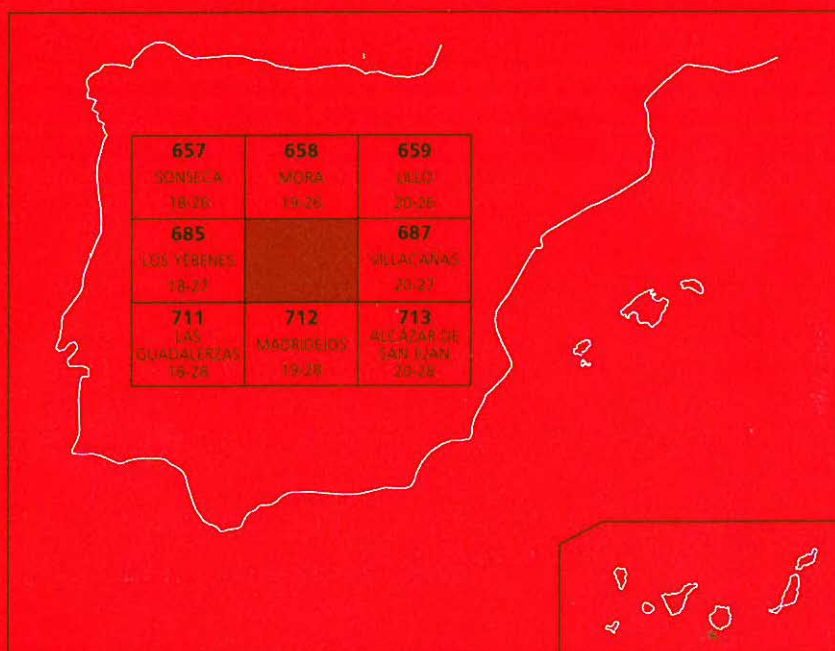




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



TURLEQUE

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

TURLEQUE

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

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

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 728-12-006-9
ISBN: 978-84-7840-891-7
Depósito legal: M-2207-2013

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

Las presentes Hoja y Memoria (Turleque-686) han sido realizadas por el C.G.S., dentro del programa MAGNA, durante 1999-2000, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

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

Dirección y supervisión

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

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

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

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO	9
1.3. ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. PALEOZOICO	13
2.1.1. Grupo del Cámbrico Inferior (Grupo de Valdelacasa)	13
2.1.1.1. Limolitas, limolitas arenosas y areniscas grises y verdosas (3). Alternancias de Urda/Fm. Soleras. Rocas volcánicas (4). Marianiense-Bilbiliense. Cámbrico inferior	15
2.1.1.2. Areniscas y cuarcitas (5).Fm. Cortijos. Marianiense-Bilbiliense. Cámbrico inferior	16
2.1.2. Grupo del Cámbrico medio-Tremadoc ?	17
2.1.2.1. Complejo Volcano-sedimentario (6)	17
2.1.3. Grupo del Ordovícico	18
2.1.3.1. Conglomerados y cuarcitas (7). Tramo basal de la Serie Púrpura. Tremadoc	19
2.1.3.2. Cuarcitas, areniscas y pizarras (8). Tramo superior de la Serie Púrpura. Tremadoc	20
2.1.3.3. Cuarcitas blanquecinas en bancos gruesos (9). Cuarcita Armori- cana. Arenig	21
2.1.3.4. Cuarcitas y pizarras (10). Serie de Pochico-Capas de Marjaliza. Arenig	22
2.1.3.5. Pizarras, areniscas y cuarcitas (11). Pizarras de Navatrasierra. Llanvirniense	23
2.2. Terciario	24
2.2.1. Conglomerados, areniscas y arcillas, amarillentas a blanquecinas (12). Arcillas, limolitas y arenas amarillentas (13). Serie Ocre. Oligoceno- Mioceno inferior	24
2.2.2. Arcillas y limolitas rojas, con pasadas de arenas (14). Limolitas y arenis- cas rojizas, ligeramente cementadas (15). Margas blancas con intercala- ciones arcillosas grises y anaranjadas y de carbonatados (16). Serie Roja. Vallesiense-Turolense	26
2.2.3. Encostramientos carbonatados y limo-arcillas. (17). Costras. Plioceno superior-Pleistoceno	27

2.2.4. Cantos, gravas, arenas y limos. (18). Piedemonte de la Raña. Plioceno superior-Pleistoceno inferior	28
2.3. CUATERNARIO	28
2.3.1. Cantos, gravas y bloques en matriz arcillo-arenosa rojiza. Encostramientos carbonatados locales. Coluviones (19). Derrubios de ladera (25). Pleistoceno inferior-medio y Pleistoceno superior-Holoceno	28
2.3.2. Cantos y gravas con encostramientos carbonatados locales (20, 21 y 22). Abanicos y conos aluviales. Pleistoceno	29
2.3.3. Cantos y gravas poligénicas, arenas y limo-arcillas (23 y 24). Terrazas. Pleistoceno superior	29
2.3.4. Cantos y bloques angulosos de cuarcita (26). Canchales. Holoceno	30
2.3.5. Cantos y gravas en matriz limo-arenosa (27). Conos de deyección. Holoceno	30
2.3.6. Gravas y cantos poligénicos, arenas y limo-arcillas (28). Aluviales y fondo de valle. Holoceno	30
2.3.7. Limo-arcillas y gravas (29). Fondos endorreicos	31
2.3.8. Escombreras, vertederos y diques (30). Antrópico Subactual	31
3. TECTÓNICA	31
3.1. TECTÓNICA REGIONAL	31
3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA	33
3.2.1. Los materiales	33
3.2.2. Las fases de deformación	34
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	40
3.4.2. Sismicidad	41
4. PETROLOGÍA	44
4.1. ROCAS PLUTÓNICAS (2)	44
4.2. ROCAS FILONIANAS (1)	44
5. GEOMORFOLOGÍA	44
5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA	44
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	46
5.2.1. Estudio morfoestructural	46
5.2.2. Estudio del modelado	46
5.2.2.1. Formas de laderas	47
5.2.2.2. Formas fluviales	47
5.2.2.3. Formas poligénicas	48
5.2.2.4. Formas kársticas	49
5.2.2.5. Formas lacustres	50
5.2.2.6. Formas antrópicas	50
5.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA	50
5.4. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL y TENDENCIAS FUTURAS	52

6. HISTORIA GEOLÓGICA	53
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	55
7.1. HIDROGEOLOGÍA	55
7.2. RECURSOS MINERALES	56
7.2.1. Rocas y minerales industriales	57
7.2.1.1. Áridos	57
7.2.1.1. Arcillas	57
7.2.1.3. Cal	57
7.2.1.4. Piedra de construcción	58
7.2.2. Minerales metálicos	58
7.3. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	58
8. BIBLIOGRAFÍA	61

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La hoja de Turleque (686) está situada en el sector nordeste de los Montes de Toledo y al sur de la Cuenca del Tajo. Administrativamente pertenece en su totalidad a la provincia de Toledo (Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha).

El principal núcleo de población es Turleque con algo más de 900 habitantes, seguido de Manzaneque con aproximadamente la mitad de población.

La fisiografía de la zona se caracteriza por el predominio de sierras y "montes isla" con relieves suaves y alturas medias comprendidas entre los 800 y 900 m, rodeadas por zonas deprimidas, llanas, de cotas medias comprendidas entre los 600 y 700 m.

Entre las zonas elevadas destacan al norte las Sierras de los Yébenes (963 m) y de la Rabera (930 m), en la zona centro Serrezuelas (820 m) y Algodor (815 m), y al sur la Sierra del Aljibe (840 m), y La Carbonera (764 m). Las zonas más bajas se encuentran a lo largo del cauce del río Algodor con cotas de 660 m.

La red hidrográfica de la Hoja se halla, en gran parte, en el dominio de la cuenca hidrográfica del Tajo, siendo el tributario más importante el río Algodor, que atraviesa el sector noroeste de la Hoja con dirección SO-NE y que se encuentra regulado por el embalse de Finisterre; la esquina sureste, separada de la anterior por una divisoria de aguas poco marcada, vierte sus aguas a la Cuenca del Guadiana, siendo su afluente más importante el que discurre por la Cañada de Torrejón.

1.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

La Hoja de Turleque ocupa desde el punto de vista geológico el límite nororiental del Macizo Hespérico, el sector meridional de la Depresión del Tajo, así como el septentrional 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 la Orogenia Hercínica, y de forma más restringida (esquina noroeste) granitoides del Complejo Plutónico de Mora-Gálvez.

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 la cobertera neógena 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 cámbricos 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 asignó 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 paleozoicas en áreas próximas a este 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 este 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 cámbricos y ordovícicos en 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; ALIA *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 Intravallesiense; 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 MEGÍAS, 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. Detrítico yesífera 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 detríticos 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 cobertera 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 Higuieruelas. ALBERDI *et al.* (1984) actualizan la paleontología y bioestratigrafía de este 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 por 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 sárdica 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, a la primera de las cuales asocia la formación de la esquistosidad y la estructuración principal del área, y la segunda generó macropliegues de dirección NE-SO y esquistosidad secundaria.

ALIA 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 cobertera 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) N140°-160° al que se superpone un tensor secundario (Ibérico) de compresión según N60°-70°.

En este apartado hay que hacer referencia al trabajo de APARICIO (1971) quien estudió los materiales que afloran en el macizo cristalino de Toledo, describiendo los granitoides que forman parte de éste.

Los últimos aportes en el conocimiento de los granitoides del área corresponde a la tesis de ANDONAEGUI (1990), y trabajos posteriores de la misma autora (ANDONAEGUI, 1992; 1994) quien estudia los caracteres geológicos, petrográficos, geoquímicos, mineraloquímicos y geocronológicos de los granitoides. En ese trabajo también se hace una caracterización del metamorfismo de contacto, tanto en sedimentos pelíticos como en los sedimentos carbonatados cámbricos, asociado a la intrusión del plutón de Mora-Gálvez.

VILLASECA *et al.* (1993) realizaron una síntesis cartográfica a escala 1:150.000 de los granitoides de la Sierra de Guadarrama y Montes de Toledo.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Turleque afloran tres conjuntos de materiales, claramente diferenciados; por una parte, las rocas graníticas del Complejo Plutónico de Mora-Gálvez, aflorantes en la esquina noroeste de la Hoja; los materiales cuarcíticos y pizarrosos pertenecientes al Cámbrico y Ordovícico (Dominio de Pliegues verticales de la ZCI) mayoritarios en la mitad noroeste de la misma, así como los que constituyen los resaltes que destacan en el paisaje del sector sureste, y por último los sedimentos detríticos de origen continental del Mioceno, Plioceno y Cuaternario (Depresión del Tajo y Manchega) que, por una parte, rellenan los paleorelieves del primer sector citado y que por otra, de forma más extensa y con mayor desarrollo, se extienden por el segundo sector considerado.

Las rocas graníticas se describen en el capítulo 4 de Petrología.

2.1. PALEOZOICO

Los materiales esquistosos y cuarcíticos del Paleozoico de la Hoja de Turleque, 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 1. En este, 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 este 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 una alternancia de limolitas, arenas y pizarras (Alternancias de Urda/Fm. Soleras) que a techo pasan a areniscas y cuarcitas (Fm. Cortijos).

En la Hoja de Turleque solamente afloran, y parcialmente, las litofacies del tramo superior (Capas intermedias).

ORDOVÍCICO	Cuarcita Armoricana	<p>PIZARRAS RÍO - CAPAS DE TRISTANI - PIZARRAS DE NAVATRASIERRA (tramo inferior)</p> <p>ESTRATOS POCHICO (TAMAIN 1972) - CAPAS DE MARJALIZA</p> <p>CUARCITA ARMORICANA</p> <p>SERIE PÚRPURA (Fm. Base de TAMAIN 1971 Niveau Rouge de BOUYX, 1970)</p> <p>Complejo Volcánico-Sedimentario Fase Toledánica</p> <p>Areniscas y cuarcitas (50-60 m)</p> <p>Fm. Cortijos</p> <p>Fm. Soleras</p> <p>Fm. Calizas de Navalucillos (150 m) Areniscas del Azorejo (600-600 m) Pizarras de Pusa (600 m)</p> <p>Capas de Transición</p> <p>Pizarras de Valdelacasa</p>	<p>PRE- CÁMBR.</p>
	<p>Fase Ilerdica</p> <p>Fase Toledánica</p>		
<p>LLANVIRN.</p> <p>ARENIG.</p> <p>TREMAD.</p>	<p>ORDOVÍCICO</p>	<p>CÁMBRICO</p>	<p>PRE- CÁMBR.</p>
<p>SECTOR OCCIDENTAL</p> <p>Varias citas de diferentes autores: (SAN JOSÉ; ZAMARREÑO; HERRANZ; MORENO etc.)</p>		<p>SECTOR ORIENTAL</p> <p>ESCORZA (1971, 1972)</p>	<p>SECTOR NORTE</p> <p>APARICIO (1971)</p>

LOTZE (1961)

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

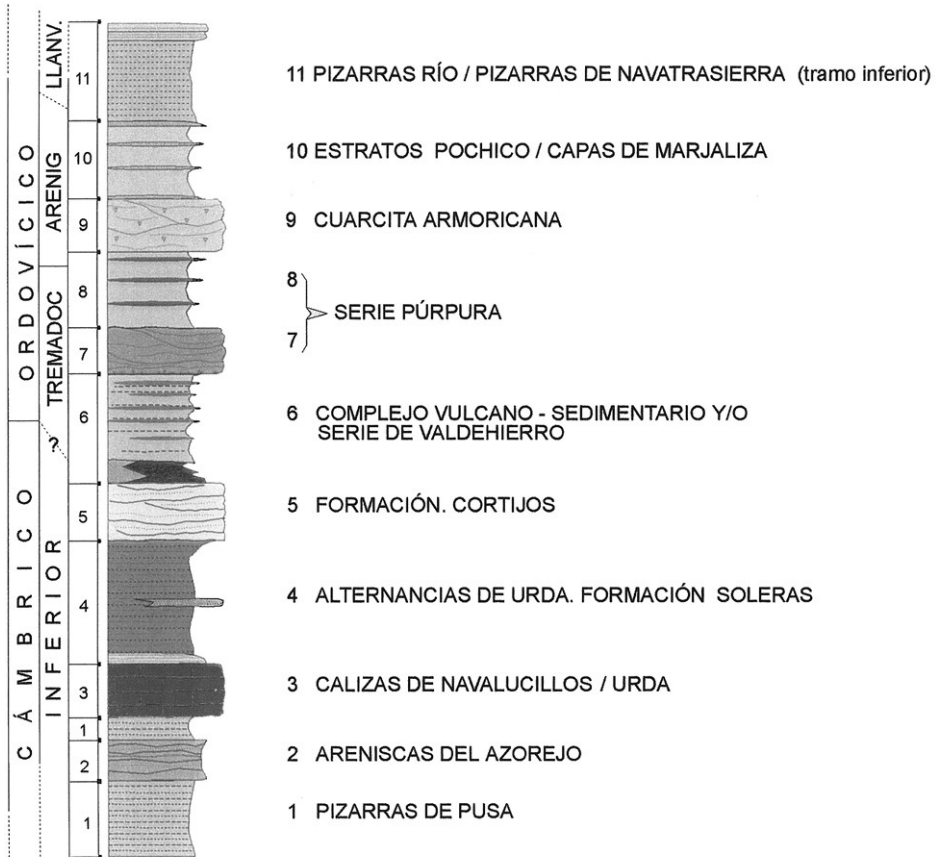


Fig. 1.- Columna sintética y tramos cartográficos del área de estudio.

2.1.1.1. Limolitas, limolitas arenosas y areniscas grises y verdosas (3). Alternancias de Urda/Fm. Soleras. Rocas volcánicas (4). Mariariense-Bilibiliense. Cámbrico inferior

Esta unidad cartográfica, muy característica en zonas al sur de la que nos ocupa (Hoja de Madridejos-712), en la Hoja de Turleque solamente aflora en la ladera sureste de las Sierras de la Carbonera y Pedragosa, crestones que cruzan la Hoja en su esquina sureste con dirección NE-SO. Regionalmente, corresponde al tramo comprendido entre los resaltes topográficos que constituyen las "Calizas de Urda" en la base (no aflorantes en esta Hoja) 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 parte de la Fm. Soleras y Cortijos de ZAMARREÑO, MORENO y VEGAS (1976).

Se ha reconocido con cierto detalle en la columna estratigráfica 02-Carbonera -Sierra Larga, donde afloran parcialmente 90 m de unas areniscas de grano fino y limolitas arenosas y piza-

rras de tonos verdosos y aspecto masivo, solo localmente de aspecto laminado. Regionalmente puede alcanzar los 500 m de potencia, como en la Hoja de Madrideojos (712). Intercalan cuerpos de areniscas con fragmentos de rocas volcánicas, siendo estas más abundantes, y donde se han podido diferenciar en la cartografía (4), en la ladera sureste del Cerro Pedragosa. Se trata de una roca volcánica ácida de mesóstasis afanítica-vítrea.

A techo del tramo y en la transición con la unidad (5) que se describirá a continuación, afloran como 5 m de areniscas rojizas de grano fino a medio, de aspecto laminado, con abundantes moscovitas, que por su aspecto recuerdan a las areniscas de la facies Buntsandstein. Esta facies se ha reconocido en otras zonas próximas fuera de la Hoja.

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 grauvacas ricas en cuarzo (cuarzovacas), con textura blastosamítica, heterogranular, de grano medio a fino y fino. Los granos son de cuarzo con agregados micáceos, clorita, moscovita y como accesorios plagioclasa y circón. Los granos de cuarzo son monocristalinos, con morfologías desde angulosas a subredondeadas. La matriz está formada mayoritariamente por agregados micáceos, ocupando el 50-60% del total de la roca.

La roca volcánica al microscopio es porfídica, de mesóstasis vítrea desvitrificada, con fenocristales xenomórficos de cuarzo, parcialmente reabsorbidos. Los minerales principales son el cuarzo, plagioclasa (oligoclasa con corona albitica, subhedral) y biotita (transformada a clorita).

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

2.1.1.2. Areniscas y cuarcitas (5). Fm. Cortijos. Marianiense-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 en la zona, formando las sierras Carboneras y Cerro Pedrosa, dentro de la Hoja de Turleque. Además de su interés como nivel guía para determinar la estructura de los materiales cámbricos 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 (3).

Ha sido estudiada en detalle en la columna estratigráfica 02-Carbonera-Sierra Larga, donde afloran 20 m basales de areniscas pardo amarillentas, poco cementadas, con aspecto masivo y localmente intercalaciones limolíticas y pizarrosas. Sobre ellas se disponen 46 m de alternancias de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de tonos marrones y marrón-rojizos, en bancos de hasta 1 m de potencia.

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 rellenas de grietas. Las medidas de paleocorrientes dan siempre dirección norte para el crecimiento de las barras.

Se interpretan como las facies de "foreshore-shoreface" de una plataforma somera, constituyendo junto con los depósitos de la unidad (3) 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 Hojas próximas a Turleque (Malagón 736) es: *Kingaspis velatus* KOBAYASHI, *Relaspis strenoides*, *Pseudolenus weggeni*, *P. glaber*, *Latoucheia* sp, *Lusatiops* cf. *ribotanus*, *Cranidios* de gen. y sp. indeterminados, que nos indican una edad Bilbiliense.

2.1.2. Grupo del Cámbrico medio - Tremadoc ?

2.1.2.1. Complejo Volcano-sedimentario (6)

A pesar de que su representación en la Hoja de Turleque es muy escasa, es conveniente por su importancia regional su diferenciación en la cartografía, así como hacer una descripción, aunque somera, de los materiales de este grupo.

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), cuerpos sedimentarios procedentes de la destrucción de los edificios volcánicos, así como esquistos bandeados con cuerpos intercalados, de escaso desarrollo lateral y vertical, de conglomerados y localmente por facies claramente conglomeráticas. El pequeño afloramiento de la Hoja de Turleque está compuesto por esquistos negruzcos adosados al techo de las areniscas de la unidad (5).

Su estudio presenta una cierta dificultad, pues aunque su disposición geográfica y situación en la columna estratigráfica está claramente definida, entre los dos resaltes que constituyen por una parte la Fm. Cortijos (5) 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 este grupo discordantes sobre la Fm. Cortijos, y los asigna una posible edad Cámbrico superior. Probablemente lo primero sea cierto, aunque no porque localmente (en Hoja de Villarrubia de los Ojos 737) se apoye sobre los materiales de la "Serie de Chamaradas" que este 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 (3) y (5), 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 Turleque no se ha podido levantar una sección estratigráfica de detalle, puesto que escasamente afloran unos 15 m en los resaltes más meridionales de Sierra Carbonera. En los afloramientos más próximos a este, dentro de la Hoja de Madrideojos (712) se han medido en detalle en las columnas estratigráficas 09-El Pozuelo, levantada entre las sierras del Castillo y de Las Alberquillas, y la 04-Las Pedreras, en la esquina noroeste de la Hoja. En la primera afloran parcialmente 195 m de areniscas de grano medio a grueso, microconglomeráticas, grises amarillentas a verdosas, con cantos redondeados de 5 mm, a veces de procedencia volcánica, en cuerpos de hasta 2 m de potencia, de formas canalizadas, de extensión lateral decamétrica, alternando con tramos blandos constituidos por limolitas arenosas, rosadas-verdosas, y limolitas gris verdosas, parcialmente cubiertas. A techo de la sección se disponen los conglomerados de base de la unidad (7).

En la segunda, afloran 62 m, constituidos en la base por tobas riolíticas, de aspecto brechoide, alternando con niveles volcanosedimentarios finos de aspecto laminado que terminan en un tramo de 17 m de esquistos verdosos a negruzcos. El resto de la sección lo forman unas areniscas de grano medio a grueso, con cantos de hasta 2 cm en cuerpos canaliformes de hasta 1 m de espesor. Hacia el techo las areniscas se hacen cuarcíticas.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las laminaciones paralelas y de ripples y granoclasiación positiva en los cuerpos arenosos. Se interpretan como depósitos de una plataforma siliciclástica abierta con aportes volcanosedimentarios.

La ausencia de datos paleontológicos que permita asignar una edad a estos materiales, y por encontrarse en la columna estratigráfica entre las de edades Bilbiliense y Tremadoc, se les asigna una edad abierta entre el Cámbrico medio y la parte inferior del Tremadoc.

Las rocas de procedencia volcánica existentes en zonas próximas son riolitas de textura porfídica. Destacan los cristales de cuarzo, de gran tamaño, con golfos de corrosión. Los feldspatos son subhedrales (sanidina), solo localmente con crecimientos de albita externos. Abunda la biotita, idiomorfa a subhedral.

2.1.3. Grupo del Ordovícico

El Grupo del Ordovícico, a diferencia de los anteriores de edad cámbrica, está bien representado en el sector noroeste de la Hoja de Turleque, 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 tránsito gradual se dispone una serie alternante de materiales cuarcíticos y pizarrosos (Estratos Pochico), sobre los que sitúa una serie monótona de pizarras (pizarras de Río), de tonos grises, plateados y negruzcos, que coronan el Grupo Ordovícico en este sector de los Montes de Toledo, rellenando el Sinclinorio del Algodor (Fig.1).

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

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, o de la serie Roja Basal (GUTIÉRREZ MARCO *et al*, 1990) y de la serie "Lie de Vin" de TAMAIN (1972).

Este tramo cartográfico en la Hoja de Turleque se encuentra en la vertiente norte de la Sierra de Algodor, y en pequeños afloramientos repartidos por la Hoja como en el puerto del Espesa rejo (en el borde sur), y en el Cerro de la Pegona (borde este).

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.

Debido a la deficiente calidad de los afloramientos no ha podido ser reconocida en detalle en ninguna sección. No obstante, en la vecina Hoja de Madridejos (712), afloran de forma casi completa, donde ha sido reconocida en la columna 05-Castillo de las Guadalerzas, en la que afloran 35 m de ortocuarcitas, a veces conglomeráticas y microconglomeráticas, en bancos gruesos de más de 1 m de potencia, con capas intercaladas de areniscas cuarcíticas e intercalaciones pizarrosas, todos ellos de intensa coloración rojiza-violácea.

Las capas de cuarcita suelen presentar bases planas y techos ondulados, con morfología de "ripples y megaripples" de oscilación. Internamente presentan laminaciones paralelas y onduladas, siendo frecuentes las estructuras de tipo "hummocky". Se han identificado secuencias positivas (granodecrecientes) y localmente "herring-bone" (corrientes bimodales).

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

Al microscopio se tratan de ortocuarcitas (85-95 % de Cuarzo), de textura granoblástica, heterogranulares, grano medio a grueso, con sericita poco abundante y como accesorios, circon, 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. Cuarzitas, areniscas 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 cuarzitas, 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.

En la Hoja de Turleque afloran, además de en lugares próximos a los indicados en la unidad (7), en las laderas norte de Sierra Manzanque y Sierra de la Rabera (en el sector noroeste), así como en el valle del Río Algodor (sector central de la Hoja) y en el Cerro de la Cabra y Puerto de la Sima (borde norte).

Ha sido reconocida detalladamente en la columna estratigráfica 05-Sierra de la Rabera, donde afloran 90 m de la parte superior de este tramo cartográfico. Los 55 m inferiores los forman unas limolitas arenosas rojizas, con niveles de areniscas intercalados, de menos de 20 cm de potencia y, localmente con cuerpos de 50 a 70 cm de areniscas cuarzíticas. Los 35 m superiores forman un tramo eminentemente pizarroso, de tonalidades rojizas, verdosas y negruzcas, con cuerpos de areniscas intercalados de hasta 50 cm de espesor, que se hacen más frecuentes hacia el techo, donde aumentan de grosor hasta los 80 cm, constituyendo en conjunto una megasecuencia negativa.

En las muestras estudiadas de los materiales de esta unidad situados en el sector noroeste de la Hoja, en las proximidades del granito de Sonseca - Orgaz, se ha podido detectar un ligero metamorfismo de contacto (no observable en los afloramientos), en la recristalización por efecto térmico, manifestando en los puntos triples en los granos de cuarzo.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son las laminaciones paralelas y de "ripples" y ocasionalmente, sobre todo en los cuerpos arenosos de cierta potencia, estratificación "hummocky" y estratificación cruzada de surco. Estos materiales y estructuras se distribuyen en secuencias positivas (granodecrecientes) de 1 a 2 m de potencia, constituidas en la base por un cuerpo arenoso, por lo general de base plana, aunque también con base erosiva, y a techo por limolitas y pizarras. Generalmente suelen presentar bioturbación de moderada a abundante, estando presentes con frecuencia las 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. Cuarzitas blanquecinas en bancos gruesos (9). Cuarzita 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 Turleque constituyen la Sierra de los Yébenes, Sierra de Manzaneque, Sierra de la Rabera, Serrezuelas, Sierra de las Esperillas y Sierra de Algodor, así como un sinfín de cerros dispersos por la Hoja.

Esta unidad cartográfica está constituida por una alternancia de bancos métricos y decimétricos de ortocuarzitas y areniscas cuarcíticas de colores blanquecinos a grises con algunos niveles de limolitas arenosas y areniscas de grano fino entre capas. Regionalmente la Cuarzita 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 Turleque, por encontrarse la unidad intensamente tectonizada, no ha sido posible su diferenciación cartográfica.

Ha sido reconocida, aunque de forma incompleta, en las secciones estratigráficas 01-Sierra de Algodor y 05-Sierra de la Rabera. En la primera afloran 52 m de ortocuarzitas blanquecinas y amarillentas, en bancos de orden métrico y aspecto masivo, con intercalaciones de capas de 30 a 40 cm de espesor, de una litología similar a la anterior. En la segunda afloran 60 m interrumpidos en su zona intermedia por una falla que impide reconocer la unidad de forma completa. Está constituida, igualmente, por ortocuarzitas con predominio de los colores blanquecinos y rosados, y también rojizos; se encuentran muy recristalizadas y diaclasadas, y con niveles microconglomeráticos a techo del tramo.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: techos de capas onduladas, estratificaciones cruzadas planares y "ripples" a techo de capas. La estratificación "hummocky" es minoritaria. En la de Sierra de Gador, además, son frecuentes las estructuras con retoque mareal, "herringbone" y sigmoides, con direcciones de corriente alternativamente hacia el norte y hacia el sur. 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 (ortocuarzitas) con textura granoblástica poligonal, con granos mayoritarios de cuarzo y en menor proporción moscovita, clorita, sericita, circón y turmalina. En las muestras tomadas próximas al granito de Sonseca-Orgaz forman un mosaico granoblástico de cuarzo poligonal, con frecuentes puntos triples. Generalmente de tamaño fino a medio. Se observan superficies estilolíticas, rellenas de óxidos férricos, en ocasiones atravesadas 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 PUIG 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. Cuarцитas y pizarras (10). Serie 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).

En la Hoja de Turleque, los únicos afloramientos de esta unidad están distribuidos en la mitad noroccidental de la Hoja, por lo general ocupando el centro de estructuras sinclinales en Sierra de la Rabera, Sierra de la Olla, Sierra de los Yébenes, y en varios puntos de las Serrezuelas, donde con frecuencia se encuentran semicubiertos por derrubios, de forma que los afloramientos que permitan realizar estudios de detalle son muy escasos.

Estos materiales, han sido reconocidos con detalle en la columna 05.- Sierra de La Rabera, donde afloran 145 m de una alternancia de paquetes centimétricos y decimétricos de ortocuarцитas, areniscas de grano fino, con abundantes micas y pizarras grises y rojizas, distribuidas en dos tramos. El tramo inferior, denominado por TAMAIN (1972) "Altemances Pochico" ("Alternancias Pochico"), es una alternancia decimétrica de cuarcitas blancas y Grises y areniscas cuarcíticas micáceas, con intercalaciones de pizarras subordinadas. Hacia el techo de la sucesión, en el tramo superior, se pasa a una alternancia de areniscas micáceas grises y pizarras negras, que por alteración adquieren una tonalidad amarillenta y donde pueden existir regionalmente niveles fosfatados ("Gres Jaunes Pochico" de TAMAIN). A techo del tramo superior se distinguen algunos bancos de cuarcita de hasta 1 m de potencia, que marcan claramente la estructura de estos materiales.

Como estructuras sedimentarias se observan superficies onduladas, con "ripples" de oscilación, laminación paralela y "hummocky", y, en ocasiones, laminación ondulada. Los materiales y estructuras se distribuyen en secuencias 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 55-60 m para el tramo inferior y 100-120 m, para el tramo superior, en total 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 metarenita cuarcítica y micácea, con textura granoblástica y granolepidoblástica, formadas por granos de cuarzo mayoritarios y moscovita, circón, esfena, turmalina y sericita como secundarios. Forman mosaicos de cristales de cuarzo poligonales, de tamaño de grano muy fino a limo. En muestras tomadas próximas al granito de Sonseca - Orgaz, aparecen recristalizados con puntos triples (aureola de metamorfismo de contacto). Hay micas acumuladas en planos de SO.

Desde el punto de vista paleontológico, la unidad contiene abundantes icnofósiles. La asociación comprende: *Cruziana furcifera* D'Orbigny, *C. goldfussi* Ronault, *C. rugosa* d'Orbigny,

Rusophycus isp., *Didymaulichnus rouaulti* (Lebesconte), *Arthropycus cf. harlani* (Hall) y *Daedalus halli Rouault*. Un nivel fosilífero importante es la denominada "lumaquela azul" de lingúlidos y cantos fosfáticos (TAMIN *et al.*, 1972), que proporcionó: *Ectenoglossa cf. Lesueurii 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). 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.

2.1.3.5. Pizarras, areniscas y cuarcitas (11). Pizarras de Navatrasierra. Llanvimiense

Esta unidad cartográfica, constituida mayoritariamente por pizarras, ha recibido regionalmente diversas denominaciones: Pizarras de Río, Pizarras con *Neseuretus*, Pizarras Correderas (RICHTER, 1967), Pizarras con *Calymene* (REDLIN, 1955), etc.

En la Hoja de Turleque afloran estos materiales a lo largo de la estructura en forma de sinclinorio que se extiende por el valle del río Algodor (Sinclinorio del Algodor) en el borde oeste de la Hoja.

En este sector los materiales pizarrosos están intensamente tectonizados, con pliegues sucesivos y fallas, que dificultan el levantamiento de columnas de detalle, sin que se produzca la repetición de tramos. A esto hay que añadir que la propia litología de la unidad, favorece la existencia de grandes extensiones cubiertas por derrubios. Por ello, la descripción ha de basarse, sobre todo, en observaciones puntuales y en columnas parciales, como es el caso de la 03-Zurita y 04-Calesonas.

En la primera, afloran aproximadamente 150 m de limolitas y limolitas arenosas, micáceas y con pirita, de tonos grises y verdosos con teñidos de alteración rojizos y violáceos, entre las que se intercalan capas centimétricas de areniscas blanquecinas, amarillentas o verdosas de grano fino, más abundantes hacia el techo, donde forman cuerpos de orden métrico, que dan cierto resalte en el paisaje, y cuya representación en la cartografía como niveles guía, permiten insinuar, aunque no durante grandes recorridos, las estructuras de plegamiento.

En la segunda afloran cerca de 30 m, de los que los 20 inferiores están formados por pizarras verdosas a negruzcas, con pirita y con escasos niveles centimétricos de areniscas de grano fino, de aspecto masivo, los últimos metros superiores están constituidos por cuerpos gruesos de areniscas de grano fino, verdosas a rojizas, y de aspecto desde laminado a masivas.

Regionalmente, el tránsito de los "Estratos Pochico" a esta unidad es relativamente rápido, resolviéndose en pocas decenas de metros. Los distintos autores las describen como una potente sucesión de pizarras negras-gris azuladas, con un característico color gris-verdoso, cuando están meteorizadas. Con frecuencia, sobre todo hacia la base y techo del conjunto, aparecen intercalados tramos con predominio de cuarcitas, en lechos de centi a decimétricos. El espesor total se estima en unos 350-400 m.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son: laminaciones paralelas y de "ripples" y con relativa frecuencia costras ferruginosas.

Se interpretan como sedimentos de mar abierto (plataforma externa-talud), bajo el nivel de

base del oleaje de tormentas (PORTERO y DABRIO, 1988), donde se producirían somerizaciones puntuales, representadas por los paquetes arenoso-cuarcíticos, con geometría de "sand-waves", que se hacen más frecuentes a techo de la unidad.

Las muestras estudiadas oscilan entre pizarras limolíticas y limolitas pizarrosas, algunas cloríticas, con texturas de lepidoblásticas a grano-lepidoblásticas, formadas por clorita, sericita y cuarzo. La clorita aparece como placas de origen sedimentario dispuestas según la estratificación que es casi ortogonal a la esquistosidad principal, marcada por la segunda generación de cloritas.

El contenido faunístico de la unidad Pizarras de Río - Pizarras de Navatrasierra, es muy abundante, con gran número de antecedentes paleontológicos locales. Desde el punto de vista cronoestratigráfico, su parte basal algunos la sitúan dentro del Arenig, si bien la mayor parte del espesor, corresponde al Llanvirniense temprano. Así lo testifican numerosos yacimientos en los que se identifican una asociación característica de graptolitos (*Didymograptus artus ELLES Y WOOD*, *Expansograptus sp.*), trilobites (*Neseuretus avus HAMMANN*, *Salterocoryphe sampelayoi HAMMANN*, *Bathycheilus castilianus HAMMANN*, etc.) ostrácodos (*Gracquina hispanica*, BORN, *Klimphores vogelweidei VANNIER*), así como gasterópodos y braquiópodos.

2.2. Terciario

Los sedimentos del Terciario de origen continental ocupan más de la mitad de la superficie de la Hoja de Turleque, extendiéndose de forma continua por el sector suroriental de la misma, mientras que en el sector noroccidental se encuentra, principalmente, rellenando las zonas deprimidas de los paleorelieves originados por los materiales paleozoicos.

Dentro de los materiales terciarios se han diferenciado en la cartografía, dos grandes grupos, claramente distintos tanto por la composición como por la coloración de los sedimentos que los constituyen.

Por una parte, el que asociamos a la "Serie Ocre" (sin que tengamos evidencias claras de que sea equivalente a la así denominada en otros sectores de la Cuenca del Tajo). Está constituido por arenas arcósicas y microconglomerados, con abundante matriz arcillosa, de tonos blanquecinos a amarillentos, distribuidos en las zonas próximas a los relieves paleozoicos y que distalmente pasan a limos y arenas limosas y arenas de grano fino, amarillentos.

Por otra, el grupo denominado "Serie Roja" (perteneciente claramente a la Cuenca del Tajo) constituido por arcillas y limolitas rojas, con pasadas de arenas, marrón rojizas y localmente gravas, con abundante matriz arenoso-arcillosa rojiza. Distalmente pasan a margas grises y blanquecinas, que fuera de Hoja, aunque muy próximas a la esquina noreste, intercalan niveles de yesos y carbonatos.

2.2.1. Conglomerados, areniscas y arcillas, amarillentas a blanquecinas (12). Arcillas, limolitas y arenas amarillentas (13). Serie Ocre. Oligoceno-Mioceno inferior

Afloran en puntos muy reducidos y de pequeña extensión, lo que puede explicar que no existan citas de estos materiales en el entorno de la Hoja de Turleque, adosados a los relieves que constituyen los materiales paleozoicos en el sector noroeste de la Hoja, donde proporcionan suelos de tonos ocre-amarillentos característicos, y claramente diferenciados sobre el terreno de los que originan los sedimentos de la "Serie Roja".

La mayor parte de los afloramientos no sobrepasan los 5 m de espesor, como el que puede reconocerse en el desmonte de la carretera de Mora a Consuegra, en su intersección con el Cerro de la Virgen, donde pueden observarse sedimentos de la unidad (12), discordantes con el Paleozoico, constituidos por unas arenas arcósicas, de grano grueso a microconglomeráticas, con abundante matriz arcillosa de tonos blanquecinos y rojizos subordinados, escasamente cementadas, con lentejones margosos de tonos gris verdosos. Localmente, pueden encontrarse en depósitos similares, encalichamientos o cementos de composición yesífera (como en la excavación próxima a la Casa de la Huerta de Isidro, cerca del km 101 del trazado del AVE).

También se han encontrado, formando parte de esta unidad detrítica de la "Serie Ocre", unos depósitos de conglomerados, de cantos subredondeados de cuarcita, en parte encalichados, constituyendo una aureola que bordea los cerros de materiales paleozoicos, a alturas superiores a las que se encuentran los depósitos terciarios y no formando parte tampoco de sedimentos cuaternarios (por ejemplo en Sierra de la Olla o bordeando el cerro de Sierra del Castillejo).

Estos materiales de la unidad (12) pasan distalmente a unos limos y arcillas de tonos ocre-amarillentos (13), de aspecto masivo, con lentejones arenosos intercalados. El lugar más indicado para hacer observaciones detalladas de estos sedimentos, que por lo general se encuentran recubiertos por depósitos cuaternarios es, en los frentes de la cantera para extracción de arcilla, existente en la ladera sur del río Algodor, en el borde oeste de la Hoja y próxima a la carretera de Los Yébenes a la Estación de Urda. En este afloramiento se ha levantado la columna estratigráfica 06-Cantera del Río Algodor, donde se han medido 36 m de unas arcillas amarillentas masivas, con intercalaciones anaranjadas hacia la base y blanquecinas a techo. En la parte inferior predominan los tramos tableados de aspecto varvado y en la parte superior los tramos masivos con huellas de raíces en posición de vida.

Al microscopio los niveles arenosos están constituidos por un 50-60% de cuarzo, 2% de feldespato y 1% de moscovita, cemento carbonatado y en ocasiones yesífero y matriz sericítica.

Las arcillas analizadas, mediante difracción de rayos X, de esta unidad han dado el siguiente resultado:

- Illita:	75 %
- Clorita/Caolinita:	25 %

que nos refleja un origen detrítico por degradación de los materiales del área fuente, sin aportes químicos.

Se interpretan como depósitos continentales de origen lacustre en un medio de escasa profundidad.

Los ensayos realizados, con el fin de encontrar restos que permitiesen la datación de estos materiales, han dado resultados negativos, por lo que de forma provisional les adjudicamos una edad Oligoceno-Mioceno inferior, teniendo en cuenta que son claramente anteriores a los depósitos de la "Serie Roja".

2.2.2. Arcillas y limolitas rojas, con pasadas de arenas (14). Limolitas y areniscas rojizas, ligeramente cementadas (15). Margas blancas con intercalaciones arcillosas grises y anaranjadas y de carbonatados (16). Serie Roja. Vallesienne-Turolienne

Estos materiales, pertenecientes al Neógeno de la Cuenca del Tajo, forman parte de la Unidad Superior (Megasecuencia Superior originada por la Deformación Torrelaguna durante el Vallesienne) de CALVO, J. P. *et al.* (1991).

Durante esta etapa la cuenca pasa de un funcionamiento endorreico a un régimen fluvioacustre representado por facies detríticas y carbonáticas (RODRÍGUEZ ARANDA, J.P. *et al.* 1996).

En la Hoja de Turleque se han diferenciado en la cartografía tres litofacies dentro de este grupo. La que más extensión presenta y es más evidente en gran parte de la mitad sudoriental de la Hoja, es la que está constituida por arcillas y limolitas rojas y anaranjadas (14), con cuerpos intercalados de areniscas. Solo en las proximidades de los relieves paleozoicos contienen gravas de cantos subangulosos a subredondeados de cuarcita. A pesar de estar ampliamente representados en esta zona, no son frecuentes los cortes que sobrepasen los 10 m. Solamente en el entorno de la cerrada del Embalse Finisterre (borde norte de la Hoja) esta unidad sobrepasa los 30 m de potencia.

En algunos puntos (como al este y sur de la localidad de Turleque) a techo de la unidad arcillosa (14) y en el tránsito a la unidad carbonatada (16), se disponen unas limolitas y areniscas de tonos rojizos y marrones (15), ligeramente cementadas, que por alteración dejan libres pequeños nódulos arenosos fácilmente reconocibles en el sector del Cerro del Esparragal. La potencia de este tramo no sobrepasa los 15 m acuñaándose, hasta desaparecer, tanto hacia el norte como hacia el sur del entorno de Turleque.

En la esquina noreste de la Hoja, sobre las unidades descritas anteriormente, y en parte en tránsito lateral de facies con ellas, se disponen unas margas con intercalaciones de arcillas y cuerpos carbonatados (16), que destacan en el paisaje por su intensa coloración blanquecina. Gracias al pequeño resalte que forman estos materiales sobre los detríticos arcillosos infrayacentes, existen numerosos puntos al noreste de Turleque donde es fácilmente observable el tránsito entre ambas unidades. Así, en la carretera que une esta población con la CN-IV, y a unos 2 km de la citada localidad, puede observarse un tramo de unos 10 m de potencia, de margas blancas, de aspecto brechoide, con fragmentos irregulares de margocalizas. Entre este tramo y las lutitas rojas inferiores hay unos niveles de arcillas margosas anaranjadas con teñidos, posiblemente, debidos a bioturbación por raíces. Más al norte, por los barrancos al este de Cerro Peregrina, en el tránsito a la unidad de margas blancas afloran unas lutitas pardo verdosas. En todo este sector de la esquina noreste de la Hoja de Turleque no llegan a aflorar niveles de caliza, aunque nada más traspasar el borde de la Hoja y ya en la Hoja de Mora (658), se encuentra una alternancia de capas de calizas y margas. Se intuye que estos niveles carbonatados puedan estar presentes también hacia el sur (dentro de la Hoja de Turleque) aunque fosilizados por la costra carbonatada pliocena (17).

Las muestras estudiadas mediante difracción de rayos X, han dado el siguiente resultado:

- Esmeclita:	0-44 %
- Attapulgita:	0-49 %
- Illita:	33-49 %
- Clorita/caolinita:	6-21 %

que junto con la existencia de magnesita y calcita en su composición mineralógica nos indican su relación con procesos químicos de la cuenca.

No existen datos paleontológicos en este sector que permitan datar estos materiales. Por posición estratigráfica se asocian al Vallesiense-Turolense, pudiendo llegar en parte a la base del Plioceno.

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

Corresponden a esta unidad los afloramientos que coronan la serie mio-pliocena y que se extienden por buena parte de los sectores meridional y oriental de la Hoja.

Se encuentra fosilizando cualquier tipo de los materiales descritos en los apartados anteriores, incluso cubriendo, en parte, las laderas de los cerros constituidos por materiales paleozoicos, en donde suelen presentar buzamientos aparentes de hasta 10°, como puede reconocerse en las proximidades de los Cerros de la Pegona, en el borde este de la Hoja, aunque generalmente su disposición es subhorizontal.

Presenta la morfología de una extensa planicie moderadamente incidida por la red fluvial. A escala regional se observa cómo está levemente basculada hacia el NE, con pendientes que no llegan a superar el 1 %.

La zona donde presenta un gran desarrollo y donde el afloramiento permite hacer observaciones detalladas, se encuentra en la zona de Calera, borde suroeste de la Hoja, donde a 1,5 km del mojón topográfico de este nombre, la costra alcanza 3 m de espesor sobre las arcillas rojizas de la unidad (14), destacando en el tránsito entre ambas, unos limos con nodulizaciones.

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 edáfico-sedimentarios que permiten la sedimentación y posterior litificación de los carbonatos.

MOLINA (1974) 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. Las costras de la Hoja de Turleque tienen un enlace físico con los encostramientos carbonatados que se extienden al Sur de la Mesa de Ocaña, y que corresponden a la superficie S_1 , de edad Plioceno superior (PÉREZ-GONZÁLEZ, comunicación personal).

Por lo tanto, se le atribuye a la presente unidad una edad Plioceno superior.

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

Se atribuyen a esta unidad los extensos piedemontes con morfología de glacis que se desarrollan en ambas vertientes de las sierras de Los Yébenes, Manzaneque y La Rabera.

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

El espesor de la formación se evalúa en unos 10-12 m.

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

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

2.3. CUATERNARIO

Sobre los depósitos correspondientes al Pleistoceno y Holoceno de la región hay que destacar los trabajos de MOLINA (1974 y 1975) Y PÉREZ-GONZÁLEZ (1982), así como las Hojas MAGNA de Los Yébenes (685), Piedrabuena (759) y Daimiel (760).

MOLINA (*op. cit.*) estudia la secuencia y evolución de abanicos, glacis y coluviones así como las características edáficas de los suelos desarrollados sobre los mismos en subcuencas de Alcolea y Corral de Calatrava, al Sur de la zona de estudio.

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

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

Los depósitos cuaternarios alcanzan una gran extensión en la Hoja de Turleque. En su mayor parte, corresponden a sedimentos de abanicos aluviales de tipo raña, fondos de valle, depósitos aluviales y formaciones de ladera (coluviones y canchales).

2.3.1. Cantos, gravas y bloques en matriz arcillo-arenosa rojiza. Encostramientos carbonatados locales. Coluviones (19). Derrubios de ladera (25). Pleistoceno inferior-medio y Pleistoceno superior-Holoceno

Estas formaciones son las más conspicuas de la Hoja, bordeando los perímetros de las sierras e isleos paleozoicos, o constituyendo las vertientes de enlace entre las rañas y abanicos-alu-

viales y los fondos de valle.

Litológicamente se trata de derrubios principalmente de naturaleza cuarcítica y subordinadamente pizarrosa. Presentan una muy marcada heterometría que va desde el tamaño bloque, con un centil superior a los 50 cm, al tamaño grava. La media 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 estas unidades es variable, habiéndose observado en algún punto de la Hoja que puede alcanzar los 8 m, aunque por lo general debe ser inferior.

La unidad 19 también puede incluir encostramientos carbonatados de tipo pulverulento o noduloso por lo común y en ocasiones hasta laminares-bandeadas, o calcificaciones irregularmente distribuidas en sección, en horizontes edáficos de tipo K o BKg.

A la unidad 19 se le atribuye una edad Pleistoceno inferior-medio en función del desarrollo edáfico de los suelos que soporta, mientras que la unidad 25 corresponde al Pleistoceno superior-Holoceno.

2.3.2. Cantos y gravas con encostramientos carbonatados locales (20, 21 y 22). Abanicos y conos aluviales. Pleistoceno

Estas formaciones superficiales también se sitúan próximas a los relieves serranos de la Hoja de Turleque, presentando su mayor desarrollo en la esquina SO y en la vertiente SE de la sierra de La Rabera.

Se han diferenciado tres niveles de abanicos aluviales, siendo patente el encajamiento topográfico de unos sobre otros. Este hecho se puede apreciar muy bien en la esquina SO de la Hoja, donde la unidad 20 queda colgada sobre los materiales de la unidad 21.

Están formadas por cantos y gravas subangulosos a subredondeados de naturaleza fundamentalmente cuarcítica, aunque localmente pueden observarse cantos pizarrosos y areniscos. El tamaño medio oscila entre los 6 y 8 cm, siendo el centilo superior a los 25 cm. En los abanicos aluviales más antiguos (20 y 21) 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 e incluso laminar. En el sistema más reciente, este hecho no se aprecia.

A las unidades 20, 21 y 22 se les atribuye de manera tentativa una edad Pleistoceno, correspondiendo al inferior, medio y superior respectivamente.

2.3.3. Cantos y gravas poligénicas, arenas y limo-arcillas (23 y 24). Terrazas. Pleistoceno superior

Se han cartografiado como terrazas los niveles existentes en ambos márgenes del río Algodor. El inferior, unidad 24, se sitúa a unos 2-3 m sobre el cauce activo, mientras que el superior se dispone a unos 6-7 m.

Están constituidas por cantos predominantemente cuarcíticos, subredondeados a redondeados, y otros de cuarzo, areniscas y pizarras. Localmente, y aguas abajo de la confluencia con el arroyo Riánsares, pueden presentar algún granito generalmente muy alterado. El tamaño medio de los cantos es de 2-4 cm, alcanzando el centil los 20 cm. Tienen una matriz de limo-arcillas arenosas de tonos pardos y anaranjados. Algunos cantos presentan camisas de cemento carbonatado que recubren parcialmente su superficie.

Su edad es Pleistoceno superior.

2.3.4. Cantos y bloques angulosos de cuarcita (26). Canchales. Holoceno

Asociadas a algunos relieves de la Cuarcita Armoricana en las sierras de Los Yébenes y del Algabe 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 disgregación mecánica que se produce en las cuarcitas fuertemente diaclasadas y fracturadas por acción de las heladas periglaciares que favorecen la crioclastia.

Corresponden al Holoceno.

2.3.5. Cantos y gravas en matriz limo-arenosa (27). Conos de deyección. Holoceno

Los conos de deyección se localizan en las salidas de pequeños barrancos o arroyos, y constituyen generalmente las zonas de acumulación de los materiales evacuados en los coluviones, canchales y pedreras.

Están formados por una acumulación no ordenada 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.

Los conos de deyección son de edad Holoceno.

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

La unidad cartográfica 28 constituye los depósitos de fondo de los valles y vaguadas de los arroyos de la Hoja, así como la llanura aluvial del río Algodor.

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 cuarzos, pizarras y areniscas. El aluvial del arroyo Riánsares está formado también por abundantes cantos graníticos, ya que drena el plutón de Mora.

La edad de esta unidad es Holoceno.

2.3.7. Limo-arcillas y gravas (29). Fondos endorreicos

Esta unidad corresponde a los depósitos relacionados a una zona de drenaje poco eficaz situada justo al SE de Turleque y a dos pequeñas depresiones situadas en la esquina NO de la Hoja.

Se trata de limos y arcillas de colores pardo-grisáceos, ricas en materia orgánica, y con algunos cantos y gravas de costras carbonatadas procedentes de las zonas próximas. Su espesor, no observable, se presume escaso.

En la formación de la zona endorreica de Turleque ha tenido mucha importancia la acción antrópica, ya que existe un dique artificial que provoca el encharcamiento de las aguas. En las pequeñas zonas endorreicas del NO posiblemente han intervenido procesos de deflación eólica del "lehm" granítico que permitirían la génesis de un relieve suavemente deprimido que permite los encharcamientos estacionales.

Corresponden al Holoceno.

2.3.8. Escombreras, vertederos y diques (30). Antrópico. Subactual

Se han atribuido a esta unidad distintos depósitos de origen antrópico que poseen un tamaño que les hace cartografiables.

Corresponden al vertedero de residuos sólidos urbanos de Mora, la cerrada de hormigón del embalse de Finisterre, el dique de tierras de Turleque y una pequeña escombrera también próxima a la misma localidad.

3. TECTÓNICA

Desde el punto de vista estructural los materiales comprendidos en la Hoja de Turleque pueden dividirse en dos grupos, el zócalo y la cobertera. El primero está formado por las rocas afectadas por la Orogenia Hercínica y el segundo por los sedimentos de origen continental afectados por la Orogenia Alpina.

La Orogenia Hercínica produce en los sedimentos del Paleozoico una deformación polifásica, acompañada de un cierto metamorfismo regional.

La Orogenia Alpina actúa fracturando el zócalo y originando en los depósitos terciarios estructuras de adaptación: pliegues y fallas.

3.1. TECTÓNICA REGIONAL

La región de los Montes de Toledo orientales, donde se ubican las Hojas estudiadas, pertenece a la rama meridional de la Zona Centro-Ibérica, en adelante ZCI, según la zonación del macizo Hespérico de JULIVERT *et al.* (1972). Anteriormente, LOTZE (1956) la incluye en su Zona Luso-occidental-Alcudiense.

Por último DÍEZ BALDA y VEGAS (1992) la sitúan en el extremo 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 Armoricana y amplios antiformes en cuyo núcleo afloran las capas intermedias que reposan discordantes o bien sobre el CVS o bien sobre los materiales del Cámbrico inferior. Estas estructuras, de direcciones predominantes NO-SE a E-O, tienen longitudes kilométricas y se generaron durante la primera fase de deformación hercínica. Esta primera fase genera una esquistosidad del tipo "slaty cleavage", bien desarrollada en los términos pelíticos. No existe metamorfismo regional en relación a esta fase, por lo que todos los materiales se consideran pertenecientes a la anquizona.

Por último, este sector de los Montes 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 DÍAZ, 1992). Esta fase hercínica corresponde-

ría con la fase 3 de DÍEZ BALDA y VEGAS (1992).

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

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

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

Los materiales terciarios y cuaternarios se disponen discordantes sobre el zócalo paleozoico. Durante el periodo comprendido entre el Mioceno superior y el Cuaternario antiguo la zona sufrió una tectónica extensional que asoció un volcanismo intraplaca alcalino subsaturado (ANCOCHEA, 1983; LÓPEZ RUIZ *et al.*, 1993 y CEBRIA y LÓPEZ RUIZ, 1995) en la región del Campo de Calatrava. Este vulcanismo es posterior a la tectogénesis alpina de las Codilleras 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 Turleque viene gobernada por la naturaleza y disposición de los materiales que forman la secuencia estratigráfica y la secuencia y orientación de las deformaciones que han afectado a este segmento del macizo Hespérico. Ambos factores controlan el estilo y la geometría de las estructuras visibles actualmente.

3.2.1. Los materiales

Los materiales paleozoicos alcanzan un espesor de varios miles de metros, constituyendo una alternancia entre rocas psammíticas (cuarcitas y areniscas) y pelitas (pizarras) que responden de diferente modo a la deformación, ya sea plegándose o bien fracturándose.

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

Las formaciones cuarcíticas (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, con sus 400 m de espesor, constituye el esqueleto estructural de la Hoja, pues la recorre de NE a SO.

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

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

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

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

3.2.2. Las fases de deformación

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

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

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

- 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 NE-SO. Aunque inicialmente pudieron ser pliegues cilíndricos, las deformaciones tardías han modificado esta situación, encontrándose inmersiones axiales variables de 20-30° o incluso mayores. Los planos axiales suelen ser subverticales o ligeramente vergentes hacia el Sur.

En los niveles formados por cuarcitas o medios "multilayer" (alternancias de cuarcitas-pizarras) los pliegues suelen ser abiertos, angulosos, con flancos rectos y charnelas agudas. Los ángulos entre flancos oscilan entre 60 y 120°.

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

La esquistosidad desarrollada en los niveles pelíticos (pizarras de Río) 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 hacia el Norte. En los niveles más competentes se muestra como una esquistosidad más espaciada, grosera "rough cleavage" o de fractura, visible en las zonas de charnela. A escala de macro y micropliegues suele mostrar una disposición en abanico convergente.

Una *segunda fase* de deformación hercínica probablemente no atribuible a la 2ª fase hercínica regional modifica las estructuras creadas en la Hoja de Turleque durante la fase anterior. En Hojas vecinas origina 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. Este es el caso del Domo de Urda situado al Sur en la vecina Hoja de Madridejos. Pliegues ortogonales a los de primera fase se pueden observar localmente al S y O de Las Serrezuelas.

Regionalmente la segunda fase de deformación hercínica es bastante heterogénea, mostrando estructuras y direcciones variables de unos puntos a otros de la Cadena. 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 Turleque existe una 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.

El sistema más importante lleva una dirección NE-SO, paralela a los pliegues de primera fase hercínica. Son fallas de desgarre sinestrales, con componente inverso y vergencia Sur como sucede en la Sierra de las Esperillas, al Sur del Embalse de Finisterre. Estas fallas cortan los plie-

gues hercínicos y tienen un salto que puede llegar a los 500 m (Sierra de Algodor, corte III-III').

Un segundo sistema de desgarres, aparece a su vez dividido en dos: NE-SO (sinestral) y NNO-SSE (dextral). Estas estructuras biselan a alto ángulo los pliegues de primera fase hercínica. Del primer tipo se encuentran ejemplos en la Sierra de Los Yébenes, justo en el límite occidental de la Hoja, mientras que del segundo tipo se pueden observar en Sierra Larga. Esta familia tiene un muy escaso desarrollo en la Hoja.

- 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. Algo más al Norte, en las cercanías de Toledo, existen fallas inversas E-O que ponen en contacto los materiales paleozoicos con el Cretácico superior e incluso con los materiales terciarios de la Cuenca del Tajo. Estas fallas proceden de la reactivación de antiguas fallas de zócalo posiblemente de origen tardihercínico.

3.2.3. Dominios estructurales

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

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

- Anticlinorio de Mora-Orgaz
- Sinclinal de Los Yébenes
- Área plegada de Las Serrezuelas
- Anticlinal de Algodor
- Área de La Carbonera-El Aljibe

- El Anticlinorio de Mora-Orgaz aparece en el ángulo noroccidental de la Hoja. En su núcleo afloran materiales cámbricos correspondientes a la Serie Verde intruídos por masas graníticas correspondientes al batolito de Orgaz. Estos materiales no afloran, estando recubiertos por materiales terciarios y cuaternarios.

- El Sinclinal de Los Yébenes es una de las mesoestructuras más importantes de Los Montes de Toledo. Discurre según una dirección cercana a E-O durante una longitud de casi 40 km entre El Molinillo (Hoja nº 684 Navahermosa) y el río Algodor, ya dentro de esta Hoja. En su núcleo afloran las Pizarras de Río, que muestran una disposición tendida, afectada por suaves repliegues, como sucede al Oeste de la Estación de Los Yébenes. Dentro de la Hoja se observa solo el flanco septentrional, cuyo límite lo forman las crestas de Cuarcita Armoricana de la Sierra de Los Yébenes, suavemente plegadas (Corte I-I').

- El Área plegada de Las Serrezuelas limita al Oeste con el dominio anterior. Está formada por trenes de pliegues en general laxos y concéntricos, de plano axial vertical, aunque localmente pueden ser vergentes al SE (Sierra Larga), que afectan a la Cuarcita Armoricana. Los pliegues pueden tener los flancos sesgados por fallas inversas y se han observado pliegues de dirección casi ortogonal a los de primera fase hercínica.



Escala 1 : 200.000

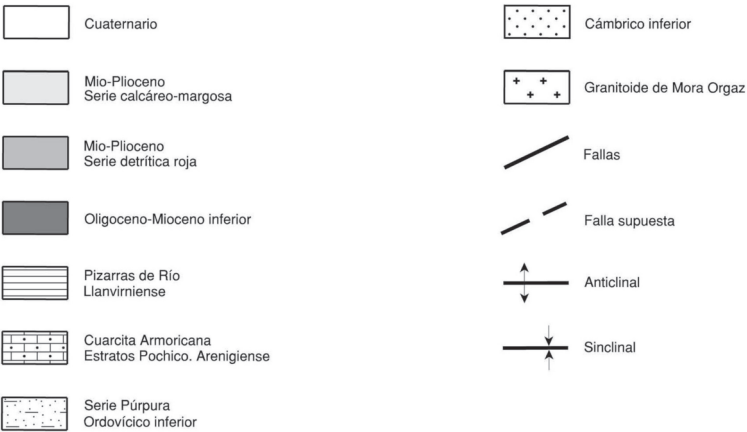


Fig 2.- Esquema estructural de Turleque.

- El Anticinal de Algodor, en realidad, forma parte del dominio anterior. Tiene, sin embargo, la peculiaridad de que en su núcleo afloran materiales del Cámbrico (Serie Verde y areniscas de Los Cortijos), que se encuentran suavemente replegados. Es una estructura bastante simétrica en cuyos flancos aflora la Serie Púrpura y la Cuarzita Armoricana (Corte III-III').

- El Área de La Carbonera-El Aljibe constituye una alineación de crestas de estructura monocli-

nal, algo replegada en la S^a del Aljibe. Representa el borde NO del Domo de Urda en cuyo núcleo afloran los materiales del Cámbrico inferior (alternancias de Urda y Areniscas de Los Cortijos), que en este sector se encuentran en gran parte recubiertos por los materiales terciarios.

3.3. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

3.3.1. Tectónica hercínica y prehercínica

Dentro de la Hoja de Turleque, las deformaciones más antiguas de las que se tiene constancia se atribuyen al diastrofismo sárdico. Las capas basales del Ordovícico, atribuidas tradicionalmente al Tremadoc, descansan en discordancia angular 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. Hasta el momento, con las dataciones disponibles, principalmente paleontológicas, esta fase de deformación tuvo lugar entre el Cámbrico superior y el Arenigiense inferior.

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

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

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

Respecto a la edad de la fracturación cabe hacer las siguientes precisiones. Existen una serie de fallas cuyo origen es claramente contemporáneo a la formación de los pliegues de primera fase hercínica. Otras, sin embargo, cortan estos pliegues y se han considerado pertenecientes al periodo de deformación tardihercínica. Estas fallas, en otros puntos del orógeno, están relacionadas con la sedimentación permo-carbonífera, con la intrusión de granitoides tardihercínicos y asocian un vulcanismo (Cadena Ibérica y Sistema Central). Por consiguiente, se les atribuye una edad comprendida entre el Estefaniense y el Pérmico inferior. Originadas como fallas de desgarre, fueron reactivadas en régimen normal durante el Pérmico superior y el 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 N110°-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 (Serravalliense superior-Tortonense inferior). PÉREZ GONZÁLEZ (*op. cit.*) aboga por dos etapas distensivas fundamentales. La más antigua sería responsable de la apertura de las Cuencas del Júcar y Cabriel y de las Cuencas o depocentros de Villarta, Daimiel y Ciudad Real rellenas por depósitos de edad Mioceno superior-Plioceno inferior. La segunda amplía la cuenca de sedimentación a toda la Llanura Manchega, teniendo lugar en el límite Plioceno inferior-superior (fase Iberomanchega, 1). Nuevos reajustes tectónicos de menor intensidad precedieron a la instalación de la Raña (fase Iberomanchega, 2).

Tanto en los Campos de Calatrava, como en la Llanura Manchega, los materiales pliocénicos se encuentran suavemente deformados por ambas fases.

MOLINA (1975) basándose en las discordancias angulares observables entre los materiales "volcanosedimentarios" y los materiales calcáreos infrayacentes al yacimiento de Las Higuieruelas y en la deformación que, a su vez, presentan; establece la existencia de dos fases tectónicas asociadas a épocas de mayor actividad volcánica, que sitúa en el Mioceno superior y Plioceno medio.

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

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

3.4. NEOTECTÓNICA

La meseta Sur presenta en su conjunto una escasa actividad neotectónica, sin manifestaciones 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-OSO.

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

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

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

3.4.1. Indicios de actividad neotectónica

Dentro de la Hoja de Turleque, un indicio local de probable actividad durante el periodo neotectónico se localiza en el paraje denominado Barranco de la Malva, aproximadamente a la altura del punto kilométrico 40 de la CN-400 que une las localidades de Consuegra y Mora. El indicio consiste en una falla de dirección N 35° E y buzamiento subvertical que afecta a los conglomerados, areniscas y arcillas de la unidad 12, a la que se le atribuye una edad

Paleógeno-Mioceno (bloque SE) y a materiales de la unidad 23, terrazas de edad Pleistoceno superior (bloque NO).

A escala mas regional, dentro de la Hoja de Turleque, un segundo indicio de actividad neotectónica se localiza hacia el cuadrante SE de la misma. En este sector, la base de la unidad 17 (costra carbonatada), a la que se le atribuye una edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior, presenta una inclinación del 0,20% hacia el Este, que no es patente en sectores orientales de la Hoja y que pudiera representar un basculamiento del bloque hacia el Este, propiciado por reajuegos NO-SE en tiempos posteriores al Plioceno superior.

Es de señalar, por otra parte, que en este mismo sector de la Hoja, inmediatamente al Norte de la Cañada Nueva - Cañada de Torrejón, drenaje de trayectoria rectilínea y dirección NE-SO, se localiza con similar trazado, la línea divisoria de aguas de las cuencas del Tajo, al Norte y del Guadiana al Sur, cuya disposición pudiera estar relacionada con movimientos diferenciales entre bloques limitados por fracturas antiguas de dirección NE-SO, en tiempo neotectónico.

Es de señalar que las direcciones de los tensores deducidos por GINER *et al.*, *op.cit.*, son compatibles con las correspondientes a la fracturación que en la Hoja de Turleque se relacionan con una posible actividad neotectónica.

3.4.2. Sismicidad

El Banco de Datos Sísmicos del Servicio Nacional de Sismología no registra epicentros sísmicos dentro de los límites de la Hoja de Turleque. A escala regional, en el entorno próximo de la Hoja, el registro histórico señala la existencia de 11 epicentros correspondientes a 12 sismos registrados entre los años 1755 y 1998 (Fig. 3) cuyas características se recogen en la Tabla 1 adjunta.

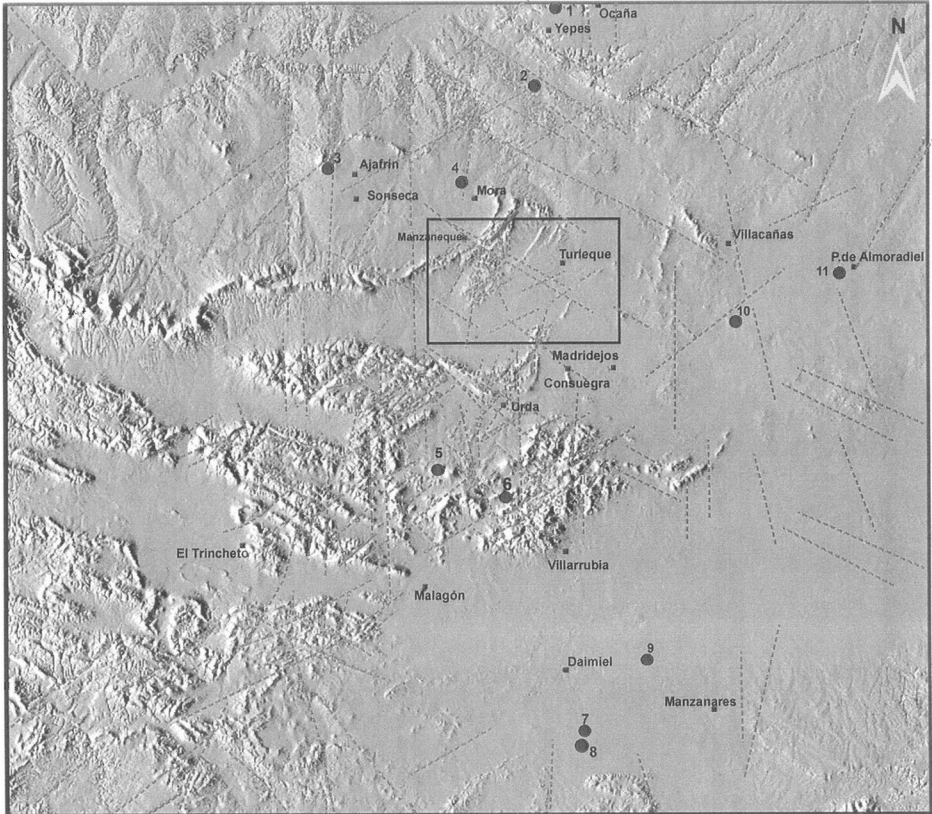


Fig. 3.- Localización Regional de epicentros sísmicos (●10). Fotolineamientos y situación de la Hoja de Turleque.

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

4.1. ROCAS PLUTÓNICAS (2)

En la esquina noroeste de la Hoja de Turleque afloran rocas graníticas que ocupan una superficie aproximada de unos 7 km² pertenecientes al extremo sur-oriental del plutón granítico de Sonseca-Orgaz, aureolados por sedimentos cuaternarios. Forma unos relieves muy suaves, salpicado de bloques de algunos metros cúbicos, producto de su disyunción en bolos.

Estas rocas son monzogranitos biotíticos (2) de grano medio a grueso, heterogranular. Destacan fenocristales aislados de feldespato, de hábito alotriomorfo a subidiomorfo, de hasta 2 cm de longitud por término medio, aunque ocasionalmente se llegan a ver de cristales idiomorfos de hasta 4 cm de longitud. Aunque los cristales de cuarzo aparecen en la mesóstasis con hábito intersticial, son frecuentes (en algunas zonas muy frecuentes) los granos de cuarzo de color gris, estallados y subredondeados, de hasta 1,5 cm de diámetro (la moda está en torno a 1 cm). La biotita se encuentra en individuos aislados, o formando agregados, a veces muy frecuentes en algunas zonas, que excepcionalmente alcanzan 1 cm de dimensión mayor. En ocasiones, se observan agregados surmicáceos de hasta 4 cm de diámetro.

En algunas zonas (que pueden tener escala de afloramiento) se observa una variedad de grano algo más grueso, con los granos de cuarzo estallados que llegan a alcanzar 2 cm de diámetro y los fenocristales de feldespato, idiomorfos, con tamaños de hasta 10 cm. de longitud, muchos de los cuales se disponen con su eje largo en una dirección comprendida entre N-15-O y N-25-E, aunque también los hay con direcciones transversas (próximas a E-O).

Los enclaves son escasos, redondeados, de tamaño de grano fino a medio-fino y de composición tonalítico-diorítica, y de tamaños que no suelen superar 3,5 cm de diámetro, aunque excepcionalmente, se han observado de 15 cm de diámetro.

No se observa una orientación preferente en la fábrica, excepto en algunos afloramientos donde se ha visto la fábrica lineal arriba comentada.

4.2. ROCAS FILONIANAS (1)

Aparecen encajadas en el monzogranito, con direcciones de N 75-100 y N 120 y buzamiento subvertical. Presentan potencias de centimétricas a métricas (4 m). Son leucogranitos de dos micas, de tendencia heterogranular, con agregados micáceos que rara vez alcanzan 1 cm de diámetro, siendo por lo general de 0,5 cm. o menores. En una cantera junto a la vía del AVE donde han ripado granito arenizado, se observa un haz de diques centimétricos de orientación N 70-80/70 N.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Turleque 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 Turleque posee características netamente continentales. Las precipitaciones medias anuales son del orden de los 400 mm, mientras que las temperaturas medias mensuales alcanzan los 13 °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. Las cotas principales están constituidas por la sierra de Los Yébenes, con el vértice geodésico Umbría (963 m) y su prolongación a través de las sierras de Manzanique y de La Rabera. Todas ellas dibujan un trazado en arco de círculo que marca la terminación suroriental del plutón granítico de Sonseca-Orgaz. Cruzando la Hoja por su parte central y con una dirección NO-SE están las alineaciones montañosas de Serrezuelas (820 m) y las sierras Larga, del Castillejo, de las Esperillas, de Algodor y de la Olla, todas ellas con cotas comprendidas entre los 797 m del vértice Cuartos Largos y los 737 m de la sierra de la Olla. En la zona meridional se elevan las sierras del Aljibe (840 m) y La Carbonera (806 m), así como algún pequeño monte isla como el Cerro de la Peona (755 m), estando constituido el resto del territorio por la extensa llanura que constituye La Mancha.

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 Algodor, tributario del río Tajo. Sus afluentes más importantes son los arroyos de Bracea, Juncarejo, de los Pozos, Riánsares y del Caz.

El sector SE de la Hoja es tributario de la cuenca del Guadiana a través de la Cañada de Torrejón, la cual es afluente del río Amarguillo. La divisoria de cuencas de primer orden en este sector presenta un trazado sutil, cruzando la Hoja en una dirección sensiblemente ENE-OSO por el replano que forma la costra carbonatada de la unidad 17.

La cota más baja de la Hoja alcanza los 670 m en el "talweg" del río Algodor en el borde N de la misma.

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.2.1. Estudio morfoestructural

En la Hoja de Turleque, 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 cóncavo, como el anticlinorio de Urda-Los Campillos, en la vecina Hoja de Madrideojos, y cubetas de forma groseramente redondeada y diámetros decakilométricos como es la terminación oriental del sinclinorio de Los Yébenes. En la Hoja, las directrices estructurales son NE-SO a ENE-OSO, siendo la primera la más conspicua.

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 almacén morfológico regional y da lugar a los relieves más importantes, mientras que las series areniscoso-cuarcíticas del Cámbrico inferior (areniscas de Los Cortijos) están escasamente representadas y dan lugar a pequeñas alineaciones secundarias, como los que forman la sierra de La Carbonera y Pedragosa.

Las formaciones de menor resistencia a la erosión originan zonas deprimidas topográficamente y rellenas por depósitos terciarios y cuaternarios, tal y como sucede en el núcleo del sinclinorio de Los Yébenes sobre la serie pizarrosa del Llanvirniense.

Así, la Hoja de Turleque presenta en su cuadrante noroccidental los importantes volúmenes orográficos de las sierras anteriormente citadas, dominadas por un modelado estructural, mientras que la mitad suroriental de la misma es una llanura sobre la que apenas se elevan la alineación de La Carbonera y los montes isla de Pedragosa y La Pegona.

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, salvo en la Sierra de Algodor 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°. La abundancia de fracturas que afectan a los materiales del paleozoico no permite que sean ni frecuentes ni extensas las superficies estructurales, las cuales sólo tienen expresión cartográfica en La Carbonera.

Otras morfologías estructurales ligadas a los niveles de mayor dureza son los cerros cónicos, los cuales también son poco frecuentes.

5.2.2. Estudio del modelado

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

5.2.2.1. Formas de laderas

Las formas de laderas constituyen una de las morfologías deposicionales más frecuentes en la Hoja de Turleque.

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

Se han diferenciado en la cartografía dos tipos distintos de coluvión en función de las edades de su respectiva génesis. Al más generalizado se le atribuye una edad Pleistoceno inferior-medio, mientras que a los depósitos coluviales que reciclan materiales Plio-Pleistocenos se les ha asignado una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

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

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

5.2.2.2. Formas fluviales

Las geoformas de génesis fluvial son las dominantes en el territorio ocupado por la Hoja, en particular las de tipo deposicional.

Se han diferenciado tres generaciones de abanicos y conos aluviales a partir de su posición morfológica, relaciones de encajamiento mutuas y por el grado de desarrollo de los procesos edáficos de iluviación y carbonatación a los que se han visto sometidos. Como ya se ha indicado en el capítulo 2.3, sus edades van desde el Pleistoceno inferior al superior.

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

Dos buenos lugares para observar sus relaciones de encajamiento son la esquina SO de la Hoja, en las proximidades de la intersección entre el río Algodor y el arroyo de Bracea, y al SE de la sierra de La Rabera, en la vertiente que da igualmente al río Algodor.

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 bien representadas en el valle del río Algodor y en el del arroyo del Caz, y se han formado con posterioridad al desarrollo de los abanicos aluviales.

La cota de las terrazas más bajas sobre el talweg del Algodor es de 2-3 m, mientras que la del nivel superior es de 5-7 m.

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.

También se han cartografiado los depósitos de fondo de valle y la más ancha llanura aluvial del río Algodor. Esta última llega a superar 1 km de anchura en el borde O de la Hoja, aunque se ve superado por el arroyo Bracea, el cual construye un ancho valle de cauces anastomosados que flanquea a un extenso abanico aluvial que ha dejado de ser funcional.

Otro elemento morfológico representado en el mapa es la divisoria de aguas entre las cuencas del Tajo y el Guadiana, que sigue un trazado más o menos ENE-OSO poco evidente en la mayor parte de su recorrido por la Hoja, a través de la planicie basculada al NE formada por las costras carbonatadas de la unidad 17 y algún monte isla que sobresale de la llanura.

Otras morfologías cartografiadas son la arroyada en regueros, alguna pequeña cascada y pérdidas de drenaje. Estas últimas 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 las características litológicas y morfológicas de la zona de estudio.

5.2.2.3. Formas poligénicas

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

En las sierras de Los Yébenes, Manzaneque y Serrezuelas se han cartografiado a cotas que varían entre los 900 y 790 m unos pequeños restos de la superficie de erosión que dibuja el nivel de cumbres de los Montes de Toledo. Ella constituye para GARCÍA ABAD y MARTÍN SERRANO (1980) el relicto de una antigua superficie de erosión sobreelevada como resultado de la orogenia alpina. Sin embargo, MUÑOZ JIMÉNEZ (1976) 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.

Regionalmente, esta superficie presenta un basculamiento generalizado hacia el NE, coincidente con el que presentan el nivel de encostramientos carbonatados de la unidad 17 y la raña, de lo que se deduce que la edad del basculamiento es post-raña, es decir, hacia el límite Plioceno-Pleistoceno.

La esquina NO de la Hoja está ocupada por los afloramientos del plutón granítico de Sonseca-Organza.

Éste se presenta parcialmente arenizado, conformando una típica morfología de berrocal poco denso, con bolos de tamaños hasta decamétricos dispersos de manera rala entre sectores de regolito alterado y arenizado. Como formas menores se observan "taffoni", pequeñas acanaladuras y de manera muy local, alguna piedra caballera.

El proceso genético de elaboración de este berrocal se ha extendido a lo largo del tiempo, desarrollándose durante buena parte del Terciario y hasta el Plioceno medio. Tras una primera etapa de meteorización diferencial producida bajo un clima agresivo de tipo tropical húmedo, ocurre la posterior denudación selectiva de los perfiles de alteración, los cuales pudieron llegar a ser profundos, de varias decenas de metros. Corresponde a un proceso de doble aplanación o "etchplanización" que permite la exhumación de la superficie grabada sobre el macizo granítico inalterado.

El elemento morfológico que mejor define la zona de estudio es la presencia de una amplia planicie formada por encostramientos carbonatados de tipo dalle desarrollados sobre una superficie de erosión-colmatación que MOLINA (1975) denominó en los Campos de Calatrava como S₁ o "superficie superior de la Llanura Manchega".

Se trata de una costra zonal, formada por repetición múltiple de procesos sedimentarios y edálficos. Es correlacionable con los depósitos de la primera superficie poligénica de la Cuenca del Tajo y con los glaciares con costra laminar bandeada que articulan la Llanura Manchega con los Campos de Montiel (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981), cuya edad es Plioceno superior (Villafranquense medio), sobre los -2.5 Ma.

También presenta regionalmente un basculamiento hacia el NE con pendientes en dicho sentido inferiores al 1%.

La raña constituye un piedemonte de naturaleza fanglomerática que articula los inselbergs de las sierras paleozoicas con las zonas deprimidas del relieve.

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

5.2.2.4. Formas kársticas

Se desarrollan sobre los materiales carbonatados de la costra pliocena S₁.

Dado el pequeño espesor que ésta presenta, las formas kársticas de la Hoja de Turleque son de reducido tamaño y escasa representatividad en el modelado.

Las dolinas presentan contornos circulares o elípticos y profundidades del orden de 1 m, teniendo hasta 300 m de diámetro la más grande, pero no pasando la inmensa mayoría de

las pocas decenas de metros, las cuales se han representado en la cartografía como campo de pequeñas dolinas.

Las uvalas se forman por coalescencia de dos o varias dolinas, presentan formas más irregulares (T) y participan de sus mismas características descriptivas.

5.2.2.5. Formas lacustres

Las formas de origen lacustre tienen muy escasa representación en la Hoja. Tan sólo existen unas pequeñas zonas endorreicas al N de la sierra de Los Yébenes y en el valle del arroyo del Caz.

La génesis de las primeras está probablemente en relación con procesos de deflación eólica del material granítico arenizado que forma el sustrato, mientras que la segunda está en relación con encharcamientos estacionales producidos en etapas de alta precipitación en un valle fluvial con escasa capacidad de arenamiento.

Esta última presenta forma subelíptica, con unos 900 m de diámetro mayor y 600 m de diámetro menor.

5.2.2.6. Formas antrópicas

En la zona de estudio son diversas las actuaciones humanas que implican sustanciales modificaciones del relieve. Las que guardan relación con la actividad agrícola tienen gran importancia morfológica al controlar los usos del suelo, la vegetación e incluso localmente la escorrentía superficial mediante canales artificiales, presas como la que cierra el Embalse de Finisterre, y diques de tierra.

También se han representado en la cartografía algunas canteras de tamaño notable que explotan los materiales terciarios, así como las escombreras y vertederos de las localidades de Mora y Turleque, que sobre todo en el primer caso presentan un indudable riesgo de contaminación de suelos o niveles acuíferos.

Por último hay que señalar, aunque no se hayan recogido en el mapa geomorfológico, los efectos sobre el modelado de la construcción de infraestructuras viarias, como son los grandes desmontes y rellenos de la vía del AVE.

5.3. LA EVOLUCIÓN DINÁMICA

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

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

A comienzos del Mesozoico se inicia la elaboración de una extensa llanura peneplanizada, la cual fue definida por SOLÉ SABARÍS (1952) como "superficie fundamental de la Meseta" o

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

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

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

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

Estas condiciones de relleno de las cuencas intermontañas prosiguen durante el Plioceno. En el sector de la Llanura Manchega ocupado por las Hojas de Villarrubia de los Ojos, Malagón y Daimiel alcanza gran desarrollo una sedimentación carbonatada de características lacustre-palustres. También se produce en el Plioceno inferior y medio una etapa de actividad tectónica, conocida como fase Iberomanchega, que deformó generalmente mediante pliegues de amplio radio los sedimentos mio-pliocenos, incluyendo los Páramos. Una nueva superficie con carácter mixto de erosión-colmatación afecta a las cuencas terciarias (S_1 de MOLINA, 1975). Está recubierta por encostramientos carbonatados de tipo laminarbandeado y multiacintado, espesos y muy cementados. Su edad es de -2.5 Ma, esto es, Villafranquiense medio (PÉREZ GONZÁLEZ, 1981), y ocupa amplias extensiones de las Hojas de Turleque, Madrideojos 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 Madrideojos y Malagón, y que constituye un pediment con cobertera detrítica sedimentado a través de extensos sistemas de abanicos aluviales que tienen como áreas fuente diferentes sectores serranos.

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

Tras este episodio se produce el basculamiento hacia el NE de todo este sector de los Montes de Toledo. Tanto el nivel de cumbres, como la superficie S_1 y la Raña muestran la misma incli-

nación 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 (1974) "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 en el 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 +6-7 m la más antigua y +2-3 m la más moderna sobre el "talweg" del río Algodor.

Durante el Holoceno apenas se producen pequeños retoques en el relieve ya configurado. La morfogénesis fluvial permite la sedimentación de los depósitos de fondo de valle y de pequeños conos de deyección en las salidas de numerosos barrancos serranos, mientras que estacionalmente la presencia de procesos periglaciares en las cotas más elevadas mantiene los aportes de material que originan los canchales y pedreras. Un proceso de karstificación afecta a las costras carbonatadas durante el Plioceno terminal y el Cuaternario.

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 costras calcáreas o los sedimentos calcomargosos del Plioceno de la Llanura manchega, o como sucede en la Hoja de Turleque, a cubetas de deflación eólica y zonas de drenaje deficiente.

5.4. 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 de 400 mm anuales y temperaturas medias de 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 periglaciaria. Este fenómeno permite la continuidad de los aportes clásticos en canchales y coluviones. Estos mismos depósitos son susceptibles de presentar movimientos en masa de tipo deslizamiento, particularmente en los periodos más lluviosos que permiten la saturación en agua del subsuelo y el desarrollo de planos de rotura en el contacto entre la formación superficial y el sustrato.

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

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

6. HISTORIA GEOLÓGICA

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

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

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

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

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

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

Esta disposición de sedimentación en una plataforma marina poco profunda, próxima al nivel

de base del oleaje, permanece durante la mayor parte del Arenigiense, aunque con una tendencia progresiva a una mayor profundización, hasta alcanzar una disposición de plataforma externa, representada por las pizarras del Llanvirniense (Pizarras de Río). Durante esta etapa las facies arenosas (Cuarcita Armoricana) corresponden a depósitos de barras originadas en una plataforma somera por la acción de mareas y oleaje, que marcan la progradación de las zonas arenosas de la plataforma sobre las zonas más internas en 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 originaría fallas, pliegues y esquistosidad, posteriormente modificadas por la segunda fase de deformación y anterior a la fracturación tardihercínica. A esta etapa, entre la segunda fase de deformación y la fracturación tardihercínica, corresponde la intrusión del granito de Madrifejos, 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 Ateniense 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 constituían.

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

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

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

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

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

El Instituto Nacional de Meteorología dispone en esta Hoja de un único observatorio, el designado por el número 3250D, ubicado en las proximidades del Embalse de Finisterre.

El área ocupado por la Hoja de Turleque se encuentra comprendida en su totalidad dentro de la línea isoyeta representativa de 400 mm.

Las isotermas anuales medias representativas de la zona de estudio están comprendidas entre 12 °C y 14 °C. La evapotranspiración potencial anual media supone 780 mm, es decir, representa un valor próximo al doble del de la precipitación. En la figura 4 se muestra, el mapa conjunto de isoyetas e isoevapotranspiración potencial.

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

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

El régimen térmico es el templado. En función de este y del Régimen de Humedad resulta un clima Mediterráneo templado-seco.

Desde el punto de vista hidrográfico, la zona de estudio se encuentra repartida entre las cuencas del Tajo y Guadiana. Dentro de la cuenca del Tajo la red de drenaje está constituida por el río Algodor, en el que se ubica el embalse de Finisterre, con una capacidad de 133 Hm³ y una altura de presa de 33,5 m. En la parte incluida dentro de la cuenca del Guadiana, el principal cauce es el río Cañada de Torrejón, en el que no existen registros de caudal.

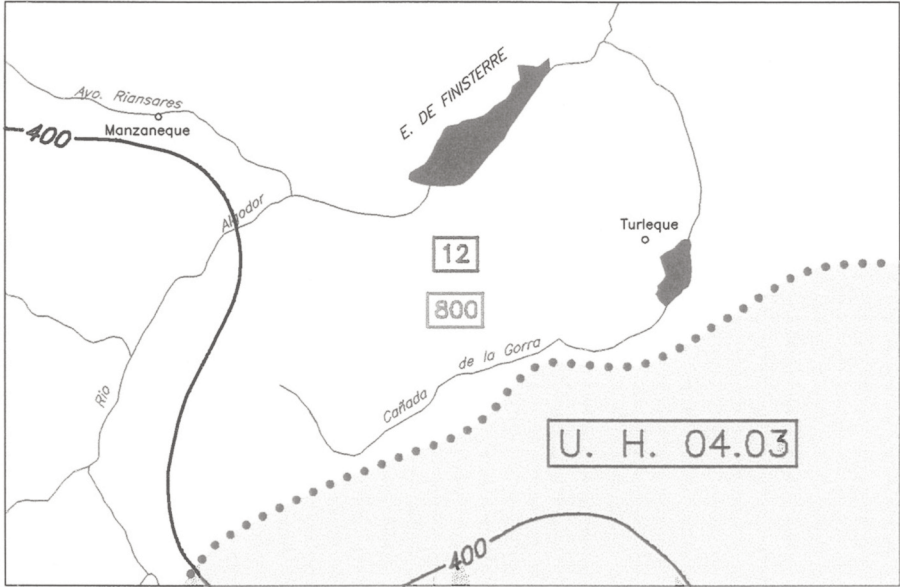
En la figura 4 se muestra la situación de la Hoja de Turleque en relación con las Cuencas Hidrográficas. Esta Hoja se encuentra repartida en dos zonas: una, impermeable, y la otra, correspondiente a la Unidad Hidrogeológica de Consuegra-Villacañas (04-05), siendo la divisoria de ambas el límite de las cuencas del Tajo y del Guadiana.

Los dos tipos de acuíferos son el Pliocuaternario, el Cuaternario y el Cámbrico.

El primero engloba acuíferos de escasa entidad formados por los depósitos de laderas, rañas y, a veces, terrazas antiguas.

El Cuaternario, excepción hecha de pequeñas zonas endorreicas desarrolladas sobre materiales impermeables (con el granito o los del Mioceno medio), presenta únicamente alguna importancia hidrogeológica en los aluviales conectados con los ríos. Se explotan, en general, en pequeños huertos.

En el Cámbrico, solamente los tramos constituidos por calizas y dolomías en general muy recristalizadas, no aflorantes, presentan cierto interés desde el punto de vista hidrogeológico.



ESCALA 1:200.000

U. H. 04.03 UNIDAD HIDROGEOLÓGICA CONSUEGRA – VILLACAÑAS.

..... DIVISORIA DE CUENCAS HIDROGRÁFICAS DEL TAJO Y GUADIANA

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

12 VALOR REPRESENTATIVO DE LA TEMPERATURA (°C) EN TODA LA HOJA.

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

Fig. 4.- Esquema de unidades hidrogeológicas y esquema climático de Turleque.

En la Hoja de Turleque no existen puntos de control piezométrico, de calidad de las aguas ni estaciones de aforo.

7.2. RECURSOS MINERALES

Dentro de la Hoja de Turleque no existe ninguna explotación minera reseñable. Se han contabilizado un total de 18 indicios mineros, 17 de ellos correspondientes a rocas industriales y un indicio minero de Fe, de escasísima entidad y abandonado, a considerar dentro de la minería metálica.

Del total de los 18 indicios existentes en la Hoja, tan sólo 8 de ellos (indicios nº 1 a 8) aparecen en el Inventario de Explotaciones de Rocas Industriales.

La mayor parte de los indicios consisten en pequeñas labores para la extracción de áridos, arcillas, piedra para construcción rural, arcillas para fabricación de ladrillos y carbonatos para caleros. En la actualidad los indicios mineros no registran actividad o esta es de carácter intermitente como es el caso de algunas labores para arcillas o de áridos. En la Tabla 2 se sintetizan las principales características de los indicios mineros de rocas industriales de esta Hoja.

7.2.1. Rocas y minerales industriales

Dentro de este apartado, los indicios de la Hoja se describen de acuerdo a los siguientes grupos:

7.2.1.1. Áridos

Dentro de la Hoja se han identificado 5 indicios mineros para áridos, consistentes en pequeñas explotaciones de gravas (indicios nº 11,13), cuarcita (indicio nº 8), pizarras (indicio nº 16) y conglomerados y pizarras (indicio nº 14).

En las explotaciones de gravas se obtenían áridos naturales con destino a la construcción y para la reparación de pistas y caminos, dentro de un ámbito muy local.

Las restantes labores obtenían áridos de trituración para la construcción de caminos y carreteras (indicio nº 8) y para la construcción de la vía de tren AVE (indicios nº 14 y 16), pasando a estar inactivas una vez completado el tramo de obra.

7.2.1.2. Arcillas

Dos de las tres explotaciones de arcillas existentes en la Hoja de Turleque son las labores de mayor tamaño de la Hoja. El indicio nº 9, situado junto a la cerrada del embalse de Finisterre, consiste en una explotación de unos 300 m de diámetro y de unos 4 m de profundidad media, en la que se explotaron arcillas mio-pliocenas (unidad 14) para la construcción de la presa. Desde la finalización de las obras la explotación ha permanecido inactiva salvo esporádicas extracciones de material para la fabricación local de ladrillos.

El indicio nº 15 consiste en una cantera de unos 500 m de diámetro por unos 20-25 m de profundidad, en la que se explotan, de forma intermitente, arcillas y limos del Mioceno Inferior para el abastecimiento de fábricas locales de ladrillos.

7.2.1.3. Cal

En la Hoja de Turleque existen pequeñas labores artesanales (indicios nº 3 y 6) que en el Inventario de Explotaciones de Rocas Industriales aparecen como explotaciones para yeso. Dichas labores están localizadas en costras carbonatadas cuaternarias (caliches), de las que se extraían carbonatos para la fabricación de cal en los caleros de la zona.

N° INDICIO INV. R. I.	N° INDICIO HOJA 686	NOMBRE INDICIO	MUNICIPIO (PROVINCIA)	COORDENADAS UTM		SUSTANCIA	MORFOLOGÍA	TAMAÑO	EDAD	OBSERVACIONES
				X	Y					
16361	1	-	Los Yábenes (TO)			Arcilla	Estratiforme	Pequeña	Plioceno	Extracción de arcillas para ladrillos
16488	2	-	Mora (TO)			Cuarcita	Estratiforme	Grande	Arenig.	Cantera de 30 m X 10 m de frente
16489	3	-	Turleque (TO)			Caliche	Estratiforme	Muy pequeña	Cuaternario	Labor artesanal de carbonato para caleros
16497	4	-	Consuegra (TO)			Arenisca	Estratiforme	Muy pequeña	Cám. Inferior	Labor artesanal para piedra de construcción
16498	5	-	Orgaz (TO)			Cuarcita	Estratiforme	Muy pequeña	Ordovícico	Labor artesanal para piedra de construcción
16674	6	-	Turleque (TO)			Caliche	Estratiforme	Muy pequeña	Cuaternario	Labor artesanal de carbonato para caleros
16520	7	-	Mora (TO)			Cuarcita	Estratiforme	Muy pequeña	Arenig.	Labor artesanal para piedra de construcción
16522	8	-	Tembleque (TO)			Cuarcita	Estratiforme	Mediana	Tremadoc.	Pequeña cantera áridos para carretera
-	9	-	Tembleque (TO)			Arcillas rojas	Estratiforme	Grande	Mio-plioceno	Cantera de 300 m de diam. X 4 de profundidad
-	11	-	Turleque (TO)			Grava	Lenticular	Muy pequeña	Cuaternario	Cantera artesanales para áridos
-	12	-	Manzanaque (TO)			Granito	Bolos	Muy pequeña	Hercínico	Pequeña cantera artesanal piedra mampostería
-	13	-	Los Yábenes (TO)			Grava	Lenticular	Pequeña	Cuaternario	Pequeñas canteras artesanales áridos
-	14	-	Los Yábenes (TO)			Pizarra-Congl.	Estratiforme	Grande	Orbov.-Terc.	Cantera de 150 m diam. X 15 m de profundidad
-	15	-	Los Yábenes (TO)			Arcillas-Limos	Estratiforme	Grande	Mioceno	Cantera de 600 m diam. X 30 m de profundidad
-	16	-	Consuegra (TO)			Pizarras	Estratiforme	Medio	Llanvín.	Cantera áridos de frente 20 m X 5 m
-	17	-	Los Yábenes (TO)			Leucogranito	Lenticular	Medio	Hercínico	Cantera de 70 m de diam. X 4 m de profundidad

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

7.2.1.4. Piedra de construcción

En los indicios nº 4, 5, 7 y 12, consistentes en canteras de muy pequeño tamaño, se extraen, con carácter ocasional, respectivamente, las areniscas de Los Cortijos (Cámbrico Inferior), las cuarcitas arenigienses (indicios nº 5 y 7) y la facies común de los monzogranitos biotíticos del cuadrante NO de la Hoja (indicio nº 12). El material extraído se emplea para la construcción de pequeñas edificaciones rurales y mampostería de la zona.

7.2.2. Minerales metálicos

Dentro de este apartado., indicar la presencia hacia el límite N-NE de la Hoja, de una labor minera, consistente en dos pequeños socavones y escombreras (indicio nº 10), en los que según comentario de gente de la zona se pretendía la extracción de hierro. Las labores, que por el volumen de los escombros pudieran tener unos 8-10 m de longitud, se localizan sobre una zona de fractura de dirección NE-SO en materiales del Arenigiense, en la que es muy patente la presencia de óxidos de hierro empastando material brechoide.

7.3. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

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

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

Partiendo de estas ideas básicas, el Instituto Geológico y Minero 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.

En la Hoja de Turleque son muy escasos los puntos que presenten cierto interés, salvo la presencia de materiales de la "Serie Ocre", del Oligoceno superior-Mioceno inferior, desconocidos hasta la fecha en este sector de los Montes de Toledo.

Por ello, se han inventariado dos P.I.G., sobre estos materiales en los frentes de una cantera abierta en las proximidades del río Algodor.

PIG nº 1: Aspecto de las limolitas arcillosas de la "Serie Ocre" en el municipio de Los Yébenes.

PIG nº 2: Aspecto del techo de la unidad "Serie Ocre" y su recubrimiento por depósitos de terraza, lo que dificulta su reconocimiento en la región.

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 I.G.M.E. como información complementaria a la memoria.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. Y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española". *Instituto Lucas Mallada. C.S.L.C. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 5: 7-29
- ALIA MEDINA, M. (1944). "Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 42: 613-614.
- ALIA MEDINA, M. (1947). "Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha". *Est. Geogr.* 27: 313-340.
- ALIA MEDINA, M. (1954). "Formación neísica y granítica del Sur de Toledo". *Nov. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 34: 61-75.
- ALIA MEDINA, M. (1960). "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo". *Nov. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.* 58: 125-162.
- ALIA MEDINA, M. (1972). "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 ALVÁREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA 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-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica". *II Congr. Geol. de España SGE. Vol. I, comunicaciones pp* 19-22.
- ANCOCHEA, E. (1983). "Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense, Madrid*, 675 pp.
- ANDONAEGUI, P. E IBARROLA, E. (1987). "Geocronología de los granitoides de Mora-Gálvez (Toledo)". *Mem. II Congr. Geoquim. Esp.* 109-112.
- ANDONAEGUI, P. (1990). "Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo". *Tesis Doctoral Universidad Complutense, Madrid* 365 pp.
- APARICIO YAGÜE, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo". *Est. Geol.* 27 pp. 369-414.
- APARICIO YAGÜE, A. Y GIL CID, M. D. (1972). "Hallazgo de trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo". *Est. Geol.* 28: 105-109.
- ARANDILLA, P.; CORRAL, A.; FERREIRO, D. Y MARTÍN HERRERO, D. (1976). "Lillo". *IGME. Mapa Geológico Nacional E/1:50.000 (2ª serie)* 659: 17 pág.

- BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'etude des formations ante-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.; ANADON, P.; ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DÍAZ MOLINA, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍN SUAREZ, E.; MARTÍNEZ, J.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PÉREZ GARCÍA, A.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, A. J.; VERA, J. A. Y MEIN, P. (1993). "Up to date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation". *Rev. Soc. Geol. España.* 6 pp. 29-40.
- CASIANO DE PRADO, M. (1855). "La géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. France.* 212: 3-24.
- CASIANO DE PRADO, M. (1856). "Mémoire sur la Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède". *Bull. Soc. Geol. France* (2) 12-149, pp. 182-204.
- CEBRIÁ, J. M. Y LÓPEZ RÍO, J. (1995). "Alkali basalto and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: the late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain)". *Lithos*, 35, pp. 27-46.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J. M.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. L. Y RODRÍGUEZ PASCUA, M. A. (1996). "Tertiary basins of Spain". *Univ. Eds. P. Friends y C. Dabrio Univ. Cambridge Press. Cambridge.* pp. 255-259.
- DE VICENTE, G.; GINER, J. L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; SÁNCHEZ CABAÑERO, J. G. Y PINILLA, L. (1996). "Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid". *Geogaceta* 20 (4) pp. 842-845.
- DÍEZ BALDA, M. A., Y VEGAS, R. (1992). "La estructura del dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Iberica". *J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds). Paleozoico Inferior de Ibero-América.* pp. 523-534.
- ENUSA (1984). "Exploración de uranio en la Cuenca del Tajo". *Inédito.*
- GABALDÓN, V. Y HERNÁNDEZ URROZ, J. (1989). "Los fosfatos del Precámbrico-Cámbrico de la zona Centro-Ibérica, un modelo de yacimiento de origen sedimentario". *XII Congr. Español de Sedim. Simposios y conferencias.* 283-297.

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

- JULIVERT, M. Y TRUYOLS, J. (1983). "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". *En J. A. Comba (Coord). Geología de España. Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar J. M. Ríos, 1: 192-246.*
- KINDELAN, J. A. (1952). "Mapa geológico de España a E/1:50.000, Turleque (686) 1ª Serie". *IGME.*
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1992). "Evolución Estructural de la Antiforma de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Tesis Doctoral, 144 p. Universidad de Oviedo (inédita).*
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1993). "La estructura del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Revista de la Sociedad Geológica de España. 6 (3-4) pp. 145-163.*
- LÓPEZ DÍAZ, F. (1994). "Estratigrafía de los materiales anteordovícicos del Anticlinal de Navalpino (Zona Centroibérica)". *Revista de la Sociedad Geológica de España, 7 (1-2), pp. 31-45.*
- LÓPEZ 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 estratigrafía del Cámbrico en España". *Notas y Com. IGME. 61: 137-161.*
- MCDUGALL BRENCHELY, 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 Salamanticensis*, 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)". *Unveroff. Diss. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Munster*. 109 pág. (Resumen en castellano in: WALTER R. (ed) 1977. *Zwei geologische traversen durch die südliche Iberische Meseta. Spanien. Münster Forsch. Geol. Palaont.* 42: 29-32.
- MOLINA, E. (1974). "Campo de Calatrava (En Submesetas meridional - Campo de Calatrava, por E. Molina, E. Aguirre y J. Morales)". *Coloquio Int. Bioestr. Cont. Neog. Sup. y Cuatern. Inf. Libro guía*, pp. 215-244.
- MOLINA, E. (1975). "Estudio del Terciario Superior y del Cuaternario del campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario n° 3*, 106 pp.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLITERO, E.; CANTANO, M. Y JORDÁ, J. (1985). "Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo Hespérico en su sector Castellano-Extremeño". *Studia Geol. Salamanticensis*. 20, 115-126.
- MONTESERÍN, V. (1984). "Hoja geológica y memoria de las Hojas n° 682 (Sevilleja de la Jara); 653 (Valdeverdeja) y 652 (Jaraicejo)". *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª Serie. MAGNA; IGME, Madrid*.
- MORENO, F. (1977). "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid*.
- MUÑOZ, J. (1976). "Los Montes de Toledo". *Rev. de Geografía de la Universidad de Oviedo. Instituto J. S. Elcano (CSIC)*. 500 pp.
- NOZAL, F. (1984). "Hoja geológica y memoria de las Hojas n° 708 (Minas de Santa Quiteria); 681 (Castañar de Ibor) y 685 (Los Yébenes)". *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª Serie. MAGNA; IGME, Madrid*.
- NOZAL, F. Y MARTÍN SERRANO, A. (1988). "Hoja geológica y memoria de la Hoja n° 709 (Anchuras)". *Mapa Geológico de España 1:50.000, 2ª Serie. MAGNA; IGME, Madrid*.

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

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



MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD

ISBN:978-84-7840-891-7



9 788478 408917