techo de las secuencias (máxima somerización) por los niveles de lutitas.

El ambiente sedimentario varía desde plataforma interna o plataforma interna en medio res-tringido hasta inter-supramareal.

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

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 bajo la unidad descrita a continuación y atribuida al Lías medio, induce a ubicarla en el Lías inferior. Asimismo esta unidad se correlaciona con la de la misma litología descrita por RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) como tramo I del Lías en la vecina Hoja de Alcaraz y que es atribuida por este autor al Lías inferior. No obstante, teniendo en cuenta lo ya indicado al principio de este último apartado sobre la incierta naturaleza de la base de esta unidad, no cabe descartar la presencia del Triásico superior más elevado (Retiense, posiblemente en facies dolomítica) en la base de la misma.

2.3.2. Margas verdes y rojas, con niveles de calizas de algas y dolomías y, localmente, de yesos (29). Lías Inferior-Medio

Esta unidad aflora exclusivamente en los sectores noroccidental y suroriental de la Hoja.

La unidad ha sido estudiada en los alrededores del caserío El Ojuelo y también del vértice La Atalaya, en la sección ya indicada anteriormente.

En dicha sección el espesor de la unidad es de unos 75 m. En el sector noroccidental o de la Cobertera Tabular (Zona de Albaladejo) la potencia se reduce a 30 m aproximadamente. La

descripción que sigue se refiere a la citada sección, situada en el dominio Prebético.

La morfología de la unidad es suave, propia de unos terrenos fundamentalmente blandos (con predominio considerable de las lutitas) que constituyen un llamativo rebaje erosivo fácil de seguir en foto aérea facilitando de este modo la cartografía y sirviendo así tanto de nivel de referencia estratigráfico como de trazador estructural (de las diferentes escamas tectónicas) al encontrarse separando distintos niveles carbonáticos ya sean de distinta edad como en el primer caso, o de la misma (como en el caso de las escamas).

La litología de la unidad consiste en lutitas verdes y rojas, con niveles de calizas de algas y dolomías y, localmente, de yesos. En la unidad se pueden separar tres tramos, dos de ellos principal o exclusivamente lutíticos, y separados por uno intermedio carbonático. La descripción de dichos tramos es la que sigue:

Tramo 1: 20 m de lutitas verdes con dos intercalaciones de 3 m cada una de lutitas rojas y dos niveles muy conspicuos de 0,30 m (el inferior) y 1 m (superior) de espesor de calizas finamente tableadas. Petrográficamente, una muestra del nivel carbonático más alto muestra una sedimentación rítmica y gradada y se clasifica como una micrita (90%) con cuarzo (5%) y pelets (3%).

Tramo 2: 3 m divididos en varias secuencias de 0,50-0,70 cm de espesor compuestos de base a techo por margocalizas con cantos milimétricos de calizas de algas y "*cailleux noir*", lutitas verdes y calizas con laminación algal. Al microscopio se trata de dolodismicritas (80% de dolomicrita y 10% de esparita aproximadamente) con intraclastos (5-8%) y algo de arcilla (2%), dolomicrosparitas y dismicritas en facies de "*cailleux noir*" y con estructuras orgánicas algales.

Tramo 3: 53 m de lutitas verdes y rojas.

El ambiente sedimentario evoluciona desde "lagoon" en el primer tramo a plataforma interna y lacustre-evaporítico en el segundo tramo y a lacustre en el tercero. Teniendo en cuenta que el cambio desde la unidad inferior hacia ésta es gradual, este cambio representa una evolución hacia un medio cada vez más restringido (que alcanza un máximo de restricción en el tramo 3) con un breve intervalo (tramo 2) de un medio algo más abierto.

En lo que respecta a la datación de la unidad, se han efectuado seis levigados de otras tantas muestras repartidas regularmente a lo largo de los tramos 1 y 3 (3 muestras en cada uno), con resultado negativo. En lámina delgada los únicos restos fósiles encontrados corresponden a una muestra del tramo 2 donde se han observado algas dasycladáceas (¿*Linonoporella*?) que no permiten una datación precisa de la unidad.

Por otro lado, esta unidad se correlaciona perfectamente con la de la misma litología descrita por RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) como tramo II del Lías en la vecina Hoja de Alcaraz y que es atribuida por este autor al Lías inferior medio.

2.3.3. Dolomías bien estratificadas, brechoides hacia la base (30). Lías Medio-Superior

Al igual que la anterior, esta unidad aflora exclusivamente en los sectores noroccidental y suroriental de la Hoja.

La unidad ha sido estudiada en la zona del vértice La Atalaya, en la sección ya indicada.

En dicha sección el espesor de la unidad es de 65 m. En el sector noroccidental o de la Cobertera Tabular (zona de Albaladejo) la potencia se reduce considerablemente (a unos 25 m), al igual que ocurre con el resto de las unidades del Jurásico, aunque en este caso no se puede estimar su espesor con precisión ya que el techo de la unidad se encuentra erosionado en esta zona.

Litológicamente la unidad es muy parecida a la unidad esencialmente dolomítica del Lías inferior expuesta anteriormente con la cual es muy fácil confundirla, salvo que se lleve a cabo una cartografía muy cuidadosa en la que se preste especial atención al análisis de la naturaleza (estratigráfica o tectónica) de los contactos y de las relaciones geométricas en general entre las diversas unidades más inferiores del Jurásico, especialmente, en relación con la unidad esencialmente lutítica del Lías medio, que se encuentra en posición estratigráfica intermedia.

La litología consiste en dolomías que son tanto más brechoides cuanto más hacia la base, y tanto mejor estratificadas (en bancos de 30-50 cm de espesor) cuanto más hacia techo.

Las estructuras sedimentarias 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 recrystalizadas (doloesparitas) con escasos restos de dolomicroesparita y microesparita del sedimento original. En las muestras de la parte superior del tramo se observan algunos fragmentos de conchas de tamaño rudita, estructuras microbandeadas de aspecto algal y escasos clastos de tipo "*cailleux noir*" así como niveles de clastos y peloides micritizados.

El paso desde la unidad anterior hacia ésta supone un cambio muy brusco de litología.

El ambiente sedimentario oscila entre plataforma interna restringida y plataforma interna, predominando el primero en la parte inferior del tramo y el segundo en la parte superior.

No se han encontrado restos fósiles clasificables al objeto de una datación precisa de la unidad. Esta unidad se correlaciona con la de la misma litología descrita por RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) como tramo III del Lías en la vecina Hoja de Alcaraz en la que, según este autor, siempre se encuentra una fauna pobre representada por "*Thaumatoporella parvoversiculifera*", *Ataxophragminidos*, Fabreinas, Moluscos, Gasterópodos y Ostrácodos. No obstante, este mismo autor, determina el Lías medio (Pliensbaquiense) mediante una asociación de Radiolarios, Textuláridos, Lituosepta, Haurania, Lingulina, Spirillina y Frondicularia, encontrada en esta misma unidad, aunque ya dentro de la Hoja de Yeste. Teniendo en cuenta la proximidad estratigráfica del Dogger al que se atribuye la unidad situada casi inmediatamente por encima de ésta, se atribuye aquí a esta última una edad Lías medio-superior.

2.3.4. Lutitas verdes y rojas y dolomías (31). Lías Superior

Esta unidad aflora exclusivamente en el ángulo suroccidental de la Hoja. Su representación cartográfica es mínima (su proyección en el Mapa ha debido ser exagerada) en comparación con el resto de las unidades del Jurásico de la Hoja, lo que resulta acorde con su pequeño espesor.

La unidad ha sido estudiada en la inmediata proximidad del vértice Atalaya.

En la sección del vértice de Atalaya el espesor de la unidad es de 10 m y también un espesor similar se ha podido estimar en la sección del Cerro de la Majada del Padrón.

Aunque la representatividad estratigráfica de esta unidad es insignificante, resulta de interés su diferenciación cartográfica por el hecho de que viene a separar la potente unidad carbonática del Dogger del conjunto carbonático del Lías en general y del tramo dolomítico superior de este último, en particular. Dicha diferenciación y separación son posibles gracias a la morfología suave de esta unidad, acorde con su litología mayoritariamente blanda, en fuerte contraste con las unidades carbonáticas inferior y superior.

Litológicamente la unidad consta de lutitas verdes y rojas con intercalaciones de dolomías. Petrográficamente una muestra de estas dolomías recogida en la zona de la Majada del Padrón, se clasifica como una dolomicrita (70%) con intraclastos (30%); se trata de un sedimento dolomicrítico parcialmente dismicrítico con facies de clastos negros micritizados y estructuras redondeadas de posible origen orgánico, lo que sugiere un ambiente sedimentario de plataforma interna restringida. Localmente (al oeste del Pico de La Sarga) esta unidad intercala también niveles de calizas oolíticas.

Tres muestras para levigado, recogidas en tres afloramientos diferentes de esta unidad, han dado un resultado negativo. Tampoco en lámina delgada se han encontrado restos fósiles.

Esta unidad se correlaciona con la de similares litología y posición estratigráfica relativa descrita por RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) como tramo IV del Lías en la vecina Hoja de Alcaraz y que es atribuida por este autor al Lías superior.

2.3.5. Dolomías, calizas dolomíticas y calizas oolíticas (32). Dogger

Se trata de la unidad estratigráficamente más alta del Jurásico representado dentro del ámbito de la Hoja. Aflora exclusivamente en la esquina suroriental de la misma, quedando restringida a una zona de fuerte relieve (Cerro de la Majada del Padrón y Pico de La Sarga), lo cual dificulta apreciablemente su estudio.

La unidad ha sido estudiada en el Cerro de la Majada del Padrón, a unos 6 Km al OSO de Bienservida, en la sección allí levantada (Coordenadas Lambert a muro: 699.010 y 434.095; a techo: 699.050 y 435.030).

El espesor de la unidad en la sección acabada de indicar es de 180 m, el cual debe considerarse como un espesor mínimo ya que el techo de la unidad se encuentra erosionado en esta zona.

Litológicamente la unidad consta en general de dolomías, calizas dolomíticas y calizas con oolitos, si bien en la sección indicada la unidad consiste mayoritariamente en dolomías bien estratificadas con abundancia de fantasmas de oolitos aunque relativamente bien patentes desde la base hasta el techo. En la zona del Pico de La Sarga se observan, además, niveles de calizas micríticas en esta unidad.

Al microscopio, una serie de muestras recogidas en la sección anterior ponen de manifiesto la presencia de dolomías secundarias en general con fuente recrystalización que se pueden

clasificar en unos casos como dolosparitas y en otros como posibles “packstone” o “grains-tone” oointrabioclásticos (15-25% de intraclastos dolomitizados). Además, una muestra recogida a 9 m por debajo del techo de dicha sección ha resultado tener, en lámina delgada, una composición muy particular consistente en una brecha y/o conglomerado de cantos de calizas de composición diversa, con cemento esparítico y dolomitización final sobre cantos y cemento.

Por otro lado, en la zona del propio vértice Atalaya donde se pueden contar solamente varios metros pertenecientes a la extrema base de la unidad, ésta consiste en dolomías muy brechoides que pasan lateralmente a brechas con cantos y bloques dolomíticos muy angulosos. En lámina delgada se trata mayoritariamente de doloesparitas en las que los procesos de recristalización y dolomitización han borrado cualquier tipo de resto del sedimento original.

Las estructuras sedimentarias, más o menos reconocibles según los tramos, son la estratificación cruzada planar de ángulo muy bajo con tendencia a subparalela, con laminaciones cruzada (de ángulo muy bajo) y subparalela sobreimpuestas.

El ambiente sedimentario es de plataforma interna (“shoals” oolíticos), salvo para lo que se refiere a la muestra cercana al techo de la unidad, de composición muy particular como ya se dijo, que sugiere un ambiente supramareal.

En lámina delgada se han observado restos fósiles muy escasos que corresponden a *Valvulinidos* y *Ofthalmidiidos*, fantasmas de equinodermos, moluscos y ostrácodos, así como “sombas” de lamelibranquios y algas, que no permiten precisar la edad de esta unidad.

Por otro lado, en la vecina Hoja de Alcaraz y en una unidad de similares litología y posición estratigráfica relativa, RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) encuentra fauna no muy determinativa de Textuláridos, Gasterópodos, Moluscos, Ostrácodos, *Ataxophragminidos* y Fabreinas; pero, además, el mismo autor (*op. cit.*) cita en la zona de Alcadozo (Hoja de Liétor) *Protopeneroptis striata* en el techo de la unidad. Y teniendo en cuenta que JEREZ, L. (1973) encontró este mismo fósil en la base de esta unidad, la misma quedaría datada como Dogger.

2.4. Terciario

La representación del Terciario es extremadamente reducida dentro del ámbito de la Hoja. Su presencia se reduce a cuatro pequeños y aislados afloramientos. Dos de ellos situados en el cuadrante nororiental, al NE de Valsalobre, pertenecen al Terciario marino.

2.4.1. Limolitas con niveles de calcarenitas bioclásticas y calizas dolomíticas (33). Mioceno Superior (Terciario marino)

Se trata de la única unidad que representa al Terciario marino dentro de la Hoja. Como se acaba de mencionar, consta sólo de dos pequeños afloramientos situados en el borde oriental de la Hoja, el mayor de los cuales se prolonga, con relativa amplitud, por la vecina Hoja de Alcaraz. Es en este último afloramiento, dentro del ámbito de la Hoja, junto al manantial de la Canaleja, donde ha podido ser estudiada la unidad.

El espesor de la unidad es, en el punto recién mencionado, de unos 50 m.

Litológicamente la unidad consta mayoritariamente, en el punto considerado, de limos con diversos niveles de calcarenitas bioclásticas y calizas dolomíticas. Los niveles de calcarenitas bioclásticas destacan principalmente en la base y hacia el techo de la unidad.

Al microscopio, de dos muestras recogidas en la base, una resulta ser una roca carbonatado-dolomítica (25% micrita y 5% esparita) con cuarzo (15%), fragmentos de rocas (30%) y fósiles (25%) relativamente abundantes, así como numerosos huecos que se atribuyen a detriticos gruesos; y otra es una calcarenita con abundantes fragmentos de calizas (60%) y con cuarzo (9%). Otra muestra muy cercana al techo de la unidad consiste en una calcarenita (40% micrita) con cuarzo (25%), feldespato (4%), fragmentos de rocas (6%), intraclastos (2%), fósiles (23%) y algo de glauconita.

En la vecina Hoja de Alcaraz esta unidad aumenta su potencia aunque posiblemente no tanto como indica RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) quien la divide en tres tramos, inferior, medio y superior, de 45 m, 40 m y 30 m de espesor, respectivamente y que corresponden a calcarenitas bioclásticas (biomicritas y bioesparitas), el primero, limos amarillentos y blancos, el segundo, y calcarenitas bioclásticas (bioesparitas y biomicritas arenosas), el tercero.

El ambiente sedimentario es de plataforma interna oscilando entre intermareal y submareal.

En lámina delgada se han observado *Globigerina sp.*, ¿*Globigerinoides? Sp* y *Elphidina sp.*, aparte de Rotálidos, Lagénidos, Lamelibranquios y Melobesias.

En levigado los limos han librado una fauna planctónica de: *Globigerina Bulloides* (D'ORB.), *Globigerina af. Riverdae* (BOLLI y BERM), *Globigerina af. Falconensis* (BLOW), *Globigerinoides af. Quadrilobatus* (D'ORB.), *Globigerinoides Trilobus* (REUSS), *Globorotalia seitula* (BRADY) y *Globorotalia seitula Ventriosa* (OGN); y una fauna bentónica de: *Siphonina Reticulata* (CZJZEK), *Sphaeroidina Bulloides* (D'ORB.), *Cibicides Lobatululus* (WALK. y JAC.), *Dentalina Leguminiformis* (BATSCH) y *Elphidium Crispum* (LINNEO); además radiolas de equinodos, ostrácodos y espículas de esponjas.

Las asociaciones de foraminíferos encontrados permiten datar el Mioceno superior. Por otro lado, RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978), basándose asimismo en datos de microfauna atribuye el conjunto de esta unidad al Mioceno superior (Tortoniense-Andaluciense inferior).

2.5. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios presentan gran variedad y una importante representación superficial. Fondos de valle, terrazas, glaciares, 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. La descripción se realiza en orden a su edad, empezando por los sedimentos más antiguos.

2.5.1. Arcillas de descalcificación (34). ("Terra Rossa")

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre las dolomías y carnioles del Lías. Son muy abundantes debido a que las características litológicas de la zona favorecen los procesos de disolución. Aunque en la cartografía geomorfológica sólo se han diferenciado las arcillas que tapizan el fondo de las dolinas, 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 se denominen así, suelen tener un cierto contenido en limos y arenas. En el fondo de las dolinas suelen aparecer, además, algunos fragmentos de dolomías, procedentes de la erosión de sus escarpes. La potencia de estos sedimentos varía desde pocos centímetros a 2 metros. 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.

2.5.2. Gravas, cantos, bloques, arenas y arcillas (35). Glacis

Los glacis, como ya es sabido, tienen una génesis mixta, es decir, en la que participan más de un proceso. El agua, la gravedad, la arroyada, etc., contribuyen a la formación de estos elementos que se reconocen tanto por su forma como por su depósito. Concretamente, en esta hoja, los glacis de mayor tamaño se desarrollan en la vertiente noroeste de la Sierra de Alcaraz a favor de los relieves mesozoicos, pero también se pueden encontrar otros ejemplos más al sur, en la margen derecha del río Villanueva de la Fuente, hacia el que descienden, partiendo de la Plataforma de Campo de Montiel. Por lo general son de gran desarrollo y pueden llegar a medir algo más de 7 Km de largo, como los que se encuentran al norte de Villapalacios. Consisten en formas aisladas, de perfil longitudinal plano-convexo y aparecen descendiendo suavemente desde zonas medias de las laderas hasta casi alcanzar los valles.

Texturalmente, tienen unas características muy similares a las de los conos de deyección, pero en su mayoría están formados a expensas de los relieves jurásicos, por lo que sus clastos son de dolomías, calizas, carniolas y algunas areniscas. La matriz es arenoso-arcillosa, de tonos pardos y pardo-rojizos. Su potencia es variable de unos lugares a otros, incluso dentro del mismo depósito pues, al igual que en los conos de deyección, ésta disminuye hacia las zonas distales. Por ello se considera entre 2 y 6 m. Los cantos son de subangulosos a subredondeados, a veces poco evolucionados por tener el área madre tan próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno pues aparecen situados en las laderas, pero desconectados, por lo general, del sistema fluvial actual.

2.5.3. Calizas travertínicas, cantos y arcillas (36). Terrazas travertínicas

Los travertinos que aparecen en esta Hoja se sitúan en el valle del río Salobre y son de carácter fluvial. Se disponen a modo de terrazas, estando disectadas por el río, por lo que en el frente de su escarpe pueden reconocerse sus sedimentos. Se observan abundantes estructuras orgánicas constituidas, principalmente por tallos y plantas. El tamaño del afloramiento es bastante pequeño, su superficie muy plana y tiene un escarpe neto. Al igual que otros travertinos del ámbito mediterráneo existen, en su entorno, grandes masas de carbonatos y afloramientos de naturaleza yesífera. Las condiciones del afloramiento no son las mejores, pero permiten observar una potencia de unos 4-5 m. Se les asigna una edad Pleistoceno superior.

2.5.4. Gravas, cantos, arenas y limos (terrazas) (37)

Las terrazas no tienen un gran desarrollo y sólo se encuentran en el valle del río Guadalmena, alcanzando su mayor desarrollo entre Vega Palomar y Cañada del Pastel, aunque también aparecen aguas abajo, pero con menor tamaño. Su morfología es alargada, en bandas paralelas al cauce, el techo es plano con escarpes bien conservados. La altura sobre el “talweg” actual es de +5-8 m. Están formadas por gravas, cantos, arenas y limos de diversa litología

y muestran algunas estructuras sedimentarias propias del medio fluvial. Sus depósitos ofrecen casi las mismas características que el aluvial del río Guadalmena, pues es en el valle de este río donde se desarrollan. Los clastos tienen naturaleza carbonatada, pero como el río Guadalmena, en su decurso, atraviesa materiales paleozoicos, también incorpora cuarcitas, areniscas, algunas pizarras y, ocasionalmente, cuarzos. La matriz es arenoso-limosa de color pardo rojizo. El tamaño medio de los cantos es de 4-7 cm y el máximo, observado en campo, es de 30 cm. Por lo general el grado de redondeamiento es bueno, pero hay una cierta tendencia al aplanamiento. La potencia observada es de 3-4 m, aunque no se descarta la posibilidad de que en algunos puntos esta potencia pueda ser algo mayor. La edad que se les asigna es Pleistoceno superior pero no se descarta la posibilidad de que puedan llegar hasta el Holoceno.

2.5.5. Gravas, cantos, arenas y arcillas con bloques (38). Aluvial-Coluvial

Se consideran como tales todos aquellos depósitos de fondo de valle que han recibido aportes laterales procedentes de las laderas, de manera que a la hora de realizar la cartografía del Cuaternario, resulta muy difícil la separación entre unos y otros. Aunque también son alargados como los fondos de valle, por lo general sus formas son menos definidas, algo ramificadas y con menor extensión. En la Hoja de Bienservida no son muy abundantes y pueden reconocerse por debajo de la Plataforma de Campo de Montiel y al este, en las proximidades de Reolid. Se les asigna una edad Holoceno.

2.5.6. Cantos, gravas, bloques, arenas y limos (39). Fondo de valle

Los fondos de valle son muy frecuentes y se hallan distribuidos por toda la superficie de la Hoja. Son los sedimentos más recientes que ha dejado la red fluvial y aparecen con diferentes formas y tamaños. Así, el del río Guadalmena, aparece por la esquina noreste con un recorrido suavemente sinuoso y alcanza una anchura de algo más de 1 Km, en la mitad sur se hace muy estrecho y completamente meandriforme. Los sondeos de valle de otros cursos también cambian a lo largo de su recorrido, aunque no de una forma tan escandalosa.

En cuanto a la composición de sus depósitos, al igual que en las formas de ladera, ésta dependerá de la roca madre de la que partan y de las rocas que vayan encontrándose en el camino. Por ello, en unos depósitos abundarán las litologías propias del Paleozoico y en otros, las propias del Mesozoico. Los depósitos aluviales cuyo origen es la Plataforma de Campo de Montiel o la Sierra de Alcaraz, tienen sus elementos gruesos 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 y el tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros, pero lo más frecuente es que oscilen entre 4 y 7 cm, con tamaños máximos observados de 30 cm. El grado de redondeamiento varía entre subanguloso y subredondeado, con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Por lo que se refiere a los fondos de valle que se alimentan de los relieves paleozoicos, como por ejemplo de la Sierra de Relumbrar, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, cuarzo, areniscas, pizarras y, rara vez, calizas. La matriz es arenoso-arcillosa con algo de limo. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y presentan un menor grado de redondeamiento. El máximo tamaño, observado en el campo, supera los 40 cm y la potencia no es fácilmente visible en ningún caso pero, por lo observado en áreas próximas, debe oscilar entre 2 y 5 m. La edad asignada a estos depósitos es Holoceno por estar relacionados con la última fase de encajamiento de la red fluvial.

2.5.7. Bloques, gravas, cantos y arcillas (40). Coluviones

Los coluviones son abundantes y se encuentran relacionados, generalmente, con los relieves más accidentados, por ello es frecuente encontrarlos al pie de algunas laderas de la Sierra de Relumbrar, concretamente en el valle del río Guadalmena, en el frente noroeste de la Sierra de Alcaraz y en las vertientes de los valles ortogonales al mismo. Por lo general, presentan formas alargadas en la dirección de los valles y pueden aparecer a diferentes alturas dentro de las laderas, incluso, en algunos puntos de la Sierra de Relumbrar, los coluviones se disponen alrededor de los relieves, envolviéndolos a modo de orla. Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero pueden diferenciarse dos tipos, debido a la acusada diferencia litológica y textural de las áreas madre. Dentro del primer grupo se incluyen los productos de ladera provenientes de los materiales paleozoicos de la Sierra de Relumbrar. La litología de los clastos queda determinada, en cada caso, por los materiales existentes en la parte superior de la ladera, pero es frecuente encontrar cuarcitas y pizarras, en bloques de diferentes tamaños y con una matriz arcillosa muy roja, producto de la alteración de dichos materiales. El segundo tipo de coluviones es el que deriva de los materiales jurásicos y triásicos por lo que en este caso los clastos son fundamentalmente dolomías, carnioles, calizas y algunas areniscas. La matriz, es muy abundante, mientras que el tamaño de los clastos es mucho menor que en los anteriores. En cuanto a la potencia, no siempre observable, varía según los casos, pero puede establecerse entre 2 y 5 m. Son frecuentes en las laderas de la Sierra de Alcaraz. La edad para unos y otros es Holoceno.

2.5.8. Gravas, bloques, arenas y arcillas (41). Glacis subactuales

Existen una serie de glacis de formación reciente que los anteriores y cuyas características se describen a continuación. Se trata de formas alargadas, de mediano tamaño, con perfil longitudinal y transversal muy planos. No están disectados por ninguna red fluvial por lo que carecen de escarpes y de morfologías lobuladas. Se ubican al norte de la hoja, en la vertiente sur del río Guadalmena. Se les ha asignado una edad Holoceno-Actual.

2.5.9. Cantos, gravas, arenas y arcillas (42). Conos de deyección

Estos elementos aparecen en la desembocadura de algunos ríos cuando alcanzan un valle de rango mayor. Cuando lo hacen, aparecen de forma aislada como sucede en el arroyo de la Fuente, al norte de la hoja. Presentan la típica forma de abanico y una clara convexidad, tanto en su perfil transversal como longitudinal. Están constituidos por cantos, gravas, arenas y arcillas. Los materiales de que se alimentan son areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas. El tamaño de los clastos es muy variable pues cambia dentro del mismo depósito, disminuyendo considerablemente desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede lo mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, puede llegar a tener 5-7 m. La edad de estos conos es Holoceno.

2.5.10. Bloques, gravas, cantos y arcillas (43). Canchales

Los canchales se localizan mayoritariamente en la Sierra de Relumbrar, donde la fracturación de las Cuarcitas Armoricanas y las grandes pendientes dan como resultado esta acumulación caótica de clastos de diferentes tamaños, pero también pueden encontrarse en algunos puntos de la Sierra de Alcaraz. Los canchales de mayor tamaño pueden observarse al norte de la hoja, en las laderas de los cerros de los Arzollos y Juan Negro. Repiten las mismas características litológicas de los coluviones, pero la diferencia está en la textura de los mismos. Se com-

ponen de grandes y pequeños bloques caídos de forma caótica con una matriz, más bien escasa, al menos en superficie. Esto es importante señalarlo porque en algunos cortes, observados en la Sierra de Relumbrar, se ve que la matriz existe, pero que probablemente, por un proceso de lavado, ha sido desplazada de la parte más superficial del depósito. El tamaño máximo observado en el campo es próximo a 1 m. Se les ha asignado una edad holocena.

2.6. GEOFÍSICA Y SONDEOS

Los trabajos más interesantes de geofísica y sondeos relativos al territorio de la Hoja de Bienservida son los llevados a cabo por la Junta de Energía Nuclear sobre el área de Alcaraz en los años de 1977 a 1980 y que fueron posteriormente recogidos en un informe realizado por ENUSA (1983) después del traspaso de funciones de exploración de uranio de la J.E.N. a dicha entidad en el verano de 1981.

Los trabajos de geofísica de la J.E.N consistieron en la medida de la radioactividad mediante los métodos de prospección radiométrica a pie y testificación de sondeos (diagrfias). En los trabajos de prospección radiométrica no se barrieron áreas completas sino que la prospección se realizó de modo selectivo sobre los niveles de areniscas más desarrollados. Estos niveles están situados por encima de los conglomerados del Buntsandstein y pertenecen mayoritariamente al Keuper. También se prospectaron las arcillas reducidas depositadas inmediatamente por encima de dichos conglomerados y que deben corresponder a lo que en esta memoria hemos identificado como unidad de lutitas gris oscuro con intercalaciones de carbonatos.

En cuanto a los sondeos de la J.E.N se perforaron dos de ellos de carácter estratigráfico, como TA-3 (ó, S-1-840) y TA-8 (ó, S-2-840), ambos emplazados sobre Jurásico. El sondeo TA-3 está situado en el cuadrante noroccidental de la Hoja, a unos 3 Km al N de Terrinches, en el dominio de la Cobertera tabular de la Meseta (Coordenadas UTM; X: 513.950; Y: 4277.500). El sondeo TA-8 se encuentra a unos 3 Km al ONO de Bienservida, ya prácticamente dentro del dominio Prebético Externo (Coordenadas UTM; X: 536.750 Y: 4264.300). A continuación se incluye la interpretación geológica de los mismos.

Sondeo TA-3 (S-1-840)

0-28 m.	Margas (predominantes) y calizas. Lías inferior-medio.
28-47 m.	Dolomías y calizas. Lías inferior.
47-50 m.	Margas con frecuentes "intraclastos" arcillosos. Lías inferior
50-129 m.	Arcillas yesíferas y yesos. Keuper.
129-217 m.	Arcillas con abundantes niveles de areniscas, algunos de los cuales con unos 10 m. de espesor. Keuper.

Sondeo TA-8 (S-2-840)

0-18 m.	Dolomías con importante recubrimiento. Lías inferior.
18-30 m.	Margas. Lías inferior.
30-92 m.	Arcillas yesíferas y yesos. Keuper.
92-110,5 m.	Arcillas con algún nivel de areniscas. Keuper
110,5-127,5 m.	Areniscas. Keuper.

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", enmarcado en la fracturación tardihercínica de la Z.C.I.

3.1.1. Rocas básicas (1)

El único afloramiento de rocas básicas cartografiado se encuentra en el cauce del río Guadalmena, a la altura del Molino de Ramajantes, en el borde suroeste de esta Hoja. Estas rocas básicas encajan en las Pizarras del Río, dando un metamorfismo de contacto de orden centimétrico en esquistos de color negro.

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

En este dique se puede 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, 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

Aunque son muy numerosos los pequeños filones de cuarzo que pueden observarse en las formaciones paleozoicas del Ordovícico inferior (Pizarras del Río y Alternancia el Caño), los únicos con cierta entidad cartografiable se encuentran en los afloramientos del flanco oriental del anticlinorio del Relumbrar.

Estos diques de cuarzo son el relleno hidrotermal de fracturas con dirección N45° a N50°E, de las cuales los ejemplos más significativos se encuentran en las fracturas que se encuentran en la margen izquierda del río Guadalmena, aguas arriba del cruce con la carretera local de Bienservida a Albadalejo y los diques de cuarzo asociados a la fractura de Villapalacios en sus afloramientos en el Arroyo Turachel y río de la Mesta.

En todos los casos se trata de fracturas de dirección NE-SO, y su relleno hidrotermal es un cuarzo lechoso con espesores de hasta 1 m con alguna pequeña geoda y escasos minerales opacos dispersos.

En la ladera oriental del vértice Pilas Verdes (1.151 m), se localizan unas fracturas de menor extensión que las citadas anteriormente y cuya dirección varía de N10°E a N25°E, es decir, encuadrables dentro del sistema conjugado como NNE/SSO, a las que se asocian filones de cuarzo de espesores decimétricos. Las características de este cuarzo son idénticas a las descritas para el sistema anterior con la excepción del cuarzo, que se encuentra en el punto de corte de dos fracturas con direcciones N50°E y N25°E, situado en la proximidad del vértice Pilas Verdes en donde el cuarzo tiene un mayor contenido en sulfuros (galena y pirita).

Los escasos datos que pueden deducirse de este pequeño indicio llevarían a incluirlo como mineralización del tipo Ba (Pb-Zn-Cu-Ag) en filones hidrotermales que rellenan estas fracturas tardihercínicas del sistema conjugado NNE-SSO.

Además, se encuentran numerosas vetas de cuarzo en la Sierra del Relumbrar, en las Cuarcitas del Arenig. No van cartografiadas y su origen está en la litología encajante.

3.2. METAMORFISMO

El metamorfismo que presentan los materiales paleozoicos de esta Hoja, se ha originado en la Orogenia Hercínica. Se trata de un metamorfismo regional de grado muy bajo, zona de la clorita, sincinemático con la primera fase hercínica.

Aunque el metamorfismo está generalizado en toda la zona, hay muy poca blastesis, en las pelitas se observa fundamentalmente orientación de las micas blancas, y en las areniscas texturas de recristalización del cuarzo. CHARPENTIER (1976), estudiando la cristalinidad de la illita, en La Carolina, concluye que el metamorfismo es de grado muy bajo, situándose en el límite de la anquizona-epizona, esto permite suponer que la parte septentrional de la Hoja, con menos deformación, se encuentra en la anquizona.

Una de las características de las rocas pelíticas en el metamorfismo de grado muy bajo es que no muestran cambios significativos en su composición química. La persistencia de los minerales sedimentarios y los recrecimientos de los minerales previos, no hacen posible diferenciar, por el estudio de láminas delgadas subzonas de metamorfismo.

Por último, como se describirá en el apartado de Tectónica, en el flanco suroriental del Anticlinal de Bienservida, las cuarcitas presentan una fábrica milonítica con recristalización de todo el cuarzo que se debe a la segunda fase hercínica.

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja geológica se ha realizado junto con otras cinco abarcando todo el extremo suroccidental del paleozoico de la Meseta. El área de estudio se extiende por las esquinas suroccidental y suroccidental de las provincias de Ciudad Real y Albacete respectivamente, y por el extremo noroccidental 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 y cenozoicos 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 DIEZ BALDA *et al*, (1990) o bien en la subzona Lusoorienta-Alcúdice en el sentido de LOTZE (1945); correspondientes al segmento hercínico de la Península Ibérica.

A menor escala, en la Hoja de Bienservida afloran cuatro conjuntos geológicos: los materiales paleozoicos, los mesozoicos (Triás y Jurásico) de la Cobertera Tabular, discordantes sobre los anteriores y deformados sólo por una tectónica de fractura, los mesozoicos del Prebético cuyo frente pasa por la esquina SE de la Hoja y los cenozoicos de la Llanura Manchega, discordantes sobre todos los anteriores.

Litológicamente aparecen representados materiales sedimentarios moderadamente deformados, con terrígenos más abundantes que los carbonatados y con edades desde el Ordovícico inferior al Cuaternario.

4.2. PALEOZOICO

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, en esta Hoja está representada por la orientación N60°E del anticlinal de Bienservida y por varias fracturas de esa dirección. 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-alcúdice de LOTZE (1945), dado que, a pesar de que hay diferencias estratigráficas y tectónicas entre ellas, ambas se conside-

ran 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 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 Eovariscica (Silúrico) de subducción y creación de un arco oceánico. Etapa Mediovariscica (Devono-Carbonífero) de acreción continental y deformación de las zonas internas del orógeno hercínico. Y Etapa Neovariscica (Carbonífero Medio-Superior) con

deformaciones localizadas (desgarres), granitización y levantamiento de la Cordillera Hercínica.

La segunda fase de carácter extensional cartografiada en esta Hoja y sobretodo en la banda meridional de 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 sinclinal de la Sierra de San Pedro se ha detectado una laguna en el Devónico superior atribuida a la actuación de fallas lístricas que durante la fase principal compresiva de la deformación hercínica fueron reactivadas como cabalgamientos (LÓPEZ DÍAZ, 1991).

En el flanco norte del Sinclinal de Pedroches (al sur de Guadalmez) 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 rota-

cional 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 (DÍEZ BALDA, 1986; MARTÍN IZAR, 1986; ESCUDER *et al.*, 1995) y por el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; MACAYA *et al.*, 1991). En él se distinguen cuatro fases de deformación hercínica cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

- La primera (F_1) dio lugar a pliegues sinquistosos (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 a las estructuras de F_1 con una esquistosidad asociada (S_2) que llega a adquirir carácter de "schistosity".

Se ha interpretado (DÍEZ 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 (F_4) 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 del mismo, 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 trasponean 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 Yébenes (VÁZQUEZ *et al.*, 1992) y en la parte meridional de la zona objeto del presente estudio, estructuras de las mismas características que serán descritas más adelante.
- La tercera fase (F_3) de la zona meridional del Dominio de los Pliegues Verticales sería equivalente a la F_4 descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. 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). La deformación se concentró localmente en determinados pasillos o bandas de direcciones varia-

bles. 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.

Por otra parte, los trabajos realizados en el Sistema Central permitieron a varios autores (DOBLAS *et al.*, 1994 a y b) establecer un marco tectónico para la Z.C.I. con cuatro episodios de deformación, que básicamente coinciden con las relacionadas con dos matices. La fase 2 se subdivide en un episodio D_2 de magmatismo y otro D_3 que implica colapso gravitacional de la cadena con una extensión N-S. Y la cuarta (de estos autores) fase de esta zona coincide con el episodio D_4 que produce una compresión N-S y una extensión E-O; hay que señalar que lo definen como alpino precoz.

4.2.1. Estructura paleozoica de la hoja

Los materiales paleozoicos de la Hoja aparecen en una banda de dirección $N60^\circ E$ que ocupa todo el centro de la misma. Aparentemente la estructura es simple; es un anticlinal con núcleo en las series ordovícicas de la Formación de Base y que se continúa 60 Km por las hojas limítrofes de Torre de Juan Abad y Venta de los Santos. La serie paleozoica está completa en ambos flancos, aunque aflora parcialmente por los recubrimientos del Triás que se deposita discordantemente y horizontal.

La deformación hercínica se ha realizado en varias etapas o fases, tres de ellas en condiciones dúctiles, y dos etapas de fracturación en un régimen frágil o dúctil-frágil. La Orogenia Alpina sólo ha generado fracturas, como corresponde a una tectónica de antepaís, aunque en las bandas de fractura puede generar estructuras menores propias de un régimen dúctil-frágil.

4.2.2. 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 inmediatamente al Sur, sobre ellos y en discordancia los del Carbonífero inferior. En otras zonas, donde las estructuras anticlinales permiten el afloramiento de series inferiores, se observa que el conjunto paleozoico se deposita discordantemente sobre un sustrato precámbrico suavemente plegado propio de la ZCI. Esta discordancia representa la Orogenia Cadomiense.

En el ámbito regional la sedimentación del Cámbrico está condicionada por un período tensional con formaciones litológicamente muy variadas y fuertes cambios laterales y en la vertical.

Esta etapa acaba con la tansgresión del Ordovícico inferior, iniciándose el hiperciclo paleozoico; 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 concre-

tan en dos puntos. La presencia de manifestaciones volcánicas intercaladas en la serie, entre las que destaca por su continuidad lateral la del techo de las Pizarras de Río, que desarrolla un episodio volcánico y vulcanoclástico, no demasiado potente pero muy continuo en los afloramientos a ambas orillas del río Guadalmena en la esquina SO de la Hoja. 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 de la Hoja espesores de la Caliza Urbana que varían desde más de una decena de metros, en los cortes de Terrinches y Turruchel, hasta desaparecer en muchos puntos como se observa en las Hojas aledañas. La propia formación Caliza Urbana tiene un componente volcánico muy alto con niveles de rocas vulcanoclásticas, que localmente llegan a reemplazar a los paquetes carbonatados. Como punto singular hay que citar que en la Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes) próximo al embalse de La Jarilla, aparecen pliegues eslum-pados 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 *et al.*, 1990) con movimientos epirogénicos o con regresiones marinas como consecuencia de glaciaciones. Y también con episodios de inestabilidad tectónica (PINEDA, 1987). Con los datos de esta zona el origen parece ser este último, también reconocido por PIEREN (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 la Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad), que abarca el Devónico medio. Dentro de la evolución tectónica 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 *et al.*, 1990; QUESADA, 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.

4.2.3. 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 de Ventas 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 y los corredores de fractura con deformación dúctil en El Colmenar de Almarza y Arroyo Hoz de Ontaria. 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 anterior a 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 *et al.*, 1990). La segunda fase es sin-cinemática, ya que sus últimos movimientos afectan a estos depósitos. Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales carboníferos del Cjo. del Cerrajero, en la Hoja nº 864 (Venta de los Santos), que son continentales y están discordantes sobre los materiales infrayacentes, ya totalmente estructurados. La edad de este carbonífero continental 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.

4.2.3.1. 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 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, Guadalmez y el anticlinal de Alcudia, al borde occidental de la Hoja llegan los grandes pliegues que recorren la Hoja colindante de Santa Cruz de Mudela.

Estructuras mayores

A esta escala la primera fase está homogéneamente extendida por todos los afloramientos aunque todos los pliegues están reorientados por la segunda fase. La principal y única estructura es el anticlinal de Bienservida, que como se ha expuesto es una estructura de tamaño

regional. El anticlinal actual está deformado por la segunda fase en tres aspectos fundamentales: la orientación, la geometría y la deformación interna del flanco suroriental. Este pliegue se puede seguir sin solución de continuidad hasta la Hoja de Venta de los Santos en donde se muestra la estructura original de la F_1 . Se trata de un anticlinal, de dirección $N90^\circ E$, eje subhorizontal, plano axial vertical, simétrico y corrida superior a los 50 Km. Tanto la longitud de onda como la amplitud son plurikilométricas.

Hay dos puntos en los que se observa la geometría de estos pliegues, a muro y techo de las Capas de Pochico, en el río Villanueva y orilla derecha del Guadalmena.

Además de esta gran estructura hay otro anticlinal, el de Reolid, del que sólo aflora la cúpula en Cuarcita Armoricana, por su dirección ($N90^\circ E$) y geometría parece una estructura similar al anticlinal de Bienservida. Sin embargo, la distancia entre los dos núcleos es demasiado próxima, lo que se puede explicar como un pequeño anticlinal de flanco, al Sur del principal, o considerar que su posición se debe a una fractura alpina relacionada con el frente tectónico Prebético. Sólo con los datos de superficie no se puede saber cuál es la causa, aunque cabe señalar que en la hipotética posición de la citada fractura alpina se encuentra una importante surgencia termal, Balneario de Nuestra Señora de la Esperanza. Este anticlinal ha podido ser importante como elemento pasivo en la tectónica de despegue bética, como rampa frontal sobre la que se desarrollaría la cuña de acreción tectónica.

Estructuras menores

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

En esta Hoja hay diferencia en la deformación entre los dos flancos del anticlinal, en el flanco noroccidental no hay esquistosidad y los pliegues son suaves, en el suroriental la esquistosidad regional se observa bien a escala de afloramiento, los pliegues son más apretados y hay fracturas longitudinales a la estructura. Además se observa una reducción en el espesor de las series en el flanco SE, aunque en parte puede ser por causas sedimentarias, no se puede descartar un efecto tectónico de aplastamiento. Esta estructuración se debe a la segunda fase, pero se traduce en una intensificación de las estructuras menores, antes del desarrollo de otras nuevas.

Los pliegues menores están presentes en toda la Hoja 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 el flanco NO la serie solo está plegada en las alternancias de las Capas de Pochico y las Alternancias El Caño, como se observa en el Terrinches y en el cierre periclinal del río Villanueva. En este flanco los pliegues son suaves. En el otro flanco los pliegues son más apretados y con esquistosidad de plano axial, como se observa en la carretera local a Albadalejo y en el río de la Mesta

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 una circunstancia que se da en niveles de deformación poco profundos.

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 los pliegues de mayor escala en el flanco NO 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.

Son cilíndricos, con ejes subhorizontales y longitudes de centenares de metros. Su dirección general es N75°-60°E.

A escala de afloramiento la esquistosidad S_1 se puede ver en todo el flanco suroriental de la Hoja, como una pizarrosidad (esquistosidad espaciada) en los niveles detríticos finos, especialmente en las charnelas. En el otro flanco 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 N70°-60°E con un buzamiento de vertical a 70°N, esta ligera vergencia al S se debe a la F_2 . En todo el flanco suroriental se observa la inversión de la estratificación. Localmente hay direcciones norteadas por las inflexiones de la F_3 .

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 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.

Aunque con poca frecuencia también se ven fracturas en las charnelas de los pliegues de poca longitud y paralelas a los ejes, son fracturas asociadas al mecanismo de formación del pliegue y adaptación entre capas de diferente competencia. Un ejemplo de esta estructura se observa en la carretera local a Albadalejo al llegar al río Guadalmena.

En el río Terrinches a su paso por el Cerro Mingo hay una zona de superposición de pliegues de la F_1 y la F_3 que da lugar a una *caja de huevos* con direcciones N75°E y N150°E, ambos con morfologías suaves y ejes subhorizontales.

Por último se ha observado una deformación leve en los numerosos fósiles, 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 SE, y al NO los materiales son anquimetamórficos.

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, sobretudo en los estratos más competentes, adaptándose los niveles pelíticos y desarrollándose la esquistosidad de plano axial. Y en el flanco suoriental se añade un aplastamiento que se observa en los pliegues, la esquistosidad y en lámina delgada, este proceso se produce en la segunda etapa.

4.2.3.2. Segunda etapa de deformación hercínica

La Hoja presenta una deformación heterogénea que es el resultado de la superposición de la F_1 y la F_2 . La deformación atribuible a esta etapa intensifica las estructuras de la primera y gira las S_0 y S_1 hacia la dirección $N60^\circ E$. Esta fase da lugar a una banda de deformación muy intensa en la Hoja de Venta de los Santos (nº 864). 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 ARGÜES (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, 1968; CHARPENTIER, 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 subaflorente 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 nº 864 (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 (Z.C.E. SE-PG).

Esta estructura es posterior a la primera fase y se correlaciona con la F_2 de DÍEZ BALDA y VEGAS (1992), aunque en el Macizo Ibérico meridional solo se ha citado en el Domo Extremeño (MATAS *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.

Esta etapa hercínica de deformación ha sido bien estudiada en la zona de Salamanca por ESCUDER VIRUETE *et al.* (1993); ARES YAÑEZ *et al.* (1994) y DÍEZ BALDA *et al.* (1995). Y en

el Sistema Central DOBLAS *et al.* (1994 a y b) y HERNAIZ HUERTA *et al.* (1996). Todos ellos coinciden en que es una etapa o fase de deformación extensional producida por un colapso extensional, posterior al empilamiento producido por la primera etapa de deformación hercínica, aunque algún autor lo prolonga hasta tardihercínico o alpino precoz.

Estructuras Mayores y Menores

Probablemente si no se hubiera localizado la estructura en la hoja del Sur la deformación que produce en este sector se hubiera atribuido a otra etapa. El giro en las direcciones es muy significativo de su carácter dúctil, pero no produce estructuras mayores ni menores. La estructuración más significativa es la del anticlinal de Bienservida, es un pliegue de la F_1 , cuya morfología se conserva en su prolongación hacia el SO, pero que en esta zona pasa a ser un pliegue asimétrico, con el flanco SE vertical o ligeramente invertido. Esta disposición se observa directamente en la Cuarcita Armoricana del anticlinal de Bienservida, en el corte de la carretera local de Villapalacios a Albadalejo. El flanco NO tiene una dirección $N60^\circ E/45^\circ N$ que pasa a $N60^\circ E/75^\circ S-90^\circ$ o invertido; y así continúa el resto del flanco en todo el afloramiento. Los pliegues menores de este flanco siguen volcados pero conservan la geometría de la F_1 . La esquistosidad es de plano axial de los pliegues y en todas las pizarras mantiene una dirección $N60^\circ E/70^\circ N$.

No se ha observado pliegues menores con la morfología de la segunda fase ni foliación milonítica, como la que aparece de forma generalizada en las zonas más deformadas de la zona de cizalla (Z.C.E. SE-PG) (Venta de los Santos nº 864).

Otra deformación atribuible a esta etapa es el aplastamiento que sólo se observa en el flanco SE del anticlinal. Además de la reducción de espesores y la aparición generalizada de la esquistosidad, ya citados, la deformación se ha contrastado con el estudio de láminas delgadas en la Cuarcita Armoricana. En las JM-7 y 8 se observa que son protomilonitas con los cuarzos acintados y recrystalizados, siguiendo la S_1 que a su vez es paralela a la estratificación. Esta fábrica contrasta fuertemente con las muestras tomadas en el flanco NO (JM-9, 10 y 12) en las que apenas se observa deformación.

Otro tipo de estructuras de esta etapa son las fracturas, en las que se encuentran de dos tipos. Fracturas netas de dirección $N60^\circ E$ subverticales, con relleno de cuarzo blanco, dando filones arrosariados con espesores métricos y corridas de centenares de metros, como el que pasa por El Cuarto Nuevo.

Y el otro tipo son bandas de deformación dúctil, de las que se han detectado dos, una en la orilla meridional del Guadalmena al SO de la Ermita de Albadalejo, y la otra en el cruce del arroyo de la Hoz de Ontaria con el río Terrinches. Se trata de bandas de dirección $N75^\circ E$ subverticales y espesores de 3 a 4 m, en las que se desarrollan foliaciones miloníticas subparalelas a sus límites. En la primera se observa una foliación de tipo SC en la que las superficies C son $N70^\circ E/70^\circ N$, y las S $N70^\circ E/20^\circ N$, estas últimas tienen sigmoides de cuarzo blanco con sentido de movimiento hacia el S. En la segunda las direcciones correspondientes son las C $N75^\circ E/70^\circ N$ y las S $N60^\circ E/40^\circ N$. En ninguna de ellas hay referencias del salto que producen pero ambas contrastan fuertemente con la deformación de las rocas encajantes.

En resumen, la segunda fase hercínica en la Hoja de Venta de los Santos nº 864, viene definida por una banda de cizalla de dirección $N90^\circ-70^\circ E$, buzamiento al N y cinemática que indi-

ca siempre movimiento del bloque de techo hacia el S-SE. En esta Hoja sólo se observa el límite de techo y no se sabe dónde está el muro. El límite de techo al norte es gradual, empieza con replegamiento de los pliegues de la F_1 . Al Sur, el límite está marcado por una falla normal buzando al S, que se ha interpretado como un despegue hacia el Sur, que produce una intensa deformación de cizalla y metamorfismo de alta T en el autóctono.

La banda de cizalla tiene una anchura mínima de 4 Km desde donde comienza la foliación milonítica y produce una deformación a todas las escalas que borra por completo la F_1 . Se caracteriza por pliegues asimétricos vergentes al Sur, una foliación milonítica de tipo SC que llega a protomilonizar con una foliación planar muy penetrativa y estiramiento de las formaciones rocosas en las proximidades del accidente de despegue. Lleva asociado un metamorfismo de alta T en el bloque de muro paralelo al accidente de despegue, con una zonación metamórfica muy apretada que va de la clorita a la andalucita.

Aunque en la extensión de una Hoja sólo se pueden hacer hipótesis regionales, esta fase encajaría con el modelo de despegue de Tipo II de LISTER and DAVIS (1989), que consiste en una serie de fracturas sucesivas progresivamente más frágiles, con deformación dúctil (foliación milonítica) en el bloque de muro y fracturación en el de techo, sin que se pueda afirmar sin estudiarla en su conjunto que la Z.C.E. SE-PG constituya un "core complex".

Esta deformación coincide con los despegues reconocidos en la zona de Salamanca y el Sistema Central, en donde, según los autores citados, esta fase obedece a un colapso extensional del orógeno hercínico subsecuente al engrosamiento cortical producido por la primera etapa de deformación hercínica (F_1).

4.2.3.3. Tercera fase de deformación

Esta etapa se ha establecido para todo el Dominio de Pliegues Verticales de la Zona Centro Ibérica (DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992) y se ha descrito en el Macizo Ibérico meridional por MATAS *et al.* (en prensa), AMOR y ORTEGA (1987), PALERO (1991) y ORVÍZ *et al.* (1975). Produce pliegues de gran longitud de onda, de dirección N100°-120°E, 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 *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 todas 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 , como en las Capas de Pochico y Alternancias El Caño. Son pliegues suaves (180° - 120° de ángulo entre flancos), de longitud de onda plurimétrica, y amplitud decimétrica. De plano axial vertical, sin esquistosidad asociada. Y con ejes subhorizontales de direcciones variables, ya que se superponen a superficies plegadas, las más frecuentes son $N150^\circ E$ y N-S. Un ejemplo de esta estructura se observa en el Terrinches en donde como ya se ha citado hay una interferencia de pliegues de direcciones $N40^\circ$ - $60^\circ E$ y $N150^\circ$ - $140^\circ E$.

En las cuarcitas del anticlinal de Bienservida se observan varios pliegues de F_3 son N-S, y los mejores ejemplos están al NO de Pilas Verdes y Este del Cerro de los Arzollós.

4.2.3.4. *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.

En esta zona hay numerosos trabajos sobre la fracturación, propiciados por los estudios metalogenéticos en los campos filonianos del distrito minero Linares-Santa Elena-La Carolina. 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), explica los filones por dos etapas: una de fallas normales $N60^\circ$ - $90^\circ E$ y buzando 60° al S; y otra tardía con el eje de máxima extensión horizontal N-S. PALERO (1991) atribuye la familia de filones de direcciones $N70^\circ$ - $90^\circ E$ a la segunda fase hercínica. LILLO (1992) describe tres etapas tardihercínicas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. Y MATAS *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 $N120^\circ$ - $130^\circ E$, en régimen transtensivo. Posteriormente al emplazamiento MARTÍN PARRA *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 N50°-60°E y N70°E. Y son fallas subverticales que en las Hojas aledañas son de dos tipos: Dúctiles conformes con la cizalla con vergencia S. Y frágiles antitéticas, normales hacia el N, aunque aquí no se observan criterios cinemáticos es posible que haya de los dos tipos, como ya se han descrito. Las primeras tienen estructuras menores asociadas, dúctiles con foliaciones de tipo SC y frágiles rectilíneas y más norteadas. Y llevan asociada una actividad hidrotermal de baja temperatura importante. En esta Hoja las fracturas llevan rellenos de cuarzo, a veces con espesores decamétricos.

Al sur de Albadalejo pasa una fractura que aquí sólo afecta a materiales de Trías, pero que forma parte de un corredor de fracturación bien desarrollado en la Hoja de Torre de Juan Abad, es la falla de Puebla del Príncipe, esos corredores se atribuyen a esta etapa. Lo interesante de este es que tiene un rejuego muy importante, con saltos de 120 m de hundimiento del labio septentrional en el alpino.

El sistema de dirección N120°E, no se detecta con seguridad en esta Hoja. Esta etapa de fracturación está en la región pero es poco penetrativa y puede que no se observe en los escasos afloramientos de la Hoja. Las 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, 1977; PILES y NOZAL, 1989; MATAS *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 siniestro. Relacionados con estas fracturas se desarrollan algunas estructuras menores como bandas estrechas de kink-bands de la misma orientación.

En el marco de Hoja aparece homogéneamente repartido y son especialmente patentes cuando afectan a los niveles cuarcíticos de anticlinal de Bienservida. Tienen corridas de 2 a 3 km 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 el mejor ejemplo de esta familia se observa en las vertientes de Juan Negro, donde los saltos dextro y siniestro respectivamente son de un centenar de metros.

Por último, hay una fracturación de dirección N-S, que generalmente se relaciona con el sistema anterior como fracturas tensionales, pero en esta Hoja produce saltos importantes. Hay una que pasa por la Ermita de Albadalejo con una observación muy buena en el talud fresco de la carretera. Pero la más significativa es la del Río Villanueva, se trata de una falla de dirección en torno a N-S, subvertical con el labio occidental hundido y desarrollo de brecha de falla de 2 a 3 m, heterométrica polimétrica sin apenas cementación, y con vetas de cuarzo poco abundantes. Esta falla corta el cierre periclinal oriental del anticlinal de Bienservida, y afecta a materiales triásicos. Los saltos cartográficos permiten estimar el salto de la falla, en la orogenia hercínica, tuvo desplazamientos en la vertical de más de 200 m, y con componente de desgarre dextro de unos 1000 m. Los rejuegos alpinos dieron desplazamientos normales hacia el Oeste de 30 a 40 m.

4.2.3.5. Edad de las etapas de deformación hercínicas

Aunque ya se ha argumentado en los apartados anteriores, aquí se resumen las acotaciones de edad alcanzadas en esta Hoja y zonas próximas. Hay dos interrupciones en la secuencia sedimentaria con paraconcordancia de los materiales suprayacentes, en el Ordovícico superior y en el Devónico medio, que deben ser respuestas locales de las primeras manifestaciones de la Orogenia Hercínica, la última en concreto se corresponde con la edad de la primera fase de deformación detectada al Sur de la Zona de Ossa-Morena.

La primera etapa es anterior con los depósitos discordantes, que afloran en la Hoja de Beas de Segura, pertenecientes al Culm de Los Pedroches, cuya edad está bien establecida como Tournaisiense superior- Namuriense inferior (QUESADA *et al.*, 1990). La segunda fase es sin-cinemática con estos depósitos, lo que está de acuerdo con los datos de dataciones absolutas con Rb.Sr y Sm-Nd realizadas en el stock de Santa Elena por LARREA *et al.*, (1999), que le atribuyen una edad de 331 ± 34 Ma., es decir, que con los datos de campo se elige el límite más moderno (Westfaliense).

Y tanto la segunda como la tercera fase son anteriores a los materiales carboníferos del Cjo. del Cerrajero (Hoja de Ventas nº 864), que son continentales y están discordantes sobre los materiales ya totalmente estructurados infrayacentes, y cuya edad 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.

Las dos primeras etapas de fracturación se produjeron también en este periodo de tiempo, y las otras dos son mucho más tardías, probablemente durante el episodio "Alpino Precoz" de DOBLAS *et al.*(1994), de edad permotriásica.

4.3. DEFORMACIÓN ALPINA

Como se indicaba en el apartado 4.1, en el área de esta Hoja están representados tres conjuntos tectónicos. A) Zócalo Paleozoico; B) Cobertera Tabular y C) Prebético.

El Zócalo Paleozoico fue estructurado en la Orogenia Hercínica, tal como se ha descrito. La Cobertera Tabular o Plataforma Estable de Albacete, discordante sobre el anterior y cuya característica fundamental es la horizontalidad de sus Unidades Litológicas, fue muy poco afectada por la Orogenia Alpina, manifestando un comportamiento tectónico solidario con el Zócalo Paleozoico, y finalmente, el Prebético separado de la Cobertera Tabular por un frente de cabalgamiento con vergencia hacia la Meseta y fuertemente estructurado por la Orogenia Alpina.

4.3.1. Zócalo paleozoico y cobertera tabular

En esta Hoja y las aledañas, hacia el S y SE, está el borde meridional del Macizo Ibérico, el límite lo marca la discordancia de los materiales triásicos sobre las rocas paleozoicas fuertemente estructuradas. Una característica de este sector es el paralelismo de las estructuras hercínicas con la citada discordancia. 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. La base erosiva de la discordancia, la horizontalidad y la ausencia de deformación del Triás, confirman lo anterior, por tanto el citado paralelismo significa que las estructuras hercínicas han condicionado los depósitos triásicos, lo que implica que con toda probabilidad se produjo una fracturación en la etapa extensional de creación de cuenca condicionada por la fracturación hercínica previa. En este sector la dirección varía de N90°E a N40°E que coincide en parte con la segunda fase hercínica, que debe marcar una discontinuidad litológica importante, y en parte con la fracturación tardihercínica NE-SO.

Posteriormente a esta fracturación precoz se producen las fracturaciones alpinas estudiadas principalmente en los sedimentos terciarios manchegos con su vulcanismo básico del Campo de Calatrava. Según dataciones radiométricas (ANCOECHEA, 1982; BONADONNA y VILLA; 1986), el vulcanismo de Campos de Calatrava se inició a finales del Mioceno superior con la efusión de leucititas olivínicas, a las que siguió una etapa de vulcanismo basáltico alcalino que se prolonga hasta el Cuaternario. Durante este periodo se ha reconocido (IGME, 1988), tres episodios de deformación en el sector de Campos de Calatrava. La primera etapa fue extensional, tuvo lugar en el Mioceno superior, y abrió un proceso de creación de cuencas con la reactivación de fracturas de dirección N-S, O-E y NE-SO. A este episodio le siguió una etapa de apertura durante el Plioceno, responsable de la creación de la cuenca manchega. Y la tercera etapa es de compresión y se caracteriza por el desarrollo de suaves ondulaciones. En general las efusiones volcánicas se han interpretado como un gran accidente distensivo desarrollada en el antepaís según un modelo de indentación, con una compresión máxima NO-SE (DOBLAS *et al.*, 1991; LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1993; CEBRIA y LÓPEZ RUIZ, 1995). Según este modelo, la indentación de las Béticas sobre el zócalo hercínico provocó la rotación de las directrices estructurales NO-SE hasta disposiciones E-O o ENE-OSO. En este estudio se ha visto que el giro se debe a la segunda fase de deformación hercínica, con rejugos de fracturas en el alpino.

Como alternativa a este modelo de ascenso y extrusión en un régimen local distensivo, VEGAS y RINCÓN-CALERO (1996) proponen un mecanismo basado en procesos flexurales de la litosfera en un régimen compresivo débil que abarcaría desde el Mioceno tardío al Cuaternario, cuyo tensor está definido por una compresión máxima, horizontal según N140°-160°E, y una mínima también horizontal N60°-70°E. Según este modelo la deformación débil en el antepaís se resolvió con suaves flexuras N60°-70°E.

4.3.2. Prebético

El Prebético es el conjunto tectónico que tiene una menor representación areal dentro de la Hoja, quedando prácticamente limitado al ángulo suroccidental de la misma.

Dentro del ámbito de la Hoja, el Prebético sólo está representado por materiales triásicos y liásicos a los que hay que añadir una presencia poco más que testimonial del Dogger.

4.3.2.1. Descripción de la macroestructura de escamas

Desde el punto de vista del comportamiento mecánico de los materiales anteriores, ante los esfuerzos tectónicos, conviene diferenciar dos tipos. Por un lado, los niveles del Triásico (considerando en su conjunto y a excepción del conglomerado basal-Buntsandstein-), Lías inferior-medio y Lías superior (éste, menos importante, debido a su pequeño espesor), que son incompetentes por su naturaleza predominantemente arcillosa y, por tanto, fundamentalmente plástica; y, por otra parte, los niveles competentes, calizo-dolomíticos, del Lías inferior, Lías medio-superior y Dogger.

A diferencia de la Cobertera Tabular, la Zona Prebética se encuentra ya afectada por la Orogenia Alpina que da lugar, en esta región en particular, a una estructura singular de pliegues, cabalgamientos y escamas que se conoce, en la literatura al uso, como Arco de Cazorla. Este Arco, convexo hacia el Norte, es particularmente conspicuo en el dominio Prebético Externo que es el único dominio del Prebético representado dentro del ámbito de la Hoja, precisamente por su frente más externo.

Dentro del Prebético Externo de la Hoja nº 841 (Alcaraz), RODRÍGUEZ ESTRELLA (1978) diferencia dos regiones estructurales diferentes: 1) región de escamas de vergencia Norte y 2) región de pliegues y escamas de vergencia Norte; ambas regiones vienen separadas aproximadamente por el Triásico de Paterna de Madera-Bogarra. Dentro del ámbito de la Hoja solamente está representada la región de escamas de vergencia Norte acabada de citar.

La característica fundamental de la región de escamas de vergencia Norte es la presencia de un gran número de escamas tectónicas con vergencia en ese sentido. En esta región los pliegues están prácticamente ausentes, salvo excepción (v. gr.: el pequeño núcleo anticlinal de dirección NE-SO y asimismo vergencia Norte, situado a escasamente 1 Km al NO de El Ojuelo, dentro del ámbito de la presente Hoja).

Dentro del ámbito de la Hoja, la dirección de las escamas es típicamente bética, ENE-OSO, y bastante constante en general, de modo que existe un paralelismo relativamente acusado entre las mismas. Su longitud es normalmente plurikilométrica, prolongándose la mayoría de ellas en la vecina Hoja nº 841 (Alcaraz), y aún más allá, llegando a alcanzar así varias decenas de kilómetros. La distancia entre escamas, en superficie, oscila entre 100 m y 1.500 m, aunque esto se refiere sólo a las escamas cartografiadas a la escala del Mapa ya que existen otra serie de ellas de pequeña envergadura cuya representación, en la práctica, no resulta aconsejable a dicha escala.

El buzamiento del plano de cabalgamiento de las escamas es, en gran medida, subparalelo a la estratificación y, por lo tanto, bastante suave en general (entre 15° y 35°).

En las escamas más septentrionales sólo se encuentran implicadas las dolomías del Lías inferior. A juzgar por los datos cartográficos y salvo excepción, estas escamas tienden a converger en una superficie basal de cabalgamiento que se adapta al Triásico arcilloso-yesífero que al menos en esta Hoja actuaron como un nivel de desgarre.

En las escamas más meridionales donde se encuentran implicados casi todos los terrenos Liásicos (a excepción de las lutitas del Lías superior), el nivel de despegue es más alto que el anterior, estando constituido por las lutitas del Lías inferior-medio. Este nivel se encuentra usualmente como "suela" de la propia escama, formando parte, por tanto, de la misma, aunque también puede actuar como soporte sobre el que cabalgan otros términos del Jurásico.

Finalmente, en las escamas del extremo meridional (esquina suroriental de la Hoja), donde se encuentran implicados terrenos desde el Lías medio-superior hasta el Dogger, el nivel de despegue es todavía más alto que el anterior ya que está constituido por las lutitas del Lías superior. Así pues, y al menos por lo que respecta al ámbito de la Hoja de Bienservida, se constata que el nivel de despegue en la macroestructura de escamas del Prebético Externo, resulta ser sucesivamente más elevado (lutitas y yesos del techo del Triás, lutitas del Lías inferior-medio y lutitas del Lías superior) conforme se penetra hacia el interior del Arco de Cazorla.

Probablemente en esta Hoja sea aplicable el modelo tectónico elaborado por ANDRIEW, J. Y NEBBAD, F. (1996), que consideran la estructura como un prisma orogénico frontal del frente orogénico bético.

4.3.2.2. *Evolución tectónica. Edad de las deformaciones*

De acuerdo con MARTÍN *et al.* (1998), el Prebético Externo de Albacete en general y el de la Hoja de Bienservida en particular, se localiza en el sector más septentrional de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas que se convirtieron durante la Orogenia Alpina en el cinturón de pliegues y cabalgamientos de antepaís (AZEMA *et al.*, 1979; GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1980; BAENA PÉREZ Y JEREZ MIR, 1982).

El ambiente tectónico en el que se depositaron los sedimentos mesozoicos ha sido interpretado como el margen continental pasivo meridional de la Placa Ibérica (AZEMA *et al.*, 1974) y los mismos forman parte de la plataforma carbonatada que se extendía desde el Sur de Portugal hasta las islas Baleares y Cerdeña (VILAS *et al.*, 1993).

Coincidiendo con la opinión de GARCÍA y ÁLVARO (1974) para la vecina Hoja nº 815 (Robledo), también en la Hoja de Bienservida la ausencia de registro estratigráfico entre el Dogger y el Mioceno hace difícil reconstruir la historia preorogénica de la región. La flexuración de la cuenca Triásica ciertamente estuvo ya condicionada por las líneas de debilidad del basamento Paleozoico, posiblemente antiguas fracturas de dirección NE-SO (de las que se encuentran bastantes ejemplos en la presente Hoja) que articulaban un descenso de los bloques meridionales.

Siguiendo a MARTÍN *et al.* (1998) en el Prebético Externo de Albacete, el Paleógeno aflora de forma local y el Neógeno está formado por depósitos marinos fundamentalmente de edad Mioceno medio y depósitos continentales postorogénicos del Mioceno superior-Plioceno. La sedimentación durante parte del Paleógeno y, especialmente, durante el Mioceno inferior y medio, tuvo lugar en ambientes escasamente jerarquizados (CALVO, 1978). Los sedimentos postorogénicos se acumularon en cuencas continentales lacustres y fluviolacustres delimitadas por fallas normales de dirección E-O (ELÍZAGA Y CALVO, 1998).

La estructuración de los materiales mesozoicos del Prebético de Albacete durante la Orogenia Alpina se produce a partir de desgarres dextrorsos NO-SE a ONO-ESE. Este sistema de desgarres (fallas de Socovos-Calasparra, Liétor y Pozohondo) constituye la zona de transferencia oriental asociada al Arco de Cazorla durante la Orogenia Alpina (Burdigaliense-Langhiense hasta el Tortoniense) (MARTÍN *et al.*, 1998). La zona de transferencia occidental se localiza a lo largo de la falla de desgarre sinistrorsa de Tiscar, de modo que el conjunto Prebético del Arco queda despegado sobre un cabalgamiento principal (GUÉZOU *et al.*, 1991).

Los primeros movimientos orogénicos registrados en el Prebético de Albacete se sitúan dentro del Burdigaliense (CALVO, 1978), siendo la dirección de los esfuerzos regionales para este evento, la NO-SE. La estructura del Arco de Cazorla debió estar esbozada durante el Langhiense, puesto que condiciona la sedimentación marina durante el Mioceno medio (CALVO, 1978). Según algunos autores, las últimas fases de compresión alpina en el Prebético de Albacete tuvieron lugar durante el Tortoniense inferior y medio (GONZÁLEZ DONOSO y LÓPEZ GARRIDO, 1970) y se solapan con el inicio de una fase extensional generalizada en las Cordilleras Béticas (BOUSQUET *et al.*, 1976). Esta fase coincide, en esta región, con el colapso del edificio del Prebético Externo de Albacete, producto del apilamiento continuado de láminas de cabalgamiento en el Arco estructural de Cazorla, donde DABRIO (1973) indica la presencia de materiales marinos por encima de los 2.000 m. Sin embargo, otro dato a tener en cuenta con respecto a la edad de las últimas fases de compresión alpinas y, en particular, de las escamas de la Hoja de Bienservida es el hecho de que los sedimentos del Neógeno marino se prolongan en la vecina Hoja de Alcaraz donde han sido datados como Tortoniense-Andaluciense inferior (RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1978), encontrándose cobijados bajo distintas escamas, principalmente en la parte más externa del Arco de Cazorla.

Por lo que se refiere a la dinámica de esta región, hay que señalar que en los estudios de índole regional (JEREZ MIR, 1973; CALVO, 1978; RODRÍGUEZ ESTRELLA, 1979; ELÍZAGA, 1994) no se llevó a cabo la reconstrucción de paleoesfuerzos desde el inicio de la Orogenia Alpina hasta la actualidad, trabajo que sí ha sido realizado recientemente (MARTÍNEZ *et al.*, 1998) en el Prebético Externo de Albacete.

En el trabajo acabado de citar se deducen los estados de esfuerzos, es decir, la orientación de los tres ejes principales y la forma del elipsoide de esfuerzos, mediante diversas técnicas de análisis poblacional de planos de falla con estrías o análisis de paleoesfuerzos. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la existencia de tres campos de esfuerzos principales. Durante la Orogenia Alpina (Burdigaliense-Langhiense hasta el Tortoniense) la dirección de compresión horizontal es s_{HMAX} N 018° E. Esta orientación del eje de compresión representa la desviación de la dirección de compresión bética dentro de una zona de desgarre dextrorsa y condiciona la formación de pliegues y cabalgamientos según una dirección E-O en un régimen de desgarre transpresivo. Coincidiendo con las últimas fases compresivas alpinas (Tortoniense inferior-medio) se inicia una importante etapa extensiva definida por un campo extensional radial que se extiende en el tiempo hasta la actualidad. Por otro lado y superponiéndose a éste último, desde el Tortoniense superior hasta la actualidad existe un campo de esfuerzos compresivo con una orientación de s_{HMAX} N 149° E que implica la recuperación de las trayectorias de esfuerzos béticos dentro del sistema de desgarres del Prebético Externo de Albacete. Se daría de este modo una superposición de sistemas extensionales y compresivos en la que el campo de esfuerzos extensional representaría una situación local dentro del contexto general de acercamiento entre las Placas Euroasiática y Africana.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA

El territorio que representa la Hoja de Bienservida abarca parte de las provincias de Albacete, Ciudad Real y una zona muy pequeña de la provincia de Jaén. Por ello, administrativamente, pertenece a las Comunidades autónomas de Castilla-La Mancha y Andalucía.

Los materiales que aparecen en la hoja abarcan un gran registro geológico que va desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, configurando diferentes morfologías y paisajes según el tipo de litología y la estructura dominante.

Desde un punto de vista morfoestructural se trata de un sector muy diverso, en el que se pueden caracterizar diferentes dominios como consecuencia de una importante confluencia tectónica. Se trata del borde suroriental de la Meseta en su articulación con el Prebético externo. Este hecho da lugar a complejos problemas estructurales que han sido analizados por diversos autores. El resultado son los dominios y unidades que se describen a continuación.

En primer lugar, en la esquina noroeste, se sitúa la Plataforma de Campo de Montiel, constituida por una cobertera mesozoica instalada sobre un zócalo paleozoico. Los materiales de esta cobertera apenas están deformados y por ello, la Plataforma se suele inscribir en el contexto morfoestructural de la Meseta, por su inmediata adaptación a las deformaciones del zócalo hercínico. Esta unidad presenta una morfología llana con una cota media de 1.000 m.

En segundo lugar, en la esquina sureste, sobresale la Unidad de escamas correspondiente al dominio del Prebético externo y que constituye los primeros niveles de la Sierra de Alcaraz. Aquí es donde se encuentran las principales alturas, llegando a 1.769 m en el Pico de la Sagra; destacan también la Atalaya con 1.452 m, el Alto de la Hoya de los Guijarros con 1.385 m, el Alto de la Hoya con 1.329 m y el Cerro Vico con 1.217 m.

Entre ambas unidades aparece la Sierra de Relumbrar, macizo paleozoico en el que destaca la Cuarcita Armoricana como responsable de los relieves más elevados. La mayor altura es el pico de Pilas Verdes, con una altura de 1.151 m. Esta Sierra está limitada por los ríos Guadalmena y su afluente, por la derecha, es Villanueva de la Fuente.

La última unidad a considerar es el valle del río Guadalmena, perteneciente a la cuenca del Guadalquivir, con sus principales afluentes: Villanueva de la Fuente, Turruchel, de la Mesta y de Salobre. Son, en su mayoría, cursos de agua permanentes debido a que tienen su origen en manantiales de cierta importancia. El río Guadalmena atraviesa la hoja según una diagonal NE-SO. La primera parte de su recorrido es bastante rectilínea para pasar un trazado sinuoso a partir del arroyo de la Castellana. En su aluvial se encuentran las menores alturas, que descienden hasta los 650 m en el límite meridional de la Hoja.

Con respecto al clima de este sector de la Mancha suroriental se caracteriza por un tipo climático mediterráneo con cierta tendencia a la aridez. Las precipitaciones medias anuales se sitúan entre 500 y 700 mm, siendo la temperatura media de 10°C, con julio y agosto como los meses más calurosos y diciembre como el más frío.

La vegetación es muy variada, con zonas de bosque cerrado y abierto como en la Sierra de Alcaraz y en algunos sectores de la Sierra del Relumbrar y grandes extensiones de monte bajo y olivares, así como algunos eriales. Los olivares más extensos de la hoja aparecen en los alrededores de Albadalejo, Villapalacio y en la parte inferior de las laderas de la Sierra de Alcaraz. También encuentran su espacio las huertas y los regadíos, pero aquellas y éstos se localizan en los fondos de los principales valles.

La densidad de población es baja y los habitantes se concentran en los escasos núcleos de población existentes. Los más importantes, por su tamaño, son Albadalejo, Terrinches y

Bienservida. Le sigue Villapalacios, siendo Salobre y Reolid los más pequeños. Algunos de estos centros urbanos se hallan perfectamente comunicados entre sí por la red de carreteras, destacando la nacional N-322 y las comarcales CM-3127 y CM-412. La mayor dificultad se encuentra entre las poblaciones situadas al este y al oeste de la Sierra de Relumbrar, puesto que este relieve de gran envergadura sólo es atravesado por dos pequeñas y tortuosas carreteras de firme ligero. Hay que añadir una serie de caminos de tierra que permiten un fácil acceso a las zonas de relieve suave, pero este acceso se va complicando a medida que la topografía se empieza a accidentar como en el caso de la Sierra de Alcaraz y la Sierra de Relumbrar.

Por último, hay que señalar que los recursos económicos de esta región se deben, principalmente, a la agricultura y a la ganadería, destacando el sector olivarero. La actividad agrícola es, en su mayoría, de secano, limitándose el regadío a pequeñas huertas familiares, situadas en los valles de los ríos. También existen ingresos por explotaciones forestales, pero en mucha menor proporción. Hay, además, algunas pequeñas canteras que en su día produjeron materiales para la construcción pero que, en la actualidad han sido abandonadas.

5.2. ANTECEDENTES

La bibliografía relativa al Cuaternario o a la Geomorfología no es demasiado abundante, pero existen aspectos concretos que han sido motivo de interés para algunos autores. Tal es el caso de la Plataforma de Campo de Montiel y entre los autores que se han preocupado por la evolución geomorfológica de esta Plataforma, hay que destacar a DANTÍN CERECEDA (1935) y 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 PÉREZ GONZÁLEZ (1982). Para este último autor, 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.

Existen también una serie de trabajos, aunque son bastante escasos, sobre las características geomorfológicas del Macizo Hespérico Meridional. Entre ellos, se destacan los de DÍAZ DEL OLMO (1982), DÍAZ DEL OLMO Y RODRÍGUEZ VIDAL (1989, 1994).

Por otra parte, en lo relativo al Prebético externo de este sector, no existe ningún estudio que haya abordado, en profundidad, sus características geomorfológicas y morfoestructurales, pero pueden encontrarse trabajos de carácter general en los que se realizan algunas aportaciones de interés. Este es el caso de BRINKMANN y GALLWITZ (1933), ÁLVARO, GARCÍA ARGÜESO y ELÍZAGA (1975), y MARTÍN SERRANO y GARCÍA ABBAD (1979).

Finalmente, junto a estos estudios, 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 ser comprendidas dentro de un marco regional. En este sentido, la zona de estudio se sitúa en la parte suroriental de la Meseta, en la confluencia con el Prebético externo. Dentro de esta configuración se han reconocido varias unidades estructurales con características morfológicas bien diferenciadas.

La primera de ellas es la Plataforma morfoestructural de Campo de Montiel, situada en la esquina noroeste de la Hoja. Se trata de una cobertera mesozoica instalada sobre un zócalo paleozoico perteneciente a la Meseta Ibérica. Consta de dos conjuntos litoestratigráficos: el inferior, de edad triásica, constituido por elementos detríticos sobre los que reposan materiales margoyesíferos y el superior, de naturaleza carbonatada y de edad jurásica, 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. 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. Esta estructura, casi tabular, se refleja perfectamente en la morfografía de la zona, donde la Plataforma aparece con un aspecto de altiplanicie disectada, en la actualidad, 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, donde quedan 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 que determina sendas inclinaciones hacia el ONO y ENE.

En segundo lugar, en la esquina sureste y en todo el borde oriental de la hoja, aparece el dominio del Prebético externo, concretamente la Unidad de escamas. Esta unidad presenta complejos problemas estructurales y ha sido motivo de estudio para numerosos autores como BRINKMANN (1931), JEREZ MIR (1971 y 1973) y ÁLVARO *et al.* (1975). Se trata de un margen activo cuya litoestratigrafía es muy semejante a la que presenta Campo de Montiel, es decir, sobre el zócalo hercínico se apoya el Triás y por encima hay un revestimiento jurásico. La principal diferencia estriba en la potencia de este revestimiento, considerablemente superior que en el sector de La Mancha. Existe, además, un Mioceno marino que ha actuado solidariamente con el Mesozoico en el plegamiento. El resultado estructural es un conjunto de apretadas escamas que vergen hacia la Meseta al chocar con el zócalo rígido del Macizo Ibérico. El resultado morfológico es un escarpe topográfico muy pronunciado con forma de arco que se extiende entre las localidades de Alcaraz y Peñas de San Pedro, ambas localidades fuera del ámbito de la Hoja. El relieve de esta unidad es, por supuesto, mucho más acusado que las unidades adyacentes, a lo que hay que añadir un importante retroceso erosivo del escarpe topográfico y una fuerte incisión fluvial que hace que el desnivelamiento se exagera. Por otra parte, como señalan MARTÍN SERRANO Y GARCÍA ABBAD (1979), el carácter juvenil y poco evolucionado de este relieve determinan que el control litológico y estructural no sea excesivamente marcado.

Dentro del dominio del Macizo Hespérico aparece en la hoja la Sierra de Relumbrar, enmarcada por los ríos Guadalmena y Villanueva de la Fuente. En este relieve, de grandes propor-

ciones, formado por materiales paleozoicos, lo más destacable son los asomos de Cuarcita Armoricana que dominan el paisaje, dando las crestas más altas. Es también frecuente el resalte de otros niveles, también de naturaleza competente, pero siempre son de menor desarrollo. La dirección mayoritaria de estas capas es NE-SO.

Estas tres grandes unidades que aparecen en la Hoja, cada una de ellas con su litología y su estructura, han sido sometidas a la acción de los procesos externos, bajo unas determinadas condiciones climáticas. La consecuencia es un conjunto de formas menores que han sido cartografiadas y que son las que se describen a continuación. Se reconocen replanos estructurales de variado tamaño, mayoritariamente, sobre los sedimentos del Trías y se escalonan desde la Plataforma de Campo de Montiel y desde las cotas más altas de la Unidad de escamas del Prebético externo, hasta los valles, apareciendo bien perfilados en la mayor parte de los casos. A veces estos replanos están ligeramente inclinados dando lugar a suaves cuestas. Por lo que se refiere a los escarpes que limitan los replanos, se puede observar que no tienen grandes dimensiones y que en ningún caso superan los cien metros. A favor de estos escarpes se forman también cerros cónicos, favorecidos por la diferente competencia de los materiales.

Finalmente, un análisis del drenaje, avisa de la importancia de la tectónica en la configuración de la red fluvial actual. La linealidad exagerada de algunos cauces, los cambios bruscos, tanto en el perfil longitudinal como transversal de algunos ríos, los encajamientos inesperados que dan lugar a escarpes y otras muchas anomalías, llevan a sospechar la existencia de movimientos tectónicos recientes. Dadas las características de esta zona, donde la presencia de un frente activo (Prebético externo) impone una morfología abrupta, no es de extrañar que parte del modelado fluvial quede determinado por la actividad de dicho frente.

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 que las han generado o según los sistemas morfogenéticos a los que pertenecen.

5.3.2.1. *Formas de ladera*

Se originan en las vertientes y se deben a la acción conjunta del agua y de la gravedad. En la Hoja de Bienservida se han reconocido coluviones, canchales y caídas de bloques.

Los coluviones son bastante frecuentes y están en relación con los relieves más accidentados, por eso es normal encontrarlos al pie de algunas laderas de la Sierra de Relumbrar, también en el frente noroeste de la Sierra de Alcaraz y en las vertientes de los valles ortogonales al mismo. Por lo general presentan formas alargadas en la dirección de los valles y pueden aparecer a diferentes alturas, incluso en algunos puntos de la Sierra de Relumbrar, los coluviones se disponen alrededor de los relieves, rodeándolos a modo de orla. La composición de estas formas, como ya se verá más adelante, es variada puesto que las áreas madres son muy diversas: mesozoicos carbonatados, areniscosos, arcillosos y paleozoicos con cuarcitas, pizarras, areniscas y calizas.

Los canchales se localizan mayoritariamente en la Sierra de Relumbrar, donde la fracturación de las Cuarcitas Armoricanas y las grandes pendientes dan como resultado acumulaciones caóticas de clastos de diferentes tamaños, pero también pueden encontrarse en algún punto

de la Sierra de Alcaraz. Se dan al pie de algunos arroyos y en pequeñas cabeceras, casi en la misma cuenca de recepción. Los canchales de mayor tamaño pueden observarse al norte de la Hoja, en las laderas de los cerros de los Arzollos y Juan Negro.

Los bloques están en relación con los grandes escarpes y, por ello, su mayor frecuencia tiene lugar al borde de la Plataforma de Campo de Montiel y en muchos de los escarpes de la Sierra de Alcaraz. En ambos casos estos bloques, se originan a favor de rocas carbonatadas de edad mesozoica. La fracturación de dichas rocas y la distensión propia del borde de los escarpes, unido a la presencia del agua de lluvia, pone a estos materiales en una situación de inestabilidad que hace que terminen cayendo por gravedad.

5.3.2.2. *Formas fluviales*

Son muy abundantes, sobre todo las de carácter erosivo. Entre las formas sedimentarias se han podido reconocer: fondos de valle, terrazas, conos de deyección y terrazas travertínicas.

Los fondos de valle se hallan distribuidos por toda la superficie de la Hoja, puesto que corresponden a los sedimentos más modernos dejados la red fluvial. Aparecen con diferentes formas y tamaños. Así, el río Guadalmena, que en la mitad norte de la Hoja tiene un recorrido suavemente sinuoso y la anchura de su aluvial alcanza algo más de 1 Km en la mitad sur, adquiere un trazado meandriforme y su aluvial se estrecha enormemente. Otros cursos también cambian a lo largo de su recorrido, aunque no de una forma tan brusca. Los fondos de valle de mayor anchura son más comunes en la mitad este de la Hoja, pasando a ser más estrechos en la mitad oeste. En cuanto a la composición de sus depósitos, ésta dependerá de la roca madre de la que partan y de las rocas que vayan encontrándose en el camino. Por ello, en unos depósitos abundarán las litologías propias del Paleozoico y en otros, las propias del Mesozoico.

Las terrazas no alcanzan un gran desarrollo y sólo se encuentran en el valle del río Guadalmena, entre Vega Palomar y Cañada del Pastel, aunque también aparecen aguas abajo, pero ya con menor tamaño. Su morfología en planta es alargada, en bandas paralelas al cauce. El techo es plano y ofrecen escarpes bien conservados. La altura sobre el "talweg" actual es de +5-8 m. Están formadas por gravas, cantos, arenas y limos de diversa litología y muestran algunas estructuras sedimentarias propias del medio fluvial.

Los travertinos que aparecen en esta hoja se sitúan en el valle del arroyo de Salobre y son de carácter fluvial. Se disponen a modo de terrazas, estando disectadas por el río por lo que en el frente de su escarpe pueden observarse los sedimentos. Hay abundantes estructuras orgánicas constituidas, principalmente por tallos y plantas. El tamaño del afloramiento es bastante pequeño, su superficie es muy plana y el escarpe neto. Al igual que otros travertinos del ámbito mediterráneo existen, en su entorno, grandes masas de carbonatos y afloramientos de naturaleza yesífera.

Las últimas formas sedimentarias a considerar, dentro de la génesis fluvial, son los conos de deyección. Estos elementos aparecen en la desembocadura de algunos ríos cuando acceden a un valle de rango superior. Por lo general aparecen de forma aislada como sucede en el arroyo de la Fuente, al norte de la hoja. Presentan la típica forma de abanico y una clara convexidad, tanto en su perfil transversal como longitudinal. Los depósitos que los constituyen son una acumulación de cantos y gravas con una matriz arcilloso-arenosa. La litología depende, en cada caso de los materiales de la roca madre.

Por lo que respecta a las formas erosivas, la variedad está también presente. En primer lugar hay que destacar una importante actividad incisiva de la red de drenaje. Algunos sectores como la esquina suroeste de la hoja y el entorno de la Sierra de Alcaraz, ofrecen barrancos profundos y descarnados que alternan con aristas o divisorias muy agudas. El conjunto da como resultado una geografía accidentada y difícil. Cuando el proceso de incisión avanza, se producen cárcavas en los barrancos, a veces con una cicatriz erosiva en sus cabeceras. Esto ocurre en las vertientes del arroyo de la Mesta, al sureste de Villapalacios y en las laderas del Cerro Vico. Otra forma de erosión frecuente es la que se produce en el río Guadalmena, en su tramo meandri-forme. Dada la pronunciada curvatura de muchos de los meandros, el agua, en su desplazamiento hacia la margen cóncava, erosiona la vertiente de forma brusca, dando lugar a escarpes de paredes verticales e inestables. El otro tipo de escarpes que se han cartografiado son los que se originan en el frente de las terrazas por encajamiento de los cauces. Estos escarpes de origen fluvial también afectan a los glacis procedentes de la Sierra de Alcaraz. Son escarpes de 2-5 m, muy verticales y en los que se pueden observar perfectamente los sedimentos.

5.3.2.3. *Formas kársticas*

En esta Hoja, las formas kársticas son el resultado de los procesos de disolución sobre los materiales carbonatados del Lías. La principal manifestación son las dolinas y uvalas, de morfologías redondeadas, ovoides y arriñonadas y con tamaños que oscilan 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 sus escarpes. Por lo que respecta a la Plataforma, aunque en la Hoja su expresión es muy reducida, en las Hojas contiguas aparece ampliamente desarrollada y en ella se observan otras formas, como oquedades, bolsas, surcos, etc., rellenos de arcillas rojo-vinosas. 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 poligénicas*

En este apartado se han incluido la Superficie de erosión de Ossa de Montiel, una serie de glacis de diferentes características y los aluviales-coluviales.

La Superficie de Ossa de Montiel, aunque aparece ocupando sólo una parte del cuadrante noroeste de la hoja, es la que ocupa una mayor extensión dentro del conjunto de superficies escalonadas que constituyen la Plataforma de Campo de Montiel. Se caracteriza por la ausencia de relieve y por dar lugar a una espectacular planicie labrada sobre los materiales del Lías. Aunque considerada en su totalidad, discurre entre los 900 y 1.060 m, concretamente en la hoja se desarrolla entre 1.031 y 1.000 m., inclinándose hacia el norte de forma suave, con una pendiente general 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 arcillas rojas ("terra rossa"), producto residual 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, en el mapa, para indicar su morfología degradada, como en el sector este de Los Calares.

Los glacis, como ya es sabido, tienen una génesis mixta en la que participan más de un proceso. El agua, la gravedad, la arroyada, etc., contribuyen a la formación de estos elementos

que se reconocen tanto por la forma como por el depósito. Concretamente, en esta hoja, los glaciares de mayor tamaño se desarrollan en la vertiente noroeste de la Sierra de Alcaraz a favor de los relieves mesozoicos, pero también se pueden encontrar otros ejemplos más al sur, en la margen derecha del río Villanueva de la Fuente, hacia el que descienden, partiendo de la Plataforma de Campo de Montiel. Por lo general son de gran desarrollo y pueden llegar a medir algo más de 7 Km de largo como los que se encuentran al norte de Villapalacios. Consisten en formas aisladas, de perfil longitudinal plano-convexo y se muestran descendiendo suavemente por las laderas hasta casi alcanzar los valles.

Existen otra serie de glaciares de formación más reciente que los anteriores con características propias. Se trata de formas alargadas, de mediano tamaño, con perfil longitudinal y transversal muy planos. No están disectados por la red fluvial, por lo que carecen de escarpes y bordes lobulados. Se ubican al norte de la hoja, en la vertiente sur del río Guadalmena.

Con respecto a los aluviales-coluviales hay que decir que se consideran como tales todos aquellos depósitos de fondo de valle que han recibido importantes aportes laterales, de manera que a la hora de realizar la cartografía geomorfológica o del Cuaternario, resulta muy difícil la separación entre unos aportes y otros. Aunque también son alargados, como los fondos de valle, por lo general sus formas son menos definidas, algo ramificadas y con menor extensión. En la Hoja de Bienservida no son abundantes y pueden reconocerse por debajo de la Plataforma de Campo de Montiel y al este, en las proximidades de Reolid.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones superficiales de esta Hoja coinciden, casi en su totalidad, con los depósitos cuaternarios. 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, 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 Bienservida se han reconocido como formaciones superficiales: coluviones, canchales, fondos de valle, terrazas, terrazas travertínicas, conos de deyección, glaciares, aluviales-coluviales, y arcillas de descalcificación. Como en el apartado anterior ya se han descrito algunos de sus atributos, aquí se reflejarán las características texturales, litológicas y la cronología.

Los coluviones están formados por bloques, cantos, gravas y arcillas, pero pueden diferenciarse dos tipos de depósitos debido a la acusada diferencia litológica y textural de las áreas madre. Dentro del primer grupo se incluyen los productos de ladera provenientes de los materiales paleozoicos de la Sierra de Relumbrar. La litología de los clastos queda determinada, en cada caso, por los materiales existentes en la parte superior de la ladera, siendo fre-

cuente encontrar cuarcitas y pizarras, en bloques de diferentes tamaños y con una matriz arcillosa pardo-rojiza, producto de la alteración de dichos materiales. El segundo tipo de coluviones es el que deriva de los materiales jurásicos y triásicos por lo que en este caso los clastos son fundamentalmente dolomías, carniolas, calizas y algunas areniscas. La matriz, es muy abundante, mientras que el tamaño de los clastos es mucho menor que en los anteriores. En cuanto a la potencia, no siempre observable, varía según los casos, pero puede establecerse una media de 2 a 5 m. Estos últimos son frecuentes en las laderas de la Sierra de Alcaraz. La edad para unos y otros es Holoceno.

Los canchales repiten las mismas características litológicas de los coluviones, pero la diferencia está en la textura de los mismos. Se componen de grandes y pequeños bloques caídos sobre la ladera, de forma caótica, con una matriz más bien escasa, al menos en superficie. Esto es importante señalarlo porque en algunos cortes observados en la Sierra de Relumbrar, se ve que la matriz existe, pero que probablemente, por un proceso de lavado, ha sido desplazada de la parte más superficial del depósito. El tamaño máximo observado en el campo es próximo a 2 metros. Se les ha asignado una edad holocena.

Los fondos de valle están formados por cantos, gravas, bloques, arenas y limos. Como los ríos, arroyos y cañadas que existen en la hoja proceden de diferentes relieves, la composición de los fondos depende de su área madre. Los depósitos aluviales cuyo origen es la Plataforma de Campo de Montiel o la Sierra de Alcaraz, tienen la litología de los elementos gruesos de naturaleza carbonatada: dolomías micríticas, dolomías brechoides, dolomías carniolares y calizas dolomíticas. También incorporan algunas areniscas, arrancadas de las intercalaciones detríticas del Triás. La matriz es arenoso-limosa roja y el tamaño de los cantos varía de unos cursos a otros, pero lo más frecuente es observar que oscila entre 4 y 7 cm, con tamaños máximos observados de 30 cm. El grado de redondeamiento es de subanguloso a subredondeado con cierta tendencia al alargamiento de uno de sus ejes. Por lo que se refiere a los fondos de valle que se alimentan de los relieves paleozoicos, como por ejemplo la Sierra de Relumbrar, se caracterizan por contener como elementos gruesos: cuarcitas, cuarzo, areniscas, pizarras y, rara vez, calizas. La matriz es arenoso-arcillosa con algo de limo. El tamaño de los cantos es algo mayor que en los anteriores y presentan un menor grado de redondeamiento y de esfericidad. El máximo tamaño, observado en el campo, supera los 40 cm y la potencia no es fácilmente visible en ningún caso pero, por lo observado en áreas próximas, debe oscilar entre 2 y 5 m. La edad asignada a estos depósitos 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 areniscas, cuarcitas, pizarras y calizas. El tamaño de los clastos es muy variable, disminuyendo considerablemente desde la zona apical a la distal. Con la potencia sucede lo mismo, pues también disminuye en el mismo sentido pero, en la zona de máxima acumulación, puede llegar a tener 5-7 m. La edad de estos conos es Holoceno.

Las terrazas ofrecen casi las mismas características que el aluvial del río Guadalmena, pues es en el valle de dicho río donde se desarrollan. Los clastos tienen naturaleza carbonatada, pero como el Guadalmena, en su curso, atraviesa materiales paleozoicos, también se incorporan cuarcitas, areniscas, algunas pizarras y, ocasionalmente, cuarzos. La matriz es arenoso-limosa de color pardo rojizo. El tamaño medio de los cantos es de 4-7 cm y el máximo, observado en campo, es de 30 cm. Por lo general el grado de redondeamiento es bueno, pero hay una cierta tendencia al aplanamiento. La potencia observada es de 3-4 m, aunque no se descarta la posibilidad de que en algunos puntos esta potencia pueda ser algo mayor. La edad

que se le asigna es Pleistoceno superior pero no se descarta la posibilidad de que pueda llegar hasta el Holoceno.

Las terrazas travertínicas aparecen en el arroyo del Molino, al sur de la hoja. Se trata de un pequeño afloramiento formado en su mayoría por niveles biogénicos compuestos por tallos y formas tubulares, casi siempre verticalizados. A veces se observan niveles detríticos limos, arcillas y calcarenitas de origen tobáceo. Las condiciones del afloramiento no son las mejores, pero permiten observar una potencia de unos 4-5 m. Se les asigna una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

Los glacis, por su parte, tienen unas características muy similares a las de los conos de deyección, pero en su mayoría están formados a expensas de los relieves jurásicos, por lo que sus clastos son de dolomías, calizas, carniolas y algunas areniscas. La matriz es arenoso-arcillosa de tonos pardos y pardo-rojizos. Su potencia es variable de unos lugares a otros, cambiando incluso dentro del mismo depósito pues, al igual que en los conos de deyección, disminuye desde la zona apical hacia las zonas distales, por ello se ha considerado entre 2 y 6 m. Los cantos son de subangulosos a subredondeados, y poco evolucionados por tener el área madre tan próxima. Con respecto a la edad, se han situado en el Pleistoceno pues aparecen situados en las laderas, pero desconectados, por lo general del sistema fluvial actual.

Las arcillas de descalcificación se desarrollan sobre las dolomías y carniolas del Lías. Son muy frecuentes debido a que las características litológicas de la zona favorecen los procesos de disolución. Aunque en la cartografía geomorfológica sólo se han diferenciado las arcillas que tapizan el fondo de las dolinas, la realidad es que este material es mucho más abundante pues aparece rellenando huecos, grietas, fracturas, tubos y el fondo de algunas grutas, sobre todo en la Plataforma. Las arcillas de descalcificación o "terra rossa" se caracterizan principalmente por su color rojo oscuro o rojo vinoso y 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 de las mismas dolinas. 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.

5.5. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

La historia de la evolución geomorfológica de este sector de la península está relacionada, por un lado, con la evolución del Macizo Hespérico meridional, por otro con la Plataforma estructural de Campo de Montiel y, finalmente, con el Prebético externo puesto que todos estos dominios confluyen en esta Hoja.

La evolución de este sector meridional del Macizo Hespérico hay que incluirla dentro de los acontecimientos sucedidos en la totalidad del zócalo Ibérico. Lo cierto es que las huellas de muchos de ellos han desaparecido y sólo quedan algunas señales en el relieve.

El macizo Hespérico forma, en su conjunto, un bloque elevado. Se trata de un macizo arrasado, con pocos desniveles, que se encuentra en estado de penillanura y que está basculado hacia el océano Atlántico. Esta inclinación es aprovechada por los cursos fluviales principales (Guadiana, Tajo y Guadalquivir) para orientarse y verter sus aguas en esa dirección.

Después de su plegamiento, sobreviene una gran estabilidad y un paulatino desmantelamiento, generándose la "Superficie de erosión pretriásica". Con posterioridad se producen impor-

tantes retoques durante el mesozoico y el Terciario, que van acompañados de una serie de alteraciones, que dan como resultado la "Penillanura Poligénica". Debido a la tectónica alpina, este zócalo se fractura y genera un relieve desnivelado en sierras y depresiones. El proceso de escalonamiento se produce en unas condiciones climáticas más áridas que en la etapa anterior y la erosión va destruyendo las alteraciones y rellenando las cuencas neógenas, entre ellas la del Jabalón. El ciclo se cierra en el tránsito Plio-pleistoceno con los depósitos de Raña, procedente de los materiales cuarcíticos y de las alteraciones rojas. A partir de este momento se inicia el encajamiento de la red fluvial, a través de las principales líneas de debilidad, hasta llegar a la disposición que ocupa en la actualidad.

Por su parte, la Plataforma de Campo de Montiel, tiene evolución propia. 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 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, aparece en esta Hoja.

La primera de ellas, la denominada Superficie Superior de Campo de Montiel, está situada entre 970 y 1.100 m. PÉREZ GONZÁLEZ no cree atrevido considerar que su 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, con cotas comprendidas entre los 920 m y los 1.060 m. 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. 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 1000 y 1031 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 porque 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-Tortonense inferior (CALVO, ELÍZAGA, LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.*, 1978). El ciclo de erosión del aplanamiento de la Superficie de Ossa de Montiel sería, por tanto, Mioceno superior o Turoliense y es durante este período donde se abren las cuencas de Júcar, Cabriel y, probablemente también, la del Jabalón.

Posteriormente, a principios del Villafranquiense inferior tiene lugar una nueva fase distensiva, La Iberomanchega I (AGUIRRE *et al.*, 1976) que amplía las cuencas y abre el Corredor Manchego. En el Villafranquiense superior un nuevo periodo sedimentario tiende a rellenar y colmar 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.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos prevalecen sobre los sedimentarios. Los cambios climáticos dan lugar al desarrollo de los diferentes sistemas morfogénéticos. 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.

Finalmente, también el Prebético externo tiene su propia historia. La zona Prebética, entre el Cretácico y el Mioceno, permaneció parcialmente emergida, siendo, en este último período cuando el mar invadió toda esta área, adquiriendo una paleogeografía en forma de archipiélago (CALVO SORANDO, 1978). Durante la sedimentación marina del Mioceno tuvieron lugar diversos movimientos del zócalo. La retirada del mar ocurrió durante el Serravaliense superior-Tortonense basal, momento que corresponde al cierre del Estrecho Nordbético (CALVO SORANDO *et al.*, 1978), como resultado del apilamiento e imbricación del mesozoico del Prebético contra el borde meridional de la Meseta (Campo de Montiel). Esta fase pone fin a la evolución orogénica y se produce, a continuación la distensión mio-pliocena con la creación de pequeñas cuencas lacustres durante el Vallesiense-Turolense.

Con el inicio del Cuaternario los procesos erosivos dan lugar, correspondientemente, a una serie de formaciones sedimentarias de las que existen algunos ejemplos en la Hoja. Estas formaciones son glaciares de gran tamaño que partiendo de los principales relieves, como la Sierra de Alcaraz, se dirigen a los valles. A lo largo de este período, tienen lugar otros procesos de origen diverso que poco a poco y con unas condiciones climáticas algo diferentes, a períodos anteriores van perfilando la morfología local hasta alcanzar el relieve su aspecto.

5.6. MORFODINÁMICA ACTUAL Y/O SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La Hoja de Bienservida, aunque no ofrece procesos morfodinámicos de gran envergadura, sí manifiesta una cierta actividad erosiva sobre todo de carácter fluvial, con pequeñas modificaciones en el relieve. Esta actividad, aparte de las condiciones climáticas, está potenciada por una tectónica reciente, ya señalada por diversos autores. La presencia de un frente activo, como el Prebético externo, representado por la Unidad de escamas que constituye la zona de choque con la Meseta, contribuye de sobremanera a producir encajamientos bruscos de la red, cambios en la dirección de los ríos, en el trazado, etc. Otras manifestaciones claras son los escarpes fluviales, netos y frescos y también la formación de cárcavas en la vertiente del frente prebético.

Los procesos de disolución, todavía funcionales, 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 tendente a la aridez, es decir, con escasas precipitaciones, la karstificación evoluciona muy lentamente, sin que se produzcan manifestaciones actuales apreciables.

También en las laderas hay una actividad importante, sobre todo en la vertiente noroeste de la Sierra de Alcaraz. Este relieve acusado posee una serie de escarpes escalonados, a partir de los cuales se producen caídas de bloques y desprendimientos. Lo mismo sucede en el frente

de la Plataforma de Campo de Montiel. La fracturación de los materiales competentes, la existencia de materiales incompetentes en la base y la presencia de agua en el sistema, da lugar a la separación de bloques en el frente de los escarpes que quedan en una posición de inestabilidad y acaban cayendo por gravedad.

Todos estos procesos, aunque no signifiquen cambios importantes en el relieve de la zona, en un futuro inmediato, si provocarán pequeños cambios en la morfología local como: retroceso de los escarpes y de las cabeceras, acentuación de algunos barrancos y encajamientos bruscos de la red de drenaje.

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 Hiper ciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (*op.cit.*), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Superior.

Los materiales aflorantes de este Hiper ciclo, 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.

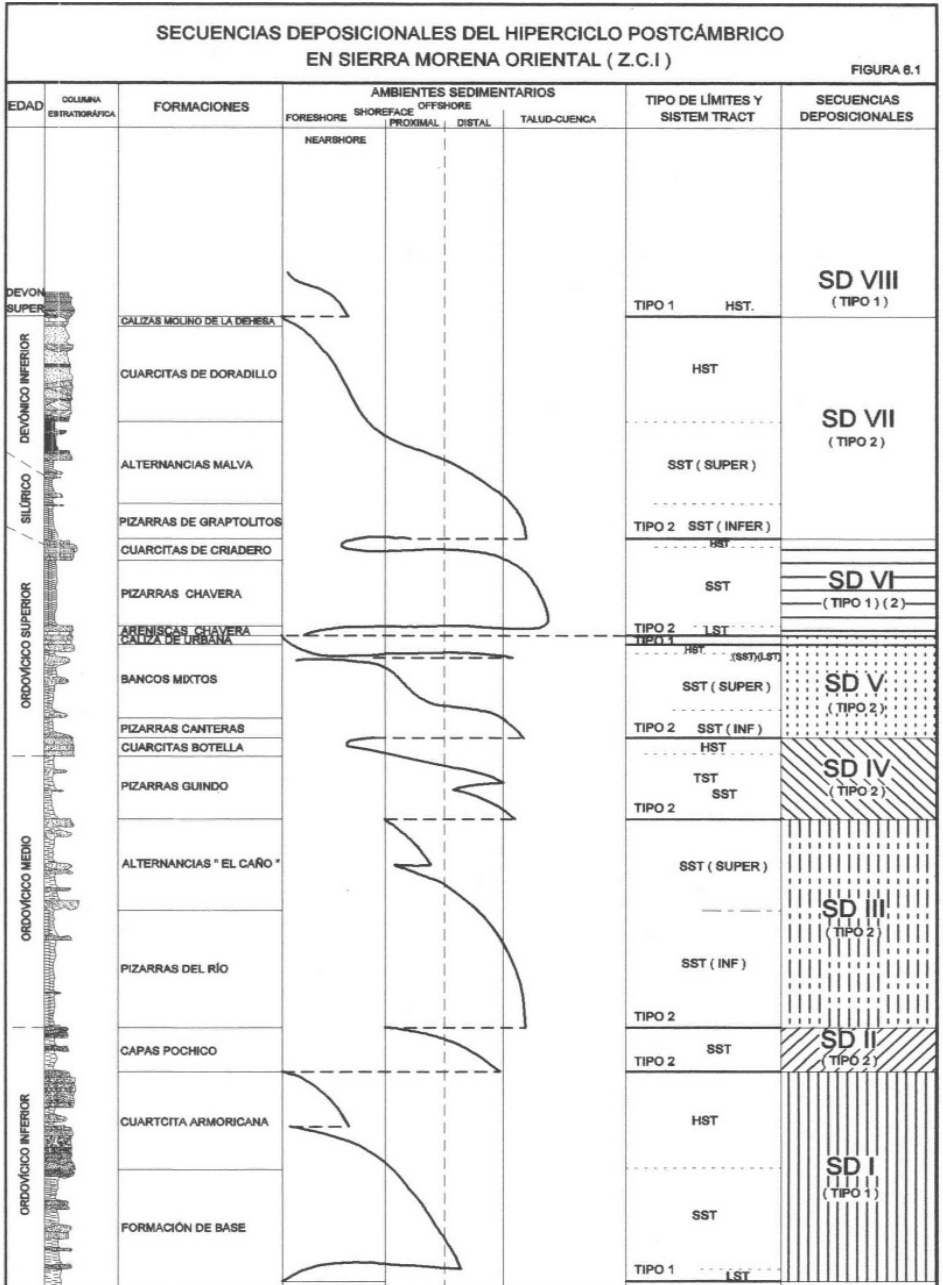
Hay un consenso general de la mayoría de autores en considerar la sedimentación del hiper ciclo postcámbrico como un proceso moderadamente continuo, salvo el evento tectosedimentario del Ordovícico Superior.

De esta forma, y admitiendo la discordancia (límite de tipo 1) no observable en esta área de la base del hiper ciclo, 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 *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 hiper ciclo postcámbrico una serie de Secuencias Deposicionales (SD), MITCHUM (1977-1985), VAIL *et al.* (1977), VAIL (1987), POSAMENTIER *et al.* (1988) que de muro a techo son las que se determinan en la Figura 6.1.

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 (*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 "*transgressive system tract*" (T.S.T.), con sus 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 (Z.C.I.), 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 (Z.O.M.) 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 Hiper ciclo Anteorodovícico de edad Alcudiense inferior-Cámbrico inferior. Estos depósitos sufrieron el plegamiento de la Orogenia Cadomiense.

La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiper ciclo 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 *et al.* (*op.cit.*), GABALDÓN (*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

Z.C.I., 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 Depositionales 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, GUTIERREZ MARCO, *et al.* (*op.cit.*), se interpreta como un episodio deformativo hercínico previo al principal, en la Z.C.I., y coetáneo con el primer episodio de deformación de la Z.O.M.

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 hiperciclo postcámbrico se interpreta como una sedimentación continua en un margen continental pasivo, que se ve interrumpido por la Orogenia Hercínica.

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 postorogénicos, se puede establecer entre el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior.

Este primer episodio de deformación dio lugar a un engrosamiento cortical que provocó un colapso extensional con fracturas de despegue extensional, que son las estructuras atribuidas a la F₂ en la Hoja. Durante esta etapa se produce la intrusión del stock granítico de Santa Elena, datado por LARREA *et al.* (1999) en 331±34 M.a., y el depósito sincinemático de los materiales del Culm. Esta edad, aunque poco precisa, no discrepa de la propuesta por VALVERDE VAQUERO *et al.* (1996) para el evento extensional que durante el Viseense Superior-Namuriense sufrió la Z.C.I.

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.

Por correlaciones regionales, se puede afirmar que estos depósitos son posteriores a las 3 fases dúctiles de la Orogenia Hercínica y, probablemente, a las 2 primeras de fracturación frágil.

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 neoplanización 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-terrágenos), 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 ante-

riormente 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 instaure 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.

Desde el depósito del Dogger hasta el del Mioceno superior marino no hay registro sedimentario dentro del área de investigación, por lo cual no puede reconstruirse la historia preorogénica de la misma.

Basado en datos regionales y de acuerdo con lo ya expuesto en el capítulo 4 de Tectónica, y dejando aparte la zona de la Cobertera Tabular que no resultó afectada significativamente por la Orogenia alpina, se conoce que el resto de la cobertera mesozoica del interior de la Hoja, correspondiente al Prebético, fue estructurado en escamas durante el transcurso de dicha orogenia (Burdigaliense-Langhiense hasta el Tortoniense). Posteriormente tuvo lugar una fase extensional generalizada que afecta a todos los conjuntos tectónicos de la Hoja (Paleozoico, Cobertera Tabular y Prebético) produciendo fallas normales subverticales de dirección principalmente NE-SO.

A finales del Mioceno y tras un periodo de erosión durante el cual se desmantela una parte del Jurásico de la Hoja, correspondiente a la zona de la Cobertera Tabular, se generan depósitos carbonáticos de tipo travertínico más o menos conectados con la gran cuenca continental fundamentalmente pliocena de la Llanura manchega occidental.

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- RECURSOS MINERALES

7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios minerales que pueden observarse en el ámbito de esta Hoja son de dos tipos:

- Mineralizaciones dispersas ligadas a determinadas formaciones.
- Mineralización filoniana

En el registro estratigráfico del Paleozoico aflorante y tal como se ha descrito en el capítulo 2 (Estratigrafía), son abundantes los cristales idiomorfos de sulfuros, dispersos en las Pizarras del Río, Pizarras Guindo, Caliza de Urbana, Pizarras Chavera y Ampelitas Silúricas.

Tanto en las Pizarras del Río, como en las Ampelitas Silúricas, son muy abundantes los nódulos cuyo núcleo son sulfuros polimetálicos.

El volcanismo, de carácter básico e intermedio que ocurre durante el depósito de estas formaciones y cuyos mejores ejemplos se encuentran en el sector suroccidental de esta Hoja, donde se cartografían horizontes de rocas volcanoclásticas dentro de las Pizarras del Río de extensión kilométrica, concentran en su entorno los tramos de pizarras negras con mayor abundancia de cristales de sulfuros, en algún caso de tamaño centimétrico y de capas de nódulos con núcleo polimetálico.

Son numerosos los diques de cuarzo que cortan los materiales paleozoicos. En su mayoría, el cuarzo no presenta ningún tipo de acompañante metálico. El único indicio constatado en una pequeña labor en la proximidad del vértice Pilas Verdes (523.253; 427.106), en donde una fractura con dirección N70°E lleva asociado un dique de cuarzo de 20 a 30 cm de espesor, en el que observan mineralización dispersa de sulfuros (galena y pirita). Es el único indicio, dentro de esta Hoja, del tipo Ba (Pb-Zn-Cu-Ag) en filones hidrotermales, que rellena fracturas tardihercínicas en una etapa distensiva, tan abundantes en el paleozoico de áreas meridionales muy próximas.

Por lo que respecta al Mesozoico no se conocen explotaciones mineras dentro de la Hoja de Bienservida. Cabría citar, en todo caso, como recursos naturales eventualmente explotables los materiales arcillosos del Trías. Los conocidos yesos del Keuper no presentan interés en este caso, por su mínimo desarrollo dentro de la Hoja.

7.1.2. Rocas industriales y ornamentales

La única cantera que hay en los materiales paleozoicos, se encuentra en el flanco oriental de la Sierra del Relumbrar, en la ladera este del Cerro de la Cueva (528.500; 427.265). Se han explotado las cuarcitas masivas del tramo Superior de la Cuarcita Armoricana. Actualmente no se ha observado actividad en esta cantera.

Respecto a canteras en el Mesozoico, se han podido localizar tres pequeñas labores, actualmente abandonadas, en las dolomías del Lías inferior del Prebético, explotadas como material para áridos. Las tres se encuentran situadas en el ángulo SE de la Hoja, dos de ellas en el margen oriental del Arroyo del Ojuelo y la otra al ENE de Bienservida, en las proximidades del Cortijo de Pelavivos.

7.2. HIDROGEOLOGÍA

Los materiales paleozoicos de la Hoja presentan un interés mínimo desde el punto de vista hidrogeológico. Dada su escasa permeabilidad, sólo de forma muy puntual podrían aportar pequeños caudales en áreas de fracturación intensa.

Tampoco el Triásico presenta características favorables dada la alta proporción de materiales arcillosos que contiene. Sólo los términos más inferiores (facies Buntsandstein), de naturaleza conglomerática, pueden ser objeto de aprovechamiento, aunque posiblemente con rendimientos escasos.

El Jurásico y, más concretamente, las dolomías del Lías inferior de la esquina noroccidental de la Hoja constituyen un acuífero por carstificación y fracturación, teniendo como base un nivel impermeable como es el Keuper. La zona de descarga de este sistema está representada por el cercano e importante manantial de Villanueva de la Fuente. Sin embargo, el relativamente pequeño espesor de la serie liásica, y el hecho de encontrarse relativamente colgado en esta zona, sólo permite la obtención de caudales poco importantes. Este sector constituye el borde suroccidental del acuífero principal de la U.H.04.06. Los principales sondeos realizados en este sector se sintetizan en la Tabla 1.

Tabla 1

Nº	Organismo de control	Nº Hoja	Profund.	X	Y	Z	Cuenca
5506	S.G.O.P.	840	22	538700	4279900	820	Guadalquivir
084010005	Inventario CHG/90	840	50	515120	4278900	1005	Guadiana
084010024	Inventario CHG/90	840	105	515750	4276650	1005	Guadiana
084010026	Inventario CHG/90	840	131	516700	4275500	940	Guadalquivir
084050009	Inventario CHG/90	840	87	517500	4269550	830	Guadalquivir

Por último, el Jurásico (dolomías del Lías inferior) de la esquina suroriental constituye en principio un acuífero de similares características que el anterior pero bastante más potente. Sin embargo, el hecho de encontrarse asimismo relativamente colgado en esta zona (con numerosos y pequeños manantiales en sus bordes, entre los que se encuentran algunos más importantes donde tienen su origen los ríos Angorrilla, de Salobre, de la Mesta y Turruchel), permite suponer que no se puedan obtener en general, grandes caudales. Hay que añadir que, además de las dolomías del Lías inferior, también son acuíferos potenciales las dolomías del Lías medio-superior, y las calizas y dolomías del Dogger, pero que ambos niveles acuíferos no presentan gran interés dentro de la Hoja, a causa de encontrarse a cotas muy elevadas.

8. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

PUNTO N° 1: "CERRO DE LOS PIZARROSOS DEL ALJIBE"

Se trata de un punto situado en el paraje del mismo nombre, junto al curso del río de Salobre, entre las poblaciones de Reolid y Salobre (537.650; 427.275).

Las condiciones de observación son excelentes para poner de manifiesto la discordancia del Keuper sobre la Cuarcita Armoricana paleozoica. Excepcionalmente, las arcillas del Keuper presentan aquí, de forma muy local, abundantes cantos en la base, a modo de "*debris flow*".

Además de la discordancia en sí, motivo principal del punto de interés geológico, también tiene interés la Cuarcita Armoricana que presenta unas condiciones de afloramiento excepcionales.

Y, asimismo, aunque en menor medida, resulta interesante la observación del Cuaternario encajado en el desfiladero del río de Salobre y que, con un espesor de unos 10 m, se encuentra completamente disectado por el cauce actual del río, situándose este último hasta unos 2 m por debajo de la base del Cuaternario.

PUNTO N° 2: "HOZ DE TERRINCHES-ARROYO DEL SUMIDERO"

Aunque las condiciones de observación de las distintas formaciones paleozoicas a lo largo de la Hoz de Terrinches y su afluente el Arroyo del Sumidero son, por lo general, excelentes, de tal forma que la serie estratigráfica de detalle realizada, podría proponerse como para estratotipo de alguna de dichas formaciones. En este P.I.G. se selecciona por su espectacularidad y significado tectoestratigráfico los afloramientos de la "Caliza de Urbana" (12) y "Areniscas con fragmentos" (13), de edad Ashgill, aflorantes en el Arroyo del Sumidero (515.100; 427.065).

En este afloramiento puede constatar que el tramo inferior de la "Caliza de Urbana" son sedimentos heterolíticos, en los que existe una mezcla de bioclastos, fragmentos de roca volcánica alterada, cantos blandos y fragmentos subangulosos a esféricos de cuarcita, con tamaño desde milimétrico a decimétrico. El cemento es carbonatado. Esta facies, de grainstone bioclásticas y rudíticas con fragmentos de cuarcita, bajo los bancos de Caliza de Urbana "*s.str.*", constituye una aportación novedosa al conocimiento regional toda vez que las facies siliciclásticas con fragmentos se conocen como depósitos posteriores a la "Caliza de Urbana".

En este mismo afloramiento, puede observarse uno de los escasos ejemplos de la Zona Surcentroibérica, donde sobre las Calizas de Urbana se depositan capas de siliciclásticos de grano medio grueso, a los que se ha denominado "Areniscas con fragmentos", en las que a su vez, a parte de su composición litológica (sublitarenitas y subarcosas con fragmentos de cuarcita dispersos), concurre una espectacular icnofauna en alguna de sus capas y la presencia de "estructuras Monroe", en los tramos pelíticos que intercalan.

Este P.I.G., además de la posibilidad de observar las raras litofacies descritas, sirve para confirmar que la actividad tectónica y los procesos erosivos glacioeustáticos finiordovícicos, pueden comenzar en algunos sectores durante los momentos prehirnantienses.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ABDEL, M.A. Y ARENAS, R. (1995). "Détachements et tectonique extensive dans le massif 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-Villarrodrido". *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 surentrional 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.; DIEZ 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 metalogena 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 Chaîne ibérique, les Cordillères bétiques et les Baléares". *Bull. Soc. Géol. 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 microfácies 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 Palynological information from the Triassic of the External Zone of Betic Cordilleras in the Prov. of Jaén, southern Spain". *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet.*, 85, 1-27.
- BLATT, H; MIDDLETON, 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 CORNICHT, 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.; ELIZAGA, 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. Paläont. 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* (7^a); 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)". *Thèse 3^{ef} cycle. Centre d' Orsay. L'Universite de Paris-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* (7^a), 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. M^a 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 n° 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 RUIZ, 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 SOPENA, A. (1994). "Extensional tectonics in the Central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238, pp. 95-116.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPENA, A.; LÓPEZ RUIZ, 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 Armoricaín (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 Triás 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 paleorreliieves 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 Albarracín. Spain". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 48. 245-261.
- FREY, R.W. (1975). "The study of trace fossils: a synthesis of principles, problems and procedures in Ichology". *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.; MONTERERÍN 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 n° 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*, VI: 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 LANCHAS, 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 LANCHI, 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 Odyssey: 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 biostratigraphie, 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 Armoricaïn 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 n° 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 pre-ordevícicas (¿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. Paleol.*; N° Extraordinario: 72-81.
- PARÍS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. Y NOBLET, C. (1982). "The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe". *Palaeon. Contrib.* Univ. Oslo; 280: 41.
- PARÍS, F. (1990). "The Ordovician chitinozoan of the Northern 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. Paris (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". // *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'Aldequemada (Jaén, Espagne)". *Tesis Univ. Paris-Sud (Orsay)*. 60 pp.
- POUPON, G. Y TAMAIN, G. (1969). "Les "Quartzites Campana" et le Néo-Dévonien est-marianique (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris (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 Ibero-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 centrobérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*. 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).
- RAMÍREZ 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 Alcuía (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 *Hamborg M.J. D Harland Wb. (Eds). Earth's pre-Pleistocene glacial 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 palaeogeographical context 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. Abh.*, 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. M^a Ríos. Geología de España, IGME. Tomo 2*: 589-612.
- TAMAIN, G.; OVTRACHT, A.; CARRÉ, D.; HELOIR, J.P.; PERA, M. Y POUAPON, 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 Paris-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.; POUAPON, G.; BROUSSE, R. Y OVTRACHT, 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.; HERNÁIZ 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

