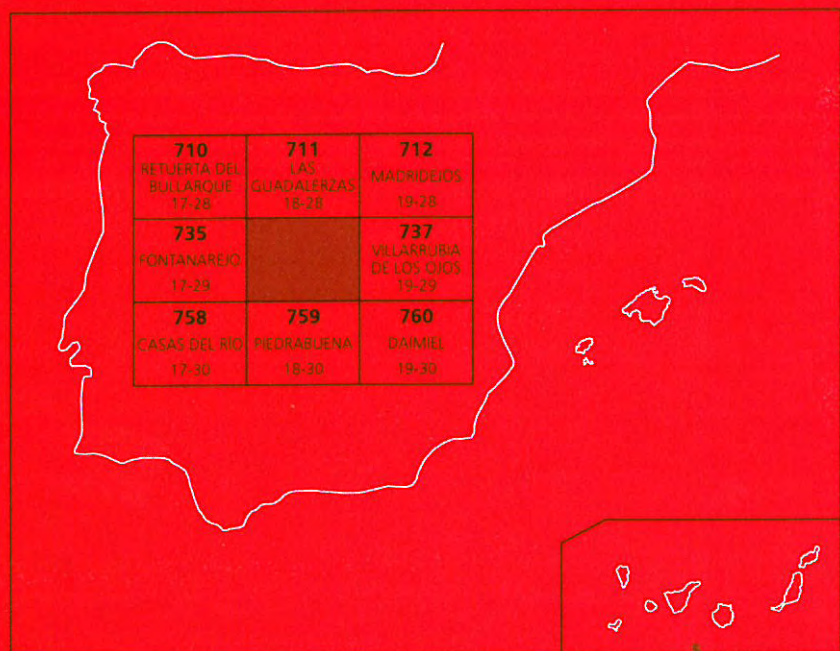




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



MALAGÓN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

MALAGÓN

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Base Topográfica: Instituto Geográfico Nacional
Cartografía: Intecol S.L.U.

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-12-006-9
ISBN: 978-84-7840-893-1
Depósito legal: M-2209-2013

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

Las presentes Hoja y Memoria (Malagón-736) han sido realizadas por CGS, dentro del programa MAGNA, durante 1999-2000, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- A. Hernández. Coordinación y Dirección (1ª etapa). Estratigrafía y Sedimentología. Memoria.
- J. Huerta. Cartografía del Paleozoico. Tectónica. Petrología. Memoria.
- J. I. Ramírez: Estratigrafía y Sedimentología. Cartografía del Cuaternario. Geomorfología. Memoria.
- F. López. Coordinación y Dirección (2ª etapa). Neotectónica. Recursos Minerales. Memoria.
- J. M. Portero. Geofísica y sondeos.
- J. Solesio. Hidrogeología.
- D. Gil (U.C.M.). Asesoramiento paleontológico.
- A. Pérez (C.S.I.C.). Asesoramiento geomorfológico.

Dirección y supervisión

- V. Gabaldón López (I.G.M.E.)
- V. Monteserín López (I.G.M.E.)

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	9
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	11
2.1. CÁMBRICO	11
2.1.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras. Arenisca del Azorejo (1). Ovetiense Cámbrico inferior	11
2.1.2. Pizarras, areniscas y dolomías (2). Tramo de Bandolázaro. Ovetiense s.l.	14
2.1.3. Calizas, calcoesquistos y areniscas (3). Calizas de Urda/Los Navalucillos. Marianiense	15
2.1.4. Limolitas, pizarras y areniscas (4). Alternancias de Urda/Formación Soleras. Marianiense s. I	16
2.1.5. Areniscas, limolitas y pizarras (5). Formación Cortijos. Bilbiliense	16
2.2. COMPLEJO VOLCÁNICO - SEDIMENTARIO	17
2.2.1. Volcanitas, pizarras y cuarcitas (6). Complejo volcánico-sedimentario. Cámbrico sup.-Ordovícico inferior?	18
2.3. ORDÍVICO	19
2.3.1. Las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía	19
2.3.2. Cuarcitas y conglomerados (7). Serie Púrpura. Capas intermedias. Ordovícico inferior	20
2.3.3. Alternancia de cuarcitas, limolitas, areniscas y pizarras (8). Serie Púrpura. Capas intermedias. Ordovícico inferior	21
2.3.4. Ortocuarцитas (9). Cuarcita armoricana. Arenigiense	22
2.3.5. Areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras (10). Estratos de Pochico-Capas de Marjaliza. Arenigiense-Llanvirniense	23
2.3.6. Pizarras, areniscas y pizarras con Neseuretus (11). Llanvirniense- Llandeiloense	24
2.3.7. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (12). Llandeiloense superior	24
2.3.8. Cuarcitas, areniscas y pizarras (13). Cuarcita Botella o de Canteras. Llandeiloense superior-Caradociense inferior	25
2.3.9. Pizarras (14). Pizarras intermedias o de Canteras. Caradoc inferior y medio	26
2.4. PLIOCENO Y PLIO-PLEISTOCENO	27
2.4.1. Gravas, arenas y fangos variolados. (15). Plioceno	27
2.4.2. Calizas, margas y margas arenosas. (16). Plioceno	28

2.4.3. Encostramientos carbonatados y limo-arcillas (17). Costras (Dalles). Plioceno superior	28
2.4.4. Cantos, gravas, arenas y limos (18). Piedemonte de la Raña. Plioceno superior-Pleistoceno inferior	29
2.5. CUATERNARIO	29
2.5.1. Cantos, gravas y bloques en matriz arcillo-arenosa rojiza (19). Colu- viones y derrumbios de ladera. Pleistoceno	30
2.5.2. Cantos y gravas con matriz arcillo-arenosa (20 y 21). Abanicos y conos aluviales. Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio-superior	30
2.5.3. Cantos y gravas poligénicas, arenas y limo-arcillas (22 y 23). Terrazas. Pleistoceno superior	31
2.5.4. Cantos y bloques angulosos de cuarcita. (24). Canchales. Holoceno	31
2.5.5. Cantos, bloques y arcillas arenosas desorganizadas (25). Deslizamien- tos. Holoceno	31
2.5.6. Cantos y gravas en matriz limo-arenosa (26). Conos de deyección. Holoceno	32
2.5.7. Limo-arcillas y gravas (27). Fondo endorreico. Holoceno	32
2.5.8. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas (28). Aluviales y fondo de valle. Holoceno	32
3. TECTÓNICA	33
3.1. TECTÓNICA REGIONAL	33
3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	34
3.2.1. Los materiales	34
3.2.2. Las fases de deformación	35
3.2.3. Dominios estructurales	40
3.3. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES	42
3.3.1. Tectónica hercínica y prehercínica	42
3.3.2. Tectónica alpina y postalpina	43
3.4. NEOTECTÓNICA	44
3.4.1. Indicios de actividad neotectónica	45
3.4.2. Sismicidad	45
4. GEOMORFOLOGÍA	48
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRAFICA	48
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	48
4.2.1. Estudio morfoestructural	48
4.2.2. Estudio del modelado	49
4.2.2.1. Formas de laderas	49
4.2.2.2. Formas fluviales	50
4.2.2.3. Formas poligénicas	51
4.2.2.4. Formas kársticas	52
4.2.2.5. Formas lacustres	52
4.2.2.6. Formas antrópicas	53
4.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA	53
4.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL y TENDENCIAS FUTURAS	55

5. PETROLOGÍA	55
5.1. VULCANITAS DEL COMPLEJO VOLCANO-SEDIMENTARIO	55
6. HISTORIA GEOLÓGICA	56
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	58
7.1. HIDROGEOLOGÍA	58
7.2. RECURSOS MINERALES	60
7.3. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	62
8. BIBLIOGRAFÍA	65

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Malagón nº 736 del M.T.N. escala 1:50.000 se sitúa en la zona norte de la provincia de Ciudad Real en su límite con la de Toledo. Está limitada por los paralelos 39°10'04",7 y 39°20'04",7 de latitud Norte, y por los meridianos 4°11'10",7 y 3°51'10",7 de longitud Oeste, referidos al meridiano de Greenwich. Geográficamente pertenece a los Montes de Toledo Orientales, muy cerca e inmediatamente al Norte del Campo de Calatrava. Comprende parte de los términos municipales de Malagón, Fuente El Fresno, Porrona, Los Cortijos y Retuerta del Bullaque, correspondientes a Ciudad Real; y Los Yébenes, dentro de la provincia de Toledo.

Exceptuando los núcleos de población de Los Cortijos, el poblamiento de la zona se reparte entre numerosas pedanías de los municipios de Malagón y Porzuna.

El clima es de características continentales, con inviernos fríos y veranos calurosos, con precipitaciones más abundantes en primavera y otoño.

El relieve de la Hoja es bastante accidentado, con frecuentes sierras de cuarcitas presentes en todo el ámbito de la Hoja. Las cimas más altas, con formas redondeadas, alcanzan los 1070 m en la Sierra de la Fuenlengua. La zona topográficamente más baja (628 m) se sitúa a lo largo del borde Sur de la Hoja, en el valle que comunica Porzuna con Malagón, por el que discurre el río de la Becea. Este río, junto al Arroyo de Los Cortijos y el Arroyo de Piedralá, constituyen las arterias fluviales más importantes de la Hoja, todas ellas pertenecientes a la cuenca del Guadiana.

La economía de la zona se basa fundamentalmente en la ganadería caprina y ovina, con una agricultura de regadío (maíz predominante) ubicada en el ángulo suroccidental de la Hoja (Regadíos del Bullaque). En los municipios de Los Yébenes y Retuerta del Bullaque existen grandes fincas con aprovechamiento cinegético, que además tienen cabaña de ganado bovino y campos cerealísticos.

1.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico los materiales más antiguos de la Hoja (paleozoicos) se enclavan dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) o Zona Luso-Oriental-Alcudiense de LOTZE (1956). Se encuentran representados materiales desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico superior. Dominan los sedimentos arenosos y pelíticos, existiendo rocas carbonáticas en el Cámbrico inferior y, más localizados, afloramientos de rocas volcánicas de edad incierta. Todos estos materiales se plegaron y fracturaron durante la orogenia hercínica, sin llegar a desarrollarse metamorfismo. Durante las fases tardías se desarrolló la fracturación tardihercínica y, en Hojas vecinas, se intruyeron masas de granitoides (Madrídejos).

En la región no existe registro sedimentario del Mesozoico y Paleógeno, si exceptuamos los materiales Triásicos que existen en el subsuelo de la Hoja de Daimiel (IGME, 1989). Los afloramientos más próximos se sitúan en la Llanura Manchega central y oriental (sector de Manzanares-Sierra de Altomira).

En el borde Sur de la Hoja, que constituye el corredor de Porzuna -Malagón, afloran materiales terciarios neógenos pertenecientes al relleno de la Cuenca del Guadiana, de edad Plioceno. Justo al Sur del citado corredor empieza el campo volcánico del Campo de Calatrava, de quimismo ultrapotásico y alcalino-ultraalcalino, cuyo emplazamiento tuvo lugar desde el Mioceno superior al Pleistoceno. En el Plioceno superior y Pleistoceno bajo se producen extensos aplanamientos sobre los relieves existentes y se generan amplias superficies de erosión y erosión-depósito (Raña, Superficies de la Mancha, etc.) que preceden a la instalación de la red fluvial.

1.3. ANTECEDENTES

Los primeros trabajos geológicos en la zona de estudio tuvieron lugar hacia la mitad del siglo pasado. Concretamente PRADO (1855) descubrió la fauna de trilobites de Los Cortijos de Malagón, a la que llamó la "fauna primordial" correspondiente al Cámbrico.

Hacia finales de siglo pasado y en la primera década del XX algunos trabajos se centran en las calizas del sector de Urda que se atribuyen al Cámbrico, como por ejemplo CORTAZAR (1878-80), HERNÁNDEZ PACHECO (1912) y GÓMEZ DE LLARENA (1916).

Posteriormente cabe destacar los trabajos de MELÉNDEZ (1943), LOTZE (1958-61) y sus discípulos, en especial WEGGEN (1955) y MERTEN (1955), quienes estudian el Cámbrico de la zona.

No es hasta la década de los 70 cuando aparecen los trabajos más detallados en el entorno de esta Hoja. Destaca la tesis de MARTÍN ESCORZA (1975) y sus publicaciones posteriores de 1976-77a,b. Este autor describe la secuencia estratigráfica y la tectónica del ámbito de las Hojas de Malagón (736), Villarrubia de los Ojos (737), Las Guadalerzas (711) y Madridejos (712).

MARTÍN ESCORZA *et al.* (1972) y PEREJÓN *et al.* (1978) estudian la fauna de Arqueociatos de las calizas cámbricas en la zona de Urda, datándolas como Cámbrico inferior (Leniense).

La tesis de ROIZ (1979) esboza la tectónica en domos de este sector de los Montes de Toledo y describe por primera vez los materiales volcánicos ubicados entre el Cámbrico inferior data-do y el Ordovícico basal (serie púrpura).

LEÓN *et al.* (1981) elaboraron la Hoja de Las Guadalerzas, la más antigua de las que limitan a la de Malagón. En el mismo año aparece la publicación de GIL CID (1981) donde se describe una fauna encontrada en el Cámbrico inferior de Los Cortijos. JULIVERT *et al.* (1983) describen la estructura del sector SE de la Zona Centroibérica, especialmente destacan la presencia de domos y cubetas como consecuencia de interferencia de pliegues.

MAYASA *et al.* (1987-90) dentro de su proyecto Hespérica de prospección de fosfatos en materiales cámbricos, realizan una cartografía geológica en la zona de Los Cortijos y al NNO de Malagón, definiendo la sedimentología y la estructura de la sucesión cámbrica.

PORTERO *et al.* (1988) hacen un ensayo de síntesis sobre la evolución tectono-sedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales.

PORTERO *et al.* (1989) realizan las Hojas MAGNA de Piedrabuena (759) y Daimiel (760) en las que se da una visión actualizada de la estratigrafía, sedimentología, estructura, geomor-

fología y evolución geológica de los sectores vecinos (Campo de Calatrava y Llanura Manchega occidental).

RUBIO *et al.* (1989) realizan la Hoja de El Robledo (735), completando el conocimiento de la estructura de los Montes de Toledo meridionales desde Navalpino hasta el valle del Bullaque.

GIL CID *et al.* (1989) aportan nuevos datos sobre la fauna cámbrica de Los Cortijos.

VILAS *et al.* (1990) y GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990) en DALLMEYER *et al.* (1990) hacen una síntesis de los conocimientos sobre la estratigrafía de los materiales precámbricos y paleozoicos de la Zona Centroibérica.

SAN JOSÉ *et al.* (1992) y DÍEZ BALDA *et al.* (1992) en GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1992), hacen otra síntesis actualizada de la estratigrafía de los materiales paleozoicos, especialmente las biozonaciones, los primeros y los segundos actualizan la síntesis de la estructura tectónica de este sector de la zona Centroibérica.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Malagón existen materiales pertenecientes al Paleozoico inferior y Neógeno muy recubiertos por depósitos cuaternarios de variada naturaleza.

El Paleozoico aflora en gran parte de la Hoja, desde las Sierras de Malagón y El Banderín al Sur hasta la Sierra del Pocito al Norte, dentro del Anticlinorio de Los Cortijos. Se ha reconocido la existencia de materiales del Cámbrico inferior (Areniscas del Azorejo, Tramo de Bandalázaro, Calizas de los Navalucillos, serie de Los Cortijos), Ordovícico inferior (Serie Púrpura, Cuarcita Armoricana, Capas de Pochico) y Ordovícico medio-superior (Pizarras de Neseuretus, Pizarras y cuarcitas de Cantera). Otros materiales de origen volcánico o volcano-derivado, situados entre el Cámbrico y el Ordovícico inferior, tienen edad incierta. Cuadro 1 y Fig.1

2.1. CÁMBRICO

Los materiales cámbricos que afloran en la Hoja aparecen en el núcleo de anticlinorios hercínicos. Se distinguen tres áreas: Valle de Los Cortijos, Estación del Emperador, S^a de La Morra (NNO de Malagón) y unos pequeños afloramientos al SO de Piedralá. Afloran materiales heterolíticos, desde el techo de la Arenisca del Azorejo hasta la Serie de los Cortijos, todos ellos correspondientes al Cámbrico inferior.

2.1.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras. Arenisca del Azorejo (1). Ovetiense. Cámbrico inferior

Afloran en el extremo suroriental del anticlinorio de La Morra-Navalespino, al SE de la Hoja, parcialmente recubiertas por depósitos cuaternarios. Los mejores afloramientos se observan en las crestas de los cerros situados al N y NE del Colmenar de Majín. Los malos afloramientos no han permitido el levantamiento de una columna en esta unidad, cuya descripción se basa en observaciones puntuales y en datos extraídos de MAYASA (1987-90) y PORTERO *et al.* (1989). El espesor visible de esta unidad es de unos 100 m.

ORDOVÍCICO		C Á M B R I C O		PRE- CÁMBR.
LLANVIRN.	ARENIG.	TREMAD.	I N F E R I O R	
PIZARRAS RÍO - CAPAS DE TRISTANI - PIZARRAS DE NAVATRASIEDRA (tramo inferior)		S E R I E V E R D E		
ESTRATOS POCHICO (TAMAIN 1972) - CAPAS DE MARJALIZA				
CUARCITA ARMORICANA		S E R I E P Ú R P U R A (Fm. Base de TAMAIN 1971 Niveau Rouge de BOUYX, 1970)		
		Complejo Volcánico-Sedimentario Fase Toledánica		
		Areniscas y cuarcitas (50-60 m)		
			Alternancia de Urdá (74 m)	
				Calizas de Urdá / Campillo (80 m) Serie de Chamardas (125 m) Capas calco-margosas con cuarcitas a techo (80 m) Serie de Valdehiero (250 m)
		Fm. Cortijos		Fm. Calizas de Navalucillos (150 m) Areniscas del Azorejo (500-600 m) Pizarras de Pusa (800 m)
		Fm. Soleras		

Cuadro 1.- Unidades estratigráficas en la región de Montes de Toledo.

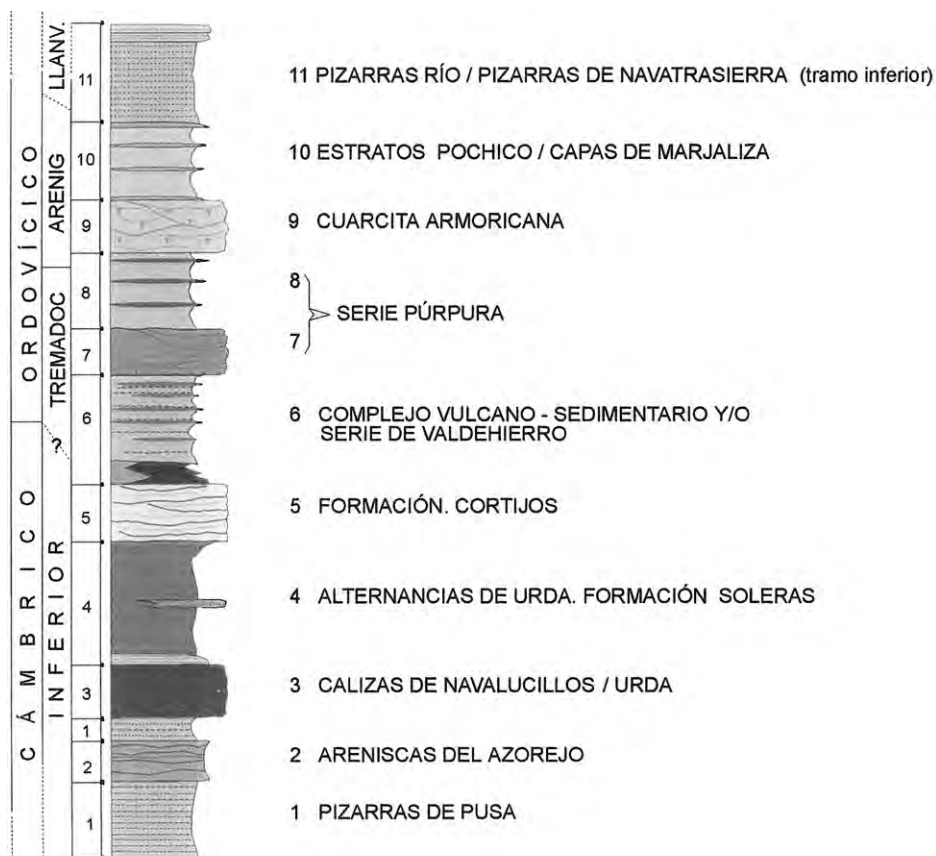


Fig. 1.- Columna sintética y tramos cartográficos del área de estudio.

Está constituida por areniscas cuarcíticas grises en paquetes decimétricos, a veces tableados, alternando con niveles de pizarras grises, generalmente muy recubiertas. Hacia techo, en las partes de mayor relieve, las areniscas antes comentadas pasan a techo a bancos métricos-decimétricos de ortocuarcitas blancas-grises.

En la vecina Hoja de Piedrabuena PORTERO *et al.* (1989), desde un punto de vista petrográfico, las clasifican como arcosas de grano fino, formadas por granos de cuarzo subanguloso y contenidos en feldespato potásico de hasta el 20-35 %. Los accesorios más frecuentes son biotita oxidada, moscovita, circón, turmalina y, ocasionalmente, cubos de pirita.

En los niveles areniscosos son frecuentes "ripples" de oscilación y cresta recta y bioturbación tipo *Skolithus*, con estratificación "flaser" y "linsen" en las alternancias de lutita y arenisca. Localmente se han observado estructuras HCS.

Los bancos de cuarcita de la parte superior suelen ser masivos, todo lo más con laminación

paralela y/o cruzada, retocados a techo por “ripples” de oscilación.

La sucesión se ordena en secuencias estrato y granocrecientes “coarsening upwards” de potencia métrica a decamétrica, formadas en la base por tramos heterolíticos y a techo por bancos métricos de cuarcita, que suelen marcar los relieves más acusados. Estas secuencias negativas son típicas de barras.

Las asociaciones de facies se interpretan como depósitos de plataforma marina somera, sometida ocasionalmente al oleaje de tormentas y con predominio de la acreción vertical. En base a su icnofauna y a la posición estratigráfica, la formación Areniscas del Azorejo ha sido atribuida al Cámbrico inferior (Tommotiense-Ovetiense), correspondiendo su parte superior al Ovetiense inferior-medio.

En la vecina Hoja de Piedrabuena se han identificado los siguientes icnofósiles: *Monomorphichnus lineatus* CRIMES, *Plagiomus* sp., *Diplichnites* sp., *Palaeophycus* sp., *Agrichnium* sp., *Bifungites*? sp. y *Skolithus* sp.

2.1.2. Pizarras, areniscas y dolomías (2). Tramo de Bandolázaro. Ovetiense s.l.

Esta unidad representa un blando relativo situado entre los niveles duros de areniscas del Azorejo a muro y las Calizas de los Navalucillos a techo. El mejor afloramiento para el estudio de esta unidad se localiza unos 300 m al Oeste del trazado del AVE y a 5 km al NNO de Malagón, en una cantera de áridos para el ferrocarril. En ese punto se ha levantado una columna estratigráfica de detalle (X: 424.500 Y: 4342.150), estudiándose los 50 m superiores. El espesor visible de este tramo es de unos 50 m (el tramo superior), y en total no debe exceder los 100 m.

Está constituida por pizarras negras, a veces de aspecto bituminoso, con intercalaciones milimétricas a centimétricas de areniscas cuarcíticas blanquecinas y horizontes de dolomía marrón de espesor decimétrico a métrico. Algún horizonte es una alternancia de aspecto tableado de pizarras y dolomías.

El estudio microscópico de los horizontes de areniscas revela que se trata de subarcosas, compuestas por cuarzo y feldespatos, estos últimos representando un 20% del total. Los granos de cuarzo tienen bordes suturados. El feldespato potásico es microclina y es más abundante que la plagioclasa, de composición Ans (albita), ambas son subangulosas. Como accesorios aparecen sericita, moscovita, turmalina y opacos.

Los niveles de dolomía intercalados están compuesto por dolomita y cuarzo, con moscovita y óxido férrico como accesorios, éste último tardío y ligado a fracturas. Se trata de rocas fuertemente recristalizadas, con cristales de dolomita de hasta 0,2 mm, angulosos a subredondados. El cuarzo representa en algunas zonas el 5-10% del total, siendo anguloso y de grano fino. Se trata, pues, de dolomías arenosas ferruginosas. Los niveles pizarrosos suelen contener abundantes pajuelas de mica detrítica.

En los niveles arenosos las estructuras sedimentarias más frecuentes son “ripples” de olas, laminación paralela, estratificación “linsen” y huellas de carga.

Las secuencias observadas son negativas, al menos en los tramos de alternancia entre pizarras y dolomías.

Se interpretan estos materiales como de plataforma somera con acción del oleaje, tal vez facies de lagoon cercana a edificios arrecifales, con progradación de los cuerpos carbonatados. Es, pues, patente una transición progresiva a la unidad superior (Calizas de Urda/Navalucillos) a base de un aumento en carbonatos.

No se han encontrado fósiles, tan solo algunas huellas orgánicas borrosas en los paquetes calcáreo-dolomíticos a techo.

2.1.3. Calizas, calcoesquistos y areniscas (3). Calizas de Urda/Los Navalucillos. Marianiense

Esta unidad aflora en al anticlinal de La Morra-Navalespino (SE de la Hoja) y en la zona de la Estación del Emperador, donde existen buenos cortes a lo largo de la trinchera del antiguo ferrocarril de Badajoz.

Esta unidad recibe los nombres de calizas de Los Navalucillos SAN JOSÉ *et al.* (1974), GIL CID *et al.* (1976) y ZAMARREÑO *et al.* (1977) o calizas de Urda, MARTÍN ESCORZA (1974). El espesor de esta unidad, en el sector de La Morra-Navalespino, se estima en unos 200 m.

Es una unidad heterolítica donde predominan los carbonatos, con intercalaciones de calcoesquistos y niveles arenosos. Las rocas carbonatadas son predominantemente calizas grises o marrones, desigualmente recrystalizadas, ferruginosas, arenosas, margosas, bandeadas y, localmente, silicificadas. En algunos puntos se han encontrado facies finamente laminadas que recuerdan a las varvas y cuyo origen es algal (estromatolitos). En otras zonas se encuentran calizas oolíticas. En otras zonas aparecen calizas dolomíticas o incluso niveles de dolomías. Aparecen en bancos decimétricos a métricos. Alternando con las calizas aparecen niveles de calcoesquistos, pizarras grises, limolitas calcáreas y niveles de areniscas.

Al microscopio son calizas recrystalizadas con zonas micríticas y zonas microesparíticas con cristales de 0,1-0,2 mm, desigualmente silicificadas, arenosas en mayor o menor proporción, localmente micáceas (moscovita detrítica o neoformada), finamente bandeadas en algunos niveles. Al N de la Estación del Emperador predominan dolomías cristalinas ferruginosas, con intercalaciones de niveles terrígenos (limolitas y cuarzovacas) (Columna de La Castellana). PEREJÓN *et al.* (1978) describen, en la zona de Los Campillos (Hoja de Madrilejos), facies de oesparitas, calizas con Arqueociatos (Intrabiopelosparitas), dolomicritas y calizas con textura fenestral. MAYASA *et al.* (1987-90) observan un predominio de "wackestone" y "grainstone" con "packestone" y "mudstone" más minoritarios.

Intercaladas con los carbonatos aparecen pizarras muy micáceas (moscovita y, eventualmente, biotita detríticas) y capas de areniscas que se clasifican como grauvacas feldespáticas. Estas últimas contienen cuarzo anguloso de baja esfericidad, plagioclasa (albita-oligoclasa) y microclina ambas redondeadas a subangulosas, y como accesorios circón y opacos. MARTÍN ESCORZA (1976) cita la presencia de subarcos en la zona de Los Campillos (Hoja de Madrilejos).

Las principales estructuras sedimentarias observadas han sido "ripples", estratificación cruzada, sigmoidal o bimodal; estructuras de acreción, laminaciones algares, "mud-cracks" y desarrollo de domos estromatolíticos.

MAYASA *et al.* (1987-90) describen la sedimentología de esta unidad en su columna estratigráfica de Malagón. Estos autores definen hasta ocho tipos de facies que se distribuyen en

ambientes de plataforma interior protegida (domos estromatolíticas y laminaciones algales), complejos de bancos marginales ("shoals" y barras bioclásticas), "offshore"-bancos marginales (ciclos de somerización) y llanuras de marea (canales y barras oolíticas).

No se han encontrado fósiles en estos materiales, aunque en Hojas vecinas (Los Campillos de Urda) y en determinados niveles abundan los Arqueociatos acompañados eventualmente por trilobites. En PEREJÓN *et al.* (1978) se enumeran las principales especies de Arqueociatos encontradas en el yacimiento citado.

La edad de esta unidad, en base al contenido faunístico antes citado, se establece en un Ovetiense superior.

2.1.4. Limolitas, pizarras y areniscas (4). Alternancias de Urda/Formación Soleras. Marianiense s.l.

La formación Soleras fue definida por MORENO y VEGAS en ZAMARREÑO *et al.* (1976) en Los Navalucillos (Toledo).

En el entorno de la Hoja adquiere buen desarrollo en los alrededores de los Cortijos de Arriba, en la 5ª de la Morra y en el sector del Emperador. Es una unidad que suele estar muy recubierta por desarrollo de suelos y por depósitos procedentes de los relieves circundantes. El espesor de esta unidad se evalúa en unos 200 m aunque es difícil de estimar debido al plegamiento.

Está formada por limolitas verdoso-amarillentas micáceas, a veces finamente laminadas, con alguna intercalación arenosa centimétrica de grano fino; pizarras sericiticas y, eventualmente, grandes cuerpos lentejonares de areniscas heterogranulares. Muy localizados, al Oeste del pueblo de Cortijos de Arriba, en lo alto de un cerro aparecen materiales silicificados, transformados en chert, donde se reconocen de visu oolitos y capas de carniolas silicificadas.

Petrográficamente las limolitas son muy monótonas, conteniendo escasos granos de cuarzo y agregados micáceos que dan un moteado característico. Las areniscas en grandes cuerpos masivos son arcosas y subarcosas compuestas por cuarzo en granos angulosos a subangulosos; feldespatos que representan un 25 % del total (feldespato potásico pertítico y plagioclasa albita-oligoclasa), moscovita frecuente y, como accesorios, turmalinas, circones y pirita.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son "ripples", estratificación HCS en los grandes cuerpos areniscosos y laminación paralela.

Estos materiales se depositaron en una plataforma externa dominada por procesos de tormentas, tal vez "offshore" en la vecindad de plataforma carbonatada a juzgar por el depósito de facies carbonatadas oolíticas, rellenando canales o con morfologías de barras.

No ha aportado fósiles pero por su posición estratigráfica sobre el Ovetiense superior y bajo la Fm. Cortijos de edad Bilbiliense, cabe suponer que esta formación sea Marianiense s. l. A este respecto, en la localidad de Totanes (Toledo) al N de los Montes, GIL CID (1981) encontró un ejemplar de *Serrodiscus speciosus* en esta formación, lo que indica una edad Marianiense inferior para la parte alta de esta formación.

2.1.5. Areniscas, limolitas y pizarras (5). Formación Cortijos. Bilbiliense

Esta formación fue denominada "areniscas de *Ellipsocephalus*" por PRADO (1855) debido al

descubrimiento de esta fauna de trilobites en Los Cortijos, posteriormente clasificada por VERNEUIL y BARRANDE (1856). El nombre de la formación, al igual que la anterior, se debe a MORENO y VEGAS en ZAMARREÑO *et al.* (1976).

Con respecto a la formación Soleras que suele dar zonas deprimidas, la Formación Cortijos suele marcar pequeñas lomas y resaltes. Ello es debido al predominio de paquetes areniscos, decimétricos y métricos, masivos en ocasiones, tableados en otras. Son areniscas gris-verdosas, amarillentas en superficie meteorizada, de grano fino, localmente medio. Estas areniscas tienen intercalaciones limolíticas y/o pizarrosas secundarias. Se ha estudiado una columna de detalle de esta formación en la localidad donde aparecen los trilobites, al N de Cortijos de Abajo (X: 410.125 Y: 4353.900). El espesor de esta unidad es difícil de evaluar por el plegamiento que sufren, aunque se estima entre 300-400 m.

Desde el punto de vista petrológico dominan las arcosas y subarcosas, generalmente bien seleccionadas, con algunos niveles de grauvacas feldespáticas menos frecuentes.

Las arcosas y subarcosas contienen plagioclasa de composición albita-oligoclasa, generalmente bastante fresca, aunque puede estar ligeramente sericitizada, apareciendo como cristales subangulosos a subredondeados. Algunos niveles tienen, además, microclima. El cuarzo, de grano fino a medio, también es subanguloso. Aparece bastante moscovita detrítica en forma de pajuelas y sericita como epimatriz, cuyo porcentaje no excede el 15%. Los principales accesorios son circón, turmalina, biotita, clorita, epidota y opacos, especialmente pirita.

Las grauvacas feldespáticas se diferencian de las anteriores porque el contenido de epimatriz sericitica llega a alcanzar el 25 %.

Las principales estructuras sedimentarias observadas son laminación paralela, cruzada planar a pequeña escala, estratificación HCS, "ripples" de oleaje, estratificación nodulosa, costras ferruginosas, granoselección positiva, cantos blandos y bioturbación.

Las facies observadas se corresponden a ambientes de "foreshore-shoreface" con evidente influjo de tormentas, como lo demuestra la frecuencia de las estructuras "hummocky" y la existencia de niveles desorganizados tipo "debris-flow".

Determinados horizontes son lumaquéllicos, con concentración de bioclastos de trilobites. Estos niveles muestran una marcada selección: cefalones concentrados en unos niveles y cranidios y librigenas en otros. Durante la cartografía se han recogido los siguientes ejemplares: *Kingaspis velatus*, *Realaspis strenoides*, *Pseudolenus weggeni*, *Pseudolenus glaber*, *Lusatiops cf. Ribotanus*, *Latoucheia sp.* Por otra parte, GIL CID (1981) cita la presencia del monoplacóforo *Proplina yochelsoni* n. sp. Todos estos fósiles son característicos del Bilbiliense basal (Cámbrico inferior C según la clasificación de Sdzuy).

2.2. COMPLEJO VOLCÁNICO-SEDIMENTARIO

Estos materiales se sitúan a techo de los materiales del Cámbrico inferior datado, posiblemente en discordancia, aunque este hecho no ha podido observarse en campo. Por encima de estos materiales y aparentemente en discordancia se sitúan los niveles basales de la Serie Púrpura, atribuidos al Ordovícico inferior.

La primera alusión al complejo volcánico-sedimentario se debe a MARTÍN ESCORZA (1976)

quien describe una serie de afloramientos repartidos principalmente por la Hoja Villarrubia de los Ojos (737). Este autor describe facies porfídicas, filonianas, tobas, brechas y facies bandeadas de composición riolítica. Este autor relaciona estos materiales volcánicos con unos depósitos cuarcíticos de facies mixtas, situados por encima en la serie.

ROIZ (1979) extiende sus observaciones más al Oeste en Los Ballesteros y entre los km 22-23 de la carretera de Los Cortijos a Fuente el Fresno, ya dentro de esta Hoja. Describe los productos volcánicos, predominantemente fragmentarios y de composición calcoalcalina, de andesitas a riolitas, con predominio de los términos intermedios (dacita a riolita). Este autor compara estos materiales con los descritos por MARTÍN ESCORZA (*op. cit.*) y , en el río Esteras, por FERNÁNDEZ CARRASCO (1975). Se trata, pues, de un volcanismo regional en una área de 100 km de longitud por 40 km de anchura. Este autor dice que se trata, en definitiva, de un vulcanismo subaéreo, en ocasiones fisural, relacionado con los movimientos epirogénicos sárdicos. Estos movimientos serían responsables, a su vez, de la no deposición del Cámbrico superior.

GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990) citan estos complejos costeros o fluviotidales con componente volcánica ácida, situados inconformablemente sobre el Cámbrico inferior datado y bajo los materiales del Ordovícico inferior. Estos materiales, según estos autores, podrían ser el equivalente de la Formación Ollo de Sapo.

SAN JOSÉ *et al.* (1992) hacen hincapié en la imprecisión de la edad de estos materiales a causa de la falta de datos paleontológicos. Sin embargo, aunque su edad pudiera ser, al menos en parte, cámbrica, estos autores se inclinan por asignados al hiperciclo ordovícico, por estar ligados a un episodio extensional que tuvo lugar al inicio de éste.

2.2.1. Volcanitas, pizarras y cuarcitas (6). Complejo volcánico-sedimentario. Cámbrico sup.-Ordovícico inferior?

Estos materiales tienen una extensión de afloramiento reducida, aunque se han reconocido en varias localidades que a continuación enumeramos: al Este de Los Ballesteros; junto a Casa del Retamar de Arriba; Las Tejoneras; corte en la carretera Los Cortijos-Fuente el Fresno (km 22,6-23 antiguos); pista de Los Cortijos-El Emperador; junto al Puerto de las Veredas; km. 14,2 carretera La Toledana-Los Cortijos y El Astillero (Al N de la Sª del Castaño).

Los mejores puntos de observación de la serie son Las Tejoneras y el talud de la carretera Los Cortijos-Fuente El Fresno. En ambas localidades no se observa la base de la unidad, que comienza con rocas volcánicas de carácter aglomerático, muy alteradas hacia techo. En la primera localidad las volcanitas pasan a pizarras verdes con micronódulos verde oscuro que a su vez intercalan a techo capas de cuarcita blanca rosada bien estratificadas. En la segunda localidad se observa el retrabajamiento hacia techo de los materiales volcánicos y el paso transicional a cuarcitas y areniscas arcósicas muy alteradas. En otros puntos, sobre los materiales volcánicos, aparecen unas limolitas pizarras as finamente bandeadas con piritita diseminada que alternan con areniscas de grano muy fino.

El espesor de esta unidad es difícil de evaluar porque siempre suele tener importantes recubrimientos cuaternarios. Según datos de MARTÍN ESCORZA (1976) en el Cerro de Fuente el Fresno hay 80 m de espesor visible.

Los aspectos petrológicos de las rocas volcánicas serán abordados en el capítulo 5.

Las areniscas que aparecen a techo de las volcanitas son cuarzoareniscas formadas por cuarzo heterogranular de grano medio a grueso, con golfos de corrosión que denotan su procedencia volcánica, láminas de clorita y sericita. Como accesorio aparecen nidos y agregados fibroso-radiados de moscovita posiblemente de origen hidrotermal.

Las pizarras del sector de Las Tejoneras son sericiticas y alternan con niveles de cuarzovacas con granos de cuarzo volcánico y agregados fibroso-radiados de clorita milimétricos. Los accesorios más importantes son turmalina y circón.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes observadas son "ripples" de corriente, laminación cruzada y paralela y horizontes bioturbados.

La existencia de estas estructuras sedimentarias sugiere un ambiente sedimentado marino somero, cercano a la costa.

Como ya se ha comentado la edad de estos materiales es incierta debido a la ausencia de fósiles. Por consiguiente debe situarse en un intervalo comprendido entre el Cámbrico superior y el Ordovícico basal, que son las edades de los materiales infra y suprayacentes respectivamente.

2.3. ORDOVÍCICO

En el ámbito de la Hoja, los materiales más ampliamente representados corresponden al Ordovícico inferior. El Ordovícico medio aparece en el núcleo de los sinclinales (Piedralá y Porzuna-Malagón) mientras que el Ordovícico superior prácticamente se reduce a escasos afloramientos en el ángulo Suroeste de la Hoja.

Los materiales del Ordovícico inferior conforman los relieves más destacados de la Hoja. Jalonan los flancos de las principales estructuras de la Hoja, especialmente los anticlinorios de Los Cortijos y de Fuente el Fresno-Malagón. Aparece muy fracturado y plegado por efecto de la deformación hercínica y posthercínica. Las laderas suelen estar muy recubiertas por derrubios cuaternarios.

2.3.1. Las series del Ordovícico inferior en los Montes de Toledo. Cronoestratigrafía

Regionalmente el Ordovícico inferior se sitúa mediante discordancia angular sobre los materiales del Cámbrico y Precámbrico. Tradicionalmente se han distinguido dos unidades litoestratigráficas, claramente diferenciables, cuyo mejor corte se sitúa en el Boquerón de Estena (Hoja 709: Anchuras) al Oeste de la zona estudiada.

La unidad basal corresponde a las denominadas "Capas intermedias" de LOTZE (1956) o "serie púrpura". El contenido faunístico de esta unidad se limita a numerosos icnofósiles descritos por MORENO *et al.* (1976) quienes describen a 30 y 50 m de su muro *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *Rusophycus sp.* y *Diplichnites sp.* Por encima, en la parte superior de la unidad, además de estos fósiles aparece *Cruziana goldfussi* (ROUALT) y numerosos *Skolithos sp.*

La unidad superior es de amplia representación en el dominio hercínico de Europa occidental. Se trata de la Cuarcita Armoricana que se superpone a la unidad anterior en continuidad o a lo sumo en paraconformidad. Esta unidad se caracteriza por una asociación de icnofósiles que añade *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY a las dos Cruzianas anteriormente citadas.

En base a la distribución de estos icnofósiles, MORENO *et al.* (*op. cit.*) atribuyen al Tremadoc a la serie basal y al Arenig a la Cuarcita Armoricana, situando el límite prácticamente en la base de las cuarcitas.

PORTERO *et al.* (1989) ponen en entredicho la validez de esta datación cronoestratigráfica. Para estos autores, también corroborado por SAN JOSÉ *et al.* (1992), si se compara el desarrollo sedimentario de ambas unidades con los grandes ciclos transgresivo-regresivos que tuvieron lugar en el Ordovícico inferior a escala global, parece más razonable asignar una edad post-Tremadoc (Hunneberg?-Arenig) para todo el conjunto. Así a partir del intervalo Hunneberg (Tremadoc/Arenig), se produce el inicio de la transgresión generalizada cuyo apogeo se sitúa a finales del Arenig inferior, según PORTERO y DABRIO (1988).

Por último, los "Estratos Pochico" que se sitúan en el tránsito de la Cuarcita Armoricana a las Pizarras de Río, han aportado tan solo *Cruziana cf. rugosa* D'ORBIGNY, *Skolithos sp* y otros icnofósiles indeterminados. En el corte del río Estena antes citado, el tramo inferior de la unidad contiene *Cruziana goldfussi* (ROUALT) y *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY. En los niveles superiores se detectaron braquiópodos inarticulados (*Lingulepis sp*) y raros trilobites (*Ogyginus armoricanus* TROMELIN y LEBESCONTE). Toda esta fauna hace suponer que buena parte de la unidad corresponde todavía al Arenig. El tránsito al Llanvirn debe establecerse en los niveles próximos a techo, como lo corrobora la presencia de bivalvos sabulícolas atribuidos al Llanvirn inferior en la vecina Hoja de Las Guadalerzas (711) (LEON *et al.*, 1981).

2.3.2. Cuarcitas y conglomerados (7). Serie Púrpura. Capas intermedias. Ordovícico inferior

Afloran extensamente orlando los afloramientos cámbricos del anticlinorio de los Cortijos, dando resaltes morfológicos (crestas) cuyos pies se encuentran tapizados por potentes derrumbios de ladera.

El espesor total de la unidad cartográfica debe rondar los 200 m, aunque su potencia es irregular debido a que esta unidad se deposita sobre un paleorrelieve. En la columna del Collado de Valdecioso se han cortado los 180 m superiores.

El muro se encuentra generalmente cubierto. En los escasos puntos donde se ve la base, esta "la forman cuarcitas y conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita dominantes, con lilitas negras esporádicas, que intercalan niveles decimétricos a métricos de pizarras hacia la base. En las partes medias y altas predominan cuarcitas microconglomeráticas y areniscas cuarcitas con frecuentes hiladas de cantos que no suelen exceder de los 2 cm, aunque excepcionalmente se han medido tamaños de hasta 8 cm de longitud.

Se trata de un conjunto bien estratificado en capas decimétricas a métricas, aunque localmente, en bancos masivos, es difícil observar la estratificación.

El estudio microscópico revela la presencia de ortocuarcitas, cuarzoarenitas micáceas y localmente cuarzovacas y sublitarenitas microconglomeráticas.

Las ortocuarcitas tienen texturas granoblásticas y están formadas por cuarzo con algo de sericita y pajuelas escasas de moscovita. Los accesorios son minerales pesados (circón y turmalina) que se acumulan en determinados niveles.

Las cuarzoarenitas micáceas se diferencian de las anteriores en un mayor contenido en micas moscovitas de origen detrítico que marcan la estratificación.

Las cuarzovacas se han observado en la base de la columna 03. Son areniscas de grano fino con epimatriz sericitica que no supera el 25-30%, formadas por cuarzo anguloso y pajuelas de moscovita. Están bien clasificadas y son bastante inmaduras.

Las sublitarenitas microconglomeráticas están formadas por cuarzo anguloso heterogranular, moscovita y fragmentos de rocas de dos tipos: agregado policristalinos de cuarzo y granos de limolita-pizarra. Los accesorios son circón apatito y opacos.

Son relativamente frecuentes las estructuras sedimentarias de entre las que destacan: laminación cruzada planar y localmente en surco, bases erosivas, ripples linguoides y de olas, laminación paralela, granoclasificación positiva, costras ferruginosas y niveles bioturbados, especialmente por *Skolithos*.

Se interpretan como depósitos de plataforma marina somera sometida a corrientes.

La atribución cronológica de esta unidad se ha discutido en el apartado 2.2.1 situándose en el Ordovícico inferior sin poder precisarse, por el momento, una edad Tremadociense o Hunnerbergiense.

2.3.3. Alternancia de cuarcitas, limolitas, areniscas y pizarras (8). Serie Púrpura. Capas intermedias. Ordovícico inferior

Estos materiales aparecen adosados a los relieves que conforma los crestones de Cuarcita Armoricana, formando cuevas y, en otros puntos dan lugar a zonas alomadas o suavemente deprimidas. En numerosas ocasiones esta unidad suele estar muy recubierta por canchales y coluviones procedentes de la erosión de las cuarcitas de las cumbres. Los mejores puntos para observar esta unidad se sitúan en el Collado de Valdecioso, donde se levantó la columna estratigráfica 03, y la carretera CR-7131 que transcurre por el Valle de Las Povedillas.

Es una unidad heterolítica formada por una alternancia de cuarcitas, areniscas cuarcíticas de grano fino a medio, limolitas y pizarras de colores variados (violáceos, grises, amarillentos y blanquecinos). Localmente aparecen lentejones de conglomerados y brechas. Los paquetes areniscos suelen ser decimétricos, mientras que las cuarcitas pueden aparecer en niveles decimétricos o métricos, formando algún nivel guía. Alguno de estos niveles de cuarcitas tienen bastante longitud de hasta 2 km y un espesor de 25-30 m.

El espesor total de la unidad varía notoriamente de SO a NE. Así al SO del sinclinal de Piedralá, el espesor de esta unidad se cifra en unos 84 m (Sierra de Cubas). Al NE de esta estructura el espesor aumenta notablemente y así en la columna del Collado de Valdecioso se miden hasta 800 m, aunque este valor debe tomarse con reservas pues puede haber repeticiones tectónicas.

El estudio microscópico revela una gran variedad de litologías: areniscas, cuarcitas y limolitas.

Las areniscas son básicamente de tres tipos: cuarzoarenitas micáceas, litarenitas y cuarzovacas.

Las cuarzoarenitas están formadas por cuarzo anguloso a subredondeado de grano muy fino

a limo grueso y mica moscovita formando pajuelas de origen detrítico. También aparece sericita como epimatriz en poca cantidad. El accesorio omnipresente es óxido férrico que confiere a la roca su tonalidad rojiza.

Las litarenitas son microconglomeráticas y están formadas por cuarzo heterogranular (0.16-2.8 mm) redondeado a subredondeado en los granos mayores y anguloso a subredondeado en los de grano fino. Aparecen cantos de rocas cuarcíticas con cuarzo policristalino, pizarras sericíticas y algunos fragmentos pudieron ser feldespatos. Los accesorios más comunes son: sericita, circones, turmalina y opacos (óxido férrico) estos últimos abundantes en ocasiones. La sericita es intergranular y nunca supera el 15%.

Las cuarzovacas son más minoritarias. Están formadas por cuarzo de grano muy fino a limo, pajuelas de moscovita abundantes y epimatriz sericítica. Los accesorios son óxidos férricos y turmalina.

Las cuarcitas se clasifican como ortocuarcitas formada por granos de cuarzo con bordes serrados y extinción ondulante y escasas pajuelas de moscovita. Los accesorios son sericita y minerales pesados (circón y turmalina).

Las limolitas están formadas por cuarzo de tamaño limo grueso, anguloso a subredondeado, sericita y pajuelas de moscovita. Como accesorios aparecen opacos y turmalina.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son laminación paralela y cruzada, ripples de oscilación, granoclasificación positiva y bioturbación. Esta última es abundante especialmente del tipo perforante (*Skolithos*), especialmente desarrollada en litologías finas (limolitas y areniscas de grano muy fino).

Se interpretan como sedimentos marinos, depositados en ambientes de plataforma media-distal, con influencia del oleaje y ocasionalmente de corrientes de plataforma.

No se han encontrado fósiles que permitan una datación fiable de esta unidad. Tan solo se han encontrado ejemplares de *Cruziana cf. rugosa* D'ORBIGNY y numerosos *Skolithos*. Estos materiales se atribuyen al Ordovícico inferior. Los términos superiores como sucede en Hojas vecinas ya pueden atribuirse al Arenig (ver 2.2.1).

2.3.4. Ortocuarcitas (9). Cuarcita armoricana. Arenigiense

Las Cuarcitas Armoricanas, debido a su dureza, forman los relieves más elevados de la Hoja, de entre los que destacan de NO a SE la Sierra del Gallego, Sierra de Cubas, El Agrión, Macizo del Banderín, Pedriz Blanca, Sierra de la Fuenlengua y Sierra de Malagón. Todas estas sierras suelen tener en sus vertientes importantes depósitos coluviales que ocultan las formaciones geológicas adyacentes. Estas cuarcitas suelen ser un excelente nivel guía a la hora de analizar el estilo del plegamiento hercínico. Además debido a su dureza y compacidad muestran un grado de fracturación muy intenso.

Se trata de un potente conjunto de unos 450 m de potencia constituido por cuarcitas blancas y grises, cristalinas, estratificadas en bancos decimétricos y métricos, generalmente masivos. A veces, entre los bancos gruesos, pueden aparecer tramos tableados, más fácilmente erosionables y, mucho más raramente, algún horizonte pizarroso. Debido al alto grado de fracturación es muy difícil, en ocasiones, distinguir la superficie de la estratificación.

Microscópicamente están formadas por cuarcitas de grano fino a medio, con cuarzo subredondeado que frecuentemente tiene contactos suturados por efecto de presión-disolución. Esta produce una movilización de la sílice que produce recrecimientos secundarios sobre otros granos. Como accesorios aparecen circón, rutilo y óxidos férricos.

En regiones más meridionales suelen distinguirse dos tramos cuarcíticos de 200-300 m de espesor separados por un tramo deprimido formado por una alternancia de areniscas en bancos finos con Cruziana y Tigillites y pizarras arenosas y micáceas en bancos decimétricos (BOUYX, 1970). En la Hoja de Malagón no se observa la existencia de este tramo, sino la presencia de al menos tres grandes barras que se siguen bien en la cartografía.

No existen buenos cortes que permitan un estudio sedimentológico detallado de la unidad. Las pocas estructuras sedimentarias visibles se reducen a laminación cruzada planar y en surco y "ripples". Los bancos aparecen ordenados según secuencia estratocrecientes, de orden decamétrico, en las que se reconocen morfologías de barras a gran escala.

Se interpretan como barras arenosas litorales donde se reconocen ambientes supramareales, de isla barrera, y submareales de alta energía con retoques eventuales por tormentas (SAN JOSÉ *et al.*, 1992).

La edad de estos materiales es Arenigiense (ver 2.2.1).

2.3.5. Areniscas, areniscas micáceas, cuarcitas y pizarras (10). Estratos de Pochico-Capas de Marjaliza. Arenigiense-Llanvirniense

En las vertientes de las sierras, cuando los canchales, pedreras y coluviones permiten ver los afloramientos del substrato, aflora una serie alternante de cuarcitas, areniscas y pizarras asimilable por sus características y posición estratigráfica a las "Estratos o Alternancia de Pochico" de Sierra Morena Oriental (TAMAIN, 1972), que en esta zona de los Montes de Toledo también reciben la denominación de Capas de Marjaliza.

Se disponen concordantes y en tránsito gradual sobre las cuarcitas del Arenig. Sin embargo, el paso a la unidad suprayacente es relativamente brusco en este sector de la ZCI, apareciendo niveles con concentración de minerales pesados, fosfatos y costras ferruginosas discontinuas.

La potencia de esta unidad en la columna del Arroyo de Piedralá está próxima a 130 metros. En esta columna pueden definirse dos tramos:

- Inferior, de alternancia de ortocuarcitas de grano fino en bancos decimétrico-métricos y areniscas de grano fino a medio micáceas, con predominio de las primeras.
- Superior predominantemente areniscoso, con intercalaciones pizarrosas métricas.

Esta distribución ya fue puesta de manifiesto por TAMAIN (1972) en la zona de Despeñaperros, con un tramo de cuarcitas basal y las areniscas amarillas a techo.

Microscópicamente los niveles arenosos están formados por ortocuarcitas de grano muy fino y limolitas ambas ferruginosas. En las primeras como accesorios importantes aparecen circones y turmalinas. Las limolitas suelen ser micáceas, con frecuentes pajuelas de moscovita y matriz sericitica, conteniendo además turmalina como accesorio dominante.

Se interpretan como sedimentos de plataforma marina somera de escasa pendiente sometida a la acción del oleaje y las tormentas.

Como ya se ha comentado en el apartado 2.2.1 la edad de esta unidad cartográfica es Arenigiense-Llanvirniense.

2.3.6. Pizarras, areniscas y pizarras con *Neseuretus* (11). Llanvirniense-Llandeiloense

Esta unidad también se conoce como pizarras de Río (Sierra Morena) y pizarras de Navas de Estena, algo al NO de la zona. Suele dar formas de relieve deprimidas y suele encontrarse muy recubierta por depósitos cuaternarios (rañas y abanicos aluviales). Los mejores afloramientos pueden observarse en el sinclinal de Piedralá, a lo largo de la cabecera del Arroyo del Carrizo. Otros puntos de observación se sitúan en la zona de Valdeborrachos y a unos 9 km al Oeste de Malagón (junto al río Becea).

La litología dominante es una pizarra gris, negra en corte fresco, más o menos micácea y limolítica. De forma discontinua, intercalados en esta secuencia pelítica dominante, aparecen frecuentes cuerpos de areniscas de grano fino de espesor decimétrico a métrico en capas bien estratificadas con laminación paralela y RCS. Estos cuerpos se sitúan aparentemente en la base de esta unidad.

El espesor de esta unidad es difícil de evaluar debido a la fuerte pizarrosidad que muestra y al grado de replegamiento. Regionalmente se aceptan espesores entre 150 y 800 m (SAN JOSÉ *et al.* 1992).

Al microscopio las pizarras están compuestas por sericita, clorita y cuarzo con numerosos opacos. Muestran una fábrica esquistosa muy penetrativa que hace difícil en ocasiones distinguir la estratificación. Los niveles arenosos se clasifican como cuarzoarenitas y limolitas, con frecuentes pajuelas de moscovita y circón y turmalina como accesorios más representativos.

Estos materiales son facies de lutitas negras piritosas depositadas en una plataforma externa-talud con fondo anóxico, por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta (PORTERO y DABRIO, 1988), con aportes arenosos ("sand-waves").

No se han encontrado fósiles aunque en zonas vecinas son materiales extremadamente ricos en fauna muy variada que ha sido estudiada por numerosos autores, cuya relación puede encontrarse en SAN JOSÉ *et al.* (*op. cit.*). En la vecina Hoja de Piedrabuena se encontraron los siguientes taxones característicos del Llanvirn inferior: *Expansograptus mancus* GUTIÉRREZ, *Neseuretus* (*N.*) *avus* HAMMAN y *Klouckeia cf. drevermanni* HAMMAN. La parte superior de la unidad parece ser Llandeiloense inferior (Dobrotiviense).

2.3.7. Pizarras, areniscas micáceas y cuarcitas (12). Llandeiloense superior

Esta unidad también se conoce como Serie de Transición (PORTERO y DABRIO, 1988). Estos materiales afloran en el ángulo Suroeste de la Hoja, en el flanco Norte de un sinclinal situado al N de Porzuna, en las laderas de un relieve suave marcado por la Cuarcita de Cantera suprayacente.

No se ha levantado columna estratigráfica de estos materiales por hallarse muy recubiertos por derrubios de ladera. Se ha aprovechado la descripción de la columna estratigráfica de Porzuna, levantada en la vecina Hoja de Piedrabuena. El espesor visible allí se cifra en 125 metros.

Está formada por una alternancia irregular de capas decimétricas a centimétricas de pizarras limolíticas grises y areniscas cuarcíticas de grano muy fino a limo, desigualmente micáceas.

Al microscopio, las litofacies arenosas (areniscas y cuarcitas) están formadas por granos angulosos de cuarzo, óxidos férricos detríticos (10-20 %), micas cloritizadas y matriz clorítica (15-20 %), por lo que pueden clasificarse como grauvas. Los granos tienen contactos tangenciales y, localmente, contactos de presión-disolución, con removilización del cuarzo en crecimientos secundarios. Como accesorios aparecen circón, turmalina y rutilo. A veces puede existir silicificación relacionada con fracturas y filoncillos de cuarzo.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes observadas en los cuerpos arenosos son estratificación HCS "hummocky cross stratification" y, localmente, estratificación paralela, que puede estar retocada a techo por "ripples" de oscilación.

Se interpretan como depósitos de plataforma abierta sedimentados en zonas próximas al nivel de base medio del oleaje de tormentas, que aportan niveles detríticos hacia zonas más distales con respecto a las áreas de aporte (barras arenosas de plataforma somera o próximas al litoral).

La edad de estos materiales es Llandeiloense superior por haberse hallado la siguiente fauna: *Neseuretus (N.) tristani tardus* HAMMAN (en la base) y *Heterorthina cf. kerfornei* MELOU (en el techo).

2.3.8. Cuarcitas, areniscas y pizarras (13). Cuarcita Botella o de Canteras. Llandeiloense superior-Caradociense inferior

Este es un nivel duro que marca suaves pliegues en la zona de cruce de las Hojas de Piedrabuena, El Robledo y Malagón. Culmina una línea de crestas con vertientes fuertemente coluvionadas. En el paisaje se observan dos niveles o barras cuarcíticas separadas por un tramo intermedio siempre cubierto.

En la columna de Porzuna, de la vecina Hoja de Piedrabuena, la potencia de esta unidad se cifra en 105 m. Allí de muro a techo se distinguen los siguientes tramos:

- 13 m. Cuarcitas pardas y blanquecinas, estratificadas en bancos decimétricos y casi métricos en la parte superior, con laminación paralela y HCS.
- 40-45 m. Alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras, generalmente muy recubierta.
- 30 m. Cuarcitas blancas y malvas en bancos decimétricos, localmente métricos (1-1,5 m), con laminación paralela o de bajo ángulo, en surco y bases erosivas. Hacia techo probablemente pasan a una alternancia de areniscas y pizarras, que suelen estar cubiertas.
- 13 m. Cubierto probablemente formado por una alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras.
- 5 m. Cuarcitas blancas en bancos decimétricos con laminación paralela.

Al microscopio son cuarcitas de grano fino formadas por cuarzo subanguloso y matriz sericítica (5-15 %). Muestran texturas de presión-disolución con removilización parcial del cuarzo.

Localmente contienen óxidos de hierro de origen detrítico. Como accesorios aparecen pajuelas de moscovita y abundantes minerales pesados: circón, turmalina, rutilo y opacos.

Se ha interpretado como un sistema de barras arenosas formadas por la acción del oleaje de tormentas, como lo demuestran las estructuras H.C.S., laminación paralela y cruzada de oscilación, dispuestas en secuencias granodecrecientes.

Si se considera todo el conjunto formado por Pizarras Guindo/Neseuretus (en este sector no se observan las areniscas de Los Rasos), serie de transición (Unidad 12) y Cuarcita de Canteras (13), se trata de una megasecuencia regresiva grano y estratocreciente con aumento de la energía hacia techo. Todo este conjunto se interpreta como una progradación de campos de barras sublitorales o de plataforma proximal sobre zonas lutíticas de plataforma externa abierta. Podría corresponder a la progradación de playas o islas barrera "foreshore sobre sho-reface y offshore".

Hacia techo de la unidad infrayacente, en la Hoja de Piedrabuena, se han encontrado fósiles del Dobrotiviense (Llandeiloense) superior: *Heterorthina* cf. *kerfornei* MELOU, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos. Además en la Hoja de Ciudad Real (18-31) y en la base de la unidad superior (pizarras intermedias o de Cantera) se han encontrado fósiles de edad Caradoc inferior. Por consiguiente y según GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984), hay datos para afirmar que las Cuarcitas de Cantera son en su mayor parte Llandeilo superior, pudiendo existir el límite Llandeilo-Caradoc en los niveles próximos a techo.

2.3.9. Pizarras (14). Pizarras intermedias o de Canteras. Caradoc inferior y medio

Este es el nivel más alto de la serie ordovícica en esta Hoja. Se encuentra como los anteriores en el núcleo del sinclinal de Porzuna, en donde se encuentran muy recubiertas por derrumbios de ladera procedentes de la unidad cuarcítica infrayacente.

En la columna de Porzuna de la Hoja de Piedrabuena afloran 110 metros de pizarras limolíticas y micáceas grises y negras (gris verdosas por meteorización), que ocasionalmente contienen nódulos carbonatados hacia la parte inferior.

Al microscopio están formadas por una matriz de sericita-clorita con limo de cuarzo, óxidos de hierro y pajuelas de mica. En la Hoja de Ciudad Real, a 10-15 m de la base se encuentra un paquete de 2-3 m de espesor, formado por limolitas oscuras con oolitos y nódulos fosfatados, con lumaquelas a techo.

Es una unidad en conjunto muy homogénea, masiva, donde no se reconocen estructuras sedimentarias.

Estas facies se pueden interpretar como depositadas en una plataforma abierta poco profunda, bajo el nivel de oleaje de tormentas y forman la base del ciclo sedimentario regresivo que caracteriza al Ordovícico superior.

No se han encontrado fósiles, pero en la Hoja de Ciudad-Real (784) han aparecido faunas del Caradoc inferior y medio: Costoniense a Marshbrookense.

2.4. PLIOCENO Y PLIO-PLEISTOCENO

Los primeros datos acerca del Terciario de la cuenca del Guadiana se deben a CORTAZAR (1880). Durante los primeros años de la década de los 30 se elaboran parte de las Hojas del Mapa Geológico Nacional próximas a la de Villarrubia de los Ojos, ALVARADO y HERNÁNDEZ PACHECO (1931) Hoja de Ciudad Real; (1932) Hoja de Piedrabuena y (1935) Hoja de Daimiel, donde se definen litoestratigráficamente los materiales pliocenos.

La tesis de MOLINA (1975) precisa la estratigrafía e historia evolutiva de los sedimentos neógenos y recientes en las subcuencas vecinas de Alcolea y Corral de Calatrava. También estudia las superficies de erosión con desarrollo de encostramientos carbonatados de tipo dalle que conforman la morfología de gran parte de la Llanura Manchega, distinguiendo dos superficies, que denomina como S_1 y S_2 , entre las que sitúa los depósitos de la Raña. Estudia la secuencia y evolución de abanicos, glaciares y coluviones así como las características edáficas de los suelos desarrollados sobre los mismos.

PÉREZ GONZÁLEZ (1981) realiza un completo estudio estratigráfico, sedimentológico y geomorfológico de gran parte de la Llanura Manchega Occidental, elaborando una cartografía geomorfológica y de depósitos cuaternarios que permite la interpretación de la evolución geológico-geomorfológica de la Llanura Manchega durante el Plioceno y Cuaternario.

2.4.1. Gravas, arenas y fangos variolados. (15). Plioceno

Esta unidad se sitúa en la zona centro-meridional de la Hoja, en el valle del río de la Becea en las proximidades de Fuencaliente. Forma parte del relleno neógeno de la Cuenca del Guadiana.

En toda su extensión de afloramiento apenas se reconocen los 4 o 5 m superiores de la sucesión, dados la escasez de buenos cortes y la amplia extensión de los recubrimientos cuaternarios.

Está formada por arcillas limo-arenosas (fangos) de tonos rojizas, anaranjados y pardoamarillos alternantes con niveles de arenas de grano medio a fino en bancos de 15-40 cm.

Al microscopio, las arenas están formadas por cuarzo anguloso (25-40 %) y matriz clorítica (60-75 %), presentando óxidos de hierro, feldespatos y fragmentos de cuarcitas y pizarras como elementos minoritarios. Las arcillas presentan una composición de illita (65 %), caolinita (25 %) y esmectita (10 %).

El ambiente sedimentario de la unidad corresponde a un sistema de abanicos aluviales, con facies a menudo canalizadas que corresponden a las térmicas arenosas y facies de llanura de inundación representadas por los fangos.

La edad de la unidad se establece por correlación con la unidad 16, con la que se encuentra en cambio lateral, y que en el yacimiento de Las Higuieruelas (situado en la Hoja de Ciudad Real) data un Villafranquense inferior. Por lo tanto, se le atribuye al conjunto de la unidad una edad Plioceno, aunque los materiales detríticos existentes en profundidad podrían corresponder al Mioceno superior.

2.4.2. Calizas, margas y margas arenosas. (16) Plioceno

La presente unidad cartográfica se sitúa en la parte meridional de la Hoja, ocupando el pie de la vertiente S de la Sierra de Malagón.

Los afloramientos de esta unidad son escasos dada la ausencia de cortes naturales, y se encuentran irregularmente tapizados de encostramientos carbonatados correspondientes a la superficie S₁ y diversos depósitos cuaternarios.

Se trata de una formación compuesta por calizas de colores blanquecinos y cremas, bien estratificadas en bancos desde decímetros hasta 1,5 m de espesor. Presentan delgadas intercalaciones de margas y margas algo arenosas de tonos así mismo blanquecinos, y en ocasiones de fangos limolíticos pardo-rojizos, similares a los de la unidad 11.

Al microscopio las calizas corresponden a micritas con proporciones variables de limo de cuarzo, biomicritas y dimicritas con moluscos, ostrácodos, charáceas y algas clorofíceas y cianofíceas. En los términos margosos de la vecina Hoja de Daimiel se han clasificado los siguientes ostrácodos: *Ilocypris*, *Cyprideis* y *Candona*.

Corresponden a sedimentos lacustres y de playa-lake carbonatado con episodios de expansión y retracción de los márgenes del lago.

Como ya se ha indicado, por la fauna de vertebrados contenida en esta unidad en el yacimiento de Las Higuieruelas se le atribuye una edad Plioceno a la parte superior de la unidad. En subsuelo, donde existen espesores de la formación superiores a los 100 m puestos en relieve por sondeos hidrogeológicos, la unidad carbonatada engloba materiales de probable edea Mioceno superior.

2.4.3. Encostramientos carbonatados y limo-arcillas (17). Costras (Dalles). Plioceno superior

Corresponden a esta unidad unos pequeños afloramientos que se extienden en el borde meridional de la Hoja, bordeando las lagunas de la Nava Grande y de la Nava de Enmedio y en la propia localidad de Malagón.

Presentan una morfología plana, siendo patente a escala regional su carácter de superficie de erosión al biselar las suaves deformaciones que afectan a los materiales pliocenos.

Litológicamente se trata de encostramientos carbonatados con una potencia media entre 1 y 1,5 m que presentan diversas facies. Localmente se observa una variedad que va desde los encostramientos pulverulentos de naturaleza calcomargosa, a facies nodulares con tamaños medios comprendidos entre los 3 y 5 cm por lo general, facies columnares correspondientes al desarrollo de raíces en posición de vida y costras carbonatadas laminares bandeadas a multiacintadas que llegan a corresponder a auténticas "dalles". A menudo, por encima de las facies más carbonatadas se desarrolla un nivel de limos arcillo-arenosos de tonos pardo-rojizos que llega a alcanzar los 50 cm de espesor.

Se trata de una costra de génesis zonal, formada por una repetición múltiple de procesos edafico-sedimentarios que permiten la sedimentación y posterior litificación de los carbonatos.

MOLINA (*op. cit.*) cita en los Campos de Calatrava la existencia de dos superficies de erosión,

que denomina S_1 y S_2 respectivamente, tapizadas por costras carbonatadas.

La primera de las mismas, o superficie superior de la Llanura Manchega, es anterior a la instalación de la Raña, mientras que la segunda, o superficie fundamental de la Llanura Manchega, es posterior a la instalación de la Raña y anterior al encajamiento de la red fluvial.

En la Hoja de Malagón la unidad 17 corresponde a la superficie S_1 . Su edad es Plioceno superior ya que es correlacionable con los "Glacis con costra laminar bandeada" de la Llanura manchega, cuya edad es Villafranquiense medio, sobre los -2,5 millones de años (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981).

2.4.4. Cantos, gravas, arenas y limos (18). Piedemonte de la Raña. Plioceno superior-Pleistoceno inferior

Se atribuyen a esta unidad unos pequeños depósitos situados topográficamente por encima de los depósitos correspondientes a los abanicos aluviales pleistocenos de la unidad 20.

Están formados por conglomerados clastosoportados de naturaleza predominantemente silícea, con cantos subangulosos a subredondeados de cuarcita, cuarzo y esquistos de unos 5 a 10 cm de tamaño medio. El centil puede superar los 35 cm de diámetro, correspondiendo siempre los tamaños mayores a la litología cuarcítica. Los cantos suelen presentar pátinas ferruginosas en su superficie, cuya génesis se atribuye a la rubefacción. La matriz es de naturaleza limoarenosa y color rojizo vivo.

El espesor de la formación se evalúa en unos 6-8 m.

Corresponden a sedimentos de extensos sistemas de abanicos aluviales que a partir de los relieves residuales paleozoicos se expandirían hacia los valles y depresiones intermontañosas.

La posición estratigráfica de la raña es discutida, aunque generalmente se admite para la misma una edad comprendida entre el Plioceno terminal y el Pleistoceno inferior.

2.5. CUATERNARIO

Sobre los depósitos correspondientes al Pleistoceno y Holoceno de la región hay que destacar los trabajos de MOLINA (1974) y PÉREZ GONZÁLEZ (1981), así como las Hojas MAGNA de Los Yébenes (685), Piedrabuena (759) y Daimiel (760).

PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) estudia el relieve, morfogénesis y formaciones superficiales de gran parte de la submeseta meridional, incluyendo la plataforma externa de los Montes de Toledo, Mesa de Ocaña y Campos de Montiel.

En las Hojas MAGNA arriba citadas se realiza la Cartografía Geomorfológica y de Formaciones Superficiales, incluyendo un detallado estudio de las formas, depósitos y evolución del relieve.

Los depósitos cuaternarios son los que alcanzan la mayor extensión en la Hoja de Malagón. En su mayor parte, corresponden a sedimentos de abanicos aluviales, fondos de valle y depósitos aluviales, depósitos de ladera (coluviones y canchales) y conos de deyección.

2.5.1. Cantos, gravas y bloques en matriz arcillo-arenosa rojiza (19). Coluviones y derrubios de ladera. Pleistoceno

Estas formaciones son muy abundantes en la Hoja, bordeando los perímetros de todas y cada una de las sierras e isleos paleozoicos.

Litológicamente se trata de derrubios principalmente de naturaleza cuarcítica y subordinadamente pizarrosa. Presentan una muy marcada heterometría que va desde el tamaño bloque, con un centil superior a los 50 cm, al tamaño grava. La mediana se sitúa en los 4-8 cm por lo general. Los clastos cuarcíticos suelen ser subangulosos, mientras que los pizarrosos son francamente angulosos.

Los clastos se encuentran envueltos en una matriz arcillosa rojiza en proporciones variables entre el 20 y el 40 %, y no presentan una organización interna definida. La matriz arcillosa es de génesis edáfica y está transportada, correspondiendo los suelos originales a suelos rojos fersialíticos.

El espesor de esta unidad es variable y aunque la carencia de buenos afloramientos dificulta las observaciones, se puede evaluar entre 1 y 6-8 m.

La unidad 15 también puede incluir encostramientos carbonatados de tipo pulverulento o noduloso por lo común, o calcificaciones irregularmente distribuidas en sección, en horizontes edáficos de tipo K o BKg.

A la unidad 19 se le atribuye una edad Pleistoceno en función del desarrollo edáfico de los suelos que soporta.

2.5.2. Cantos y gravas con matriz arcillo-arenosa (20 y 21). Abanicos y conos aluviales. Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio-superior

Estas formaciones superficiales ocupan una gran extensión de la Hoja de Malagón, en especial en su mitad meridional, donde rellenan grandes extensiones de los piedemontes serranos.

Se han diferenciado dos niveles de abanicos aluviales, siendo mayor el encajamiento de la red fluvial sobre el más antiguo (unidad 20) que sobre el más moderno (unidad 21).

Ambos niveles están formados por cantos y gravas subangulosos a subredondeados de naturaleza fundamentalmente cuarcítica, aunque localmente pueden observarse cantos pizarrosos y areniscosos. El tamaño medio oscila entre los 6 y 8 cm, siendo el centilo superior a los 50 cm en las partes más proximales. En los abanicos aluviales en ocasiones se pueden apreciar hacia el techo niveles de gravillas con abundante matriz limosa, en los cuales se desarrollan procesos de carbonataciones que llegan a formar encostramientos de tipo pulverulento.

En general presentan una evolución en sentido longitudinal hacia la mayor redondez y menor tamaño de los cantos según aumenta la distalidad de los depósitos.

A la unidad 20 se le atribuye una edad Pleistoceno inferior, mientras que a la unidad 21 se le asigna otra, Pleistoceno medio-superior en función del grado de evolución de sus suelos.

2.5.3. Cantos y gravas poligénicas, arenas y limo-arcillas (22 y 23). Terrazas. Pleistoceno superior

Se han identificado como tales los niveles existentes en las confluencias fluviales de numerosos arroyos de la Hoja, como los de Verdepino, del Cortijo y de Retamar entre otros. El nivel inferior (unidad 23) se sitúa a 2-3 m sobre los cauces activos, y el nivel superior (unidad 22) se sitúa a 6 m sobre los cauces del río Bañuelo y del arroyo del Tallar, en el borde S de la Hoja.

Están constituidas por cantos predominantemente cuarcíticos, subredondeados a redondeados, y otros de cuarzo, areniscas, pizarras, conglomerados y muy minoritariamente, de calizas. El tamaño medio de los cantos es de 4-6 cm, alcanzando el centil los 15 cm. Tienen una matriz de limo-arcillas arenosas de tonos pardos y anaranjados. Algunos cantos presentan pátinas de cemento carbonatado que recubren parcialmente su superficie.

Son numerosas las canteras que explotan estos materiales como áridos.

Su edad se atribuye de manera tentativa al Pleistoceno superior.

2.5.4. Cantos y bloques angulosos de cuarcita (24). Canchales. Holoceno

Asociados a los relieves cuarcíticos, principalmente de la Cuarcita Armoricana, se sitúan estas formaciones superficiales, las cuales presentan una extensa distribución en la Hoja.

Los canchales o pedrizas están formados por bloques, cantos y gravas angulosos de cuarcitas y en mucha menor proporción de pizarras. Los tamaños más frecuentes oscilan entre los 20-30 cm, habiendo numerosos bloques que superan el metro de diámetro. El espesor suele ser pequeño, del orden de 1-3 m.

Su génesis tiene que ver con la disgregación mecánica que se produce en las cuarcitas fuertemente diaclasadas y fracturadas por acción de procesos periglaciares que favorecen la crioclastia.

Corresponden al Holoceno.

2.5.5. Cantos, bloques y arcillas arenosas desorganizadas (25). Deslizamientos. Holoceno

Se han diferenciado en la cartografía diversos deslizamientos que se distribuyen irregularmente en las laderas de numerosos relieves de la Hoja. Los más importantes, aunque todos ellos son de pequeña magnitud, se sitúan en la sierra de Cubas, cerros de Valdehierro y de las Águilas y vértice geodésico de Mapas.

Las dimensiones de los primeros y más extensos superficialmente están comprendidos entre los 450 m de longitud y los 600 m de anchura, mientras que los menores no sobrepasan los 200 m de longitud y los 125 m de anchura. Afectan a los materiales clásticos que constituyen pedreras, canchales y coluviones.

Las cicatrices de despegue de los deslizamientos suelen presentar un salto neto, mientras que en la parte frontal de las lenguas se producen deformaciones en forma de surcos y umbrales. Dado el pequeño espesor de las formaciones superficiales de las que derivan deben ser de tipo planar.

Estos depósitos se presentan litológicamente similares a los canchales y coluviones de los cuales provienen, pero más desorganizados.

Su edad es muy reciente, Holoceno a subactual.

2.5.6. Cantos y gravas en matriz limo-arenosa (26). Conos de deyección. Holoceno

Los conos de deyección se localizan en las salidas de numerosos barrancos que presentan fuertes pendientes, y constituyen generalmente las zonas de acumulación de los materiales evacuados en los coluviones, canchales y pedreras.

Están formados por una acumulación caótica de cantos, gravas y algunos bloques de cuarcitas y en menor medida pizarras poco rodados, en una matriz de limos y arcillas arenosas poco seleccionadas, y de tonos pardo-rojizos.

La edad de su génesis es holocena.

2.5.7. Limo-arcillas y gravas (27). Fondo endorreico. Holoceno

Esta unidad corresponde a los depósitos ligados a diversas depresiones de origen kárstico, como las que originan las lagunas de la Nava Grande, de Enmedio y Pequeña al O de Malagón, y a zonas de avenamiento hídrico insuficiente, ligadas a depósitos de abanicos aluviales y zonas marginales de conos de deyección coalescentes.

Las lagunas de la Nava Grande y de la Nava de Enmedio presentan una morfología groseramente semicircular que posiblemente está condicionada por la existencia de una fractura que limita la vertiente meridional de la sierra de Malagón y ha tenido movimiento en tiempos recientes.

Los materiales que forman la unidad son limos y arcillas de colores pardo-rojizos, ricas en materia orgánica y con cierto contenido en sales, y con algunos cantos y gravas calcáreas procedentes de las calizas del sustrato plioceno o de los relieves paleozoicos contiguos. Su espesor, no observable, se presume escaso, apenas unos pocos metros en las lagunas mayores.

En su génesis intervienen procesos de disolución kárstica de la unidad carbonatada pliocena con formación de arcillas de descalcificación, posiblemente aportes eólicos de arenas y limos, intensas fases de alteración *in situ* de las calizas y margas del sustrato y sedimentación de finos procedentes del lavado de los coluviones limítrofes en etapas de fuerte pluviosidad.

Corresponden al Holoceno.

2.5.8. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas (28). Aluviales y fondo de valle. Holoceno

La unidad cartográfica 28 constituye los depósitos de fondo de valle de los ríos y arroyos menores de la Hoja.

Litológicamente está formada por limo-arcillas y arenas de tonos anaranjados y con cierto contenido en materia orgánica que engloban cierta proporción (siempre próxima al 50%) de gravas y en menor medida cantos de cuarcita. De forma subordinada también existen cantos

de calizas, cuarzos, esquistos y areniscas.

Su espesor puede cifrarse en varios metros, más de 4 visibles en alguna gravera.

La edad de esta unidad es Holoceno.

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA REGIONAL

La región de los Montes de Toledo orientales, donde se ubican las Hojas estudiadas, pertenece a la rama meridional de la Zona Centro-Ibérica, en adelante ZCI, según la zonación del macizo Hespérico de JULIVERT *et al.* (1972). Anteriormente, LOTZE (1956) la incluye en su Zona Luso-occidental-Alcudiense. Por último DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) la sitúan en el extremo suroccidental del Dominio de Pliegues Verticales, en adelante DPV.

Las características estratigráficas de este sector de la ZCI son básicamente:

- La gran extensión aflorante de los materiales anteordovícicos (Cámbrico inferior).
- La presencia de Cámbrico inferior bien datado y la ausencia de Cámbrico medio y superior.
- El carácter transgresivo de la serie del Ordovícico inferior.

La zona estudiada, desde el punto de vista estructural, estuvo afectada en mayor o menor grado por varias etapas de deformación:

- Deformaciones preordovícicas (movimientos "sárdicos")
- Deformación Hercínica
- Fracturación tardihercínica
- Movimientos alpinos
- Etapa neotectónica

Los materiales del Cámbrico inferior fueron afectados por leves deformaciones, conocidas tradicionalmente como movimientos "sárdicos". LOTZE (1956) distingue dos discordancias: Toledánica e Ibérica. La discordancia Toledánica es una discordancia angular clara separando a techo las Capas intermedias del Cámbrico inferior y/o Precámbrico. La discordancia Ibérica se ubica en la base de la Cuarcita Armoricana y parece tratarse de un fenómeno más localizado, pues en muchos sectores existe continuidad estratigráfica entre las Capas intermedias y la Cuarcita Armoricana.

Los movimientos "sárdicos" responden, básicamente, a una tectónica extensional con desarrollo de fallas que producen basculamientos y pliegues abiertos sin llegar a generarse esquistosidad. Estas deformaciones, como ya se ha comentado, son responsables de la marcada discordancia angular situada en la base de la serie ordovícica así como de los cambios de facies y espesores de ésta. En relación a estos movimientos se desarrolla un volcanismo ácido a intermedio en los antiformes de Los Cortijos y Fuente el Fresno (MARTÍN ESCORZA, 1976; ROIZ 1979 y ROIZ y VEGAS, 1980).

La deformación hercínica es la responsable de la creación de las principales estructuras. Estas se componen de largos y estrechos sinclinales, en cuyo núcleo afloran materiales hasta el

Ordovícico medio-superior, limitados por la Cuarcita Armoricana y amplios antiformes en cuyo núcleo afloran las capas intermedias que reposan discordantes o bien sobre el CVS o bien sobre los materiales del Cámbrico inferior. Estas estructuras, de direcciones predominantes NO-SE a E-O, tienen longitudes kilométricas y se generaron durante la primera fase de deformación hercínica. Esta primera fase genera una esquistosidad del tipo “slaty cleavage”, bien desarrollada en los términos pelíticos. No existe metamorfismo regional en relación a esta fase, por lo que todos los materiales se consideran pertenecientes a la anquizona.

Por último, este sector de los Montes se caracteriza por unas estructuras en domos y cubetas, descritas por JULIVERT *et al.* (1983), que son consecuencia de una interferencia de pliegues, cuya edad no está bien precisada. Algunos autores relacionan la deformación de los pliegues de primera fase y la creación de domos y cubetas a la existencia de bandas de cizalla levóginas subverticales (ROIZ, 1979 y LÓPEZ DÍAZ, 1992). Esta fase hercínica correspondería con la fase 3 de DÍEZ BALDA y VEGAS (1992).

Con posterioridad a la orogenia hercínica se produce una intensa fracturación, especialmente se desarrollan fallas de desgarre que trastocan los pliegues creados con anterioridad. Es lo que se conoce como fracturación tardihercínica.

En tiempos tardihercínicos se produce, además, la intrusión de plutones graníticos en Madrideojos y Mora de Toledo. Estas masas graníticas generan aureolas de metamorfismo de contacto en los materiales paleozoicos.

De las deformaciones alpinas no se tiene constancia debido a la ausencia de materiales mesozoicos. Sin embargo, más al Norte en la zona de Toledo, existen fallas inversas de alto ángulo que superponen los materiales paleozoicos sobre materiales cretácicos y el terciario de la Cuenca de Madrid. Estas deformaciones podrían haber tenido lugar en el Mioceno medio según MARTÍN y DE VICENTE (1995).

Los materiales terciarios y cuaternarios se disponen discordantes sobre el zócalo paleozoico. Durante el periodo comprendido entre el Mioceno superior y el Cuaternario antiguo la zona sufrió una tectónica extensional que asoció un vulcanismo intraplaca alcalino subsaturado (ANCOCHEA, 1983; LÓPEZ RUÍZ *et al.*, 1993 y CEBRIÁ y LÓPEZ RUÍZ, 1995) en la región del Campo de Calatrava. Este vulcanismo es posterior a la tectogénesis alpina de las Cordilleras Béticas e Ibérica.

La etapa neotectónica en esta región y zonas aledañas (La Mancha) es analizada en numerosos trabajos de entre los que destacan: VEGAS y RINCÓN (1996); DE VICENTE *et al.* (1996); RINCÓN y VEGAS (1996) y RINCÓN *et al.* (1996).

3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La estructura de la Hoja de Malagón viene gobernada por la naturaleza y disposición de los materiales que forman la secuencia estratigráfica y la secuencia y orientación de las deformaciones que han afectado a este segmento del macizo Hespérico. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles actualmente.

3.2.1. Los materiales

Los materiales paleozoicos alcanzan un espesor de varios miles de metros, constituyendo una

alternancia entre rocas psammíticas (cuarcitas y areniscas) y pelitas (pizarras) que responden de diferente modo a la deformación, ya sea plegándose o bien fracturándose.

El estilo y la geometría de los pliegues varía en función de la naturaleza litológica de los materiales.

Las formaciones cuarcíticas (Cuarcita de Canteras y Armoricana) están formadas por capas competentes estratificadas de espesores decimétrico-métricos. La deformación de estos materiales ha generado pliegues concéntricos, caracterizados por un deslizamiento capa a capa "flexural slip". La amplitud y longitud de onda de estos pliegues depende del espesor de las capas. La Cuarcita Armoricana, con sus 400-450 m de espesor, constituye el esqueleto estructural de la Hoja, pues la recorre de NO a SE.

Las alternancias de cuarcitas, areniscas y pizarras que caracterizan a las Capas Intermedias y a los Estratos de Pochico, son conjuntos bien estratificados y constituyen buenos ejemplos de medios "multilayers". Estos se comportan ante la deformación desarrollando pliegues disarmonicos, que vienen controlados por el espesor de bancos y el contraste de viscosidad entre diferentes litologías. Los pliegues que se observan suelen ser de tipo concéntrico, con mayor o menor grado de aplastamiento. Se desarrolla pizarrosidad en los niveles pelíticos y esquistosidad de fractura espaciada en las charnelas de capas competentes.

Las formaciones pelíticas (Pizarras de Río) tienen un comportamiento incompetente. Desarrollan pizarrosidad penetrativa relacionada con pliegues, al principio concéntricos que luego evolucionan a similares por aumento del aplastamiento.

La fracturación tiene un desarrollo importante en los niveles competentes cuarcíticos. En algunos puntos llega a ser tan intensa que ha borrado las estructuras de plegamiento.

Los niveles pizarrosos, debido a su carácter incompetente, absorben la deformación de forma continua. Así muchas fallas se amortiguan al llegar a estos niveles, que en algunos casos constituyen además niveles de despegue de estructuras tardías.

3.2.2. Las fases de deformación

La estructura actual de los materiales paleozoicos de la Hoja de Malagón es el resultado de una deformación polifásica. Las principales fases de deformación se resumen en:

- Tectónica sárdica
- Deformación hercínica
- Deformación tardihercínica
- Deformaciones alpinas y postalpinas

Los **movimientos sárdicos** han sido descritos por todos los autores que han trabajado en este sector de la zona Centro Ibérica (BOUYX, 1970; MORENO, 1977; ROIZ, 1979, etc.). Son responsables de la marcada discordancia existente en la Hoja entre las Capas Intermedias del Ordovícico inferior y el substrato Cámbrico inferior (Serie de Los Cortijos). En otros sectores más al Oeste y al Sur, el ordovícico inferior se apoya directamente sobre el Precámbrico (Vendiense inferior-Rifeense), como sucede en el Domo del Bullaquejo (Hoja 758) y en Tirteafuera (Hoja 809), faltando al menos un millar de metros de serie. Este hecho lo atribuyen PORTERO *et al.* (1989) en la vecina Hoja de Piedrabuena, a la existencia de una impor-

tante falla de zócalo de rumbo NO-SE o NNO-SSE que actuó entre el Cámbrico medio y el Ordovícico inferior elevando el bloque occidental.

En la Hoja parece existir también una falla de zócalo de rumbo NO-SE que discurriría paralela al Sinclinal de Piedralá. Esta posible falla sería responsable del importante cambio de espesores en los materiales de las Capas Intermedias (serie Púrpura) que pasan de tener un espesor de unos 300 metros en el bloque occidental (Sierra de Cubas) a más de un millar de metros en el bloque oriental (Columna del Collado de Valdecioso).

En áreas vecinas se han encontrado pliegues atribuibles a las deformaciones sárdicas (ver por ejemplo MORENO, 1977) y débiles basculamientos de los materiales cámbricos (LÓPEZ DÍAZ, 1991). La interpretación de estas estructuras así como la paleogeografía del Ordovícico inferior basal, apuntan a que la tectónica sárdica fue de carácter extensional, con formación de cuencas muy subsidentes limitadas por fallas profundas. En relación con estas fallas aparece un volcanismo fisural de carácter ácido e intermedio.

Deformación hercínica. Esta deformación es la principal responsable de la formación de las grandes estructuras de la zona.

Todos los autores que han trabajado en este sector de los Montes de Toledo coinciden en señalar la presencia de, al menos, dos fases de deformación hercínica (ROIZ, 1979; ITGE, 1989 y DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992).

Durante la *primera fase* hercínica se generaron las principales estructuras de la Hoja: pliegues, esquistosidad, cabalgamientos y fallas.

Los grandes pliegues llevan unas direcciones dominantes entre ONO-ESE y E-O. Aunque inicialmente pudieron ser pliegues cilíndricos, las deformaciones tardías han modificado esta situación, encontrándose inmersiones axiales variables de 20-30° o incluso mayores. Los planos axiales suelen ser subverticales o ligeramente vergentes hacia el Sur.

En los niveles formados por cuarcitas o medios "multilayer" (alternancias de cuarcitas-pizarras) los pliegues suelen ser abiertos, angulosos, con flancos rectos y charnelas agudas. Los ángulos entre flancos oscilan entre 60 y 120°. En algunos casos, como sucede al Sur del Banderín o a lo largo de las sierras de Fuenlengua y Malagón, se observan morfologías de pliegues en rodilla y pliegues en cascada (sucesiones de rodillas y rellanos).

En las formaciones pizarrosas los pliegues suelen ser más apretados. En el primer caso dominan los tipos 1B y 1C según la clasificación de RAMSA y (pliegues paralelos con mayor o menor tendencia al aplastamiento). En las pizarras, sin embargo, dominan los pliegues tipo 1C.

La esquistosidad desarrollada en los niveles pelíticos es una pizarrosidad "slaty cleavage". Es de plano axial de los pliegues de primera fase y tiene una dirección constante NO-SE, con buzamientos elevados tanto al SO (dominantes), como al NE. (Fig. 2). En los niveles más competentes se muestra como una esquistosidad más espaciada, grosera "rough cleavage" o de fractura, visible en las zonas de charnela. A escala de macro y micropliegues suele mostrar una disposición en abanico convergente.

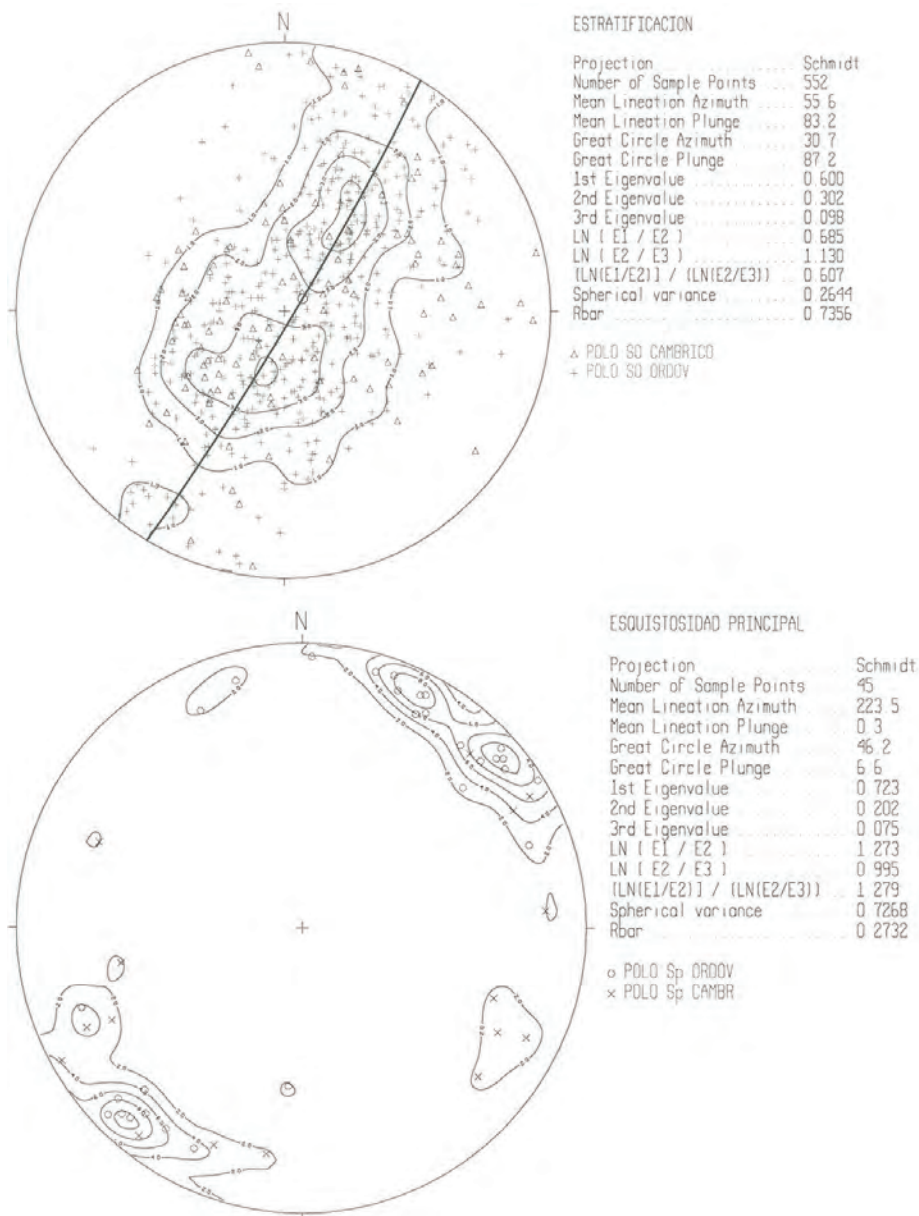


Fig. 2.- Proyección estereográfica equiareal de la estratificación y esquistosidad principal de la Hoja de Malagón.

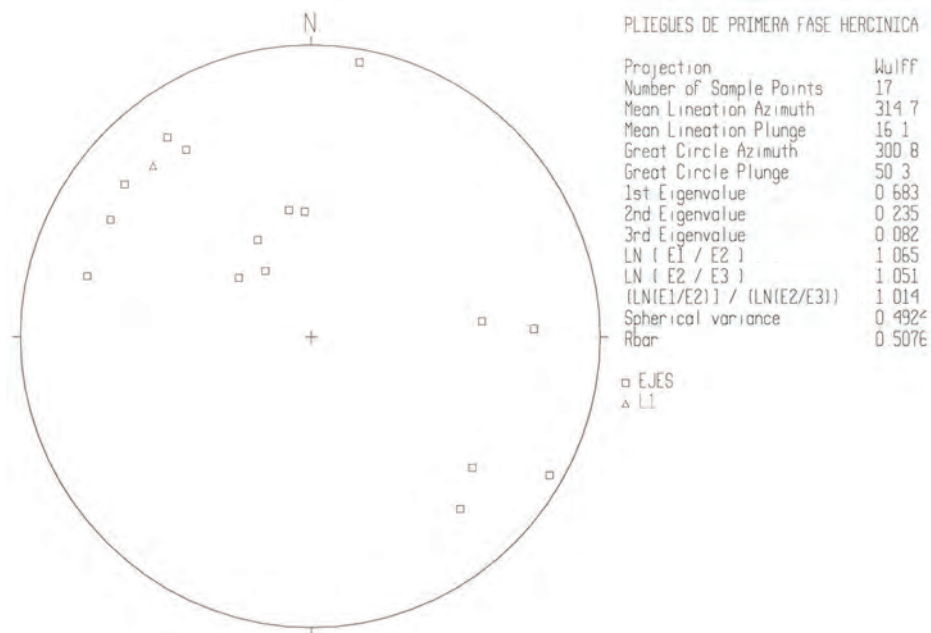


Fig. 2 (cont.). - Proyección estereográfica equiangular de ejes de micropliegues de primera fase hercínica y de la lineación de intersección (L I).

Otras estructuras atribuibles a la primera fase hercínica son fallas inversas de alto ángulo que se desarrollan en el flanco corto de algunos anticlinales, como puede verse en el Puerto de las Veredas o en Valdebenito. Tienen una dirección ONO-ESE o NO-SE con buzamientos entre 60-70° al Norte y salto estimado de un centenar de metros.

Una *segunda fase* de deformación hercínica (probablemente no atribuible a la 2ª fase de deformación regional) modifica las estructuras creadas en la Hoja de Malagón durante la fase anterior. En Hojas vecinas se originan pliegues de rumbo NE-SO, casi ortogonales a los de fase 1, creando figuras de interferencia del tipo 1 de RAMSAY, en domos y cubetas. En el ámbito de la Hoja solo se han observado, localmente, pliegues cuyos ejes forman un ángulo de 45° con los ejes mayores. Si se observa el diagrama de proyección estereográfica de la esquistosidad principal existen polos medidos en el Cámbrico que se desvían notablemente de la orientación general y que están de acuerdo con pliegues NE-SO post-Sp.

Los micropliegues ligados a esta fase son también raros, habiéndose observado en los materiales cámbricos del macizo de La Morra. Llevan una dirección próxima a N-S, con una inmersión axial alta, en torno a 65° al N.

Regionalmente la segunda fase de deformación hercínica, mostrando estructuras y direcciones variables de unos puntos a otros de la Cadena. Así en unas zonas se muestra como una fase de plegamiento homoaxial y retrovergente con respecto a la primera, y en otros puntos parece una fase oblicua. Esta variabilidad espacial podría responder a la reactivación de des-

garres de zócalo durante la segunda fase. Así, LÓPEZ DÍAZ (1992) describe la presencia de bandas de cizalla levógira en los flancos de los anticlinales de Navalpino y Valdelacasa, al Oeste de la zona. Esas bandas de cizalla, subverticales y paralelas a los ejes de los pliegues mencionados, tienen componente combinado de desgarre levógiro y de cabalgamiento. En la Hoja de Malagón estructuras parecidas aparecen en el periclinal del sinclinal de Piedralá, en el sector de Valdeinfierno, donde una falla de dirección próxima a E-O produce un desplazamiento levógiro de 1 km. También al Sur de La Morra podría discurrir un desgarre NO-SE que sería responsable del giro de las estructuras de 1ª fase.

Fracturación tardihercínica. En la Hoja de Malagón existe una importante red de fracturación que afecta a las estructuras de plegamiento hercínicas. Algunas de estas fracturas corresponden al periodo tardihercínico, aunque es difícil su datación por no existir registro sedimentario que lo confirme.

En la Hoja de Malagón el sistema más importante lleva una dirección ENE-OSO, encontrándose bien desarrollado en el sector nororiental de la Hoja. Son fallas de desgarre sinestrales, con componente inverso de vergencia Sur, que cortan los pliegues hercínicos y que tienen un salto en la horizontal que no excede los 500 m. El más importante discurre desde la Estación del Emperador hasta El Retamar, a lo largo de 9 km. En la Sierra de la Fuenlengua y en el Macizo del Trincheto, los desgarres sinestrales toman una dirección NE-SO y lo mismo sucede en la zona de Los Cortijos. En este caso, un desgarre recorre unos 6 km entre Los Cortijos y el valle de La Fuente del Piojo, donde se asocian a esta estructura pequeños cabalgamientos de escaso salto.

Un segundo sistema de desgarres lleva una dirección entre ONO-ESE (N100°E) y E-O. Parece ser más antiguo que el anterior. Son estructuras más minoritarias y se concentran en el flanco S del anticlinorio de los Cortijos y entre El Trincheto y Casavieja (al SO de Los Quiles). En la zona de Los Cortijos destaca la falla que limita por el S los afloramientos cámbricos y que discurre a lo largo de 18-20 km. Es una estructura que posiblemente jugó con componente de desgarre sinestral e inverso, este último no cuantificado. Los últimos movimientos, bien visibles en la vertiente de la Sª de la Velasca, indican componente normal. En el núcleo de los materiales cámbricos de Los Cortijos se ven fallas casi E-O frágiles, que asocian una importante silicificación que afecta a los materiales cámbricos. Entre El Trincheto y Casavieja, se suceden desgarres escalonados (en relevo), que también asocian localmente pequeños cabalgamientos, como sucede en Valdebenito.

Por último, se observan desgarres dextrales NNO-SSE, como sucede al O de Los Cortijos. Esta familia tiene un muy escaso desarrollo.

Deformaciones alpinas y postalpinas. La ausencia de registro sedimentario impide precisar las características de las deformaciones que afectaron a esta región durante el Mesozoico y el Terciario. Probablemente se produjo una reactivación de las estructuras hercínicas y tardihercínicas. La Hoja de Malagón se encuentra ubicada en el límite septentrional del campo volcánico de Calatrava, cuya actividad extrusiva se prolongó durante el Neógeno superior hasta el Cuaternario. Este volcanismo tuvo lugar en un contexto distensivo controlado fundamentalmente por las fallas del zócalo hercínico, fundamentalmente de dirección E-O y ENE-OSO. Una de estas fallas discurre por el Corredor de Porzuna-Malagón.

3.2.3. Dominios estructurales

Desde un punto de vista descriptivo se han diferenciado cinco dominios estructurales en la Hoja de Malagón.

En el esquema adjunto (Fig. 3) se muestra su distribución en la Hoja omitiendo los recubrimientos recientes. La información sobre la geometría de las estructuras se completa en los tres cortes geológicos que acompañan al mapa geológico. Los dominios estructurales establecidos son:

- Anticlinorio de los Cortijos
- Piedralá - S^a. de Cubas
- El Banderín - Fuenlengua - S^a. de Malagón
- Sinclinorio de Porzuna - Malagón
- Depósitos terciarios de los Campos de San Juan y Calatrava

- El **Anticlinorio de Los Cortijos** ocupa algo más de la mitad de la Hoja y su borde meridional seguiría una línea imaginaria que une los ángulos NO y SE. Está formado por tres núcleos de materiales cámbricos: Los Cortijos, El Emperador y La Morra, recubiertos por una cobertera plegada de materiales ordovícicos (Serie Púrpura). La estructura de los núcleos cámbricos está controlada por dos fases de deformación: la primera fase hercínica y una segunda fase responsable de la formación de domos.

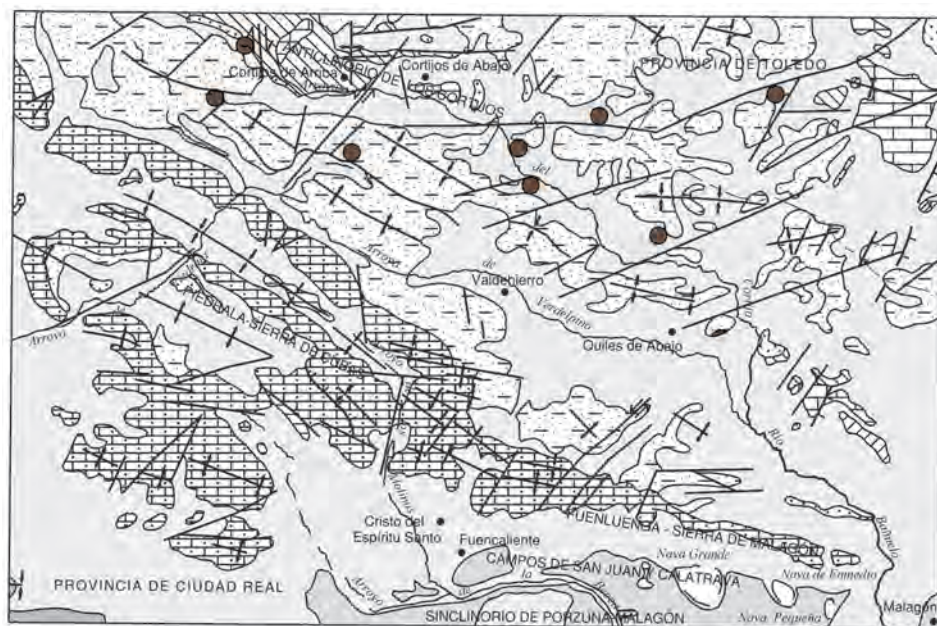
En el área de Los Cortijos es característica la presencia en los materiales cámbricos de pliegues N-S que hacia el NO evolucionan a la dirección típicamente hercínica (NO-SE). Este cambio de dirección parece estar relacionado con el juego de fallas de desgarre E-O menestras atribuibles a la segunda fase hercínica y/o a la deformación tardihercínica.

Lo mismo sucede con el núcleo de La Morra, donde claramente se observa un giro de la esquistosidad principal hercínica y se observan pliegues menores que la deforman y que llevan una dirección N-S. En cierto modo es un pequeño domo cuyo flanco SO está afectado por una cizalla de dirección NO-SE que está recubierta por los materiales aluviales del Arroyo de Los Cortijos.

El área de El Emperador muestra aparentemente una estructura más sencilla con un anticlinal NNO-SSE retocado por desgarres ENE-OSO.

La cobertera ordovícica muestra zonas casi tabulares y zonas con pliegues hercínicos vergentes al Sur. Estos pliegues están cortados por fallas de desgarre tardías ENE-OSO esencialmente senestras, que desvían la dirección de estos pliegues hasta ponerlos casi E-O.

- El dominio de **Piedralá-Sierra de Cubas** afecta esencialmente a materiales ordovícicos. Se caracteriza por la presencia al NE de un sinclinal de gran longitud: el sinclinal de Piedralá, en cuyo núcleo afloran las pizarras de Río y el anticlinal de la Sierra de Cubas al SO, en cuyo núcleo hay pequeños asomos del Cámbrico inferior. El límite meridional, que lo separa del dominio de El Banderín-S^a de Malagón, lo constituye un sistema de fallas de desgarre en relevo, de dirección próxima a E-O. Ambos pliegues, pero especialmente el primero, tienen vergencia SO. El flanco NE del anticlinal de la Sierra de Cubas está muy verticalizado, parcialmente retocado por fallas paralelas al rumbo de la estratificación. Ambas estructuras están atravesadas por desgarres senestros de dirección NE-SO. Los materiales cámbricos del núcleo del anticlinal muestran pliegues menores de dirección próxima a N-S.



Escala 1:200.000

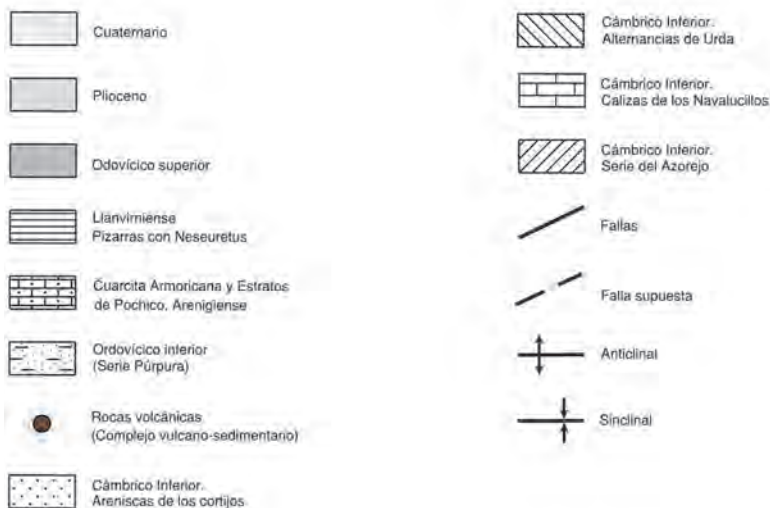


Fig 3.- Esquema estructural de Malagón.

- El dominio de **El Banderín-Fuenlengua-Sierra de Malagón** se extiende de Oeste a Este por la mitad meridional de la Hoja. Los materiales que lo forman se componen del Ordovícico inferior, esencialmente Cuarcita Armoricana y Estratos de Pochico, materiales plegados y fracturados.

El sector del Banderín es una estructura dómica algo elongada según E-O, que prácticamente sería un anticlinorio. El núcleo de la estructura es bastante tabular, mientras que el flanco Sur se hunde abruptamente dando pliegues con morfología en rodilla, como sucede al NE de Las Rabinadas. Separado por una falla NE-SO aparece el pequeño anticlinal del Citolero, cuyo flanco N está hundido, afectado por una falla normal E-O.

Al Oeste del Banderín, entre Valdebenito y el Cerro de las Águilas, la estructura es bastante compleja. Básicamente se resume en la presencia de trenes de pliegues NO-SE, transpresivos, acompañados localmente por despegues en flancos cizallados de anticlinales (Valdebenito). Estos pliegues están íntimamente relacionados con fallas de desgarre de movimiento senestro.

Entre la Fuenlengua y Malagón, la estructura se simplifica algo. La Cuarcita Armoricana forma pliegues cuya dirección se acerca ya a la E-O, cuyo flanco Sur se verticaliza y vuelven a aparecer morfologías en rodilla. Estos pliegues son cortados por fallas de desgarre senestras, algunas de gran longitud. No es descartable la presencia de cizallamientos a lo largo del flanco sur de las sierras en el contacto con los materiales pizarrosos incompetentes (Pizarras de Río).

El **sinclinal de Porzuna-Malagón** ocupa el borde Sur de la Hoja, correspondiendo al flanco Norte de esta macroestructura. El núcleo, deprimido por la naturaleza esencialmente pizarrosa de los materiales, está enmarcado por los relieves de la Cuarcita Armoricana. Gran parte está recubierto por materiales terciarios y cuaternarios. Las únicas zonas de afloramiento se sitúan en el ángulo SO de la Hoja, al N de Porzuna y entre el río Becea y la Laguna Nava Grande. En el primer caso, los materiales del Ordovícico medio-superior, especialmente el nivel de las Cuarcitas de Canteras, dibujan una serie de pliegues de primera fase vergentes al Sur. Destaca el flanco N de un sinclinal que recorre el límite con la Hoja de Piedrabuena, cuyo flanco N aparece invertido. El afloramiento del río de La Becea está formado por las Pizarras de Río, que muestran aquí una pizarrosidad "slaty cleavage" muy penetrativa, subvertical y de dirección constante (ESE-ONO).

Los **depósitos terciarios** adquieren buen desarrollo en el ángulo SE de la Hoja. Constituyen el límite de los Campos de San Juan y Calatrava. Están formados por depósitos carbonatados y terrígenos, subtabulares, que rellenan depresiones frecuentemente controladas por fallas normales, en relación con la distensión que afectó esta zona durante el Mioceno superior. Este evento distensivo es responsable del importante volcanismo del Campo de Calatrava.

3.3. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

3.3.1. Tectónica hercínica y prehercínica

Dentro de la Hoja de Malagón, las deformaciones más antiguas de las que se tiene constancia se atribuyen al diastrofismo sárdico. Las capas basales del Ordovícico, atribuidas tradicionalmente al Tremadoc, descansan en discordancia angular tanto sobre materiales del Cámbrico inferior datados como Bilbilienses (Areniscas de los Cortijos), como sobre el denominado Complejo Volcano-sedimentario, de edad hasta ahora desconocida. Esta fase de deformación pudo tener un carácter extensional, con importante papel de fallas de zócalo.

Hasta el momento, con las dataciones disponibles, principalmente paleontológicas, esta fase de deformación tuvo lugar entre el Cámbrico superior y el Arenigiense inferior.

La deformación hercínica es difícil de datar debido a la escasez de criterios estratigráficos, por lo que es necesario acudir a los datos regionales. En este sentido, en el Sinclinorio de Herrera del Duque, situado al Oeste de la Hoja, se conoce desde antiguo la existencia de una discontinuidad estratigráfica entre el Devónico inferior y el superior. Esta discontinuidad representa un cambio en la sedimentación desde condiciones de plataforma somera en el Devónico inferior a la implantación de una facies "flysch" con depósito de turbiditas, materiales considerados sinorogénicos en el conjunto de la Cadena Hercínica, durante el Devónico superior-Carbonífero inferior. Por consiguiente, el inicio de la deformación hercínica cabe suponer que tuvo lugar en el Devónico medio.

Los materiales del Devónico superior en los sinclinales de Herrera del Duque y Almadén, se encuentran afectados por las estructuras de la primera fase hercínica. Por otra parte, la intrusión de la granodiorita de Fontanosas, considerada postfase-I, ha sido datada en 302 ± 7 m. a., es decir Westfaliense superior (SAUPE, 1973). Del mismo modo, los materiales carboníferos de la Cuenca de Puertollano, claramente postorogénicos, se datan como Estefaniense B superior y C. Por lo tanto, la edad de la deformación principal hercínica se situaría entre el Devónico superior y el Westfaliense superior.

Sobre la edad de la segunda fase de deformación hercínica, no se tienen datos que permitan hacer precisiones.

Respecto a la edad de la fracturación cabe hacer las siguientes precisiones. Existen una serie de fallas cuyo origen es claramente contemporáneo a la formación de los pliegues de primera fase hercínica. Otras, sin embargo, cortan estos pliegues y se han considerado pertenecientes al periodo de deformación tardihercínica. Estas fallas, en otros puntos del orógeno, están relacionadas con la sedimentación permo-carbonífera, con la intrusión de granitoides tardihercínicos y asocian un vulcanismo (Cadena Ibérica y Sistema Central). Por consiguiente, se les atribuye una edad comprendida entre el Estefaniense y el Pérmico inferior. Originadas como fallas de desgarre, fueron reactivadas en régimen normal durante el Pérmico superior y el Triás, y como bien se ha documentado en áreas alpinas, durante el Mesozoico y Terciario.

3.3.2. Tectónica alpina y postalpina

Las limitaciones impuestas por el registro estratigráfico obligan, nuevamente, a abordar la evolución geodinámica de este sector en un contexto regional más amplio.

En la región no existe registro sedimentario del Cretácico terminal y Paleógeno-Mioceno inferior que permita reconstruir la sucesión de eventos tectónicos alpinos. En la llanura manchega oriental y borde sur de la Sierra de Altomira se ha definido la existencia de varias fases tectónicas: intraeocena superior, finioliocena, miocena inferior, intravallesiense o del mioceno superior y pliocenas.

De todas estas fases tectónicas, las más importantes, generadoras de estructuras, son la finioliocena y la miocena inferior (Castellana y Neocastellana, respectivamente). En el campo de Montiel y Prebético externo, también a falta de registro sedimentario paleógeno, se observan además fases tectónicas en el Mioceno Inferior y Superior.

No se puede precisar cuál o cuáles fases son las responsables de la estructuración de los materiales triásicos y mesozoicos, existentes en el Campo de Montiel (Hoja 768: Manzanares), pero por lo dicho anteriormente se puede concluir que el plegamiento debió producirse en el Oligoceno superior y/o Mioceno inferior. Se observan suaves pliegues, cuyos flancos están inclinados menos de 20° y cuyas direcciones son E-O y N 110°-120° E. Algunas fracturas más recientes de direcciones E-O y NE-SO afectan a estos materiales.

La deformación neógena parece derivarse de la reactivación de antiguas fallas del zócalo en las que juegan un importante papel las direcciones submeridianas y las transversas que van desde E-O a NE-SO (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981). El Neógeno superior se caracteriza por los procesos distensivos que se iniciaron en el Mioceno superior, con posterioridad a la fase de compresión bética (Serravallense superior-Tortonense inferior). PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las Cuencas del Júcar y Cabriel y de las Cuencas o depocentros de Villarta, Daimiel y Ciudad Real rellenas por depósitos de edad Mioceno superior-Plioceno inferior. La segunda amplía la cuenca de sedimentación a toda la Llanura Manchega, teniendo lugar en el límite Plioceno inferior-superior (fase Iberomanchega, 1). Nuevos reajustes tectónicos de menor intensidad precedieron a la instalación de la Raña (fase Iberomanchega, 2).

Tanto en los Campos de Calatrava, como en la Llanura Manchega, los materiales pliocénicos se encuentran suavemente deformados por ambas fases. MOLINA (1975) basándose en las discordancias angulares observables entre los materiales "volcanosedimentarios" y los materiales calcáreos infrayacentes al yacimiento de Las Higuieruelas y en la deformación que, a su vez, presentan; establece la existencia de dos fases tectónicas asociadas a épocas de mayor actividad volcánica, que sitúa en el Mioceno superior y Plioceno medio.

Estas deformaciones y discordancias podrían estar relacionadas con la actividad volcánica, en particular con el abombamiento y colapso de calderas, correlativo y subsiguiente a las erupciones. Resulta evidente que estos procesos han afectado también a sedimentos recientes deformando las costras calcáreas plio-pleistocenas (ángulo sureste de la Hoja 784: Ciudad Real) y algunas terrazas.

Poco se puede indicar en relación a las etapas tectónicas recientes: pre-Raña y presuperficiales de La Mancha. Probablemente se trate de etapas distensivas con pequeñas desnivelaciones entre la Cuenca Manchega y las montañas que la circundan.

3.4. NEOTECTÓNICA

La meseta Sur presenta en su conjunto una escasa actividad neotectónica, sin manifestaciones consistentes de la misma en amplios sectores de los Montes de Toledo, donde, además, se suma la controversia existente en relación a las dataciones de los sedimentos más recientes y de las superficies de erosión, en ocasiones afectadas por fracturas con indudable actividad alpina durante el Mioceno. Gran parte de estas fallas han sido consideradas como de "posible actividad durante el periodo neotectónico".

Dentro de la Meseta Sur, los Montes de Toledo, además de las Sierras de las Villuercas y Guadalupe, constituyen un relieve importante en el que la superficie fundamental ha sido elevada hasta cotas de 1000 m. El borde meridional de este relieve, con orientación E-O coincide con la prolongación del importante accidente del borde septentrional de la cuenca del Guadiana, que corresponde a una banda de fallas en relevo con direcciones NE-SO y E-O, que

se prolonga hasta la zona de Navas de Estena, perdiéndose su continuidad al Sur del macizo de Toledo. La vertiente septentrional desciende mas gradualmente hacia la cuenca del Tajo y presenta un contacto dentado debido a la existencia de fracturas de dirección NNE-SSO y ENE-SSO.

Es de señalar, por otra parte, la asimetría bastante generalizada que presentan todos los valles con dirección aproximada N-S de la cuenca del Tajo, que podría interpretarse como un basculamiento o una flexión a escala cortical con hundimiento hacia la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira.

Respecto a la sismicidad en la región de los Montes de Toledo, señalar la escasez de registro de sismos históricos e instrumentales, restringida a la existencia de algunos sismos de escasa entidad (magnitud inferior a 3) y de origen dudoso y a los terremotos históricos de Mora de Toledo (24-8 y 4-10 de 1755) cuyas intensidades alcanzaron los grados de V y IV, respectivamente.

GINER *et al.* (1996), realizan un análisis del estado de esfuerzos actual basado en el análisis poblacional de los mecanismos focales de terremotos, de una extensa área centrada en la Meseta Sur y Cordillera Ibérica, hacia cuyo borde occidental aparece representada la región correspondiente a la Hoja de estudio. Dichos autores definen regionalmente un tensor actual de carácter direccional con una orientación σ_{HMAX} según N 135°-140° E y un segundo estado de esfuerzos, que actúa simultáneamente con el tensor regional, definido por un tensor de carácter normal-direccional con una dirección de σ_{HMAX} N 45°-55° E, ortogonal al tensor regional, y que definiría una extensión según N135°-145° E, subparalela a la compresión regional deducida.

3.4.1. Indicios de actividad neotectónica

Dentro de la Hoja de Malagón, hacia su borde meridional, la existencia de dos generaciones de depósitos de conos y abanicos aluviales, (unidades 20 y 21), de edades Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio-superior, respectivamente, los últimos escasamente representados en la Hoja de estudio, se interpreta como reactivaciones de los sistemas asociados a movimientos de fallas durante estos periodos. Por su disposición y las geometrías que presentan estos depósitos, se interpreta que los movimientos neotectónicos se desarrollaron, fundamentalmente, sobre fallas de direcciones NE-SO, dirección coincidente con el borde de la cuenca terciaria en esta Hoja, y, probablemente, sobre fallas NO-SE que pudieron producir, además, desplazamientos de las anteriores.

Las direcciones de estas estructuras, a las que se atribuye actividad neotectónica, es compatible con las direcciones definidas por GINER *et al.*, *op. cit.*, para los tensores de esfuerzos actuales.

3.4.2. Sismicidad

El Banco de Datos Sísmicos del Servicio Nacional de Sismología no indica que haya habido epicentros sísmicos dentro de los límites de la Hoja de Malagón. A escala regional, en el entorno próximo de la Hoja, el registro histórico señala la existencia de 11 epicentros correspondientes a 12 sismos, registrados entre los años 1755 y 1998 (Fig. 4) cuyas características se recogen en la Tabla 1 adjunta.

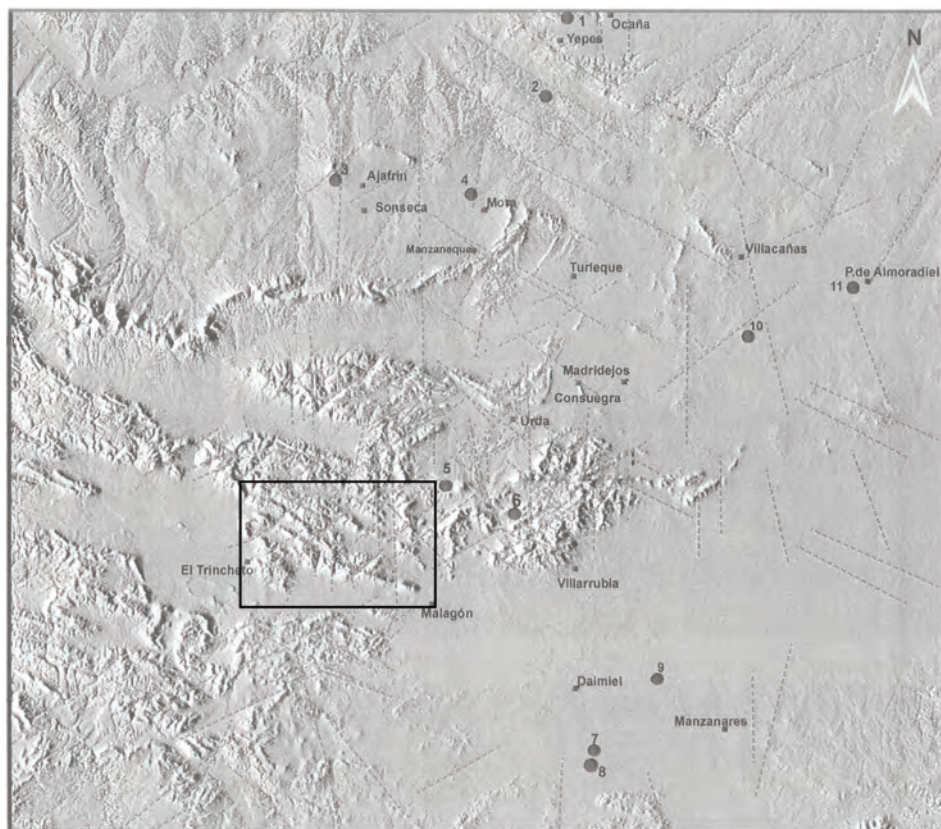


Fig. 4.- Localización Regional de epicentros sísmicos (● 10) Fotolineamientos y situación de la Hoja de Malagón.

Nº IDENT.	FECHA	HORA	LONGITUD	LATITUD	PRO	RMS	EH	EZ	NO	AGEN	MAG	INT	LOCALIZACIÓN
1	1998-05-04	09-33-11.6	03-37.8 W	39-57.0 N	0	0.2	08	00	8	SSIS	1.4		OCACA.TO
2	1998-04-30	07-41-51.7	03-40.8 W	39-54.0 N	0	0.6	04	00	15	SSIS	2.1		YEPES.TO
3	1997-09-28	03-21-37.2	04-01.1 W	39-43.8 N	2	0.5	2	2	13	SSIS	2.6		AJOFRIN.TO
4	1775-08-24	03-00-00.0	03-48.0 W	39-42.0 N						SSIS		V	MORA.TO
	1775-10-04	10-30-00.0	03-48.0 W	39-42.0 N						SSIS		IV	MORA.TO
5	1989-04-18	17-34-11.2	03-50.1 W	39-18.9 N		0.3	2		11	SSIS	2.3		URDA.TO
6	1998-11-08	00-00-51.0	03-43.8 W	39-17.9 N	0	0.6	03	00	15	SSIS	1.3		DAIMIEL.CR
7	1994-10-20	04-11-05.5	03-34.1 W	38-58.8 N	3	0.9	2	3	25	SSIS	3.2		DAIMIEL.CR
8	1992-05-27	02-29-33.5	03-32.2 W	38-57.2 N	7	0.6	2	3	14	SSIS	2.8		MANZANARES
9	1967-11-26	17-11-36.0	03-28.0 W	39-04.4 N	5	0.7	13	21	6	SSIS	3.8		VILLACANA.S.TO
10	1994-02-06	05-27-27.1	03-19.6 W	39-31.0 N	9	0.6	2	3	26	SSIS	3.5		PUEBLA DE
11	1994-03-19	13-14-11.4	03-09.3 W	39-35.5 N	2	0.4	1	2	10	SSIS	2.6		ALMORADIEL.TO

Tabla 1.- Localización y características de los principales sismos ocurridos en la Región (Fuente: Banco de Datos Sísmicos; S.N.S)

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Malagón se sitúa en el límite meridional entre las grandes unidades morfoestructurales de los Montes de Toledo y la Llanura Manchega Occidental.

Los Montes de Toledo están constituidos por una sucesión de sierras y relieves de altitud moderada desarrollados sobre los materiales paleozoicos del Macizo Hespérico, restos de antiguos orógenos de edad caledónica y hercínica.

Presentan un modelado estructural de tipo generalmente apalachiano, con pliegues decakilométricos y frecuente aparición de estructuras domáticas y en cubetas.

La Llanura Manchega se caracteriza por el dominio de las amplias planicies relacionadas con superficies de erosión-colmatación de las cuencas neógenas y el gran desarrollo de sistemas de abanicos aluviales coalescentes a partir de las sierras que la rodean. La red hidrográfica está poco encajada, presentando cauces poco definidos de régimen estacional con escaso desarrollo de terrazas fluviales.

La transición entre ambos dominios participa de características intermedias, siendo frecuentes los relieves paleozoicos que a modo de isleos surgen de las llanuras.

Desde el punto de vista climático, la Hoja de Malagón posee características netamente continentales. Las precipitaciones medias anuales oscilan entre los 500 y 600 mm, mientras que las temperaturas medias mensuales alcanzan los 12 °C, definiendo un clima de tipo semiárido con un marcado déficit en el balance hídrico en la primavera y verano.

El relieve de la Hoja presenta una altitud moderada. Su arquitectura orográfica está constituida por sucesivas alineaciones de sierras con una dirección sensiblemente ONO-ESE. Las cotas principales se localizan en la sierra de Malagón, con los vértices geodésicos de Pesebrillo (1070 m) y Moros (1000 m), situados en la mitad meridional de la Hoja. En la mitad septentrional las principales elevaciones son los vértices Agrión (1036 m) y Sambrasil (1040 m).

La cota más baja de la Hoja alcanza los 625 m en el "talweg" del río de la Becea en su borde S.

La red hidrográfica no alcanza un desarrollo importante, estando formada básicamente por cauces de régimen estacional o semipermanente.

Los principales cursos fluviales son los ríos Bañuelo y de la Becea, tributarios del río Guadiana, y que en la mayor parte de su trayectoria por la Hoja siguen direcciones sensiblemente subsecuentes a la estructura de los macizos montañosos. Los principales cursos fluviales de la zona occidental (arroyos de los Valles y Piedralá) atraviesan ortogonalmente las sierras para desembocar en el río Bullaque, también afluente del Guadiana.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja de Malagón, la influencia de las morfologías de génesis estructural es muy impor-

tante en la configuración actual del paisaje.

Como ya se ha indicado, el modelado de los Montes de Toledo es de tipo apalachiano, y está definido por un plegamiento que regionalmente presenta una dirección dominante ESE-ONO a OSO-ENE. La existencia de laxas estructuras transversas según la dirección NNE-SSO configura un modelo de interferencia de pliegues de tipo "cajón de huevos" que ocasionalmente dibuja estructuras de tipo dómico, como el domo de Ciudad Real situado al SE de la Hoja, y cubetas de forma groseramente redondeada y diámetros kilométricos como es la cubeta de Piedrabuena.

En general, el control litológico del modelado es notorio, produciéndose una erosión diferencial dentro de la serie paleozoica que provoca que las principales alturas se encuentren localizadas sobre las formaciones más resistentes.

La Cuarcita Armoricana constituye el auténtico armazón morfológico regional y da lugar, junto a los términos conglomerático-cuarcíticos de la parte inferior de la Serie Púrpura, a los relieves más importantes, mientras que las series arenisco-cuarcíticas del Cambrico Inferior (Areniscas de Los Cortijos) y los términos superiores de la Serie Púrpura dan lugar a alineaciones morfoestructurales secundarias.

Las formaciones de menor resistencia a la erosión originan zonas deprimidas topográficamente y rellenas por depósitos terciarios y cuaternarios.

Se han cartografiado en el Mapa Geomorfológico las cuevas estructurales, definidas por escarpes que en su mayor parte no alcanzan los 100 m de altura, y en cuyos dorsos son muy frecuentes las líneas de capa con expresión morfológica. Los buzamientos de las cuevas suelen ser moderados, no soliendo superar los 45°. Sólo en algún caso los buzamientos originan hog-backs y escarpes cuasiverticales o crestas, como ocurre en la sierra de Malagón, donde el estilo de los pliegues, en rodilla y con vergencia S, verticaliza el flanco meridional del anticlinal. La abundancia de fracturas que afectan a los materiales del paleozoico no permite que sean ni frecuentes ni extensas las superficies estructurales, las cuales además se presentan degradadas a menudo por la erosión.

Otras morfologías estructurales ligadas a los niveles de mayor dureza son los cerros cónicos, los cuales suelen presentar altitudes moderadas.

4.2.2. Estudio del modelado

En este epígrafe se expondrán las distintas formas de modelado de origen exógeno, haciendo particular hincapié en la morfogénesis de las mismas.

4.2.2.1. Formas de laderas

Las formas de laderas constituyen una de las morfologías deposicionales más conspicuas de la Hoja de Malagón.

Prácticamente la totalidad de las sierras y cerros paleozoicos permanecen aureolados por recubrimientos de tipo coluvión que presentan sus pendientes completamente regularizadas. La regularización deja las laderas sometidas a un equilibrio metaestable entre los procesos resisivos y deposicionales para las condiciones climáticas existentes en la región en la actualidad.

En su génesis es la gravedad el proceso dominante, en combinación con mecanismos de arroyada difusa que permiten el lavado de los finos en las partes altas del depósito y la concentración de los mismos en las zonas bajas, donde los suelos llegan a desarrollar horizontes argílicos de cierto espesor.

En las partes más elevadas topográficamente de la región tienen amplia representación superficial, aunque escaso espesor, los canchales y pedreras. En su génesis son importantes los procesos periglaciares que favorecen la crioclastia de los niveles cuarcíticos fuertemente fracturados y diaclasados, en particular los constituidos por la Cuarcita Armoricana que, por otra parte, origina como ya se ha indicado las mayores altitudes de la zona de estudio. Este proceso de gelifración es funcional en la actualidad, como demuestra la escasa colonización por parte de líquenes de los bloques y cantos que forman estos depósitos.

Por último hay que destacar la existencia en esta Hoja de fenómenos de removilización en masa como son los deslizamientos. Como ya se ha señalado en el capítulo de Estratigrafía, son de tipo planar, y su génesis está en relación con niveles de concentración de arcillas en las partes bajas de canchales y coluviones que en épocas de alta pluviosidad se saturan en agua. Este fenómeno disminuye el ángulo de rozamiento interno de los materiales arcillosos con lo cual pueden "desarrollarse planos de rotura cuasiparalelos a la pendiente topográfica.

Los deslizamientos mayores tienen dimensiones comprendidas entre los 450 m de longitud y los 200 m de anchura, mientras que los menores no sobrepasan los 200 m de longitud, 7 los 125m de anchura.

Las cicatrices de despegue de los deslizamientos suelen presentar un salto neto, mientras que en la parte frontal de las lenguas se producen deformaciones en forma de surcos y umbrales.

4.2.2.2. Formas fluviales

Las geoformas de génesis fluvial son abundantes en el territorio ocupado por la Hoja de Malagón, en particular las de tipo deposicional, las cuales rellenan considerables extensiones de los valles y piedemontes serranos.

Se han diferenciado dos generaciones de abanicos y conos aluviales a partir de su posición morfológica y por el grado de desarrollo de los procesos edáficos de iluviación y carbonatación a los que se han visto sometidos. Como ya se ha indicado en el capítulo 2, sus edades van desde el Pleistoceno inferior al superior.

Presentan morfologías muy planas, con pendientes que salvo en las zonas de raíces, no superan el 2-3 % y dibujan un perfil longitudinal claramente cóncavo.

Las áreas de alimentación de estos abanicos, que en el perímetro de la sierra de Malagón presentan claras morfologías de conos coalescentes, son las laderas y cuencas de drenaje de las sierras de la Hoja.

Su formación se ha desarrollado en etapas climáticas más frías y pluviosas que las actuales imperantes en la región, con caudales suficientes en los distributarios como para transportar el importante volumen de sedimentos movilizado.

Las terrazas fluviales se han formado con posteridad al desarrollo de los abanicos aluviales y alcanzan una gran expresión cartográfica en los valles del río Bañuelo y en numerosos arroyos de su cuenca, situándose preferentemente en los vértices de las confluencias. Los arroyos de los Valles y de Piedralá también conservan restos del nivel inferior, a + 2-3 m de cota sobre el "talweg".

En algún caso se conserva el escarpe de terraza del nivel superior, a cota + 6 m, pero por lo general la regularización natural de la vertiente y la intensa antropización que provoca el laboreo agrícola los han borrado.

En las salidas de numerosos barrancos y torrenteras de todo el sector serrano de la Hoja se disponen conos de deyección generalmente de pequeño tamaño y que en ningún caso superan los 1.5 km de longitud. El actual régimen pluviométrico los hace escasamente funcionales.

También se han cartografiado los depósitos aluviales y fondos de valle, que en el río Bañuelo llega a alcanzar 2 km de anchura.

La red de incisión lineal tiene escaso desarrollo y apenas ha podido excavar su canal tanto sobre ellos como sobre los poco erosionables sustratos paleozoicos, dados los condicionamientos climáticos de la Hoja.

Otros fenómenos funcionales cartografiados son las pérdidas de drenaje de numerosos arroyos, las cuales se producen por la infiltración de los escasos caudales gracias a la alta permeabilidad de los sedimentos de abanicos aluviales y conos de deyección, y la arroyada en regueros que afecta a las laderas de la sierra al S de Los Quiles.

Por último, elementos morfológicos menores son los manantiales y algún collado de divergencia fluvial.

4.2.2.3. Formas poligénicas

En este apartado se hará referencia a aquellas formas del modelado en cuya génesis ha intervenido más de un proceso morfogenético.

Aunque en la Hoja de Malagón no se ha cartografiado para no enmascarar otros rasgos geomorfológicos, un proceso de la mayor importancia morfogenética en la región es la superficie de erosión que dibuja el nivel de cumbres de los Montes de Toledo. Ella constituye para GARCÍA ABAD y MARTÍN SERRANO (1980) el relicto de una antigua superficie de erosión sobreelevada como resultado de la orogenia alpina. Sin embargo, MUÑOZ JIMÉNEZ (1980) define el nivel de cumbres como una superficie estructural derivada de un proceso morfogenético continuo y complejo de arrasamiento de los niveles sedimentarios superiores de la serie ordovícica, de naturaleza litológica pizarrosa, hasta alcanzar los niveles duros de la Cuarcita Armoricana. Esta segunda hipótesis implica la consideración de que el relieve de los Montes de Toledo sería pseudo-apalachiano.

En zonas vecinas a la Hoja (Hojas de Madridejos y Turleque) esta superficie presenta un basculamiento generalizado hacia el NE. Coincide con el que presentan el nivel de encostramientos carbonatados y la raña, de lo que se deduce que la edad del basculamiento es post-raña, es decir, hacia el límite Plioceno-Pleistoceno.

Un elemento morfológico poco representado en la Hoja son los encostramientos carbonatados de tipo dalle desarrollados sobre una superficie de erosión-colmatación que MOLINA (1974) denominó en los Campos de Calatrava como S_1 o "superficie superior de la Llanura Manchega".

Se trata de una costra zonal, formada por repetición múltiple de procesos sedimentarios y edáficos. Es correlacionable con los depósitos de la primera superficie poligénica de la cuenca del Tajo y con los glaciares con costra laminar bandeada que articulan la Llanura Manchega con los Campos de Montiel (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981), cuya edad es Plioceno superior (Villafranquiense medio), sobre los -2'5 Ma.

Se atribuyen a la raña ciertos depósitos fanglomeráticos que quedan topográficamente por encima de los abanicos aluviales más antiguos. Morfológicamente constituye un piedemonte de naturaleza fanglomerática que articula los inselbergs de las sierras paleozoicas con las zonas deprimidas del relieve.

Clásicamente se ha considerado en la literatura geológica que la raña representa un episodio independiente y generalizado en la Meseta Central española a caballo entre el relleno de las cuencas terciarias y la morfogénesis cuaternaria, esto es, se le ha atribuido un preciso significado cronoestratigráfico. Sin embargo, los enfoques más modernos sugieren que la raña está relacionada con los propios episodios de relleno de las cuencas, y puede representar su culminación (MARTÍN SERRANO, 1988).

4.2.2.4. Formas kársticas

Se desarrollan sobre los materiales carbonatados del Plioceno y sobre la costra correspondiente a la superficie S_1 .

Las dolinas presentan contornos circulares, semicirculares y elongados. La profundidad de las mayores (lagunas de la Nava Grande y de la Nava de Enmedio) es de unos 10 -12 m, llegando en el primer caso a alcanzar los 1250 m de diámetro. Ambas dolinas tienen una peculiar morfología semicircular tal vez condicionada por la existencia de una fractura que limitaría por el S, la sierra de Malagón, favoreciendo los aportes de aguas freáticas que acelerarían la disolución de los carbonatos.

Las uvalas se forman por coalescencia de dos o varias dolinas, y presentan formas más irregulares.

4.2.2.5. Formas lacustres

Los sedimentos de origen lacustre son de orígenes diversos dentro de la Hoja. Las zonas endorreicas de las tres lagunas de la Nava, la Pequeña que está desecada, la Mediana sólo ocupada parcialmente por una mínima lámina de agua en años de pluviometría elevada y la Grande permanentemente inundada al menos en su zona central, tienen una génesis kárstica como se indicó en el epígrafe anterior.

El resto de las zonas endorreicas existentes se localizan en zonas de drenaje deficiente por la baja permeabilidad de los materiales sobre los cuales se asientan. Ocupan bien zonas distales de los abanicos aluviales, bien zonas marginales interconos en el sistema de conos de deyección coalescentes que ocupan la vertiente S del valle del arroyo de Marín.

4.2.2.6. Formas antrópicas

Aunque en la zona de estudio son diversas las actuaciones humanas que implican sustanciales modificaciones del relieve, principalmente las que guardan relación con la actividad agrícola y con la construcción de infraestructuras viarias (desmontes y rellenos de la vía del AVE, por ejemplo), sólo se han representado en la cartografía algunas canteras de tamaño notable que explotan los aluviales y terrazas inferiores del río Bañuelos en las proximidades de Malagón, y el pequeño dique de escollera de la presa situada en el arroyo de los Molinos que abastece de agua a la localidad de Cristo del Espíritu Santo.

4.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA

Para la redacción de este epígrafe se tendrán en cuenta tanto los datos obtenidos en la realización de la Hoja de Malagón como en las vecinas de Turleque, Madridejos y Villarrubia de los Ojos, así como los que se desprenden de la bibliografía aplicables al sector del Macizo Hespérico donde se enclava la zona de estudio.

El comienzo de la historia geomorfológica en la región puede situarse al final de la orogenia Hercínica, tras las etapas distensivas que permiten el emplazamiento de los plutones graníticos de Mora y Madridejos.

A comienzos del Mesozoico se inicia la elaboración de una extensa llanura peneplanizada, la cual fue definida por SOLÉ SABARÍS (1952) como "superficie fundamental de la Meseta" o "superficie inicial" (MARTÍN SERRANO, 1988). Esta superficie corresponde al "nivel de cumbres" de los Montes de Toledo tras la reactivación del relieve producida durante la orogenia Alpina. El proceso de peneplanización tuvo lugar bajo un clima tropical húmedo donde se desarrolló un manto de alteración laterítico que alcanzó más profundidad sobre las litologías blandas (pizarras y esquistos) que sobre las duras (areniscas y cuarcitas). Otros autores como MUÑOZ, J. (1976) definen el "nivel de cumbres" como una "superficie estructural derivada" de una morfogénesis continua y compleja de arrasamiento de los niveles sedimentarios superiores de naturaleza fundamentalmente pizarrosa, hasta alcanzar el nivel más resistente de la Cuarcita Armoricana. Según este criterio, la morfoestructura de los Montes de Toledo habría de ser considerada pseudo-apalachiana.

Durante el inicio del Paleoceno proseguiría el desarrollo de profundos perfiles lateríticos, produciéndose hacia el tránsito Paleoceno-Eoceno un cambio climático hacia condiciones más áridas, de tipo sabana, que perduraría hasta principios del Mioceno. Esto permite que se genere un manto de alteración de carácter esmectítico-paligorskítico, tal y como se reconoce en las proximidades de Toledo, en el Cerro de la Rosa.

En este momento el paisaje adquiere ya una configuración próxima a la actual, con los escarpes estructurales que dibujan las sierras cuarcíticas separados por zonas deprimidas donde se produce una sedimentación de naturaleza siliciclástica principalmente. También se originan los relieves de "inselbergs" o "montes-isla" que dominan las áreas de llanura.

El fin de la sedimentación neógena en la cuenca del Tajo está representado por las formaciones carbonatadas denominadas Páramos, los cuales coronan los depósitos miocenos.

Estas condiciones de relleno de las cuencas intermontañas prosiguen durante el Plioceno.

En el sector de la Llanura Manchega ocupado por las Hojas de Villarrubia de los Ojos, Malagón y Daimiel alcanza gran desarrollo una sedimentación carbonatada de características lacustre-palustres. También se produce en el Plioceno inferior y medio una etapa de actividad tectónica, conocida como fase Iberomanchega, que deformó generalmente mediante pliegues de amplio radio los sedimentos mio-pliocenos, incluyendo los Páramos. Una nueva superficie con carácter mixto de erosión-colmatación afecta a las cuencas terciarias (S_1 de MOLINA, 1974). Está recubierta por encostramientos carbonatados de tipo laminar-bandeado y multiacintado, espesos y muy cementados. Su edad es de -2'5 Ma, esto es, Villafranquiense medio (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982), y ocupa amplias extensiones de las Hojas de Turleque, Madridejos y Villarrubia de los Ojos.

Hacia el límite Plioceno-Pleistoceno un cambio climático y un ajuste tectónico favorece la formación del piedemonte de la Raña, con gran desarrollo en la Hoja de Turleque y menor en Madridejos y Malagón, y que constituye un pediment con cobertera detrítica sedimentado a través de extensos sistemas de abanicos aluviales que tienen como áreas fuente diferentes sectores serranos.

Representa el inicio de la jerarquización de la red fluvial tal y como se desarrolla en el Cuaternario.

Tras este episodio se produce el basculamiento hacia el NE de todo este sector de los Montes de Toledo. Tanto el nivel de cumbres, como la superficie S_1 y la Raña muestran la misma inclinación solidariamente. En la zona de estudio la pendiente del basculamiento es del orden del 0'1-0'2 %.

En el Pleistoceno inferior se produce en la Llanura Manchega una nueva superficie de erosión, denominada por MOLINA (1982) "superficie inferior de la Llanura Manchega" o S_2 , la cual también aparece recubierta por espesas costras carbonatadas.

Está bien representada en las Hojas de Villarrubia de los Ojos y Daimiel.

Durante el Pleistoceno prosigue el encajamiento de la red fluvial, a todas luces más importante en el territorio tributario del río Tajo que del río Guadiana. Por una parte se desarrollan sucesivos sistemas de abanicos aluviales litológicamente muy similares a la Raña y que distalmente aparecen encajados, aunque hacia sus zonas de raíces pueden simplemente superponerse haciendo difícil su individualización.

Con posteridad, en el Pleistoceno superior, los principales cauces fluviales de la zona de estudio depositan uno o dos niveles de terraza, a cotas de + 5-6 m la más antigua y + 2-3 m la más moderna.

Durante el Holoceno apenas se producen pequeños retoques en el relieve ya configurado. La morfogénesis fluvial permite la sedimentación de los depósitos de fondo de valle y de pequeños conos de deyección en las salidas de numerosos barrancos serranos, mientras que estacionalmente la presencia de procesos periglaciares en las cotas más elevadas mantiene los aportes de material que originan los canchales y pedreras. Los movimientos en masa de tipo deslizamiento retocan en época reciente estos materiales, representando un tipo de peligrosidad geológica que podría llegar a afectar eventualmente a alguna infraestructura viaria o causar daños materiales en propiedades agrícolas.

Otros depósitos de esta edad están relacionados con el desarrollo de pequeñas zonas endorreicas generalmente ligadas a la karstificación de niveles carbonatados, ya sean las costras calcáreas o los sedimentos calcomargosos del Plioceno de la Llanura Manchega.

4.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Como ya se ha indicado, la intensidad de los procesos morfogenéticos que actúan en la región en los tiempos recientes es baja. Dichos procesos están controlados principalmente por las características climáticas locales, que corresponden a un clima continental semiárido, con precipitaciones entre los 500 y 600 mm anuales y temperaturas medias sobre los 12 °C.

Partiendo de la hipótesis de un mantenimiento de las condiciones climáticas de forma similar a las de la actualidad, los procesos morfogénicos presentarán una intensidad parecida.

Los procesos denudativos principales serán la incisión lineal en ríos y arroyos y la gelifración estacional de los materiales paleozoicos que constituyen las cotas serranas más elevadas por efecto de la acción periglacial. Este fenómeno permite la continuidad de los aportes elásticos en canchales y coluviones. Estos mismos depósitos son susceptibles de presentar movimientos en masa de tipo deslizamiento, particularmente en los periodos más lluviosos que permiten la saturación en agua del subsuelo y el desarrollo de planos de rotura a favor de niveles arcillosos.

También los fenómenos de tipo kárstico presentarán una intensidad similar a la desarrollada en épocas recientes.

Los procesos sedimentarios se concentrarán en los numerosos conos de deyección que se sitúan al pie de las sierras y en las llanuras aluviales de los principales ríos y arroyos de la región.

Por último, hay que señalar que la actividad antrópica también puede constituir un importante elemento modificador del paisaje en el futuro inmediato.

5. PETROLOGÍA

5.1. VULCANITAS DEL COMPLEJO VOLCANO-SEDIMENTARIO

Interestratificadas dentro del complejo volcano-sedimentario aparecen rocas verdes, cristalinas, porfídicas, de grano muy grueso, ricas en cuarzo y micas. Normalmente no conservan un ordenamiento interno ni presentan fábrica aparente (estratificación, bandeado, etc.). Tan solo en la localidad de la muestra 9014 se observa una estratificación hacia techo y el paso gradual a pizarras. Localmente se observa un carácter aglomerático. Por consiguiente pueden tratarse de lavas y tobas cristalinas aglomeráticas.

La composición mineralógica es muy simple. Constan de cuarzo, biotita cloritizada, plagioclasa (An₂₈₋₃₃) (oligoclasa-andesina) y sanidina, como minerales principales y apatito, circón y opacos, como accesorios. La matriz es de grano fino formada por sericita y cuarzo criptocristalino. En alguna muestra se observan cantos dispersos limolíticos, que proceden del Cámbrico inferior.

Muestran un importante grado de alteración hidrotermal. Los principales procesos observados han sido: sericitización de feldespatos, cloritización de ferromagnesianos, albitización y carbonatación. Todos estos procesos podrían indicar un emplazamiento subacuático de estos materiales.

La composición que corresponde a lo observado sitúa a estos materiales en un rango que va entre dacitas y riodacitas, según sean más ricas en plagioclasa o feldespato potásico.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja de Malagón corresponden a las calizas de Urda-Los Navalucillos y a limolitas y areniscas (Alternancias de Urda) del Cámbrico inferior. La sedimentación carbonatada de esta sucesión se produce en un ambiente de plataforma marina somera, por encima del nivel de base del oleaje, supramareal (mientras que la sedimentación detrítica corresponde a facies de "off-shore").

Con posterioridad y hasta que de nuevo se instala de forma generalizada una plataforma marina en este sector de la Zona Centro Ibérica durante el Tremadoc, se abre una etapa de la que solamente se cuentan con datos parciales, en ocasiones imprecisos, que impiden la reconstrucción de los sucesos que acontecieron durante el amplio periodo comprendido durante el Cámbrico medio y superior. Se supone, que por efecto de un basculamiento generalizado quedaría emergido, durante un cierto tiempo, este sector de la Z.C.I.

Aunque los materiales que se encuentran de este periodo están constituidos por pizarras negruzcas con cuerpos conglomeráticos intercalados, así como por rocas volcanoclásticas y rocas volcánicas ácidas que no se han podido datar, y por tanto encuadrarlas con exactitud dentro de la columna estratigráfica, sin embargo si nos permite afirmar que, a diferencia de otros sectores próximos en los que parece no existir rocas de estas características, ni de esta edad, en este sector de los Montes de Toledo, se instaló durante un cierto tiempo una plataforma extensa, de carácter somero, probablemente bajo el influjo de las mareas, a la que llegarían aportes del continente, representados por los cuerpos canalizados de conglomerados. En esta plataforma y debido a una inestabilidad tectónica se originarían fallas extensas y profundas, por las que ascenderían materiales fundidos, dejando en el registro geológico unos depósitos de una plataforma somera en la que estos materiales arrojados al exterior eran redistribuidos entre los sedimentos por las corrientes marinas.

La fase Sárdica se pone de manifiesto en esta zona de los Montes de Toledo por la discordancia cartográfica del Ordovícico sobre el sustrato, con un basculamiento generalizado hacia el noreste, limitado por grandes fracturas subverticales de carácter normal, que generaría una serie de bloques con basculamientos independientes, lo que explicaría la distribución irregular de los depósitos del Tremadoc, así como sus cambios de facies y potencias.

La sucesión ordovícica, de carácter siliciclástico, se inicia con la sedimentación de areniscas, con cuerpos de conglomerados intercalados, y limolitas a techo, indicadores del carácter transgresivo, en general, del Ordovícico. Los primeros se interpretan como procedentes de abanicos deltaicos, retocados por corrientes litorales y mareales.

La sedimentación se produce sobre el paleorelieve originado por la tectónica sárdica.

Esta disposición de sedimentación en una plataforma marina poco profunda, próxima al nivel de base del oleaje, permanece durante la mayor parte del Arenigiense, aunque con una tendencia progresiva a una mayor profundización, hasta alcanzar una disposición de plataforma externa, representada por las pizarras del Llanvirniense (Pizarras de Río). Durante esta etapa las facies arenosas (Cuarcita Armoricana) corresponden a depósitos de barras originadas en una plataforma somera por la acción de mareas y oleaje, que marcan la progradación de las zonas arenosas de la plataforma sobre las zonas más internas en periodos de gran aporte detrítico a la cuenca. El paso a facies mixtas representadas por los estratos Pochico, significaría una mayor distalidad, además de que el agente de transporte dominante serían las tormentas.

No existe en la zona registro sedimentario durante el resto del Paleozoico ni del Mesozoico, así como de gran parte del Paleógeno.

La fase principal de la comprensión hercínica originaría fallas, pliegues y esquistosidad, posteriormente modificadas por la segunda fase de deformación y anterior a la fracturación tardihercínica. A esta etapa, entre la segunda fase de deformación y la fracturación tardihercínica, corresponde la intrusión del granito de Madrideojos, al igual que el plutón de Sonseca-Orgaz localizado, en parte en la Hoja de Turleque.

La evolución postpaleozoica viene marcada por una intensa alteración y erosión de las rocas del Paleozoico, emergidas durante el Permotrias y cuya disposición se prolongaría hasta el Paleógeno, dando origen a un relieve muy maduro.

Durante el Ageniense se inicia la sedimentación del Neógeno como respuesta a la reactivación de los relieves originados por la Deformación Altomira de la Orogenia Alpina. Esta sedimentación tendría lugar en una cuenca de carácter endorreico en la que sus bordes quedarían orlados por sistemas de abanicos aluviales. Bajo estas condiciones se depositaron los materiales de la "Serie Ocre", del Mioceno inferior. Las características de los afloramientos de esta unidad, solamente reconocida en la Hoja de Turleque, dentro de este sector de los Montes de Toledo, no permiten la reconstrucción de la cuenca durante esta etapa ni la distribución geográfica de las facies que la constituirían.

Posteriormente nuevas reactivaciones, la Deformación Neocastellana y Torrelaguna originarían nuevas secuencias sedimentarias, separadas por discontinuidades o rupturas sedimentarias que estarían representadas por la progradación y retraimiento de los sistemas aluviales periféricos, la primera de carácter endorreico y la segunda exorreico.

El fin de la sedimentación neógena está representado en la cuenca del Tajo por los depósitos de las Calizas del Páramo que coronan la serie miocena, mientras que en la del Guadiana y subcuencas internas de los Montes de Toledo se produce durante el Plioceno una sedimentación detrítica y carbonatada de características fluvioaluviales y lacustres respectivamente.

En el límite Plioceno-Pleistoceno se produce la génesis de dos superficies con características de erosión-colmatación, tapizadas por costras carbonatadas (S_1 y S_2 de MOLINA, 1974), entre las que se intercalan los depósitos de Raña generalizados en los Montes de Toledo.

El resto de los tiempos cuaternarios viene caracterizado por la alternancia de etapas climáticas frías y secas con otras húmedas y cálidas produciéndose un pequeño encajamiento de la red fluvial, ya configurada en su forma actual hacia el inicio del Pleistoceno, y la sedimentación de los conglomerados que orlan los principales relieves cuarcíticos.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

El Instituto Nacional de Meteorología dispone en esta Hoja de dos observatorios, el de Malagón (4124) y Cristo del Espíritu Santo (4126).

El área comprendida por la Hoja de Malagón presenta una pluviometría comprendida entre algo menos de 500 mm y valores ligeramente superiores a esta última cifra. Como medio puede considerarse el de 550 mm.

Como isoterma anual media puede considerarse la representativa de 12 °C. La evapotranspiración anual media representa 800 mm.

En la figura 5 de la página siguiente se muestra el mapa conjunto de isoyetas en isovapotranspiraciones anuales medias.

Desde el punto de vista agroclimático puede caracterizarse la Hoja del siguiente modo:

- Tipo de invierno: Avena Cálido
- Tipo de verano: Arroz
- Régimen de humedad: Mediterráneo seco
- Régimen térmico: templado

De la combinación de estos factores resulta un clima Mediterráneo Templado seco.

Desde el punto de vista hidrográfico, la Hoja se encuentra en su totalidad en la cuenca del Guadiana, si bien su esquina nororiental se encuentra muy próxima a la divisoria Tajo-Guadiana.

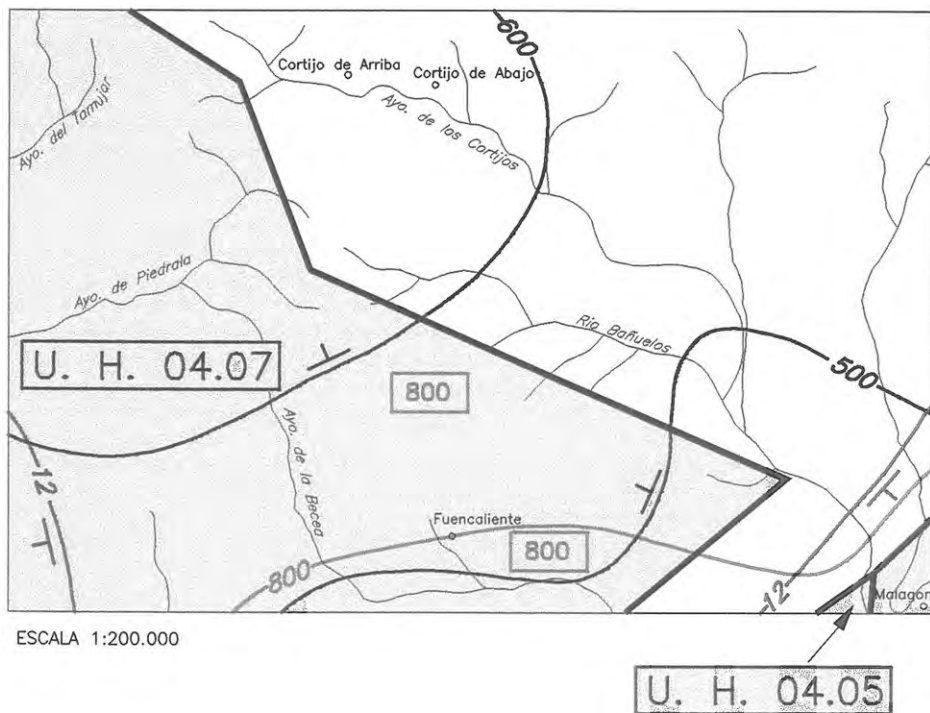
Los principales cauces fluviales son el río Bañuelo y los afluentes que a él confluyen aguas abajo de Malagón.

En la figura 5 se muestra la situación de la Hoja de Malagón en relación con las Unidades Hidrogeológicas más próximas. De su observación se deduce que algo menos de la mitad de su extensión corresponde a la Unidad Hidrogeológica Bullaque (04.07).

Se distinguen tres tipos de acuíferos con diferente permeabilidad. La más alta es la llanura aluvial y de menor entidad son los acuíferos pliocuaternarios y neógenos.

En general, los acuíferos son libres, salvo los del Neógeno. Entre ellos se intercalan ocasionalmente acuíferos semiconfinados.

La descarga se hace a través del río Bullaque, el cual sufre grandes variaciones de caudal por efecto del estiaje, llegando a estar seco, por lo que tiene poca capacidad de regulación.



U. H. 04.07 UNIDAD HIDROGEOLÓGICA BULLAQUE

U. H. 04.05 UNIDAD HIDROGEOLÓGICA CIUDAD REAL

500 ISOYETA ANUAL MEDIA (mm) Y SENTIDO CRECIENTE DE LAS PRECIPITACIONES.

12 TEMPERATURA ANUAL (°C) MEDIA Y SENTIDO CRECIENTE DE LA MISMA.

800 VALOR REPRESENTATIVO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL (mm) EN TODA LA HOJA

Fig. 5.- Esquema de unidades hidrogeológicas y esquema climático. Hoja de Malagón.

La principal característica del Neógeno es la de ser un acuitardo, con elevada porosidad y escasa transmisividad y por tanto susceptible de asegurar una recarga por goteo de un acuífero inferior, localmente conglomerados.

El Pliocuatrnario está constituido por depositas de pie de monte o rañas que forman extensas llanuras suavemente inclinadas. Son producto de la alteración de cuarcitas, esquistos, pizarras y en menor grado calizas del Paleozoico.

Tienen una gran heterometría en sus componentes, con predominio de elementos finos.

Los pozos que explotan el "acuífero" son de poca profundidad y escaso caudal, aunque con el nivel próximo a la superficie.

El aluvial está constituido por niveles de arenas y gravas, limpias y rodadas, con intercalaciones de niveles de limas. Su espesor no suele superar los 5-6 m.

El sustrato lo constituyen los materiales pliocuatrnarios de las rañas, o bien los niveles marga-arenosos del Neógeno y muy localmente el Paleozoico.

En cualquier caso la permeabilidad del sustrato es mucho menor que la del embalse aluvial.

La recarga de sus acuíferos, proviene directamente del agua de lluvia, así como de la escorrentía superficial procedente de la serie de arroyos que pasan por los terrenos paleozoicos impermeables.

En la zona de estudio no existen puntos de control piezométrico y de calidad del agua del IGME.

7.2. RECURSOS MINERALES

En la Hoja de Malagón los indicios mineros quedan restringidos a explotaciones de rocas industriales, principalmente de gravas y zahorra, alguna de las cuales se encuentra activa en la actualidad, sin que existan indicios relacionados con otro tipo de sustancias o minerales. Se han inventariado un total 13 de indicios mineros cuyas características se sintetizan en la Tabla 2.

GRAVA y ZAHORRA

En el área de estudio la extracción de gravas se ha realizado sobre dos tipos de depósitos:

- **Depósitos coluviales:** pedreras de acumulación en las laderas de los relieves cuarcíticos. Los indicios nº 1, 2 y 3, corresponden a explotaciones con dimensiones de cierta consideración (frentes de explotación de hasta 100 m de longitud) de las que se extraían áridos de trituración con destino al sector de la construcción de ámbito local. Las tres labores permanecían inactivas en la actualidad.

Nº INDICIO INV. R. I.	Nº INDICIO HOJA 736	NOMBRE INDICIO	MUNICIPIO (PROVINCIA)	COORDENADAS UTM		SUSTANCIA	MORFOLOGÍA	TAMAÑO	EDAD	OBSERVACIONES
				X	Y					
4510	1		Los Cortijos (CR)			Grava	Lenticular	Grande	Cuaternario	Pradera de cuarcita
4511	2		Malagón (CR)			Grava	Lenticular	Grande	Cuaternario	Pradera de cuarcita. Frente explot. 150 m.
4512	3		Malagón (CR)			Grava	Lenticular	Grande	Cuaternario	Pradera de cuarcita. Frente explot. 100 m.
4517	4		Fuente Fresno (CR)			Grava	Lenticular	Pequeña	Cuaternario	Gravera (aluvial)
4500	5		Malagón (CR)			Zahorra	Lenticular	Mediana	Cuaternario	Explotación: 70 x 2 x 60 metros
4537	6		Malagón (CR)			Pizarra-arcilla	Estratiforme	Mediana	Ordovícico	Explotación: frente 40 m x 4 m
-	7		Malagón (CR)			Grava	Lenticular	Mediana	Cuaternario	Explotación activa
-	8	Sta. Eufemia	Malagón (CR)			Grava	Lenticular	Mediana	Cuaternario	Explotación activa
-	9		Malagón (CR)			Cuarcita	Estratiforme	Pequeña	Tremadoc.	Cantera construcción vía tren AVE
-	10		Malagón (CR)			Caliza	Estratiforme	Pequeña	Cámbrico Inf.	Cantera construcción vía tren AVE
-	11	El Cadozo	Malagón (CR)			Pizarra-sericit.	Estratiforme	Grande	Tremadoc.	Frente explotación 70 m x 10 m
-	12		Malagón (CR)			Grava	Lenticular	Pequeña	Cuaternario	
-	13		El Trincheto (CR)			Cuarcita	Lenticular	-	Cuaternario	Canchal de cuarcitas

Tabla 2.- Características de los indicios mineros de rocas industriales en la Hoja de Malagón.

- **Depósitos aluviales:** este tipo de depósitos se refieren a los del tipo raña y a los correspondientes a terrazas actuales de los ríos de la Hoja, en ocasiones depósitos de materiales de la raña re TRABAJADOS. En relación a este tipo de depósitos existen muy numerosas explotaciones, principalmente entre las localidades de Los Quiles y Malagón, dos de las cuales (indicios nº 7 y 8), registraban actividad durante la realización de trabajos de campo para la cartografía geológica de la Hoja. En estas explotaciones, generalmente de tamaño mediano, se explotan áridos naturales con destino al sector de la construcción de ámbito local.

CUARCITA:

Además de pequeñas catas para la extracción rudimentaria de piedra, en la Hoja de Malagón existen dos explotaciones de cuarcita diferenciadas por las características del depósito explotado. El indicio nº 9, situado hacia el centro-este de la Hoja, en las proximidades de la vía del tren AVE, se explotaron las cuarcitas del tramo basal del Tremadoc. (T1), que se utilizaron en los trabajos de construcción de dicha vía, cesando su actividad una vez finalizadas las obras.

Inmediatamente al Este de El Trincheto, hacia el suroeste de la Hoja, se explotan los canchales de cuarcitas y areniscas tableadas asociados a los afloramientos de las Estratos Pochico (indicio nº 13). Mediante pala retro se seleccionan y cargan en palés lascas y fragmentos de roca de dimensiones adecuadas que serán utilizadas, en la zona, como pavimento rústico y para el revestimiento rústico-ornamental de zócalos de fachadas de viviendas.

PIZARRAS SERICÍTICAS:

En el indicio de El Cadozo (nº 11), cuyas referencias no aparecen en el Inventario de Rocas Industriales existe una labor minera, actualmente inactiva, consistente en una cantera con frente de 70 m x 10 m, en la que se explotaba un paquete de pizarras sericíticas de unos 25 m de espesor, localizado en la base de las alternancias superiores del Tremadoc. Al parecer, al menos una parte del material extraído se destinaba a la fabricación de tejas.

El indicio nº 6, hacia el NO de la Hoja de Malagón, consistente en dos pequeñas canteras separadas unos 750 m, con frentes de unos 40 m x 4 m y actualmente inactivas, se explotaban pizarras para áridos de trituración y un paquete de pizarras sericíticas de tonalidades rojizas que fueron objeto de estudio en el proyecto "*Investigación de Yacimientos de Pizarras Sericíticas en C. Real, Córdoba y Badajoz*" (IGME).

7.3. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Los puntos de interés geológico se definen como aquellos lugares en los que afloran, o son visibles, los rasgos geológicos más característicos y mejor representados de una región. Su conocimiento, inventariado, divulgación y protección es de gran importancia por ser su degradación casi siempre irreversible y por constituir una parte fundamental del patrimonio cultural.

Existen además una serie de puntos que, por sus particulares circunstancias, presentan un interés que sobrepasa el puramente local, transformándose en puntos clave para resolver la geología de una determinada región y/o que, por su valor didáctico, son objeto de numerosas visitas (aficionados, estudiantes o profesionales especializados) en la mayoría de los casos, sin control de ningún tipo que, a largo plazo, pueden causar grandes deterioros de carácter irreparable.

Partiendo de estas ideas básicas, el Instituto Tecnológico y Geominero de España, en colaboración con otras entidades y organismos, comenzó a realizar en el año 1978 una serie de estudios dirigidos a la búsqueda de una amplia red de localidades que pudieran ser utilizadas con fines científicos y educativos, y como resultados de esto, hoy día disponemos de amplias zonas del país catalogadas bajo esta disciplina.

PIG N° 1: Yacimiento de trilobites del Cámbrico inferior de Los Cortijos. Fauna de trilobites más antigua de España ("Fauna primordial"). Interés paleontológico alto.

PIG N° 2: Estructuras sedimentarias en las cuarcitas de la serie Púrpura basal. Pliegues y fallas normales en trinchera del AVE (pk. 140,5). Interés estratigráfico y tectónico medio y alto.

PIG N° 3: Interesante humedad desde el punto de vista biológico, presenta una génesis kárstica compleja, probablemente relacionada con una importante fractura que limita al sur la Sierra de Malagón. Interés hidrogeológico y geomorfológico medio.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española". *Instituto Lucas Mallada. C.S.L.C. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 5: 7-29
- ALIA MEDINA, M. (1944). "Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 42: 613-614.
- ALIA MEDINA, M. (1947). "Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha". *Est. Geogr.* 27: 313-340.
- ALIA MEDINA, M. (1954). "Formación neísica y granítica del Sur de Toledo". *Nov. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 34: 61-75.
- ALIA MEDINA, M. (1960). "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo". *Nov. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 58: 125-162.
- ALIA MEDINA, M. (1972). "Évolution post-hercynienne dans les regions centrales de la Meseta espagnole". *24 th IGC: Sect. 3: pp.* 265-272.
- ALIA MEDINA, M.; PORTERO, J. M. Y MARTÍN ESCORZA, C. (1973). "Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo), durante el Neógeno y Cuaternario". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. N° 71*, pp. 9-20.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ALVÁREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTERERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTA MARÍA, J.; Y SOLE F. J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica". *II Congr. Geol. de España SGE. Vol. I, comunicaciones pp* 19-22.
- ANCOCHEA, E. (1983). "Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense, Madrid*, 675 pp.
- ANDONAEGUI, P. E IBARROLA, E. (1987). "Geocronología de los granitoides de Mora-Gálvez (Toledo)". *Mem. II Congr. Geoquim. Esp.* 109-112.
- ANDONAEGUI, P. (1990). "Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo". *Tesis Doctoral Universidad Complutense, Madrid* 365 pp.
- APARICIO YAGÜE, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo". *Est. Geol.* 27 pp. 369-414.
- APARICIO YAGÜE, A. Y GIL CID, M. D. (1972). "Hallazgo de trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo". *Est. Geol.* 28: 105-109.
- ARANDILLA, P.; CORRAL, A.; FERREIRO, D. Y MARTÍN HERRERO, D. (1976). "Lillo". *IGME. Mapa Geológico Nacional E/1:50.000 (2ª serie)* 659: 17 pág.

- BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'etude des formations ante-ordovicienes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)". *Memoria del IGME 73*, pp. 1-273.
- BERGAMÍN, J. F. Y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1986). "Avance de la interpretación geotectónica del emplazamiento del plutón granítico de Madridejos (Toledo), basada en determinaciones gravimétricas". *Estud. Geol.* 42, pp. 301-306.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A. Y SAN JOSÉ, M. A. DE (1979). "Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain". *Estud. Geol.* 35: 379-383.
- CALVO, J. P.; HOYOS, M.; MORALES, J. Y ORDOÑEZ, S. (1990). "Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid basin. Paleont. i Evolució". *Mem. Esp.* 2, pp. 61-95.
- CALVO, J. P.; DE VICENTE, G. Y ALONSO ZARZA, A. M. (1991). "Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno". *I Congreso Grupo Español del Terciario. VIC. Comunicaciones*. pp. 55-58.
- CALVO, J. P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; AGUSTÍ, J.; ANADON, P.; ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DÍAZ MOLINA, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN SUAREZ, E.; MARTÍNEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PÉREZ GARCÍA, A.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, A. J.; VERA, J. A. Y MEIN, P. (1993). "Up to date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation". *Rev. Soc. Geol. España*. 6 pp. 29-40.
- CASIANO DE PRADO, M. (1855). "La géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. France*. 212: 3-24.
- CASIANO DE PRADO, M. (1856). "Mémoire sur la Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. France* (2) 12-149, pp. 182-204.
- CEBRÍA, J. M. Y LÓPEZ RÍO, J. (1995). "Alkali basalto and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: the late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain)". *Lithos*, 35, pp. 27-46.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. L. Y RODRÍGUEZ PASCUA, M. A. (1996). "Tertiary basins of Spain". *Univ. Eds. P. Friends y C. Dabrio Univ. Cambridge Press. Cambridge*. pp. 255-259.
- DE VICENTE, G.; GINER, J. L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; SÁNCHEZ CABAÑERO, J. G. Y PINILLA, L. (1996). "Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid". *Geogaceta* 20 (4) pp. 842-845.
- DÍEZ BALDA, M. A., Y VEGAS, R. (1992). "La estructura del dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Iberica". *J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds). Paleozoico Inferior de Ibero-América*. pp. 523-534.
- ENUSA (1984). "Exploración de uranio en la Cuenca del Tajo". *Inédito*.
- GABALDÓN, V. Y HERNÁNDEZ URROZ, J. (1989). "Los fosfatos del Precámbrico-Cámbrico de la zona Centro-Ibérica, un modelo de yacimiento de origen sedimentario". *XII Congr. Español de Sedim. Simposios y conferencias*. 283-297.

- GARCÍA ABAD, F. J. Y MARTÍN SERRANO, A. (1980). "Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos en el Macizo Hespérico (Meseta Central Española)". *Estudios Geol.* N° 36, pp. 391-401.
- GIL CID, M. D. (1970). "Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites)". *Est. Geol.* Vol 26, pp.285-295.
- GIL CID, M. D. (1971). "Nota sobre algunos Calymenaceos (trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Est. Geol.* Vol 27, pp. 311-316.
- GIL CID, M. D. (1972). "Sobre los Phacopina del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Est. Geol.* Vol 28, pp. 143-153.
- GIL CID, M. D.; PEREJÓN, A. Y DE SAN JOSÉ, M. A. (1976). "Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo)". *Tecniterrae* 13: 1-19.
- GIL CID, M. D. (1981). "Proplina yochelsonin. sp. Primer monoplacophoro del Cámbrico inf. Español". *Bol. Geol.-Min.* 92, pp. 26-32.
- GIL CID, M. D. Y JAGO, J. B. (1989). "New data on the Lower Cambrian trilobites of Cortijos de Malagón (Spain)". *Est. Geol.* 45, pp. 91-99.
- GINER, J. L., DE VICENTE, G. Y LINDO, R. (1996). "Estado de esfuerzos actuales en el centro peninsular a partir del análisis conjunto de mecanismos focales de terremotos". *Geogaceta* 20 (4), pp. 996-999.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. Y SMITH, A. B. (1984). "Los equinodermos del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". *Est. Geol.* (2 tomos).
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RABANO, I.; PRIETO, M. Y MARTÍN, J. (1985). "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeil, en la parte meridional de la zona centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 9.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A. Y PIEREN, A. P. (1990). "Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy in Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *Dallmeyer, R. D. y Martínez García E. (eds) Springer-Verlag.* 161-171.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1912). "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 13: 1-46.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Datos geológicos de la Meseta Toledana, Cacerense y de la Fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.* 15, 183-202.
- HERRERO MATÍAS, M. (1988). "Mapa geomorfológico E/1:50.000 (Toledo-Sonseca)". *Mem. Univ. Complutense/Inst. Geogr. Nac.* 3-39.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A. Y NABAIS CONDE, L. E. (1972). "Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a E/1:1.000.000. Memoria Explicativa". 113 pp. *IGME*.

- JULIVERT, M. Y TRUYOLS, J. (1983). "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". En J. A. Comba (Coord). *Geología de España. Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar J. M. Ríos, 1: 192-246.*
- KINDELAN, J. A. (1952). "Mapa geológico de España a E/1:50.000, Turleque (686) 1ª Serie". *IGME.*
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992). "Evolución Estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).*
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993). "La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Revista de la Sociedad Geológica de España, 6 (3-4) pp. 145-163.*
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1994). "Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Revista de la Sociedad Geológica de España, 7 (1-2), pp. 31-45.*
- LÓPEZ RUÍZ, J.; CEBRIÁ, J. M.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R. HOYOS, M. Y MARTÍN, C. (1993). "Cenozoic intra-plate volcanism relatd to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia". *Journal of the Geological Society, London, v. 150, pp. 915-922.*
- LOTZE, F. (1956). "Über sardischen Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung". *Geotectonic Symposium Hans Stille: 129-139.*
- LOTZE, F. (1961). "Sobre la estratigraffa del Cámbrico en España". *Notas y Com. IGME. 61: 137-161.*
- MCDUGALL BRENCHEY, P. J.; REBELO, A. AND ROMANO, M. (1987). "Fans and fan deltas-precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia". *Geol. Mag. 124, 347-359.*
- MARTÍN, S. Y DE VICENTE, G. (1995). "Paleoesfuerzos alpinos en el borde suroccidental de la cuenca de Madrid (Montes de Toledo)". *Geogaceta: 18; pp. 11-14.*
- MARTÍN ESCORZA, C. (1971). "Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 69: 261-265.*
- MARTÍN ESCORZA, C. (1975). "Estudio geotectónico del Paleozoico inferior en los Montes de Toledo surorientales (Urda-Fuente del Fresno)". *Tesis doctoral. Univ. Complutense: Madrid.*
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Las "capas de transición", Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Sup?) en los Montes de Toledo S Orientales". *Estudios Geológicos 33, pp. 591-613.*
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977). "Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior. El límite Cámbrico-Ordovícico y fases sárdicas en los Montes de Toledo". *Estud. Geol. 33: 57-58.*
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977). "Deformación interna puntual de oolitos del Cámbrico inferior en los Montes de Toledo". *Estud. Geol. 33: 419-431.*
- MARTÍN ESCORZA, C. Y PEREJÓN, A. (1972). "Nota previa sobre la presencia de Archeociátidos en los alrededores de Urda (Montes de Toledo orientales)". *Acta Geol. Hisp. 8, pág. 169.*

- 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 Minero T. XCIX-VI*, pp. 855-870.
- MARTÍN SERRANO, A. (1989). "Caracterización, Rango, Significado, Correlación de las Series acres del Borde Occidental de la cuenca del Duero". *Studia Geológica Salmanticensia, Vol. Esp. N° 5*, pp. 239-252.
- MARTÍN SERRANO, A. (1991). "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.
- MEGÍAS, A.; ORDOÑEZ, S. Y CALVO, J.P. (1980). "Rupturas sedimentarias en series continentales: aplicación a la Cuenca de Madrid". *Actas IX Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca*.
- MERTEN, R. (1955). "Stratigraphie und Tektonik der Nordöstlichen Montes de Toledo (Spanien)". *Unveröff. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Munster. 109 pág. (Resumen en castellano in: WALTER R. (ed) 1977. Zwei geologische traversen durch die südliche Iberische Meseta. Spanien. Münster Forsch. Geol. Palaont. 42: 29-32.*
- MOLINA, E. (1974). "Campo de Calatrava (En Submesetas meridional - Campo de Calatrava, por E. Molina, E. Aguirre y J. Morales)". *Coloquio Int. Bioestr. Cont. Neog. Sup. y Cuatern. Inf. Libro guía*, pp. 215-244.
- MOLINA, E. (1975). "Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario n° 3*, 106 pp.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLITERO, E. ; CANTANO, M. Y JORDÁ, J. (1985). "Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño". *Studia Geol. Salmanticensia. 20*, 115-126.
- MONTESERÍN, V. (1984). "Hoja geológica y memoria de las Hojas n° 682 (Sevilleja de la Jara); 653 (Valdeverdeja) y 652 (Jaraicejo)". *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª Serie. MAGNA; IGME, Madrid*.
- MORENO, F. (1977). "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid*.
- MUÑOZ, J. (1976). "Los Montes de Toledo". *Rev. de Geografía de la Universidad de Oviedo. Instituto J. S. Elcano (CSIC). 500 pp.*
- NOZAL, F. (1984). "Hoja geológica y memoria de las Hojas n° 708 (Minas de Santa Quiteria); 681 (Castañar de Ibor) y 685 (Los Yébenes)". *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª Serie. MAGNA; IGME, Madrid*.
- NOZAL, F. Y MARTÍN SERRANO, A. (1988). "Hoja geológica y memoria de la Hoja n° 709 (Anchuras)". *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª Serie. MAGNA; IGME, Madrid*.

- ORDOÑEZ, S.; BRELL, J. M.; CALVO J.P. Y LÓPEZ AGUAYO, F. (1977). "Contribución al conocimiento mineralógico del borde SW de la Cuenca del Tajo (Toledo-San Martín de Pusa)". *Est. Geol.* 33: 467-472.
- ORDOÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, E. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1982). "Mudstones associated with sodic salt deposits in the Madrid Basin (Spain)". *Eleventh Int. Congr. Of Sedimentology. Montreal. Abstracts.* 117.
- PARGA, J.R. (1969). "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trab. del Lab. Geol. de Laxe* 37 pp. 1-15.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F. Y VEGAS, R. (1976). "Datación de las calizas del Cámbrico inferior de Los Navalucillos (Montes de Toledo)". *Fauna de arqueociatos. Breviora Geol. Astúrica*, 20: 33-46.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submesetas meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario (CSIC)* 9: 23-26 Madrid.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo". *Tesis Doct. Univ. Complut. Madrid* pp. 1-787.
- PORTERO, J.M. Y DABRIO, C.J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava". *Memorias II Congreso Español de Geología.*
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I. Y ANCOCHEA, E. (1989). "Mapa Geológico de España E/1:50.000, (2ª serie) MAGNA. Hoja nº 759 Piedrabuena". *IGME.*
- PORTERO, J.M.; RAMÍREZ MERINO, J.I. Y ANCOCHEA, E. (1985). "Mapa Geológico de España E/1:50.000 (2ª serie) MAGNA. Memoria explicativa de la Hoja 760 (Daimiel)". *IGME.*
- RINCÓN, P.I. Y VEGAS, R. (1996). "Neotectoncia en el antepais castellano de las Cordilleras Béticas orientales". *Geogaceta*, 20 (4), pp. 929-931.
- RINCÓN, P.I.; GINER, J.; VEGAS, R. Y DE VICENTE, G. (1996). "Sismicidad en el antepais de las Cordilleras Béticas orientales: determinación del tesoro de esfuerzos actual". *Geogacetas*, 20 (4), pp. 932-935.
- ROIZ, J.M. (1979). "La estructura y la sedimentación herciniana, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid.*
- ROIZ, J.M. Y VEGAS, R. (1980). "Formaciones Ordovícicas y anteordovícicas del Anticlinal de Tirteafuera (sur de la provincia de Ciudad Real)". *Studia Geol. Salmanticensia*, 14. 27-36.
- SAN JOSÉ, M.A.; (1984). "Los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Badajoz y C. Real, España Central)". *Cuadernos de Geología Ibérica* nº 9. pp. 81-117.

- SAN JOSÉ, M.A.; DE PELÁEZ, J.R.; VILAS, L. Y HERRANZ, P. (1974). "Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de Toledo". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* 85: 21-31.
- SAN JOSÉ, M.A.; PIEREN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J.F.; VILAS, L.; HERRANZ, P.; DE PELÁEZ, J.R. Y PEREJÓN, A. (1990). "Autochthonous Sequences Ante-Ordovician Stratigraphy in Pre-Mesozoic Geology of Iberia". *Springer-Verlag*.
- SANTA TERESA, I. (1982). "Geometría en profundidad del granito de Orgaz (Toledo) en base a datos gravimétricos". *Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid*.
- SANTA TERESA, L.; CARBO, A.; CAPOTE, R. Y CASQUET, C. (1983). "Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos". *Studia Geol. Salmanticensia*, 18: 237-250.
- SAUPE, F. (1973). "La géologie du gisement de mercure d' Almadén (province de Ciudad Real, Espagne)". *Sciences de la Terre, T. XII, n° 3*.
- SOLÉ SABARIS, L. (1952). "Geografía de España y Portugal". *Geografía Física. Tomo I. Ed. Montaner y Simón*. 497 pp.
- VIDAL BOX, C. (1944). "La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes-islas". *Las Ciencias 1*, pág. 82-111.
- ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R. Y MORENO, F. (1976). "El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sucesión cámbrica de los Montes de Toledo Occidentales". *Brevioria Geol. Astúrica*. 20. pág. 4-56.
- WEGGEN, K. (1955). "Stratigraphie und tektonik der sudlinchen Montes de Toledo (Spanien)". *Dias Math. Natur. Fak. Univ. Münster*.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

ISBN:978-84-7840-893-1



9 788478 408931