



# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



# SANTA CRUZ DE MUDELA

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## SANTA CRUZ DE MUDELA

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

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid  
[www.igme.es](http://www.igme.es)  
NIPO: 728-16-009-3  
ISBN: 978-84-9138-011-5  
Depósito legal: M-15327-2016

---

Fotocomposición: Caramap Cartografía S. L.  
Impresión: Copysell, S. L.

Las presentes Hoja y Memoria (Santa Cruz de Mudela 838), han sido realizadas en una primera versión en 1996 por un equipo de CGS dentro del programa MAGNA, y revisada y modificada posteriormente por un equipo del IGME, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

### **Revisión y nueva cartografía geológica**

- J. Matas (IGME). Cartografía (2002-2004) y Memoria (2014)
- L. M. Martín Parra (IGME). Cartografía (2002-2004) y Memoria (2014)
- V. Monteserín López (IGME). Cartografía (2002-2004)

### **Cartografía geológica original**

- J. J. Navarro Juli (CGS). Cartografía y Memoria (1996)
- F. López Sopeña (CGS). Cartografía y Memoria (1996)
- F. López Díaz (CGS). Cartografía y Memoria (1996)

### **Cuaternario y geomorfología**

- L. I. Ortega Ruiz (CGS). Cartografía y Memoria (1996)
- F. Nozal Martín (IGME). Cartografía (2014)

### **Sedimentología**

- J. Matas (IGME, 2002-2004)
- L. M. Martín Parra (IGME, 2002-2004)
- A. Hernández Samaniego (CGS, 1996)
- C. Dabrio (UCM, 1996)

### **Paleontología**

- J. C. Gutiérrez-Marco (CSIC). Macropaleontología. Ordovícico (1996, 2003)
- G. Sarmiento (UCM). Micropaleontología Ordovícico y Devónico (1996)
- M. V. Pardo Alonso (U. Valencia). Macrofósiles Devónico (1996)

### **Petrografía**

- A. Pieren Pidal (UCM, 1996)
- R. Gorgues (UCM, 1996)

## **Recursos minerales**

- J. Lillo Ramos (CGS, 1996)
- F. López Sopeña (CGS, 1996)

## **Hidrogeología**

- F. Carreras Suárez (CGS, 1996)

## **Coordinación y dirección**

- L. M. Martín Parra (IGME, 2002-2004, 2014)
- A. Hernández Samaniego (CGS, 1996)
- J. I. Ramírez Merino (CGS, 1996)
- Vicente Gabaldón López (IGME, 1996)

## **Edición**

- G. Romero Canencia (IGME)
- L. F. Miguel Cabrero (IGME)

## **Información complementaria**

En la página web del IGME, dentro del apartado de Cartografía Geológica: <http://info.igme.es/cartografiadigital/geologica/Magna50.aspx>, se puede consultar la información complementaria perteneciente a esta Hoja en formato pdf, que incluye:

- Fichas e informes de los estudios petrológicos de las muestras
- Columnas estratigráficas de detalle, álbum fotográfico, plano de situación de muestras e informes complementarios.

Todas las preparaciones: Láminas transparentes, levigados, celdillas, muestras de mano, macrofauna, etc..., relacionadas en la documentación de la presente Hoja, están disponibles para su consulta en el Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica previa consulta con E. Calvo García en la dirección de correo: [e.calvo@igme.es](mailto:e.calvo@igme.es)

# Í N D I C E

	<b>Pag.</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>8</b>
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	8
1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA .....	8
<b>2. ESTRATIGRAFÍA .....</b>	<b>11</b>
2.1. ORDOVÍCICO .....	12
2.1.1. Ordovícico inferior-medio .....	12
2.1.1.1 Ortocuarцитas (1). Cuarcita Armoricana. Arenig Medio.....	12
2.1.1.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras (2).	
Estratos Pochico. Arenig superior .....	13
2.1.2. Ordovícico medio .....	15
2.1.2.1. Pizarras (3). Pizarras del Río. Oretaniense-	
Dobrotiviense Inferior .....	16
2.1.2.2. Cuarcitas, pizarras y alternancias de pizarras,	
areniscas y cuarcitas. Dobrotiviense /Llandeilo-Caradoc .....	19
a. Alternancia de pizarras y areniscas (4). Alternancias del	
Caño. Dobrotiviense inferior/Llandeilo.....	20
b. Pizarras (5). Pizarras Guindo. Límite Dovrotiviense	
inferior-Dobrotiviense superior/Llandeilo). .....	23
c. Cuarcitas (6). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior/	
Llandeilo-Caradoc basal (?) .....	27
2.1.3. Ordovícico superior .....	30
2.1.3.1. Pizarras (7). Pizarras de Canteras. Dobrotiviense	
terminal-Berouniense inferior/Caradoc .....	30
2.1.3.2. Areniscas, pizarras y cuarcitas (8). Bancos Mixtos.	
Berouniense-Kralodvoriense/Caradoc-Ashgill basal.....	32

	<b>Pag.</b>
2.1.3.3. Calizas bioclásticas y dolomías (9). Caliza Urbana. Kralodvoriense/Ashgill inferior.....	36
2.1.3.4. Pizarras (10). Pizarras Chavera. Hirnantiente/Ashgill terminal .....	39
2.2. SILÚRICO-DEVÓNICO INFERIOR .....	41
2.2.1. Cuarcitas (11). Cuarcita de Criadero. Llandovery inferior y medio .....	42
2.2.2. Pizarras negras con intercalaciones volcánicas (12). Llandovery-Wenlock.....	45
2.2.3. Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas oscuras con intercalaciones volcánicas (13). Cuarcitas (14). Wenlock-Lochkoviense....	46
2.3. DEVÓNICO .....	47
2.3.1. Cuarcitas, rocas volcánicas y pizarras (15) con Calizas bioclásticas a techo (16). Lochkoviense-Emsiense inferior.....	48
2.3.2. Pizarras con intercalaciones volcánicas (17). Emsiense superior .....	55
2.4. Terciario .....	55
2.4.1. Arcillas con intercalaciones de areniscas (18). Mioceno-Plioceno .....	55
2.4.2. Calizas lacustres (19). Mioceno-Plioceno.....	56
2.5. CUATERNARIO .....	57
2.5.1. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Abanicos de techo de pie de monte (20). Plioceno-Pleistoceno.....	57
2.5.2. Cantos, gravas y arcillas. Glacis (22). Holoceno-Pleistoceno.....	57
2.5.3. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Conos de deyección (23). Holoceno-Pleistoceno.....	57
2.5.4. Conglomerados. Aluvial. Terrazas (21 y 24). Holoceno-Pleistoceno ....	58
2.5.5. Cantos angulosos y subangulosos en matriz arcillosa. Canchales (25). Coluvial (26). Holoceno .....	58
2.5.6. Cantos, gravas, arenas y limos. Aluvial. Fondo de valle (27). Holoceno .....	58
2.5.7. Gravas, arenas y limos. Aluvial-Coluvial (28). Holoceno.....	58
2.5.8. Arcillas y limos. "Navas" (29). Holoceno .....	58
<b>3. PETROLOGÍA .....</b>	<b>58</b>
3.1. ROCAS FILONIANA.....	58
3.1.1. Cuarzo .....	59
3.2. METAMORFISMO .....	59

	<b>Pag.</b>
<b>4. TECTÓNICA</b> .....	59
4.1. INTRODUCCIÓN .....	59
4.2. ESTRUCTURA DE LA HOJA.....	66
4.2.1. Deformaciones prevariscas .....	66
4.2.2. Deformaciones variscas .....	67
4.2.2.1. Primera etapa de deformación varisca .....	68
4.2.2.2. Segunda etapa de deformación varisca .....	71
4.2.2.3. Tercera fase de deformación varisca.....	73
4.2.2.4. Etapas de fracturación tardivarisca .....	74
4.2.3. Descripción de las estructuras principales de la Hoja .....	75
<b>5. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	77
5.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL .....	77
5.1.1. Formas estructurales.....	77
5.1.2. Formas volcánicas.....	78
5.2. ESTUDIO DEL MODELADO .....	78
5.2.1. Laderas .....	78
5.2.2. Formas fluviales.....	79
5.2.3. Formas poligénicas .....	80
5.2.4. Formas kársticas .....	81
5.2.5. Formas lacustres.....	81
5.2.6. Formas antrópicas .....	81
5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	82
5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS .....	83
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA</b> .....	84
<b>7. GEOLOGÍA ECONÓMICA</b> .....	91
7.1. RECURSOS MINERALES.....	91
7.1.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	91
7.1.2. Rocas industriales y ornamentales.....	91
7.2. HIDROGEOLOGÍA.....	92
<b>8. BIBLIOGRAFÍA</b> .....	96



## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La hoja de Santa Cruz de Mudela se sitúa entre la Unidad Montes de Toledo-Campos de Calatrava y Sierra Morena (Rodríguez Vidal y Díaz del Olmo, 1994). Administrativamente pertenece a la Comunidad de Castilla-La Mancha (sur de la provincia de Ciudad Real).

Las aguas superficiales drenan hacia la cuenca del Guadiana en la mayor parte de la Hoja, salvo el sector meridional, que lo hace hacia el Guadalquivir. La divisoria de aguas entre ambas cuencas serpentea por una zona de escaso relieve entre Almuradiel y Castellar de Santiago.

El río más importante que discurre por la Hoja es el Jabalón, de la cuenca del Guadiana. La red hídrica de la cuenca del Guadalquivir está representada por un conjunto de pequeños arroyos, entre los que destaca el Arroyo Somero, que forma parte de la subcuenca del Guarrizas.

El relieve está constituido por extensas llanuras en torno a los 700-800 m de altitud, separados por corredores cuarcíticos E-O, en general de escaso desnivel (cotas en torno a 800-900 m). Únicamente la Sierra de Cabeza de Buey al NE, supera el millar de metros de cota (vértice Cabeza de Buey, a 1155 m), con laderas escarpadas que contrastan con los relieves alomados que dominan el territorio.

Las poblaciones que se encuentran en la Hoja son: Santa Cruz de Mudela, Almuradiel, Torrenueva y Castellar de Santiago. Además, el pequeño poblado de nuestra Señora de las Virtudes, que pertenece al municipio de Santa Cruz.

Buena parte de la superficie pertenece al término municipal de Torre de San Juan Abad, población que no se encuentra en la Hoja, y también están presentes los términos de Viso del Marques y Villamanrique.

La actividad económica principal, y casi exclusiva, es la agricultura y la ganadería extensiva. Existe en Santa Cruz de Mudela una industria de cerámica reciente. Y en mucha menor importancia se sitúa la actividad de servicios, ligada al consumo de la N-IV que la atraviesa.

### 1.2 SITUACIÓN GEOLÓGICA

La Hoja 20-33 (838) Santa Cruz de Mudela se encuentra encuadrada geológicamente en el sector meridional de la Zona Centro Ibérica del Macizo Varisco Peninsular (JULIVERT *et al.*, 1972) o Macizo Ibérico (Fig. 1.1). Según la terminología de DÍEZ BALDA *et al.* (1990), los materiales de la Hoja corresponden al "Dominio de los Pliegues Verticales", denominado posteriormente "Dominio Lusitano-Alcúdico" por MARTÍNEZ POYATOS (1997) y "Dominio del Complejo Esquistos-Grauváquico" por MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004). Estructuralmente esta Hoja se caracteriza, en lo que a los materiales paleozoicos se refiere, por pliegues de edad Varisca de trazado aproximado E-O de todas las escalas, afectados principalmente por fracturas inversas y normales de orientación aproximadamente paralela al plano axial de los pliegues y un juego de fracturas de desgarre levógiras verticales NE-SO.

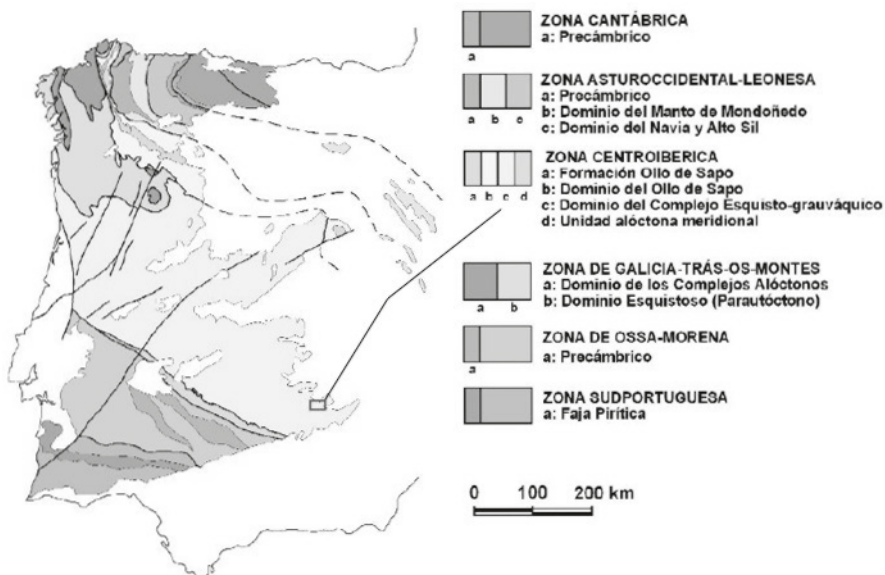


Fig. 1.1.- División en zonas del Macizo Ibérico y situación de la Hoja (modificada de Julivert *et al.*, 1972 y Farias *et al.*, 1987 por Pérez Estaún *et al.*, 2004)

En esta área afloran las estribaciones más orientales de Sierra Morena, pertenecientes al Macizo Ibérico (sector ibérico del Orógeno Varisco) y encuadrables en la Zona Centroibérica (ZCI). El registro sedimentario ha proporcionado datos cronoestratigráficos precisos que permitan atribuir estas series al Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1990, 1992), del cual, en el ámbito de la Hoja, se han determinado los materiales del superciclo inferior que abarca una cronología desde el Ordovícico Inferior al Devónico Inferior. En hojas aledañas se han definido series del Devónico Superior y del Carbonífero Inferior (Facies Culm), y de forma muy reducida, pero con un reseñable interés geológico, materiales del superciclo superior de edad Carbonífero Medio y Superior (Hoja nº 864). Ambos superciclos están separados por una discordancia. Los materiales paleozoicos principalmente siliciclásticos, están estructurados por la Orogenia Varisca con desarrollo generalizado de plegamiento, esquistosidad y metamorfismo. En fases tardivariscas 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 Varisca establecidas para este sector de la Zona Centroibérica. Tiene especial relevancia el reconocimiento en la zona de la fase de fracturación tardivarisca de la Zona Centroibérica, caracterizada por una deformación en bandas de cizalla, con componente de desgarre, que modifican fuertemente la cartografía. Los escasos materiales ígneos son de tipo filoniano, y están ligados a etapas tardías variscas.

Son escasos los estudios regionales tomados como antecedentes del área de trabajo, KETTEL (1968), CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969), ALÍA *et al.* (1971), TAMAIN (1972).

En esta Hoja afloran una serie de materiales sedimentarios paleozoicos que van desde el Ordovícico inferior al Devónico inferior, recubiertos por materiales sedimentarios terciarios (Mio-Pliocenos) y cuaternarios. Los materiales paleozoicos están compuestos fundamentalmente por alternancias de areniscas, cuarcitas y pizarras. En áreas vecinas se ha localizado con frecuencia un tramo carbonatado conocido regionalmente como la "Caliza Urbana", sin embargo en esta Hoja el pequeño espesor que suele presentar este tramo, unido al hecho de que no suele producir un resalte topográfico y la abundancia de suelos y depósitos cuaternarios que presenta la Hoja, han impedido reconocer su existencia en gran parte de la misma, habiéndose encontrado únicamente en un afloramiento alargado situado en la esquina SO de la Hoja (al N de Almuradiel).

Quizá sea de resaltar, por lo peculiar, la existencia de una potente serie silúrico-devónica de carácter volcanosedimentario en esta Hoja, pues aun sin aflorar su techo, el espesor visible pasa de los 700 m.

Las referencias paleontológicas previas acerca de afloramientos situados dentro de esta Hoja, son escasas, pero entre ellas se cuenta la primera asociación con trilobites y moluscos ordovícicos descubierta en la Zona Centroibérica, mencionada en las inmediaciones de Santa Cruz de Mudela por EZQUERRA DEL BAYO (1838, 1844, 1847), VERNEUIL y BARRANDE (1856), y CORTÁZAR (1880). ALVARADO y TEMPLADO (1935) son los primeros en situar con precisión un yacimiento con fósiles ordovícicos (trilobites y braquiópodos) al sur del citado pueblo, refiriendo además otros hallazgos paleontológicos en las calizas devónicas de la banda Las Virtudes-Cerro Lobo. La existencia de afloramientos devónicos en el área de la Hoja, fue entrevista hacia 1930-1931 por FERNÁNDEZ Y MELÉNDEZ VALDÉS (*fide* TAMAIN, 1972), si bien parte de las localidades y argumentación paleontológica mencionadas en este informe inédito, como por ejemplo ocurre con el supuesto Devónico al sur de Castellar de Santiago, coinciden con afloramientos de las lumaquelas terminales de los Bancos Mixtos (TAMAIN, 1972, pág. 316).

Finalmente, BUTENWEG (1968) refiere algunos restos paleontológicos del Ordovícico Superior en el corte de ferrocarril al norte de Almuradiel, aunque sin aportar apenas identificaciones taxonómicas.

Aparte del ciclo varisco afloran en la Hoja materiales terciarios de edad mio-pliocena con gasterópodos. Se disponen estos materiales rellenando extensas áreas deprimidas, tanto en el sector septentrional de la hoja (donde enlazan con los depósitos de la llanura manchega) como en la parte meridional (donde constituyen el relleno de una depresión formada a favor de un sinclinal de núcleo devónico).

Por último, existe una amplia representación en la Hoja de materiales cuaternarios, constituidos por depósitos de abanicos de techo de pié de monte y glacis, así como depósitos de ladera (canchales y coluviones), depósitos fluviales (como conos de deyección, terrazas y fondos de valle), depósitos mixtos (aluvial-coluvial) y depósitos de navas.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

Afloran en la Hoja materiales paleozoicos de edad ordovícica, silúrica y devónica compuestos por areniscas, cuarcitas y pizarras, con gran participación volcánica en la parte superior. También aparecen materiales sin consolidar terciarios compuestos principalmente por arenas y arcillas y cuaternarios, constituidos sobre todo por gravas, arenas limos y arcillas.

La serie paleozoica presenta una disposición estructural consistente en un gran sinclinorio que recorre la Hoja de Oeste a Este por su parte central, cuyo núcleo se encuentra constituido por una potente serie vulcanosedimentaria silúrico-devónica; los flancos de esta estructura presentan numerosos repliegues y dislocaciones tectónicas, y sólo en el sector NE de la Hoja aflora un anticlinal E-O con núcleo de Cuarcita Armoricana (la parte más baja del Ordovícico de la Hoja). Esta estructura (relativamente sencilla) de los materiales de la Hoja, se complica considerablemente en diversos sectores por la existencia de grandes fallas de dirección ONO-ESE a E-O y desgarres NE-SO, y en menor proporción NO-SE que afectan a todo el Paleozoico.

Los relieves son suaves en el territorio comprendido en la Hoja, y son escasas las vertientes abruptas. El extenso recubrimiento cuaternario de las laderas dificulta extraordinariamente el reconocimiento detallado de los materiales del substrato, especialmente cuando se trata de rocas deleznales (pizarras, arenas y rocas vulcanoclásticas).

Los afloramientos de Sierra Morena oriental muestran un registro sedimentario encuadrable en el Hiperciclo Postcámbrico (SAN JOSÉ *et al.*, 1990 y 1992) que abarca desde el Ordovícico Inferior al Carbonífero Superior. Aunque regionalmente se ha establecido que en la ZCI el límite entre el Hiperciclo Anteordovícico y el Postcámbrico es una discontinuidad estratigráfica estructurada en una o varias discordancias sucesivas (límite de Tipo I), dentro de esta 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.

A nivel regional, el Hiperciclo Postcámbrico comienza con los depósitos de la Formación de Base, TAMAIN (1972) y la Cuarcita Armoricana. La primera no aflora en esta Hoja, aunque sí lo hace en la Hoja colindante de Aldeaquemada (nº 863). En esta área el registro del Paleozoico comienza con los materiales atribuidos a la Cuarcita Armoricana. El resto de las formaciones que conforman el registro estratigráfico de la serie paleozoica, tienen amplia representación en el ámbito de la Hoja, y en su definición se utilizará las denominaciones formalmente propuestas por SAN JOSÉ *et al.* (1990 y 1992), PARDO ALONSO y GARCÍA ALCALDE (1984) y PARDO ALONSO (1995) y que en síntesis podemos resumir como sigue:

ORDOVÍCIO	Inferior-medio	Cuarcita Armoricana
	Medio	Capas Pochico
		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

Las series del Devónico Superior, aflorantes en la hoja de Torre de Juan Abad (839), se presentan en facies litológicamente diferentes (areniscas, cuarcitas y oolítico ferruginosas), al resto de las localidades de la surcentroibérica donde se citan estos sedimentos. Estos materiales se encuentran en paraconcordancia o acordancia con los depósitos datados como Devónico Inferior. En ambos casos la presencia de abundantes restos fósiles permite una cronología cierta.

### 2.1. ORDOVÍCIO

Las series estratigráficas realizadas en la Hoja permiten diferenciar todas las formaciones descritas en la ZCI meridional, salvo la Fm de Base, e incluso, en algún caso, con desarrollo litológico y contenido paleontológico importante.

#### 2.1.1. Ordovícico inferior-medio

##### 2.1.1.1. Ortocuarцитas (1). Cuarcita Armoricana. Arenig Medio

La Cuarcita Armoricana (GROTH, 1914; TAMAIN, 1972) es conocida también como “Cuarcitas de las Altas Sierras” (MALLADA, 1884) o “Cuarcita de Despeñaperros” (RICHTER, 1967).

Es una de las unidades más características del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, ya que proporciona los mayores relieves y dibuja las pliegues variscos más significativos.

Esta unidad produce fuertes resaltes topográficos que dan lugar a la sierra más alta de la Hoja. Aflora exclusivamente en el sector NE, en la Sierra de Cabeza de Buey y su prolongación occidental, formando una estructura anticlinal estrecha alargada en dirección E-O. Este anticlinal se encuentra cortado y desplazado por una falla NE-SO de componente sinistral, y resulta llamativo el contraste entre el labio oriental, muy abrupto, y el occidental, de relieve alomado.

Está compuesta por fuertes crestones de ortocuarcitas blancas cercanos a los 50 m de espesor separados por cuarcitas estratificadas más finamente, donde es posible que existan también algunas pizarras. Aunque su base no aflora el espesor total no debe de ser inferior a los 450 m. El medio sedimentario de la unidad corresponde a una plataforma somera dominada por corrientes de marea y acción superpuesta del oleaje.

Regionalmente, se puede subdividir la Cuarcita Armoricana en tres tramos, que disminuyen de espesor hacia el oeste, como ya establecieron BOUYX (1964, 1970), TAMAIN (1972) y RÍOS ARAGÜÉS, (1977) en Sierra Morena Oriental.

El tramo inferior (aprox. 200 m. de potencia) está formado por una alternancia de bancos decimétricos y métricos, a veces con morfología de megadunas y con retoques de olas, de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas claras (blancas o gris claro) con finas y escasas intercalaciones pizarrosas. Muestra icnofacies de *Skolithos*.

El tramo intermedio (80-100 m. de potencia) está constituido por una alternancia de bancos centi y decimétricos de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas, y delgados niveles de pizarras limolíticas grises. Los niveles arenosos tienen geometría lenticular con base plana y techo ondulado, con frecuentes laminaciones paralelas y de ripples, y marcas de corriente. Los niveles pizarrosos son más potentes hacia la base y presentan abundante bioturbación y pistas bilobadas.

El tramo superior (aprox. 200 m. de potencia) está formado por bancos métricos y decimétricos de ortocuarcitas masivas blancas o grises, con escasas intercalaciones pizarrosas. En los niveles basales, las capas arenosas tienen base plana y techo de ripples, mientras que hacia techo tienen base débilmente erosiva, cantos blandos y grava fina dispersa, presentando amalgamaciones y retoques de ola.

La Cuarcita Armoricana se manifiesta como una unidad relativamente isócrona a escala de todo el SO europeo, verificándose que todo su depósito se inscribe en una única biozona de quitinozoos (la de *Eremochitina brevis*), equiparada con un Arenig medio (PARIS *et al.*, 1982; PARIS, 1990). El abundante registro icnológico que brinda la formación en toda la Zona Centroibérica (MORENO *et al.*, 1976; PICKERILL *et al.*, 1984; ROMANO, 1991) tampoco aporta mayores precisiones.

#### 2.1.1.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras (2). Estratos Pochico. Arenig superior

En el ámbito regional se encuentra en conformidad y paso gradual con la Cuarcita Armoricana. Se trata de alternancias de capas centimétricas a decimétricas de ortocuarcitas blancas similares a las de la unidad subyacente, areniscas frecuentemente micáceas y pizarras. La unidad es progresivamente más pizarrosa hacia techo, en transición gradual a las pizarras

de la unidad suprayacente. El límite entre ambas es, por tanto, impreciso y suele encontrarse cubierto. Su nombre proviene de la "Tabla de Pochico" al Sur de Aldeaquemada (Jaén), donde fueron descritas por Tamain (1967, 1972). Ha recibido en el ámbito de la ZCI distintas denominaciones: "Capas de Marjaliza", "Capas de Transición", "Areniscas superiores" por RICHTER (1967) y BUTENWEG (1968), "Serie de Tránsito cuarcítico-pizarrosa" por CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE (1969) y "Alternancias inferiores" por RÍOS ARAGÜES (1977). Y la más utilizada a nivel bibliográfico, de "Estratos o Capas Pochico" y "Grès Jaunes Pochico". TAMAIN, (1972) que proviene de la suma de las dos unidades establecidas por el autor, es decir las "Alternancias Pochico" como tramo basal y "Grès Jaunes Pochico" como tramo superior diferenciado en base a su tonalidad amarillenta en razón de la tonalidad amarillenta que caracteriza esta formación.

Esta unidad constituye la transición entre las sierras que produce la Cuarcita Armoricana y las depresiones que forman las pizarras de la unidad suprayacente, de manera que en la hoja constituyen una estrecha orla que bordea el afloramiento del núcleo anticlinal de Cuarcita Armoricana en el cuadrante NE.

En algunas áreas, los Estratos Pochico contienen niveles radiactivos que originaron la realización de estudios de detalle en la región (CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE, 1969 y CHAMÓN *et al.*, 1970), en los que se detectó una anomalía radiométrica mayor en afloramientos del sector comprendido entre Santa Elena, Aldeaquemada, y la mina La Nazarena (al Sur de Almuradiel).

La subfacies más característica por su abundancia en esta formación, son secuencias granodecrecientes, con estructuras internas "hummocky" y "swaley", laminación paralela y de ripples, bioturbación intensa y lutitas con estructuras "linsen". En general, son secuencias PHXM de espesores decimétricos y HXM centimétricos (WALKER *et al.*, 1982).

Las areniscas son subarcosas y sublitarenitas limo-arcillosas con cemento silíceo o mixto silíceo 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 vulcanoderivado, ya citado por POUPON (1971) en áreas más occidentales de ZCI.

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

El registro sedimentario de las "Capas Pochico" se estructura de muro a techo con estas secuencias elementales granodecrecientes, 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, *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.

En la Hoja, las observaciones están limitadas debido a la suavidad del relieve y al intenso coluvionamiento de las laderas. Su espesor se estima por métodos cartográficos en torno a los 100 m. Las características del relieve permiten suponer que en esta Hoja la unidad es muy pizarrosa, en contraste con áreas más occidentales, donde la abundancia de capas cuarcíticas da lugar a resaltes orográficos más marcados.

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 sectores próximos de las hojas nº 839, 840 y 787, se ha identificado la presencia de *Cruziana furcifera* D'Orbigny, cf. *rugosa* D'Orbigny, cf. *lefevrei* D'Orbigny, *Didymaulichnus lyelli* (ROUAULT), *Monocraterion* isp., *Monomorphichnus* isp., *Bergaueria* isp. e *Isopodichnus* isp. Aunque esta asociación no es determinante desde el punto de vista cronoestratigráfico, la unidad es claramente de edad Arenig superior por su posición infrayacente a las pizarras del Ordovícico medio, en cuya base se sitúa el límite Arenig/Llanvirn determinado con graptolitos (GUTIÉRREZ-MARCO, et al., 1995). En los horizontes con nódulos fosfatados del techo de la unidad, se suelen encontrar también bivalvos y braquiópodos inarticulados del Arenig.

En esta Hoja se han identificado *Cruziana* cf. *furcifera* (D'ORBIGNY) y *C. goldfussi* (ROUAULT). En resumen, se puede atribuir el conjunto de la unidad al Arenig, con dudas sobre si la parte superior pueda alcanzar el Oretaniense (LLANVIRN), ya que el carácter gradual del tránsito a la unidad pizarrosa suprayacente no permite precisar este aspecto.

### 2.1.2. 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 et al., 1984). En la ZCI se han determinado más de 250 taxones de trilobites, graptolitos, braquiópodos, moluscos, ostrácodos, equinodermos, briozoos, 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 et al. (op.cit.) recoge esta denominación en un cuadro de correlación integrando las unidades litológicas con carácter más extensivo en la ZCI y proponiendo formalmente unas formaciones para la ZCI meridional que serán las que se utilice en esta Hoja.

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.

#### 2.1.2.1. Pizarras (3). Pizarras del Río. Oretaniense-Dobrotiviense Inferior

Sobre los Estratos Pochico se dispone, en tránsito gradual, una sucesión de pizarras de gran espesor que corresponde a las conocidas en toda Sierra Morena oriental como Pizarras de Río (de Río Grande), denominadas así por TAMAIN (1967, 1972). Se conocen también como Pizarras de *Neseuretus*, Pizarras con Calymene inferiores (AGUILAR TOMÁS *et al.*, 1987), Pizarras de Las Correderas (RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968; RÍOS ARAGÜES, 1977), etc.

Constituyen áreas deprimidas generalmente de gran extensión y a menudo están cubiertas por materiales cuaternarios y terciarios, por lo que resulta sumamente difícil levantar una sección estratigráfica representativa de esta unidad.

Consisten en pizarras grises y negras con muy escasas intercalaciones areniscosas. El espesor es difícil de estimar debido al recubrimiento y el replegamiento generalizados, aunque cartográficamente debe situarse al menos en 700 m, si bien existen discrepancias entre los diferentes autores y puede haber variaciones laterales de consideración (300 a 500 m en la vecina Hoja de Viso del Marqués, MONTESERÍN *et al.*, 2016; unos 400 m según RICHTER, 1967; 500-800 m según BUTENWEG, 1968; 600 m según CAPOTE y HERNÁNDEZ ENRILE, 1969; 300 m de potencia mínima para TAMAIN, 1972; y entre 150 y 440 m para RÍOS ARAGÜES, 1977).

Afloran fundamentalmente en el tercio septentrional de la Hoja, así como en un pequeño sector en la esquina SO. Los perfiles 07 y 09 han sido levantados en el seno de esta unidad, pero se trata de segmentos muy cortos de la misma. La sección 07 (Almuradiel) representa unos 130 m de la parte superior de la unidad y la 09 (Almuradiel II) son 75 m del tercio superior de la misma. Sus límites inferior y superior son graduales y difíciles de precisar. Los extensos afloramientos del Norte de la Hoja muestran la existencia de numerosos repliegues en su seno, lo que añade dificultades al levantamiento de columnas estratigráficas.

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, puede resumirse que esta potente sucesión está constituida, en su mayor parte, por un acumulo masivo de lutitas y fangolitas de color negro a gris azulado (pizarras), en las cuales difícilmente se aprecian planos de estratificación. Una observación

detallada, permite diferenciar dentro de esta facies paquetes alternantes en los cuales los planos de estratificación vienen definidos por láminas de limolitas y/o areniscas de grano muy fino, de colores gris blanquecino o negro, en las que puede observarse morfología de ripples en trenes continuos "starved ripples" o bien aislados "linsen". En esta subfacies, son frecuentes los microeslumpamientos y la inmersión diagenética de los "linsen" que da origen a 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 del sector noroccidental.

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

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

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

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

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

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

Las limolitas aparecen en láminas milimétricas con laminación paralela de "shear sortin", 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 y SHANMUGAM (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.

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" (HCS), 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 HCS 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 "Self-margin system tract" profundo de la Secuencia Depositional, con la que comienzan los depósitos del Ordovícico Medio.

Desde el punto de vista petrográfico, las muestras estudiadas corresponden a areniscas muy finas y aleuritas con textura blastopsamítica predominante. Los clastos son fundamentalmente de cuarzo monocristalino, y también se encuentra feldespato potásico, plagioclasa, micas y fragmentos de rocas volcánicas. Los contactos intergranulares son cóncavo-convexos, a veces suturados y la selección suele ser moderada a buena. La matriz, en general muy abundante, es filosilicatada y procede en parte de la intensa alteración de los feldespatos, micas y fragmentos. Suele detectarse una esquistosidad incipiente, pero tan solo hay anquimetamorfismo.

Ocasionalmente, alguna intercalación limosa da lugar a pequeños relieves lineales, como el que atraviesa con dirección E-O la carretera de Torrenueva a Cózar hacia el km. 11, o el nivel que cruza la carretera de Torrenueva a Castellar de Santiago en el km. 5.5. Por otra parte,

en zonas próximas (hojas de Aldeaquemada y Santa Elena) se encuentran intercalaciones de rocas volcánicas, citadas ya desde antiguo (RICHTER, 1967; BUTENWEG, 1968).

Desde el punto de vista paleontológico, esta unidad es una de las más fosilíferas de cuantas componen las "Capas con *Tristani*", habiendo proporcionado en las inmediaciones de Santa Cruz de Mudela los primeros fósiles ordovícicos citados en la Zona Centroibérica (EZQUERRA DEL BAYO, 1838, 1844, 1847), mencionados más tarde por VERNEUIL y BARRANDE (1856), CORTÁZAR (1880) y ALVARADO Y TEMPLADO (1935), quienes sumaron nuevos taxones a la relación precedente. En esta Hoja, en diversos yacimientos de la mitad inferior de la formación, se ha documentado la presencia de una rica asociación paleontológica del Oretaniense inferior (aprox.= Llanvirn temprano) conteniendo numerosos trilobites, moluscos, ostrácodos, braquiópodos y graptolitos, entre otros *Didymograptus* (*Jenkinsograptus*) cf. *spinulosus* (PERNER), *Neseuretus avus* (HAMMANN), *Bathycheilus castilianus* (HAMMANN), *Retamaspis melendezi* (HAMMANN), *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), *Asaphellus toledanus* (GIL), *Ogyginus? fortayi* (RÁBANO), *Gracquina hispanica* (BORN), *Redonia deshayesi* (ROUAULT), *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Praenucula costae* (SHARPE), *Praenucula sharpei* (BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Tropidodiscus* sp., *Elegantilites* sp., *Orthocerida* indet. y *Orthambonites* sp. Oretaniense inferior (aprox.= Llanvirn temprano). Los niveles de la parte media de las Pizarras del Río son claramente oretanienses, habiendo identificado: *Neseuretus* sp., *Kloucekie drevermanni* (HAMMANN), *Coxiconcha britannica* (ROUAULT), *Redonia deshayesi* (ROUAULT), *Ribeiria pholadiformis* (SHARPE) y *Tropidodiscus* sp. El Oretaniense superior se documenta en la mitad superior de la formación, que contiene *Didymograptus* sp., *Eodalmanitina? sp.*, *Nobiliasaphus? sp.*, *Isabelinia? sp.*, *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Redonia* sp. y *Elegantilites ibericus* (MAREK y GUTIÉRREZ-MARCO); en tanto que su parte más alta no proporciona fósiles significativos (*Calix* cf. *cornuta*, CHAUVEL), aunque de acuerdo con los datos regionales, podría situarse ya en el Dobrotiviense inferior (aprox.= Llandeiliense basal): SAN JOSÉ *et al.* (1992).

Regionalmente, esta formación es muy fosilífera identificándose asociaciones características con graptolitos, trilobites, ostrácodos, bivalvos, gasterópodos, rostroconchas, braquiópodos y placas columnares de pelmatozoos, lo que ha permitido determinar una edad de la misma básicamente Oretaniense, aunque su techo puede alcanzar al Dobrotiviense temprano (BUTENWEG, 1968; RICHTER, 1967; TAMAIN, 1972; BOUYX y SAUPE, 1966; HAMMANN, 1983; GUTIÉRREZ-MARCO, 1986; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984, 1990, 2002; RÁBANO, 1990; BABÍN y GUTIÉRREZ-MARCO, 1991; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004; LEYVA, 2000), y el tramo basal muestra un conjunto de graptolitos (*Corynbograptus*, *Expansograptus*) de edad Arenigiense terminal (MONTESERÍN *et al.*, 2016).

En otros sectores de Sierra Morena la unidad abarca sólo el Llanvirn (Sur y Oeste de Sierra Morena) e, incluso, sólo el Llanvirn inferior (extremo oriental, cerca de Alcaraz) (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984).

#### 2.1.2.2. Cuarcitas, pizarras y alternancias de pizarras, areniscas y cuarcitas. Dobrotiviense / Llandeilo-Caradoc

Las Pizarras de Río van incorporando progresivamente capas de areniscas y cuarcitas, más abundantes hacia techo, de manera que pasan gradualmente a un tramo con predominio

arenisco-cuarcítico (Alternancias de El Caño). Por encima, un nuevo tramo pizarroso de espesor reducido (Pizarras Guindo) da paso a un conjunto cuarcítico que forma un gran resalte en la topografía (Cuarcita de Canteras o Cuarcita Botella). Estos tres tramos fueron definidos en el Centenillo (Jaén) por TAMAIN (1967 y 1972).

Estos tres conjuntos litológicos carecen en muchos casos de contactos precisos, continuidad lateral (excepto el superior), o tienen escaso desarrollo.

En la Hoja se han representado estas unidades fundamentalmente en 3 sectores:

- Una estrecha franja que recorre la Hoja de Este a Oeste al Sur de Santa Cruz de Mudela y Torrenueva. En ella, estas unidades forman parte del flanco norte del Sinclinal de Las Virtudes, tienen buzamiento general al Sur, y presentan complicaciones tectónicas locales debidas a una larga falla ONO-ESE, así como a desgarres NE-SO (y, más raramente, NO-SE). En esta corrida se advierte un progresivo adelgazamiento de este conjunto hacia el Este (Torre de Juan Abad), donde el resalte morfológico que provoca es mucho menor, aunque las condiciones de afloramiento no permiten cuantificar adecuadamente los espesores.
- Un conjunto de pliegues al NE de Torrenueva, donde las unidades conforman una sucesión de relieves cuarcíticos que dibujan una estructura sinclinal compleja ENE-OSO.
- Una franja de escaso relieve en la esquina SO (sector de Almuradiel).

La descripción litológica de cada una de las 3 unidades de este conjunto se realiza a continuación.

a. Alternancia de pizarras y areniscas (4). Alternancias del Caño. Dobrotiviense inferior/Llandeilo

Este tramo equivale a las Cuarcitas Inferiores de TAMAIN (1972) o a la Alternancia Inferior de los autores alemanes. Más al Norte (al Sur de los Montes de Toledo y en las Villuercas), presenta un espesor reducido y se denominan Areniscas de Los Rasos. El nombre de Alternancias de El Caño (de las Flores) procede de la denominación que utilizan BRENCHLEY *et al.* (1986) en la región del sinclinal de Puertollano-Almuradiel, basándose en la "Serie alternante de El Caño" de RICHTER (1967).

No producen apenas relieve topográfico en general, por lo que solamente son observables esporádicamente. Han podido ser evidenciadas en la Rambla de la Manzorra, en la parte oriental (serie 02), donde el tramo consta de, al menos, 80 m de areniscas y pizarras alternantes, así como al E de la misma y en las esquinas NO y SO de la Hoja.

Está compuesto por areniscas generalmente de grano fino y color ocre, finamente estratificadas (capas de 20-40 cm) con bioturbación muy abundante, siendo abundantes también las intercalaciones pizarrosas. La proporción de areniscas frente a pizarras aumenta progresivamente hacia techo. El espesor aflorante en el perfil 02 no supera los 75 m, sin embargo, el cartográfico supera los 100 m, si bien la base es gradual y, por tanto, sometida a cierta indeterminación. Las precarias condiciones de afloramiento en la Hoja impiden determinar posibles variaciones laterales de espesor y litología.

La falta de resaltes originados por este tramo en la Hoja contrasta con observaciones en sectores vecinos (Hoja de Viso del Marqués, MONTESERÍN *et al.*, 2016), lo cual induce a pensar que esta unidad apenas intercala niveles cuarcíticos en el territorio comprendido en la Hoja, sino que es fundamentalmente arenosa y deleznable.

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” (HCS) de orden métrico separadas por láminas o capas milimétricas de siliciclásticos de grano muy fino o amalgamadas. Las secuencias HCS 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, oscila entre 40 a 95 cm.

En los itinerarios realizados es frecuente la presencia, en la base de estas secuencias, de marcas de corriente esencialmente “prod” y “bounce” y menos frecuentes “flute cast”.

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

En la estructuración general de esta formación, hacia los tramos de techo, las facies anteriormente descritas pierden el término inferior B y reducen el espesor del P, a la vez que desaparecen los superiores X y M, produciéndose una amalgamación de capas decimétricas a métricas, con morfología ondulada y cuya estructura más visible es la “hummocky”. 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, (1979) y MUTTI y NORMARK (1991). La relación arena/lutita es próxima a la unidad.

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  $T_{be}$ . Serían asimilables a las facies  $D_2$  ( $F_9$ ) y  $D_3$ , MUTTI (*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 hidroplásticas 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 (FUS), constituyen la totalidad del registro sedimentario de esta formación. Se estructuran en un ciclo de facies de tipo grano y estrato creciente (CUS), 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 (CUS). 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 HCS

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 síliceo. Como accesorios suelen tener abundantes minerales pesados como circón, turmalina, apatito, micas, sulfuros, etc. La matriz filosilicatada es muy abundante, en torno al 30% y procede en su mayoría de la alteración de los feldespatos. Abunda el cemento sintaxial y los contactos cóncavo-convexos entre granos. 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 BRENCHELEY *et al.* (1982), se hace corresponder con la formación de lóbulos arenosos en el "offshore" proximal en una plataforma siliciclástica con dominio de tormentas y por tanto, sería asimilable a los depósitos de nivel de mar más alto dentro del "shelf-margin systems tract" (SST).

En el perfil 02 se interpretan como materiales sedimentados en la zona proximal de la plataforma externa, por encima del nivel de base del oleaje de tormentas.

Los amplios afloramientos de esta formación han proporcionado abundantes restos fósiles, especialmente en una estación realizada en la carretera de Villamanrique a Montizón en el límite de las hojas nº 839 y 864. Se determinan: *Crozonaspis* cf. *incerta* (DESLONGCHAMPS), *Morgatia primitiva*? (HAMMANN), *Neseuretus henkei* (HAMMANN) (areniscas), *Ectillaenus* sp., *Heterorthisa morgatensis* (MÉLOU), *Eorhipidomella musculosa* (MÉLOU), *Cadomia britannica* (BABIN), *Hemiprionodonta lusitanica* (SHARPE), *Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Praenucula sharpei* (BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO), *Praenucula costae* (SHARPE), *Quadrijugator marcoi* (VANNIER), *Reuentalina* cf. *ribeiriana* (JONES) y *Medianella*? sp. HAMMANN (1983) añade también *Eohomalonotus szduyi* (HAMMANN y HENRY). Esta asociación de trilobites, braquiópodos, bivalvos y ostrácodos indica una edad Dobrotiviense inferior, correspondiente a la parte inferior y media de la Biozona de *Placoparia tournemini*.

Basándose en la fauna de trilobites y braquiópodos, los primeros estudios en áreas próximas determinaron una edad Llandeilo medio para el tramo (BUTENWEG, 1968; POUPON, 1971 y TAMAIN, 1972 entre otros). Trabajos más recientes (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1984; RÁBANO, 1989) precisan un intervalo más restringido debido a la presencia de *Heterorthisa morgatensis* (MÉLOU), cuya extensión vertical abarca desde el Llanvirn superior tardío hasta el Llandeilo inferior temprano. Los estudios de graptolites confirman la edad Llandeilo inferior temprano, pero GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984) advierten la existencia de una marcada diacronía, sobre todo en el límite inferior de la unidad.

En la vecina Hoja de Viso del Marqués, Monteserín *et al.* (2016) citan cerca del techo de esta unidad la presencia de: *Crozonaspis incerta* (DESLONGCHAMPS), *Neseuretus henkei* (HAMMANN), *COLPOCORYPHE* sp., *Asaphina indet.* y *Heterorthisa kerfornei* (MÉLOU), que junto a otros trilobites, moluscos y conodontos mencionados para la misma localidad por RÁBANO (1990), BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO (1991) y SARMIENTO *et al.* (1995), respectivamente, apoyan la edad Dobrotiviense inferior para el conjunto de la Unidad.

b. Pizarras (5). Pizarras Guindo. Límite Dobrotiviense inferior-Dobrotiviense superior/Llandeilo.

Su nombre proviene del de un pozo minero en Los Guindos (Jaén), y fue utilizado por HENKE (1926). Es aplicable a Sierra Morena Oriental, y equivale a los Esquistos Botella de TAMAIN (1967 y 1972) en El Centenillo (Jaén).

Constituyen un tramo pizarroso interpuesto entre las areniscas de las Alternancias de El Caño infrayacentes y las Cuarcitas Botella suprayacentes. La abundancia de recubrimientos y el escaso o nulo resalte morfológico que dan las Alternancias de El Caño hacen que en ocasiones resulte difícil precisar la posición de sus límites.

Se trata de pizarras casi masivas oscuras con un espesor cartográfico próximo a los 100 m. En la Hoja se observan escasos afloramientos, por lo que su cartografía es muy dificultosa así como la observación de variaciones laterales de espesor y litología.

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



En la hoja aledaña de Torre de Juan Abad (839), realizada por el mismo autor (MATAS *et al.*, 2009b), se han realizado columnas detalladas e itinerarios que incluyen total o parcialmente esta formación. Como series de referencias pueden citarse las del Arroyo del Resquicio y Arroyo de las Marañas, en el sector suroriental, y los alrededores de Cózar a lo largo del Arroyo Montañar (de la citada hoja).

El espesor aproximado medido en el sector suroriental es variable entre 180 a 20 m. Aunque a nivel regional esta formación muestra unas variaciones notables de espesor, 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 pillow. 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 raro 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 (Arroyo del Resquicio) se ha observado la presencia de material volcánico (vulcanoclastos) de composición básica, asociado a estos niveles lumaquéllicos.

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 HCS, 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  $\leq 1$ ), es frecuente encontrar bioturbación y macrofauna dispersa. En ningún caso se ha observado en esta secuencia ripples de ola.

B.2.- Asociadas o en alternancia con esta secuencia se encuentran otras de espesores y relación arena/pelita menor que la anterior y cuya única diferencia visual estriba en la ausencia, de estructura "hummocky" en el término arenoso. Por lo general, en campo, sólo se observa laminación paralela y esporádicamente, laminación cruzada de ripples. En sólo una localidad se han visto capas con microeslumpamientos y "laminación convoluta". Cuando el afloramiento es de buena calidad (Barranco Hondo, hoja 839) pueden observarse capas finamente gradadas 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  $D_3$  ó  $F_9$  de MUTTI (*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. Hacia el este representan 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, es la que lo constituye con su acumulo repetitivo.

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

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

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

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

Las facies descritas, normalmente granodecrecientes, se ordenan en un ciclo de facies complejo, pero cuyas características fundamentales se mantienen en el área, 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 afinidad turbidítica ( $B_2$ ). La presencia de nódulos dispersos o en capas es, junto a la riqueza faunística, carácter común a todo el tramo.
- El segundo tramo se observa en campo como un leve resalte morfológico y está constituido por facies de tipo B con secuencias de afinidad turbidítica ( $B_2$ ) seguida de las que tiene "hummocks" ( $B_1$ ).
- El tercer tramo es normalmente el de menor espesor relativo. En su constitución sólo se encuentran facies de tipo A, si bien con unas características muy concretas. En general, se trata de alternancias de pizarras negras o azuladas y capas lumaquéticas 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 Barranco Hondo (hoja 839) se han medido secuencias de este tipo con espesores de 30 a 40 cm.
- El cuarto tramo está constituido por las secuencias descritas como  $B_1$ , aunque normalmente el paso entre el tercer y cuarto tramo es muy gradual incluyendo algunas capas gradadas de afinidad turbidítica ( $B_2$ ).

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

Los términos heterolíticos son facies tempestíticas, desde las de afinidad turbidítica a las tempestitas con HCS 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 (CUS), que por las características descritas podría constituir los depósitos de nivel de mar bajo del "Shelf margin system tract" (SST) de una nueva secuencia deposicional. Las capas lumaquéticas con cemento ferruginoso-fosfatado del tercer tramo tienen características de depósitos de cortejo transgresivo y por tanto, encuadrables en un posible "Transgressive System Tract" (TST).

Como ya se ha indicado reiteradamente, las Pizarras Guindo son la unidad ordovícica más rica en fósiles en toda la Zona Centroibérica Meridional, constituyendo un nivel guía.

En las estaciones realizadas en el ámbito de la hoja 839 (MATAS *et al.*, 2009b), se ha determinado en la parte baja de la Formación (tramo 1) la presencia de: *Placoparia* (*Coplacoparia*) *tourmemini* (ROUAULT), *Neseuretus tristani* (BRONGNIART), *Colpocoryphe rouaulti* (HENRY), *Phacopidina* cf. *micheli* (TROMELIN), *Ectillaenus* sp., *Heterorthina morgatensis* (MÉLOU),

*Eorhipidomella musculosa* (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), *Coxionchia 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 musculosa* (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).

En las muestras estudiadas en la presente Hoja 838, destaca sobre todo la presencia de abundantes braquiópodos como *Heterorthisa kerfornei* (MÉLOU), *Heterorthisa morgatensis* (MÉLOU), *Howellites* cf. *hammanni* (VILLAS), *Crozonorthis musculosa* (MÉLOU), *Isabelella fascicostulata* (REYES y VILLAS) y *Aegiromena mariana* (DROT); trilobites [*Neseuretus tristani* (Brongniart), *Neseuretus henkei* (HAMMANN), *Placoparia* cf. *tournemini* (ROUAULT), *Colpocoryphe rouaulti* (HENRY), *Salterocoryphe* sp., *Phacopidina* cf. *micheli* (HENRY) y *Ectillaenus giganteus* (BURMEISTER), entre otros]; moluscos bivalvos [*Cardiolaria beirensis* (SHARPE), *Praenucula costae* (SHARPE), *P. sharpei* BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO, *Hemiprionodonta lusitanica* (Sharpe), *Myoplusia bilunata perdentata* (BARRANDE), *Dulcineaia manchegana* BABIN y GUTIÉRREZ-MARCO, *Redonia deshayesi* ROUAULT y *Sinuities* sp.], *rostronchias* (*Ribeiria* sp.), gasterópodos [*Clathrospira bussacensis* (SHARPE), *Tropidodiscus pusillus* (BARRANDE) y *Tropidodiscus?* sp.], hylitidos (*Elegantilites* sp.), equinodermos (diploporitos indeterminables) e icnofósiles (*Tomaculum problematicum* Groom).

En niveles más elevados de la mitad superior de las Pizarras Guindo, y en litologías algo más arenosas, encontramos otra asociación dobrotiviense con trilobites y ostrácodos, entre ellos *Plaesiacomia oehlerti* (KERFORNE), *Neseuretus* cf. *henkei* HAMMANN, *Phacopidina* sp., *Lardeuxella bussacensis* (JONES), *Reuentalina ribeiriana* (JONES) y *Quadrítia* (*Krutatia*) *tromelini* VANNIER y SCHALLREUTER, acompañados por algunos bivalvos y gasterópodos ya conocidos en los horizontes precedentes.

En resumen, la edad de la unidad comprende regionalmente el límite Dobrotiviense inferior/ Dobrotiviense superior equivalente a Llandeiliense completo.

c. Cuarcitas (6). Cuarcitas Botella. Dobrotiviense superior/Llandeilo-Caradoc basal (?)

En paso gradual con las Pizarras Guindo infrayacentes, se tiene una formación de constitución casi exclusivamente arenosa, que ha recibido distintas denominaciones en la ZCI: "Cuarcita Botella", TAMAIN (1972), Cuarcitas de El Guindo (HENKE, 1926; RICHTER, 1967) y a la

Cuarcita Canteras de Almadén (ALMELA *et al.*, 1962), “Areniscas de Retuerta” (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1984). En los Montes de Toledo y Las Villuercas son las Cuarcitas de la Peña de la Cierva, menos potentes y más arenosas que cuarcíticas. Su nombre deriva del pozo minero Botella en El Centenillo (Jaén) (TAMAIN, 1967, 1972).

Producen resaltes que dan lugar generalmente a sierras y en otros casos a ligeras elevaciones del terreno, siendo fácilmente reconocible en la topografía, ya que da lugar a resaltes morfológicos característicos. Están compuestas por cuarcitas y ortocuarcitas de grano fino a medio generalmente de tonos ocres, aunque en algunos afloramientos son blancas o bien presentan un tono rojizo generalizado, probablemente por alteración. Están estratificadas en bancos potentes, de 2-4 m y presentan frecuentes niveles amalgamados. El espesor cartográfico se sitúa en torno a los 100 m, aunque no afloran más que los niveles más competentes, con un espesor próximo a los 70 m. Se ha levantado un perfil (08, Garbanzuelo) de un segmento de 55 m de este tramo, sin hallarse representados ni la base ni el techo.

Regionalmente, las series tienen una potencia variable entre 40 a 45 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 en algunas localidades. El color de esta facies es gris blanquecino a amarillento.

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

Cuando se contempla la morfología de esta unidad litológica es evidente la existencia de dos tramos. El inferior con una estratificación bien marcada y de colores claros, y el superior, con estratificación de difusa a masiva y colores gris oscuros a rojizos.

El tramo inferior está constituido por las facies del grupo de las “hummockys” ordenadas en detalle, tal como se ha descrito, y en el tramo superior son las facies 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, variando entre el 3 al 10%. La matriz es de composición mixta caolínítica-sericítica y el cemento es silíceo en el tramo inferior y silíceo-ferruginoso en el superior. El tamaño de grano va de medio-fino en las areniscas inferiores a medio-grueso en las superiores. Los granos están subredondeados a redondeados, y en las cuarzoarenitas rojas hay granos con una o varias envueltas ferruginosas (oolitos). Los minerales accesorios son mica blanca, circón, turmalina, epidota, apatito, sulfuros, biotita, etc., en porcentajes entre el 1 al 5%. Petrográficamente son arenas de cuarzo de grano fino muy bien seleccionadas, en ocasiones con abundante matriz por alteración de feldespatos y micas. Es muy abundante el cemento sintaxial de cuarzo. Los feldespatos, cuando existen en suficiente proporción, son prácticamente irreconocibles por su intensa alteración.

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

Aunque, en esta Hoja, resulta difícil la observación de variaciones laterales, parece existir un adelgazamiento del tramo más cuarcítico (o una disminución de su cohesión por alteración) hacia el este. Así, los resaltes morfológicos situados al sur de la Sierra de Cabeza de Buey son claramente más discretos que los del extremo opuesto de la Hoja. Las estructuras sedimentarias presentan frecuentemente direcciones de aportes desde el SO.

Estas cuarcitas se interpretan como depositadas en una plataforma somera con acción de corrientes mareales y fuerte influjo del oleaje de tormenta.

Pese a su escaso contenido faunístico, hallazgos puntuales de fauna en sectores no muy alejados permiten atribuir una edad Llandeilo para la parte inferior del tramo. En la hoja nº 840 Kettel (*op.cit.*); Péran (1971), citan trilobites *Crozonaspis* cf. *incerta* (Deslongchamps), entre otros bivalvos y braquiópodos del Dobrotiviense. AMOR y ORTEGA (1987) y GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) sostienen que la unidad abarca el intervalo Llandeilo superior-Caradoc inferior, pero HAMMANN (1983) comprobó que, al menos en el sector del Sinclinal de Guadarranque las Cuarcitas de La Cierva (equiparables a las Cuarcitas Botella) se depositaron enteramente en el Llandeilo. El único registro paleontológico dentro de la Hoja se sitúa en la parte inferior de la unidad, donde se recolectó: *Tissintia* sp., *Ribeiria* sp., *Eohomalonotus*

sp., *Tropidodiscus?* sp. y restos de hyolítidos, que corroboran la adscripción regional de las Cuarcitas Botella al Dobrotiviense superior (aprox.= Llandeiliense terminal): SAN JOSÉ *et al.* (1992). Por tanto a 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.

### 2.1.3. Ordovícico superior

Las unidades litológicas atribuidas al Ordovícico Superior tienen una buena representación litológica y cartográfica en la parte meridional de esta Hoja.

Dibuja los flancos del gran sinclinal que atraviesa la Hoja de este a oeste, de anchura kilométrica, con direcciones próximas a N70°E excepto en el cierre perisinclinal. Estas series constituyen en gran medida el límite septentrional del Paleozoico de Sierra Morena en esta área.

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

- En comparación con el Ordovícico Inferior, las formaciones del Superior tienen igualmente una constitución heterolítica pero con un predominio más acusado de los siliciclásticos de grano medio y grueso (arena).
- En tanto que en el Ordovícico Inferior la uniformidad litológica de las formaciones sería el rasgo más destacado, en el Superior, además de una mayor diversidad litológica, las formaciones que lo integran muestran cambios laterales de facies y variaciones de espesor, a veces espectaculares, e indicativos de los fenómenos tectosedimentarios que afectaron profundamente a la cuenca de sedimentación durante el depósito de este registro sedimentario.

#### 2.1.3.1. Pizarras (7). Pizarras de Canteras. Dobrotiviense terminal-Berouniense inferior/Caradoc

El nombre procede de la terminología establecida por TAMAIN (1967, 1972) en el Centenillo (Jaén). También se conocen como Pizarras con *Orthis* (RICHTER, 1967), Argilitas Intermedias (SAUPE, 1971) o Pizarras con *Onnia* (Hammann *et al.*, 1982). Producen zonas deprimidas y en algún caso alomadas muy suavemente.

Esta unidad está constituida por pizarras negras con niveles centimétricos ocasionales de limolitas y areniscas de grano muy fino. Forma una estrecha banda deprimida E-O en la parte central de la Hoja y en su extremo S. Constituye también áreas deprimidas en diversos núcleos sinclinales al NE de Torrenueva, así como en un núcleo anticlinal E-O en la esquina SE de la Hoja.

Esta unidad litológica muestra una gran variabilidad, tanto en su potencia como en su constitución. De hecho, hay sectores, regionalmente próximos, 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. En la región, su espesor es del orden de 50 m, aunque puede reducirse a los 10 m en la carretera de Villamanrique a Venta de los Santos (864). En esta Hoja llega a alcanzar los 100 m pero pueden existir variaciones notables de espesor por cambio lateral de facies que no se ponen de manifiesto en la hoja por el extenso recubrimiento de la unidad y la intensa deformación que presenta en algunas áreas.

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 límite con la unidad inferior es neto, fácil de identificar morfológicamente, aunque difícil de observar en afloramiento al encontrarse casi siempre cubierto por derrubios. Hacia su parte superior comienza a intercalar niveles arenosos, que van siendo progresivamente más abundantes hasta constituir, en tránsito gradual, la unidad superior (Bancos Mixtos). El límite superior, por tanto, es un tanto subjetivo, máxime con condiciones deficientes de afloramiento, y se ha establecido en buena parte de la Hoja, mediante criterios fundamentalmente morfológicos.

Regionalmente, 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 (MATAS *et al.*, 2009; hoja 839)

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 pátina blanco-amarillenta de estos depósitos.

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

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

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

En el tramo de techo se intercalan secuencias centimétricas (3 a 5 cm) con relación arena/pelita  $\leq 1$  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 (*op.cit.*).

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

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

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

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

Las Pizarras de Cantera han proporcionado muy escasos fósiles a nivel regional. En la hoja 839 (Torre de Juan Abad) se han recogido restos de briozoarios (*Chasmatoporella* sp.). En la Hoja nº 840 (Bienservida; LEYVA *et al.*, 2009b), colindante con ésta, en las series 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, Hojas nº 837 (Viso del Marqués) y 862 (Santa Elena), Gutiérrez-Marco *et al.* (*op.cit.*), su edad se hace corresponder con el Caradoc inferior y medio (Berouniense).

#### 2.1.3.2. Areniscas, pizarras y cuarcitas (8). Bancos Mixtos. Berouniense-Kralodvoriense/Caradoc-Ashgill basal

Sobre el tramo pizarroso anterior, y en tránsito gradual, se dispone un conjunto predominantemente arenoso de más de 150 m de alternancias de bancos centi a decimétricos de areniscas y ortocuarcitas separados por niveles pizarrosos de menor espesor, diferenciándose ocasionalmente en la mitad superior de la unidad algunos tramos métricos con predominio cuarcítico en bancos de mayor potencia. Este conjunto se conoce como Bancos Mixtos a partir de su difusión por TAMAIN (1967), que utilizó la terminología minera de El Centenillo (Jaén). Equivale a las Alternancias de *Orthis* de RICHTER (1967) y a las Alternancias Superiores de SAUPÉ (1973). Aunque sus variaciones laterales de potencia y litología son notables a escala regional, los 30-40 últimos metros son muy ubicuos y caracterizan la unidad. Se trata de un tramo con intercalaciones de areniscas calcáreas biotetríticas de grano fino y carácter lumaquéllico denominado ya por TAMAIN (1967) “lumaquelas terminales”. Suele incluir también algún horizonte limonitizado fosilífero.

La unidad aflora principalmente en dos franjas que cruzan la Hoja de Oeste a Este, una al Sur de Santa Cruz de Mudela y Torrenueva, y la otra, próxima al borde meridional de la Hoja, muy tectonizada en algunos sectores. Además, forma parte de una estructura de anticlinales fallados en la zona de Peñalajo (borde Oeste de la Hoja).

En esta área, los Bancos Mixtos tienen una gran variabilidad en su espesor. Se ha medido una potencia de 180 m (hoja 864, Venta de los Santos; MATAS *et al.*, 2009). En la Hoja esta unidad se ha estudiado en la sección 10 (Cortijo de la Fuente del Campo), donde consta de unos 180 m al menos, ya que no está representada la parte superior (lumaquelas terminales) ni la base de la unidad, al ser muy gradual y encontrarse recubierta. Otras secciones parciales son la 05 (carretera Castellar-Aldeaquemada), con 35 m de serie representada, correspondientes a un potente tramo arenoso masivo desarrollado en la unidad, y la 03 (Los Clérigos), donde se han reconocido unos 60 m de una serie con abundancia de pizarras.

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.

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 (*op.cit.*) y la superior es la ya descrita como “Lumaquelas terminales”. Como norma, ambas barras suelen tener espesores decamétricos.

A nivel regional, 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 próxima a la unidad.

Se trata de secuencias granodecrecientes (FUS) con estructuras internas “hummocks” y “swales”, laminación paralela y de ripples de ola, estructuras “linsen” y bioturbación intensa en las fangolitas y lutitas.

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

- La facies que constituye las 2 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 tempestíficas 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 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 tempestíficas con término B en bioclastos, no se han encontrado en la "Cuarcita intermedia o de Arcas", si bien KETTEL (*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.

El tramo inmediatamente suprayacente a la "Cuarcita de Arcas", está constituido por un acumulo 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 cualquiera 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 clastos principalmente de cuarzo monocristalino, y porcentajes de hasta el 15% de feldepatos en las capas tempestíficas, llegando a alcanzar proporciones de hasta el 25% al Este de Almuradiel (columna 19), bajando a porcentajes entre el 5 y el 8% en las areniscas de la

“Cuarcita intermedia o de Arcas” y “Lumaquelas terminales”. El porcentaje de mica es superior al 5%, moscovita predominante, aunque la biotita suele estar también presente, y la matriz de composición caolínica y sericitica 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 sausrinizados 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 granodecrecientes, se estructuran en dos megasecuencias grano y estrato creciente (CUS) (“coarsening and thickening-upward sequence”), que a su vez constituirán un ciclo de facies grano y estrato creciente y, por tanto, en “posición regresiva”, BRENCHELEY *et al.* (1986), GABALDÓN *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.

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

KETTEL (1968); PERÁN (1971); POUPON (1971) y TAMAIN (1972), describen hallazgos posteriores que ya atribuyen al Ordovícico Superior. TAMAIN (*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 “Capas con *Orthis*” (*Orthis Schichten*) por los autores alemanes HENKE (1926); RICHTER (1967); BUTENWEG (1968), etc. Estos autores diferencian dos tramos, el basal pizarroso “*Orthis Schiefer*”, que sería equivalente a las Pizarras

Cantera, TAMAIN (*op.cit.*) y los “Orthis Wechsellagerung”, equivalente a los Bancos Mixtos, TAMAIN (*op.cit.*). Finalmente, GUTIÉRREZ-MARCO (*op.cit.*) y VILLAS (1995) han definido las distintas biozonas de esta formación.

Dentro de la Hoja, ciertos niveles de la parte inferior de la unidad son muy ricos en pistas fósiles (*Helminthopsis* cf. *tenuis* (KŚIAZKIEWICZ), en tanto que las lumaquelas terminales, citadas al norte de Almuradiel por BUTENWEG (1968), proporcionaron en varios puntos una rica asociación de braquiópodos (*Svobodaina havliceki* (VILLAS), *S. aff. feisti* (HAVLÍČEK), *Rafinesquina lignani* (VILLAS), *Tafilaltia brevimusculosa* (VILLAS), *Hedstroemina* sp.), trilobites (*Dreyfussina?* sp., *Trinucleina* *indet.*), cornulítidos (*Cornulites* sp.), equinodermos (placas columnares de pelmatozoos) y abundantes briozoos (*Homotrypa* sp. y *Chasmatoporella* sp., entre otros). Este conjunto caracteriza la Biozona de *Svobodaina havliceki* de braquiópodos, representativa del intervalo Caradoc terminal-Ashgill inferior (GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987; VILLAS, 1995).

Como puede apreciarse, casi todos los estudios corresponden a la parte superior de la unidad, las lumaquelas terminales, que no afloran en muchas áreas de la hoja debido al recubrimiento cuaternario. GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO (1987) discuten la edad de la unidad con los datos disponibles y precisan un intervalo Caradoc-Ashgill basal (Berouniense).

#### 2.1.3.3. Calizas bioclásticas y dolomías (9). Caliza Urbana. Kralodvoriense/Ashgill inferior

Regionalmente, a techo de los Bancos Mixtos aparece en ocasiones un tramo de rocas carbonatadas, de reducido espesor, conocido como Caliza Urbana (HENKE, 1926), que los primeros investigadores incluyeron en los Bancos Mixtos (TAMAIN, 1967; SAUPE, 1971). Su nombre proviene de la terminología minera de Los Guindos (Jaén), donde fue atravesado por el pozo Urbana, y constituye la única unidad propiamente carbonática del Ordovícico de la Zona Centroibérica. En este trabajo, tal como postulan autores recientes (entre otros GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987, y SARMIENTO, 1993), se considera esta unidad con suficiente entidad para ser tratada de forma separada, a pesar de su escasa potencia y su carácter discontinuo.

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.

Tanto en el ámbito regional como en esta Hoja, la “Caliza de Urbana” es una unidad litológica discontinua con variaciones espectaculares de espesor y de composición litológica junto a la ausencia de afloramientos en bastantes sectores. Las deficientes condiciones de afloramiento que presentan los materiales de la presente Hoja afectan especialmente a la cartografía de esta unidad, dadas sus características de espesor y continuidad lateral. Así pues, son muy escasos los puntos donde se ha reconocido la existencia de Caliza Urbana, la mayor parte de las veces son indicios de carbonatos en fragmentos rodados o parcialmente cubiertos por derrubios. Lo más frecuente, sin embargo, es que falte este nivel, pero donde se ha reconocido ha sido representado en la cartografía, fuera de escala (dado su reducido espesor), por su importancia regional como nivel-guía. Los afloramientos reconocidos se reducen a un sector

muy fracturado situado a unos 2 km al Norte de Almuradiel, y no permiten la determinación de la sucesión litológica ni apenas ninguna otra observación salvo la propia existencia del tramo carbonático.

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

Cuando 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 superficies erosivas con relleno de sedimentos de tipo debris o "mixtitas" en el sentido de SCHERMERHORN (1971). En áreas próximas situadas al sureste de esta Hoja, se cita la presencia de un paleokarst con rellenos ferruginosos.

Este conjunto de datos se explica por el descenso eustático, causado por la glaciación finiórdovica, 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 Ibérico: HAFENRICHTER (1979 y 1980), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984), SARMIENTO (1993) en la "Caliza de Urbana", PARIS *et al.* (1982), en la "Caliza de la Formación Rosán" en Finisterre, CARLS (1975) en la "Caliza de cistoideos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica"; la "Caliza de Guadarrama", "Caliza de La Aquiana" en la Zona Centroibérica, "Caliza de Portilla de Luna", en la Zona Cantábrica, la "Caliza de Aiguafreda en Cataluña", y las "Calizas de Pelmatozoos", ROBARDET (1976), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1984b), GARCÍA RAMOS y ROBARDET, (1992), en la Zona de Ossa Morena.

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 3 m).

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

En la hoja de Torre de Juan Abad (839), MATAS *et al.* (2009b) diferencian dos facies en el miembro inferior con las siguientes características:

A.- La más común está constituida por un sedimento heterolítico y heterométrico en el que se mezclan (mixtitas), fragmentos de cuarcita, desde subangulosos 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 en algunas series, 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.

A pesar de su escasa representación en la Hoja, este nivel (su techo) constituye una importante discontinuidad estratigráfica de amplitud regional, fenómeno ya señalado por HAFENRICHTER (1979, 1980), quien postuló que la glaciación finiórdovícica originó un descenso eustático del nivel del mar, durante el cual emergió una gran parte de la plataforma surcentroibérica, erosionándose parcialmente los últimos sedimentos previos a la glaciación (Caliza Urbana y sedimentos anteriores en áreas más septentrionales).

En las observaciones realizadas en la vecina Hoja de Viso del Marqués (área de la Peña del Águila), se establecen dos tramos, el inferior margo-arenoso, de 1,5 a 2 m, con un nivel calcáreo basal, y el superior, de calizas masivas lumaquéllicas y 3 m de espesor, de acuerdo con PALERO y MARTÍN IZARD (1988) y SARMIENTO (1993). También se señala la existencia de niveles de removilización con cantos fosfatados milimétricos en el tramo inferior, así como en la base del superior (SARMIENTO, 1993) que apuntan la posibilidad de una interrupción sedimentaria asociada a la base de la unidad.

Por otro lado, en el techo del penúltimo banco de caliza en este afloramiento existe una concentración notable de nautiloideos ortoconos y el techo de la formación muestra evidencias de karstificación previa al depósito de la siguiente unidad. Además, existe una dolomitización descendente que afecta al techo de la unidad (SARMIENTO, 1993), también afectado por mineralizaciones estratoides de Pb-Zn en zonas próximas (PALERO y MARTÍN IZARD, 1988). La variabilidad del registro estratigráfico en los metros finales de los Bancos

Mixtos y la Caliza Urbana, para REY *et al.* (2005), puede estar relacionada con actividad tectónica sinsedimentaria, o bien con procesos erosivos asociados con el límite superior que darían lugar a un paleocarst.

La mayor parte de los autores consideran su depósito como acaecido en un ambiente de plataforma somera carbonatada, extensa y de bajo gradiente, de edad Ashgill inferior (SARMIENTO 1993), en concreto Cautleyense-Rawtheyense (?), merced a los conodontos estudiados por FUGANTI y SERPAGLI (1968) en los primeros niveles de la cercana zona de Viso del Marqués.

Las muestras recogidas, en el miembro superior han proporcionado conodontos, entre los que se citan: *Amorphognathus ordovicicus* (BRANSON y MEHL), *Sagittodontina robusta* (KNÜPFER), *Scabbardella altipes* (HENNINGSMOEN), *Panderodus gracilis* (BRANSON y MEHL), *Protopanderodus?* sp., "*Eocarniodus*" *gracilis* (RHODES), *Icriodella* sp. y "*Nordiodus*" sp., entre otros: HAFENRICHTER (1979), perfil XII; y SARMIENTO *et al.* (2000), pertenecientes a una asociación característica (Biozona de *Amorphognathus ordovicicus*) muy difundida en el Ashgill pre-Hirnantense (Kralodvoriense) de toda Sierra Morena (Fuganti y Serpagli, 1968; Sarmiento, 1993; Sarmiento *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. *Homotrypasp.*; *Chasmatoporella* sp.), restos indeterminables de ceramoporoides, criptostomados y trepostomados, así como raros braquiópodos (*Nicolella?* sp.; Leptaenidae gen. et sp. indet., Orthida indet.) y pelmatozoos mal conservados.

#### 2.1.3.4. Pizarras (10). Pizarras Chavera. Hirnantense/Ashgill terminal

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 cuencal, 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 y RÁBANO, 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 ZCI (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 (HENKE, 1926), Pizarras del Muro (SAUPE, 1971) y Pizarras Chavera (TAMAIN, 1967 y 1972), 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 ZCI 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".



Morfológicamente dan lugar a zonas deprimidas y se disponen mediante un contacto brusco sobre los Bancos Mixtos o, cuando existe, la Caliza Urbana.

De difícil observación, están compuestas por pizarras grises oscuras muy finas. El espesor estimado por métodos cartográficos en áreas presumiblemente poco deformadas de la Hoja oscila entre 100 y 150 m. En áreas más tectonizadas se pone de manifiesto el carácter eminentemente incompetente de este tramo, con variaciones notables en su espesor aparente.

Afloran en una banda E-O en la parte inferior de la mitad septentrional de la Hoja, en diferentes pliegues del borde occidental de la misma y en diferentes lugares de una banda también aproximadamente E-O, en el borde sur de la Hoja.

Se interpretan como sedimentos de plataforma externa, con poca energía y oxígeno, por debajo de la acción del oleaje de tormenta.

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. En la vecindad de esta hoja, al E de la misma (Hoja de Torre de Juan Abad, MATAS *et al.*, 2009b), en el valle ubicado entre los kilómetros 4 al 5 de la comarcal de Villamanrique a Venta de los Santos, se encuentra un buen ejemplo de esta formación. En esta área, su espesor está entre 250 a 270 m.

En las series realizadas, en la citada Hoja, 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. En algunas localidades próximas a la región estudiada se ha descrito la existencia de niveles con cantos de diversa naturaleza (algunos de Caliza Urbana) próximos a la base de la unidad (CHAUVEL *et al.*, 1969; TAMAIN, 1972; GUTIÉRREZ-MARCO y RÁBANO, 1987). Su petrografía da una constitución caolínítico-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 próxima a la unidad y con secuencias tempestíficas de tipo HM y PHM (WALKER, 1982, 1984).

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

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

Las características composicionales y sedimentológicas de todo el registro sedimentario, encuadrable bajo las denominaciones "Pelitas 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, 1981; ROBARDET y DORÉ, 1988).

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

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

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

Ambas explicaciones no son tan aparentemente contradictorias. La existencia de un período glaciario en el Noreste de África y Sur de España (nordgondwaniense) parece incuestionable, así como los hallazgos de bloques exóticos en las "Pelitas con fragmentos", FORTUIN (1984), MATAS *et al.*, (2005), lo que parece abogar por un origen glaciario relacionado con los episodios glacioeustáticos sincrónicos y posteriores a la glaciación gondwánica finiordovícica (ROBARDET y DORÉ, 1988), pero, de igual forma, este evento global produce modificaciones paleogeográficas, resultantes de las variaciones en el nivel del mar y posibles movimientos epirogénicos, que se traducirían en una morfología diferencial de la plataforma 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 *et al.* (1991).

Son pizarras casi azoicas y se les atribuye una edad Ashgillense terminal (Hirnantense) según recientes investigaciones de GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996) que vienen a desmentir la edad Ashgill-Llandovery atribuida por HAFENRICHTER (1980) a partir de la presencia de acritarcos silúricos en su parte superior. El límite Ordovícico-Silúrico se coloca en la unidad suprayacente "Cuarcita del Criadero" (GARCÍA PALACIOS *et al.*, 1996; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990, 2002; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004).

## 2.2. SILÚRICO-DEVÓNICO INFERIOR

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

En este sentido, GUTIÉRREZ-MARCO *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 Centroibérica 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.

Sobre las Cuarcitas de Criadero se dispone una potente y compleja sucesión litológica que presenta en esta zona como característica esencial la presencia de abundantes intercalaciones de materiales vulcanosedimentarios, y en cuyo interior se produce el tránsito Silúrico-Devónico. Se dispone formando un amplio sinclinorio que recorre la hoja de Oeste a Este, y se conoce como Alternancias Vulcanosedimentarias a partir de GARCÍA SANSEGUNDO *et al.* (1987) en Almadén.

#### 2.2.1. Cuarcitas (11). Cuarcita de Criadero. Llandovery inferior y medio

Sobre las Pizarras de Chavera se dispone un conjunto cuarcítico sin apenas intercalaciones pizarrosas que ALMELA *et al.* (1962) denominaron en Almadén “Cuarcitas del Criadero”, por encontrarse asociadas a las mineralizaciones de mercurio. Equivalen a las Cuarcitas Superiores de TAMAIN (1967, 1972) y a las Cuarcitas de Castellar, en la Sierra de La Carolina (HENKE, 1926), así como a las Cuarcitas del Llandovery de RICHTER (1967) y BUTENWEG (1968).

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

Esta unidad (definida formalmente por GALLARDO MILLÁN *et al.*, 1994) está formada, principalmente, por ortocuarcitas blancas por lo general estratificadas en niveles decimétricos a métricos. Se extiende desde la Sierra de San Pedro (Cáceres) hasta Sierra Morena Oriental, y en la zona de Almadén se diferencian varios tramos (uno de ellos, muy característico, de cuarcitas negras), que aquí no se reconocen.

El espesor oscila entre 20 y 50 m, aunque rara vez afloran más de los 15 ó 20 m centrales más competentes. La serie 06 (Cortijo del Calvo) representa algo más de 15 m de cuarcitas blancas, sin afloramiento de la base ni del techo

Produce resaltes cuarcíticos estrechos que son característicos. Al tratarse de un nivel competente de espesor moderado confinado entre dos potentes unidades incompetentes, los afloramientos de la Cuarcita del Criadero dibujan en la cartografía multitud de pliegues de menor amplitud que los de la estructura principal, dando un aspecto disarmónico característico.

Afloran en una banda ininterrumpida E-O en la parte sur de la mitad septentrional de la Hoja, en diversos pliegues existentes en el borde occidental de la misma y en otra banda que, con bastantes complejidades tectónicas, recorre la franja meridional de la Hoja.

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 (LEYVA, 2000), a esta unidad se la subdivide en tres tramos o miembros, TAMAIN (*op.cit.*), cuya constitución de detalle y espesores relativos varían según las localidades.

De esta forma 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 acumulo 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 (*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 *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 (*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 ortocuarцитas 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, en sectores vecinos por LEYVA (2000), dan una composición petrográfica de cuarzoarenitas y ortocuarцитas de grano medio, cemento síliceo 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, llegando en algún caso a depósitos del fore shore en el miembro inferior. Con los depósitos del miembro intermedio se vuelve a medios de “offshore” proximal evolucionando rápidamente en el tramo basal del miembro superior a depósitos del shoreface, que hacia techo de la formación muestran de nuevo facies del tránsito *shoreface*-“offshore” proximal.

La evolución vertical en el ciclo de facies de esta formación, con un dispositivo granocreciente CUS en posición “regresiva”, BRENCHLEY *et al.* (*op.cit.*), configura el “Highstand System Tract” de la secuencia deposicional que se inició con las “Pizarras Chavera”.

Al microscopio, en esta Hoja, son arenas medias y finas casi exclusivamente de cuarzo, con buena selección. Abunda el cemento sintaxial y los contactos cóncavo-convexos. La matriz, muy escasa, es filosilicatada y proviene seguramente de la alteración de posibles feldespatos.

La cronología de esta formación se da por acotación entre las dataciones atribuidas a las “Pizarras Chavera” inferiores y las determinadas en las Pizarras de graptolitos suprayacentes.

Por las edades que presentan regionalmente las formaciones de techo y muro se les asigna una edad Llandovery. Las cuarcitas son prácticamente azoicas, pero GUTIÉRREZ-MARCO y PINEDA (1988) recogieron graptolitos en diminutas intercalaciones de pizarras negras en la parte superior de la unidad (a 1 m del techo) en un sondeo de El Centenillo (Jaén), que han proporcionado una edad Llandovery medio (Aeroniense) para la parte superior de la Cuarcita del Criadero. Recientemente, GARCÍA PALACIOS *et al.* (1996) confirman la edad Aeroniense del techo de la cuarcita en Corral de Calatrava y precisan que la muestra con acritarcos silúricos estudiada por HAFENRICHTER (1980) no fue tomada en el techo de las pizarras Chavera, sino en los niveles basales de la cuarcita.

Posteriormente VILLAS *et al.* (1999) encontraron en la parte inferior de la Cuarcita del Criadero en el Sinclinal de Almadén dos braquiópodos típicos de la fauna Hirnantiense del Ordovícico más alto.

De este modo, la Cuarcita del Criadero sería Hirnantiense-Llandovery inferior y medio (Rhuddaniense-Aeroniense).

Estos autores señalan también la posible existencia de un hiato en el techo de la cuarcita, sellado por pizarras ampeíticas con graptolitos del Telychiense basal.

## 2.2.2. Pizarras negras con intercalaciones volcánicas (12). Llandovery-Wenlock.

La sucesión comienza con un tramo pizarroso muy plástico, con un espesor medio estimado en torno a los 200-250 m en las zonas menos deformadas. En esta Hoja se encuentra este tramo casi siempre oculto bajo recubrimientos cuaternarios, de manera que su identificación se ha establecido mediante criterios casi exclusivamente morfológicos (da lugar a franjas deprimidas), salvo en los escasos puntos donde llegan a aflorar parcialmente las pizarras.

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 suelen encontrar 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.

En la vecina hoja 839 (Torre de Juan Abad; MATAS *et al.*, 2009) se describe un tramo de espesor variable (métrico a decamétrico) de 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 arenoso-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, silícea y ferruginosa. El núcleo, en muchos casos, son sulfuros polimetálicos y en otros restos fósiles.

En lámina delgada, las facies microlaminadas muestran una alternancia de lutitas de composición sericítico caolinítica muy ricas en materia orgánica y en cristales idiomorfos de 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  $D_3$  ó  $F_9$  de MUTTI (*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.

En zonas muy próximas (la Hoja contigua de Viso del Marqués) afloran materiales vulcanosedimentarios (sobre las Cuarcitas de Criadero), de manera que no puede descartarse su presencia en la Hoja, lo que es frecuente en la Zona Centroibérica meridional.

En la Hoja no han aparecido yacimientos fosilíferos por los problemas de afloramiento citados. En la hoja 839 (Torre de Juan Abad), la unidad de pizarras negras graptolíticas, ha proporcionado fósiles de distintos horizontes del Llandovery superior (Telychiense) y Wenlock basal. La asociación más antigua corresponde probablemente a la Biozona de *Rastrites linnaei*, 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).

En la Hoja 863 (Aldeaquemada), BUTENWEG (1968) cita importantes yacimientos que se han revisado durante el Proyecto MAGNA, y han permitido reconocer diversos horizontes con graptolitos telychienses, representados a partir de la base de la unidad ampelítica, que es referida a la Biozona de *Rastrites linnaei* del Telychiense basal (base del Llandovery superior). Los horizontes de pizarras negras y pizarras con nódulos suprayacentes al mencionado, contienen fósiles del Telychiense más alto, equivalente al rango de las Biozonas de *Monoclimacis griestoniensis* y *Torquigraptus tullbergi*.

Por otra parte, en la vecina Hoja de Santa Elena, LILLO et al. (1998 b) encuentran *Monograptus* cf. *flemingii* (SALTER) y *Pristiograptus* cf. *dubius* (SUESS), que indicarían una edad Wenlock (Sheinwoodiense a Homeriense inferior).

Además, se han encontrado regionalmente, también conodontos (SARMIENTO y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, 1991), ortocerátidos, braquiópodos, nautiloideos ortocónicos, trilobites (GARCÍA PALACIOS y RÁBANO, 1996), entre otros, que junto a los graptolitos antes citados, atribuyen a esta unidad una edad desde el Telychiense basal (Llandovery superior) al Homeriense inferior (Wenlock).

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

#### 2.2.3. Alternancia de pizarras, areniscas y cuarcitas oscuras con intercalaciones volcánicas (13). Cuarcitas (14). Wenlock-Lochkoviense

La unidad de pizarras negras ampelíticas va intercalando hacia techo niveles arenosos y cuarcíticos hasta constituir un conjunto (13) de unos 150 m de alternancias centi a decimétricas de pizarras micáceas, areniscas y cuarcitas oscuras que tiene un color ocre oscuro característico y se encuentra casi siempre recubierto por derrubios de ladera (en la Hoja forma parte de la zona más baja de las laderas).

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

Esta serie, cuya presencia es bastante constante en la Zona Centroibérica meridional, ha recibido distintas denominaciones, de ámbito local "Formación Guadarranque", RODRÍGUEZ

NÚÑEZ *et al.* (1988-1989); y regional "Grupo Cerro Escudero" o "Alternancias Malva", de PARDO ALONSO (1995, 1997 y 1998).

Según LEYVA (2000), estas facies heterolíticas muestran una evolución desde cuarzoarenitas y ortocuarcitas, 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  $D_3$  y  $D_2$  de MUTTI (*op.cit.*).

Los tramos superiores 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.

Son secuencias PHM y HM, en areniscas de grano medio-fino, de tipo sublitolítico con escasos feldespatos, en las que la mica blanca es muy abundante y los fragmentos de roca más frecuentes son los granos de chert y los fragmentos de rocas volcánicas. La matriz es muy abundante, sericitica y el cemento es silíceo. Como accesorios, los sulfuros en cristales idiomorfos de tamaño milimétrico y turmalina, circón y apatito en menor proporción.

Al microscopio los niveles duros intercalados corresponden a cuarcitas muy puras, con abundante óxido ferruginoso, o bien arcosas y subarcosas con abundancia de feldespatos. En ambos casos el tamaño de grano es arena muy fina, con buena selección y abunda el cemento sintaxial de cuarzo. También incluye intercalaciones vulcanosedimentarias, así como algunas intercalaciones aisladas de cuarcitas grises o blancas que, cuando tienen suficiente entidad, se han representado en la cartografía (14). Su límite inferior es impreciso, dado su carácter gradual y el extenso recubrimiento cuaternario. Por correlación regional el tránsito Silúrico-Devónico se produce en su seno.

Esta sucesión silúrica-devónica inferior (pizarras micáceas y alternancias arenosas) no contiene fósiles. De acuerdo con su correlación regional, el límite Llandovery-Wenlock se situaría cerca del techo de las pizarras arcóscas inferiores, por lo que podemos estimar que el resto de la sucesión comprende todo el Silúrico Superior (Wenlock, Ludlow y Prídoli) y posiblemente parte del Devónico inferior (Lochkoviense). No obstante esta aparente "condensación", la unidad debe comportar numerosos e importantes hiatos sedimentarios, originados en el carácter somero de estas facies y, sobre todo, por el desarrollo de abundantes superficies de omisión y erosión del material previamente depositado.

### 2.3. DEVÓNICO

Los materiales de esta edad tienen, dentro del ámbito de la Hoja, una ubicación cartográfica muy definida, situándose en la franja meridional, donde afloran ampliamente en un gran sinclinorio. Los afloramientos devónicos existentes entre Villamanrique y Torre de Juan Abad (en la vecina hoja 839), fueron incluidos por KETTEL (*op.cit.*) en las "Capas de San Pablo", conjunto litológico en el que agrupaba todas las unidades suprayacentes a las pizarras negras con graptolitos silúricos.

El desarrollo estratigráfico del Devónico de Sierra Morena nororiental es bastante distinto al de la Zona Centroibérica 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 y con abundancia de restos fósiles que sería 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 *et al.* (*op.cit.*), parte superior del Grupo Cerro Escudero.

En esta área, y como ya se ha descrito, no se han encontrado afloramientos de los depósitos suprayacentes a los tramos heterolíticos de afinidad turbidítica, base del Grupo Cerro Escudero, de edad Wenlock superior, y las referidas “Cuarcitas del Doradillo”, atribuidas al Devónico inferior (parte superior).

Finalmente, en el núcleo del sinclinorio de Torre de Juan Abad (hoja 839; MATAS *et al.*, 2009), se ha constatado la existencia de series constituidas por areniscas y areniscas ferruginosas, en conformidad con el registro del Devónico inferior y cuyo contenido faunístico, muy abundante, ha permitido datar estos materiales como pertenecientes al Devónico Superior.

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

A título de resumen, puede sintetizarse que, en el registro sedimentario atribuido al Devónico en esta zona, se diferencian las siguientes unidades cartográficas:

- Silúrico medio-superior: Grupo Cerro Escudero
- Devónico inferior: Cuarcitas, areniscas ferruginosas y oolitas. *Packstone* y *grainstone* amarillento rojizas
- Devónico superior: Areniscas, areniscas cuarcitas y areniscas ferruginosas (no aflorante en esta Hoja)

### 2.3.1. Cuarcitas, rocas volcánicas y pizarras (15) con Calizas bioclásticas a techo (16). Lochkoviense-Emsiense inferior

Sobre el tramo anterior de Pizarras, areniscas y cuarcitas oscuras (13), se dispone una alternancia de cuarcitas blancas y grises, rocas vulcanosedimentarias y pizarras (15) que da lugar a los relieves de la banda central de la Hoja. En esta unidad, de 200-300 m de espesor, se incluye lo que en Almadén se conoce como “Cuarcita de base” del Devónico (Gediniense-Siegeniense/Lochkoviense-Praguiense) (ALMELA *et al.*, 1962).

Algunas capas cuarcíticas muestran en su techo una acumulación de braquiópodos (fundamentalmente spiriferidos) que atestiguan su atribución al Devónico.

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.

Las medidas realizadas en la hoja aledaña de Torre de Juan Abad (MATAS *et al.*, 2009) señalan un espesor de 120 m para el tramo cuarcítico y 60 para las areniscas rojas. El conjunto de ambos tramos configura un ciclo de facies grano y estrato decreciente.

En la unidad inferior, en aquel sector, pueden distinguirse las siguientes facies:

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

- A<sub>1</sub>.- Son cuarcitas de aspecto masivo y base neta que, lateralmente pasan a tener base transicional y mega-estratificación 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 hematítica.

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

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

- A<sub>2</sub>.- 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 cuarcíticas 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, síliceo-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.

Sobre el tramo cuarcítico, predominantemente gris, se tiene un paquete decamétrico constituido por facies heterolíticas en las que areniscas cuarcíticas de grano medio-fino, bien calibradas, de color gris verdoso y en capas centimétricas a decimétricas se alternan con lutitas o fangolitas limoso-micáceas de colores verde y rojos. La relación arena/lutita es próxima a la unidad y, en general, el tramo se organiza como secuencia grano y estrato decreciente.

En el subtramo de base, en las capas de arenisca con espesores de 70 a 30 cm e intercapas de lutita desde láminas a centimétricas, predomina la estratificación cruzada plana de media a gran escala con set decimétricos de alto ángulo y tangenciales hacia la base, que en los casos de cuerpos con geometría convexa conservan láminas sigmoidales. En algunos afloramientos se observan capas con recorrido hectométrico y brusco acúñamiento lateral.

En las capas de areniscas cuarcíticas de espesor centimétrico, el predominio es para la laminación cruzada de tipo fláser, ondulante y lenticular, en el sentido ascendente del tramo. En las capas con laminación lenticular se observan láminas de lutitas siguiendo la laminación cruzada (“mud drapes”). La bioturbación de los términos pelíticos es muy intensa en todo el tramo.

En general, son cuarzoarenitas de grano medio-fino con matriz clorítico-caolinítica y cemento silíceo o mixto silíceo-ferruginoso. La presencia de feldespatos es muy escasa y abundan la mica blanca y los sulfuros, aumentando su presencia en sentido inverso a la disminución del tamaño de grano. Un componente típico de estas areniscas son los granos de cuarzo con una o varias envueltas de clorita y hematites, en forma de ooides que a veces alcanzan tamaño de arena gruesa. Su posición, hacia la base de las capas más gruesas de arenisca, junto a la presencia de clastos de colofana de color oscuro, les da un aspecto de grosera granoclasificación positiva.

El conjunto de los sedimentos de este tramo muestra, desde facies de alta energía en los bancos de cuarzoarenitas con estratificación cruzada plana unimodal y morfología de "megaripples" de crestas rectas, a facies de muy baja energía con influencia mareal en las alternancias de techo. El ciclo de facies parece indicar, por tanto, una evolución desde ámbitos submareales con migración de "megaripples" hacia la costa, originados posiblemente por la migración y destrucción de las "sand ridges" en períodos de alta energía, a ámbitos de facies interbarrera ("inter-ridge facies"), TILLMAN *et al.* (1985), y/o mareales hacia el techo.

La coloración rojiza de algunas capas de limo-lutita es anómala en esta facies, por lo que se supone que son fenómenos de tinción tardíos a partir de la circulación de aguas superficiales ricas en hierro y el poder de adsorción de las arcillas de tipo clorítico-caolinítico.

En la unidad superior, el conjunto litológico es muy diferente, tanto en su coloración como en su resistencia a la erosión. Normalmente se sitúa en una depresión entre las cuarcitas inferiores y los carbonatos o las areniscas cuarcíticas del Devónico Superior.

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

Las facies más características pueden resumirse como sigue:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

c) Areniscas heterométricas, en capas centi a decimétricas, con laminación paralela o cruzada de muy bajo ángulo y color rojo.

La composición litológica de estos cuerpos es muy definida, con mezcla de cuarzo y oolitos en proporciones similares, tamaño de grano arena media en el cuarzo y gruesa en los oolitos y una fracción significativa de clastos fosfatos (colofana y bioclastos fosfatados con envuelta hematítica). El cemento es síliceo-ferruginoso y la matriz clorítica.

Una subfacies asociada con la anterior y en paso lateral, la constituyen capas de areniscas con espesor de 10 a 30 cm de color verde oscuro con tinciones violáceas, abundantes cantos siderolíticos de colofana, bioclastos, “mud chips” y grava de cuarzo.

Son capas gradadas en las que ocasionalmente se conservan estructuras “hummocky”.

La petrografía de estas areniscas muestra un porcentaje significativo de ooides con núcleo de cuarzo y envuelta clorítica, así como de litoclastos de origen volcánico (básico) muy alterados. Prácticamente, todos los componentes de tamaño arena o superior, tienen una o varias envueltas, bien cloríticas o hematíticas. El cemento es silíceo, pero en algunas capas se observa la presencia de carbonato férrico (ankerita) en porcentajes inferiores al 5%.

Ambas subfacies se interpretan como tempestitas, en las que la de color verde representaría los depósitos en área del “offshore” proximal y las subfacies rojas y oolíticas, los depósitos del shoreface. Algunas capas delgadas, exclusivamente constituidas por oolitos y a menudo gradadas, podrían tratarse de depósitos en el “offshore”, y cuyo origen sería la corriente de retorno (“storm-surge ebb”), de tsunamis que destruyen “shoal” oolíticos submareales. En esta plataforma marina se intercalan rocas de origen volcánico.

Gran parte de esta unidad (los 150 metros superiores) se halla representado, en esta Hoja, en la columna 04 (Las Virtudes), donde se observa que las rocas volcánicas se presentan intensamente alteradas, pero se reconocen estructuras sedimentarias (laminaciones, granoselección, ripples....) que indican su retrabajamiento por corrientes marinas. Los afloramientos del Devónico son muy notables en el área centro-occidental de la Hoja, y fueron descubiertos merced a los fósiles encontrados por ALVARADO y TEMPLADO (1935) en las calizas de la Fuente del Espino, sur de Las Virtudes y ladera meridional del Cerro Lobo.

PARDO ALONSO *et al.* (1996) y PARDO ALONSO (1997) correlacionan la Cuarcita Principal de Kettel (*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), KETTEL (1968, pág. 61).

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

Las muestras recogidas en la hoja 839 (Torre de Juan Abad) 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.

En la parte superior de este tramo aparecen, de forma muy discontinua, unos bancos potentes (8-15 m) carbonatados (Calizas bioclásticas, 16) con abundantes restos de crinoides y braquiópodos, en su mayor parte fragmentados por la acción de fuertes corrientes. Estos niveles carbonatados corresponden en lámina delgada a dolomías recristalizadas y, en ocasiones, completamente dedolomitizadas, con porosidad genética de tipo *rug* parcialmente cerrada por calcita freática fibrosa y en mosaico.

Esta unidad, en el ámbito de la Hoja de Torre de Juan Abad es, prácticamente, un litosoma carbonatado continuo con escasas localidades donde, o bien falta o bien su composición son oolitas carbonatadas con abundante macrofauna. Sin embargo en esta Hoja, pierde toda continuidad y está representada solo en afloramientos aislados.

Al E de esta Hoja, esta unidad carbonatada, con un espesor medio de 25 m, está constituida, según LEYVA (2000), por una monótona acumulación de "packstone" y "grainstone" de colores amarillentos y rosados, gradadas y con estratificación "hummocky" y "swaley". Las secuencias elementales observadas son desde facies HCS de tipo BPHM en la base de la unidad, en las que el término M son mudstone con "bindeseys" y láminas de margas grises bioturbadas, y el término B son bioclastos en tamaño arena media-gruesa, evolucionando a acúmulos de secuencias BHX y HX, amalgamadas, en capas decimétricas con estratificación ondulante, que hacia techo alternan con capas y bancos de grainstone bioclásticas, rudíticas, con grosera granoclasificación positiva y techo ondulado ("swaley"). Lateralmente, en escasas localidades de este sector, la unidad tiene espesores métricos y litológicamente son oolitas gradadas con cemento carbonatado y capas de bioclastos, desde enteros a reducidos a fracción arena.

Por tanto, en este sector, la unidad carbonatada son facies del grupo de los "hummocky" en plataformas con alta productividad biológica (plataforma-rampa), desde áreas del "offshore", a facies de *shoreface* en los bancos de techo.

La moderna revisión paleontológica abordada en esta Hoja (Santa Cruz de Mudela), permitió localizar en la parte superior de las calizas una asociación de braquiópodos del Emsiense, equiparable a la Biozona de *Paraspirifer chillonensis* de Almadén (PARDO ALONSO, 2002). La asociación paleontológica más antigua de este Periodo, en la Hoja, ha sido documentada en las calizas aflorantes en la Fuente del Espino, que son probablemente correlacionables con las explotadas en cantera al sur de Nuestra Señora de Las Virtudes. A nivel macroscópico, ambas son calizas bioclásticas con abundantes restos de crinoideos y briozoos, junto a otros más raros de braquiópodos y gasterópodos. Las pruebas para la obtención de conodontos han dado resultados positivos en el afloramiento de la Fuente del Espino, donde se identificaron: *Panderodus unicostatus* (BRANSON y MEHL), *Caudicriodus* cf. *celtibericus* (CARLS y GANDL), *Icriodus* spp. y *Belodella* sp., representativos del Emsiense inferior (SARMIENTO in GUTIÉRREZ-MARCO, 1997; BULTYNCK *et al.*, 2000).

Sin embargo, en el sector noroccidental de la hoja 839 (Torre de Juan Abad), la macrofauna recogida es una asociación prácticamente monoespecífica de *Protodouvillina* cf. *taeniolata*, a la que acompaña *Leiopteria* sp. La especie nominal es Emsiense superior esencialmente, si bien raramente se ha encontrado en el Emsiense inferior y en el Efelense. Por la presencia de formas similares en el techo de la Fm Herrera, en Almadén y Herrera del Duque, la edad probable de la muestra es Emsiense inferior.

Las circunstancias estratigráficas y paleontológicas de esta unidad calcárea la hacen por tanto correlacionable con el Miembro Molino de la Dehesa de la Formación Herrera, aflorante en los sinclinales de Almadén y Herrera del Duque, enclavados en sectores más occidentales de la región surcentroibérica (PARDO y GARCÍA-ALCALDE, 1996).

En conclusión, la edad que se le asigna a esta unidad es Emsiense, probablemente Emsiense inferior.

### 2.3.2. Pizarras con intercalaciones volcánicas (17). Emsiense superior

Por encima, y formando el núcleo deprimido de los sinclinales del centro de la Hoja, se dispone un tramo casi totalmente recubierto por materiales cuaternarios que parece ser fundamentalmente pizarroso y también tiene participación volcánica.

Este tramo superior presenta numerosos lentejones calcáreos en parte descalcificados, que han librado una abundante asociación de braquiópodos del Emsiense superior, entre los que se identificaron: *Plicostropheodonta* sp., *Uncinulus* aff. *frontecostatus* Drevermann, *Brachyspirifer* cf. *crassicosta* (SCUPIN), *Brachyspirifer* cf. *carinatus* (SCHNUR), *Paraspirifer* cf. *chillonensis* QUINTERO y REVILLA, *Euryspirifer*? sp., *Meganteris* sp. y *Globithyris*? sp., asociados a restos de bivalvos. Este conjunto puede ser equiparado con gran probabilidad a la Biozona de *P. chillonensis* de Almadén y, como en el caso anterior, permite una correlación del tramo fosilífero con sus homólogos en el miembro superior de la Formación Herrera de los sinclinales de Almadén y Herrera del Duque, o bien con sus equivalentes laterales en afloramientos más meridionales de la misma formación en el área de Guadalmez y Cabeza del Buey (PARDO y GARCÍA-ALCALDE, 1996).

Al norte de Fuente del Espino y en niveles tal vez correlacionables con los anteriores, pero exclusivamente detríticos y desarrollados como una alternancia de aspecto flyschoides entre lutitas y niveles delgados de cuarcitas, se encontraron numerosos icnofósiles, entre ellos *Lockeia* isp. y *Palaeophycus* isp., que no aportan otras precisiones bioestratigráficas.

## 2.4. Terciario

Los afloramientos terciarios existentes en la Hoja se relacionan con la terminación meridional del Terciario aflorante en la Llanura Manchega Occidental, constituyendo retazos aislados del mismo por la erosión. Se trata de dos grandes depresiones rellenas por depósitos de esta edad. Una al Norte de la Hoja, formada sobre una extensa llanura desarrollada sobre las Pizarras de Río, y otra en el sector meridional, desarrollada a favor de una estructura sinclinal E-O cuyo substrato está constituido por materiales deleznales de las Alternancias Vulcanosedimentarias del Silúrico y Devónico.

La serie aflora escasamente en el sector meridional, muy recubierta de cuaternario, mientras en el sector septentrional se distinguen dos tramos superpuestos.

### 2.4.1. Arcillas con intercalaciones de areniscas (18). Mioceno-Plioceno.

Esta unidad cartográfica presenta una mala calidad de afloramiento, ocupando dos grandes depresiones, una en el sector centro-occidental de la parte N de la Hoja y otra en el sector centro-oriental de la mitad Sur.

Al E de esta Hoja, en la vecina de Torre de Juan Abad, en discordancia sobre los materiales del Paleozoico y especialmente del Triásico, se tiene un paquete de sedimentos de constitución compleja en el que de muro a techo, se pasa de facies conglomeráticas a lutítico-margosas de color ocre (MATAS *et al.*, 2009).

Las observaciones puntuales indican que el tramo basal de la unidad, son conglomerados polimícticos, matriz soportados y arenas con grava. Los cantos son esencialmente de cuarcita



y cuarzo con calizas, areniscas y pizarras en menor proporción. La matriz arenoso-lutítica es abundante y salvo escasos puntos en los que se observan cementaciones carbonatadas en nódulos o masas irregulares, lo normal es que estos detríticos gruesos no sobrepasa el metro.

Sobre estos conglomerados se tienen una alternancia de arenas, limos y lutitas en las que difícilmente se ven estructuras sedimentarias y ordenación de facies. En alguna capa de arena se han podido observar bases erosivas y cierta gradación positiva, así como pequeños cuerpos de arenas con grava y morfología de relleno de canal en los paquetes de lutitas.

El color generalizado de esta unidad es de marrón rojizo a crema claro (ocre).

En esta Hoja, se ha estudiado en la sección 01 (Torrenueva), donde se han medido 6,5 m de arcillas anaranjado-amarillentas con teñidos verdosos que incluyen niveles centimétricos de cantos poligénicos subredondeados de 1 cm de tamaño medio y niveles de nódulos carbonatados discontinuos. También se observan localmente intercalaciones arenosas.

La potencia total de la unidad no puede evaluarse, dada la carencia de afloramientos, pero regionalmente se constata que supera los 20 m.

Se interpretan como depósitos de llanuras lutíticas con episodios fluviales efímeros.

Por consideraciones regionales se les asigna una edad Plioceno, pero con posibilidad de que su base sea miocena.

#### 2.4.2. Calizas lacustres (19). Mioceno-Plioceno

Al Norte de Santa Cruz de Mudela este tramo carbonático desarrollado sobre la unidad deleznable anterior forma una superficie o mesa, que ha sido explotada en cantera. En el sector meridional de la Hoja, al O de Castellar de Santiago, se han cartografiado tres afloramientos menores asimilables a esta misma unidad.

Se trata de calizas lacustres con abundantes restos de gasterópodos (prácticamente es una lumaquela de *Planorbis*). El tramo propiamente calcáreo tiene 1,5-2 m de espesor.

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

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

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

Las muestras estudiadas en la hoja colindante de Torre de Juan Abad, dan un contenido en Moluscos, Ostrácodos, Algas (Charofitas, entre otras), que no precisan cronología. Se le atribuye una edad Mioceno Superior-Plioceno por correlación en el ámbito regional.

Dentro del área de esta Hoja no se han observado depósitos salinos en el registro sedimentario atribuido al Terciario, por tanto, se trataría de un sistema lacustre dulceacuícola, en el que las calizas de gasterópodos son los depósitos del momento con mayor lámina de agua y menor actividad de los sistemas clásticos de borde de cuenca.

## 2.5. CUATERNARIO

Se describen a continuación los aspectos relacionados con la composición litológica y la estratigrafía de las formaciones superficiales de origen deposicional y se revisaran algunos aspectos geomorfológicos no comentados previamente. Los depósitos cuaternarios ofrecen gran variedad, siendo fondos de valle, terrazas, glaciares, conos de deyección, fondos endorreicos y coluviones son algunos de las formaciones más características. Hay que añadir las arcillas de descalcificación que aparecen sobre el techo carbonatado del Terciario, cuya edad puede remontarse hasta el Mioceno superior, y las alteraciones arcillosas rojas sobre el Paleozoico.

### 2.5.1. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Abanicos de techo de pie de monte (20). Plioceno-Pleistoceno

En contacto erosivo sobre los depósitos terciarios se desarrollan depósitos de techo de piedemonte, que se presentan como grandes abanicos-conos sensiblemente uniformes a lo largo del piedemonte, concretamente al pie de la sierra del Peruétno y cerro de la Cruz. Es un abanico de acumulación controlado por el límite de base de erosión y denudación local (VAN ZUIDAM-CANCELADO, 1989) del río Jabalón. Existe un corte de cantera en la carretera del cementerio de Torrenueva, a partir de ese punto de observación se puede inferir que la potencia de éstos depósitos oscila entre los 2,5-4 m. El corte, permite ver que por encima y en contacto erosivo sobre las arenas terciarias se asientan 0.60 m de unas arcillas muy rojas con cantos de cuarcita, que presentan rasgos de fuerte argilización. Por encima y con una potencia de 2,50-3 m, se desarrolla un paquete de conglomerados poco consolidados de cantos y bloques de cuarzo y cuarcita (entre 10 y 40 cm.) subredondeados, envueltos en matriz de gravas y cantos de cuarcita, cuarzo y pizarras, redondeadas y subredondeadas con cemento arcilloso de color muy rojo. Puntualmente el depósito posee organización interna, aunque no es característico. Está afectado por carbonataciones de alcance irregular, puntualmente pueden alcanzar los 2 m de profundidad, formando "cantos" de microconglomerado de cemento carbonatado. En otros casos el carbonato aparece tapizando los cantos de cuarcita. No se ha asimilado esta litofacies al significado "raña", por carecer de datos regionales suficientes sobre la distribución de esta facies. CHAPUT (1971) cita la ausencia de caolinita en un afloramiento en las proximidades de Almuradiel, como criterio clarificador respecto a las rañas del Oeste peninsular.

### 2.5.2. Cantos, gravas y arcillas. Glaciares (22). Holoceno-Pleistoceno

Aunque los puntos de observación son escasos y no existen cortes que permitan describir con detalle los depósitos de glaciares, se puede esquematizar según los datos recogidos, en depósitos de poco espesor 0.50-1 m, pudiendo ser variable, caracterizado por la presencia de cantos angulosos y subangulosos en una matriz de grava de pizarra y arcillas rojas.

### 2.5.3. Bloques, cantos, gravas y arcillas. Conos de deyección (23). Holoceno-Pleistoceno

Estos depósitos están asociados a facies de conos de deyección, que se presentan como abanicos-conos formados por la acumulación proximal en la salida de cuencas emisoras de muy reducida extensión. La existencia de dos generaciones de conos no se justifica, a priori, por las características del depósito (éstos son muy similares) sino, como se ha explicado anteriormente, por la conexión relativa con la red actual. Son depósitos compuestos por

cantos y bloques de cuarcita, subredondeados, de tamaños entre 0.20 y 0.40 m. englobados en una matriz polimíctica de gravas, cantos, limos y arcillas, de color rojizo.

#### 2.5.4. Conglomerados. Aluvial. Terrazas (21 y 24). Holoceno-Pleistoceno

Se han cartografiado dos niveles de terraza uno definido a +2 m, generalizado en el Valle del Jabalón y rambla del Castellar y otro definido a +10 m configurado por depósitos asociados a la terraza alta del río Jabalón, muy desconectados entre sí, con tramos discontinuos y afectada por edafizaciones y acciones de erosión lateral del río.

Es una pudinga poligénica de cantos bien redondeados de hasta 5 cm, de cuarcita y caliza principalmente, cementados con cemento carbonático. En el corte de la carretera de Torrenueva a Valdepeñas, a 1 km de la primera localidad se pueden observar estructuras de estratificación cruzada.

#### 2.5.5. Cantos angulosos y subangulosos en matriz arcillosa. Canchales (25). Coluvial (26). Holoceno

Son depósitos generalizados en todo el área, la potencia y características internas son variables, no pudiéndose precisar, por ausencia de puntos de observación potencias totales o cortes estratigráficos de detalle. De las observaciones se deduce que la potencia es superior en cualquier caso a 0.40 m pudiendo llegar hasta los 10 metros en las inmediaciones del fondo de valle del río Jabalón. Básicamente son depósitos de cantos angulosos y subangulosos englobados en una matriz arcillosa de color pardo y rojo a muy rojo, producto de la evacuación de productos de alteración química y fragmentación física. Cabe distinguir una facies con mayor proporción de cantos que caracteriza los canchales.

#### 2.5.6. Cantos, gravas, arenas y limos. Aluvial. Fondo de valle (27). Holoceno

Son depósitos asociados a los fondos de valle, generalmente están mal clasificados, con cantos y gravas dispersos en una matriz limo-arenosa. Las potencias observadas oscilan entre los 1,40-2 m. El fondo de valle del río Jabalón posee una mejor caracterización del depósito, abundando la fracción limo-arenosa de color rojo.

#### 2.5.7. Gravas, arenas y limos. Aluvial-Coluvial (28). Holoceno

Localmente, en áreas mal drenadas se acumulan depósitos subactuales, heterogéneos, y mal clasificados de poco espesor asociados a procesos mixtos de arroyada y de gravedad.

#### 2.5.8. Arcillas y limos. "Navas" (29). Holoceno

Asociados a las áreas encharcadas, se encuentran mantos de poco espesor e importancia de limos y arcillas pardo-oscuros, con desarrollo de horizontes B, en algunos casos.

### 3. PETROLOGÍA

#### 3.1 Rocas filonianas

Aunque en esta Hoja no se ha cartografiado ninguna roca ígnea, dado el escaso afloramiento de las rocas del sustrato, las rocas filonianas son frecuentes en esta zona del Macizo Ibérico y

se han podido observar *in situ*, por estos autores en la vecina hoja 839 (Torre de Juan Abad; MATAS *et al.*, 2009).

Estos filones están asociados a los sistemas de fracturas tardivariscos: E-O, N120°E y los conjugados NNO-SSE/NNE-SSO. Aunque sin representación cartográfica, se describen estos filones de cuarzo, por la mineralización asociada, en el sector Torrenueva-Santa Cruz de Mudela.

#### 3.1.1. Cuarzo

Se trata de diques de cuarzo asociados de espesores decimétricos a métricos. En todos los casos se trata del relleno hidrotermal de estas fracturas con cuarzo lechoso en el que puede observarse alguna pequeña geoda y sin tectonización aparente.

Los únicos indicios minerales, situados al sur de Santa Cruz de Mudela-Torrenueva, muestran un relleno de cuarzo con abundantes sulfuros. La mineralización de la mina San Cristóbal, al SO de la población de Torrenueva, consiste en una red de filones de dirección N10-20°E y N90-100°E, con mineralización de antimonio. La paragénesis es de tipo Q-Sb, constituida por estibina, berthierita, pirita y ocras de Sb en ganga de cuarzo (GUMIEL, 1982).

Sería por tanto, mineralizaciones en filones hidrotermales que rellenan estas fracturas tardivariscas. Según el autor citado, el metalotecto original estaría relacionado con procesos exhalativos asociados al vulcanismo del Ordovícico inferior.

#### 3.2. METAMORFISMO

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

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 totalidad de la Hoja, poco deformada, se encuentra en la anquizona.

### 4. TECTÓNICA

#### 4.1 INTRODUCCIÓN

La Hoja comprende materiales paleozoicos y cenozoicos de la Llanura Manchega, estos últimos discordantes sobre los primeros. El Paleozoico pertenece a la Zona Centroibérica meridional, en el sentido de JULIVERT *et al.* (1972), en el Dominio de los Pliegues Verticales de DÍEZ BALDA *et al.* (1990), posteriormente denominado Dominio de Complejo Esquisto-Grauváquico por MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004).

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

La configuración estructural de los materiales paleozoicos de la zona es el resultado de varias fases de deformación, principalmente compresivas, enmarcadas en la Orogenia Varisca. 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.

La Cadena Varisca Europea se forma por la colisión de dos grandes bloques continentales (Gondwana y Laurussia) al final del Paleozoico tras el cierre de algunas cuencas oceánicas entre las que existían algunas masas continentales de menor tamaño (Avalonia, Armorica) (PÉREZ ESTAÚN *et al.*, 2004), que son posteriormente desmembrados por la apertura del Atlántico. Los principales afloramientos de esta cadena son: los Macizos Ibérico y Armoricano que constituyen el Arco Ibero-Armoricano (BARD *et al.*, 1970), el Macizo Central Francés y los Macizos de Bohemia y de la Selva Negra.

Una característica de esta cadena, común con otros orógenos, es su zonación transversal en la que se puede distinguir una parte interna con rocas muy deformadas, con metamorfismo y plutonismo asociados, limitada por dos zonas externas afectadas únicamente por una deformación epidérmica. En el Macizo Ibérico se ha reconocido completa esta zonación.

Han sido varios los autores que han propuesto la división del Macizo Ibérico en zonas, utilizando criterios estratigráficos, tectónicos, metamórficos y magmáticos. LOTZE (1945) ha sido el primero en dividirlo, considerando la estructura, el metamorfismo y el plutonismo consecuencia de la Orogenia Varisca y reconociendo, por otra parte, una cierta simetría en la disposición de las zonas. Esta propuesta ha sido aceptada hasta la actualidad por la mayor parte de los autores, aunque con algunas modificaciones. Entre ellas destaca la realizada por JULIVERT *et al.* (1972) que agrupa las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdice de Lotze en una única zona que denominan Centroibérica (ZCI). Posteriormente FARIAS *et al.* (1987) distinguen dentro de la Zona Centroibérica una nueva zona que denominan Zona de Galicia-Tras os Montes que engloba varias unidades alóctonas. De acuerdo con estos trabajos se pueden distinguir en el Macizo Ibérico, de norte a sur, las siguientes zonas: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-Leonesa, Zona de Galicia-Tras os Montes, Zona Centroibérica, Zona de Ossa-Morena y Zona Surportuguesa (Fig. 1.1).

Dentro de los límites actualmente aceptados de la Zona Centroibérica (ZCI) como son, al norte, la Falla de Vivero y el Sinclinal del Sil-Truchas (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992) y al sur la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba (BURG *et al.*, 1981; MATTE, 1986; ÁBALOS, 1990; QUESADA, 1991), y con más precisión en la Unidad Central (Azor, 1994) o Unidad Portalegre-Azuaga (MATAS y MARTÍN PARRA, 2015); se pueden diferenciar de acuerdo con DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) dos dominios uno septentrional, al que denominan Dominio de los Pliegues Acostados, y otro meridional el Dominio de los Pliegues Verticales, siendo el límite entre ambos impreciso debido a las numerosas intrusiones graníticas. El Dominio septentrional fue denominado posteriormente Dominio del Olló de Sapo (AZOR *et al.*, 1992) y el meridional Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004).

El dominio septentrional (Dominio del Olló de Sapo), se caracteriza por la existencia de afloramientos de gneises glandulares preordovícicos, granitos sin y tardiorogénicos, amplias áreas con metamorfismo regional de alto grado así como pliegues acostados vergentes al E y al NE.

El dominio meridional (Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico), se caracteriza por la existencia de extensos afloramientos de pizarras y grauvacas preordovícicas, granitos postorogénicos, un metamorfismo de grado bajo o muy bajo y pliegues sin vergencia definida. La parte más meridional de este dominio presenta, a su vez, rasgos distintos como son rocas preordovícicas diferentes de las anteriores (con afinidades ossa-morénicas), un metamorfismo que varía de alto a muy bajo grado y la existencia de pliegues tumbados vergentes al NE, habiéndose propuesto su individualización como el dominio más meridional de la ZCI (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), con la denominación de Dominio de Obejo-Valsequillo.

La Hoja de Santa Cruz de Mudela, se encuadra en el dominio meridional de la ZCI también denominado Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Fig. 1.1).

La estructura general de la región responde a la superposición de las fases principales de deformación varisca más los efectos de etapas posteriores de fracturación tardivariscas y alpinas.

Los dos dominios separados en la ZCI por DÍEZ BALDA *et al.* (1990) y DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) se diferencian por el carácter rotacional o no rotacional de la deformación producida por la 1ª fase varisca, y se diferencian en el estilo y número de fases de deformación diferenciadas.

En el segundo de dichos dominios (Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico) se pueden distinguir a su vez tres sectores en base al estilo de las fases de deformación variscas sucesivas. El primero de estos sectores se extiende principalmente por el área de Salamanca (DÍEZ BALDA, 1986; MARTÍN IZARD, 1986; DÍEZ BALDA *et al.*, 1995; ESCUDER *et al.*, 1994,1995; ESCUDER, 1998), por el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; MACAYA *et al.*, 1991; DOBLAS *et al.*, 1994 a y b) y la Unidad Migmatítica de Toledo (HERNÁNDEZ ENRILE, 1991; MARTÍNEZ-SALANOVA *et al.*, 2009). En él se distinguen cuatro fases de deformación varisca cuya descripción, a grandes rasgos, es la siguiente:

- La primera ( $F_1$ ) dio lugar a pliegues sinesquistosos ( $S_1$ ) de gran longitud de onda, dirección NO-SE y sin vergencia definida o algo vergentes al Norte.
- La segunda ( $F_2$ ) se pone de manifiesto por la presencia de pliegues de plano axial subhorizontal que afectan 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, 1995; ESCUDER *et al.*, 1994,1995; ESCUDER, 1998) como cizallas subhorizontales, de varios kilómetros de anchura, con desplazamiento del bloque superior hacia el SE y sin que llegue a aflorar el bloque inferior. En opinión de los autores citados dicho movimiento podría deberse a un colapso extensional de la cadena, dado que se produce un apretamiento de las isogradas metamórficas de carácter sustractivo.

- La tercera fase ( $F_3$ ) se identifica por variaciones en el buzamiento de  $S_2$  producidas por pliegues, a todas las escalas, de gran longitud de onda y pequeña amplitud y dirección ONO-ESE aproximadamente homoaxiales con los de  $F_1$ . Lleva asociada, en ocasiones una esquistosidad ( $S_3$ ) de crenulación. En los núcleos de las antiformas de  $F_3$  es donde más patente se hace la presencia de la  $F_2$ , ya que en ellas afloran los niveles estructurales más bajos.

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

El segundo sector, del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico, se sitúa al sur del anterior y ocupa la mayoría de este dominio, extendiéndose hasta la Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide. La Hoja se encuentra toda ella dentro de sus límites. Están representadas tres fases de deformación varisca.

- En esta zona la primera fase descrita ( $F_1$ ). 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 reajuegos posteriores.

- La Segunda Fase ( $F_2$ ) se desarrolla posteriormente a la primera fase varisca, más al S, en las Hojas de Venta de los Santos (864); Aldeaquemada (863), Santisteban del Puerto (885), Santa Elena (862), La Carolina (884) y más hacia el ONO, una superficie de despegue relacionada con un episodio extensional, que genera una ancha zona de cizalla con metamorfismo de grado medio en el autóctono (Zona de Cizalla Puente Génave-Castelo de Vide; MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), a la que se asocian pliegues de gran amplitud, que en su mayor parte se caracterizan por no tener una vergencia definida, si bien, en su sector más oriental (Hoja de Venta de los Santos; MATAS *et al.*,

2009) son asimétricos y vergentes al S, con una esquistosidad de crenulación asociada buzante al N.

- La tercera fase ( $F_3$ ) de la zona meridional del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico se correspondería con la Fase 3 de RÍOS ARAGÜÉS (1977) y sería equivalente a la  $F_4$  descrita en la zona de Salamanca, con dirección de acortamiento E-O. 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. 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. Dio lugar a una fase de replegamiento de dirección N-S a  $N10^\circ E$  con gran longitud de onda y pequeña amplitud, así como bandas de cizalla con deformación dúctil-frágil con movimientos en dirección tanto sinistros como dextros y dirección NO-SE y NE-SO respectivamente, que interfirió tanto con el de la 1ª fase, como con las estructuras de la Segunda Fase (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y pliegues asociados) originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1ª fase).





Fig. 4.1.- Esquema estructural de la Zona Centroibérica mostrando las trazas axiales de los pliegues mayores y las zonas de cizalla transcurrentes. Tomada de MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 2004

- Fracturación tardivarisca. Comienza con fallas de dirección E-O que en hojas más orientales han sido relacionadas en origen con la  $F_2$  como fallas tensionales de esta (si bien en esta hoja no hay datos que permitan asegurarlo); presentando posteriormente rejuegos de desgarre sinistro-inversos (MATAS *et al.*, 2009b) tardivariscos reactivados bajo esfuerzos alpinos y neotectónicos.

Continúa con una etapa de carácter esencialmente frágil que 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.

El tercer sector, situado entre la Falla de Puente Génave-Castelo de Vide y La Unidad Central (Dominio de Obejo-Valsequillo), se caracteriza por la existencia de

- Primera Fase de pliegues sinuosos, de dirección NO-SE, tumbados vergentes al NE, de ejes subhorizontales, desarrollada durante el Devónico medio-superior.
- Segunda Fase. En condiciones de fuerte descompresión se desarrolla un cizallamiento dúctil lateral izquierdo con componente extensional que da lugar a la aproximación de las isograsas y a una fuerte reducción del espesor de la Unidad Central (AZOR *et al.*, 2004). En relación con este colapso extensional se genera la cuenca del Guadiato-Pedroches (MARTÍNEZ POYATOS, 1997), en la que se depositan los materiales del Tournaisiense-Viseense superior.
- Tercera Fase. A continuación tiene lugar un episodio compresivo (MARTÍNEZ POYATOS, 1997; MARTÍNEZ POYATOS *et al.*, 1998) que comienza en la base del Serpukhoviense con el desarrollo de un cabalgamiento vergente al Noreste (cabalgamiento basal de las Unidades Alóctonas del DOV), al que sigue un plegamiento con desarrollo de pliegues levantados con clivaje asociado, que pliega a este cabalgamiento y es la primera deformación que afecta a la Unidad Paraautoctona del DOV.
- Finalmente una etapa de Fracturación Tardivarisca da lugar al desarrollo de cabalgamientos hacia el NE y una componente de desgarre sinistral, así como a fallas de dirección entre E-O y ENE-OSO con sentido de desplazamiento sinistral y recorridos kilométricos y otras fallas de dirección NNO-SSE con recorridos también kilométricos y movimientos de desgarre dextro.

En cuanto a la edad de las deformaciones variscas en este sector del Macizo Ibérico, en esta Hoja y áreas aledañas hay datos para precisar la edad de alguna de las diferentes etapas, ya que no todas están representadas en este sector de la ZCI. La primera, en el extremo meridional de la ZCI (DOV, al S del Culm de los Pedroches) 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 del sector S del DCEG, representada únicamente en el citado extremo meridional, es sincinemática con el desarrollo de la cuenca de depósito del Culm de Los Pedroches. Por otra parte, la tercera fase de los sectores N del DCEG y del extremo S de la ZCI (Dominio de Obejo-Valsequillo), es la primera que pliega al Culm en ese sector, y también a los paleozoicos inferiores al N del Culm (Fase 1 del sector de esta Hoja y alrededores). La zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, por su parte, y los pliegues con ella relacionados de Sierra Madrona, afectan al Culm y a la Fase 1 local que le pliega, y ambos son anteriores a los materiales carboníferos del Cortijo del Cerrajero (Hoja de Venta de los Santos, MATAS *et al.*, 2009), que son continentales y están discordantes sobre los materiales infrayacentes totalmente estructurados ya. La edad de este carbonífero continental es Westfaliense D superior-Estefaniense. Por tanto las principales etapas de deformación varisca en este sector del Macizo Ibérico, fases 2 y 3 del sector N del DCEG y extremo meridional de la ZCI y fase 1 del resto del DCEG, así como las cizallas extensionales tardías y pliegues relacionados, se produjeron entre el Tournaisiense y el Westfaliense D superior, mientras que la Fase 1 del sector N del DCEG y del extremo meridional de la ZCI debe haberse formado entre el Devónico medio y superior.

## 4.2. ESTRUCTURA DE LA HOJA

Los materiales que afloran en la hoja de Santa Cruz de Mudela muestran una disposición estructural aparentemente bastante sencilla, consistente en un conjunto de anticlinales y sinclinales de gran radio con orientación E-O. Esta morfología está retocada por cizallas ENE-OSO a NE-SO sinistras y, en menor medida, NO-SE dexas. La orientación de los pliegues tiende, en el borde occidental de la Hoja, a rotar hacia la directriz regional ONO-ESE (generalizada en la vecina hoja de Viso del Marqués).

La deformación varisca se ha realizado en varias etapas o fases, una 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.

### 4.2.1. Deformaciones Prevariscas

En los materiales paleozoicos, en el área de la Hoja, están representados en concordancia las formaciones que van desde el Ordovícico inferior hasta el Devónico superior, y en áreas inmediatamente al Sur, discordantemente sobre ellos los del Carbonífero inferior. En otras zonas, fuera de la Hoja, 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 del Dominio del Complejo Esquisto-Grauwáquico de la ZCI. Esta discordancia representa la Orogenia Cadomiense.

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

Esta etapa acaba con la transgresión del Ordovícico inferior, iniciándose el hiperciclo paleozoico; sus características estratigráficas están de acuerdo con la interpretación tectosedimentaria que lo considera como un margen pasivo.

En la columna estratigráfica se registran cambios de espesor y facies de algunas formaciones que se puede interpretar como procesos tectónicos, pero las evidencias más claras se concretan en dos puntos. La presencia de manifestaciones volcánicas intercaladas en la serie, entre las que destaca por su continuidad lateral la del techo de las Pizarras de Río, que desarrolla un episodio volcánico y volcanoclástico, no demasiado potente pero muy continuo en los afloramientos al SE de la Hoja de Venta de los Santos (MATAS *et al* 2009). Estas efusiones volcánicas significan episodios de fracturación, con estructuras muy profundas, según se deduce de la composición litológica de las vulcanitas. En el sector de la Hoja de Aldeaquemada, este episodio se detecta hacia el techo de la Fm Pochico (MARTÍN PARRA *et al.*, 2015) y continúa en las Pizarras de Río (Ordovícico medio), pasando a estar representado solo a techo de las Pizarras de Río en sectores más orientales. Significa un episodio de fracturación, con estructuras profundas según se deduce de la composición de las vulcanitas (MATAS *et al.*, 2009).

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, hasta desaparecer en muchos puntos. 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 de Villanueva de los Infantes (embalse de La Jarilla, LEYVA *et al.*, 2009), aparecen pliegues esculpados 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 glaciomarinicos, relacionados con la glaciación de tipo *Inlandsis* de edad Ordovícico superior (Hirnantense).

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 ciertas 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 vecina hoja de Torre de Juan Abad (839), que abarca el Devónico medio. Dentro de la evolución tectónica del Macizo Ibérico este evento coincide con la primera manifestación de la Orogenia Varisca, con deformaciones intensas en la ZOM y el Dominio de Obejo-Valsequillo, 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 variscas. 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 Varisca. Esta puede ser causa de que en esta zona los depósitos del Devónico superior sean preorogénicos, aunque la ausencia de sedimentación refleje la tectónica precoz más meridional.

#### 4.2.2. Deformaciones variscas

La Orogenia Varisca es 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 período de tiempo desde el Devónico Medio al Carbonífero más alto.

Los materiales paleozoicos que afloran en este trabajo y en su entorno regional están estructurados por la citada orogenia que está acompañada de procesos metamórficos y magmáticos. El análisis estructural de las rocas de esta Hoja y/o su entorno, que se encuadra plenamente en el Dominio de los Pliegues Verticales (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990) o Dominio del Complejo Esquisto-Grauwáquico (DCEG de MARTÍNEZ CATALÁN, *et al.*,

2004) y, concretamente en el sector comprendido entre las cizallas extensionales de Toledo (al N) y Puente Génave-Castelo de Vide (al S), revela la existencia, regionalmente, de tres fases de deformación principal, de las cuales sólo la primera se desarrolla bajo condiciones dúctiles y conlleva una esquistosidad más o menos generalizada y metamorfismo de bajo grado, y algunas etapas de deformación esencialmente frágiles propias de una tectónica tardi a postorogénica. Todas ellas obedecen a modelos de deformación muy diferentes en orientación, mecanismos de deformación y geometría de las estructuras asociadas, como se ha explicado anteriormente.

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

La primera fase varisca es la que genera la macroestructura, no sólo de esta Hoja, sino de todo el sector del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico comprendido entre las zonas de cizalla extensionales tardías de Toledo y Puente Génave-Castelo de Vide, y se encuentra bien preservada en el relieve actual.

Se trata de pliegues de escala kilométrica, simétricos, de dirección general E-O, que cambia a ONO-ESE, en los afloramientos más occidentales (en esta Hoja) y con planos axiales subverticales o con cierta vergencia meridional en algunos casos en este sector.

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

#### Estructuras mayores

A esta escala la primera fase está homogéneamente extendida por todos los afloramientos. Los materiales que afloran en la hoja de Santa Cruz de Mudela muestran una disposición estructural aparentemente bastante sencilla, consistente en un conjunto de anticlinales y sinclinales de gran radio con orientación E-O, que tienden en el borde occidental de la Hoja, a rotar hacia la directriz regional ONO-ESE (generalizada en la vecina hoja de Viso del Marqués, MONTESERÍN *et al.*, 2016) (Fig. 4.2).

De Norte a Sur se observa el anticlinal de la Sierra de Cabeza de Buey, con pliegues menores, al NE de Torrenueva. Le sigue el sinclinorio de Sierra del Águila, con pliegues menores en ambos flancos. El límite meridional es un flanco suave de un anticlinal que se desarrolla en la hoja de Aldeaquemada, también con pliegues menores asociados.

Los ejes son subhorizontales, de plano axial vertical, simétrico y corrida superior a las decenas de kilómetros, de dirección E-O, con un giro en el borde occidental a ONO-ESE, causado por las fases posteriores. El sinclinorio de la Sierra del Águila tiene las mismas características que los demás, eje subhorizontal ligeramente inclinado hacia el E, de modo que hacia el mismo, en la vecina Hoja de Torre de Juan Abad (839) afloran los términos más altos, del Devónico superior (MATAS *et al.*, 2009b). Es de plano axial vertical, simétrico y de amplitud y longitud de onda kilométrica.

La peculiaridad de este pliegue es que la dirección del eje pasa hacia el O de N90°E a N120°E, debido a la acción de etapas posteriores de deformación. El flanco meridional está fallado por

un corredor de fractura denominada Falla Castillo de Montizón en la hoja de Torre de Juan Abad (MATAS *et al.*, 2009b).

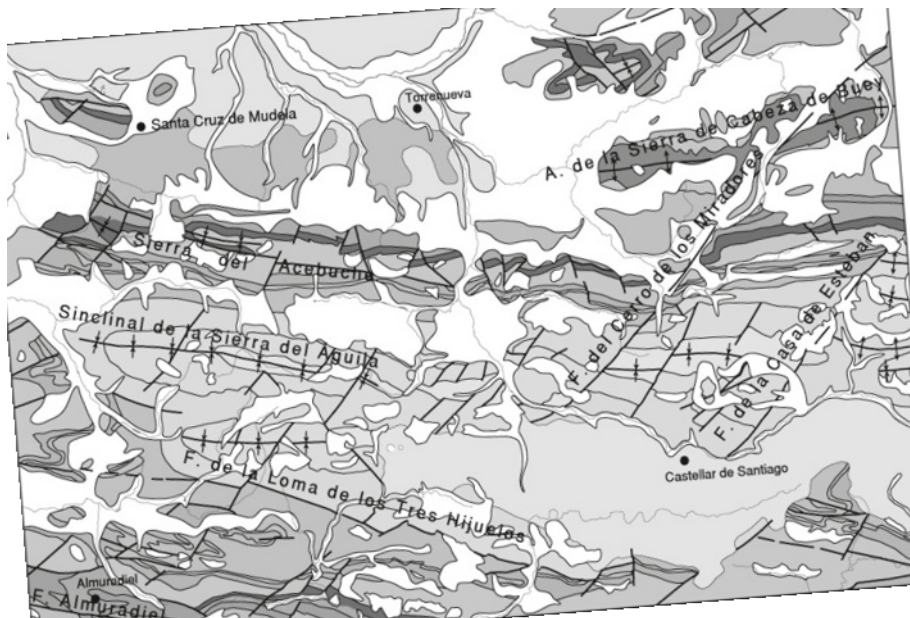


Fig. 4.2.-

### Estructuras menores

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

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 (O y S de Peñalajo). En la Hoja hay una zona en el sector Cerro del Cura-Cerro de las Atalayas (NE de Almuradiel) en la que esta estructura es visible por la presencia de la Cuarcita de Criadero. Esta concentración de pliegues se debe principalmente a que las alternancias de pizarras y cuarcitas se comportan como un "multilayer". La importancia de la litología en la geometría de las estructuras es propia de un nivel de deformación poco profundo.

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. En su mayoría son pliegues simétricos, abiertos y de la clase 3D de HUDLESTON (1972), aunque en pliegues de mayor escala se ven formas 2B. La competencia de las capas es la que determina su comportamiento al plegarse, las capas cuarcíticas se pliegan según la clase 1B de RAMSAY (1967), y las pizarrosas son menos uniformes, suelen adaptarse y nunca llegan a ser similares.

Se trata de pliegues cilíndricos, con ejes subhorizontales y longitudes de centenares de metros. Su dirección general es N90°E aunque tienen un suave giro a N100°-120°E en el occidente de la Hoja.

A escala de afloramiento la foliación S1 se puede ver en todos los afloramientos de la Hoja, como una pizarrosidad ("slaty cleavage") en los niveles detríticos finos, especialmente en las charnelas, siendo a veces muy poco penetrativa. Su dirección más frecuente es N90°-100°E, aunque localmente en su sector occidental puede llevar una dirección de hasta N130°E y en su sector nororiental N85°E; con un buzamiento en general de vertical a 70°N, si bien puede llegar a buzarse 50°N.

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<sub>0</sub> 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<sub>0</sub> y la S<sub>1</sub>, y sólo aparecen en los niveles limolíticos, son subhorizontales y son siempre paralelas 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.

Por último se ha observado una deformación leve en los numerosos fósiles, prueba del carácter dúctil de la F<sub>1</sub>.

Las estructuras de esta primera fase se formaron en régimen dúctil, en niveles epizonales por debajo del frente de esquistosidad, y responde a un acortamiento de dirección N-S a NNE.SSO. El plegamiento se originó por "buckling", con predominio de mecanismos de tipo "flexural-slip" o deslizamientos entre capas, sobre todo en los estratos más competentes, adaptándose los niveles pelíticos y desarrollándose la esquistosidad de plano axial.

En cuanto a su edad, la blastesis de las corneanas de la aureola de metamorfismo de contacto asociada al Plutón de Santa Elena, datado en 331±34 Ma mediante Rb/Sr, por LARREA *et al.* (1999) y recientemente en 319±5 Ma mediante U/Pb por el Método de Kober, por MONTERO *et al.* (en prep.), es posterior a esta primera etapa. Esto indicaría que la deformación principal varisca se desarrolla posiblemente en el Namuriense inferior alto.



#### 4.2.2.2. Segunda etapa de deformación varisca

En esta Hoja la segunda fase observable es un corredor de fracturación al sur de Castellar de Santiago, que se desarrolla en la vecina hoja de Torre de Juan Abad (MATAS *et al.*, 2009b), con la denominación de Fallas del Castillo de Montizón y Villamanrique. Aquí transcurre entre los dos anticlinales del S de la Hoja, y su trazado se continúa bajo los sedimentos neógenos.

El corredor de falla del S de Castellar de Santiago o de Montizón parece estar relacionado con el desarrollo de una banda de deformación muy intensa asociada a la zona de cizalla extensional tardía de Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), que transcurre por las hojas aledañas de Venta de Los Santos, Aldeaquemada y norte de las de Santisteban del Puerto y La Carolina. Se manifiesta por una banda de cizalla que llega a alcanzar en su extremo oriental 4 kilómetros de anchura (MATAS *et al.*, 2009b), generando una foliación filonítica en condiciones de la facies de las 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.

En el bloque de muro de esta zona de cizalla se desarrolla el campo filoniano de El Centenillo-Santa Elena. RÍOS ARAGÜÉS (1978), explica los filones por dos etapas: una de fallas normales N60°-90°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°-90°E a la segunda fase varisca. LILLO (1992) describe tres etapas tardivariscas, la primera de ellas se caracteriza por una extensión próxima a la dirección N-S. MARTÍN PARRA *et al.* (2006) consideran este campo filoniano como rellenos en fracturas tensionales de la extensión N-S de la misma.

En relación con el desarrollo y evolución de esta zona de cizalla, se desarrolla un pliegue antiformal en el bloque de muro (Hoja de Venta de los Santos), asimétrico, vergente al SE, con foliación de crenulación asociada, de tipo milonítico, N60°E/70°N. Además regionalmente se le asocian dos grandes pliegues: Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena (en el bloque de muro) y Sinforme del Jándula (en el bloque de techo). Estos pliegues son subverticales, sin vergencia definida, y son interpretados como *drag folds* relacionados con el movimiento extensional de la cizalla (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). En Santa Elena y La Carolina estos pliegues, de tipo drag fold asociados, vuelcan a los pliegues de F<sub>1</sub>.

Esta estructura ha sido descrita, en sectores más orientales, como un antiforme causado por un accidente de zócalo, por RÍOS Y RÍOS (1974) y RÍOS ARAGÜÉS (1977, 1978). Su 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 varisca en este sector.

En los trabajos previos (TAMAIN, 1967; 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 subaflorante alargado en la dirección E-O, cuyo afloramiento más importante es el stock de Santa Elena.



Con estos precedentes, se realizó un estudio y análisis estructural en la elaboración de la Hoja de Venta de los Santos y aldeañas (MATAS *et al.*, 2009) y se llega a la conclusión de que se trata de un accidente de escala regional, con estructuras dúctiles, metamorfismo y magmatismo asociados. Posteriormente se completó el estudio y se definió la Zona de Cizalla Extensional Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006).

Esta estructura es posterior a la primera fase de este sector del DCEG de la Zona Centroibérica, si bien no es correlacionable con la  $F_2$  de los sectores mas septentrionales del DCEG ya que es más probable que se relacione con la Zona de Cizalla Extensional de Toledo (Banda Milonítica de Toledo; HERNÁNDEZ ENRILE, 1991), posterior a la  $F_3$  del DCEG, mientras que la de DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) se relaciona con la  $F_2$  de Toledo plegada por la  $F_3$ .

Por tanto, las estructuras como las Fallas del Castillo de Montizón y Villamanrique que afectan a esta Hoja deben haberse originado en relación con la Zona de Cizalla Extensional Puente Génave-Castelo de Vide (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006), habiendo rejugado después durante la  $F_3$  y posteriormente en tiempos tardivariscos a alpinos (afecta al Trías en la Hoja de Venta de Los Santos). Esta etapa de deformación ha sido bien estudiada en el Sistema Central por DOBLAS *et al.* (1994 a y b) y HERNÁIZ HUERTA *et al.* (1996) y en Toledo por HERNÁNDEZ ENRILE (1991).

La edad de esta etapa en el sector de la ZCI meridional, se puede precisar teniendo en cuenta que es posterior a los pliegues que afectan al Culm, y no afecta a los materiales del carbonífero continental de la Hoja de Torre de Juan Abad (Wesfaliense D superior-Estefaniense); situándose entre la intrusión del "stock" de Santa Elena (deformado), datado en  $319 \pm 5$  Ma mediante U/Pb por el Método de Kober, por MONTERO *et al.* (en prep.) y la edad del Macizo de La Haba (que la fosiliza), datado recientemente en  $314.2 \pm 1.9$  Ma por CARRACEDO *et al.* (2009). Lo que establecería su edad alrededor del Namuriense superior.

### Estructuras mayores y menores

La estructura mayor originada en esta etapa en la Hoja es el corredor de fractura del Sur de Villamanrique y Castillo de Montizón (Torre de Juan Abad) que se continúa por el borde S de esta Hoja (Fig. 4.2). En la hoja de Torre de Juan Abad consiste en una serie de fracturas cuyas superficies se unen y relevan dejando "horses" entre ellas, con frecuencia con replegamientos internos de pliegues de  $F_1$  que concentran la deformación de esta fase (MATAS *et al.*, 2009). Son fracturas en régimen dúctil-frágil, cuyas direcciones en la hoja 839, varían de N90°E a N60°E buzando entorno a 70°N y corridas de decenas de kilómetros. En esta Hoja, lleva una dirección aproximadamente E-O y se abre hacia el O en varias fallas que toman direcciones ONO-ESE, penetrando la más continua de ellas en la Hoja de Viso del Marqués. En Casa de Calerilla (Torre de Juan Abad) el plano de falla es N100°/70°N y tiene estrías de fricción N90°E/15°E, y se desarrolla una brecha heterométrica, polimíctica, cementada por sílice, de unos 2 m de espesor que revela un rejuego sinistro con componente inverso en tiempos tardivariscos.

Este corredor es simétrico a otro que pasa por el centro de la Hoja de Venta de los Santos y se interpreta como fallas antitéticas y sobre todo tensionales de la cizalla vergente al Sur. Como en zonas más internas de la cizalla también aquí hay actividad hidrotermal, que se manifiesta por los rellenos de cuarzo de las fracturas, a veces forman filones de espesores métricos.

Una característica de este corredor de fracturación es que, fuera de esta Hoja, hacia el E de la misma, afecta a los materiales paleozoicos y a los del Trías, con fallas normales hacia el Norte, lo que implica que ha sufrido reajuegos alpinos.

#### 4.2.2.3. Tercera fase de deformación varisca

Esta etapa se ha establecido para todo el Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la Zona Centro Ibérica (DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992) y se ha descrito en el Macizo Ibérico meridional por MATAS *et al.* (2005), AMOR y ORTEGA (1987), Palero (1991) y ORVÍZ *et al.* (1976).

Fue identificada por PALERO (1992) en diversos puntos de la región, y se pone de manifiesto mediante cambios de orientación de estructuras previas (como la esquistosidad  $S_1$ ) que giran de ONO-ESE a NO-SE e, incluso, a posiciones casi N-S. Según este autor, durante esta etapa tiene lugar la formación de cizallas frágiles transcurrentes NO-SE sinistras (ROIZ, 1979; ORTEGA, 1988; PALERO, 1992), en muchos casos reactivando estructuras heredadas.

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  $F_1$ .

Se atribuye también a esta etapa un giro de la  $S_0$  y  $S_1$  en sectores más orientales (hoja 839) hacia la dirección N60°E (MATAS *et al.*, 2009b).

En la parte meridional del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico de la ZCI, al S de la Zona de cizalla extensional de Toledo, 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 (ORTEGA *et al.*, 1988; MATAS *et al.*, 2005). Son dúctiles o frágiles dependiendo del nivel estructural al que afecta y a la litología de los materiales estructurados. Estas bandas o corredores de cizalla sinistras de dirección NO-SE caracterizan esta fase de deformación en este sector del 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 N120°E que aquí se han asimilado a la  $F_3$ . La posible explicación sería que la orientación de la segunda fase en este sector absorbe en su mayor parte la compresión principal E-O que define esta etapa.

La estructura más frecuente atribuible a esta fase es un plegamiento muy suave que afecta a las estructuras anteriores, y que se pueden observar en toda la región. En esta Hoja está representada por el giro de los ejes de los pliegues de primera fase, hacia ONO-ESE, en el sector occidental; así como en la variación de la geometría de los pliegues de  $F_1$  al oeste del Caserío de Peñalajo, y con más intensidad en el límite occidental de la vecina Hoja de Torre de Juan Abad (839). 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 N120°-140°E.

Se atribuye también a esta fase un replegamiento de dirección N-S a N10°E con gran longitud de onda y pequeña amplitud, que interfirió tanto con el de la 1ª fase, como con las estructuras de la Segunda Fase (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y pliegues asociados) originándose arqueamientos de las estructuras y figuras de interferencia (domos y cubetas, principalmente en las zonas de charnela de los pliegues de 1ª fase).

#### 4.2.2.4. *Etapas de fracturación tardivarisca*

Una vez estructurada la región por las tres principales etapas variscas, 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.

Además, hay que considerar que en la ZCI meridional se produce una importante etapa de plutonismo con la intrusión del Batolito de Los Pedroches, considerada (ARANGUREN *et al.*, 1997) como un emplazamiento controlado por una cizalla dextra de escala crustal y dirección N120°-130°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 esta Hoja las estructuras tardivariscas son de carácter eminentemente frágil.

En este sector de la ZCI las etapas de fracturación tardivariscas se pueden agrupar en tres familias, aunque quizás el esquema sea simple porque cada familia abarca un abanico de direcciones.

Las etapas son: Fracturas E-O a ONO-ESE. Fracturas del sistema tardivarisco conjugado. Y fracturas N-S.

En esta Hoja, la primera familia lleva una dirección aproximadamente E-O, girando a ONO-ESE hacia la Hoja de Viso del Marqués. Presentan una historia deformativa compleja en la que se suceden etapas de distensión y de desgarre. Su actividad debe comenzar como fallas normales, que representan tensionales relacionadas con el episodio extensional ( $F_2$ ) y en ocasiones se registra hasta tiempos muy recientes, reactivadas bajo regímenes de esfuerzos alpinos y neotectónicos, como es el caso del corredor de fractura de Montizón, que rejuega durante la  $F_3$  con componente sinistro inverso y posteriormente en tiempos alpinos, afectando al Trías en la Hoja 839. Son en algunos casos, fallas antitéticas normales hacia el N, que forman corredores uniéndose lateralmente y corridas de más de 50 km, como las del Castillo de Montizón y Villamanrique (reconocido en la Hoja de Torre de Juan Abad y en esta Hoja) (Fig. 4.2) y Torre de Juan Abad (solamente en la Hoja de Torre de Juan Abad). Tienen estructuras menores asociadas a veces dúctiles, pero principalmente brechas de falla frágiles. Y llevan asociada una actividad hidrotermal de baja temperatura importante. En la Hoja de Torre de Juan Abad, las fracturas llevan rellenos de cuarzo, a veces con espesores decamétricos.

La Falla de la Sierra del Acebuche discurre por el flanco N del Sinclinorio de la Sierra del Águila, con dirección ONO-ESE, y levanta el labio N. Tiene un elevado buzamiento, 60-70°N, componente inverso, y podría ser coetánea o algo tardía con el plegamiento de Fase 1 (PALERO, 1992). Podría estar relacionada con una falla de características similares cartografiada en la Hoja 839 (Falla de Torre de Juan Abad) y fosilizada por los materiales triásicos y terciarios, en cuyo caso tendría un recorrido de más de 40 km.

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.*, 2005 y 2009), 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.

En el marco de la Hoja existe una importante red de fracturas ENE-OSO a NE-SO sinistras y, en menor medida, NO-SE dexas que modifica en numerosos puntos la continuidad de las capas, mediante desplazamientos sobre todo sinistros. La longitud de muchos de estos desgarres es considerable y, en ocasiones, los desplazamientos son también notables, como es el caso de la Falla del Cerro de los Miradores (Fig. 4.2), que desplaza con movimiento sinistro el Anticlinal de la Sierra de Cabeza de Buey con núcleo de Cuarcita Armoricana, así como los contactos de los materiales suprayacentes desde el Ordovícico al Devónico inferior. Esta falla parece haber rejugado hasta épocas recientes con componente normal, alcanzando cotas más elevadas en el bloque SE (bloque levantado). Otra falla de este conjunto a destacar es la Falla de la Casa de Esteban (Fig. 4.2), que produce un salto sinistro de más de 2 km sobre los materiales del Devónico inferior del Sinclinorio de la Sierra del Águila.

Relacionados con estas fracturas se desarrollan algunas estructuras menores como bandas estrechas de “kink-bands” de la misma orientación.

Esta fracturación es frágil con planos de falla tapizados de sílice con estrías grabadas. 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.

Por último, hay una fracturación de dirección N-S, apenas representada en la cartografía, que generalmente se relaciona con el sistema anterior como fracturas tensionales. Son fallas normales con buzamiento tanto al Este como al Oeste, no se han podido observar los planos de falla, y tienen rejuegos en la fracturación alpina.

#### 4.2.3. Descripción de las estructuras principales de la Hoja

Los materiales que afloran en la hoja de Santa Cruz de Mudela muestran una disposición estructural consistente en un conjunto de anticlinales y sinclinales de gran radio con

orientación E-O. Esta morfología está retocada por cizallas ENE-OSO a NE-SO sinistras y, en menor medida, NO-SE dexas. La orientación de los pliegues tiende, en el borde occidental de la Hoja, a rotar hacia la directriz regional ONO-ESE (generalizada en la vecina hoja de Viso del Marqués).

El rasgo estructural más evidente lo constituye una amplia banda de afloramientos de materiales devónicos que recorre la Hoja de Este a Oeste por su parte central y que consiste en dos amplios sinclinales paralelos con un suave anticlinal entre ambos. Este doble sinclinal (Sinclinal de la Sierra del Águila) presenta ambos flancos tectonizados mediante fallas inversas o verticales desarrolladas a favor tanto de las pizarras silúricas como de algún tramo plástico dentro de la serie ordovícica.

Además, una red de fracturas ENE-OSO a NE-SO modifica en numerosos puntos la continuidad de las capas, mediante desplazamientos sinistros. La longitud de muchos de estos desgarres es considerable y, en ocasiones, los desplazamientos son también notables.

El Sinclinal de la Sierra del Águila se resuelve en el borde occidental en tres pliegues (anticlinal-sinclinal-anticlinal) de menor amplitud, con la misma geometría; pero con un giro en la dirección de los ejes a N100°/120°E, que se atribuye a la tercera fase varisca ( $F_3$ ).

La presencia de un extenso depósito terciario sobre el sinclinal en la zona de Castellar de Santiago impide reconstruir la geometría de la estructura en aquella zona, que parece haberse complicado considerablemente en el sector oriental.

La franja septentrional de la Hoja está ocupada en su mayor parte por Pizarras de Río, con relieves formados por afloramientos de areniscas y cuarcitas que forman suaves estructuras sinclinales "colgadas" sobre las pizarras. Únicamente en la parte oriental aflora un anticlinal E-O con núcleo de Cuarcita Armoricana (Anticlinal de la Sierra de Cabeza Buey) que sufre un desplazamiento sinistral a favor de un desgarre NE-SO de gran longitud.

Esta fractura, muy evidente también en el Sinclinal de la Sierra del Águila, parece haber tenido actividad hasta épocas muy recientes, como pone de manifiesto la juventud del relieve desarrollado sobre la Cuarcita Armoricana en la Sierra de Cabeza de Buey. En efecto, el labio SE de la falla alcanza en esta sierra cotas mucho más elevadas que el labio NO, que presenta una morfología alomada frente a las agudas crestas del primero.

En la franja meridional de la Hoja las capas ordovícicas y silúricas constituyen parte del flanco del doble sinclinal mencionado, con disposición monoclinal, aunque se observan repeticiones tectónicas que forman parte de las deformaciones del flanco del sinclinal y, en el extremo oriental, un anticlinal E-O con el flanco sur fallado y limitado al Oeste por un desgarre sinistro.

La directriz estructural regional ONO-ESE, que cubre la totalidad de la vecina hoja de Viso del Marqués, sufre una inflexión en el borde occidental de la hoja de Santa Cruz de Mudela, que está recorrida en su totalidad por pliegues E-O de la primera fase varisca.

El conjunto se encuentra desplazado en numerosos puntos por la acción de desgarres NE-SO a ENE-OSO sinistros y, en menor medida, NO-SE dextros. Estas fracturas han tenido su actividad principal en la etapa tardivarisca, sin poder especificar si se originaron en aquel momento o se trata de accidentes heredados, con una historia deformativa polifásica compleja. Esta última posibilidad, más probable en muchos casos, es difícil de reconstruir.

De cualquier modo, existen evidencias en la Hoja que indican la actividad de una de estas fracturas en épocas muy recientes, probablemente juegos relacionados con la emisión de material volcánico en áreas próximas durante el Cuaternario.

## 5. GEOMORFOLOGÍA

### 5.1. ESTUDIO MORFOESTRUCTURAL

El área se inscribe en un gran conjunto morfoestructural de carácter regional como es el Macizo Ibérico Meridional y evidentemente participa de sus rasgos característicos como son la disposición general de las estructuras con dirección ENE-OSO, el estado de arrasamiento en estado de penillanura y la existencia de restos de una superficie de erosión pre-triásica o post-varisca. RODRÍGUEZ VIDAL y DÍAZ DEL OLMO (1994) dividen el Macizo Ibérico Meridional en tres grandes conjuntos morfoestructurales: Montes de Toledo-Campo de Calatrava, Cuenca del Guadiana-Tierra de Barros y Sierra Morena. La hoja de Santa Cruz de Mudela se sitúa en el extremo meridional del conjunto Montes de Toledo-Campo de Calatrava, en el tránsito entre el primer y último de los conjuntos citados, ya que participa de los rasgos estructurales de Sierra Morena y de los episodios sedimentarios y denudativos de Montes de Toledo-Campo de Calatrava.

Estructuralmente la hoja de Santa Cruz de Mudela se localiza en la denominada extensión SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado de JULIVERT *et al.* (1983). El rasgo fundamental de las estructuras tectónicas es la presencia de anticlinales y sinclinales laxos, con terminaciones digitadas; y la presencia de fracturas con direcciones predominantes N 10° E, N 30°-40° E, N 80°-90° E y N 110°-120° E. Los pliegues siguen direcciones Este-Oeste, y controlan la disposición general de los relieves estructurales, en alineaciones de crestas alomadas dominantes, y algún relieve aislado, tipo "inselberg". Las alineaciones estructurales del centro de la Hoja están conformadas por relieves invertidos protagonizados por estructuras sinclinales. Localmente se manifiestan los relieves anticlinales conformes, de las cuarcitas armoricanas. Los blandos morfológicos quedan controlados en su distribución por la presencia de los materiales correspondientes a las diversas intercalaciones pizarrosas de la serie ordovícica (Pizarras con Calymene o Pizarras del Río, Pizarras Guindo, Pizarras de Canteras y Pizarras Chavera) definidas por TAMAIN (1972), fundamentalmente.

En lo que respecta a las fracturas o fallas, son las de dirección N 30°-40° E las que ejercen mayor control en la disposición del relieve. Este control se manifiesta sobre todo en la disposición de la red de drenaje. Este juego de fracturas es interpretado por CAPOTE (1983) como desgarres sinistros de edad tardivarisca. También presentan expresión morfológica las fracturas de dirección N 10° E y N 80°-90° E.

El tipo de relieve característico corresponde al relieve apalachiano sobre sustrato paleozoico con una intensa meteorización y tapizado de un generalizado manto de depósitos superficiales (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980).

#### 5.1.1. Formas estructurales

En la zona de estudio, las estructuras se manifiestan en un conjunto de anticlinales y sinclinales muy apretados, mostrando el conjunto cierta simetría bilateral, en la que las estructuras se

encuentran verticalizadas. La presencia de numerosas intercalaciones cuarcíticas existentes en la serie estratigráfica (Cuarcita Armoricana, Estratos Pochico, Cuarcitas inferiores, Cuarcitas Botella, Bancos Mixtos y Cuarcitas superiores) definidas por TAMAIN (1972), se manifiesta en la arquitectura de los relieves dominantes como alineaciones de crestas y líneas de capa inclinadas y subverticales; además existe un cortejo de formas asociadas a la estructura que han sido diferenciadas en la cartografía, su distribución es irregular pero suficientemente distribuida: escarpes estructurales, "chevrons" muy degradados y superficies estructurales de poco desarrollo y cerros cónicos.

### 5.1.2. Formas volcánicas

En la Hoja se han identificado formas asociadas a eventos volcánicos en el marco cronológico del vulcanismo del Campo de Calatrava. Estos eventos están asociados a erupciones hidromagmáticas de tipo "maar". La forma de la caldera se conserva, aunque muy degradada, como una depresión circular de diámetro variable (50-250 m) y escasa profundidad (5-10 m). En la cartografía se han representado como "cráteres de explosión". Los de mayor tamaño corresponden: al situado al pie del Cerro Poleo, y al denominado de la Marquesa que en invierno recoge el agua de lluvia dando lugar a la Laguna de la Marquesa. Se han identificado ocho cráteres, de los que exceptuando el de cerro Poleo, que parece conservar restos del anillo de tobas, el resto se hallan muy degradados por la homogeneización de la superficie topográfica debida a las labores agrícolas. Cabe señalar el hallazgo de un escaso corte de depósitos asociados a éste tipo de fenómenos volcánicos en el cráter situado al pie de la Loma de Don Juan Abad, en las inmediaciones del pozo de la Cadenas.

## 5.2. ESTUDIO DEL MODELADO

### 5.2.1. Laderas

En la hoja geomorfológica 1:50.000 de Santa Cruz de Mudela se diferencia básicamente una generación de laderas, aunque de magnitud y desarrollo variables localmente. Constituyen principalmente aquellas laderas que conectan las alineaciones de los relieves cuarcíticos de origen estructural bien con una superficie de erosión a veces degradada, bien con los depósitos de techo de piedemonte o bien con el fondo de las depresiones terciarias. Las laderas de mayor desarrollo se encuentran asociadas a los relieves de la Sierra de Cabeza de Buey. En casos muy concretos como el cerro de San Roque y otros de menor entidad las laderas configuran los flancos de "inselbergs" muy degradados.

En algunas ocasiones el débil encajamiento de la red ha modificado ligeramente el equilibrio de las laderas provocando el desmantelamiento inicial del manto de coluviones y canchales, siendo éste muy débil, en cualquier caso.

Los rasgos más relevantes de estas laderas son: a) perfil plano-cóncavo b) escaso desarrollo longitudinal y pendiente baja c) amplia distribución de vertientes regularizadas y d) desarrollo generalizado de coluviones y otros depósitos asociados. Localmente y como consecuencia de la evolución de los relieves y escarpes cuarcíticos se han localizado canchales de cantos cuarcíticos de pequeño desarrollo. Las vertientes regularizadas son probablemente restos residuales de morfologías de tipo inselberg con fuerte control estructural.

La orientación de las laderas es N-S y sigue, evidentemente las pautas estructurales. El resultado es la disimetría en la distribución de la insolación y humedad y en el consecuente desarrollo diferencial de factores edafogenéticos, vegetación y usos del suelo. Las laderas orientadas al sur reciben mayor insolación y humedad. En cuanto a la distribución de la pendiente, es en general baja y semejante en todas las laderas, si exceptuamos los relieves de Cabeza de Buey y Chiriví, donde son algo más pronunciadas y de más desarrollo relativo.

### 5.2.2. Formas fluviales

Las formas fluviales en el ámbito de estudio, tienen un desarrollo reducido, únicamente el río Jabalón y la rambla de Sta. Cruz de Mudela, al NO, poseen llanura de inundación, cuya anchura está controlada por los procesos morfogenéticos operantes en la actualidad y las características litológicas del área.

La ausencia de encajamiento de la red de drenaje en las áreas periféricas de la cuenca del Guadiana es el rasgo de carácter fluvial más destacable y del cual participa ésta Hoja. La preponderancia de los procesos erosivos de carácter denudativos sobre los de incisión lineal, ha provocado la ausencia de canales y formas fluviales asociadas a los valles. Si exceptuamos el valle del río Jabalón, cuyo desarrollo muestra la existencia de una terraza +10, de pudingas y un fondo de valle relativamente amplio con desarrollo de llanura de inundación. El resto de las formas asociadas a la red de drenaje, se concreta en suaves fondos de valle en cuna, representados en la cartografía como fondos de valle sin desarrollo de canales ni lechos, formando un *continuum* con las unidades morfológicas adyacentes (glacis, superficie de erosión, coluviones, abanicos, etc. Una excepción la constituye el breve recorrido de algunos cursos de marcado encajamiento pertenecientes a la cuenca del Guadalquivir, pero su escasa representatividad en la Hoja no permite mayor precisión, aspectos que si alcanzan cierta importancia al sur, fuera de la zona de estudio.

Otras formas identificadas corresponden con la dinámica de abanicos y conos de deyección, de los que se diferencian dos generaciones: una de edad pleistocena *s.l.* desconectada del trazado de la red actual y otra holocena de menor desarrollo y con relaciones más claras con la red actual. De modo anecdótico se han señalado una probable surgencia de *piping* sobre sustrato terciario en la ribera del río Jabalón y rasgos de acreción lateral en el arroyo de Los Clérigos.

En términos generales, la red de drenaje, de patrón aproximadamente rectangular, parece estar controlada por la estructura -control litoestructural y fracturas-, aunque existen marcadas evidencias de antecendencia o de sobreimposición, citados en el apartado 5.2.2 (Rambla del Castellar, etc.), aspectos que a falta de estudios de más detalle y de óptica regional no se pueden precisar. En éste sentido cabe señalar los indicios de capturas entre las cuencas del Guadalquivir y Guadiana, sobre todo en la franja de divisoria (eje Almuradiel-Castellar) sin que se descarten las modificaciones locales de la topografía debidas al vulcanismo (cráter del Pozo de las Cadenas, por ejemplo), como posibles factores añadidos. Éstos procesos parecen protagonizados por las cabeceras de los cursos de la cuenca del Guadalquivir, al menos durante el Holoceno, dado el vigoroso avance de ésta cuenca sobre la del Guadiana en áreas adyacentes. No obstante las relaciones entre ambas cuencas parecen más complejas y no se descartan fluctuaciones de la divisoria bajo control tectónico.



### 5.2.3. Formas poligénicas

Se incluyen en este apartado las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso geomorfológico.

El rasgo de origen poligénico más destacable en la hoja de Santa Cruz de Mudela es la presencia de una superficie de erosión poligénica: “superficie inicial” de MARTÍN-SERRANO (1979) o “penillanura fundamental de la meseta” SOLÉ SABARÍS (1958) previa a la instalación de la red fluvial. Esta superficie inicial, desarrollada por procesos de alteración química y denudación de las alteritas, parece poseer continuidad hacia el oeste y sur, lo que le da significación regional. En el ámbito de estudio se puede considerar que se halla bien representada. Está desarrollada preferentemente sobre las litologías pizarrosas y situada a una altura de 820 m, observable en el ángulo NE de la Hoja en la carretera de Torrenueva a Cózar, desde el cortijo de Matagorda, también es observable en las inmediaciones del cruce de las carreteras de Almuradiel-Castellar de Santiago con la de Las Virtudes. En el área cercana a Castellar de Santiago ésta es coincidente con el techo topográfico de los depósitos terciarios.

Localmente, entre los relieves de la alineación intermedia, se han localizado retazos situados a mayor altura hasta los 860 m, no siendo posible saber si esta desnivelación se debe a la existencia de restos de una superficie anterior o a su desnivelación mediante fallas de la misma superficie. También se apunta como más probable la progresión diferencial de los frentes de alteración: los niveles superiores (cota 860 m) se hallan entre las alineaciones de alternancias cuarcíticas, los niveles generalizados (820 m) se desarrollan sobre las pizarras. En el tercio norte la superficie desciende de cota (750 m) y pierde su sentido al entrar en el dominio sedimentario del terciario. El mismo hecho sucede en el sector SE pero aquí las cotas se mantienen a 820 m.

Sobre esta superficie se elevan una serie de alineaciones de relieves estructurales que ya se han descrito en el apartado correspondiente. A éstos se ha añadido como inselbergs aquellos relieves sobre los que el control estructural no es rasgo dominante de su morfología. Solamente se han representado bajo ésta terminología el Cerro de San Roque, las Cabezuelas y Molino de Viento, todos ellos en las proximidades de Sta. Cruz de Mudela.

Asociado estrechamente con el desarrollo de las superficies de erosión, en el ámbito de la Hoja se manifiestan de modo regular procesos de alteración de dos tipos: a) argilizaciones, que afectan al sustrato de pizarras (sobre todo en el tercio sur y extremo SO de la Hoja), pero se halla ampliamente extendido. La potencia es muy variable, desde los 0.30 m casi generalizados hasta los 1,5 m observados en las inmediaciones del Cerro Hormiguero. Un tipo particular de alteración constituye la argilitización asociada a las alternancias de cuarcitas, esquistos y pizarras de la alineación meridional (cumbre de la Sierra del Maestre y Cerro del Cura), está constituida por una arcilla blanco-grisácea, que localmente se denomina “Tierra del Viso”, ALVARADO y TEMPLADO (1935) y puede alcanzar los 12 m de potencia. Y, b) carbonataciones que afectan tanto a las formaciones superficiales de edad cuaternaria como a los depósitos terciarios. Este tipo de alteración, ampliamente descrito por MOLINA (1991) y PÉREZ-GONZÁLEZ (1979) en otras zonas de Macizo Ibérico Meridional, se presenta bajo diversas formas: multiacintada, costra laminar bandeada y facies nodulares. La edad de esta fase de alteración, según los citados autores es el límite plio-pleistoceno. La potencia

de la alteración no se puede determinar por la ausencia de cortes, no obstante y dada la abundancia de restos de costra amontonados por las labores agrícolas, se puede estimar que el proceso afecta en mayor o menor grado a cerca de 2 m de espesor.

El abanico de formas poligénicas se completa con la presencia de mantos de depósitos asociados a glaci y a glaci de piedemonte, estos últimos con aparentes similitudes con los depósitos de raña. Los glaci tapizan el piedemonte local de las alineaciones de relieves cuarcíticos, articulando la base de los coluviones con el techo de las depresiones locales. El desarrollo más generalizado está en el flanco norte de la alineación de relieves que delimita el dominio fisiográfico de vega del río Jabalón. Los denominados glaci de piedemonte, o depósitos de techo de piedemonte, se presentan como grandes abanicos-conos sensiblemente uniformes que tapizan el sector occidental a lo largo del piedemonte, concretamente al pie de los relieves del cerro Peruetano y cerro de la Cruz. Estos depósitos se asientan sobre el techo de las facies detríticas terciarias y enlazan con las primeras terrazas y con los glaci de procedencia norte que penetran a la altura de Torrenueva.

Por último señalar las formas menores como son los escarpes poligénicos y la localización puntual de depósitos de originados por la acción de la arroyada y que por su génesis no pueden incluirse como depósitos fluviales ni de laderas. Estos materiales se han clasificado como depósitos de origen aluvial-coluvial.

#### 5.2.4. Formas kársticas

En el ámbito de la Hoja las formas de origen kárstico se reducen a rasgos muy incipientes de karstificación representados en la cartografía como campo de dolinas desarrollados sobre la delgada capa de calizas que colmatan la serie terciaria en el extremo SE de la Hoja al este de Castellar de Santiago. A este tipo de procesos parece obedecer la existencia de un “canal” de planta curva, cuya génesis puede estar relacionada con la formación de galerías y consiguiente colapso, siempre en términos de extraordinaria simplicidad, sin descartar la intervención de modificaciones antrópicas.

#### 5.2.5. Formas lacustres

Con mucha dificultad, se han definido formas relacionadas con los procesos de encharcamiento. En un área donde el drenaje ha estado mal definido y donde los procesos de denudación son fundamentalmente de carácter denudativo, de meteorización y de acumulación, es comprensible la existencia de áreas locales de drenaje nulo o deficiente con el consecuente desarrollo de navas y charcas de carácter estacional. Se han identificado en la foto aérea y representado en la cartografía algunas de ellas. Las labores agrícolas y el drenaje de algunas zonas han borrado las huellas de estas formas sobre el terreno en la actualidad.

#### 5.2.6. Formas antrópicas

La actividad antrópica en la Hoja está relacionada fundamentalmente con la modificación del paisaje debida a los usos del suelo para actividades agropecuarias. Otro apartado de especial relevancia, no por su extensión, sino por su magnitud puntual son las actividades extractivas. En este sentido cabe señalar las canteras de Sta. Cruz de Mudela y Torrenueva. El resto son labores de minería subterránea. El abanico de formas se completa con las asociadas a las infraestructuras de transporte: autovía de Andalucía (N-IV) y ferrocarril.

Los núcleos urbanos existentes en la Hoja son los de Santa Cruz de Mudela, Torrenueva, Almuradiel, Castellar de Santiago y la pequeña localidad de Las Virtudes. Otros de menor entidad son cortijos y otros establecimientos puntuales ligados al aprovechamiento minero o agropecuario que se hallan diseminados por todo el territorio. La apertura de nuevos caminos, las tareas de extracción de arcillas (Sta. Cruz de Mudela) y las labores de tala, y cultivo son los factores de intervención antrópica más importante de los últimos años.

### 5.3. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El desarrollo geomorfológico en el ámbito de la hoja de Sta. Cruz de Mudela y sus alrededores inmediatos, muestra una evolución compleja en un espacio relativamente reducido, que presenta formas geomorfológicas cuya amplitud cronológica va desde rasgos de herencia pre-triásica hasta el holoceno, modeladas en un relieve cuya amplitud relativa es de 455 m. La característica general, resultante de las actividades morfogenéticas en los distintos ambientes morfoclimáticos es el desarrollo de formas, procesos y depósitos relacionadas con las superficies de planización. Las variaciones, a lo largo de la historia geológica reciente, de los niveles de base local y general no se ha manifestado de forma rotunda en el desarrollo de formas que delaten tales cambios, si exceptuamos los probables fenómenos de capturas en la divisoria y la influencia local del vulcanismo. En cambio, es a través del estudio de detalle de alteritas y suelos como se detecten los cambios en las condiciones y probables variaciones del nivel de base.

El paisaje actual obedece a estas premisas observándose que tanto la intensidad como la velocidad de los procesos morfogenéticos se puede calificar de baja a muy baja, sobre todo en aquellos relacionados con la incisión lineal y los movimientos en masa por gravedad. Cobran, en cambio, más importancia relativa, aquellos relacionados con la edafogénesis y la meteorización física y química. Sin contar con aquellos procesos ligados a las actividades antrópicas.

El inicio de la morfogénesis del relieve de la hoja de Santa Cruz de Mudela debe de situarse en el final de la Orogenia Varisca, con el desarrollo de una vasta penillanura antes del depósito del Trías. Esta superficie es conocida como superficie pre-triásica o postvarisca (*Solé Sabaris*, 1983; MARTÍN-SERRANO, 1991; GUTIÉRREZ ELORZA, 1994; CHAPUT, 1971).

Esta superficie pre-triásica es perfectamente reconocible en la hoja geológica, escala 1:50.000, de Santisteban del Puerto (situada inmediatamente al sur de la de Aldeaquemada), ya que se encuentra fosilizada por depósitos triásicos y posteriormente exhumada. Los autores de la hoja citada, señalan que es posible reconocer la presencia de replanos morfológicos que enrasan perfectamente con la superficie de discontinuidad que marcan los niveles basales del Trías (ORVÍZ CASTRO *et al.*, 1976). No se han identificado retazos atribuibles a la superficie pre-triásica en la hoja de Santa Cruz de Mudela; pero esta superficie se reconstruye enlazando las cumbres de los relieves principales de la zona.

A lo largo del Mesozoico esta superficie pre-triásica fue deformada, posibilitando la sedimentación continental primero y marina después durante el Triásico y el Cretácico hacia el Sur. Sin embargo la zona ocupada por la hoja de Santa Cruz de Mudela no fue alcanzada por la sedimentación, permaneciendo durante todo el Mesozoico sujeta a los procesos de erosión aérea. De este modo, durante el Mesozoico y buena parte del Terciario, diversos ciclos de

alteración-erosión labran una superficie poligénica y policíclica producto de la degradación de la superficie pre-triásica. Esta superficie generalmente se denomina superficie o penillanura inicial (MARTÍN-SERRANO, 1991). La superficie reconocida al lo largo de la Hoja y otras adyacentes, se ha considerado equivalente en principio a ésta superficie o penillanura inicial.

Esta superficie o penillanura fundamental se desarrollo como una superficie grabada, consecuencia del desarrollo de mantos de alteración. Las litologías menos alterables (cuarcitas fundamentalmente) dieron origen a relieves diferenciales tipo *inselberg*, pero con marcado control estructural, cuyas cumbres quedan reguladas en altura por la existencia de una superficie previa de edad pre-triásica. La consecuencia es la elaboración de relieve general que se puede clasificar de Apalachiano (GARCÍA ABAD y MARTÍN-SERRANO, 1980).

El inicio de la actividad orogénica Alpina, en el Paleógeno, generó los desniveles montañosos principales, las áreas deprimidas y los relieves residuales más característicos, como las crestas apalachienses (RODRÍGUEZ VIDAL y DÍAZ DEL OLMO, 1994). Ésta actividad dio lugar a una nueva superficie de gran entidad regional, escalonada por la progresión diferencial del frente de alteración y los retoques tectónicos.

En el Mioceno, el paulatino relleno de las depresiones provoca la colmatación durante el Plioceno y la elaboración, al final del período, de una superficie de piedemonte que enrasa topográficamente con el techo de la sedimentación.

El vulcanismo Mio-Pleistoceno del Campo de Calatrava, se concreta en la zona en cráteres de explosión tipo *maar*. Mientras, en áreas adyacentes se define la deformación Ibero-manchega durante el Plioceno (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979).

Desarrollo de la costra laminar con arenas limosas rojas, límite Plio-Pleistoceno 3.2 Ma y superficie S<sub>1</sub> (MOLINA, 1975). Desarrollo de los procesos de argilización.

Los depósitos de techo de piedemonte cartografiados, pueden corresponder a la fase de comienzo de instalación de la red local, durante el Pleistoceno inferior; en algunos casos éstos depósitos eliminan las calizas de techo de la serie terciaria (MOLINA *et al.*, 1972). Paralelamente, se desarrollan las terrazas altas del río Jabalón, + 10 m (tres niveles definidos fuera de la Hoja por MOLINA *et al.*, 1972: +3, +7-8, +14), e inmediatamente las formas de enlace con los glaciares y techos de piedemonte. Durante el Pleistoceno, se desarrolla la superficie de erosión con costras laminaras y encostramientos S<sub>2</sub> (AGUIRRE *et al.*, 1976). Probables fluctuaciones de la divisoria Guadiana- Guadalquivir.

Durante el Holoceno, desarrollo de canchales y mantos coluviales con matriz que enlazan lateralmente con los conos y glaciares, lenta evacuación de los materiales y débil disección fluvial. Formación de fondos de valle, pérdida del régimen palustre, quedando algún relicto (tipo "nava"). Desarrollo de suelos. Los procesos de acumulación en forma de coluviones, glaciares y conos es generalizado, dando lugar a un relieve de marcada suavidad, únicamente alterado por el rápido avance de las cabeceras de los tributarios del Guadalquivir.

#### 5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La morfología actual queda definida en la descripción fisiográfica y de formas. No obstante, la característica que se apunta es la progresiva conexión de los sistemas de evacuación de

materiales, a la red de drenaje activa, y en función de líneas de base y denudación general y no local como ha ido ocurriendo hasta el Holoceno. En este sentido, la mayor velocidad de retroceso de las cabeceras del Guadalquivir, pronostican un desarrollo de los procesos de incisión lineal, sobre los denudativos, con exhumación de las superficies estructurales y de los frentes de alteración.

En otro orden de magnitud, las actuales condiciones, están controladas por factores antrópicos: modificación de la superficie por extracciones mineras, aumento de depósitos a evacuar. Alteración del desarrollo de suelos, por truncación de los mismos y modificación de cauces y del régimen hídrico, además del desarrollo de nuevas formas lineales ligadas a las redes de transporte, cuyo reflejo en la geodinámica superficial, a largo plazo desconocemos.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

El registro estratigráfico del Paleozoico de Sierra Morena oriental, Dominio del Complejo Esquisto-Grauwáquico de la Zona Centroibérica, donde se ubica esta Hoja, queda encuadrado en el Hiperciclo Postcámbrico, SAN JOSÉ *et al.* (1992), que abarca los materiales con edades comprendidas entre el Ordovícico Inferior y el Carbonífero Superior.

Los materiales aflorantes de este Hiperciclo, pueden dividirse en dos conjuntos separados por la disconformidad (límite de tipo 1) del Ordovícico Superior (Hirnantense). 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 (Hoja 839; MATAS *et al.*, 2009b), se ha constatado la existencia de series atribuidas al Devónico superior en continuidad cartográfica con contacto disconforme ya que falta el Devónico medio. Estos materiales con un límite de tipo 1 en su base, se integrarían en un tercer megaciclo dentro del registro paleozoico de Sierra Morena Oriental.

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

De esta forma, y admitiendo la disconformidad (límite de tipo 1) no observable en esta Hoja de la base del hiperciclo, pueden establecerse dos eventos de fracturación, con creación de cuenca, cuyas cronologías establecidas son la de Arenig inferior y la de Ordovícico terminal (Hirnantense), 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 (UTS) en Montes de Toledo y Zona Centroibérica meridional, 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, Matas *et al.* (2009b) han diferenciado (hoja 839) en el hiperciclo postcámbrico una serie de Secuencias Depositionales (SD) (MITCHUM *et al.*, 1977; MITCHUM, 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.

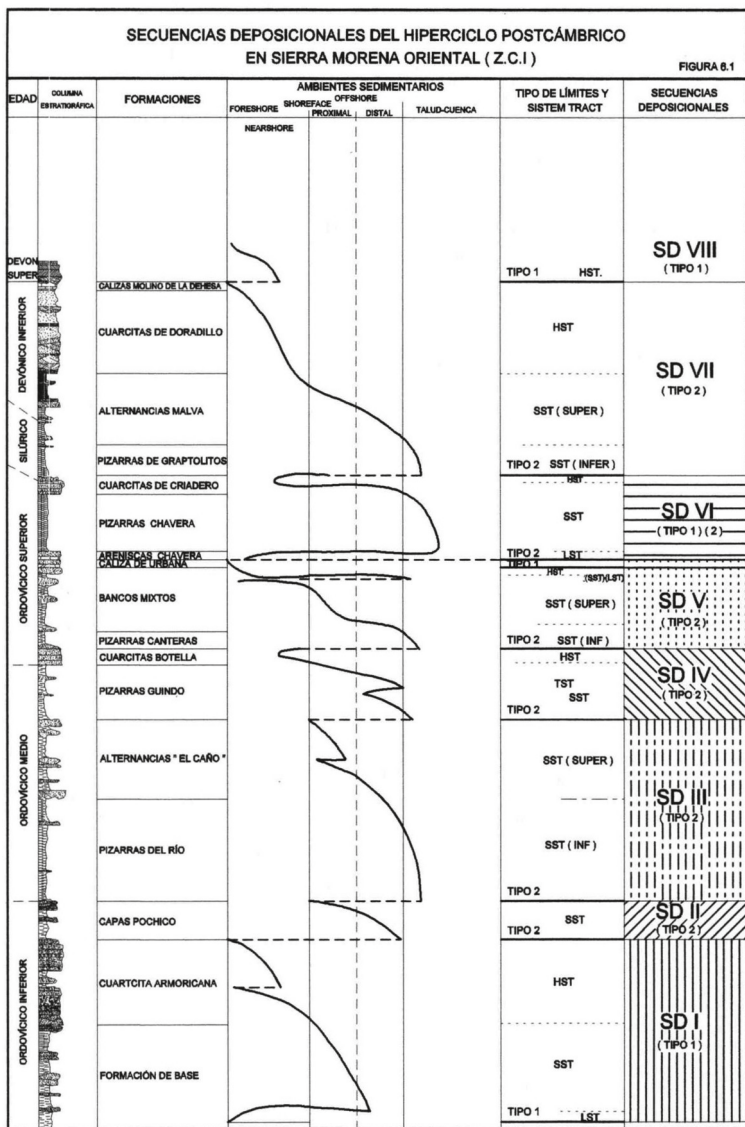


Fig. 6.1.- Tomada de Matas *et al.* (2009b)

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 (HST) ("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" (HCS), GABALDÓN (1990), 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" (SST).

Algunas de estas SD finalizan con el depósito de carbonatos (bioclásticos y bioconstruidos), que constituirán el HST 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") (SST) y "transgressive system tract" (TST), con su ciclos de facies estrato y grano crecientes somerizantes y progradacionales.

QUESADA (1992) propone un modelo geodinámico para el Macizo Ibérico en el que considera la Zona Centroibérica (ZCI), como el "terreno (en sentido tectoestratigráfico) autóctono correspondiente a un antiguo promontorio del borde septentrional de Gondwana".

En la actualidad, el modelo evolutivo para este sector de la Zona Centroibérica podría resultar como sigue:

Como consecuencia del evento orogénico Cadomiense, desarrollado más al S, se depositaría el Alcudiense Inferior, representado en sectores próximos al O de la Hoja, que representaría un "flysch" de carácter distal pero que todavía conservaría evidencias de la actividad volcánica situada más al sur y que se depositaría en el surco externo del cinturón de deformación Cadomiense (QUESADA *et al.*, 1990). Los últimos movimientos Cadomienses afectaron también a los conjuntos sinorogénicos produciendo un débil plegamiento que no fue acompañado ni de esquistosidad ni de metamorfismo, pero que dio lugar a la discordancia que separa el Alcudiense inferior de los materiales del Alcudiense superior y Cámbrico inferior en la Zona Centroibérica

Durante el tránsito Proterozoico-Paleozoico comienza a producirse la diferenciación entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena como consecuencia del inicio de un proceso de "rifting". Tras un periodo de arrasamiento de los relieves generados durante el evento Cadomiense, comienza un proceso distensivo que en la ZCI da lugar a surcos en los que se depositan los materiales del Alcudiense Superior y Cámbrico Inferior en facies de plataforma somera, mientras que en la ZOM la extensión es más importante y hay una transgresión marina generalizada que produce la sedimentación de series siliciclásticas primero y carbonatadas después. La discordancia y transgresión del Ordovícico inferior, con la que comienza el Hiperciclo Postcámbrico, sellaría la etapa precedente marcando el paso a medios de plataforma siliciclástica correspondientes a un margen continental pasivo.

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

Durante este período se depositan las SD, I a V (Figura 6.1), todas ellas, salvo la SD I son de tipo 2 con mayor potencia comparativa de las facies de plataforma externa (SST) respecto a las facies de plataforma interna (TST y HST). Este hecho sistemático parece confirmar la idea expuesta por diversos autores, WALKER (1984), 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 ZCI., donde se encuentra encuadrada el área de estudio, en la que se produciría una fragmentación de la cuenca, en gran medida controlada por la estructuración primitiva del basamento preordovícico.

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

Con posterioridad a este evento extensional, se depositan las Secuencias 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 Centroibérica sur-occidental. En la Hoja aledaña de Torre de Juan Abad (MATAS *et al.*, 2009), se ha definido una laguna estratigráfica (Mesodevónica) de tal forma que sobre los depósitos carbonatados de los niveles superiores del Devónico Inferior (Emsiense), se tienen los materiales siliciclásticos y carbonatados del Devónico Superior (Frasniense).

Esta importante laguna mesodevónica de ámbito cuencal (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1990), se interpreta como un episodio deformativo varisco previo al principal, en la ZCI y coetáneo con el primer episodio de deformación de la ZOM

En estos sectores meridionales, muy próximos a esta área y dentro de las Hojas nº 861 (Solana del Pino), 884 (La Carolina), 885 (Santisteban del Puerto), 886 (Beas de Segura), en discordancia con distintas formaciones Devónicas, afloran potentes series heterolíticas de afinidad turbidítica (Facies Culm), con edad Carbonífero Inferior.

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

La deformación varisca, 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 (F<sub>1</sub>), con plegamiento generalizado y esquistosidad, se produce por una compresión NS y dio lugar a las principales estructuras cartográficas de la Hoja. Su edad



se sitúa entre el Namuriense temprano (Serpukhoviense), edad más alta de los sedimentos de Culm a los que afecta en áreas vecinas, y la edad de la blastesis de las corneanas de la aureola de metamorfismo de contacto asociada al Plutón de Santa Elena, datado en  $331 \pm 34$  Ma mediante Rb/Sr, por LARREA *et al.* (1999) y recientemente en  $319 \pm 5$  Ma, Namuriense superior (Bashkiriense) mediante U/Pb por el Método de Kober, por MONTERO *et al.* (en prep.), que es posterior a esta primera etapa. Esto indicaría que la deformación principal varisca ( $F_1$ ) en este sector de la ZCI se desarrolla posiblemente en el Namuriense inferior alto (Serpukhoviense superior-Bashkiriense basal).

Este primer episodio de deformación dio lugar a un engrosamiento cortical, al que le siguió, una vez dejó de actuar la compresión N-S a NE-SO, un episodio de extensión ( $F_2$ ) con desarrollo de fracturas de despegue extensional perpendiculares a la cadena (extensión N-S), como la cercana de Puente Génave-Castelo de Vide, o la más lejana hacia el N de Toledo. A este episodio se le atribuyen alguna de las fracturas de dirección E-O a ONO-ESE de la Hoja. Durante esta etapa se produce la intrusión del citado *stock* granítico de Santa Elena (Bashkiriense medio) que es afectado por la zona de cizalla extensional de Puente Génave-Castelo de Vide, a su vez cortada al oeste por el Macizo de la Haba, datado recientemente en  $314.2 \pm 1.9$  Ma por CARRACEDO *et al.* (2009) por lo que esta etapa se desarrollaría en el Namuriense superior alto (Bashkiriense medio-superior).

En las cercanías, hacia el S del área de la Hoja, durante el Westfaliense D-Pérmico inferior (Moscoviense-Gzheliense) se produce una tectónica transtensiva dextra, de dirección ONO-ESE, con la que se relaciona la intrusión de la Unidad Granodiorítica del Batolito de Los Pedroches (LARREA *et al.*, 1996b, 1999b; CARRACEDO *et al.*, 1994, 1997; ARANGUREN *et al.*, 1997; MARTÍN PARRA *et al.*, 2000) datada en 307 Ma (límite Westfaliense-Estefaniense o Moscoviense-Kasimoviense) (CARRACEDO *et al.*, 2009) y el sistema de diques intermedios a básicos asociados, que evoluciona a una extensión NE-SO durante la cual intruye la Unidad Granítica del Batolito de Los Pedroches (MARTÍN PARRA *et al.*, 2000) datada en 304 Ma (Estefaniense B-C o límite Kasimoviense-Gzheliense) (CARRACEDO *et al.*, 2009), así como el sistema de diques de pórfidos graníticos asociado.

Entre el final de la etapa extensional relacionada con la Zona de Cizalla Extensional de Puente Génave-Castelo de Vide ( $F_2$ ) y el de esta de tectónica transtensional-extensional que da lugar al emplazamiento del Batolito de Los Pedroches, y relacionadas con ella, se producen cuencas en las que se depositan sedimentos conglomeráticos del Carbonífero superior (Westfaliense D-Estefaniense) como los de Mina Riquilla en la Hoja de Brazatortas (RAMÍREZ *et al.*, 2016), Sinclinal de Almadén (GARCÍA SANSEGUNDO *et al.*, 1987), o los cartografiados en discordancia angular y erosiva sobre los sedimentos del Ordovícico Inferior, en el sector noroccidental de la Hoja nº 864 (Ventas de los Santos; MATAS *et al.*, 2009). La cuenca de Puertollano de carácter lacustre con influencia fluvial y actividad volcánica sincrónica (WAGNER, 1983), contiene sobre los conglomerados, areniscas y pizarras con capas de carbón y cineritas, y estaría también relacionada con este episodio.

Estos depósitos constituirán la megasecuencia postorogénica con la que culmina el Hiperciclo Postcámbrico.

Este episodio transtensional-extensional Westfaliense superior-Estefaniense, debe ser continuación de la extensional anteriormente citada y podría considerarse como parte de la

Fase 2 de este sector de la ZCI, pudiendo afirmarse que estos depósitos son posteriores a las tres fases principales (dúctiles) de la Orogenia Varisca en el DCEG de la ZCI, al N de la Falla de Toledo, y en el extremo meridional de la ZCI (DOV) al S de Los Pedroches, y a la  $F_1$  y  $F_2$  del sector de la ZCI en que se sitúa esta Hoja.

El período de emplazamiento de granitos en la ZCI meridional coincide con el episodio de tectónica extensional-transtensional de la  $F_2$  en sentido amplio.

La tercera etapa de deformación varisca en la Hoja, está relacionada con la formación de cizallas frágiles transcurrentes NO-SE sinistras. A esta fase se puede atribuir el giro de las grandes estructuras de  $F_1$  (pliegues mayores) y  $F_2$  (Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide y Batolito de Los Pedroches) desde ONO-ESE en su sector occidental a ENE-OSO en su extremo oriental. Responde a una compresión E-O, generando en regiones próximas, tanto al N como al SO (Hoja de Santa Elena) figuras de interferencia de pliegues, llegando a dar domos con los pliegues de  $F_1$ , plegando a la Z. C. de PG-CV y reactivando antiguos accidentes NO-SE como desgarres sinistros. Su edad no ha sido establecida por la falta de marcadores datados, si bien probablemente sea post-Estefaniense

El conjunto de fracturas conjugadas de dirección NNO-SSE dexas y NNE-SSO sinistras se desarrolla también posteriormente al Carbonífero superior, ya que afectan al conglomerado discordante de esta edad descrito en la Hoja de Venta de los Santos (MATAS *et al.*, 2009), siendo probablemente el más tardío, ya que está representado en todo el Macizo Ibérico meridional.

A partir de los trabajos de investigación realizados por el IGME recientemente, con la elaboración de las hojas 1:200.000 de Pozoblanco, Linares, Sevilla-Puebla de Guzmán y Córdoba, y principalmente de las dos primeras (MATAS y MARTÍN PARRA, 2015; MARTÍN PARRA *et al.*, 2015), se ha establecido una secuencia en las etapas variscas para el sector S de la ZCI (Dominio de Obejo-Valsequillo), recogiendo los avances científicos alcanzados en el área:

- La primera etapa de compresión sucedió en el Devónico medio de las Unidades. Alóctonas del DOV ( $F_1$  de las U. Alóctonas) con una vergencia hacia el ESE, quedando reflejada en el DCEG únicamente por una laguna estratigráfica (382-393 Ma).
- En la base del Carbonífero tiene lugar una etapa extensional ( $F_2$  de las U. Alóctonas) oblicua a paralela a la cadena que propicia el desarrollo de la cuenca del Guadiato-Pedroches (358 Ma).
- A techo del Mississipiense se establece otra etapa compresiva (323 Ma) que da lugar a los pliegues de  $F_3$  de las U. Alóctonas del DOV y de  $F_1$  de la U. Paraautóctona y DCEG, subverticales a ligeramente vergentes al S. Aunque la compresión en las U. Alóctonas comenzó con el cabalgamiento hacia el NE de estas unidades, que desarrolla cuencas de "piggy-back", como la del Kilva (NO de Adamuz), de edad Serpukhoviense basal: 330 Ma.
- En el Pensilvaniense se da otra etapa extensional ( $F_2$  del Paraautóctono y DCEG) (300-320 Ma). En ella se desarrollan en primer lugar accidentes con extensión perpendicular a la cadena con movimiento de techo hacia el S, como las fallas de Toledo y de Puente Génave-Castelo de Vide. Asociados al desarrollo y evolución de

esta última, se desarrolla un gran pliegue antiformal en el bloque de muro (Antiforme de Sierra Madrona-Santa Elena) y otro sinformal en el bloque de techo (Sinforme del Jándula), subverticales, sin vergencia definida, que son interpretados como drag folds relacionados con el movimiento extensional de la cizalla (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). Así como un antiforme asimétrico vergente al S con foliación milonítica de plano axial asociada, en su extremo oriental.

En relación con el comienzo de la extensión que da lugar a la Zona de Cizalla de Puente Génave-Castelo de Vide se produce la intrusión del “Stock” de Santa Elena.

En el bloque de muro de esta zona de cizalla se produce el campo filoniano de El Centenillo-Santa Elena, como rellenos en fracturas tensionales de la misma (MARTÍN PARRA *et al.*, 2006). A continuación se forman zonas de cizalla transtensionales dexas y extensionales ligadas al emplazamiento del Batolito de Los Pedroches.

- La fracturación tardi-post-Varisca, posterior está representada principalmente por cizallas frágiles transcurrentes NO-SE sinistras, que responde a una compresión E-O probablemente post-Estefaniense ( $F_3$  del DCEG); y a continuación conjunto de fracturas conjugadas de dirección NNO-SSE dexas y NNE-SSO sinistras, que responde a una compresión N-S.
- Por último se produce la fracturación con grandes desgarres sinistros de dirección N120°E, que se concentran en la Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba, y que se prolongan hasta el Pérmico basal (290 Ma).

Con posterioridad a los últimos episodios deformativos de la Orogenia Varisca, 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 y el Cenozoico.

La erosión anterior no alcanzó el estado de peneplanización 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 no se encuentra representado en la Hoja, no obstante regionalmente, se inicia con la reactivación en régimen distensivo de fallas tardivariscas que provocarían la creación de nuevos relieves en el zócalo paleozoico y 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 Jurásicos, el sector de la Hoja debió permanecer bastante estable, es decir, sin erosión ni depósito, aunque con desarrollo de paleosuelos.

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 (MATAS *et al.*, 2009b).

En base a datos regionales y a los de los alrededores de la Hoja, puede establecerse que en la submeseta meridional (Campos de Montiel y Cobertera Tabular), los episodios deformativos denominados fase Castellana y Neo-Castellana, de edades Oligoceno Superior y Mioceno inferior-medio, pueden ser las causantes de las principales estructuras de plegamiento y fracturación reconocibles en esta área, en las que como parece evidente, juega un importantísimo papel la reactivación de antiguas fracturas del zócalo varisco, ya que salvo muy escasas localidades, la Cobertera Tabular no fue afectada de forma significativa por plegamiento (MATAS *et al.*, 2009b).

Posiblemente, el episodio deformativo de la Neocastellana sea el generador de las Cuencas del Terciario Superior de carácter continental.

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**

En la Hoja se localizan escasos indicios, en relación a mineralizaciones filonianas de antimonio. En la actualidad, todas las labores mineras localizadas en la Hoja (tabla I) se encuentran inactivas.

Las labores se sitúan en el sector de Torrenueva-Santa Cruz de Mudela. La mineralización de la mina San Cristóbal, al SO de la población de Torrenueva, consiste en un haz de filones de dirección N10-20° y N90-100°. La paragénesis es simple, de tipo Q-Sb, constituida por estibina, berthierita, pirita y ocras de Sb en ganga de cuarzo (GUMIEL, 1982). La génesis de esa mineralización ha sido relacionada por ese autor con procesos exhalativos en relación al vulcanismo del Ordovícico inferior.

#### **7.1.2. Rocas industriales y ornamentales**

La cantería en la Hoja se limita a explotaciones de pequeña dimensión donde se extraen arenas y arcillas de los materiales terciarios situados en la mitad septentrional de la Hoja, en los alrededores de Santa Cruz de Mudela y Torrenueva.

Existen otras explotaciones que aprovechan niveles de las Pizarras Ampelíticas con alteración sericitica, situadas en la parte central de la Hoja (Los Clérigos) y al noreste de Almuradiel (La Salobrega).

Coordenadas U.T.M.						
X	Y	Sustancias	Morfología	Dirección	Nombre	Labor
467,52	4276,45	Sb	Filoniana	N10-20E, N90-100E	San Cristobal	Subterránea
461,37	4278,77	Sb	Filoniana	?	Bilbao	Subterránea

TABLA I.- Indicios mineros en la Hoja de Santa Cruz de Mudela

## 7.2. HIDROGEOLOGÍA

Las isoyetas medias anuales localizadas en la hoja de Santa Cruz de Mudela, están comprendidas entre los 450 mm y 500 mm (fig. 7.1.).

El Instituto Nacional de Meteorología, dispone de una red de control regional relativamente amplia, limitada en esta Hoja a solamente dos estaciones (n<sup>os</sup> 4149 y 4150).

Las isotermas se encuentran entre los 12°C y 14°C, y los valores de evapotranspiración potencial, en media anual y para año medio son próximos a los 750 mm.

El área de estudio se encuentra dentro de un clima mediterráneo templado, y régimen de humedad mediterráneo seco.

La red de drenaje pertenece en su mayoría a la cuenca del Guadiana. La divisoria con la cuenca del Guadalquivir discurre en un buen tramo por el fondo del surco Almuradiel-Castellar de Santiago, relleno parcialmente por depósitos del Terciario.

El río más importante dentro de la cuenca del Guadiana es el Jabalón, y el río Somero en la del Guadalquivir, formando parte de la subcuenca del Guarrizas, al Sur de esta Hoja.

No existen datos de estaciones de aforos de la red foronómica, ni aquellos correspondientes a puntos de control de calidad de las aguas superficiales.

Tampoco se localizan zonas clasificadas como húmedas ni espacios naturales protegidos.

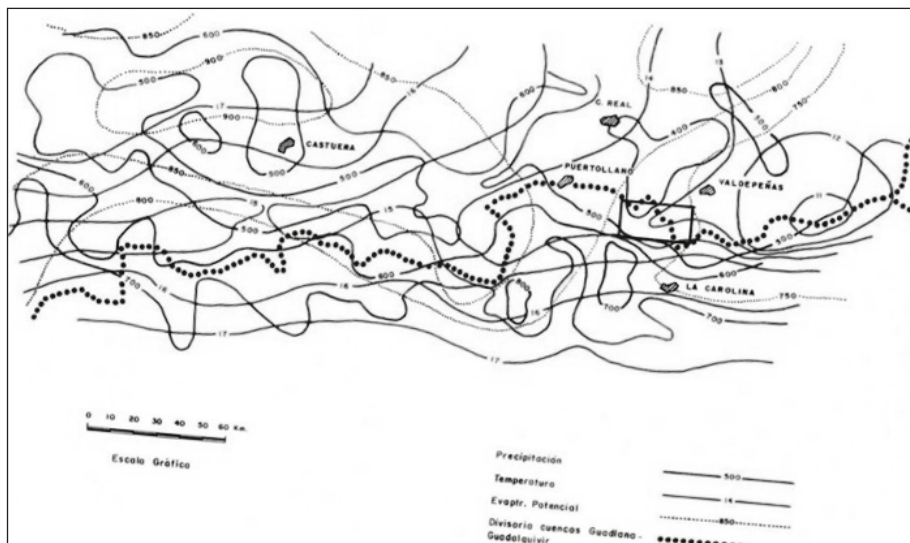


Fig. 7.1.- Mapa regional de isoyetas, isothermas y E.T.P.

En la figura 7.2., se destaca la situación de la hoja de Santa Cruz de Mudela respecto a las principales Unidades Hidrogeológicas.

En ella puede observarse que las más próximas son las de la Mancha Occidental (04.04) y Campos de Montiel (04.06) en la cuenca del Guadiana, y la de la Sierra de Cazorla (05.01) y nuevamente Campos de Montiel (05.99) en la del Guadalquivir.

Hidrogeológicamente, la Hoja se caracteriza por un conjunto de materiales impermeables o de muy baja permeabilidad pertenecientes al Paleozoico, de escasísimo interés, salvo algunos niveles de poco desarrollo y/o rendimiento hidráulico que pueden permitir el acceso a soluciones muy localizadas, siempre que las condiciones topográficas las hagan viables económicamente.

Al margen del mayor desarrollo de estos materiales, con algunos asomos de rocas volcánicas y filonianas, cabe distinguir los sedimentos terciarios que forman parte de la terminación meridional de la cuenca terciaria de la Llanura Manchega-Campos de Calatrava, y los depósitos recientes cuaternarios que podrían solucionar algunas demandas de aguas subterráneas, aunque sus escasos recursos impiden una explotación de cierta entidad, como no sea para solucionar problemas muy puntuales.

El inventario está constituido hasta la fecha por 98 puntos de agua, la mayor parte de ellos correspondientes a pozos y sondeos, con caudales de extracción modestos, salvo casos excepcionales. Por lo general atraviesan pizarras, areniscas y cuarcitas ordovícicas.

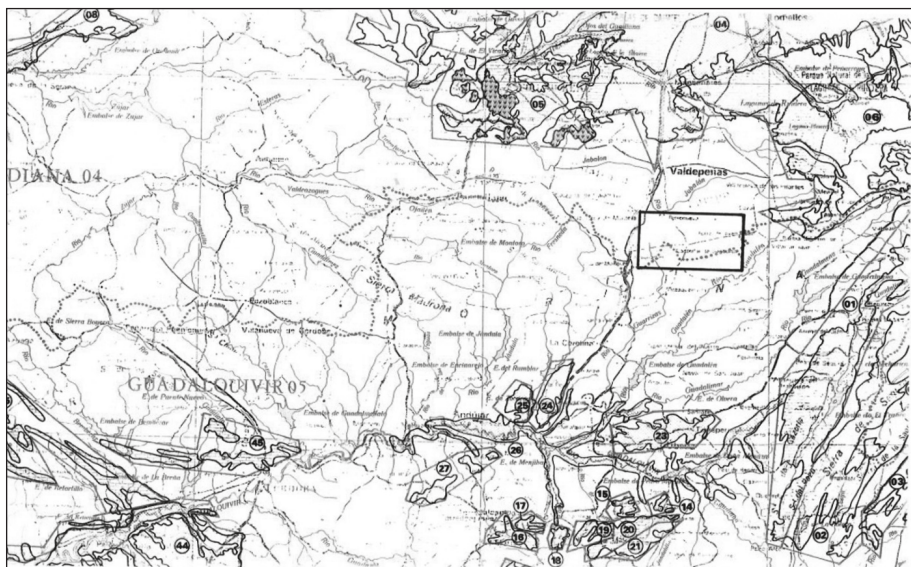
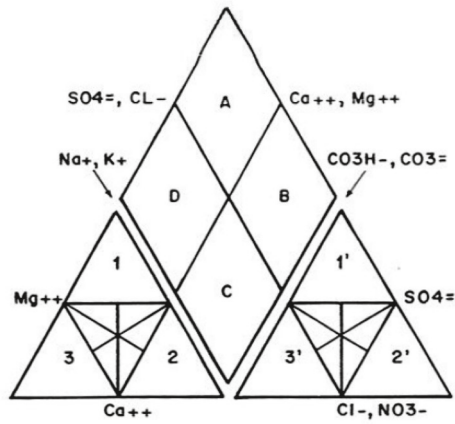


Fig. 7.2.- Situación de unidades hidrogeológicas de las cuencas del Guadiana y Guadalquivir, y ubicación de la Hoja de Santa Cruz de Mudela.

En función de un reciente muestreo sobre cinco puntos, las aguas pertenecientes a sondeos son relativamente aceptables, bicarbonatadas cálcicas y sódicas, con conductividades que oscilan alrededor de los  $1.000 \mu\text{s}/\text{cm}$  y contenidos en sulfatos bastante elevados, siendo un sondeo especialmente salino.

Sus características se destacan en la fig. 7.3.



A = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas

B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas

C = Bicarbonatadas sódicas

D = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas

1 = Tipo magnésico

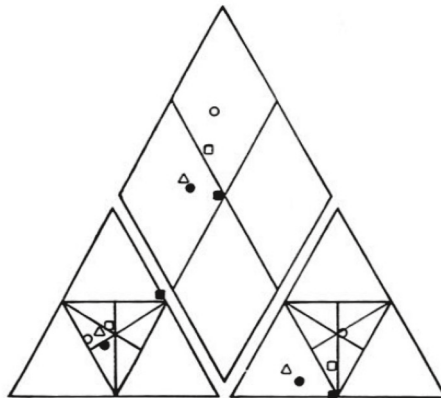
2 = Tipo sódico

3 = Tipo cálcico

1' = Tipo sulfatado

2' = Tipo clorurado

3' = Tipo bicarbonatado



○ 19331001

● 19334004

□ 19334012

■ 19335001

△ 19338002

Fig 7.3.- Diagrama de Piper.



## 8. BIBLIOGRAFÍA

- ÁBALOS, B. (1990). "Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba". *Tesis doctoral*, Univ. País Vasco: 1-430.
- AGUILAR TOMÁS, M.J.; BABIANO, F.; COULLAUT, J.L.; VILLOTA, J.; GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO, S.; MARTÍNEZ RIUS, A. Y VERGÉS, J. (1987). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, Hoja 808/16-32 (Almadén)". IGME. Madrid.
- AGUIRRE, E., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N. Y MORALES, J. (1976). "Continental faunas in Southeast Spain related to the Messinian. Il significato Geodinamico della crisi di salinità del Miocene terminal en el Mediterraneo". *Messinian Seminar*, 2: 62-63.
- 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*, 1, 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: 193327, 1 mapa. Madrid.
- ALVARADO, A. Y TEMPLADO, D. (1935). "Mapa geológico de España, escala 1:50.000, Memoria explicativa de la hoja nº 838. Santa Cruz de Mudela". I.G.M.E.
- AMOR, J.M. Y ORTEGA, E. (1987). "Mapa geológico de España (MAGNA). Memoria de la hoja nº 809 (Tirteafuera)". *I.G.M.E.*, pp. 1-56.
- ARANGUREN, A.; LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; CUEVAS, J. Y TUBIA, J.M. (1997). "The Los Pedroches batholith (Southern Spain): poliphase interplay between shear zones in transtension and setting of granites". In: Bouchez, J.L. et al. (eds.). *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers: 215-229
- ARBEY, F. Y TAMAIN, G. (1971). "Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris (Ser. D)*, 272, 1721-1723.
- AZOR, A. (1994). "Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España)". *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, 295 pp.
- AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y PÉREZ ESTAÚN, A. (1992). "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo". En: J.C. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura: 469-484.

- AZOR, A.; EXPÓSITO, I.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; SIMANCAS, F. Y MARTÍNEZ POYATOS, D. (2004). "La unidad Central o contacto entre las Zonas de Ossa-Morena y Centroibérica". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 186-188.
- BABIN, C. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1991). "Middle Ordovician bivalves from Spain and their phyletic and palaeogeographic significance". *Palaeontology*, 34: 109-147.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH. Y RIBEIRO, A. (1970). "Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen". *Nature Physical Science*, 241: 15.
- BEUF, S.; BIJU-DUVAL, B.; DE CHARPAL, O.; ROGNON, P.; GARIEL, O. Y BENNACEF, A. (1971). "Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara". 464 pp. *Science et Technique du Pétrole* 18, Paris.
- BLATT, H; MIDDLELTON, G.V. Y MURRAY, R.C. (1972). "Origin of Sedimentary Rocks". Prentice-Hall New Jersey; pp. 634.
- BOUYX, E. (1964). "Extensión de los terrenos anteordovícicos del Sur de Ciudad Real (España Meridional)". *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*; 76: 249-254.
- BOUYX, E. (1970). "Contribution à l'étude des Formations AntéOrdoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)". *Mem.Inst.Geol.Min.España*; Instituto Geológico y Minero de España; 73: 263, 50 fig. Madrid.
- BOUYX, E. Y SAUPE, F. (1966). "Précision sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almaden (Province de Ciudad Real, Espagne)", *C.R. Acad. Sc. Fr.*, 263: 321-323.
- BRECHLEY, P.J.; ROMANO, M. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1986). "Proximal and distal "Hummocky" cross-stratified facies on a wide Ordovician Shelf in Iberia". *Canadian Society for Petroleum Geologists, Memoir* 11, 241-255.
- BRECHLEY, P.J., ROMANO, M., YOUNG, T.P. Y STORCH, P. (1991). "Hirnantian glaciomarine diamictites; evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas". En: *Advances in Ordovician geology* (C.R. Barnes y S.H. Williams, Eds.). Geological Survey of Canada: 325-336.
- BULTYNK, P.; LARDEUX, H. Y WALLISER, O.H. (2000). "On the correlation on middle- Emsian". *SDS Newsletter*, 17: 10-11.
- BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, CH.; MATTE, PH. Y RIBEIRO, A. (1981). "Variscan intracontinental deformation: Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula)". *Tectonophysics*, 78: 161-177.
- BUTENWEG, P. (1968). "Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nordöstlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien)". *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 6: 126 pp, 61 fig., 1 map. Münster.

- CAPOTE, R. (1983). "La fracturación subsecuente a la orogenia Hercínica". *Libro Jubilar, J. M<sup>º</sup> Ríos, Geología de España*, T. 2, IGME, pp. 17-25.
- CAPOTE, R. Y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1969). "Estudio geológico en la región de Sta. Cruz de Mudela-Despeñaperros". Junta de Energía Nuclear (inédito).
- 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.
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ARANGUREN, A.; CUEVAS, J. Y TUBIA, J.M. (1994). "La falla de Conquista: una zona de cizalla dúctil transtensiva asociada al emplazamiento del batolito de Los Pedroches". En: *XVI Reunión de Xeoloxía e Minería do Noroeste Peninsular*. Laxe: 51-54
- CARRACEDO, M.; LARREA, F.J.; ALONSO OLAZÁBAL, A. Y GIL IBARGUCHI, J.I (1997). "Relación entre las intrusiones plutónicas y el complejo filoniano en el batolito de Los Pedroches (Macizo Ibérico, España): los diques como indicadores de ambientes paleotectónicos y paleoestructuras". *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, 22: 229-246.
- CARRACEDO, M.; PAQUETTE, J.L.; ALONSO OLAZÁBAL, A.; SANTOS ZALDUEGUI, J.F.; GARCÍA DE MADINABEITIA, S.; TIEPOLO, M. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (2009). "U–Pb dating of granodiorite and granite units of the Los Pedroches batholith. Implications for geodynamic models of the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif)". *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 98: 1609-1624.
- CORTÁZAR, D. (1880). "Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real". *Bol. Com. Mapa Geol. Nac.* T. VII, pp. 1-289.
- CHAMÓN, C.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; OLMO, P.; PARDO TIRAPU, G. Y ALÍA, M. (1970). "Estudio geológico de la región de El Viso del Marqués-Moral de Calatrava (provincia de Ciudad Real)". *Inédito dep. Geodinámica Interna. Univ. Compl. Madrid*.
- 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 Métallogénie de la Sierra Carolina (Jaén, Espagne)". *Thèse 3er cycle. Centre d'Orsay. Univ. Paris Sud*: 156pp
- CHAUVEL, J.; DROT, J.; PILLET, J. Y TAMAIN, G. (1969). "Précisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "Série-type" du Centenillo (Sierra Morena Orientale, Espagne)". *Bull. Soc. Géol. de France* (7), 11, 613-626.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Acta Salmanticensia*, 52: 1-162.
- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y AYARZA, 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)". *Jour. Struct. Geol.*, 17: 163-182.

- DÍEZ BALDA, M. A. Y VEGAS, R. (1992). "La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica". *Paleozoico Inf. IberoAmérica*. J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 523534, 6 fig. Madrid.
- DÍEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990). "Structure, Autochthonous Sequences, Part IV Central Iberian Zone". *PreMesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer, E. Martínez García (Ed.); SpringerVerlag Berlin Heidelberg New York: 172188, 8 fig. Heidelberg.
- DOBLAS, M.; LÓPEZ RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MAHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIÁ, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A. Y SOPENA, A. (1994a). "Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238: 95-116.
- DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; SOPENA, A.; LÓPEZ RUIZ, J.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L.; LUNAR, R. Y SÁNCHEZ-MOYA, Y. (1994b). "Variscan-Late Variscan-Early Alpine progressive extensional collapse of central Spain". *Geodinamica Acta*, 7: 1-14.
- ESCUDER VIRUETE, J. (1998). "Relationships between structural units in the Tormes Gneiss Dome (NW Iberian Massif, Spain): geometry, structure and kinematics of contractional and extensional Variscan deformation". *Geol. Rundschau*, 87: 165-179.
- 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: 117-138.
- ESCUDER VIRUETE, J.; VILLAR, P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; MONTESERIN, V. Y SANTISTEBAN, J.I. (1995). "Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España)". *Bol. Geol. Min.*, 106(4): 303-315.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1838). "Apuntes geognósticos y mineros sobre una parte del mediodía de España". *Anales de Minas*, 1, 322-360.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844). "Descripción geognóstica y minera de los criaderos de Sta. Cruz de Mudela". *Boletín Oficial de Minas*, 11, 125-127.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1847). "Adiciones sobre los terrenos de España". In Lyell, C.: *Elementos de Geología* (traducción española). Imprenta de D. Antonio Yenes, Madrid, 652 págs.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; DE PABLO MACIÁ, J. G. Y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1987). "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". *Anais da facultade de Ciências Universidade de Porto. Memórias*, 1: 141-431.
- FERNÁNDEZ, M. Y VALDÉS, A. (1933). "Mapa geológico de España, escala 1:50.000 (1ª Serie); 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.
- 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. Roma.
- 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.; 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.
- GALLARDO MILLÁN, J.L.; HIGUERAS, P. Y MOLINA, J.M. (1994). "Análisis estratigráfico de la "Cuarcita de Criadero" en el Sinclinal de Almadén". *Bol. Geol. Min.*, 105: 133-145.
- 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. Madrid.
- GARCÍA PALACIOS, A.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y HERRANZ ARAÚJO, P. (1996). "Edad y correlación de la "Cuarcita de Criadero" y otras unidades cuarcíticas del límite Ordovícico-Silúrico en la Zona Centroibérica meridional (España y Portugal)". *Geogaceta*, 20 (1), 19-22.
- GARCÍA-RAMOS, J. C. Y ROBARDET, M. (1992). "Hierros oolíticos ordovícicos de la Zona de Ossa Morena". *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3:123-132.
- GARCÍA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S. Y ORTEGA, E. (1987). "Memoria explicativa de la hoja 808, Almadén. Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, 2ª serie, plan MAGNA". IGME, 60 pp.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980). "Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)". *Tesis Doctoral*. Univ. Salamanca: 1-334.
- GROTH, J. (1914). "La Sierra Morena". *C. R. Acad. Sci. Paris*, 158: 1722-1724.
- GUMIEL MARTÍNEZ, P. (1982). "Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica". *Tesis Doctoral Univ. Salamanca*, 324pp
- 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*. Granada, V. 1, pp. 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-V, 647-669.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. Y MARTÍN, J. (1984). "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.; RÁBANO, I. Y ROBARDET, M. (1984b). "Estudio bioestratigráfico del Ordovícico en el sinclinal del Valle (provincia de Sevilla, SO. de España)". *Memórias e Notícias, Univ. Coimbra*, 97: 12-37.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCHÁ, 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.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; ROBARDET, M.; RÁBANO, I.; SARMIENTO, G.N.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A.; HERRANZ ARAÚJO, P. Y PIEREN PIDAL, A. (2002). "Ordovician". In: GIBBONS, W. & MORENO, M.T. (eds.) *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 31-49.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. Y PIEREN PIDAL, A. P. (1990). "PostCambrian Palaeozoic Stratigraphy". *PreMesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); SpringerVerlag Berlin Heidelberg New York: 160171, 1 fig. Heidelberg.
- HAFENRICHTER, M. (1979). "Paläentologisch-okologische und lithofazielle untersuchungen des Ashgill-kalkes (Jungordovizium) in Spanien". *Arb. Paläopunt. Inst. Wurtzburg*, 3, 1-139.
- HAFENRICHTER, M. (1980). "The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena)". *N. Jb. Geol. Palaöun. Abh.* 160 (1), 138-148.
- HAMMANN, W. (1983). "Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien; ihre bioestratigraphie, ökologie und systematik". *Abh. senckenberg. naturforsch. Ges.* 542, 1-177.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID M.D.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELAEZ, J.R.; PÉREZ ESTAÚN, A.; PRIETO, M.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M.A.; TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILAS, L.; VILLAS, E. Y VILLENA, J. (1982). "The ordovician system in south-western Europe (France Spain and Portugal)". *IUGS Publ.* 11: 1-47.

- HENKE, W. (1926). "Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaen). *Abh. senckenberg. naturforsch.*". Ges. 39 (2), 205-213. (Traducido al español en Publ. Extr. sobre Geol. de España, 6: 27-39, 1953).
- 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: 875-878.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1991). "Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif". *Tectonophysics*, 191: 311-324.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). "El sistema Siluriano. "Mem. IGME. Explicación del nuevo mapa geológico de España; 2 (1): 1-592; (2): 593-848.
- HUDLESTON, P.J. (1972). "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". *Tectonophysics*, 16: 1-46
- JULIVERT, M.; RIBEIRO, A. Y CONDE, L. (1972). "Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. (Escala 1:1.000.000)". IGME.
- JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M. Y MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). "La estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado". *Libro Jubilar J.M. Ríos T. 1*, pp- 477-490.
- 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.
- LARREA, F.; CARRACEDO, M.; YUSTA, I.; ORTEGA, L. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996b). "Los diques traquian-desíticos asociados al plutón granodiorítico de Los Pedroches (España)". *Geogaceta*, 20: 586-589.
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A. Y MENÉNDEZ, M. (1999). "Granitoides post-colisionales emplazados en situaciones extensionales: el stock de Santa Elena (Zona Centroibérica, España)". *XV Reun. Geol. Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 147-157
- LARREA, F.J.; CARRACEDO, M.; ALONSO, A.; ORTEGA, L.A. Y MENÉNDEZ, M. (1999b). "Granitoides post-colisionales emplazados en situaciones transtensivas: el plutón de Cardeña-Virgen de la Cabeza (batolito de Los Pedroches, España)". *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Extended Abstracts*: 160-169.
- LEYVA, F. (2000). "Informe sedimentológico de las hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 nº 787, 813, 839, 840 y 864 y del Paleozoico de las hojas 865 y 886". IGME, Inédito.

- LEYVA, F.; MATAS, J. Y CABRA, P. (2009). "Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 813 (Villanueva de los Infantes)". IGME.
- LEYVA, F.; MATAS, J.; JEREZ MIR, F. Y CABRA, P. (2009b). "Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 840 (Bienservida)". IGME.
- 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.
- LOTZE, F. (1945). "Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica". *Publ. Extr. Geol. España*, 6 (3-4): 149-166. Trad. J. M. Ríos.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y ÁLVAREZ, F. (1991). "Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain". In: PÉREZ ESTAÚN, A. y COWARD, M.P. (Eds.).- Deformation and Plate Tectonics. *Tectonophysics*, 191(3-4): 291-309
- MALLADA, L. (1884). "Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén". *Bol. Com. Map. Geol. de España*; 11: 1-55.
- MARTÍN IZARD, A. (1986). "Caracteres tectónicos de los metasedimentos del oeste de la provincia de Salamanca". *Estud. Geol.*, 42(6): 415-432
- MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J. Y Díez MONTES, A. (2000). "Granitic facies and fracture events in the midwest area of Los Pedroches Batholith (Spain)". In: *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, Spain, Program and Abstracts: 258-260.
- MARTÍN PARRA, L.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ POYATOS, D. Y MATAS, J. (2006). "The Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications". *Bull. Soc. géol. Fr.*, 177(4): 191-202.
- MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J.; ROLDÁN, F.J. Y MARTÍN-SERRANO, A. (2015). "Hoja y Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000 (Serie 200) nº 70 (Linares)". IGME.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1979). "El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterrae*, 28: 11-19
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). "Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales". *Bol. Geol. y Min.* 99, 855-870. Tomo XCIX-VI, IGME, pp. 21-36?.
- MARTÍN-SERRANO, A (1988b). "Sobre la transición Neógeno Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña". *II. Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 1, 395-398.



- MARTÍN-SERRANO, A. (1991). "El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados. Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular". *Sociedad Española de Geomorfología, Monografía*, Nº 6, ITGE-SEG, 9-26.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991b). "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 (3-4), 337-351.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; HACAR RODRÍGUEZ, M. P.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ ESTAÚN, A. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992). "Lower Paleozoic extensional in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain". *Geologische Rundschau*, 81/2: 545-560. Stuttgart.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D. Y BEA, F. (Coords.) (2004). "Zona Centroibérica. Introducción". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 68-69.
- MARTÍNEZ POYATOS, D. (1997). "Estructura del borde meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena". *Tesis Doctoral Univ. Granada*: 222 pp (publ. Lab. Xeol. Laxe, Nova Terra, 18, 2002).
- MARTÍNEZ POYATOS, D.; DÍEZ BALDA, M.A.; MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN Y VEGAS, R. (2004). "Zona Centroibérica. Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estructura. El acortamiento varisco inicial". En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid: 84-87.
- MARTÍNEZ POYATOS, D., SIMANCAS, J.F., AZOR, A. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1998). "Evolution of a Carboniferous piggyback basin in the southern Central Iberian Zone (Variscan Belt, SE Spain)". *Bull. Soc. Géol. France*, 169: 573-578.
- MARTÍNEZ-SALANOVA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; MARTÍN HERRERO, D.; SÁNCHEZ CARRERERO, R.; CONTRERAS, E.; GRACIA, F. J.; BARBERO, L.; VILLASECA, C.; ANDONAGUI, P.; DABRIO, C. E IGLESIAS, A. (2009). "Hoja y Memoria de Mora (658) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2ª ser". IGME: 106pp.
- MATAS, J.; MORENO, F.; LEYVA, F.; DÍEZ, A.; CARRASCO, A. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (2005). "Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 755 (Navalvillar de Pela)". IGME
- MATAS, J.; LEYVA, F. Y CABRA, P. (2009). "Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 864 (Venta de los Santos)". IGME
- MATAS, J.; LEYVA, F. Y CABRA, P. (2009b). "Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España. E 1: 50.000. 2ª Serie MAGNA. Hoja nº 839 (Torre de Juan Abad)". IGME

- MATAS, J. Y MARTÍN PARRA, L.M. (2015). "Hoja y Memoria del Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000 (Serie 200) nº 69 (Pozoblanco)". IGME.
- MATTE, PH. (1986). "Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe". *Tectonophysics*, 196: 329-374.
- MCDUGALL, N.; BRENCHELY, J.; REVELO, J.A. Y ROMANO, M. (1987). "Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia". *Geol. Mag.* 124 (4), pp. 347-359.
- 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
- MITCHUM, R.M. JR. (1985). "Seismic stratigraphic recognition of submarine fans". In: O. R. Berg and D.G. Woolverton, eds., *Seismic stratigraphy II. AAPG Memoir*, 39: 117-136.
- MOLINA, E.; PÉREZ GONZÁLEZ, A. Y AGUIRRE, E. (1972). "Observaciones geológicas del Campo de Calatrava". *Est. Geol.* v. 27, pp. 3-11.
- MOLINA, E. (1975). "Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Tesis Doctoral*. Fac. de Ciencias. Madrid. 347 pp.
- MOLINA, E. (1991). "Paleoalteraciones y evolución del relieve: el caso del Zócalo Hercínico Ibérico. Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular". *Sociedad Española de Geomorfología, Monografía*, nº 6, ITGE-SEG, 27-43.
- MOLINA, E. (1993). "Las paleoalteraciones sobre el zócalo hercínico ibérico: algunos ejemplos españoles". *Reun. Xeol. Min. NW Penin. XV Reunión: Evolución alpina del Sistema Hercínico Peninsular*: 129132. O Castro, A Coruña.
- MONTERO, P.; MARTÍN PARRA, L.M.; MATAS, J. Y MARTÍNEZ POYATOS, D.J. (en prep). "Geocronología del Plutón de Santa Elena".
- MONTESERÍN, V.; NAVARRO JULI, J.J.; PALERO, F. Y PASCUAL MUÑOZ, H. (2016). "Hoja y Memoria revisadas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000, 2ª Serie (MAGNA) nº 837 (El Viso del Marqués)". IGME
- MORENO, F. (1977). "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense de Madrid, 255 p.
- MORENO, F.; VEGAS, R. Y MARCOS, A. (1976). "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)". *Brev. Geol. Astur.* 20 (1): 8-16.

- 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.
- NOZAL, F. (1985). "Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 708, Minas de Santa Quiteria". IGME.
- ORTEGA, E. (1988). "Geology and Metallogeny of the Almadén area, Centroiberian Zone, Spain". *2nd Remote Sensing European Workshop* (Bruxelles, 1986), pp. 149173.
- ORTEGA GIRONÉS, E. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983, publicado en 1986). "La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica". *Breviora Geol. Asturica*; 3-4, 2 fig. Oviedo.
- ORTEGA GIRONÉS, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988). "Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales Anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica". *Temas Geol. Min. Simposios*; 9: 8589, 2 fig. Madrid.
- ORVÍZ CASTRO, F.; CASTELLÓ MONTORI, R. Y MARTÍNEZ DEL OLMO, W. (1976). "Hoja Geológica, escala 1:50.000 de Santisteban del Puerto 20-35 (885)". IGME.
- PALERO, F. J. (1991). "Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (sector meridional de la Zona Centroibérica)". *Tesis Doct. Univ. Salamanca*: 827. Madrid.
- PALERO, F.J. (1992). "La sucesión paleozoica y estructura del Sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real)". *Est. Geol.* 48, 341-352.
- PALERO FERNÁNDEZ, F. Y MARTÍN-IZARD, A. (1988). "Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb en la Caliza Urbana del paraje de Peña del Águila, Calzada de Calatrava (Ciudad Real)". *Boletín de la Sociedad Esp. Mineralogía*, 11-1, 179-189.
- PARDO, M.V. Y GARCÍA-ALCALDE, J.L. (1984). "Biostratigrafía del Devónico de la región de Almadén (Ciudad Real, España)". *Trabajos de Geología*, 14: 79-120.
- PARDO ALONSO, M. V. (1995). "El Devónico al sur de Cabeza del Buey (provincias de Badajoz y Córdoba, España)". *Geogaceta*, 17: 12-15.
- PARDO ALONSO, M.V. (1997). "Geología del Devónico meridional de la Zona Centroibérica". *Tesis Doctoral*, Univ. Oviedo: 471 pp.

- PARDO ALONSO, M. V. (1998). "Update on the Silurian-Devonian transition in the Almadén area, Central-Iberian Zone, Spain". *Proceedings 6th Int. Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting* (J.C. Gutiérrez-Marco & I. Rábano, eds.). *Temas Geológico-Mineros* ITGE, 23: 110-114.
- PARDO ALONSO, M. V. (2002). "Revisión de *Paraspirifer chillonensis* (Quintero y Revilla, 1966), del Devónico inferior de Almadén (España)". *Boletín Geológico y Minero*, 113 (1): 71-84
- PARDO ALONSO, M.V. Y GARCÍA-ALCALDE, J.L. (1996). "El Devónico de la Zona Centroibérica". *Revista Española de Paleontología*, nº extraord. 1996, 72-81.
- PARIS, F. (1990). "The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain". *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, 181-209.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. Y NOBLET, C. (1982). "The Lower Paleozoic transgression in Southwestern Europe". *Palaeontological Contributions of the University of Oslo*, 280, 41.
- PÉRAN, M. (1971). "Contribution a l'étude de la géologie de la région de Venta de los Santos (Jaén)". Espagne. *Thèse Univ. Paris Sud* (Centre d'Orsay): 73pp
- PÉREZ ESTAÚN, A.; BEA, F.; BASTIDA, F.; MARCOS, A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D.; ARENAS, R.; DIEZ GARCÍA, F.; AZOR, A.; SIMANCAS, F. Y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (2004). "La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico". En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.), SGE-IGME, Madrid, 21-25.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trab. Neógeno-Cuaternario*, nº 9., pp. 23-36
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981). "Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo". *Tesis. Doct. Univ. Comp. Madrid*, pp. 1-787.
- PICKERILL, R.K.; ROMANO, M. Y MELENDEZ, B. (1984). "Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain". *Geol. J.* 19, 249-269.
- PIEREN PIDAL, A. P. (1986). "Mobilité du bassin sédimentaire au Silurien inferieur dans le synclinal de Herrera del Duque. (Badajoz, España)". *Réun. Sci. Terre. ClermontFerrand*; 11 eme: 148.
- PILES MATEO, E. Y NOZAL MARTÍN, F. (1989). "Mapa Geológico de España. E 1:50.000 2ª Serie. Hoja nº 733 Castilblanco". IGME.
- PINEDA VELASCO, A. (1987). "La Caliza Urbana (Ordovícico Superior) y sus tramos volcanoclásticos en el subsuelo del norte de El Centenillo (Jaén)". *Bol. Geol. Min.*; 98 (6): 780793, 6 fig. Madrid.

- POUPON, G. (1971). "Contribution a l'étude de la région d'Aldeaquemada (Jaén, Espagne)". *Tesis Univ. Paris-Sud (Orsay)*. 60 pp.
- PORTERO GARCÍA, J. M. Y DABRIO GONZÁLEZ, C. J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de Calatrava". *II Congr. Geol. Esp. Comun.*; 1: 161164, 2 fig. Granada.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. Y VAIL, P.R. (1988). "Eustatic controls on clastic deposition I — conceptual framework". In: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Editors, *Sea Level Changes — An Integrated Approach, Special Publication vol. 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*:110–124.
- QUESADA, C. (1991). "Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of the tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif". *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- QUESADA OCHOA, C. (1992). "Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico)". *Paleozoico Inf. IberoAmérica*. J.C GutiérrezMarco, J.Saavedra & I.Rábano (Eds.): 173192, 6 fig. Madrid.
- QUESADA, C.; APALATEGUI, O.; EGUÍLUZ, L.; LIÑÁN, E. Y PALACIOS, T. (1990). "Ossa Morena Zone. 2. Stratigraphy. 2.1. Precambrian". En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 252-258.
- RÁBANO, I. (1989). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". *Bol. Geol. y Min.* vol. 100-3, pp. 307-338.
- RÁBANO, I. (1990). "Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española". *Publicaciones Especiales del Boletín Geológico y Minero*. 1-233 (recopilación de 4 artículos aparecidos en 1989).
- RAMÍREZ, J.I.; PALERO, F. Y PIEREN PIDAL, A. (2016). "Hoja y Memoria nº 835 (Brazatortas) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2º Serie (MAGNA)". IGME.
- RAMSAY, J.G. (1967). "Folding and Fracturing of rocks". McGraw-Hill, New York: 568 pp.
- REY, J.; HIDALGO, M.C. Y MARTÍNEZ LÓPEZ, J. (2005). Upper-Ordovician-Lower Silurian transgressive-regressive cycles of the Central Iberian Zone (NE Jaén, Spain). *Geol. J.*, 40: 477-495.
- RICHTER, P. (1967). Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien). *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*; 3: 1144. Münster.

- RÍOS ARAGÜÉS, S. (1977). "Estudio geológico del metalotecto plumbífero del Ordoviciense (La Carolina – Santa Elena – Sierra Morena Oriental, provincia de Jaén)". Tesis Doctoral Univ. Politécnica de Madrid: 1-271
- 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, 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.
- ROBARDET, M. (1976). "L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le Nord de la Province de Séville (Espagne)". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 283: 999-1002.
- ROBARDET, M. (1981). "Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula". In: Hamberg M.J. D. & Harland Wb. (Eds). *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge Univ. Press. 585-589.
- ROBARDET, M. Y DORE, F. (1988). "The Late Ordovician diamictitic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits". *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 66: 19-31.
- RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V.M.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C. Y SARMIENTO, G. (1988-1989). "Rasgos bioestratigráficos de la sucesión silúrica del Siclinal de Guadarranque (provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real)". *Coloquios de Paleontología*, 42: 83-106.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J. Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994). "Macizo Hespérico Meridional". En: Gutiérrez Elorza, M. Ed. 1994, *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, pp. 101-122.
- ROIZ, J.M. (1979). "La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano". *Tesis Doctoral*, UCM, 256 pp.
- ROMANO, M. (1991). "Lower to Middle Ordovician trace fossils from the Central Iberian Zone of Portugal and Spain". *Geological Survey of Canada, Paper* 90-9, 191-204.
- SAN JOSÉ LANCHI, 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". In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 147-159.
- SAN JOSÉ, M.A.; RÁBANO, I.; HERRANZ, P. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1992). "Capítulo 28. El Paleozoico inferior de la Zona Centroibérica meridional". In Gutiérrez-Marco, J.C., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Univ. de Extremadura, 505-521.

- SARMIENTO, G. (1993). "Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico Meridional)". *Tesis Doctoral*. Univ. Complutense Madrid, 599, pp.
- SARMIENTO, G.N.; GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y RABANO, I. (1995). "A biostratigraphical approach to the Middle Ordovician conodonts from Spain". In Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.E. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, Book 77, 61-64.
- 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).
- SARMIENTO, G.N. Y RODRÍGUEZ NÚÑEZ, V.M. (1991). "Conodontos telychienses (Silúrico inferior) del Sinclinal de Guadarranque (Zona Centroibérica, Macizo Hespérico)". *Rev. Esp. de Paleontología*, n° extraordinario, 151-156.
- SAUPE, F. (1971). "La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Prov. de Ciudad Real, Espagne)". *Mem.Bur.Rech.Geol.Minières. Coll. Ordovicien et Silurien*; 73: 462. Paris.
- SAUPE, F. (1971). "Stratigraphie et pétrographie du "Quartzite du Criadero" (Valentien) à Almadén (Ciudad Real, Espagne)". *Mem.Bur.Rech.Geol.Minières. Coll. Ordovicien et Silurien*; 73. Paris.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1971). "Pyrite emplacement by gravity flow". *Bol. Geol. M.N.* Madrid. Vol. 82-84. pp. 239-268.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1975). "Tectonic framework of Late Precambrian supposed glacials". In Wright, A. E., and Moseley, F., eds.. *Ice ages: Ancient and modern*: Liverpool, Seel House Press, p. 241-274.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1958). "Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora". *Breviora geol. asturica*, 2: 1-2.
- SOLÉ SABARÍS, L. (1983). "Morfología General de la Península Ibérica". *Libro Jubilar J. Mª Ríos. Geología de España*, T 2, IGME, pp. 589-612.
- STOW, D. A. Y SHANMUGAM, G. (1980). "Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments". *Sedimentary Geology*, 25(1), 23-42.
- TAMAIN, G. (1967). "El Centenillo zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena Oriental (Espagne)". *C.R. Acad. Sc. Paris, Série D* 267-265, 389-392.

- TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)". Thèse présentée à l'université de Parisud (Centre d'Orsay). *Trav. Lab. Géol. Struct. Appli.* 91 Orsay, 2 vol., 648 pp. 38 map. 4 anexos. Paris.
- TILLMAN, R.W.; SWIFT, D.J.P. Y WALKER, R.G. (1985). "Shelf sands and sandstone reservoirs". *SEPM Short Course Notes*, N° 13: 708 pp.
- VAIL, P.R. (1987). "Seismic stratigraphy interpretation procedure". In: Bally, A. W. (Ed.) *Atlas of seismic stratigraphy*. AAPG Studies in Geology, 27 (1): 1-10.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Y THOMPSON III, S. (1977). "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.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., JR., POSAMENTIER, H.W. Y VAIL, P.R. (1987). "Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 2; key definitions of sequence stratigraphy" In: *Atlas of Seismic Stratigraphy* (A.W. Bally, ed.), *American Association of Petrologists and Geologists Stud. Geol.*, 27(1):11-14.
- VAN ZUIDAM-CANCELADO, F.I. (1989). "Desarrollo morfológico de la cuenca del río ALJUCEN y sus alrededores inmediatos, Extremadura, España. Una hipótesis del desarrollo de planaciones". Proefschrift (tesis doctoral) Faculteit dez Ruimtaliske wetenshappn (Physical Geography): Universiteit Utrecht. Nederland. 243 pp.
- VERNEUIL, E. DE Y BARRANDE, J. (1856). "Description des fossiles trouvés dans les terrains Silurien et Dévonien d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bulletin de la Société Géologique de France* [2], 12, 964-1025.
- VILLAS, E. (1995). "Caradoc through Early Ashgill brachiopods from the Central-Iberian Zone (Central Spain)". *Géobios*, 28 (1), 49-84.
- VILLAS, E.; LORENZO, S. Y GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. (1999). "First record of a Hirnantia Fauna from Spain, and its contribution to the Late Ordovician palaeogeography of northern Gondwana". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 89: 187-197.
- WAGNER, R.H. (1983). "The palaeogeographical and age relationships of the Portuguese Carboniferous floras with those of other parts of the Western Iberian Peninsula. In Sousa M.H.L. and Oliveira J.T. (Eds.)". *The Carboniferous of Portugal. Mem. Serviços Geol. Portugal*, 29: 153-177.
- 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.





MINISTERIO  
DE ECONOMÍA  
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico  
y Minero de España

ISBN 978-84-9138-011-5



9 788491 380115