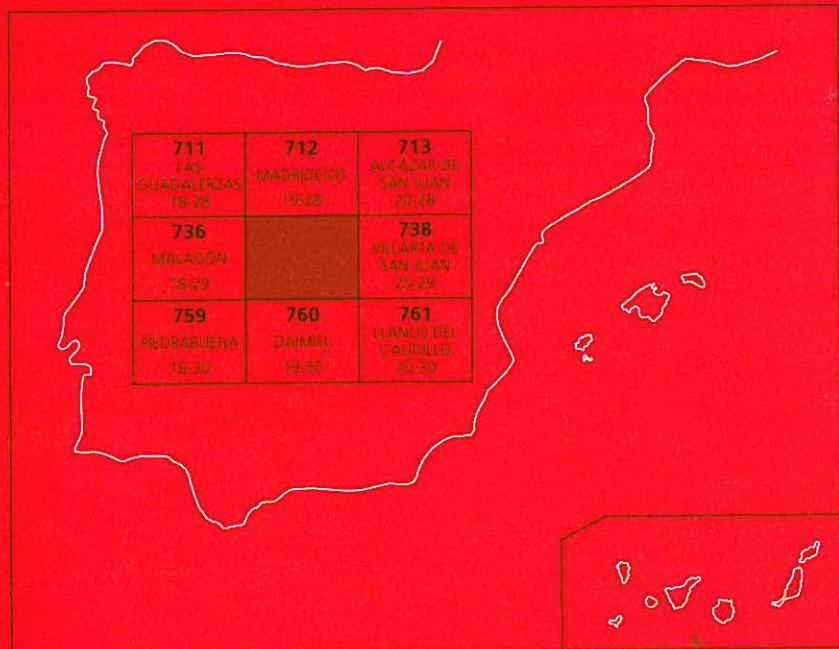




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLARRUBIA DE LOS OJOS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

VILLARRUBIA DE LOS OJOS

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido photocopias, 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: 978-84-7840-896-2
Depósito legal: M-7606-2013

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

Las presentes Hoja y Memoria (Villarrubia de los ojos-737) 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 (1^a etapa). Estratigrafía y Sedimentología. Memoria.
- J. Huerta. Cartografía Tectónica. Petrología. Memoria.
- J. I. Ramírez. Estratigrafía y Sedimentología, Cartografía del Cuaternario. Geomorfología. Memoria.
- F. López. Coordinación y Dirección (2^a 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. CONTEXTO GEOLÓGICO	9
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	12
2.1. PALEOZOICO	12
2.1.1. Grupo del Cámbrico Inferior (Grupo de Valdelacasa)	13
2.1.1.1. Calizas (1). Calizas de Urda-Los Navalucillos. Marianense	13
2.1.1.2. Limolitas, limolitas arenosas y areniscas, gris y verdosas (2). Alternancias de Urda/Fm. Soleras. Marianense-Bilbiliense (Cámbrico inferior)	16
2.1.1.3. Areniscas y cuarcitas (3). Fm. Cortijos. Marianense-Bilbiliense (Cámbrico inferior)	16
2.1.1.2. Grupo del Cámbrico medio-Tremadoc (Complejo Volcanosedimentario) ..	17
2.1.2.1. Esquistos bandeados, verdosos y negruzcos, con capas de areniscas y conglomerados (4). Serie de Valdehierro. Cámbrico medio-Ordovícico ?	18
2.1.2.2. Rocas volcánicas (5)	19
2.1.2.2. Conglomerados (6). Cámbrico inferior-Tremadoc?	19
2.1.3. Grupo del Ordovícico	19
2.1.3.1. Conglomerados y cuarcitas (7). Tramo basal de la Serie Púrpura. Tremadoc	20
2.1.3.2. Alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras (8). Tramo superior de la Serie Púrpura. Tremadoc	21
2.1.3.3. Ortocuarcitas blanquecinas (9). Cuarcita Armoricana. Arenig	22
2.1.3.4. Cuarcitas y pizarras en capas centimétricas (10). Estratos de Pochico-Capas de Marjaliza. Arenig	23
2.2. PLIOCENO Y PLIO-PLEISTOCENO	24
2.2.1. Gravas, arenas y fangos variolados. (11). Plioceno	24
2.2.2. Calizas, margas y margas arenosas. (12). Plioceno	24
2.2.2. Encrustamientos carbonatados y limo-arcillas (13 y 14). Costras (Dalles). Plioceno superior y Plío-Pleistoceno	25
2.3. CUATERNARIO	26
2.3.1. Cantos, gravas y bloques en matriz arcillo-arenosa rojiza. (15). Colu- viones y derrubios de ladera. Pleistoceno-Holoceno	26

2.3.2. Cantos y gravas con matriz arcillo-arenosa. (16 y 17). Abanicos y conos aluviales. Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio-superior	27
2.3.3. Cantos y gravas poligénicas, arenas y limo-arcillas. (18 y 19). Terrazas. Pleistoceno superior	27
2.3.4. Cantos, bloques y arcillas arenosas desorganizadas. (20). Deslizamientos. Holoceno	27
2.3.5. Cantos y bloques angulosos de cuarcita (21). Canchales. Holoceno	28
2.3.6. Arenas, gravas poligénicas, limos y arcillas con materia orgánica. Sales. (22). Playas secas. Arenas, gravas poligénicas, limos y arcillas con materia orgánica. Turba. (23). Playas húmedas. Holoceno	28
2.3.7. Cantos y gravas en matriz limo-arenosa. (24). Conos de deyección. Holoceno	29
2.3.8. Limo-arcillas y gravas. (25). Fondos endorreicos. Holoceno	29
2.3.9. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas. (26). Aluviales y fondo de valle. Holoceno	29
2.3.10. Arenas bien clasificadas y arenas limo-arcillosas. (27). Manto eólico y dunas. Holoceno	30
3. TECTÓNICA	30
3.1. TECTÓNICA REGIONAL	30
3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	32
3.2.1. Los materiales	32
3.2.2. Las fases de deformación	32
3.2.3. Dominios estructurales	36
3.3. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES	38
3.3.1. Tectónica hercínica y prehercínica	38
3.3.2. Tectónica alpina y postalpina	39
3.4. NEOTECTÓNICA	40
3.4.1. Indicios de actividad neotectónica	41
3.4.2. Sismicidad	41
4. GEOMORFOLOGÍA	44
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	44
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	45
4.2.1. Estudio morfoestructural	45
4.2.2. Estudio del modelado	45
4.2.2.1. Formas de laderas	46
4.2.2.2. Formas fluviales	46
4.2.2.3. Formas poligénicas	48
4.2.2.4. Formas kársticas	49
4.2.2.5. Formas lacustres	49
4.2.2.6. Formas eólicas	49
4.2.2.7. Formas antrópicas	50
4.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA	50
4.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL y TENDENCIAS FUTURAS	52
5. HISTORIA GEOLÓGICA	52

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	54
6.1. HIDROGEOLOGÍA	54
6.2. RECURSOS MINERALES	57
6.2.1. Rocas y minerales industriales	57
6.2.2. Minerales metálicos	59
6.3. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	59
7. BIBLIOGRAFÍA	61

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Villarrubia de los Ojos (737) está situada en el sector oriental de los Montes de Toledo, y al norte de la Cuenca del Guadiana. Administrativamente el tercio septentrional de la Hoja pertenece a la provincia de Toledo, y los dos tercios meridionales a la de Ciudad Real, ambas pertenecientes a la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha.

El principal núcleo de población es Villarrubia de los Ojos con algo más de 9.200 habitantes, seguido de Fuente El Fresno con 3.685. Malagón entra parcialmente en la esquina SO de la Hoja, extendiéndose su mayor parte por la Hoja de Malagón (736).

La fisiografía de la zona se caracteriza por el predominio de sierras y "montes isla", con relieves abruptos en los dos tercios septentrionales de la Hoja, con alturas máximas comprendidas entre los 1000 y 1213 metros, rodeadas por zonas deprimidas, llanas de cotas medias comprendidas entre los 600 y 700 m.

Entre las zonas elevadas destacan al norte la Sierra de La Calderina, con los picos de La Calderina (1.210 m), Sotoviejo (1153) y Chupadero (1.139 m) y al sur la Sierra de la Virgen con los picos de Jamillo (1213 m); Llondal (1117 m) y la Friolera (1130 m). Las zonas más bajas se encuentran en el borde sur en el cauce del río Cigüela y en el Parque Nacional de Tablas de Daimiel (600 m).

La red hidrográfica de la Hoja se halla en el dominio de la Cuenca Hidrográfica del Guadiana, siendo el tributario más importante el río Cigüela que atraviesa la Hoja por el sector Sureste siguiendo una dirección ENE-OSO.

1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La Hoja de Villarrubia de los Ojos ocupa desde el punto de vista geológico el extremo sur oriental de los Montes de Toledo y el noroccidental de la Depresión Manchega.

Los materiales del Paleozoico se incluyen en la Zona Centro-Ibérica (ZCI), según el esquema geoestructural propuesto por JULIVERT *et al.* (1972), parcialmente modificado posteriormente por diversos autores. Desde un punto de vista estrictamente estructural, los afloramientos hercínicos se sitúan en el sector NE del Dominio de Pliegues Verticales de la ZCI definido por DÍEZ BALDA *et al.* (1990).

Los principales rasgos geológicos están determinados por los afloramientos de un sustrato paleozoico, que comprende metasedimentos que abarcan desde el Cámbrico inferior al Ordovícico, deformados en las Orogenia Hercinica, y Alpina y de forma más restringida por granitoides del Complejo Plutónico de Madridejos-Camuñas.

Los relieves constituidos por estos materiales se encuentran bordeados por sedimentos, de no gran potencia aunque sí ocupando grandes extensiones, de origen continental pertenecientes a las coberturas neógenas de la Depresión del Tajo y Llanura Manchega, así como depósitos cuaternarios de variados orígenes.

1.3. ANTECEDENTES

Existen amplios antecedentes bibliográficos sobre el área de estudio, tanto de carácter regional, como de las unidades litoestratigráficas que la constituyen. Son abundantes los trabajos, tesis doctorales y publicaciones de índoles sedimentológica, paleontológica, geomorfológica, etc.

Los antecedentes de relevancia se inician con el trabajo de CASIANO DEL PRADO (1855), que encuentra un importante material paleontológico en la sucesión cámbrica del área, estudiada posteriormente por HERNÁNDEZ-PACHECO (1912), donde describe y diferencia los materiales cámbicos y ordovícicos en el área.

KINDELAN (1952) realizó la cartografía de la Hoja de Turleque (686), y posteriormente en 1955 publicó una nota sobre el Ordovícico de los Montes de Toledo. Pero es con LOTZE (1961) y con una serie de estudios y tesis doctorales llevados a cabo por autores alemanes, cuando se establece la sucesión cámbrica-ordovícica de una forma coherente, identificando tres conjuntos separados por contactos de naturaleza discordante (Fases Toledánica e Ibérica).

APARICIO (1971) estudia el macizo cristalino de Toledo, denominando "Serie Verde" al conjunto formado mayoritariamente por pizarras, calizas, esquistos calcáreos y conglomerados, a los que asigna una edad Cámbrico medio-superior. Identifica una discordancia a techo de la serie, sobre la que se apoya una serie de conglomerados silíceos, pizarras y cuarcitas, en serie continua, a las que asigna una edad Cámbrico superior- Tremadoc, sobre la que se dispone en contacto normal la Cuarcita Armoricana.

MARTÍN ESCORZA (1975, 76 y 77) realiza un amplio y detallado trabajo sobre la estratigrafía de las series paaleozoicas en áreas próximas a éste estudio. Identifica una unidad basal que consideró equivalente a las "Capas de Transición" de edad Precámbrico-Cámbrico definidas por LOTZE (1961) en los Montes de Toledo occidentales. En completa continuidad con esta unidad se dispone la serie del Cámbrico inferior donde se intercalan las capas carbonatadas con Arqueociátidos. Sobre esta serie y debajo del conglomerado cuarcítico basal y las "Alternancias Inferiores" ordovícicas, y en discordancia con ambas, se sitúa un conjunto vulcano-sedimentario al que MARTÍN ESCORZA (1975, 1976) asignó una edad de Cámbrico superior por comparación. (En los trabajos realizados por el equipo de CGS en las Hojas de Turleque (686), Madridejos (712), Malagón (736) y Villarrubia de los Ojos (737), hemos considerado que la serie de Valdehierro aflorante en la Hoja de Madridejos interpretada por éste autor como "Capas de Transición" corresponden a litofacies relacionadas espacialmente con el conjunto vulcano-sedimentario, como se explica en el capítulo de estratigrafía).

Con posterioridad a esos trabajos, se sucede una serie de importantes aportaciones al conocimiento estratigráfico y paleontológico de los materiales cámbicos y ordovícicos en el área de estudio y en otros sectores de los Montes de Toledo, entre los que hay que destacar, GIL CID (1970, 1972, 1981), MARTÍN ESCORZA y PEREJÓN (1972), SAN JOSÉ *et al.* (1974), MORENO (1974, 1977), MORENO *et al.* (1976), GIL CID *et al.* (1976), BRASIER *et al.* (1979); GIL CID y JAGO (1989).

PORTERO y colaboradores (en ITGE, 1988a y b, 1989), durante la realización de las Hojas MAGNA de Ciudad Real (784), Daimiel (760) y Piedrabuena (759) llevaron a cabo, entre otros, estudios estratigráficos y sedimentológicos de las series paleozoicas. PORTERO y DABRIO (1988) realizaron un análisis sedimentológico de los materiales ordovícico-silúricos

del sector de Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava, definiendo la evolución tectosedimentaria de la sucesión ordovícica.

SAN JOSÉ *et al.* (1990) han publicado una síntesis de la estratigrafía ante-ordovícica en la parte meridional de la ZCI, donde se identifican episodios tectonosedimentarios y ciclos sedimentarios, y donde el "conjunto volcanosedimentario" de MARTÍN ESCORZA (1976, 1977) se adscribe a la evolución ordovícica. En el mismo volumen, GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990) presentan el estado de los conocimientos sobre la estratigrafía del Ordovícico en la ZCI, analizando la evolución tectonosedimentaria.

Sobre el Neógeno de la Cuenca del Tajo o Cuenca de Madrid, son abundantes los antecedentes bibliográficos existentes, desde el trabajo de PRADO (1864) hasta los más recientes (p.e. CALVO *et al.*, 1993; DE VICENTE *et al.*, 1996). Aparte de las memorias de numerosas Hojas MAGNA, entre los trabajos más significativos hay que citar: el trabajo de RIBA (1957), quien propuso en modelo deposicional basado en los cambios laterales de facies; ALÍA *et al.* (1973) señalaron la existencia de cinco superficies de erosión en la secuencia sedimentaria del sector de Ocaña. MARTÍN ESCORZA (1976) señaló la presencia de al menos seis discordancias erosivas de posible origen tectónico; en el trabajo de AGUIRRE *et al.* (1976) se datan las tres primeras discontinuidades asignándolas a las fases tectónicas que denominan Castellana, Neocastellana, e Intravallesiente; ORDOÑEZ, S. *et al.* (1977), describen las facies terrígenas del área de Toledo, estructuradas en bancos gruesos, silicificadas y las comparan con los niveles inferiores del Paleógeno del borde NO, de la cuenca, que habían sido considerados hasta entonces como del Cretácico; ORDOÑEZ *et al.* (1982) estudiaron los carbonatos fluviales pliocenos de la Mesa de Ocaña; Con MEGIAS, A. G. *et al.* (1980) se abre una nueva vía de estudio del relleno de la Cuenca de Madrid, diferenciando cinco unidades tectosedimentarias (U.T.S.), denominadas: U. Salina, U. Detritico yesifera y U. Fluviolacustre (dividida a su vez en inferior, media y superior). En esta línea siguen los trabajos realizados en la cuenca por ENUSA (1984) que han permitido separar los sedimentos neógenos en cuatro Megasecuencias, con características litológicas similares entre si, que quedan representadas cada una de ellas, en la base, por la progradación de los sistemas detriticos desde los bordes hacia el centro de la cuenca, y a techo por la expansión de los sedimentos de origen químico.

Con relación a la cobertura cenozoica en la Llanura Manchega y Campos de Calatrava es a partir de los trabajos de MOLINA *et al.* (1972) y MOLINA (1974 y 1975), cuando se obtiene una visión coherente de la estratigrafía de estos materiales en el sector de Campos de Calatrava. PÉREZ GONZÁLEZ (1981) aporta más datos estratigráficos y paleontológicos de la sucesión en la Llanura Manchega. HOYOS *et al.* (1984) estudian las características geológicas del yacimiento de Las Higueruelas. ALBERDI *et al.* (1984) actualizan la paleontología y bioestratigrafía de éste yacimiento.

PORTERO y colaboradores (en ITGE, 1988a y b, 1989), durante la realización de la cartografía de las Hojas MAGNA de Ciudad Real (784), Daimiel (760), Piedrabuena (759) aportan nuevos datos sobre la estratigrafía de los sedimentos neógenos y cuaternarios de la región.

Desde un punto de vista más general hay que destacar la síntesis publicada CALVO *et al.*, (1993) sobre del Neógeno continental español y su interpretación paleoclimática.

Desde un punto de vista estructural existen numerosos trabajos sobre la estructura del área de estudio y sectores adyacentes, tanto con relación a la que afecta al zócalo premesozoico, como sobre la deformación neógena y cuaternaria de las Cuencas de Madrid y Manchega.

Además algunos trabajos de ámbito regional como los de DÍEZ BALDA y VEGAS (1990) y DOBLAS *et al.* (1994), se han considerado de interés los siguientes: MARTÍN ESCORZA, 1975 y 1977, en su trabajo sobre de los Montes de Toledo orientales, identificó la discordancia sárdisca en la base del Ordovícico, relacionándola con la Fase Ibérica definida por LOTZE (1956). Durante la sedimentación de la sucesión paleozoica tuvieron lugar movimientos cuya consecuencia más evidente fue producir cambios de espesor y facies en algunas formaciones. En la "Formación de Base" ("Serie Púrpura") se advierten cambios de espesor notables en zonas próximas. Además, ese autor puso de manifiesto la existencia de una discordancia, "al menos erosiva" separando la sucesión del Cámbrico Inferior-Medio del denominado Complejo Volcano-sedimentario de probable edad Cámbrico Superior-Ordovícico basal.

Asimismo, MARTÍN ESCORZA (1975) reconoce tres etapas hercínicas, de las cuales la segunda, sinesquistosa, es la que genera las estructuras mayores.

PORTERO y colaboradores (en ITGE 1988a, 1988b, 1989) consideran dos fases de deformación hercínica, la primera de las cuales asocia la formación de la esquistosidad y la estructuración principal del área, la segunda generó macropliegues de dirección NE-SO y esquistosidad secundaria.

ALÍA y colaboradores (1973) reconocen los efectos de movimientos en los sistemas de fracturas NO-SE, E-O y NE-SO del zócalo precenozoico en la cobertura neógena-cuaternaria de la Mesa de Ocaña.

PORTERO y colaboradores (en ITGE, 1988a) han reconocido al menos tres episodios de deformación locales durante el Neógeno-Cuaternario en el sector de Campos de Calatrava- Ciudad Real. DE VICENTE *et al.* (1996a y b) también han distinguido tres etapas principales de deformación que condicionan el relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid (CALVO *et al.*, 1990). GINER *et al.* (1996) identifica en el sistema deposicional del Tajo los períodos de mayor actividad tectónica durante el Cuaternario. Con relación a la Llanura Manchega, RINCÓN *et al.*, (1996), y RINCÓN y VEGAS, (1996) obtienen mediante el estudio de mecanismos focales y el análisis poblacional de fallas, un tensor regional de compresión ("bético") N 140°-160°, al que se superpone un tensor secundario ("ibérico") de compresión según N 60°-70°.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Villarrubia de los Ojos afloran dos conjuntos de materiales, claramente diferenciados; por una parte los materiales cuarcíticos y pizarrosos con intercalaciones carbonatadas pertenecientes al Cámbrico y Ordovícico (Dominio de Pliegues verticales de la ZCI), mayoritarios en gran parte de la Hoja, y por otra los sedimentos detritíco-carbonatados de origen continental, del Mioceno, Plioceno y Cuaternario (de la Depresión Manchega) que ocupan la esquina suroriental de la misma.

2.1. PALEOZOICO

Los materiales esquistosos, carbonatados y cuarcíticos del Paleozoico de la Hoja de Villarrubia de los Ojos de edades comprendidas entre el Cámbrico inferior y el Ordovícico medio, han sido divididos en tres grandes grupos con características sedimentológicas y estructurales diferenciadas, separados entre sí por discordancias de carácter regional (Fases Toledánica e Ibérica). Estos grupos, a su vez, han sido subdivididos en formaciones que han recibido, por

los diversos autores que las han estudiado, nombres y rangos diversos, como queda reflejado en el Cuadro I. En éste, se han representado las nomenclaturas utilizadas con más frecuencia, así como sus equivalencias, tanto en la zona de estudio como en zonas próximas.

Los tres grupos anteriormente citados son de muro a techo (ver Fig.1):

- Grupo del Cámbrico inferior (Grupo de Valdelacasa).
- Grupo del Cámbrico medio-Tremadoc (Complejo volcanosedimentario).
- Grupo del Ordovícico.

2.1.1. Grupo del Cámbrico Inferior (Grupo de Valdelacasa)

Regionalmente dentro de éste gran conjunto de litofacies se han diferenciado un tramo inferior (Tramo de Valdelacasa) constituido por pizarras y areniscas (Pizarras de Pusa y Areniscas del Azorejo) que pasan a techo a una serie carbonatada (Calizas de Urda/Navalucillos); y un tramo superior (Capas intermedias) formado por un alternancia de limolitas, arenas y pizarras (Alternancias de Urda/Fm. Soleras) que a techo pasan a areniscas y cuarcitas (Fm. Cortijos).

2.1.1.1. Calizas (1). Calizas de Urda-Los Navalucillos. Marianense

Esta unidad cartográfica se encuentra repartida por varios puntos de la Hoja de Villarrubia de los Ojos, en afloramientos de pequeña extensión, como son los situados al oeste del Pico de La Calderina (esquina noroeste), en el Cerro de los Rayados (al oeste de Fuente El Fresno) donde está acanterada y se pueden realizar observaciones de detalle de los materiales, así como en pequeños afloramientos situados al oeste de Sierra Luenga, próximos al borde norte de la Hoja.

En este sector de los Montes de Toledo se la conoce como "Caliza de los Rayados" (MARTIN ESCORZA, 1976) y como "Calizas de Urda" y se corresponden con la que en otros lugares la denominan "Calizas de Navalucillos" (Anticlinal de Valdelacasa), "Calizas de Tamames" o "Niveles carbonatados de la Serie Verde" (APARICIO 1971).

Regionalmente, esta unidad, está constituida por calizas de aspecto laminado, estromatolíticas, de tonos grises, calizas de aspecto masivo, a veces bioclásticas y con restos fósiles, otras con aspecto marmóreo y dolomías de tonos amarillentos.

El tránsito con la unidad siguiente parece gradual, mediante un tramo de carácter litológico mixto terrígeno-carbonatado.

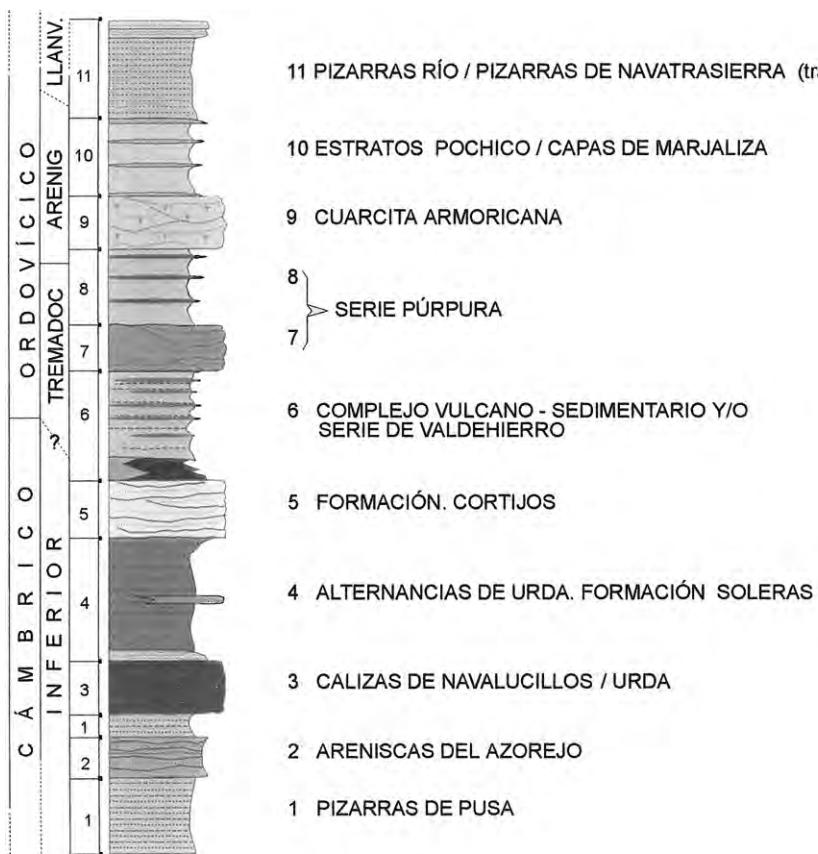
La potencia estimada para este sector de los Montes de Toledo es de unos 200 m.

Ha sido reconocida con detalle en la columna 03-Los Rayados, en la cantera situada a unos 3,5 km. al oeste de Fuente El Fresno, donde afloran 100 m de unas dolomías marmóreas grises, alternando los bancos gruesos con tramos centimétricos de dolomicritas.

La elevada recristalización de los materiales, ha provocado la práctica desaparición de estructuras sedimentarias, no obstante se conservan las laminaciones paralelas, algunas debidas a estromatolitos, ondulaciones y laminaciones de ripples de oscilación.

ORDOVÍCICO			PIZARRAS RÍO - CAPAS DE TRISTANI - PIZARRAS DE NAVATRASIERRA (tramo inferior)					
LLANVIRN.	ARENIG.	TREMAD.	CÁMBRICO					
ESTRATOS POCHICO (TAMAIN 1972) - CAPAS DE MARJALIZA			INFERIOR					
CUARCITA ARMORICANA								
SERIE PÚRPURA								
(Fm. Base de TAMAIN 1971 Niveau Rouge de BOUYX, 1970)								
Complejo Vulcano-Sedimentario								
Fase Toledáñica								
~~~								
Areniscas y cuarcitas (50-60 m)								
~~~								
Fm. Contijos								
~~~								
Fm. Soleras								
~~~								
Alternancia de Urda (74 m)								
~~~								
Fm. Calizas de Urda / Campillo (80 m)								
Serie de Chamarradas (125 m)								
Capas calizo-magrosas con								
cuarcitas a lecho (60 m)								
Serie de Valdehierro (250 m)								
~~~								
PRE-CÁMBR.								
SECTOR OCCIDENTAL								
ESCORZA (1971, 1972)								
VARIAS CLASIS DE DIFERENTES AUTORES:								
(SAN JOSE; ZAMARREÑO; HERRANZ;								
MORENO etc.)								
~~~								
LOTZE (1961)								
~~~								
PRE-CÁMBR.								
SECTOR ORIENTAL								
SECTOR NORTE								
APARICIO (1971)								

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



Son frecuentes los cristales de pirita y dendritas de pirolusita en las fisuras y diaclasas. Estos materiales y estructuras se disponen en secuencias de somerización de orden métrico, formadas en la base por un tramo masivo de 1-2 m de espesor y a techo un tramo de aspecto laminado.

Se interpretan como depósitos de una plataforma carbonatada somera, por encima del nivel del oleaje a supramareal.

Al microscopio son dolomicritas con bandeados milimétricos formados por cristales de dolomita, cuarzo (tamaño limo) y pajuelas de moscovita. Otras muestras indican claramente una alternancia de tramos de carbonatos micríticos con tramos arenosos, de composición arcósica.

Regionalmente contienen una abundante fauna de Arqueociátidos que permiten datarlas como del Marianense.

2.1.1.2. Limolitas, limolitas arenosas y areniscas, gris y verdosas (2). Alternancias de Urda/Fm. Soleras. Marianense-Bilbiliense (Cámbrico inferior)

Esta unidad cartográfica, muy característica en zonas al norte de la que nos ocupa (Hoja de Madridejos-712), en la Hoja de Villarrubia de los Ojos se encuentra intensamente replegada y fracturada en el sector norte de la Hoja, así como en diversos puntos del anticlinorio de Sierra Luenga, y en Umbría de la Cueva y Casa de Valdehierro, donde, salvo observaciones puntuales, no se consiguen afloramientos suficientemente prolongados como para levantar una columna estratigráfica.

Regionalmente, corresponde al tramo comprendido entre los resalte topográficos que constituyen las "Calizas de Urda" en la base y la Fm. Cortijos" a techo. Por el carácter alterable y escasamente cementado de los materiales que la constituyen, se encuentran por lo general cubiertas por depósitos cuaternarios. MARTÍN ESCORZA (1971) las denomina "Alternancias de Urda" y equivalen a la Fm. Soleras y Cortijos de ZAMARREÑO, MORENO y VEGAS 1976.

En la presente Hoja de Villarrubia de los Ojos-737, afloran en los alrededores de la localidad de Urda de forma discontinua los 200 m inferiores, de un total de unos 500 m., de unas areniscas de aspecto tableado, de grano fino a limolítica y limolitas, de tonos gris-verdosos, micáceas, con motas ferruginosas, con algún nivel carbonatado, intercalado hacia la base del tramo, y con cuerpos de potencia decamétrica de areniscas y areniscas cuarcíticas de tonos ocres y rojizos, semejantes a las de la unidad (3) que se describirán en el apartado siguiente.

Esta unidad cartográfica se interpreta como facies de offshore de una plataforma marina somera con influencia de los aportes terrígenos del continente.

Al microscopio las areniscas de esta unidad son grauwacas ricas en cuarzo (cuarzovacas), con textura psammítica, heterograngular, de grano fino y muy fino. Los granos son de cuarzo con agregados micáceos, clorita, moscovita y como accesorios plagioclasa, turmalina, y circón. Los granos de cuarzo son monocristalinos, de subangulosos a angulosos. La matriz está formada mayoritariamente por agregados micáceos (15-20 %).

En este tramo cartográfico no se ha encontrado fauna que permita su datación por lo que su adjudicación al Marianense-Bilbiliense se hace por su posición estratigráfica, teniendo en cuenta el yacimiento de trilobites existente en el tramo que se describirá a continuación.

2.1.1.3. Areniscas y cuarcitas (3). Fm. Cortijos. Marianense-Bilbiliense (Cámbrico inferior)

Sobre la unidad anterior y en tránsito lateral de facies, afloran unos 70 m. de areniscas y cuarcitas, en bancos gruesos que constituyen un resalte morfológico, aunque no tan acusado como en otras zonas, debido a que en este sector, las unidades del Cámbrico inferior se encuentran intensamente tectonizadas. Además de su interés como nivel guía para determinar la estructura de los materiales cámbicos en la región, también tiene gran importancia por su contenido faunístico (entre otros el primer yacimiento de trilobites citado en España por CASIANO DE PRADO (1856) ("Fauna de los Cortijos de Malagón", en la Hoja de Malagón-736), que permite su datación.

Cuñas de materiales de estas características se encuentran intercaladas a distintas alturas de la serie estratigráfica dentro de la Fm. Soleras (2).

Dentro de la Hoja de Villarrubia de los Ojos, no se ha podido levantar ninguna columna estratigráfica de esta unidad. En la Hoja vecina de Malagón, se reconocen 115 m de unas areniscas de grano medio, de tonos gris verdosos, amarillentos por alteración, generalmente de aspecto masivo, y localmente laminadas, con algunas intercalaciones limolíticas y esquistosas, y abundantes nódulos ferruginosos. Algunos horizontes lumaquélidos contienen frecuentes restos de trilobites.

Es característico que por alteración de estos materiales se produce disyunción en "bolas" de hasta 0,5 m de diámetro.

Las estructuras más frecuentes son estratificaciones cruzadas en ocasiones de bajo ángulo y laminación paralela, así como estratificación "hummocky". El techo de algunos bancos presenta ondulaciones, y en ocasiones costras ferruginosas, con cristales de pirita dispersa en la masa, y venillas ferruginosas llenando grietas. Las medidas de paleocorrientes dan siempre dirección noreste para el crecimiento de las barras.

Se interpretan como las facies de "foreshore-shorefase" de una plataforma somera, constituyendo junto con los depósitos de la unidad (2) un ciclo regresivo.

Al microscopio son cuarzoarenitas formadas mayoritariamente por granos de cuarzo monocristalino, generalmente con contactos suturados entre sí. En los espacios intergranulares aparecen agregados micáceos, solo ocasionalmente se observan pajuelas de moscovita. Como minerales accesorios circón, clorita y en algunas muestras turmalina.

La fauna recogida en este nivel en la Hoja de Malagón es: *Kingaspis velatus* KOBAYASHI, *Relaspis strenoides*, *Pseudolenus weggeni* P. glaber, *Latoucheia* sp., *Lusatius cf. Ribotanus*, *Cranidios* gen. y sp. indeterminados, que nos indican una edad Bilbilitense.

2.1.2. Grupo del Cámbrico medio-Tremadoc (Complejo Volcanosedimentario)

Está constituido regionalmente por una variedad de facies y materiales que van desde rocas de origen volcánico (brechas, tobas y cuerpos masivos de composición riolítica) a cuerpos sedimentarios procedentes de la destrucción de los edificios volcánicos, así como por esquistos bandeados negruzcos con cuerpos intercalados, de escaso desarrollo lateral y vertical, de conglomerados y localmente por facies claramente conglomeráticas.

Su estudio presenta una cierta dificultad, pues aunque su disposición geográfica y situación en la columna estratigráfica está claramente definida, entre los dos resaltos que constituyen por una parte la Fm. Cortijos (3) a su base y por otra la unidad basal de la Serie Púrpura (7) a su techo, sin embargo los afloramientos son escasos y muy irregulares, por encontrarse generalmente cubiertos por distintos tipos de cuaternarios. Por ello la interpretación areal de los distintos tipos de facies y su relación lateral es problemática.

MARTÍN ESCORZA (1976) considera los materiales de éste grupo discordantes sobre la Fm. Cortijos, y los asigna una posible edad Cámbrico superior. Probablemente lo primero sea cierto, aunque no porque se apoye sobre los materiales de la "Serie de Chamaradas" que éste autor las considera dispuestas por debajo de las Calizas de Urda, y que a lo largo de los trabajos cartográficos realizados en estas Hojas se ha podido comprobar que dicha serie pertenece a las unidades (2) y (3), en una zona de intensa fracturación. En cuanto a su edad, y considerando que al menos en parte pueda ser de edad Cámbrico, estos depósitos pueden

estar relacionados también con el gran ciclo del Ordovícico y por tanto de edad Tremadoc.

En la Hoja de Villarrubia de los Ojos se han diferenciado tres unidades cartográficas dentro del "Complejo volcanosedimentario", que corresponden a litofacies relacionadas espacialmente entre sí, en ocasiones con acuñamientos en cortos espacios, hasta llegar a desaparecer, en ocasiones, algunas de ellas. Sin embargo, como se ha indicado anteriormente, no es frecuente encontrar afloramientos que permitan un estudio de cierto detalle de su distribución areal, así como de su interrelación entre ellas.

2.1.2.1. Esquistos bandeados, verdosos y negruzcos, con capas de areniscas y conglomerados (4). Serie de Valdehierro. Cámbrico medio-Ordovícico ?

Esta unidad cartográfica es, de las que componen el "Complejo volcanosedimentario", la que con mayor frecuencia se encuentra. Aunque por lo general en las laderas de los relieves constituidos por los materiales cuarcíticos del Ordovícico, y por tanto semicubiertos por coluviones y canchales.

Está constituida por esquistos verdosos y negruzcos, masivos y/o laminados, de aspecto varvado. Contienen niveles intercalados de rocas volcanodetríticas y de conglomerados, que se han representado como unidad (6), cuando la potencia de los cuerpos ha permitido su individualización.

En la columna estratigráfica 08.- Casa de la Bicha, levantada a unos 2,5 km al este de Fuente El Fresno, donde afloran unos 200 m de esta unidad, se han diferenciado en la base 25 m de alternancias de rocas volcánicas (riolitas), de grano grueso masivas y de cuarcitas de grano fino, en bancos de potencia métrica. También hay estos materiales a techo de la columna, justo por debajo de los conglomerados rojizos del Tremadoc (unidad 7). El resto de la serie está formado por esquistos negruzcos, con niveles de 20 a 60 cm de espesor de areniscas, en ocasiones microconglomeráticas y de cuarcitas blancas.

No son frecuentes las estructuras sedimentarias, reduciéndose a laminaciones, paralela y de "ripples", y granoclasicación positiva en los cuerpos arenosos.

Se interpretan como depósitos de una plataforma siliciclástica abierta a talud, con aportes volcanosedimentarios.

Un buen afloramiento de niveles detriticos de origen volcánico, se encuentra en la subida a la Ermita de la Virgen de la Fe (1 km al norte de Fuente El Fresno) donde sobre las areniscas de Los Cortijos (3), aflorantes en la carretera, se disponen una serie de cuerpos canaliformes de areniscas y conglomerados con estratificaciones cruzadas.

Al microscopio son areniscas de grano fino, cuarcíticas, de granos angulosos a subredondeados, con un porcentaje de plagioclasa del 5 %, con matriz sericítica (20-25%). Los niveles de grano grueso son litarenitas formadas por cuarzo (60 %, feldespato K (10 %) y fragmentos de roca (30%); el cuarzo es de grano grueso angulosos, con golfos de corrosión, que pueden indicar un origen volcánico. La alteración hidrotermal es intensa.

La ausencia de datos paleontológicos que permita asignar una edad más precisa a estos materiales, y por encontrarse situados en la columna estratigráfica entre los del Bilbilitense y el Tremadoc, se les asigna una edad abierta entre el Cámbrico medio y la parte inferior del

Tremadoc.

2.1.2.2. Rocas volcánicas (5)

Intercalados con los materiales de la unidad (4) se encuentran cuerpos de rocas volcánicas, fundamentalmente brechas, tobas y cuerpos masivos de composición riolítica. Los niveles brechoides pueden incluir fragmentos angulosos de las rocas infrayacentes.

Al microscopio son riolitas de textura porfídica, con fábrica planar discontinua. Destacan los cristales de cuarzo de gran tamaño, con formas redondeadas, golbos de corrosión, etc. Los feldespatos son plagioclasa zonada levemente, la clorita con evolución de opacos, posiblemente por transformación de biotita. Fuerte alteración hidrotermal, que puede indicar un vulcanismo submarino.

2.1.2.3. Conglomerados (6). Cámbrico inferior-Tremadoc?

Dentro de los esquistos de la unidad (4) se encuentran intercalados lentejones de conglomerados. Estos, a veces, pueden alcanzar potencias de varios metros de espesor, como ocurre en la zona de Valdehierro (esquina sureste de la Hoja de Madridejos-712 y que linda por el sur con esta). Dentro de la Hoja de Villarrubia de los Ojos se han observado, también, éstos cuerpos potentes en el sector de Sierra de la Calderina, donde se han podido individualizar en la cartografía.

Están constituidos por cantos de subredondeados a redondeados, de hasta 3 cm de diámetro, de composición cuarcítica, de tonos blancos, amarillentos y grisáceos, entre los que destacan en ocasiones cantos negruzcos de lidita. La matriz es arenosa a microconglomerática. Generalmente son de aspecto masivo, aunque pueden encontrarse estratificaciones cruzadas y formas canalizadas.

Se interpretan como depositados en un régimen de estuario.

MARTÍN ESCORZA, C. (1976) relaciona estos materiales de la zona de Valdehierro, con la serie superior conglomerática del valle de Alcudia, Río Esteras y Tirteafuera de BOUYX (1970), considerada como tránsito Precámbrico a parte inferior del Cámbrico. Sin embargo, durante la realización de las cartografías de las Hojas del entorno de Villarrubia de los Ojos, se ha podido comprobar que estos materiales están involucrados dentro del llamado "Complejo volcanosedimentario" del que forman parte, constituyendo una litología diferenciada.

La edad Cámbrico inferior- Tremadoc? se adjudica por su posición estratigráfica.

2.1.3. Grupo del Ordovícico

El Grupo del Ordovícico, está bien representado en los dos tercios septentrionales de la Hoja de Villarrubia de los Ojos, donde aflora una sucesión de materiales cuarcíticos y pizarrosos. Estos se distribuyen en tramos con predominio bien de los primeros, constituyendo los relieves más acusados de la región, bien de los segundos que forman los valles y las formas más deprimidas, quedando marcadas las estructuras en el paisaje por esta circunstancia.

Estos materiales se apoyan sobre el sustrato anteordovícico mediante una discordancia.

En la parte basal de la sucesión aflora un tramo en el que alternan cuarcitas y pizarras, con predominio de las primeras y con niveles intercalados de conglomerados cuarcíticos en la parte inferior y de las segundas hacia el trecho del tramo, de tonos rojizos, violáceos y púrpura (Serie Púrpura), a las que sigue un tramo eminentemente cuarcítico, de aspecto masivo y/o en bancos gruesos (Cuarcita Armoricana), generalmente de tonos blanquecinos, salvo cuando por efecto de la intensa fracturación que presenta, adquiere una intensa coloración rojiza que puede hacer que se confunda con el tramo basal de la Serie Púrpura. Sobre la Cuarcita Armoricana y en transito gradual se dispone una serie alternante de materiales cuarcíticos y pizarrosos (Estratos Pochico). En esta Hoja no afloran los materiales pizarrosos (Pizarras de Río) que si existen en Hojas próximas sobre los Estratos Pochico.

A continuación se describen los tramos cartográficos de éste grupo diferenciados en la Hoja.

2.1.3.1. Conglomerados y cuarcitas (7). Tramo basal de la Serie Púrpura. Tremadoc

Corresponden al tramo inferior de la Formación de Base definida por BOUYX (1970) en la Sierra de Mestanza, de la serie Roja Basal (GUTIÉRREZ MARCO *et al.* 1990) y de la serie "Lie de Vin" de TAMAIN (1972).

En esta zona se encuentran en numerosos puntos, por lo general constituyendo algunos de los crestones de las Sierras de La Calderina y de la Virgen, aunque la intensa compartimentación en bloques, debida a causas tectónicas, dificulta la continuidad entre los afloramientos.

Regionalmente está constituido por ortocuarcitas, a veces conglomeráticas y microconglomeráticas, en bancos gruesos de más de 1 m de potencia, con lentejones intercalados de conglomerados de cantos redondeados-subredondeados, de cuarzo, cuarcita y en menor frecuencia de lidita. También son frecuentes las capas de areniscas cuarcíticas en capas de 0,5 a 1 m de espesor, con escasas intercalaciones pizarrosas. Estos materiales presentan una fuerte coloración rojo violácea.

Ha sido reconocida con detalle en la columna estratigráfica 01. Fresnogordo (junto al pk. 12,500 de la carretera de Urda a Villarrubia de los Ojos), donde afloran 170 m del techo de la unidad. Alternan bancos de areniscas cuarcíticas, de grano fino a medio y cuarcitas, de coloraciones rojizas y ocres dominantes, pero también grises, blanquecinas y rosadas, a veces con niveles nodulosos o brechoides intercalados. El aspecto de las capas alternan desde masivas de potencia métrica a niveles centimétricos. Presentan frecuentes estructuras sedimentarias como estratificaciones cruzadas planares y laminaciones paralelas y de "ripples", en ocasiones linguoides, aunque por lo general la intensa bioturbación, de moderada a abundante, hace que aparezcan borrosas e incluso las haya borrado. Estos materiales y estructuras se distribuyen en secuencias positivas (granodecrecientes), cuya potencia varía desde 40 cm a 5 m, en las que la base esta formada por un cuerpo de aspecto masivo, con abundantes skolithus verticales y encima un tramo de aspecto laminado y/o noduloso con abundantes skolithus horizontales, representando el primero una etapa de intensa sedimentación y el segundo una etapa de menor velocidad de sedimentación.

En estos niveles MARTÍN ESCORZA, C. (1977) describe huellas de tipo *Rusophycus*.

Los niveles inferiores de la unidad, se han reconocido en la columna 08.- Casa de la Bicha (a unos 2,5 km al este de Fuente El Fresno), donde se apoyan, mediante discordancia, sobre el "Complejo Volcanosedimentario". En este punto afloran 20 m de conglomerados cuarcíticos.

cos, de cantes redondeados de 0,5 a 1 cm de diámetro y cuarcitas de tonos crema.

En su conjunto se interpretan como sedimentos marinos, depositados en ambientes de plataforma dominada por el oleaje, con influencia ocasional de corrientes mareas los cuerpos conglomeráticos, frecuentes hacia la base del tramo, corresponderían a facies canalizadas locales.

Al microscopio son cuarzoarenitas y grauvacas, (85-95 % de Cuarzo), de textura granoblásticas, heterogranulares, grano medio a grueso, con sericita poco abundante y como accesorios, circón, moscovita, turmalina y opacos.

La edad asignada al Tremadoc se debe a ser infrayacentes al Arenig datado, aunque ninguno de los argumentos paleontológicos esgrimidos hasta ahora sean indicativos del Tremadoc, por lo que no se descarta que, al menos en parte, puedan corresponder a un Arenig temprano.

2.1.3.2. Alternancia de areniscas, cuarcitas y pizarras (8). Tramo superior de la Serie Púrpura. Tremadoc

Sobre los materiales anteriormente descritos, y en parte en tránsito lateral de facies, se dispone una potente sucesión formada por una alternancia de capas poco potentes de cuarcitas, areniscas, limolitas y pizarras, de tonos rojo-violáceos predominantes, aunque en corte fresco, sobre todo las litologías de grano fino, presentan coloraciones gris verdosas a negruzcas.

Afloran en lugares próximos a los indicados en la unidad (7) generalmente ocupando las laderas de los relieves constituidos por los materiales cuarcíticos de la base de la Serie Púrpura o de la Cuarcita Armoricana, por lo que con frecuencia se encuentra recubiertos por canchales y coluviones.

Ha sido reconocida detalladamente en la columna estratigráfica 07.- Cerro del Vasto, donde afloran 135 m. de alternancias de cuarcitas y areniscas micáceas de grano fino, de tonos cremas a rojizos, en capas de 10 a 40 cm con bancos intercalados más potentes (de hasta 1,5 m) de cuarcitas.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son estratificaciones cruzadas en surco y planares, estratificación "hummocky", y "ripples" de corriente. Son frecuentes los niveles de cruzianas.

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

Al microscopio son cuarzoarenitas micáceas, con textura granolepidoblástica. Los granos de cuarzo, que es el mineral más abundante, son de grano fino a muy fino y también de tamaño limo, de angulosos a subangulosos, con alto grado de recristalización (frecuentes puntos triples). La moscovita marca una fábrica lepidoblástica anastomosada, penetrativa. Algunos agregados de micas pueden corresponder a cristales de feldespato transformados. Ligero metamorfismo de contacto.

La edad de esta sucesión se asocia al Tremadoc por los mismos motivos expuestos en la unidad (7).

2.1.3.3. Ortocuarcitas blanquecinas (9). Cuarcita Armoricana. Arenig

Los materiales de esta unidad cartográfica se apoyan, aparentemente, de forma concordante sobre los del techo de la Serie Púrpura, aunque no se descarta que, al menos localmente, el contacto sea mediante discordancia. El carácter de los afloramientos, de este paso tan brusco de unas litofacies a otras, no permite observaciones detalladas, por encontrarse frecuentemente cubiertos por derrubios y canchales.

Estos materiales forman los relieves más abruptos del área, debido a su gran resistencia a la erosión. Así, en la Hoja de Villarrubia de los Ojos constituyen los Picos del Chupadero, Sierra Gorda, Llondal, Los Santos, Alamillo, etc. Todos ellos por encima de los 1000 m de altitud.

Esta unidad cartográfica está constituida por una alternancia de bancos métricos y decimétricos de ortocuarcitas y areniscas cuarcíticas de colores blanquecinos a grises con algunos niveles de limolitas arenosas y areniscas de grano fino entre capas. Regionalmente la Cuarcita Armoricana se ha subdividido en tres tramos, en los que en el inferior y superior predominan los bancos gruesos y en el intermedio las capas y granulometrías más finas. En la Hoja de Villarrubia de los Ojos, por encontrarse la unidad intensamente tectonizada, no ha sido posible su diferenciación cartográfica.

Ha sido reconocida, aunque de forma incompleta, en la columna estratigráfica 07.- Cerro del Vasto, donde afloran 75 m. de ortocuarcitas blancas, de grano medio a fino, distribuidas en bancos de hasta 3 m de potencia, con aspecto masivo en la base de la capa y tableada hacia el techo.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: techos de capas onduladas, estratificaciones cruzadas planares y laminaciones paralelas y de "ripples" a techo de capas. La estratificación "hummocky" es minoritaria. También destaca la presencia de bioturbación a techo de capas y costras ferruginosas.

Se interpretan como depósitos litorales, formados por barras arenosas cuyo origen va de supramareal, de isla barrera, a submareal de alta energía, con cierto retoque por tormentas.

Al microscopio son cuarzoarenitas (ortocuarcitas) con textura granoblástica poligonal, con granos mayoritarios de cuarzo y en menor proporción moscovita, clorita, sericita, circón y turmalina. Generalmente de tamaño fino a medio. Se observan superficies estilolíticas, llenadas de óxidos férricos, en ocasiones atravesados a su vez por una red de microfracturas frágiles más tardías.

La edad de esta unidad ha sido considerada tradicionalmente como Arenig atendiendo a su posición estratigráfica bajo sucesiones pelíticas muy fosilíferas, y también por el abundante registro paleoicnológico evidenciado en casi todos sus afloramientos (icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*, véase MALLADA, 1884; HERNÁNDEZ-PACHECO y PUÍG DE LA BELLACASA, 1926; TAMAIN, 1972, etc.). Las dataciones micropaleontológicas modernas (quitinozoos), han probado que el depósito de la Cuarcita Armoricana no conlleva una diacronía apreciable en todo el SO de Europa, donde la unidad se ordena siempre en la Biozona de *Eremochitina brevis*, equivalente al Arenig medio (PARÍS *et al.*, 1982, PARÍS, 1990). Se le asigna una edad Arenig, habiéndose encontrado niveles ricos en ichnofauna de *Skolithus* en el tramo inferior y de *Cruziana furcifera* y *Cruziana goldfussi* en el tramo medio.

2.1.3.4. Cuarcitas y pizarras en capas centimétricas (10). Estratos de Pochico-Capas de Marjaliza. Arenig

Esta unidad, denominada "Capas de Marjaliza" en los Montes de Toledo, se dispone en continuidad sedimentaria con la Cuarcita Armoricana infrayacente (su base se situaría sobre el último banco de potencia métrica de la Cuarcita Armoricana).

Los afloramientos de esta unidad se encuentran en los relieves próximos a Villarrubia de los Ojos, siendo los de Serrecilla del Caño, El Frontón, y Peñas Amarillas, los más representativos, aunque por constituir un tramo relativamente blando, frente a la Cuarcita Armoricana y por encontrarse también ocupando el centro de estructuras sinclinales, suelen encontrarse semi-cubiertas por derrubios cuaternarios. Por esta razón, no se ha podido levantar una columna de detalle.

Regionalmente está constituida por una alternancia de capas de cuarcita y tramos pizarrosos, ambos de espesores centimétricos, con cuerpos intercalados de cuarcita blanca que pueden alcanzar 1 m de potencia. Las areniscas, de grano fino y de tonalidades grises y rojizas, contienen abundantes micas. Al paisaje dan un aspecto tableado que destaca de los crestones formados por la Cuarcita Armoricana.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes en estos materiales son superficies onduladas, con "ripples" de oscilación, laminación paralela y "hummocky" y laminación ondulada y distribuidas en secuencias centimétricas de energía decreciente (positivas). Estos materiales se depositan en una plataforma marina somera afectada por el oleaje de tormentas.

TAMAIN (1972) estima una potencia de 155-180 m para todo el conjunto. Regionalmente, la potencia de los "Estratos Pochico" presenta variaciones, en los montes de Toledo meridionales y Campos de Calatrava, se estimaron espesores variando entre 100 y 300 m (PORTERO y DABRIO, 1988).

Al microscopio los niveles areniscosos son cuarzoarenitas y limolitas cuarcíticas y micáceas, con texturas granoblásticas y blastosamíticas, formadas por granos de cuarzo mayoritarios y moscovita, círcón, turmalina, opacos y sericitia como secundarios. Forman mosaicos de cristales de cuarzo poligonales, de tamaño de grano fino a muy fino y bordes muy saturados.

Desde el punto de vista paleontológico, la unidad contiene abundantes icnofósiles. La asociación comprende: *Cruziana furcifera* D'Orbigny, *C. goldfussi* Rouault, *C. rugosa* d'Orbigny, *Rusophycus isp.*, *Didymaulichnus rouaulti* (Lebesconte), *Arthrophycus cf. harlani* (Hall) y *Daedalus halli* Rouault. Un nivel fosilífero importante es la denominada "lumaquela azul" de lingúlidos y cientos fosfáticos (TAMIN et al., 1972), que proporcionó: *Ectenoglossa cf. Lesueuri* Rouault, *Obolidae gen et sp. indet* y *Bivalvia indet*. Dicho horizonte lumaquélico, intercalado en el tercio superior de las Capas Pochico, alcanza gran extensión regional y se correlaciona con niveles de características idénticas, en posición estratigráfica equivalente, distribuidos por todo el suroeste de Europa (EMIG y Gutiérrez - MARCO, 1997). En la Hoja de Madridejos, en dos muestras recogidas en la Sierra de Valdehierro se han clasificado *Crucianas CF. Furcifera* D'Orbigny y, con dudas, *Monomorfichnus*. Los datos paleontológicos conocidos permiten atribuir el conjunto de la unidad al Arenig, dado que el límite con el Ordovícico Medio ha sido identificado en la parte basal de la formación suprayacente.

2.2. 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 subcuenca vecinas de Alcolea y Corral de Calatrava. También estudia las superficies de erosión con desarrollo de encostamientos 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 edálicas de los suelos desarrollados sobre los mismos.

PÉREZ GONZÁLEZ (1982) 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.

2.2.1. Gravas, arenas y fangos variolados. (11). Plioceno

Esta unidad se sitúa en la esquina suroccidental de la Hoja, formando 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, dada la escasez de buenos cortes y la amplia extensión de los recubrimientos cuaternarios.

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

Al microscopio, las arenas están formadas por cuarzo subangular (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 los términos arenosos y facies de llanura de inundación representadas por los fangos.

La edad de la unidad se establece por correlación con la unidad 12, con la que se encuentra en cambio lateral, y que en el yacimiento de Las Higueruelas (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 detriticos existentes en profundidad podrían corresponder al Mioceno superior.

2.2.2. Calizas, margas y margas arenosas. (12). Plioceno

La presente unidad cartográfica se sitúa en la parte meridional de la Hoja, ocupando ambas

márgenes del valle del río Cigüela.

Frecuentemente se presenta muy recubierta por encostramientos carbonatados y diversos depósitos cuaternarios.

Se trata de una formación compuesta por calizas de colores blanquecinos y cremas, bien estratificadas en bancos desde decimétricos hasta de 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 dismicritas 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: *Illocypris*, *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 Higuueruelas 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 edad Mioceno superior.

2.2.3. Encostramientos carbonatados y limo-arcillas (13 y 14). Costras (Dalles). Plioceno superior y Plio-Pleistoceno

Corresponden a esta unidad diversos afloramientos que se extienden por el tercio meridional de la Hoja, siempre asociados a los materiales pliocenos.

Presentan una morfología de planicies suavemente incidas por la red fluvial. A escala regional se observa cómo están levemente basculadas hacia el NE, con pendientes que no llegan a superar el 1 %.

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 Villarrubia de los Ojos corresponde la unidad 13 a la superficie S_1 y la unidad 14 a la superficie S_2 . Sus edades son Plioceno superior y Plioceno superior- Pleistoceno inferior respectivamente.

2.3. 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 GONZALEZ (*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 Villarrubia de los Ojos. En su mayor parte, corresponden a sedimentos de abanicos aluviales de tipo raña, fondos de valle y depósitos aluviales, depósitos de ladera (coluviones y canchales) y depósitos de origen eólico.

2.3.1. Cantos, gravas y bloques en matriz arcillo-arenosa rojiza. (15). Coluviones y derrubios de ladera. Pleistoceno-Holoceno

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 centímetro 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 y en ocasiones hasta laminares-bandeados, o calcificaciones irregu-

larmente distribuidas en sección, en horizontes edáficos de tipo K o BKg.

A la unidad 15 se le atribuye una edad Pleistoceno inferior-Holoceno.

2.3.2. Cantos y gravas con matriz arcillo-arenosa. (16 y 17). Abanicos y conos aluviales. Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio-superior

Estas formaciones superficiales ocupan una gran extensión de la Hoja de Villarrubia de los Ojos, en especial en su mitad meridional, donde orlan la vertiente S de las sierras de la Calderina y de la Virgen.

Se han diferenciado dos niveles de abanicos aluviales, siendo mayor el encajamiento de la red fluvial sobre el más antiguo (unidad 16) que sobre el más moderno (unidad 17).

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 centílo 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 16 se le atribuye una edad Pleistoceno inferior, mientras que a la unidad 17 se le asigna otra Pleistoceno medio-superior en función de sus relaciones con la superficie S_2 , en la que se encajan, y por el grado de evolución de sus suelos.

2.3.3. Cantos y gravas poligénicas, arenas y limo-arcillas. (18 y 19). Terrazas. Pleistoceno superior

Se han identificado como tales los niveles existentes en las confluencias fluviales de los arroyos de los Aveteados, del Cambrón y de Picones con sus respectivos afluentes a unos 2-3 m sobre el cauce activo, y otra situada a 6 m sobre el cauce del arroyo de Cañada Lobosa, en el borde S de la Hoja.

Están constituidas por cantos dominantemente cuarcíticos, subredondeados a redondeados, y otros de cuarzo, areniscas, pizarras, conglomerados y calizas. El tamaño medio de los cantos es de 2-4 cm, alcanzando el centílo 10 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.

Su edad se atribuye de manera tentativa al Pleistoceno superior.

2.3.4. Cantos, bloques y arcillas arenosas desorganizadas. (20). Deslizamientos. Holoceno

Se han diferenciado en la cartografía diversos deslizamientos que se localizan en las laderas de los principales relieves de la Hoja: vértices geodésicos de la Calderina, Sotoviejo y Colmillo del Diablo, así como otro de pequeña magnitud en el valle del arroyo Grande de los Bañaderos.

Los primeros tienen dimensiones comprendidas entre los 250 y 800 m de longitud y los 200 a 1250 m de anchura, y afectan a los materiales elásticos que constituyen pedreras y canchales. El último, de 300 m de longitud y 100 de anchura, afecta a un coluvión.

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.

2.3.5. Cantos y bloques angulosos de cuarcita (21). Canchales. Holoceno

Asociados a los relieves cuarcíticos, principalmente de la Cuarcita Armoricana, se sitúan estas formaciones superficiales.

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 disagregación mecánica que se produce en las cuarcitas fuertemente diaclasadas y fracturadas por acción de procesos periglaciares que favorecen la crioclastia.

Corresponden al Holoceno.

2.3.6. Arenas, gravas poligénicas, limos y arcillas con materia orgánica. Sales. (22). Playas secas. Arenas, gravas poligénicas, limos y arcillas con materia orgánica. Turba. (23). Playas húmedas. Holoceno

Estos depósitos aparecen asociados a la llanura aluvial del río Cigüela, donde debido a la escasa profundidad de su cauce se producen en épocas de pluviosidad alta frecuentes desbordamientos de aguas ricas en sulfatos y cloruros de calcio y magnesio, las cuales dan lugar a extensas zonas encharcadas permanentemente o "playas húmedas", en las que la vegetación da lugar a importantes acumulaciones de turba (unidad 23). En las zonas encharcadas de forma estacional, y sometidas por tanto a desecación en la época estival, la variación de los niveles freáticos permite la acumulación de evaporitas y sales, denominándose como "playas secas" (unidad 22).

La diferenciación entre ambas se ha basado en criterios fotogeológicos a partir de las fotografías aéreas de 1984, por lo que sus límites actuales pueden no coincidir dado el importante descenso de los niveles freáticos en las últimas dos décadas. Esto ha producido numerosos años a la desecación casi total del Parque Nacional de Las Tablas de Daimiel y a la salinización de sus suelos, reduciéndose notablemente la extensión de los humedales y turberas en favor de las playas secas salitrosas. Las turberas también en etapas de sequía pueden llegar a entrar en combustión, espontánea o provocada por el impacto de rayos sobre ellas, no

apagándose hasta la siguiente época de lluvias.

Estos materiales se datan como holocenos.

2.3.7. Cantos y gravas en matriz limo-arenosa. (24). Conos de deyección. Holoceno

Los conos de deyección se localizan en las salidas de pequeños barrancos o arroyos de 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.

2.3.8. Limo-arcillas y gravas. (25). Fondos endorreicos. Holoceno

Esta unidad corresponde a los depósitos ligados a una pequeña depresión de origen kárstico situada 7 Km al SE de la localidad de Villarrubia de los Ojos, próxima al paraje denominado "El Chaparral del Duque".

Se tratan de 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 sus-trato plioceno. Su espesor, no observable, se presume escaso.

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 sedimentación de finos en etapas de encharcamientos estacionales.

Corresponden al Holoceno.

2.3.9. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas. (26). Aluviales y fondo de valle. Holoceno

La unidad cartográfica 26 constituye los depósitos de fondo de los valles y vaguadas menores de los arroyos 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, costras calcáreas, cuarzos, esquistos y areniscas.

Su espesor no es visible, pero debe de ser escaso.

La edad de esta unidad es Holoceno.

2.3.10. Arenas bien clasificadas y arenas limo-arcillosas. (27). Manto eólico y dunas. Holoceno

En el borde meridional de la Hoja, y asociados al valle del Cigüela, aparece una formación arenosa de origen eólico.

Las arenas son de grano fino, con escaso contenido en limo-arcilla por lo común, aunque en algunas ocasiones esta puede llegar a alcanzar valores del orden del 25 %. Al microscopio, los granos presentan una escasa redondez, indicando un escaso transporte de estos materiales.

Aunque suelen presentarse alterados por las prácticas agrícolas, en ocasiones se reconocen morfologías de pequeñas dunas ovoides con no más de 2 m de altura.

Se les atribuye una edad 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-Alcudiente. Por último DIEZ BALDA y VEGAS (1992) la sitúan en el extremo suroriental 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 Armicana 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 de Toledo 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 DIAZ, 1992). Esta fase hercínica corresponde a la fase 3 de DIEZ 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 Madridejos 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 volcanismo intraplaca alcalino subsaturado (ANCOCHEA, 1983; LÓPEZ RUÍZ *et al.*, 1993 y CEBRÍA 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 Villarrubia de los Ojos 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 psammiticas (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 (Cuarcitas de Serie Púrpura y Cuarcita 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 y algunos potentes bancos cuarcíticos de la base de la Serie Púrpura, constituyen buenos niveles para definir la macroestructura de la Hoja.

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 disímicos, 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 esquisitividad de fractura espaciada en las charnelas de capas competentes.

Las formaciones pelíticas (Pizarras de la Serie de Valdehierro y niveles pelíticos en Alternancias de Urda) 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 Villarrubia de Los Ojos 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 (Vendíense inferior-Rifeense), como sucede en el Domo del Bullaquejo (Hoja 758) y en Tirleafuera (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 importante 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 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 (CVS).

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

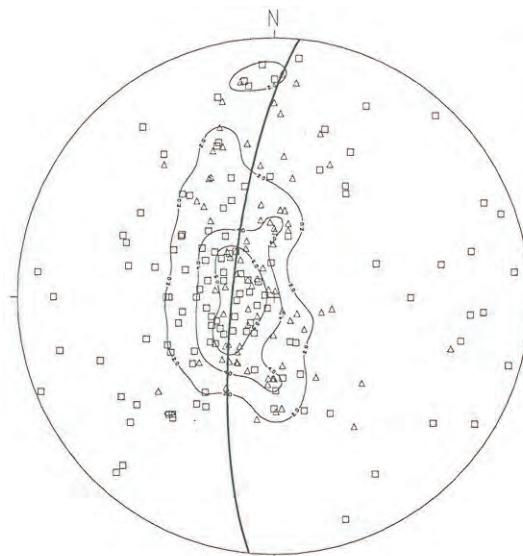
Todos los autores que han trabajado en este sector de los Montes de Toledo coinciden en señalar la presencia de, al menos, dos fases de deformación hercínica (ROIZ, 1979; ITGE, 1989 y DÍEZ BALDA y VEGAS, 1992).

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 próximas a 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. Si bien la proyección de los polos de la estratificación en los materiales Ordovícicos se ajusta bien a una guirnalda de eje N95°E, existe en cambio una moderada dispersión de los polos de la estratificación de los materiales cámbricos (Fig. 2). Este hecho puede tener dos orígenes: existencia de deformación anterior a la primera fase hercínica (deformación sárdica) o efecto de deformaciones tardías afectando al basamento preordovícico.

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°.

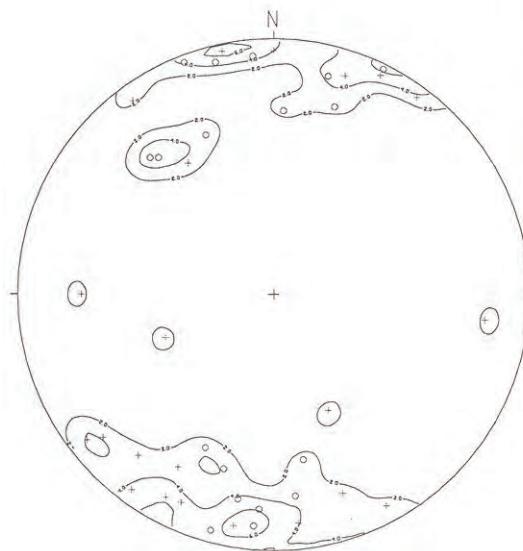
En las formaciones pizarrosas los pliegues suelen ser más apretados. En el primer caso dominan los tipos 1B y 1C según la clasificación de RAMSA y (pliegues paralelos con mayor o menor tendencia al aplastamiento). En las pizarras, sin embargo, dominan los pliegues tipo 1C.



ESTRATIFICACION SECTOR OCCIDENTAL

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	201
Mean Lineation Azimuth	289.1
Mean Lineation Plunge	76.2
Great Circle Azimuth	185.6
Great Circle Plunge	76.6
1st Eigenvalue	0.647
2nd Eigenvalue	0.211
3rd Eigenvalue	0.142
LN (E1 / E2)	1.122
LN (E2 / E3)	0.393
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) ..	2.859
Spherical variance	0.2430
Rbar	0.7570

□ POLO SO CAMBRIICO
△ POLO SO OROVICICO



ESQUITOSIDAD PRINCIPAL SECTOR OCCIDENTAL HOJA 737

Projection	Schmidt
Number of Sample Points	40
Mean Lineation Azimuth	187.4
Mean Lineation Plunge	5.0
Great Circle Azimuth	177.6
Great Circle Plunge	27.1
1st Eigenvalue	0.698
2nd Eigenvalue	0.210
3rd Eigenvalue	0.092
LN (E1 / E2)	1.203
LN (E2 / E3)	0.826
(LN(E1/E2)) / (LN(E2/E3)) ..	1.457
Spherical variance	0.6810
Rbar	0.3190

+ POLO Sp CAMBRIICO
o POLO Sp OROVICICO

Fig. 2.- Proyecciones estereográficas de polos de la estratificación y la esquistosidad principal en el Anticlinorio de Fuente El Fresno.

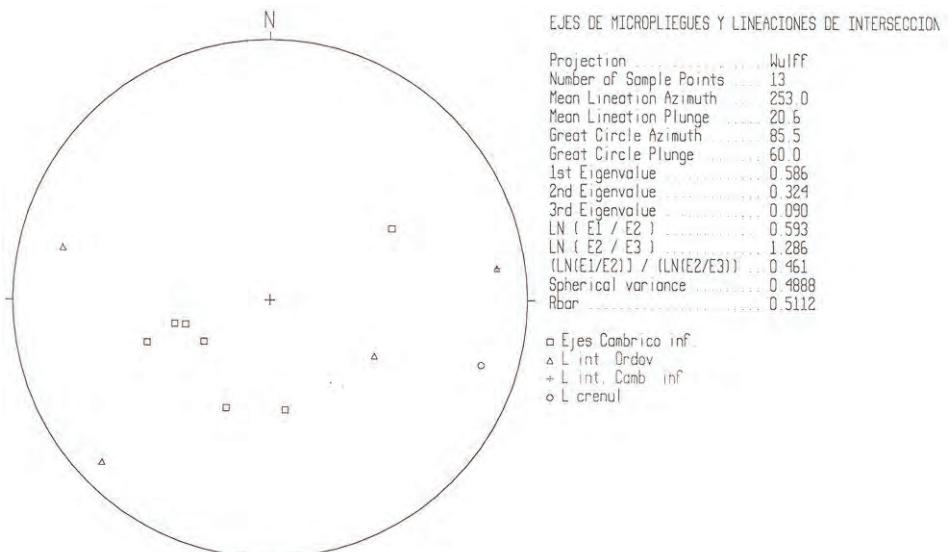


Fig. 2 (cont.).- Proyección estereográfica equiangular de ejes de microfoldes y lineaciones.

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 próxima a E-O, con buzamientos elevados tanto al S (dominantes), como al N (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 microfoldes suele mostrar una disposición en abanico convergente.

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 2^a fase de deformación regional, modifica las estructuras creadas en la Hoja de estudio 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.

Regionalmente la segunda fase de deformación hercínica es bastante heterogénea. Se caracteriza por mostrar 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, en otros puntos parece una fase oblicua. Esta variabilidad espacial podría responder a la reactivación de desgarres de zócalo durante la segunda fase. Así, LÓPEZ DIAZ (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.

Fracturación tardihercínica. En la Hoja de Villarrubia de los Ojos 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 el sistema más importante lleva una dirección NNO-SSE, encontrándose bien desarrollado en el sector noroccidental de la Hoja. Son fallas de desgarre dextrales, 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 al Este de La Calderina y se prolonga a lo largo de 15 km hasta el Santuario de N^a. Sra. Virgen de la Sierra. Produce un desplazamiento en sentido dextral de unos 500 m y asocia pequeñas fallas inversas en su bloque de techo.

Un segundo sistema de fallas lleva una dirección entre NE-SO, OSO-ENE (N70°E) y E-O. Parece ser más antiguo que el anterior. Estas fallas son relativamente frecuentes y fueron reactivadas como normales durante la distensión neógena, aunque durante el periodo tardihercínico pudieron funcionar como desgarres y con componente inverso. Destacan en este sentido la falla que limita por el Sur el Anticlinorio de Los Cortijos y un sistema de fallas en tecla de piano que se localizan en la Sierra de Soloviejo y en la Cruz de Ocaña. Otro accidente de este tipo discurre cubierto bajo los materiales aluviales entre Los Rayados y la Ermita de San Cristóbal. El salto de estas fallas en vertical se estima, como máximo, en unos centenares de metros.

Por último, se observan desgarres dextrales norteados (NNE-SSO a N-S), como sucede en la zona de Párraga y en Los Bañaderos. Esta familia tiene menor desarrollo que las anteriores.

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 Villarrubia 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.

3.2.3. Dominios estructurales

Desde un punto de vista descriptivo se han diferenciado cuatro dominios estructurales en la Hoja de Villarrubia de los Ojos.

En la figura 3 se presenta un esquema estructural de la Hoja omitiendo los recubrimientos recientes. La información sobre la geometría de las estructuras se completa en los dos cortes geológicos que acompañan al mapa geológico. Los dominios estructurales establecidos son:

- Anticlinorio de Los Cortijos
- Anticlinorio de Fuente El Fresno
- Área plegada Sierra de La Virgen-Valle de El Allozar
- Cuenca del Guadiana



Escala 1:200.000

Materiales cuaternarios	Alternancias de Urda / Fm. Soleras Cámbrico Inferior.
Terciario (Plioceno) de la Cuenca del Guadiana	Calizas de Urda / Los Navalucillos Cámbrico Inferior.
Cuarcita Armicana y Estratos Pochico. Arenigense	Fallas
Rocas volcánicas (Complejo volcánico-sedimentario)	Falla supuesta
Serie Púrpura	Anticinal
Areniscas de los cortijos Cámbrico Inferior.	Sinclinal

Fig 3.- Esquema estructural de Villarrubia de los Ojos.

El **Anticlinorio de Los Cortijos** se extiende a lo largo del borde septentrional de la Hoja. En su núcleo afloran los materiales del Cámbrico inferior (Calizas de Navalucillos, formación Soleras y areniscas de Los Cortijos). Estos materiales muestran una estructura peculiar que se aparta en ocasiones a aquella de la cobertura ordovícica. Esto es particularmente visible en la zona de La Calderina, donde un anticinal de eje norteado en cuyo núcleo afloran las calizas, choca con las formaciones superiores que tienen una estructura próxima a E-O. Además, todo el conjunto cámblico es recubierto en discordancia angular por la Unidad nº 7 atribui-

da al ciclo ordovícico, que se encuentra prácticamente horizontal. El seno del Anticlinorio está afectado por grandes fallas ENE-OSO y E-O, siendo el contacto mecánico con los materiales ordovícicos en la zona de El Umbrión.

El **Anticlinorio de Fuente El Fresno** se sitúa al Sur del anterior. Bajo una cobertura ordovícica plegada y fallada se sitúan nuevamente las formaciones cámbicas. En éstas destaca la posición subtabular de las Areniscas de Los Cortijos en la zona de El Piruétano, mientras que al Sur aparecen las calizas de Urda formando pliegues de ejes NE-SO. El límite oriental del dominio viene marcado por una falla normal NE-SO que hunde el bloque suroriental, falla que es reactivación neógena de un accidente más antiguo, posiblemente tardihercínico.

El dominio de la **Sierra de la Virgen-Valle del Allozar**, representa la cobertura ordovícica plegada, que recubre a los anticlinorios anteriormente descritos. Es una zona fuertemente fracturada en la que sobresalen pliegues de primera fase hercínica de tendencia cilíndrica y vergencia Sur dominante. Muchos de estos pliegues muestran flancos cizallados por fallas en parte singenética y en parte tardías. Particularmente importante es la red de fallas tardihercínicas que es intensa en el sector de la Sierra de la Virgen. Destacan las fallas NNO-SSE, algunas con componente inverso importante.

Una zona de estructura peculiar se sitúa justo al Oeste de Villarrubia de los Ojos. Aquí la Cuarcita Armoricana llega a disponerse según rumbo N-S (al E de La Friolera), que se aparta de la dirección dominante de primera fase hercínica. Se interpreta este giro en relación a los desgarres tardihercínicos de dirección ENE-OSO.

El dominio de la **Cuenca del Guadiana** incluye aquí la zona deprimida donde se asientan las Tablas de Daimiel y ocupa todo el borde meridional de la Hoja. Está ocupado por los materiales terciarios de la cuenca que muestran una disposición estructural subtabular, aunque ya en su borde norte se han llegado a medir buzamientos de hasta 15° al Norte. Se interpreta que el borde septentrional de la cuenca en este sector viene limitado por fallas ENE-OSO con hundimiento del bloque meridional, fallas que están recubiertas por los abanicos aluviales procedentes de las sierras paleozoicas.

3.3. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

3.3.1. Tectónica hercínica y prehercínica

Dentro de la Hoja de Villarrubia de Los Ojos, las deformaciones más antiguas de las que se tiene constancia se atribuyen al diastrofismo sárdico. Las capas basales del Ordovícico, atruiñadas tradicionalmente al Tremadoc, descansan en discordancia angular sobre materiales del Cámbrico inferior datados como Bilbilienses (Areniscas de los Cortijos). Esta fase de deformación pudo tener un carácter extensional, con importante papel de fallas de zócalo. En relación a este diastrofismo parece estar asociado el volcanismo ácido a intermedio de El Umbrión-Fuente El Fresno. Hasta el momento, con las dataciones disponibles, principalmente paleontológicas, esta fase de deformación tuvo lugar entre el Cámbrico superior y el Arenigiano 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 Sinclinalio 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 Fontanosa, considerada postfase-1, 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 granitoideos 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 Trías, 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, finioligocena, miocena inferior, intravallesiense o del mioceno superior y pliocenas.

De todas estas fases tectónicas, las más importantes, generadoras de estructuras, son la finioligocena 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 786: 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-Tortoniense 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 llenas 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 Higueruelas 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 más 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 episodios 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 anterior, 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 estudio, hacia su borde meridional, la existencia de dos generaciones de depósitos de conos y abanicos aluviales, (unidades 16,17), de edades Pleistoceno inferior y Pleistoceno medio-superior, respectivamente, se interpreta como reactivaciones de los sistemas como consecuencia de movimientos de fallas durante estos períodos. Por su dimensión y expresión cartográfica son los más importantes los correspondientes a la unidad 17; de cuya localización y geometrías 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. A los movimientos de estas estructuras se atribuyen ligeros basculamientos (15°) hacia el Norte, localmente detectados en materiales la unidad carbonatada (12) del Plioceno superior.

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 sitúa dos epicentros dentro de los límites de la Hoja de estudio (fig. 4), El primero de ellos (nº 5) con fecha 18/4/1989, de magnitud 2,3 e intensidad desconocida (tabla 1), se localiza hacia el vértice NO de la Hoja, sector en el que la fracturación más patente sigue direcciones NE-SO. El segundo epicentro (nº 6), de fecha 11/08/1998, magnitud 1,3 e intensidad desconocida (Tabla 1), se localiza en la Sierra de la Virgen, hacia el sector centro-norte de la Hoja, donde afloran materiales paleozoicos, con predominio de los correspondientes al Tremadoc (unidades 7 y 8), intensamente plegados y compartimentados por fracturas de directriz hercínica.

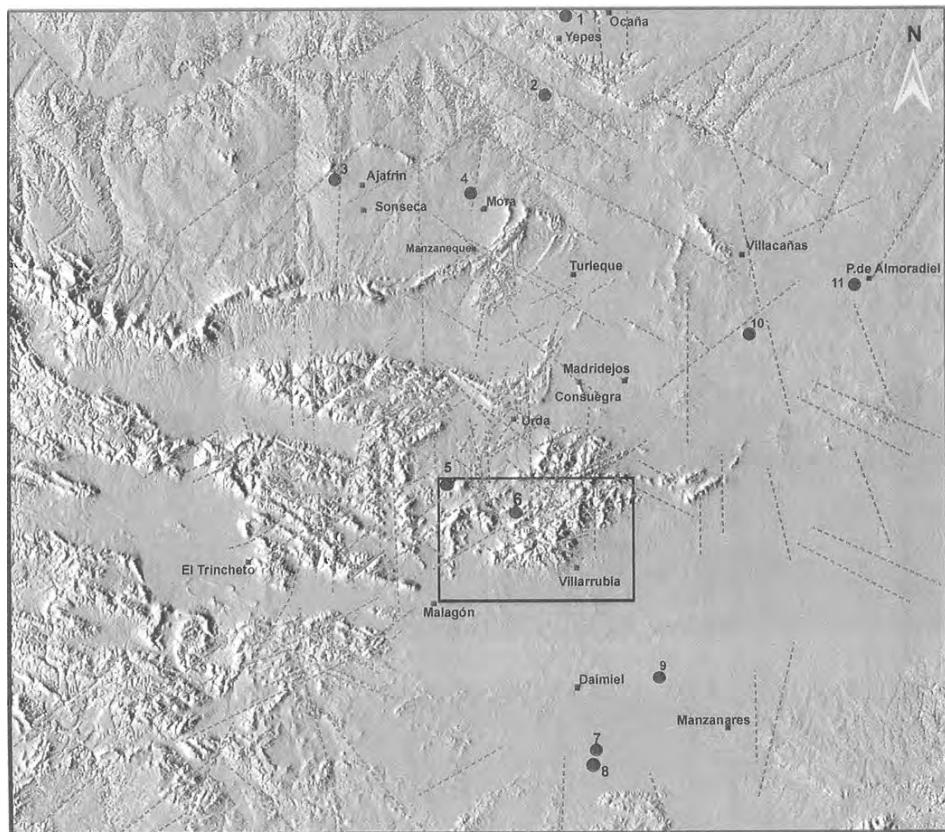


Fig. 4.- Localización Regional de epicentros sísmicos (● 10) Fotolineamientos y situación de la Hoja de Villarrubia de los Ojos.

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	0.8	0.0	8	SSIS	1.4		OCAQATO
2	1998-04-30	07-41-51.7	03-40.8 W	39-54.0 N	0	0.6	0.4	0.0	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
5	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	0.3	0.0	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		VILLACANAS,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 ALMORADIEL,TO
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		

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 FISIOGRÁFICA

La Hoja de Villarrubia de los Ojos se sitúa en la zona de transición 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 Villarrubia de los Ojos posee características netamente continentales. Las precipitaciones medias anuales son del orden de los 500 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.

Orográficamente presenta una altitud que corresponde a la baja montaña.

La mitad norte corresponde al macizo serrano. Las alturas principales están constituidas por la sierra de la Calderina, con una cota de 1210 m, y sus enlaces con las sierras de Valdespino y Valdehierro, con cotas comprendidas entre los 1000 m y los 1139 m del vértice Chupadero.

La mitad S está constituida en su mayor parte por la Llanura Manchega, sobre la que se alza dominante la sierra de la Virgen con la cota principal de la Hoja, que es el vértice Alamillo con 1213 m. Algunos montes isla y serrezuelas de menor altitud como Los Rayados-Morrón Grande (878 m) resaltan sobre el piedemonte serrano.

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

El principal curso fluvial de la Hoja es el río Cigüela, afluente del río Guadiana. Sus afluentes provienen en su totalidad de la margen derecha. Los arroyos de Fuente El Fresno, de la Cañada y del Brocal de Palo son los de trayectoria más larga, estando ausentes en su margen izquierda.

Un pequeño sector de la esquina noroccidental de la Hoja al N del vértice Calderina es tributario de la cuenca del Tajo a través de los afluentes de menor orden del río Algodor.

La cota más baja de la Hoja alcanza los 610 m en el "talweg" del río Cigüela en el borde S de la misma.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja de Villarrubia de los Ojos, la influencia de las morfologías de génesis estructural es muy importante 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 dibuja estructuras de tipo dómico, como el anticlinorio de Urda-Los Campillos en la vecina Hoja de Madridejos, y cubetas de forma groseramente redondeada y diámetros kilométricos adeca-kilométricos como es la terminación oriental del sinclinorio de Los Yébenes, en la Hoja de Turleque.

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 generalmente a los relieves más importantes, mientras que las series areniscoso-cuarcíticas del Cambriico Inferior (Areniscas de Los Cortijos) y de la Serie Púrpura dan lugar a alineaciones secundarias. En esta Hoja, sin embargo, la mayor proporción de ortocuarcitas que presentan las últimas formaciones hace que en muchas ocasiones sean éstas las que dominen el paisaje, como sucede en la sierra de la Calderina y en el Colmillo del Diablo Desesperado.

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

Se han cartografiado en el Mapa Geomorfológico las cuestas 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 cuestas suelen ser moderados, no soliendo superar los 45°. Sólo en algún caso los buzamientos originan hog-backs. 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 en ocasiones se presentan degradadas 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 los 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.

Prácticamente la totalidad de las sierras y cerros paleozoicos permanecen aureolados por recubrimientos de tipo coluvión (unidad 15, a) que presentan sus pendientes completamente regularizadas. La regularización deja las laderas sometidas a un equilibrio metaestable entre los procesos resintásicos 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 arrastre 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. En su génesis son fundamentales los procesos de helada que favorecen la crioclastia de los niveles cuarcíticos fuertemente fracturados y diaclasados, en particular los constituidos por la Cuarcita Armónica y la serie púrpura del Tremadoc-Arenig que, por otra parte, originan como ya se ha indicado las mayores altitudes de la zona de estudio. Este proceso de gelificación 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 importancia que presentan en esta Hoja los 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.

4.2.2.2. Formas fluviales

Las geoformas de génesis fluvial son las dominantes en el territorio ocupado por la Hoja de Villarrubia, en particular las de tipo deposicional, las cuales rellenan considerables extensiones de las llanuras 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 iluviaciόn y carbonatación a los que se han visto sometidos. Como ya se ha indicado en el capítulo 1, 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 %, en sección, dibujan un perfil claramente cóncavo.

El nivel más antiguo (16, d) está pobemente representado en la Hoja. Permanece circunscripto a su tercio N, en valles interiores de las sierras al pie de sus mayores elevaciones: Calderina, Morrón Grande y Mingoliva. El nivel más reciente (17, e) se extiende por buena parte de la

mitad S, tapizando con un manto de derrubios tanto el piedemonte meridional de los Montes de Toledo como buena parte del Plioceno de la cuenca del Guadiana.

Las áreas de alimentación de estos abanicos son las laderas y cuencas de drenaje internas de las sierras paleozoicas.

Estos piedemontes corresponden a sedimentos de grandes aparatos de abanicos aluviales coalescentes desarrollados en etapas climáticas más frías y pluviosas que las actuales en la región, con caudales suficientes en los distributarios como para transportar el importante volumen de sedimentos movilizado.

Las terrazas fluviales están poco representadas en toda la zona, y se han formado con posterioridad al desarrollo de los abanicos aluviales. El nivel más antiguo se dispone a 6 m sobre el cauce del arroyo de los Aveteados, justo en el borde S de la Hoja, mientras que el más moderno lo hace a +2-3 m en los arroyos del Cambrón y Picones.

Por sus características sedimentarias e identidad de áreas fuente, son materiales muy parecidos a los que constituyen los abanicos aluviales pero depositados por distributarios de una red más jerarquizada. Sin embargo, sus características morfográficas permiten la asignación a terrazas fluviales.

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.

El único auténtico río de régimen casi permanente de la Hoja es el Cigüela. La escasísima pendiente longitudinal que presenta, inferior al 0,3 por 1000, ha provocado la excavación y canalización artificial de su cauce para favorecer el drenaje. Sin embargo, durante el Holoceno la baja pendiente que dificulta el avenamiento, y la conexión de la llanura aluvial con niveles piezométricos muy próximos a la superficie del terreno han propiciado los encarcamientos estacionales, permitiendo la génesis de playas secas y playas húmedas. Las primeras corresponden a zonas encharcadas estacionalmente, mientras que las segundas lo están permanentemente. Numerosos relieves residuales de las calizas pliocenas destacan sobre las turberas, humedales y depósitos de las playas formando islas como las de los Cerros de Entrambasaguas y de la Choca.

Se han cartografiado mediante criterios fotogeológicos sobre las fotos aéreas de 1984, por lo que en la actualidad sus límites respectivos han podido sufrir pequeñas variaciones. Puede indicarse que se ha producido una disminución de la extensión de las playas húmedas, dada la tendencia regional hacia la aridificación del clima y el gran descenso de los niveles freáticos en los últimos años por la sobreexpplotación del acuífero 23.

También se han cartografiado los depósitos de fondo de valle de numerosos arroyos de la zona.

Suelen adaptarse, en múltiples ocasiones mediante codos que forman ángulo recto, a la red de fallas que afectan al sustrato, conservando la misma dirección.

No tienen gran desarrollo tanto en anchura como en espesor de los materiales que los constituyen, aunque llegan a superar 1 Km de ancho en El Riachuelo junto a la localidad de Malagón.

Otros elementos geomorfológicos cartografiados son las pérdidas de drenaje de numerosos arroyos. Se producen por la infiltración de los escasos caudales gracias a la alta permeabilidad de los sedimentos de abanicos aluviales y conos de deyección.

Por último, se ha representado la red de incisión lineal, que tiene escaso desarrollo y apenas ha podido excavar su canal sobre los fondos aluviales dados los condicionamientos climáticos y litológicos de la Hoja, y alguna ladera sometida a procesos erosivos de arroyada en regueros.

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, que básicamente se reducen a encostramientos carbonatados.

Aunque en la Hoja de Villarrubia 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 relict de una antigua superficie de erosión sobrelevada 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 (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.

El elemento morfológico que mejor define el sector de la Hoja correspondiente a la cuenca del Guadiana es la presencia de amplias planicies formadas por encostramientos carbonatados de tipo dalle (unidades 13 y 14, I y m) desarrollados sobre sendas superficies de erosión-colmatación que MOLINA (1974) denominó en los cercanos Campos de Calatrava como S_1 o "superficie superior de la Llanura Manchega" y S_2 o "superficie fundamental de la Llanura Manchega".

Se tratan de costras zonales, formadas por repetición múltiple de procesos sedimentarios y edáficos.

La unidad 13 es correlacionable con los depósitos de la primera superficie poligénica de la cuenca del Tajo y con los glacis 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. En la Hoja se mantiene en cotas comprendidas entre los 640 y 630 m.

La unidad 14 se encaja unos 10 m sobre la superficie superior, encontrándose a 15-20 m sobre el cauce del Cigüela. Ocupa cotas comprendidas entre los 637 y 627 m, y regionalmente desciende de ENE a OSO.

4.2.2.4. Formas kársticas

Se desarrollan sobre los materiales carbonatados de ambos niveles de costras S_1 y S_2 y sobre la unidad calcárea pliocena.

Las dolinas presentan contornos circulares, semicirculares, elípticos y elongados y profundidades de unos 10 -15 m las mayores, situadas sobre las calizas pliocenas, mientras que las localizadas sobre las costras no sobrepasan 1-2 m por lo común. Las más grandes superan los varios centenares de m de diámetro, pero no pasan de las pocas decenas de metros la inmensa mayoría, las cuales se han representado en la cartografía como campo de pequeñas dolinas. Hay que indicar que algunas de ellas podrían considerarse dolinas cubiertas al estar tapizadas por una delgada cobertura arenosa correspondiente a un manto eólico.

Las uvalas se forman por coalescencia de dos o varias dolinas, presentan formas más irregulares y aunque sólo están representadas de forma parcial en la Hoja superan los hasta 5 Km de desarrollo en la vecina Hoja de Daimiel.

4.2.2.5. Formas lacustres

Las formas de origen lacustre tienen muy escasa representación en la Hoja. Tan sólo existe una pequeña zona endorreica al SE de Villarrubia de los Ojos, situada a lo largo del valle kárstico de El Chaparral del Duque.

Presenta una forma alargada, con unos 1500 m de diámetro mayor y 300 a 400 de anchura, y una profundidad de unos 15 m bajo la cota que define la costra carbonatada de la unidad 14, m.

4.2.2.6. Formas eólicas

En el cuadrante sureste de la Hoja se producen unas extensas acumulaciones arenosas que tienen continuidad decakilométrica a través de las Hojas contiguas.

En particular, el afloramiento más meridional presenta una cartografía en planta interpretable como una gigantesca duna parabólica cuyos brazos tienen una anchura de unos 300 a 500 m y longitudes entre 4,5 y 7,5 Km, esta morfología también podría ser interpretada como originada por la coalescencia de dos cordones dunares que forman un ángulo de unos 30- 35° entre sí. Los vientos dominantes que se deducen proceden fundamentalmente del oeste y del suroeste.

Localmente pueden observarse pequeñas formas menores correspondientes a dunas ovoides que no sobrepasan los 2 m de altura, aunque la intensa roturación de los terrenos ha hecho desaparecer dichas morfologías habitualmente.

Las formas eólicas tienen una génesis policíclica iniciada posiblemente en el Plioceno más superior y que perdura en la actualidad, donde los procesos de deflacción eólica con explotación de los materiales son activos sobre los suelos agrícolas.

4.2.2.6. Formas antrópicas

En la zona de estudio son diversas las actuaciones humanas que implican sustanciales modificaciones del relieve, principalmente las que guardan relación con las actividades agrícolas y mineras.

Se han representado en la cartografía tanto el rectilíneo canal que rectifica los cauces anastomosados del río Cigüela como una extensa zona de reciente roturación situada en la zona centromeridional de la Hoja, en la cual las laderas de la sierra han sufrido un intenso aterrazamiento con fines forestales.

Por último, se han cartografiado algunas canteras de tamaño notable que explotan tanto las calizas marmorizadas de Urda-Los Navalucillos en las cercanías de Fuente el Fresno como las calizas pliocenas o los materiales detriticos de las playas secas hacia el S y SE de Villarrubia.

4.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA

Para la redacción de este epígrafe se tendrán en cuenta tanto los datos obtenidos en la relocalización de la Hoja de Villarrubia de los Ojos como en las cercanas de Turleque, Malagón y Madridejos, así como los que se desprenden de la bibliografía aplicables al sector del Macizo Hespérico donde se enclave 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 MUÑÓZ, 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 pizarroso, 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, entre otras localidades toledanas.

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 intermontañosas 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, incluyéndolos 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 laminarbandeado y multiacintado, espesos y muy cementados. Su edad es de -2'5 Ma, esto es, Villafranquense 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 cobertura 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 del sector de los Montes de Toledo situado al N de la Hoja de Villarrubia. 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 Malagón.

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 estacionales de heladas en las cotas más elevadas man-

tiene los aportes de material que originan los canchales y pedreras.

Otros depósitos de esta edad están relacionados con el desarrollo de pequeñas cuencas endorreicas generalmente ligadas a la karstificación de niveles carbonatados, ya sean las costas calcáreas o los sedimentos calcimargosos del Plioceno de la Llanura manchega.

Los últimos retoques geomorfológicos vienen dados por la actividad kárstica, muy importante sobre los materiales carbonatados que forman parte de la cuenca del Guadiana, y por la acción eólica que permite las acumulaciones arenosas del manto eólico. También los movimientos en masa de tipo deslizamiento han tenido su importancia en la evolución dinámica del paisaje en los tiempos subactuales.

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 próximas a los 500 mm anuales y temperaturas medias de unos 13 °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 gelifracción estacional de los materiales paleozoicos que constituyen las cotas serranas más elevadas por efecto de la acción periglaciar. 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 períodos 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 y eólico 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 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. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja de Villarrubia de los Ojos 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 cuenta 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 mareas.

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 Arenigense, 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 períodos 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 originaria fallas, pliegues y esquistosidad, posteriormente modificadas por la segunda fase de deformación y anterior a la fracturación tardihercínica. A este etapa, entre la segunda fase de deformación y la fracturación tardihercínica, corresponde la intrusión del granito de Madridejos, 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 Permotriás 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 constitúan.

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 retramiento 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 subcuenca interna 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.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

El Instituto Nacional de Meteorología dispone en esta Hoja de dos observatorios, el de Malagón y el de Fuente El Fresno. La precipitación anual media es de 485 mm.

La isoterma anual media corresponde a la representativa de 12 °C. La evapotranspiración potencial anual media supone 800 mm. En la página siguiente (Fig. 5) se muestra la distribución espacial de las precipitaciones, temperaturas y evapotranspiraciones potenciales medias en la Hoja de Villarrubia de los Ojos.

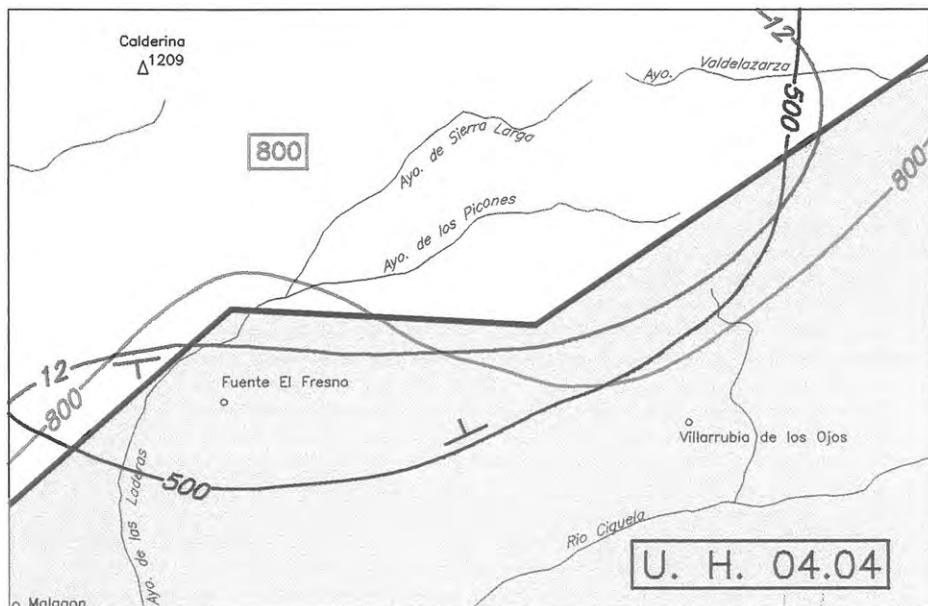
Desde el punto de vista agroclimático la Hoja se caracteriza del siguiente modo:

- Tipo de invierno: Averno Cálido
- Tipo de verano: Arroz
- Régimen de humedad: Mediterráneo seco

El régimen térmico es el templado. En función de éste y del Régimen de Humedad resulta un tipo climático Mediterráneo templado-seco.

Desde el punto de vista hidrológico cabe destacar que la Hoja se encuentra en la cuenca del Guadiana y es atravesada en su esquina suroriental por las Tablas de Daimiel. La evaporación de esta zona encharcada constituye una de las principales salidas naturales de la Unidad Hidrogeológica 04-04. A través de gran parte de la Hoja discurre el Arroyo de Los Picones.

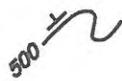
No existe en el área de estudio ninguna estación de aforos del M. M. A.



ESCALA 1:200.000

U. H. 04.03

UNIDAD HIDROGEOLÓGICA CONSUEGRA – VILLACAÑAS.



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



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 Villarrubia de los Ojos.

En la figura 5 se indica la situación de esta Hoja en relación con las Unidades Hidrogeológicas más próximas. Aproximadamente la mitad de la extensión de la Hoja se encuentra en la Unidad Hidrogeológica 04-04, Mancha Occidental. La esquina suroccidental de la zona de estudio limita con la Unidad Hidrogeológica 04-05, Ciudad Real.

Dentro de esta unidad se encuentran representadas dos subunidades hidrogeológicas principales.

La más alta está formada por materiales terciarios y cuaternarios, en donde los niveles acuíferos más importantes van asociados a los materiales calcáreos atribuidos al Mioceno. El resto de depósitos terciarios, con materiales volcánicos asociados y los recubrimientos pliocuaternarios y cuaternarios más recientes pueden igualmente formar acuíferos dentro de la subunidad hidrogeológica superior.

La subunidad inferior no aflorante en la Hoja de Villarrubia de los Ojos, está asociada a materiales carbonatados jurásicos y cretácicos, que se desarrollan principalmente en la mitad oriental de la unidad hidrogeológica.

Ambas subunidades están separadas por un nivel intermedio que funciona como acuitardo y que se encuentra formado por materiales detriticos terciarios, inferiores al Mioceno carbonatado y materiales de baja permeabilidad cretácicos.

En la subunidad superior, los acuíferos son libres y recargados por la infiltración directa del agua de lluvia y lateralmente por las unidades vecinas, cuyas salidas naturales son la evapotranspiración, el drenaje del río Guadiana y la escorrentía subterránea a la cuenca del río Júcar.

En la subunidad inferior, los acuíferos funcionan como semiconfinados, libres o confinados y su equilibrio vendrá determinado por sus relaciones con la subunidad superior y con las unidades hidrogeológicas colindantes.

Los datos piezométricos disponibles ponen de manifiesto que la circulación del agua en el acuífero, hasta que se inició la sobreexplotación del mismo, presentaba un flujo regional hacia el Oeste, con descargas en los Ojos del Guadiana y en las Tablas de Daimiel, donde los aportes de aguas subterráneas mantenían las zonas encharcadas.

Actualmente, debido al fuerte incremento de las extracciones, se ha alterado el régimen natural del ciclo hidrológico, desapareciendo las salidas del acuífero y desplazando flujos hacia el Este.

La calidad de las aguas subterráneas en la subunidad superior es en general aceptable. En la subunidad inferior la calidad de las aguas es variable debido a la heterogeneidad propia de la formación pero en general se trata de aguas de calidad deficiente, con elevadas cantidades en Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , y Ca^{++} . Los valores de la conductividad están comprendidos entre 600 y 3000 $\mu\text{mhos}/\text{cm}$.

En el aspecto referente a la prevención y control de contaminación de las aguas cabe destacar la existencia de un filtro verde, realizado en el año 1982 en Villarrubia de los Ojos.

Los principales consumos de agua se originan en los regadios. En los dos términos municipa-

les representados en Hoja, Villarrubia de los Ojos y Fuente El Fresno, las superficies regadas y consumos de agua correspondientes al año 1994 eran las siguientes:

TÉRMINO MUNICIPAL	SUP. REGADA (ha)	CONSUMO (hm ³ /año)
Villarrubia de los Ojos	2.780	7.4
Fuente El Fresno	262	0.9

6.2. RECURSOS MINERALES

Dentro del ámbito de la Hoja de Villarrubia de los Ojos, la actividad minera se restringe al campo de las rocas industriales, fundamentalmente áridos, sin que se describan o se hayan detectado en campo indicios mineros de otras categorías. En la Tabla 2 se sintetizan las características de los indicios mineros de la Hoja.

A excepción de la Cantera de los Rayados, explotación activa importante, el resto de los indicios son de escasa entidad y de tipo artesanal.

6.2.1. Rocas y minerales industriales

En relación a las rocas industriales, se han identificado en la Hoja 9 labores mineras, todas ellas para áridos, que se agrupan en las siguientes sustancias:

- GRAVA Y ARENA: A excepción del indicio nº 1 (Las Coladas), consistente en una pequeña cantera con frente de 20m x 3m, en la que, con carácter intermitente, se extraen arenas miocenas, los indicios de extracción de arenas, siempre de escasa entidad, se localizan sobre acumulaciones de arenas eólicas en distintos puntos del SE de la Hoja (indicio nº 5). Las arenas se utilizan como árido para construcción, dentro de un ámbito muy local.

Las explotaciones de grava en la Hoja (indicios nº 2, 5, 6 y 7), son, en todo caso, de tipo artesanal y se localizan sobre materiales aluviales. La actividad es intermitente y el producto se utiliza como árido de construcción.

- LIMOLITAS: Estos materiales (limolitas del Tremadoc.) se explotan con carácter artesanal en el Cerro de las Cabezuelas (indicio nº 8). La producción se comercializa, en el ámbito comarcal, como pavimento rústico y como material de construcción para el revestimiento de los bajos de fachadas de viviendas.

- CALIZAS: Dentro de la Hoja de Villarrubia de los Ojos, existen dos indicios mineros de muy desigual importancia. El indicio nº 4 consiste en una cantera artesanal inactiva en la que se extraían calizas miocenas para la fabricación de cal y para piedra de construcción. El indicio nº 9 (Los Rayados) consiste en una cantera activa, con frente abierto actual de unos 150m x 15m, en la que se explotan las Calizas de Urda (Cámbrico Inferior) como árido para la fabricación de hormigones.

Nº INDICIO INV. R. I.	Nº INDICIO HOJA 737	NOMBRE INDICIO	MUNICIPIO	COORDENADAS UTM X Y	SUSTANCIA	MORFOLOGÍA	TAMAÑO	EDAD	OBSERVACIONES
04374	1	La Colada	Villarrubia de los O.		Arena	Estatiforme	Pequeña	Mioceno	Cantera con frente de 20 m x 3 m
04513	2	-	Villarrubia de los O.		Grava	Lenticular	Pequeña		
04533	3	-	Villarrubia de los O.		Marga	Estatiforme	Pequeña		
-	4	-	Villarrubia de los O.		Caliza	Estatiforme	Pequeña		Cantera artesanal para piedra de calcreo y contruc.
-	5	-	Villarrubia de los O.		Grava-Arena	Lenticular	Pequeña	Cuaternario	Varias explotaciones artesanales
	6	-	Fuente El Fresno		Grava	Lenticular	Pequeña	Cuaternario	Explotación artesanal para áridos
	7	-	Fuente El Fresno		Grava	Lenticular	Pequeña	Cuaternario	Explotación artesanal para áridos
	8	Las Cabezuelas	Fuente El Fresno		Limolitas	Estatiforme	Pequeña	Tremadoc.	Explot. artes., piedra para paviment. y contruc.
	9	Los Rayados	Malagón		Caliza (áridos)	Estatiforme	Grande	Cámbrico Inf.	Cantera activa con frente actual de 150 m x 15 m

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

6.2.2. Minerales metálicos

En este apartado se describen las labores mineras correspondientes al indicio nº 10 (Montón de Trigo), cuyas labores, aún sin disponer de datos determinantes, parecen corresponder a la investigación-explotación de mineralizaciones filonianas. Las labores se localizan sobre la Calizas de Urda y consisten en dos socavones abiertos en la dirección N42°E (coincidente con la dirección de la S. en este punto) y, probablemente, galería transversal subterránea puesta de manifiesto por la existencia en superficie de chimeneas alineadas transversales a la dirección de los socavones. No existen escombreras en el entorno ni se han observado mineralizaciones que justifique la existencia de las labores descritas.

6.3. 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.

Los puntos inventariados en la Hoja de Villarrubia de los Ojos son los siguientes:

PIG nº 1: Cantera en los materiales limolítico-pizarrosos de aspecto varvado del tramo superior de la Serie Púrpura, en el Cerro de las Cabezuelas de Sierra de la Calderina.

Se explotan para su aplicación en la construcción como losetas.

PIG nº 2: Cantera de las calizas de la Fm. Calizas de Urda-Los Navalucillos (Cámbrico inferior) en los Rayados. Estructura anticlinal y fallas normales en las calizas de aspecto tableado/laminado.

La explotación de estos materiales es para su uso como áridos.

PIG nº 3: Parque Nacional de las Tablas de Daimiel, con sus humedales, tuberías y sedimentos eólicos. Interés geomorfológico e hidrogeológico altos e influencia internacional también por su importancia para la acuifauna.

El resto de los afloramientos de los distintos materiales son de escaso interés para ser inventariados.

De cada uno de estos puntos, se ha rellenado una ficha con la situación, características, influencia, accesos, fotos, etc., las cuales se adjuntan al IGME como información complementaria a la memoria.

7. 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). "Evolución 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 ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MÍRA LÓPEZ, M.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTA MARÍA, J.; Y SOLE F. J. (1988). "Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cárnicos 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 Cárlico 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 págs.*

- BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'etude des formations ante-ordoviciennes 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.; ANADÓN, 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 GARCIA, 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 CABANERO, 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 cámbicas 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, Cacereña 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) 1^a 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 RUIZ, J.; CEBRIÁ, J. M.; DOBLAS, M.; OYARZUN; R. HOYOS, M. Y MARTÍN, C. (1993). "Cenozoic intra-plate volcanism related 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.
- McDOUGALL BRENCHLEY, 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 (Cambrico 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 Arqueociátidos 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. Naturwiss. Fak. Univ. Münster*. 109 págs. (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.; PELLTERO, E.; CANTANO, M. Y JORDÁ, J. (1985). "Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeno". *Studia Geol. Salamanticensia*. 20, 115-126.
- MONTESERÍN, V. (1984). "Hoja geológica y memoria de las Hojas nº 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 nº 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 nº 709 (Anchuras)". *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª Serie. MAGNA; IGME, Madrid*.

- ORDÓÑEZ, 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.
- ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, E. Y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1982). "Mudstones associated with sodic salt deposits in the Madrid Bassin (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. Asturica*, 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). "Neotectonía en el antepaís 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 antepaís de las Cordilleras Béticas orientales: determinación del tesor de esfuerzos actual". *Geogacetas*, 20 (4), pp. 932-935.
- ROIZ, J.M. (1979). "La estructura y la sedimentación hercíniana, 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* n° 9. pp. 81-117.

- SAN JOSÉ, M.A.; DE PELAEZ, 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. Asturica*. 20. pág. 4-56.
- WEGGEN, K. (1955). "Stratigraphie und tektonik der sudlinchen Montes de Toledo (Spanien)". *Diss Math. Natur. Fak. Univ. Münster*.



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

ISBN: 978-84-7840-896-2

9 788478 408962