



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



TOLEDO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

TOLEDO

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

© Instituto Geológico y Minero de España
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
www.igme.es
NIPO: 064-18-008-2
ISBN: 978-84-9138-059-7
Depósito legal: M-17.581-2018

Fotocomposición: P. Peñas
Impresión: Gráficas Muriel, S.A.

Las presentes Hoja y Memoria (Toledo-629), han sido realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Autores

- R. Mediavilla (IGME). Cartografía y Memoria
- F. Rubio Pascual (IGME). Cartografía y Memoria
- A. Pérez-González (UCM). Cartografía y Memoria
- R. Martín Banda (IGME). Cartografía y Memoria
- F. López Olmedo (IGME). Cartografía y Memoria
- M^a E. Sanz-Montero (UCM). Cartografía y Memoria
- J.P. Rodríguez Aranda (UCM). Cartografía y Memoria
- L. Galán de Frutos (IGME). Hidrogeología
- J. Rubio Navas (IGME). Recursos Minerales
- V. Vivar Provencio (IGME). Recursos Minerales
- J.M. Baltuille (IGME). Recursos Minerales

Dirección y supervisión

- A. Martín Serrano (IGME)
- A. García Cortes (IGME)
- F. López Olmedo (IGME)

Edición

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

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones
- Fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informes complementarios

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
1.2. ANTECEDENTES	10
1.3. MARCO GEOLÓGICO	12
2. ESTRATIGRAFÍA	14
2.1. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO	15
2.2. CRETÁCICO	15
2.2.1. Cretácico Superior	15
2.2.1.1. Arcillas blancas y rosas con intercalaciones de dolomías y areniscas en la base (17). Campaniense-Maastrichtiense	16
2.3. PALEÓGENO	17
2.3.1. Eoceno superior-Oligoceno inferior	17
2.3.1.1. Areniscas, conglomerados, niveles carbonatados y lutitas rojas (18). Eoceno superior-Oligoceno inferior	18
2.4. NEÓGENO. MIOCENO	19
2.4.1. Aragoniense inferior-medio. Unidad Inferior	23
2.4.1.1. Conglomerados y arenas arcósicas con cantos y bloques de tonalidades rojizas (19) y arcillas y limos con intercalaciones de arenas (20). Aragoniense inferior-medio	24
2.4.1.2. Arcillas rojas y verdes (21). Aragoniense inferior-medio	26
2.4.1.3. Calizas y margocalizas con arenas finas oscuras en la base (22). Aragoniense medio	26
2.4.2. Aragoniense medio-Vallesiense inferior. Unidad Intermedia	27
2.4.2.1. Conglomerados y arcosas con cantos y bloques (23). Arenas arcósicas, limos y arcillas (24). Aragoniense medio-superior	28
2.4.2.2. Calizas, calizas margosas y margas blancas y grises (25). Aragoniense medio-superior	29
2.4.2.3. Arcosas gruesas con cantos y bloques (26) y arenas verdes y lutitas (27). Aragoniense superior	30
2.4.2.4. Arenas arcósicas con cantos y conglomerados (28). Aragoniense superior-Vallesiense inferior	31

2.4.2.5. Calizas con sílex y margas (29). Aragoniense superior- Vallesiense inferior.....	32
2.5. CUATERNARIO	34
2.5.1. Pleistoceno-Holoceno	34
2.5.1.1. Gravas poligénicas, arenas y lutitas. Terrazas altas (30). Pleistoceno inferior; Terrazas medias (31). Pleistoceno medio; Terrazas bajas (32). Pleistoceno superior	34
2.5.1.2. Margas arenosas, arenas y gravas subangulosas de caliza y sílex (34 y 35). Glacis. Pleistoceno.....	36
2.5.1.3. Arenas, limos, arcillas y gravas. Abanicos aluviales (33 y 36). Pleistoceno inferior-medio; Abanicos aluviales (37). Pleistoceno superior-Holoceno; Conos de dyección (38). Holoceno	37
2.5.2. Holoceno.....	38
2.5.2.1. Lutitas, margas arenosas, arenas y gravas con cantos subangulosos (40). Coluviones. Holoceno.....	38
2.5.2.2. Limos, arcillas limosas y eflorescencias salinas (41). Fondos endorreicos. Holoceno.....	38
2.5.2.3. Gravas poligénicas, arenas, limos y arcillas. Fondo de valle (39); Meandros abandonados (42); Llanura de inundación (43); Barras fluviales (44). Holoceno	38
3. TECTÓNICA	39
3.1. OROGENIA VARISCA	40
3.1.1. Deformación de primera fase D1	41
3.1.2. Deformación de segunda fase D2	42
3.1.3. Deformación de tercera fase D3	43
3.1.4. Deformación de cuarta fase D4	43
3.1.5. Deformaciones tardías	43
3.2. OROGENIA ALPINA.....	44
4. GEOMORFOLOGÍA	46
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	46
4.2. ANTECEDENTES.....	46
4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y FORMAS DEL MODELADO CARACTERÍSTICAS	47
4.3.1. Unidad Morfoestructural Montes de Toledo	47
4.3.2. Unidad Morfoestructural Cuenca de Madrid	48
4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	51
4.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA.....	52
4.6. DINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	54

5. PETROLOGÍA	55
5.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	55
5.1.1. Rocas ígneas prevariscas	55
5.1.1.1. Ortogneises glandulares (4)	55
5.1.1.2. Leucogneises biotíticos con granate (5).....	56
5.1.2. Rocas ígneas sincinemáticas precoces	57
5.1.2.1. Gabros olivínicos y piroxénicos. Tipo La Bastida (6)	57
5.1.2.2. Gabros anfibólicos. Tipo Toledo (7).....	59
5.1.2.3. Tonalitas deformadas (8).....	60
5.1.2.4. Granodioritas porfídicas orientadas. Tipo Argés-Guadamur (9)	62
5.1.3. Migmatitas y granitoides sincinemáticos	63
5.1.3.1. Migmatitas leucocráticas y granitoides diatexíticos inhomogéneos con cordierita y granate (10).....	64
5.1.3.2. Migmatitas estromáticas ácidas con cordierita, granate y biotita (11)	65
5.1.3.3. Migmatitas estromáticas intermedias con granate y biotita (12).....	66
5.1.3.4. Leucogranitos con granate y/o cordierita. Tipo Cervatos (13)	67
5.1.3.5. Leucogranitos biotíticos deformados. Tipo Fuente Topino (14)	68
5.1.3.6. Granitoides biotíticos inhomogéneos con megacristales (15)...	68
5.1.4. Granitoides tardicinemáticos.....	69
5.1.4.1. Granitos porfídicos orientados. Tipo Moncloa (16).....	69
5.1.5. Rocas filonianas.....	70
5.1.5.1. Diques de cuarzo (1).....	70
5.1.5.2. Aplitas (2).....	70
5.1.5.3. Lamprófidos (3)	70
5.2. METAMORFISMO	70
5.2.1. Episodio paragenético M1	72
5.2.2. Episodio paragenético M2	73
5.2.3. Episodio paragenético M3	73
5.2.4. Episodio paragenético M4	73
5.2.5. Evolución metamórfica	74
6. HISTORIA GEOLÓGICA	75
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	79
7.1. HIDROGEOLOGÍA	79
7.1.1. Introducción	79
7.1.2. Características climatológicas.....	81

7.1.3. Hidrología superficial	83
7.1.4. Características hidrogeológicas	83
7.1.4.1. Unidad Hidrogeológica 03.05 Madrid-Talavera	86
7.1.4.2. Formaciones Impermeables o con Acuíferos de Interés Local (IAL)	91
7.2. RECURSOS MINERALES.....	94
7.2.1. Rocas y Minerales Industriales.....	94
8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	100
9. BIBLIOGRAFÍA.....	101

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000 Toledo (629) se encuentra situada en el sector oriental de la provincia de Toledo incluyendo su capital que da nombre a la Hoja así como también apenas unos km² de la provincia de Madrid. Abarca parte del borde septentrional de los Montes de Toledo así como la zona más meridional de la comarca de La Sagra. Fisiográficamente se ubica en el límite de la Depresión del Tajo con los Montes de Toledo (Figura 1).

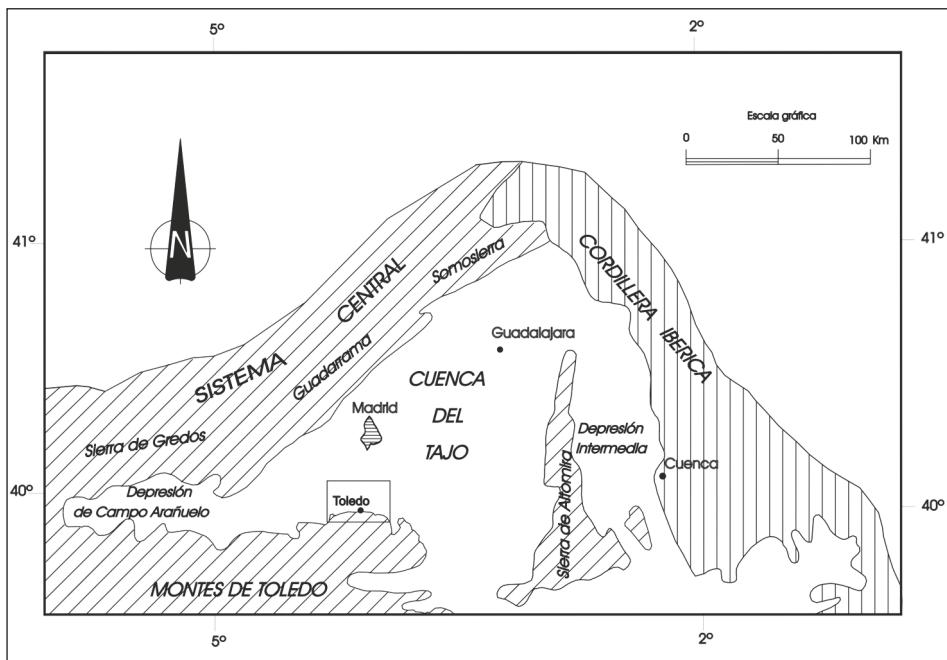


Fig. 1.– Contexto geológico y esquema de situación de la Hoja 629 Toledo.

Se trata de una región de relieve poco contrastado, con la práctica totalidad de su territorio comprendida entre los 400 m y los 660 m. La máxima altitud de la hoja se localiza al suroeste de la ciudad de Toledo, en la Pozuela (686 m), discreto cerro testigo integrado en los Montes de Toledo, que en este sector esboza una superficie ligeramente inclinada hacia el N-NO. El resto de la hoja se presenta con alturas entre los 500 y 600 m, a veces profundamente disectadas por la red fluvial, dando lugar a los valles de los ríos Tajo y Guadarrama. La cota más baja (430 m) se localiza en la confluencia ambos ríos. No obstante, el relieve más peculiar es el cerro de Magán con 662 m, elemento fisiográfico de referencia de toda la cuadricula, que ha sido retocado recientemente por la acción antrópica como reflejan la evolución de los mapas topográficos de la zona.

La red fluvial pertenece en su totalidad a la cuenca del Tajo y se articula fundamentalmente en torno a los ríos Tajo y Guadarrama, cursos de marcado carácter meandriforme, discurriendo el primero de ellos de Este a Oeste por toda la hoja y el segundo, por el noreste hasta confluir con el Tajo en el borde occidental de la cuadrícula. Los valles que construyen ambos ríos son marcadamente asimétricos con sus márgenes derechas suavemente aterrazadas que destacan frente a las márgenes izquierdas, bien definidas, con abruptos escarpes y a veces, marcados acarcavamientos en algunos tramos. El encajamiento del río Tajo a su paso por la ciudad de Toledo ofrece un magnífico paisaje y desde su orilla izquierda se puede observar una imponente panorámica sobre el casco viejo de dicha ciudad.

La densidad de población en la hoja es moderadamente alta dada la presencia de la capital de la provincia dentro de ella, disminuyendo considerablemente hacia los sectores orientales y occidentales. El número de núcleos de población es elevado debido a la proximidad de la capital. Destaca la ciudad de Toledo con su casco histórico y la expansión de esta hacia el norte y el este por el valle del Tajo. Entre el resto de las poblaciones destacan: Bargas, Olías del Rey, Mocedón, Magán, Villaseca de la Sagra y Villamiel de Toledo.

Toda la actividad industrial de la región se concentra en la ciudad de Toledo y su entorno, principalmente hacia el E por el valle del Tajo, aunque al norte de la hoja, en la comarca de La Sagra, también existe una importante actividad industrial en relación con las ladrilleras y las cementeras. Por otro lado, también es importante el desarrollo agrícola y ganadero que se lleva a cabo en los sectores noroccidental y oriental de la hoja.

En general, la dinámica de la región está notablemente condicionada por la existencia de una densa red vial en la que destacan las autovías que unen Madrid con Lisboa y Toledo, infraestructuras todas ellas localizadas de forma radial sobre la capital. Por último, no hay que olvidar la actividad turística de la ciudad de Toledo y de su entorno más cercano.

1.2. ANTECEDENTES

La zona de Toledo y sus alrededores han sido siempre objeto de numerosos trabajos geológicos de muy diversa índole. La simple enumeración de todos ellos implicaría un profundo estudio bibliográfico. El interés por este sector del interior peninsular reside en tres aspectos principales de la región: su localización entre dos grandes dominios geológicos (Montes de Toledo y Depresión del Tajo), en la gran diversidad de los materiales aflorantes y finalmente en la estratégica situación geográfica, muy próxima a la capital de España.

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja de Toledo pertenecen al zócalo varisco y afloran en la franja sur de la Hoja. Se trata principalmente de rocas orto y paraderivadas de posible edad precámbrica a paleozoico inferior, variablemente migmatizadas y abundantes cuerpos intrusivos básicos a graníticos, que juntos forman lo que históricamente se ha denominado "macizo cristalino de Toledo". Los primeros trabajos sobre estas rocas a los que hay que hacer referencia son los de PRADO (1855), VILANOVA (1875), PEÑA (1876), CORTAZAR (1878), CALDERÓN (1884-1885), MALLADA y DUPUY (1912), FERNÁNDEZ NAVARRO (1913, 1914), GÓMEZ DE LLARENA (1914, 1923), ROYO GÓMEZ (1926) y MARCET RIBA (1928). Posteriormente se publica la primera cartografía geológica de la Hoja a escala 1:50.000 de Toledo, por

TEMPLADO *et al.* (1944), donde ya se distinguen rocas migmatíticas de plutónicas, aunque no sucede así en las Hojas adyacentes de Mora y Gálvez (KINDELÁN y CANTOS, 1951a y 1951b). Entre los trabajos generales acerca de los Montes de Toledo cabe señalar el de LOTZE (1945), que propone su inclusión en la zona Galaico-castellana y JULIVERT *et al.* (1974), que sugiere su encuadre en la zona Centroibérica. Interpretaciones interesantes se ofrecen en el trabajo de ALÍA MEDINA (1954), BARAHONA (1969) y sobre todo de APARICIO (1971) que define la "Unidad migmatítica de Toledo".

Más recientes son los trabajos de MARTÍN ESCORZA y LÓPEZ MARTÍNEZ (1978) de enfoque más estructural y los desarrollados por equipos de la Universidad Complutense de Madrid más centrados en los aspectos petrológicos y geoquímicos como los de ANDONAEGUI y VILLASECA (1988), BARBERO y VILLASECA (1988), ANDONAEGUI (1990), BARBERO *et al.* (1990), ANDONAEGUI (1992), BARBERO y VILLASECA (1992), y la tesis doctoral de BARBERO (1992) sobre el Complejo Anatáctico de Toledo y de la que han derivado diversos trabajos. Una interesante recopilación de los conocimientos petrológicos y tectónicos sobre los Montes de Toledo fue realizada con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular (BELLIDO *et al.*, 1981), actualizada por DE VICENTE *et al.* (1991).

Las cartografías más modernas y detalladas de los materiales plutono-metamórficos corresponden a las Hojas de Mora (MARTÍNEZ SALANOVA *et al.*, 2009) y Sonseca (SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 2009) realizadas en la década de los 90 dentro del Plan MAGNA.

Mucho menos numerosos son los trabajos que hacen referencia a los materiales cretácicos y paleógenos del borde septentrional del macizo, sobre cuya diferenciación reflejan ciertas discrepancias. Caben destacar los estudios de ALONSO LUZURIAGA (1969) y ORDOÑEZ *et al.* (1977).

La literatura relativa al Terciario de la Cuenca del Tajo con carácter más general es muy abundante. A destacar los trabajos de RIBA (1957) y BENAYAS *et al.* (1960) que pusieron de manifiesto que el relleno cenozoico de la cuenca se llevó a cabo a partir de diferentes áreas fuentes en su sector septentrional.

En relación con el territorio ocupado por la Hoja, es preciso destacar los trabajos de MARTÍN ESCORZA y HERNÁNDEZ ENRILE (1972), MARTÍN ESCORZA *et al.* (1973) y MARTÍN ESCORZA (1974), en los que además de esbozar la estratigrafía del sector centro-occidental de la cuenca y aportan cartografías de gran interés. Con posterioridad a ellos, tan solo la exploración de uranio llevada a cabo por ENUSA (1984) en la Cuenca del Tajo supuso una importante aportación pluridisciplinar en la zona, rompiendo una clara tendencia al abandono geológico. Esta exploración fue acompañada de una notable campaña de sondeos que aportaron innumerables datos de tipo estratigráfico, petrológico e hidroquímico, a partir de los cuales se propuso una síntesis cartográfica, además de un modelo de evolución paleogeográfica de la región durante el Terciario, con especial hincapié en el Mioceno.

Un importante punto de partida para trabajos posteriores es la síntesis de JUNCO y CALVO (1983), incluida dentro del *Libro Jubilar homenaje a J.M. RÍOS*, en la que se establecen las unidades fundamentales de la serie miocena, unidades en las que se basa una buena parte de los estudios posteriores de la cuenca, si bien algunos de ellos proponen ciertas precisiones.

Precisando esta idea también están las publicaciones de MEGÍAS *et al.* (1980 y 1983) en las que se propone la subdivisión del relleno de la cuenca en varias unidades tectosedimentarias.

A destacar también los trabajos de CALVO *et al.* (1989 y 1994) que hacen especial hincapié en determinados aspectos sedimentológicos de la Cuenca de Madrid, sintetizando además diversos aspectos estratigráficos, sedimentológicos y económicos de interés para los estudios posteriores, así como los de síntesis estratigráfica para la Cuenca del Tajo de ALONSO-ZARZA *et al.* (2004).

Con el paso del tiempo ha sido evidente el avance del conocimiento bioestratigráfico de la cuenca gracias a los yacimientos paleontológicos estudiados entre otros por AGUIRRE *et al.* (1976 y 1982), ALBERDI *et al.* (1983 y 1985), HOYOS *et al.* (1985), LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.* (1987) y CALVO *et al.* (1990).

Por último, trabajos más recientes como los de LÓPEZ OLMEDO *et al.* (2004), MARTÍN BANDA *et al.* (2008a) y MARTÍN BANDA *et al.* (2008b), han permitido abordar y precisar la litoestratigrafía y edad de los materiales aflorantes en la mitad centro meridional de la Cuenca del Tajo y en particular los del área estudiada.

Desde un punto de vista geomorfológico, es preciso destacar los trabajos de SCHWENZNER (1936), BIROT y SOLÉ (1954), PEDRAZA (1978), GARZÓN *et al.* (1982), VAUDOUR (1979), PÉREZ MATEOS y VAUDOUR (1972), SILVA (1988) y SILVA *et al.* (1988 y 1999); aunque algunos de ellos no abordan de forma directa la Depresión del Tajo, sí lo hacen en relación con la evolución del Sistema Central.

Los antecedentes de índole estructural son muy numerosos a nivel regional, en especial por lo que se refiere a la relación entre el relleno de la cuenca y las diferentes fases tectónicas, mereciendo la pena señalar los de ALÍA (1960 y 1976), MARTÍN ESCORZA (1976 y 1980), PORTERO y AZNAR (1984) y DE VICENTE *et al.* (1990, 1991 y 1994). Entre los que hacen referencia a la estructuración alpina del Sistema Central y su relación con las cuencas adyacentes, destacan los de WARBURTON y ÁLVAREZ (1989) y VEGAS *et al.* (1990).

De notable interés resulta la contribución al conocimiento de la geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo efectuada por QUEROL (1989), en la que se recopila una gran cantidad de datos de tipo geofísico correlacionables con los afloramientos existentes.

Por último, por sus numerosas aportaciones para la elaboración del presente trabajo, han sido de máxima utilidad la información proporcionada por diversas hojas del entorno próximo o de la región correspondiente al Plan MAGNA realizadas antes o durante la realización de esta hoja.

1.3. MARCO GEOLÓGICO

La Hoja 629 Toledo a escala 1:50.000 se encuentra situada en el límite entre dos importantes dominios geológicos de la Península Ibérica: los Montes de Toledo y la Cuenca del Tajo, también denominada Cuenca de Madrid, subdominio central de la Depresión del Tajo (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994). El primero de ellos aparece representado en la parte meridional de la Hoja y el segundo

se extiende por el resto de la cuadricula (Figura 1). El contacto entre ambos dominios se hace a favor de un importante cabalgamiento de dirección Este-Oeste que afecta tanto a los materiales mesozoicos como a los cenozoicos.

Los Montes de Toledo se localizan en el extremo suroriental de la zona Centroibérica, caracterizándose por una serie de modestas elevaciones de orientación E-O interpuestas entre los valles de los ríos Tajo y Guadiana. Están constituidos por materiales precámbricos y paleozoicos deformados, metamorfizados y afectados por intrusiones de masas ígneas durante la orogenia Varisca. En conjunto presentan una gran similitud con los complejos de Somosierra y Gredos del Sistema Central (CAPOTE *et al.*, 1982).

En el sector septentrional de los Montes de Toledo abundan las migmatitas, permitiendo caracterizar el denominado “Complejo Anatáctico de Toledo”, representado en el borde meridional de la Hoja. Se trata de un complejo de rocas orto y paraderivadas migmatizadas, afectadas por abundantes cuerpos intrusivos ácidos y básicos que por sus características son descritas en el apartado 5, petrología.

La Depresión del Tajo es una cuenca intracratónica cenozoica de morfología triangular situada en el centro de la Península Ibérica. Se generó como resultado de la transmisión relativa de esfuerzos entre el Macizo Hespérico, las cadenas Béticas y los Pirineos durante el Terciario (DE VICENTE *et al.*, 1994). Su estructuración definitiva se produjo durante la orogenia Alpina por lo que en su bordes afloran pequeños retazos de sedimentos cretácicos y paleógenos que se soterraron discordantemente bajo los depósitos neógenos. Presenta dos límites bien definidos: el Sistema Central y los Montes de Toledo, que constituyen los bordes septentrional y meridional, respectivamente. Su sector oriental se encuentra parcialmente separado de la Depresión Intermedia por la Sierra de Altomira, en tanto que su límite occidental posee un carácter totalmente arbitrario, coincidiendo con un destacado estrechamiento de la cuenca que da paso a la Depresión de Campo Arañuelo.

Los sondeos profundos en la cuenca revelan la existencia de materiales mesozoicos sobre el basamento varisco en el sector oriental, así como una fuerte asimetría en sentido NO-SE, de tal forma que su relleno terciario presenta un espesor cercano a los 4.000 m en las proximidades del Sistema Central, disminuyendo progresivamente hasta por debajo de los 1.000 m en el borde meridional (MEGÍAS *et al.*, 1983; RACERO, 1988). La sucesión terciaria posee una gran continuidad estratigráfica, ya que sobre los depósitos paleógenos que aparecen de forma discontinua en los bordes de la cuenca se dispone discordantemente un conjunto neógeno subhorizontal que constituye la mayor parte de los afloramientos y cuyo depósito ha estado controlado por las diferencias litológicas y por el comportamiento tectónico de los bordes.

Los materiales aflorantes en la Hoja de Toledo reflejan una prolongada y compleja historia geológica, cuyos vestigios más remotos se relacionan con la orogenia Varisca, si bien la práctica totalidad de su registro se relaciona con el ciclo alpino.

Al menos durante finales del Mesozoico, la región fue testigo de diversos episodios sedimentarios de naturaleza variada, con una última y breve transgresión a lo largo del Cretácico superior, seguida de la retirada definitiva del mar. Esta regresión final coincidió con las primeras etapas

compresivas del ciclo alpino que provocaron una restricción de las áreas de sedimentación y el esbozo de los relieves de los Montes de Toledo y del Sistema Central, este último a modo de umbral entre las incipientes depresiones del Tajo y Duero.

El levantamiento de los Montes de Toledo y del Sistema Central así como la consolidación como basamento ascendente en su borde septentrional comenzó aunque de forma progresiva a finales del Eoceno (PORTERO y OLIVÉ, 1983 y PORTERO y AZNAR, 1984). Como resultado de ese ascenso se depositaron potentes sucesiones arcósicas y litareníticas, dispuestas en discordancia sobre depósitos silíceos, arcillosos o evaporíticos del Eoceno -Oligoceno inferior. Dichas facies terrígenas se articularon en sistemas de abanicos aluviales que gradarían lateralmente a facies fluvio-lacustres y lacustres de carácter carbonatado (ARRIBAS, 1985). No existe una información detallada sobre el registro sedimentario paleógeno en partes centrales de la cuenca, donde posiblemente se encuentre en facies evaporíticas (RACERO, 1988), apareciendo cubierto por la sucesión neógena que integra la mayor parte del registro aflorante.

Durante el Terciario, cada uno de los bordes de la Cuenca de Madrid presentó una evolución diferente. En la parte oriental la Sierra de Altomira, se configuró una franja de sedimentos mesozoicos y paleógenos plegados y cabalgantes hacia el oeste, cuyo emplazamiento definitivo tuvo lugar durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. En el sur, el límite de los Montes de Toledo se estructuró mediante fallas inversas, presentando en dicho borde un registro discontinuo de depósitos eocenos y oligocenos de litologías variadas (RODAS *et al.*, 1991). Este borde meridional fue relativamente activo durante buena parte del Mioceno inferior y, al igual que en la Sierra de Altomira, su actividad decreció a partir del Mioceno medio. Por el contrario, el Sistema Central muestra rasgos de intensa actividad tectónica a lo largo de la mayor parte del Mioceno, con un punto álgido durante el Aragoniense medio-superior (CALVO *et al.*, 1991).

Fundamentalmente, el relleno de la cuenca tuvo lugar a través de sistemas de abanicos aluviales procedentes de sus bordes. En la zona más occidental de la cuenca, concretamente en los alrededores de Talavera de la Reina, hay registro sedimentario desde el Oligoceno superior (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2009). Los Montes de Toledo también aportaron gran cantidad de materiales a la cuenca, al menos en una cuantía comparable a la del Sistema Central. Si bien, el desarrollo de la orogenia Alpina, que alcanzó su máxima intensidad en el intervalo Mioceno inferior-medio, tuvo quizás una incidencia muy superior en el borde norte, lo que provocó una marcada polaridad en la cuenca, con la concentración de los ambientes más energéticos en el sector septentrional y los de menor energía, en el meridional.

La historia más reciente de la región se ha desarrollado dentro de un nuevo régimen distensivo. Durante esta etapa culminó el relleno terciario de la cuenca y tras ella, tuvieron lugar los procesos de encajamiento de la red fluvial hasta alcanzar la morfología observada actualmente.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la Hoja de Toledo afloran desde materiales de origen varisco formados por rocas orto y paraderivadas e intrusivas a rocas sedimentarias que constituyen parte del relleno de la Cuenca

del Tajo y que se encuentran relacionados con la evolución de dicha cuenca, generada en el ciclo alpino. A grandes rasgos, en la Hoja se pueden establecer cuatro grandes grupos estratigráficos en función de su composición, su origen y el papel desempeñado dentro de la morfoestructura de la zona:

- Rocas orto y paraderivadas, a veces migmatizadas, con abundantes cuerpos intrusivos pertenecientes al cortejo ígneo ácido y básico intruido en las series paleozoicas y precámblicas de la región durante la orogenia Varisca. Constituyen el zócalo regional (“Macizo cristalino de Toledo”) y afloran al sur de la Hoja, en el ámbito del borde septentrional de los Montes de Toledo.
- Sedimentos cretácicos y paleógenos, adosados al borde del macizo y aflorantes de forma discontinua a lo largo del mismo, siendo bastante probable su presencia en el subsuelo como sustrato de los materiales neógenos.
- Depósitos miocenos, generados durante los episodios recientes del relleno de la cuenca, constituyendo los principales afloramientos de la Hoja y que condicionan en buena medida la morfoestructura de la misma.
- Sedimentos cuaternarios, dispuestos extensamente sobre los conjuntos anteriores a modo de tapiz e irregularmente distribuido, relacionándose con la morfogénesis regional más reciente y en buena parte con el curso del río Tajo y sus tributarios.

2.1. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO

Como se ha expuesto anteriormente, los materiales paleozoicos e incluso precámbrios aflorantes en la Hoja forman parte de un complejo de rocas orto y paraderivadas migmatizadas y afectadas por abundantes cuerpos intrusivos ácidos y básicos por lo que dadas sus características petrológicas son descritas en el apartado 5, petrología. Se trata de rocas metamórficas de alto grado así como diversos tipos de rocas ígneas que han sido incluidas en el denominado “macizo cristalino” (PRADO 1855) o “dominio migmatítico” (APARICIO, 1971) y que por sus características son allí descritas.

Se consideran pertenecientes a la zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1974) y son parte integrante de los Montes de Toledo y del basamento de la cuenca. En su reducida superficie de afloramiento dentro de los límites de la Hoja predominan los granitoides, que engloban masas incartografiables de migmatitas (unidad 1). Pertenecen al Complejo Anatéctico de Toledo (BARBERO, 1992), correlacionable con los complejos de Guadarrama y Gredos del Sistema Central (CAPOTE *et al.*, 1982), así como con sus dominios Central y Occidental (BELLIDO *et al.*, 1981).

2.2. CRETÁCICO

2.2.1. Cretácico Superior

Los afloramientos cretácicos en la Hoja de Toledo se localizan a lo largo de una estrecha franja que de forma discontinua transcurre por la mitad suroriental de la misma según una dirección

Este-Oeste. Por lo general, aparecen cobijados por los materiales paleozoicos y en parte cubiertos por depósitos cenozoicos, bien paleógenos o neógenos, concretamente del Mioceno, o cuaternarios.

Las primeras reseñas sobre el Cretácico de los alrededores de Toledo datan del siglo XIX. Inicialmente fueron considerados Terciario marino en base al contenido faunístico y denominados como "molasa calcárea", hasta que en 1944, los autores de la Hoja geológica de la Primera Serie a escala 1:50.000 (TEMPLADO *et al.*, 1944) y posteriormente ALÍA MEDINA (1945) describieron los afloramientos del Cerro de la Rosa y los atribuyeron al Cretácico. También se hace referencia a estos materiales en los trabajos de ALONSO LUZURIAGA (1969), FUSTER y ALÍA (1970) y APARICIO YAGÜE (1971). Finalmente FORT *et al.* (1992) y CALVO *et al.* (1993) realizaron un estudio geológico del Cerro de La Rosa haciendo especial hincapié en las características petrofísicas de los materiales cretácicos, ya que estos fueron utilizados durante los siglos XIII al XV en la construcción de la Catedral de Toledo.

2.2.1.1. Arcillas blancas y rosas con intercalaciones de dolomías y areniscas en la base (17). Campaniense-Maastrichtiense

Los principales afloramientos se localizan en las proximidades de la ciudad de Toledo, al Este de la misma. Concretamente se sitúan en el cerro de La Rosa y sus alrededores, relieve destacado en el barrio periférico del mismo nombre y en el que buena parte de ese espacio se encuentra urbanizado y rodeado de zonas verdes y de un recinto militar, por lo que los cortes son muy restringidos y apenas ofrecen calidad. Los más representativos están en dicho cerro junto al polideportivo, y en sus proximidades, en los taludes de la autovía A-42 a Ciudad Real. Otros pequeños afloramientos aunque de peor calidad, se localizan de forma dispersa por la parte más oriental de la hoja, en el valle del Tajo.

Los términos basales se pueden observar en las proximidades del cerro de La Rosa, dentro del perímetro restringido de la Academia militar de Infantería, concretamente en los taludes de una pista que discurre junto a la alambrada metálica que delimita dicho recinto. En ese sector, conformando una campiña de olivares, y sin apenas afloramiento se reconocen unas areniscas amarillentas y blanquecinas muy cubiertas que recuerdan a las Facies Utrillas, pero la inaccesibilidad a esa zona no permite una clara identificación de las mismas.

En conjunto, litológicamente se trata de una unidad muy característica, arcillosa de aspecto masivo y plástico, a veces, de tonalidades claras y rosadas o malvas e incluso verdes, que intercalan niveles de rocas carbonáticas, principalmente dolomías de espesores centimétricos a decimétricos, así como delgados niveles de areniscas calcáreas. En los taludes de la autovía a Ciudad Real se observan del orden de 25 m de lutitas rojizas o rosadas bioturbadas que intercalan algunos niveles de 20-30 cm de areniscas y/o microconglomerados (cuarzoarenitas) de colores blanco-verdosos. La composición de las arcillas corresponde composicionalmente a esmectitas e interestratificados de la arcilla (CALVO *et al.*, 1993).

En los tramos más altos se reconocen dos o tres niveles de unos 10 cm de espesor formados por dolomías de color blanco-crema y carácter microcristalino, noduloso o arenoso que pueden incluir fauna de naturaleza marina restringida (FORT *et al.*, 1992 y CALVO *et al. op cit.*).

Los niveles carbonatados más comunes corresponden a dolomías microcristalinas con rasgos de bioturbación y a dolomías arenosas con granos de cuarzo, intraclastos, peloídes carbonatados y algunos fantasma de bioclastos. Se reconocen varios tipos de litofacies tales como: carbonatos de tonos blanco-amarillentos, de aspecto masivo y/o tableados, carbonatos fuertemente bioturbados a veces con abundantes granos de cuarzo de tamaño arena así como areniscas con matriz carbonática de granulometría variable, desde arena muy gruesa a fina, con moldes de gasterópodos y bivalvos indeterminables. En los carbonatos arenosos individualizados entre las arcillas se reconocen "ripples".

Los niveles más bajos que se reconocen corresponderían a desarrollo de paleosuelos y a episodios fluviales. Tanto RODAS *et al.* (1990) como CALVO *et al.* (1993) consideran que todo este conjunto se depositó en ambientes marinos marginales o marinos muy someros durante el episodio de máxima extensión de la transgresión senoniana. La edad es difícil de establecer ya que el contenido faunístico es banal. Las facies son características de zonas marginales de plataformas epicontinentales con poca lámina de agua y próximas a la línea de costa con cierta influencia continental.

La asignación cronológica de esta unidad al Cretácico Superior y concretamente a un posible Campaniense-Maastrichtiense? propuesta por RODAS *et al.* (1990), FORT *et al.*, (1992) y CALVO *et al.* (1993), se realiza por comparación con formaciones del Cretácico superior definidas en otros sectores de la cuenca Ibérica, concretamente con los de la provincia de Segovia. En base a ello y aunque difícil de demostrar, los términos detríticos basales del recinto militar podrían representar episodios atribuibles al Santoniense-Coniaciense mientras que el resto de los afloramientos (cerro de la Rosa) se corresponderían con los del Campaniense que aflora en otras zonas del Dominio Ibérico, bien p.e. con los aflorantes en la localidad de Ituero y Lama, en la vertiente segoviana del Sistema Central o con los del Cretácico terminal de la C. Ibérica.

2.3. PALEÓGENO

2.3.1. Eoceno superior-Oligoceno inferior

Al igual que el Cretácico, se trata de un conjunto deficientemente representado a nivel regional. Aflora a modo de retazos discontinuos adosados al borde septentrional de los Montes de Toledo y preferentemente al oeste de la Hoja en el valle del Tajo y también en la autovía A-42 a Ciudad Real sobre los materiales cretácicos anteriormente descritos. Está formado por una serie de origen sedimentario continental, detrítica y deformada afectada también por el cabalgamiento del macizo cristalino de Toledo que cobija tanto a los materiales cretácicos como a los paleógenos e incluso a los del Mioceno inferior.

Se trata de un conjunto poco conocido en la región, debido fundamentalmente a la mala calidad de sus afloramientos y al carácter discontinuo de estos, lo que junto a la falta de argumentos paleontológicos, han provocado una gran incertidumbre en relación a su diferenciación dentro de la serie paleógena. La literatura regional muestra importantes discrepancias en cuanto a la edad de estos materiales, pudiendo destacarse al respecto los trabajos de: ALONSO LUZURIAGA (1969), APARICIO (1971), ORDOÑEZ *et al.* (1977), RODAS *et al.* (1990), FORT *et al.* (1992), CALVO *et al.* (1993) y PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.* (2009). Ante la falta de evidencias

paleontológicas la atribución de edad de estos depósitos se ha realizado por correlación y criterios regionales.

2.3.1.1. Areniscas, conglomerados, niveles carbonatados y lutitas rojas (18). Eoceno superior-Oligoceno inferior

Esta unidad aflora de manera discontinua a lo largo de todo el tercio meridional de la hoja pleigada y discordante sobre los materiales cretácicos infrayacentes. Los principales puntos de observación se localizan en el entorno del cerro de la Rosa en los taludes y en las proximidades de la autovía A-42 a Ciudad Real y al oeste de la ciudad de Toledo, concretamente en la margen izquierda del río Tajo aunque bajo condiciones de observación bastante deficientes debido a los extensos aterrazamientos y coluvionamientos cuaternarios. No obstante los mejores cortes se localizan en la zona próxima al contacto con el basamento varisco.

Su base, por lo general, no se observa, a excepción de los taludes de la citada autovía, donde estos depósitos se disponen discordantes sobre las arcillas y dolomías de la unidad anterior con una potencia máxima de unos 65 m. No obstante, en esa zona la acción antrópica y las obras de infraestructura no permiten reconocer con precisión dicho contacto. Su techo queda generalmente oculto bajo el resto de los depósitos cenozoicos más modernos y corresponde a una discordancia sobre la que se apoya la serie miocena (unidad 19) o bien aparece cobijada por el sustrato varisco a través de un cabalgamiento de notable envergadura. No se conoce su espesor, aunque en función de su afloramiento puede llegar a ser del orden de los 500 m.

Su aspecto más general es el de una sucesión heterogénea de areniscas estratificadas en niveles de orden métrico, con intercalaciones de niveles conglomeráticos, lutitas y a veces niveles carbonatados. Entre las areniscas predominan las de composición silícea con tonos blanquecinos u ocres, siendo de grano medio a muy grueso y pueden aparecer fuertemente cementadas por carbonatos. Al microscopio son cuarzoarenitas y arcosas mal seleccionadas, con cemento calcítico y posible matriz arcillosa estructurada según patrones edáficos. Además de cuarzo y feldespatos se observan micas y diferentes minerales pesados.

Por su parte, los conglomerados se disponen en niveles de orden decimétrico a métrico, con cantos redondeados a subredondeados de composición ígnea y metamórfica, predominando los de cuarzo y cuarcita, en una matriz areniscosa de tonos ocres o lutítica de tonos rojizos. El tamaño dominante de los cantos oscila entre 2-5 cm de diámetro, si bien pueden alcanzar 10 cm.

Los tramos de lutitas, aunque menos abundantes, son de tonos rojizos y asalmonados y a veces presentan bioturbación característica de los procesos edáficos y son de orden métrico a decamétrico. La mineralogía de la fracción arcillosa se caracteriza por la presencia de palygorskita y esmectita trioctaédrica. Por lo que respecta a los niveles carbonatados muestran tonos blanquecinos, incluyen granos sueltos de cuarzo, a veces laminados a techo y suelen presentar abundantes rasgos edáficos proporcionando pequeños resaltos morfológicos en el terreno.

Con frecuencia se reconocen cuerpos canaliformes con estratificación cruzada en surco y espesores generalmente comprendidos entre 1,5 a 6 m que dan lugar a resaltos morfológicos.

Hacia techo del conjunto la proporción de lutitas aumenta y disminuyen los conglomerados y/o areniscas. Son frecuentes las superficies ferruginosas y las trazas de bioturbación.

La presencia de perfiles caoliníticos corresponden a procesos de paleoalteración notables y se asocian a la alteración de feldespatos bajo un clima tropical húmedo (RODAS *et al.*, 1990). En los tramos basales se reconocen niveles de silcretas (costras silíceas) desarrolladas típicamente sobre un tramo de conglomerados y que bien pudieran corresponder aun a algunos episodios finicretácicos. Además, a lo largo de la serie se observan paleosuelos de tipo calcreta *opalícretas* (costras duras con paligorskita) y cementos silíceos.

Todo el conjunto se dispone en secuencias positivas granodecrescentes de varios metros de espesor. Se interpreta en el contexto de extensos sistemas aluviales con una red fluvial de baja sinuosidad tipo "braided" bajo un clima cálido-húmedo que se hace más estacional hacia techo de la serie.

La procedencia suroriental de los depósitos revela que ya se habría producido el levantamiento de los Montes de Toledo y que las condiciones de sedimentación pasarán de áridas a semiáridas (RODAS *et al.*, 1990) dando lugar a procesos de edafización sobre los sistemas aluviales como respuesta a prolongados períodos de estabilidad.

Aunque la paleogeografía del Paleógeno del interior peninsular no es bien conocida, sí parece claro que su ámbito de sedimentación sobrepasaba de forma considerable las dimensiones de las actuales cuencas intrapeninsulares. La definición de los límites cronológicos de esta serie paleógena resulta compleja.

En este sentido resulta sugerente la similitud litológica existente entre algunos niveles de areniscas y carbonatos de esta unidad con los de otros ámbitos de la Depresión del Tajo. En principio, FORT *et al.* (1992) y CALVO *et al.* (1993) correlacionan estos depósitos por criterios regionales con la "Primera Secuencia Depositional (T₁)" de RODAS *et al.* (1990) atribuida, de manera tentativa y a falta de yacimientos fosilíferos, al Paleoceno-Eoceno inferior y sin descartar una posible edad finicretáctica para los tramos basales.

Sin embargo, en otros sectores del valle del Tajo, como en las proximidades de Talavera de la Reina (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 2009), litofacies similares a las aquí descritas son asignadas al Eoceno-Oligoceno, ya que se encuentran muy por debajo de los depósitos arcósicos del Oligoceno superior-Mioceno inferior allí aflorantes. Por otro lado existe una cierta similitud de estas facies con las de otras zonas de la Cuenca del Tajo, como p.e. con las del borde de la Sierra de Altomira, datadas allí con argumentos paleontológicos como Eoceno superior-Oligoceno inferior, motivo por el cual, a pesar del carácter azoico se les asigna tal edad.

2.4. NEÓGENO. MIOCENO

La Hoja de Toledo se localiza en la zona meridional de la Cuenca o Depresión del Tajo (Figura 2) en concreto en la denominada Cuenca de Madrid (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994), terminología utilizada para el dominio restringido a los sectores centrales de la cuenca y rellena por materiales continentales cenozoicos correspondientes al Paleógeno y Mioceno fundamentalmente.

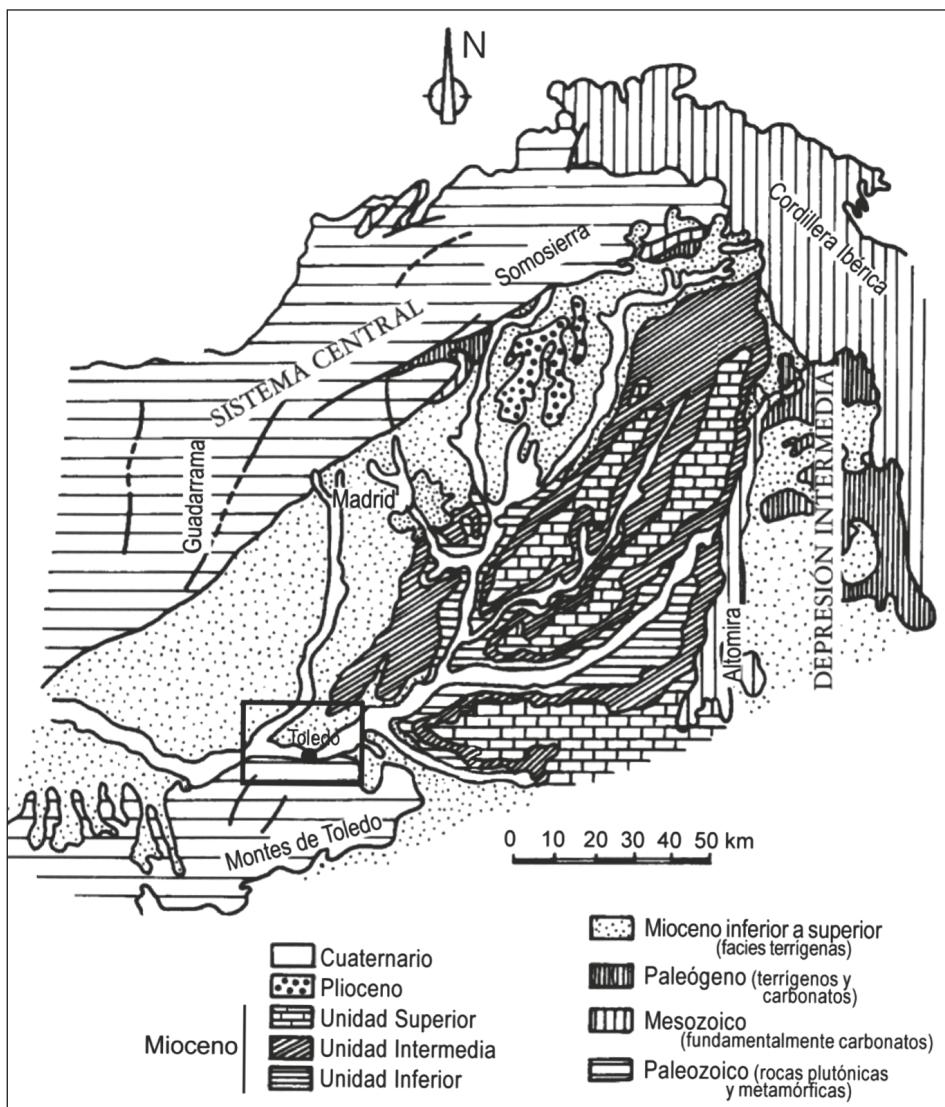


Fig. 2.– Esquema geológico de la Cuenca de Madrid donde se localiza la Hoja Geológica de Toledo (modificado de Calvo et al., 1989).

La sucesión estratigráfica neógena de la Cuenca de Madrid fue dividida en tres unidades lito-estratigráficas mayores denominadas Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior (JUNCO y CALVO, 1983; CALVO et al., 1989; ALONSO-ZARZA et al., 2004). La Unidad Inferior es de edad Aragoniense inferior-medio. Sobre ella se dispone en clara discontinuidad la Unidad

Intermedia de edad Aragoniense medio-Vallesiense. Finalmente, la Unidad Superior de edad Vallesiense superior-Turolense se sitúa mediante disconformidad sobre la unidad anterior. Cada una de ellas presenta una variedad de litofacies que han sido representadas o agrupadas en unidades litoestratigráficas o cartográficas.

Las discontinuidades estratigráficas entre las unidades miocenas aparecen marcadas por superficies con un importante desarrollo de rasgos de exposición subaérea (p.e. paleokarst) y/o por cambios netos en la tendencia evolutiva de las sucesiones sedimentarias, como son las programaciones de facies detríticas (CALVO *et al.*, 1989; SANZ-MONTERO *et al.*, 2003). Posteriormente, LÓPEZ OLMEDO *et al.* (2004), MARTÍN BANDA *et al.* (2008a) y MARTÍN BANDA *et al.* (2008b) han permitido precisar la litoestratigrafía y edad de los materiales aflorantes en la mitad centro meridional de la Cuenca del Tajo y en particular, de los del área estudiada.

Los materiales correspondientes a las Unidades Inferior e Intermedia se distribuyen según el esquema sedimentario clásico de cuenca continental endorreica. Así, se diferencian unas facies de borde formadas por terrígenos derivados de la erosión de los márgenes, representados en la zona por los Montes de Toledo al sur y el Sistema Central al norte, que a través de unas facies de tránsito, constituidas por sedimentos detríticos finos y de precipitación química, enlazan con depósitos lacustres evaporíticos y/o carbonáticos hacia el centro de cuenca (Figura 3). Este esquema paleogeográfico cambia a un régimen fluviolacustre durante el intervalo de tiempo correspondiente al depósito de la Unidad Superior.

En la Hoja, la serie miocena aflorante en el entorno del macizo cristalino de Toledo puede aparecer cabalgada por dicho zócalo o sobre el mismo en inconformidad y/o en discordancia angular sobre un conjunto de areniscas, conglomerados, carbonatos y lutitas atribuidos al Cretácico superior-Paleógeno. La Unidad Inferior, por lo general, yace prácticamente horizontal o subhorizontal y es cabalgada por los materiales de los Montes de Toledo en la zona de contacto con este. La Unidad Intermedia se encuentra en paraconformidad sobre la Inferior y localmente en inconformidad sobre el “macizo cristalino”, alcanzando un espesor máximo de unos 125 m en facies detríticas finas y carbonáticas dentro de la zona NE de la cuadricula. La Unidad Superior no se reconoce en la Hoja quizás porque no llegó a sedimentarse en esta región.

En la Hoja, todo el conjunto mioceno se presenta como una monótona sucesión de areniscas arcosicas y conglomerados con cantos y bloques de tonalidades rojizas (“Facies Toledo”, MARTÍN ESCORZA *et al.*, 1973) observables tanto en los relieves de los alrededores de la capital, como en los valles del Tajo y Guadarrama. Hacia el norte, estos depósitos pasan a lutitas y arenas, con intercalaciones carbonatadas en los alrededores de Villaluenga de la Sagra, culminando la serie con los niveles calcáreos con sílex de los Cerros de Magán.

Para los materiales neógenos y de acuerdo con MARTÍN BANDA *et al.* (2008), se han diferenciado once unidades cartográficas, cuatro en la Unidad Inferior y siete en la Unidad Intermedia y a su vez estas han sido agrupadas en unidades secuenciales de orden menor separadas entre sí por discontinuidades.

La situación de la Hoja de Toledo respecto al contexto paleogeográfico de la Cuenca de Madrid destaca porque se localiza en el borde meridional de la misma, constituido por los Montes de

Toledo. Esto explica que el registro sedimentario del Mioceno aflorante se caracterice, en general, por la presencia de abundantes facies detríticas gruesas de borde relacionadas con sistemas aluviales procedentes de ese macizo y que se extiendan por buena parte de la cuadrícula. Solo en los sectores más septentrionales se localizan facies más finas, carbonatadas o con una determinada influencia evaporítica que reflejan una cierta distalidad y la presencia de ambientes lacustres, como se reflejan en las figuras adjuntas (Figuras 3 y 4).

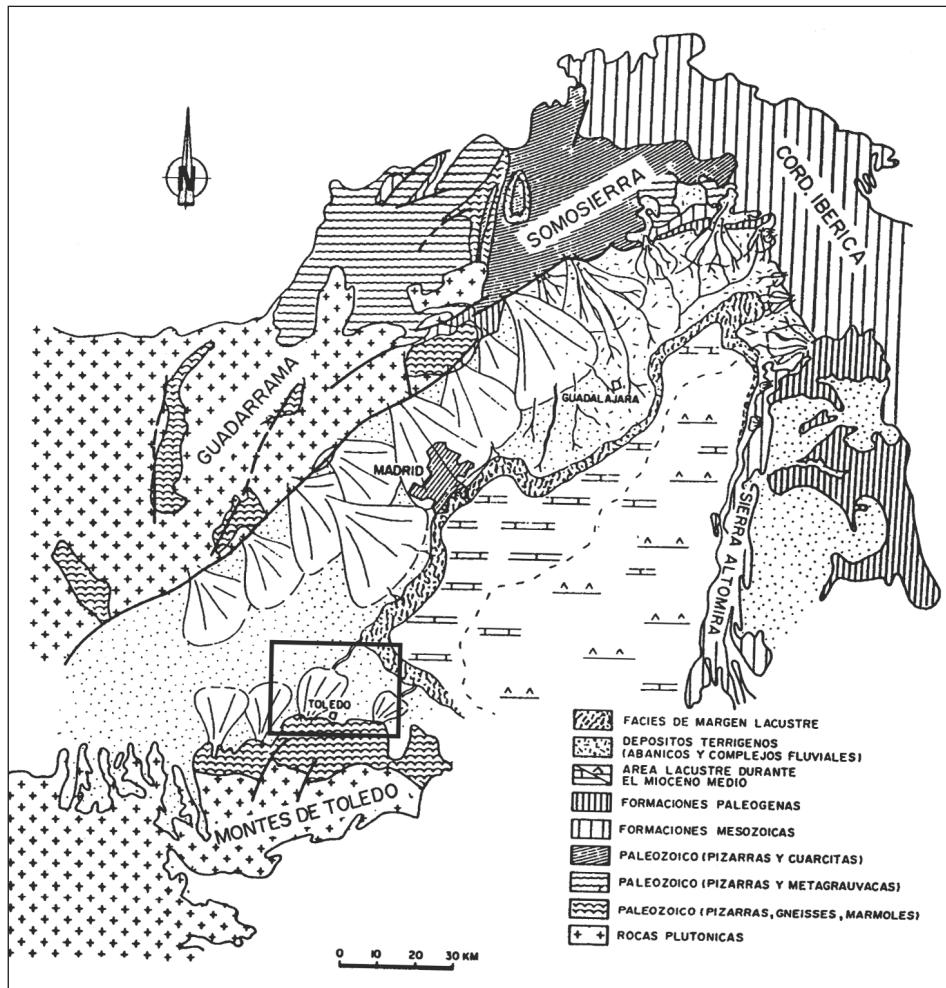


Fig. 3.– Modelo sedimentario para la Unidad Inferior del Mioceno en la zona sur de la Cuenca de Madrid de acuerdo con Sanz-Montero (1996).

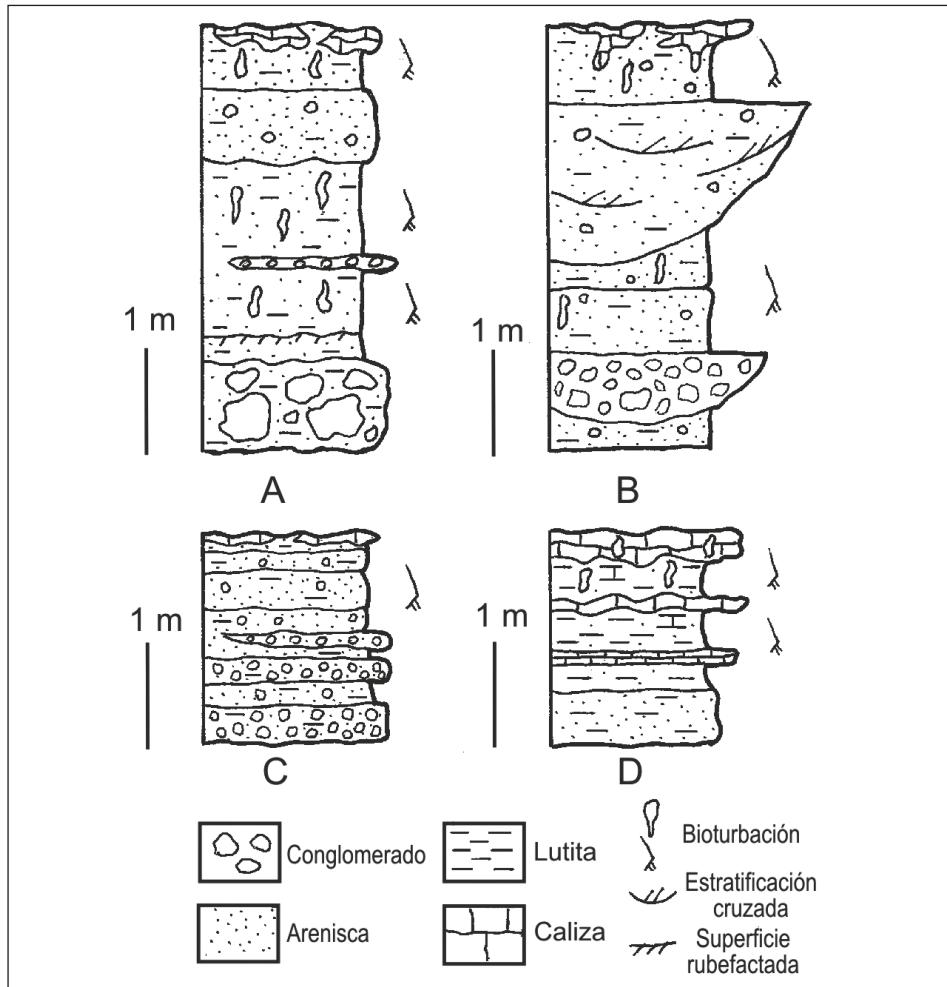


Fig. 4.- Asociaciones de facies de abanico aluvial características de los depósitos de la Unidad Inferior e Intermedia: A) Facies proximales. B) Facies medias con canales. C) Facies medias con mantos de arroyada. D) Facies distales.

2.4.1. Aragoniense inferior-medio. Unidad Inferior

Como ya se ha expuesto anteriormente, la Unidad Inferior corresponde a la parte más baja de la serie neógena aflorante en la Hoja y se extiende por casi toda el área estudiada. Presenta un espesor observable entre los 50-80 m. Los términos más altos se sitúan sobre la cota de los 535-560 m. Todo el conjunto que se describe a continuación (unidades 19 a 22) equivalen a la Unidad "Arcosas con cantes y conglomerados del Embalse de Castrejón" definida en el sector

occidental de la cuenca (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 2004) y cuya edad se establece en base a los yacimientos de Mesegar 1 y 2 (valle del Tajo) de edad Aragoniense inferior que se sitúan en la parte más baja de la unidad, y por los de Torrijos 1 y 2 de edad Aragoniense medio, localizados a techo de la misma.

Dentro de la Unidad Inferior se han diferenciado las siguientes unidades cartográficas:

2.4.1.1. Conglomerados y arenas arcósicas con cantos y bloques de tonalidades rojizas (19) y arcillas y limos con intercalaciones de arenas (20). Aragoniense inferior-medio

Ambas unidades afloran por todo el sector central de la Hoja, tanto al norte de Toledo, como en su entorno más cercano, así como a lo largo de los valles de los ríos Tajo y Guadarrama. Los depósitos más gruesos, es decir, los materiales que conforman la unidad 19, afloran en el valle del Tajo en las proximidades de Toledo, constituyendo los relieves más bajos de esos parajes. En la margen izquierda del río, en dirección a Talavera de la Reina, se reconocen como retazos discontinuos cabalgados por el borde septentrional de las rocas paleozoicas de los Montes de Toledo. Los mejores cortes se encuentran en la autovía de circunvalación de Toledo y en las carreteras en dirección a Torrijos y a Talavera de la Reina. Hacia el norte, el tamaño de grano disminuye paulatinamente y cambia lateralmente a facies más finas correspondientes a los depósitos que constituyen la unidad 20.

Se trata de un conjunto de aspecto masivo de arcosas gruesas y niveles de conglomerados de tonalidades rojizas a veces ocres, con cantos y bloques generalmente matriz sostenidos (Figura 4 A). Los cantos son de angulosos a subredondeados, mal seleccionados, heterométricos y de tamaño centimétrico a métrico en las proximidades al zócalo cristalino. La composición de los clastos corresponde a granitoides, migmatitas, gneises, cuarzo y cuarcita, aunque también se pueden ver algunos de dolomía y sílex. También se observan tramos métricos de arenas finas rojizas y limos arenosos con hiladas discontinuas de cantos, y tramos de arenas o areniscas arcósicas de grano grueso a muy grueso con cantos dispersos y colores ocres o rojizos.

Se organizan en cuerpos estrato y grano-decrecientes, con espesores de orden decimétrico a métrico (4-5 m). Presentan base erosiva y a veces con rasgos de hidromorfia. El conjunto se atañe a ambientes de sedimentación aluvial de tipo proximal y medio. Su espesor oscila entre unos pocos metros en los afloramientos discontinuos a los 80 m en el cuadrante SE de la Hoja. Esta unidad se correlaciona con la denominada "Conglomerados y arcosas rojizas con cantos y bloques de Toledo" de MARTÍN BANDA *et al.* (2008).

La unidad 19 pasa lateralmente tanto hacia el noroeste, en el valle del río Guadarrama, como hacia el noreste, en el valle del Tajo, a términos detríticos más finos representados en la cartografía como la unidad 20. Los mejores afloramientos se localizan en el entorno de Mocejón y en los taludes de las carreteras AP-41 y CM-4006. El espesor máximo es de 30 a 40 m y hacia el norte disminuye donde cambia lateralmente hacia facies más finas y arcillosas que definen a la unidad 21. El límite superior de esta unidad se sitúa entre las cotas topográficas de 540 y 560 m y se continúa claramente tanto hacia el norte (Hoja 604, Villaluenga), como hacia el este (Hoja 630, Yepes). Esta unidad equivale a la denominada "Arcosas, limos y arcillas de Mocejón" de MARTÍN BANDA (*op. cit.*).

Litológicamente, se trata de un conjunto detrítico constituido por arcosas rojizas de grano medio a fino y microconglomerados arcósticos con cantos dispersos o en hiladas de colores rojizos u ocres con un grado de cementación bajo.

También se reconocen lutitas rojizas e intercalaciones de cantos y, a veces de conglomerados más frecuentes hacia el Sur (Figura 4 B y C). Las intercalaciones de conglomerados y gravas heterométricas, con tamaños medios centimétricos y centímetros de 0,25-1 m, pueden presentarse como niveles decimétricos matriz sostenidos, como hiladas tabulares o como cuerpos canaliformes con 2-3 m de anchura y potencia del orden de 0,5-1 m. La presencia de intercalaciones de limos y arcillas son cada vez más frecuentes hacia techo, disminuyendo además el tamaño de grano gradualmente hacia el norte y presentan bioturbación por raíces, rasgos edáficos e hidromorfos y más raramente superficies ferruginosas.

Las arenas tienen un tamaño de grano, una redondez y una selección muy variable y se pueden disponer en niveles tabulares de espesor decimétrico a métrico con una continuidad de orden decamétrico-hectométrico, o bien en cuerpos canaliformes generalmente de 4 a 15 m de anchura y 1 a 2,5 m de espesor. En ocasiones se observa estratificaciones cruzadas de gran o media escala, estratificación paralela y bioturbación, pero en la mayoría de los casos el aspecto de los niveles de arenas es masivo. Los cuerpos canaliformes pueden mostrar uno o varios episodios de relleno separados por lutitas o superficies bioturbadas.

Los tramos lutíticos presentan espesores desde centimétricos a más de 1 m y una continuidad lateral controlada por la erosión que precedió al depósito suprayacente. Normalmente poseen una cierta proporción de arena y muestran bioturbación, moteados verdosos, rizotúbulos y desarrollo de calcretas, estas últimas pueden afectar también a las facies arenosas.

En los taludes de la autopista AP-41, en el PK 20 a su paso por Mocejón, en un nudo de bifurcaciones y desvíos de dicha autovía se reconocen estructuras almohadilladas y deformadas que corresponden a paleoisimitas. Afectan a un conjunto de arcosas micáceas cementadas por carbonatos con laminaciones cruzadas en surco, con una geometría tabular canaliforme, que a techo presentan niveles decimétricos de limos arenosos y limos carbonatados blancos con intercalaciones de lutitas de tonalidades verdosas y rojizas. Se interpretan como depósitos de llanura fangosa con episodios charcuestres carbonatados y aportes aluviales muy esporádicos afectados por movimientos sísmicos de baja intensidad. Se tratarían pues de licuefacciones de origen sísmico relacionadas con los movimientos del cabalgamiento del macizo de Toledo sobre la serie miocena (MARTÍN BANDA *et al.*, 2008b).

Todo el conjunto se interpreta como depósitos relacionados con sistemas de abanicos aluviales procedentes de los Montes de Toledo (Figuras 3 y 4). Las facies más proximales (unidad 19) fueron depositados mediante flujos densos de derrubios “debris flow”, mientras que las facies medias y distales (unidad 20), incluyen facies de canal y de mantos de arroyada sedimentados mediante flujos con una viscosidad relativamente elevada. Los depósitos lutíticos corresponden a facies de arroyadas difusas de baja energía o de decantación en charcas. Las calcretas reflejan períodos de escasa o nula sedimentación.

Como ya se ha argumentado anteriormente la edad de estas dos unidades es Aragoniense inferior-medio.

2.4.1.2. Arcillas rojas y verdes (21). Aragoniense inferior-medio

Esta unidad conforma las zonas deprimidas de buena parte de la campiña toledana, localizada al norte de la hoja tanto aguas arriba por el valle del Tajo, como también por el valle del río Guadarrama. En la zona de estudio, se presenta como un conjunto de unos 30-40 m de espesor de lutitas de tonalidades ocres, en ocasiones verdosas y/o rojizas, que intercalan niveles centimétricos y decimétricos de limos carbonatados blancos y niveles calcáreos con sílex, a veces con estructuras de escape de fluidos. La composición predominantemente arcillosa de estos depósitos los hace muy adecuados para su uso en la industria cerámica. Por ello, la unidad se ha explotado tradicionalmente en la comarca de La Sagra. El carácter blando de los sedimentos dificulta la existencia de buenos afloramientos donde analizar las facies, ya que solo son de calidad aceptable los de canteras, cortados y trincheras recientes.

Se trata de una unidad muy característica formada por arcillas de tonalidades rojas, a veces verdes de composición ilítica, estructuradas en bancos tabulares de orden métrico y generalmente bioturbadas por raíces. En algunos casos, la superficie de contacto entre los niveles lutíticos rojos y verdes es transicional e irregular. Hacia el noroeste intercalan niveles carbonatados cuyo espesor y representatividad aumenta fuera del ámbito de la hoja mientras que hacia el norte estos niveles desaparecen. Localmente, al noreste de la hoja, se observan carbonataciones edáticas, eflorescencias blancas de sales (epsomita) y espejos de falla.

Las lutitas rojas con óxidos e hidróxidos férricos son típicas de condiciones de exposición sub-aérea, por el contrario, las lutitas verdes reflejan condiciones más reductoras que se pueden corresponder con encharcamientos. En la base de esta unidad se observan niveles decimétricos verdosos de limos micáceos y arenas finas micáceas con estructuras de corriente, siendo este tipo de contacto transicional con la unidad infrayacente.

La relación entre ambas unidades permite definir una megasecuencia positiva granodecreciente para la Unidad Inferior del Mioceno, que indica una atenuación progresiva en la actividad tectónica del borde de cuenca constituido, en este caso, por los Montes de Toledo.

La interpretación sedimentaria de las facies descritas se integra en un ambiente de llanura fangosa con frecuentes episodios charcuestres carbonatados hacia el NO, alimentados por flujos distales de abanicos aluviales en el que se producían encharcamientos esporádicos (Figura 3), de modo análogo a las facies similares aflorantes en la vecina Hoja de Yepes (SANZ-MONTERO *et al.*, 1996).

Esta unidad es equivalente a las “Lutitas ocres con carbonatos de Camarenilla” definida por MARTÍN BANDA *et al.* (2008), por lo que su edad sería Aragoniense inferior-medio.

2.4.1.3. Calizas y margocalizas con arenas finas oscuras en la base (22). Aragoniense medio

Esta unidad solo se reconoce en el cuadrante noroccidental de la hoja, al oeste de Villamiel de Toledo. Pese a su reducido espesor, se trata de uno de los conjuntos litológicos más destacados ya que su marcado carácter carbonatado contrasta con el predominio detrítico de la serie miocena. Conforma un resalte morfológico continuado hacia el oeste, dando lugar a los típicos relieves

en mesa con los que culmina la Unidad Inferior en esta zona. Su techo representa una de las principales discontinuidades estratigráficas de la cuenca.

En la mayor parte de la región, esta unidad aparece representada por unencostramiento carbonatado blanquecino de orden decimétrico, con espesores entre 1 y 2 m y dispuesto mediante un contacto neto sobre los niveles arenosos infrayacentes, reflejando condiciones de sedimentación de tipo palustre. El techo viene marcado por un brusco cambio litológico relacionado con las arenas de la base de la Unidad Intermedia mostrando una geometría algo irregular, resultado tal vez de procesos de karstificación.

En los afloramientos contiguos en la Hoja de Torrijos, las muestras tomadas y los estudios de lámina delgada ponen de manifiesto que se trata de dolocretas constituidas tanto por micrita como por esparita; su estructura es muy irregular, reconociéndose pisoides, estructuras de raíces y septarias, así como granos de cuarzo y feldespato corroídos, con pequeñas proporciones de cuarzo fibroso.

Su génesis se interpreta en relación con períodos de estabilidad regional, que provocarían la retracción de los sistemas aluviales procedentes de los bordes de la cuenca, permitiendo el desarrollo de procesos edáficos y palustres.

El yacimiento de Torrijos localizado estratigráficamente en esta unidad, permite situar la unidad en la zona D_d de DAAMS *et al.* (1998) y por tanto, en el Aragoniense medio.

2.4.2. Aragoniense medio-Vallesiense inferior. Unidad Intermedia

Sobre los depósitos anteriormente descritos, se sitúa en clara discontinuidad y con marcado carácter progradante, un conjunto de características muy similares al anterior. Presenta espesores entorno a los 45-50 m, localizándose su base sobre la cota 565-575 m y el techo sobre los 630 m. Se presenta como una monótona sucesión detrítica que intercala niveles carbonatados y organizada en tres unidades secuenciales de orden menor y granodecrescentes, reconociéndose en cada una de sus bases un claro incremento granulométrico.

La base de la Unidad Intermedia es una clara ruptura sedimentaria que se corresponde con un cambio en la tendencia evolutiva de las sucesiones detríticas. Mientras que la Unidad Inferior del Mioceno se estructura en conjunto como una macrosecuencia negativa, en la Unidad Intermedia se observan algunos pulsos de progradación de facies gruesas sobre finas, marcados por discontinuidades que en la cartografía aparecen reflejadas mediante la agrupación de las distintas unidades diferenciadas.

El techo de la Unidad Intermedia se ha establecido en ese sector en base a los yacimientos de Villaluenga de edad Aragoniense superior (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 2004) y a los datos magnetoestratigráficos del Pico del Águila, localizado inmediatamente al norte de los Montes de Magán (MONTES *et al.*, 2006), que ponen de manifiesto una posible edad Vallesiense inferior para la parte alta de esta unidad. Se han distinguido las siguientes unidades cartográficas:

2.4.2.1. Conglomerados y arcosas con cantos y bloques (23). Arenas arcósicas, limos y arcillas (24). Aragoniense medio-superior

Ambas unidades constituyen los tramos basales de la Unidad Intermedia en la Hoja de Toledo y forman parte de la primera unidad secuencial de orden menor que se diferencia dentro de la Unidad Intermedia. Equivalen respectivamente a las denominadas “Arcosas grises con cantos y bloques y conglomerados de Valparaíso” y “Arcosas micáceas blanquecinas y lutitas de Olías del Rey” de MARTÍN BANDA *et al.* (2008).

Los afloramientos de esta unidad son bastante discontinuos, conformando parte de los relieves destacados al norte de Toledo en los sectores centrales de la Hoja. Los mejores cortes de la unidad 23 se localizan en las carreteras A-42, TO-22 y N-403. Aunque los depósitos de esta unidad presentan características muy similares a los de la infrayacente en los alrededores de Toledo (unidad 19), se diferencian de los mismos porque muestran tonalidades grisáceas y se sitúan en clara discontinuidad sobre ellos con un importante aumento granulométrico. Además pueden disponerse directamente mediante inconformidad sobre el zócalo varisco que constituye el “macizo cristalino” también denominado “plataforma morfoestructural de los Montes de Toledo”.

Estos depósitos se sitúan en cotas por encima de los 580 m y presentan espesores del orden de 20 m. Por lo general, se reconoce un tramo inferior de 10-12 m de arcosas blanquecinas de grano grueso, con cantos y bloques heterométricos también de naturaleza granítica y metamórfica y otro superior de 7-10 m, de arcosas micáceas de tamaño grueso-medio con cantos de similares características. El conjunto se organiza en cuerpos métricos de geometría tabular, con base erosiva, laminaciones cruzadas en surco y desarrollo de caliches a techo.

En las proximidades de Olías del Rey, la parte superior de la unidad pasa lateralmente y hacia el norte a los depósitos que conforman la unidad 24, de granulometría claramente más fina y formada por arcosas micáceas de geometrías canaliformes, que intercalan niveles decimétricos de lutitas verdosas y grisáceas. Se trata de depósitos de ambiente aluvial distal en facies de llanura fangosa surcada por canales arenosos.

Todo el conjunto corresponde a ambientes de sedimentación aluvial del tipo proximal-medio. El hecho de que estos depósitos en las zonas meridionales se apoyen directamente sobre el zócalo paleozoico en la parte meridional de la cuadrícula, indica que los sistemas de abanicos aluviales responsables del depósito de las facies sufrieron una retrogradación neta hacia el borde de cuenca posiblemente relacionada con la atenuación progresiva de la actividad tectónica en los Montes de Toledo durante el Mioceno medio.

La posición y cota topográfica a la que se sitúan estos depósitos, las observaciones realizadas por SANZ-MONTERO (1996) fuera del ámbito de la Hoja en dirección ESE, la equivalencia de este conjunto con la Unidad “Arcosas y lutitas de Los Vergales” definida en sectores de la cuenca (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 2004) y los datos aportados por MARTÍN BANDA *et al.* (2008), conducen a asignar una edad Aragoniense medio a estos materiales.

2.4.2.2. *Calizas, calizas margosas y margas blancas y grises* (25). *Aragoniente medio-superior*

Esta unidad se localiza en la mitad septentrional de la hoja y se dispone en transición vertical y lateral con los depósitos descritos en el epígrafe anterior (unidad 24). Aflora al norte de Bargas, entre esta localidad y Olías del Rey. También lo hace al norte de Magán en las inmediaciones de la comarca de La Sagra, donde tiene una amplia representación cartográfica. Los mejores afloramientos se encuentran en los cortes de la autovía A-40 (Madrid-Toledo).

La unidad anteriormente descrita (unidad 24) de arcosas finas y lutitas pasa a un conjunto ya carbonatado, no muy potente (5 y 10 m), formado por niveles de calizas y calizas margosas que alternan con margas, limos y arcillas verdosas y que culminan en margas y calizas observables en la carretera CM-4006. Litológicamente más en detalle, esta unidad se caracteriza por estar formada por una alternancia entre niveles decimétricos de calizas blancas, margas ocres y arcillas oscuras.

Su límite inferior tiene carácter gradual en relación a las arenas y lutitas de la unidad (24), en tanto que el superior coincide con la discontinuidad que separa dos ciclos de la Unidad Intermedia. Pese a su reducido espesor, máximo cercano a 20 m, deja una importante impronta en el paisaje. La resistencia de los niveles carbonatados a la erosión ha provocado el desarrollo de superficies estructurales más frecuentes al norte y sobre todo fuera del ámbito de la hoja, donde se reconocen niveles carbonatados de hasta 2 m de espesor, favoreciendo incluso el desarrollo de dolinas en dicha superficie.

Los carbonatos son de color blanco y presentan varios decímetros de espesor. Se trata de calizas o dolomías tableadas, que pueden tener aspecto nodular debido a bioturbación. Localmente muestran techos convexos "mud-mounds" y entre las lutitas y los carbonatos se observan margas verdes con laminación paralela.

Al microscopio, los niveles carbonatados muestran una cierta variedad, pudiendo presentarse como una caliza microcristalina homogénea, con algunos granos de cuarzo dispersos, numerosas evidencias de desecación y algunos rizolitos finos, que sugieren un origen palustre. Con frecuencia presentan textura micrítica con restos de bioclastos y de ostrácodos.

En otros casos se reconocen calizas arenosas con un contenido de cuarzo de 20-30%, con abundantes rasgos edáficos. Presentan restos fragmentados de carofitas y estructuras filamentosas algales, indicando un origen palustre o lacustre somero.

Los niveles arcillosos que intercalan muestran proporciones moderadamente altas de esmectita e illita, con presencia en todos los casos de caolinita, cuarzo, feldespatos y de calcita en muy bajas proporciones.

Todo este conjunto equivale a la unidad denominada "Carbonatos de La Dehesilla" de MARTÍN BANDA *et al.* (2008). Al igual que las ya descritas en el ciclo inferior de la Unidad Intermedia, la unidad 25 se enmarca entre el Aragoniente medio y el superior, resultando especialmente sugerente su correlación con los términos carbonatados del ámbito de Paracuellos de Jarama, lo que precisaría su techo en la zona MN 6 (Aragoniente superior). Esta correlación resulta coherente

ya que los depósitos de la unidad 25 se sitúan por debajo del yacimiento de Villaluenga de edad Aragoniense superior.

Los depósitos descritos se enmarcan en un contexto de orla distal de los abanicos aluviales representados por las facies detríticas de las unidades 23 y 24. Se interpretan como sedimentos de llanura fangosa con episodios lacustres carbonatados. Los niveles carbonatados representan las facies marginales y palustres de un sistema lacustre, cuyo centro de cuenca se localizaba fuera de la zona de estudio, al noreste y este de la Hoja.

El desarrollo de este tipo de ambientes fue posible al disminuir considerablemente la actividad del borde de la cuenca, por lo que en los períodos de mayor estabilidad permitiría el desarrollo de encostramientos carbonatados y de zonas encharcadas. Este dispositivo sedimentario fue abortado bruscamente por la irrupción en la cuenca de nuevos sistemas de abanicos aluviales en la cuenca, pertenecientes al ciclo superior de la unidad suprayacente, que progradarían hasta sectores más septentrionales y más alejados del área fuente que en el caso del ciclo inferior.

2.4.2.3. Arcosas gruesas con cantos y bloques (26) y arenas verdes y lutitas (27). Aragoniente superior

Ambas unidades forman parte de la segunda unidad secuencial de orden menor de la Unidad Intermedia. Equivale a la denominada "Arcosas gruesas con cantos de Bargas" aflorantes por todo el valle del río Guadarrama (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 2004) y a las "Arcosas gruesas con cantos y bloques de Bargas" de MARTÍN BANDA *et al.* (2008).

La primera de ellas (unidad 26) constituye buena parte de los relieves destacados al norte de Toledo aflorando en los alrededores de Bargas. Los mejores afloramientos se localizan en los taludes de la carretera N-403. Presenta un espesor de 45 m y se apoya en clara discontinuidad sobre las unidades 23 a 25. Litológicamente está formada por arcosas gruesas de tonalidades rojizas con cantos y bloques polígenicos, mayoritariamente metamórficos y en menor proporción graníticos. Se organizan en cuerpos métricos con bases erosivas algo alabeadas, con granoclásificación positiva y carbonataciones. A techo, las arcosas presentan un mayor contenido en finos y se desarrollan niveles de caliches.

La segunda unidad que forma parte de este epígrafe la unidad 27, aflora en el margen septentrional de la Hoja, concretamente en el Monte de Magán, donde alcanza unos 40 m de potencia. Se considera que esta unidad está en cambio lateral con la anterior, aunque no hay afloramientos en los que pueda observarse dicha gradación.

Litológicamente está formada por un conjunto de areniscas micáceas verdes y lutitas muy características que conforma las laderas de dicho cerro. Se trata de lutitas verdes a veces pardorosadas, niveles de arenas micáceas y limos micáceos de color gris verdoso y a veces niveles de carbonatos blancos.

Las facies lutíticas están dispuestas en niveles tabulares desde pocos centímetros hasta 2,5 m de espesor, en las que se pueden diferenciar principalmente dos variedades (POZO y CASAS, 1999):

(1) lutitas pardo-rojizas bioturbadas por raíces con moteado verdoso que a veces muestran a veces techo más abundancia de tramos endurecidos por carbonato y bioturbación por raíces (paleosuelos). Su mineralogía es fundamentalmente de interestratificados kerolita-estevensita que puede incluir sepiolita, illita y cuarzo; (2) lutitas verdes masivas plásticas de composición predominantemente esmectítica magnesiana y que son las que caracterizan esta unidad.

Las arenas intercaladas se pueden clasificar como arcosas o subarcosas poco o nada cementadas. Son de grano muy fino a medio, e incluso pueden incluir limos arenosos. Constan principalmente de cuarzo, feldespato, algunos fragmentos de roca graníticos y/o metamórficos y una alta proporción de micas oscuras (biotita, clorita). Dicha proporción llega hasta el 20% del total en peso y hasta más del 60% en número de granos (LOSMOTCHITZ *et al.*, 1985). Las arenas se disponen en niveles de potencia generalmente inferior a 1 m, con morfología tabular o lenticular, de base plana o levemente erosiva y estructura interna granodecreciente o granocreciente. Los cuerpos sedimentarios están formados por apilamientos de pasadas arenosas con estratificación cruzada planar y de surco, arenas finas y limos arenosos con laminación de "ripples" y localmente, arenas masivas (LOSMOTCHITZ *et al.*, *op. cit.*).

Todo el conjunto responde a un medio de sedimentación aluvial que abarca desde ambientes fluviales relativamente proximales a distales. Las facies de arenas micáceas según LOSMOTCHITZ *et al.* (*op. cit.*) en la zona de Aranjuez, son correlacionables con la presente unidad y se pueden interpretar como depósitos de mantos de arroyada que alcanzaban las llanuras lutíticas y los margenes lacustres, dando lugar ocasionalmente a secuencias deltaicas de escaso desarrollo. Esta progradación de facies detríticas hacia el interior de la cuenca se relaciona con el reciclado de depósitos arcósicos previos de abanico aluvial procedentes del Sistema Central, asociado a causas climáticas o, más probablemente, tectónicas. De este modo, la unidad que se describe incluye aportes procedentes tanto de los Montes de Toledo como del Sistema Central. Las facies lutíticas se acumularon en las llanuras fangosas que orlaban los sistemas lacustres, resultando las lutitas pardo-rojizas (kerolita-estevensita) posiblemente por la alteración edáfica de las lutitas esmectíticas (POZO y CASAS, 1999).

La edad de estas unidades viene determinada por el yacimiento de Villaluenga (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 2004, MONTES *et al.*, 2006) localizado al norte de la hoja, fuera ya de la cuadrícula, en los cerros colindantes (Pico del Águila) a los Montes de Magán. Este yacimiento marca el límite entre las zonas F y G de DAAMS *et al.*, (1998), asignando ambas unidades al Aragoniense superior.

2.4.2.4. Arenas arcósicas con cantos y conglomerados (28). Aragoniense superior-Vallesiense inferior

Estos depósitos conforman las cotas topográficamente más altas situadas cerca de la localidad de Bargas y no ofrecen buena calidad de observación. Forman junto con la unidad 29, la tercera unidad secuencial reconocida en la Unidad Intermedia. Aflora tanto por el valle del río Guadarrama como en la campiña toledana, donde fue denominada "Arcosas blancas de Carranque-Grión" (LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 2004). La base se sitúa sobre los 610 m de altitud y se apoya en clara discontinuidad sobre las unidades infrayacentes 26 y 27, presentando un espesor de 25-28 m.

Se trata de arcosas gruesas ocres y conglomerados con cantos y bloques poligénicos que intercalan a veces niveles algo carbonatados. Lateralmente, hacia el noreste, en los Cerros de Magán, estos depósitos pasan a las calizas con sílex y margas de la unidad 29 que constituyen la mesa y/o parte alta de dichos relieves. Los depósitos aquí descritos (unidad 28) equivalen a la unidad denominada "Arcosas ocres con cantos y conglomerados de Valduerme" de MARTÍN BANDA *et al.* (2008).

La edad de los materiales aflorantes en los altos de Bargas se establece por su posición estratigráfica y por la correlación con los yacimientos de Villaluenga de edad Aragoniense superior (LÓPEZ OLMEDO *op. cit.*) localizados en la unidad infrayacente, así como por los datos magnetoestratigráficos del Pico del Águila (MONTES *et al.*, 2006). Todos ellos ponen de manifiesto una posible edad Vallesiense inferior para la parte alta de la serie.

2.4.2.5. Calizas con sílex y margas (29). Aragoniense superior-Vallesiense inferior

Es la unidad más alta aflorante y se localiza en el cuadrante nororiental de la hoja cerca del límite septentrional de la cuadrícula. Constituye la parte alta de los Cerros de Magán y presenta unos 65 m de espesor. Hacia el sur como ya se ha expuesto anteriormente, cambia lateralmente a las facies de arenas arcósicas con cantos y conglomerados de la unidad 28 aflorantes en la parte alta de Bargas, aunque no existen afloramientos donde se visualice claramente la relación entre ambas unidades. Otra posible opción, aunque más difícil de precisar, sería la de una relación de tipo *on/overlap* hacia el borde de cuenca entre esta unidad y las arenas y lutitas de la unidad 28. La primera explicación parece la más probable por los datos paleontológicos y por los conocimientos actuales que se tienen sobre la evolución de la cuenca.

En el Monte de Magán, se pueden distinguir tres tramos bien definidos:

El primero tiene aproximadamente 30 m de potencia e incluye unas catorce secuencias de lutitas y carbonatos, entre las que localmente se pueden distinguir canales de espesor métrico de arenas micáceas. Las lutitas son fundamentalmente verdes, pero en la parte inferior de algunas secuencias se observan lutitas pardo rojizas. Los carbonatos muestran colores ocres hacia la base de la unidad y más blancos hacia techo.

El segundo consta de unos 10 m de lutitas verdes con carbonatos ocres que presentan fallas sín sedimentarias asociadas a un paleodeslizamiento con una superficie de despegue subhorizontal. La serie puede llegar a buzar 50° E. Sobre la serie deslizada se disponen unos 15 m de lutitas y carbonatos blancos con diatomeas que progresivamente hacia techo se disponen horizontales, pero que a base muestran una estratificación ondulada que se adapta a la paleomorfología infrayacente.

Coronando la serie se encuentra un tramo dominantemente silíceo de 12 m de potencia. A base se observan margas intraclásticas y niveles decimétricos silíceos con ostrácodos que presentan microfallas sín sedimentarias, seguidos por niveles de sílex.

Las facies más características que se pueden diferenciar en esta unidad según BUSTILLO y BUSTILLO (1988), BELLANCA *et al.* (1992) y POZO y LÓPEZ (2004) son las siguientes:

- a) Calizas micríticas y margas nodulosas blancas o beiges con escasos restos de plantas, ostrácodos y gasterópodos, estructuradas en niveles de hasta 1,5 m de espesor, que están bioturbadas por raíces.
- b) Lutitas pardo rojizas de composición sepiolítica-palygorskítica y lutitas verdes masivas de composición esmectítica. Se disponen en niveles tabulares decimétricos que muestran contactos transicionales con la facies anterior debido a la existencia de deformaciones hidroplásticas.
- c) Intraclástos: Presentan tonos marrón-amarillento a verdosos y se corresponden con niveles masivos clásticos con frecuentes intraclastos lutíticos y de carbonatos acompañados de granos terrígenos (cuarzo y feldespatos). Su aspecto es caótico e intensamente removilizado.
- d) Margas laminadas *sensu lato*: Se trata de niveles con laminación paralela que varían desde algunos centímetros a 1 m y de colores gris-verdoso, ocre o blanco. Realmente se componen de láminas de arcillas (principalmente sepiolita y palygorskita), margas, calizas micríticas y sílice, con abundantes restos biosilíceos (algas diatomeas y espículas de esponjas) y algunos granos de terrígenos finos, carofitas, ostrácodos y fragmentos de moluscos. No obstante, cuando abundan estos últimos tipos de granos se puede hablar de calizas bioclásticas. En otros casos, pueden clasificarse como auténticas diatomitas, dado su alto contenido en algas silíceas. Ocasionalmente muestran bioturbación por raíces y micropliegues.
- e) Sílex: Las facies descritas presentan localmente silicificaciones compuestas por texturas masivas de ópalo C-T, con microfracturas llenas por variedades fibrosas de cuarzo a veces micro o criptocristalino. Además se observa ópalo A constituyendo las frústulas de las diatomeas. El sílex se estructura en niveles de base y techo irregulares, espesores de 40 a 80 cm y colores marrones claros a verdosos. En otras ocasiones las silicificaciones se caracterizan como nódulos de morfología esferoidal o elongada, con tamaños desde milimétricos a decimétricos, que se encuentran dispersos dentro de la roca caja o acumulados en niveles concretos. Un tercer tipo de silicificación está representado por láminas milimétricas dentro de las facies laminadas.

La interpretación ambiental de las facies se integra dentro de un medio lacustre de baja salinidad relativa. Las calizas y margas nodulosas, las lutitas verdes, así como las calizas más bioclásticas representan depósitos marginales someros. De este modo, las lutitas rosadas resultarían de la alteración edáfica de las verdosas. Las facies laminadas reflejan un ambiente tranquilo más profundo con señales de ciclicidad. Por otra parte, los sedimentos intraclásticos pueden interpretarse como niveles de retrabajamiento asociados a episodios de transgresión lacustre.

Las silicificaciones pueden relacionarse con el desarrollo posiblemente diagenético temprano de ópalo C-T, a expensas del ópalo A biogénico de las diatomeas y espículas de esponjas presentes en las facies, mediante procesos de disolución-reprecipitación. Sin embargo, la importancia de aportes de sílice al ambiente diagenético por aguas subterráneas y por flujos superficiales debe también tenerse en cuenta. De este modo, la sílice procedería de reacciones diagenéticas

tempranas de transformación en las arcillas de las llanuras lutíticas marginales o incluso de los bordes de cuenca y facies aluviales adyacentes (BELLANCA *et al.* 1992, POZO y LÓPEZ, 2004).

La observación en el sector NE de grandes espesores en las series, mayores incluso que en la Hoja de Aranjuez situada hacia el centro de cuenca, así como de estructuras de deformación sinse-dimentarias (fallas, deslizamientos, micropliegues y deformaciones hidroplásticas interpretables como sismitas), sugieren la existencia de un depocentro local. Dicho depocentro estaba controlado probablemente por la existencia de una zona de confluencia de fracturas en el substrato de la Cuenca de Madrid (ANDEWEG *et al.*, 1999). Estas fracturas son posiblemente las mismas que han controlado el desarrollo de los valles del Tajo y Tajuña.

La edad de estos depósitos se establece también por su posición estratigráfica y por los datos magnetoestratigráficos del Pico del Águila (MONTES *et al.*, 2006) que ponen de manifiesto una posible edad Vallesiense inferior para la parte alta de la serie neógena aflorante en la hoja. Por otro lado y por correlación estratigráfica con otros puntos de la cuenca, se puede atribuir esta unidad al Vallesiense (MORALES *et al.*, 1992, LÓPEZ OLMEDO *et al.*, 2004).

2.5. CUATERNARIO

Los depósitos superficiales pleistocenos y holocenos de la Hoja de Toledo, están muy bien representados por las terrazas y las llanuras aluviales de los ríos Tajo y Guadarrama, por los glaciares de cobertura al norte de la hoja, en el interfluvio del río Guadarrama y el arroyo de Magán, y los abanicos aluviales o conos de deyección que se desarrollan particularmente en ambas márgenes de los valles del Tajo y Guadarrama. Otros depósitos de cierta entidad se encuentran asociados a los fondos endorreicos o semiendorreicos que se sitúan al norte de la hoja, con preferencia en las proximidades de Magán, Mocejón, Villaseca de la Sagra y Olfás del Rey. Los depósitos de ladera son de escaso espesor y solo se han representado aquellos útiles para realzar las mesas u otros relieves.

2.5.1. Pleistoceno-Holoceno

2.5.1.1. *Gravas poligénicas, arenas y lutitas. Terrazas altas (30). Pleistoceno inferior; Terrazas medias (31). Pleistoceno medio; Terrazas bajas (32). Pleistoceno superior*

Como se ha dicho arriba, las terrazas fluviales son las formaciones pleistocenas conspicuas de la Hoja de Toledo. Se encuentran en las laderas de los valles de los ríos Tajo, Guadarrama y con menor representación areal en los arroyos Camarenilla, Penales y Rielves. Los depósitos de terraza descansan bien sobre sedimentos terciarios o sobre las rocas ígneas localizadas al sur de la Hoja, en la margen izquierda del río Tajo.

En esta Hoja se conservan un total de 12 terrazas del río Tajo, con cotas relativas comprendidas entre los +4-6 m (terraza de La Peraleda, aguas abajo de Toledo) y los +125-130 m (Valdelobos). Su composición litológica y textural es semejante en todo el tramo fluvial que recorre la Hoja. Son dominantes los cantes de cuarcitas sobre otras litologías como son los cuarzos, la caliza miocena, las areniscas, el sílex y las rocas ígneas y metamórficas. Los cantes tienen una moda principal entre los 20 y 80 mm y en ocasiones, el centílo puede estar en la fracción bloque

(>250 mm), como ocurre en la terraza del Salto de la Zorra (+75-80 m). Las fracciones arenosas y/o fangosas de las terrazas pueden ser mayoritarias a techo de las secuencias fluviales de las mismas, representando términos de llanura de inundación (*overbank*). Por el contrario las barras de gravas y arenas con estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, planar, mal estratificadas y con imbricaciones, representan formas longitudinales de lecho, depósitos de *lag*, rellenos de canales, u otras formas de lecho de barras.

Los espesores medidos nunca han superado los 8-10 m, habiéndose encontrado los mayores en las terrazas de la margen derecha, aguas abajo de Toledo. En otros puntos, las terrazas están desmanteladas quedando en superficie cantos, a menudo eolizados, sin matriz arenosa y de poco espesor. Este dispositivo erosivo se encuentra generalmente en las terrazas construidas sobre el sustrato ígneo aguas abajo de Toledo, en la confluencia con el río Guadarrama.

La composición mineralógica de las terrazas del Tajo (BENAYAS *et al.*, 1960, PÉREZ MATEOS y BENAYAS, 1963 y DÍAZ MOLINA y PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979), en cuanto a minerales pesados se refiere, los más abundantes o asociación mineralógica mayoritaria es: estaurolita-granate-turmalina y como acompañantes: circón-andalucita-apatito. En los minerales ligeros domina el cuarzo, con porcentajes mayores del 50%, seguido por los feldespatos, de los cuales los calcosódicos suelen ser los mayoritarios.

El río Guadarrama y sus afluentes principales por su margen derecha, arroyos de Camarenilla, Penales y Rielves, conservan también secuencias de terrazas, siendo la más completa la del río Guadarrama con 9 terrazas comprendidas entre los +8-10 m y los +90 m de cota relativa respecto a las aguas medias de su cauce.

Frente a las litofacies descritas para el río Tajo, en el río Guadarrama hay que destacar que en la composición litológica de las gravas (>2 mm), el cuarzo destaca porcentualmente sobre el resto del espectro litológico que está formado por orden de importancia por aplitas, granitos, gneises y feldespatos. La mayoría de los cantos se acumulan entre los 2-15 cm y el centílo se encuentra casi siempre por debajo de los 30 cm, medidos en el eje mayor.

Los arroyos Camarenilla, Penales y Rielves tienen un menor número de terrazas, estando las mejor representadas en la margen derecha del arroyo Camarenilla. En este conjunto de terrazas, las litofacies reconocidas son similares a las del río Guadarrama, pero con una fracción arenosa mayor y espesores más reducidos. Los espesores medios vistos en las terrazas del río Guadarrama no superan los 2-3 m, siendo la potencia mayor medida de 12-15 m en la terraza de +28-30 m en Casa de Barruelos (carretera de Bargas a Camarenilla).

En las terrazas del río Guadarrama, mineralógicamente la asociación de pesados es apatito-circón-granate. El cuarzo es el mineral que domina entre los ligeros seguido del feldespato potásico, mientras que las plagioclasas aparecen como minerales minoritarios (PÉREZ-GONZÁLEZ, *et al.*, 1990).

Un problema que todavía no está bien resuelto es la cronología y el significado paleoambiental de las terrazas fluviales en el interior de España. Existen pocos datos de edad obtenidos por métodos numéricos. La organización temporal de las terrazas fluviales está basada en las

asociaciones faunísticas y de industrias líticas, aunque estas últimas dependen en muchas ocasiones, de las asignaciones cronológicas establecidas con la fauna. En el entorno de la ciudad de Toledo se conocen desde hace décadas faunas e industrias líticas en una serie de terrazas, particularmente la de Pinedo (+25-30 m), Salchicha Inferior, Buenavista inferior, Campo de Tiro, Polígono industrial de Toledo, todas ellas a +40 m, Valdelobos superior a +60 m y el Salto de la Zorra a +75-80 m (MARTÍN AGUADO, 1963a y 1963b; AGUIRRE, 1964, 1968-69; ALFÉREZ, 1977 y 1978; QUEROL y SANTONJA, 1979; SOTO, 1979 y SESÉ et al., 2000 y 2004).

La terraza del Salto de la Zorra (+75-80 m) se le ha asignado una cronología del Pleistoceno inferior por la presencia de *Equus stenonis* ssp, ya que la terraza de Valdelobos superior, a +60 m, contiene *Mammuthus meridionalis* que podría corresponder al final de Pleistoceno inferior o al comienzo del Pleistoceno medio. Aguas arriba del Fuentidueña de Tajo (en la autopista Madrid-Valencia), una terraza a +60-65 m, subsidente sinsedimentariamente, presenta una polaridad normal, atribuida a Brunhes (PINILLA et al., 1995), por lo que la terraza de Valdelobos (+60 m), en Toledo, podría ser a lo más joven de 780 ka o situarse en el límite Pleistoceno inferior-medio (estadio isotópico 19).

Las terrazas a +40 m con *Allocricetus bursae*, *Microtus brecciensis*, *Hippopotamus amphibius*, *Dolichodoriceros savini* y *Mammuthus trogontheri*, pertenecen al Pleistoceno medio pleno. La terraza de Pinedo, en la margen derecha aguas arriba de Toledo, a +25-30 m, tiene en sus barras de gravas fluviales industria achelense y fauna de vertebrados (QUEROL y SANTONJA, 1979) ambos depositados en el Museo de Santa Cruz de Toledo. Pinedo es una terraza del Pleistoceno medio con un conjunto faunístico definido por *Elephas (Palaeoxodon) antiquus*, *Equus* sp y *Cervus cf. elaphus*. RUS et al. (1993) citan el hallazgo de un *P. antiquus* e industria achelense en una terraza equivalente a Pinedo, localizada en la carretera de Villasequilla de Yepes, en el borde este de la Hoja.

La terraza más joven (a + 15-20 m) debe adscribirse al entorno del límite Pleistoceno medio-superior (128 ka) y la más reciente (+4-6 m) al Pleistoceno superior con claridad. Aunque los datos disponibles son fragmentarios (SESÉ et al., 2000 y 2004; RUIZ ZAPATA et al., 2004), las asociaciones de micro y macromamíferos antes relatadas, indican un clima templado de medios abiertos con zonas boscosas, si bien Pinedo señala un ambiente más cálido y húmedo que el actual. De la terraza más reciente (+4-6 m), se dispone de una secuencia polínica, a techo, en facies de *overbank*, de 170 cm de espesor que define paisajes abiertos hacia condiciones más secas y frías, con aumentos progresivo del taxón *Pinus*.

2.5.1.2. Margas arenosas, arenas y gravas subangulosas de caliza y sílex (34 y 35). Glacis. Pleistoceno

Los glacis tienen su mejor expresión areal al norte y este de Bargas, y aunque también más disectados bordean y rodean la Mesa de Magán, en el borde NE de la Hoja. Igualmente, están representados al pie de los cerros de Las Cabezas, al norte de Villamaniel de Toledo. Estos últimos glacis con depósitos localizados al pie de los relieves en forma de mesas, presentan sedimentos de composición margo-arenosa con fragmentos subangulosos de caliza y sílex de tamaño grava. El espesor no parece grande ya que en aquellos sitios donde se ha podido medir no sobrepasan los 3 m.

Los glacis construidos en la vertiente septentrional de la superficie de Bargas son de características arenosas y limo-arcillosas y con espesores observados inferiores a 4 m. La edad de estos glacis con cobertura es incierta, pero, por su posición morfológica estaría comprendida entre el Pleistoceno medio y el superior.

2.5.1.3. Arenas, limos, arcillas y gravas. Abanicos aluviales (33 y 36). Pleistoceno inferior-medio; Abanicos aluviales (37). Pleistoceno superior-Holoceno; Conos de deyección (38). Holoceno

Los abanicos aluviales de la Hoja de Toledo conforman una unidad morfosedimentaria compleja que comprende un gran número de litofacies en función del origen de los materiales depositados y de la posición morfológica que ocupan. Estos depósitos están distribuidos principalmente a lo largo de los ejes fluviales del río Tajo y del río Guadarrama, y se emplazan tanto en una margen como en la otra.

En el valle del río Guadarrama, los conos son predominantemente arenosos y limo-arcillosos con escasa fracción de gravas. Sus espesores no deben sobrepasar los 4 o 5 m y son de edad holocena. Por otra parte, en el valle del río Tajo, los abanicos alcanzan mayor desarrollo y provienen tanto de las facies terrígenas terciarias como del desmantelamiento de las terrazas fluviales o de los granitoides, migmatitas y diques filonianos del sur de la Hoja, como ocurre aguas abajo de Toledo. Sus espesores pueden ser superiores a los 15 m, tal es el caso de los conos de Pinedo, de la cerámica de la Concepción, hoy desaparecida, Valdelobos o los conos sobre la terraza de la planta de asfalto equivalente en edad a Buenavista superior (+68 m).

Las texturas son limo-arcillo-arenosas o arenosas, en ocasiones de gravas y arenas que provienen directamente de la erosión de la terraza fluvial inmediatamente superior topográficamente. Se reconocen interrupciones en la sedimentación de los abanicos dando lugar a períodos de estabilidad durante los cuales se originaron suelos, con horizontes argílicos, cámicos y cárnicos, según el caso y la antigüedad del abanico. Es evidente que algunos de ellos han funcionado largo tiempo y su construcción debió comenzar inmediatamente después de la deposición de la terraza fluvial que infrayace al cono. Cuando esto ocurre así no se observa ninguna evolución edáfica sobre la terraza.

Aguas arriba de Toledo, se encuentra la cantera del abanico de la cerámica de la Concepción, hoy colmatada de escombros y soterrada por la construcción reciente de la carretera de circunvalación de Toledo, donde BENAYAS y RIBA (1961) describen una secuencia de limos eólicos, aportes laterales de gravas y arenas y suelos. En la base de este abanico se han obtenido dos dataciones por luminiscencia (IRSL) con edades de 22.75 ± 2.48 ka y de 29.35 ± 2.35 ka. A techo del abanico en un depósito de 3-4 m de limos masivos pardos, también por IRSL, se obtuvo una cronología de 10.5 ± 0.81 ka (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1997). Estos limos eólicos recientes se encuentran también sobre los conos desarrollados en el área urbana de Santa María de Benquerencia (PK 2-6 de la carretera CM-400). En la margen de enfrente se encuentra la terraza de Pinedo que también soporta un potente abanico aluvial con un depósito eólico de 1.50 m fuertemente carbonatado a techo. Es probable que esta acumulación eólica por su carbonatación sea más antigua que la del techo de la cerámica de la Concepción. Por último, indicar que GONZÁLEZ *et al.*, (1983), estudiaron una quincena de puntos a lo largo del valle del río Tajo con depósitos de limos eólicos en diferentes posiciones geomorfológicas.

Aguas abajo de Toledo se obtiene igualmente por IRSI una edad de 30.57 ± 2.75 ka para el abanico arenoso de Valdelobos (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, *op. cit.*). Dicho abanico está construido sobre la terraza a +7-9 m, que contiene una asociación de *Equus caballus cf. Gallicus* y *Bos sp.* (ALFÉREZ, 1977) propio de un ambiente predominantemente estepario (SESÉ *et al.*, 2000), que se corresponde muy bien con el carácter más frío del final de estadio isotópico 3. La cronología de los limos eólicos superiores se encuentra próxima a la etapa fría del Dryas joven.

Otras aproximaciones ambientales (MARTÍN ARROYO, *et al.*, 1998 y RUIZ ZAPATA *et al.*, 2004) se han podido realizar a partir de registros palinológicos que parecen demostrar que en esta región central peninsular y durante los períodos de formación de los abanicós aluviales sobre las terrazas de Buenavista superior (+60 m), Salchicha inferior (+40 m) y Pinedo (+25-30), de edad Pleistoceno medio, la vegetación estaría constituida por formaciones mediterráneas abiertas constituidas principalmente por *Quercus* tipo perennifolio, *Olea*, *Juniperus* y *Cistaceae*. Del análisis de las secuencias polínicas se deduce igualmente una tendencia de incremento de la aridez a lo largo de los tres momentos que representan los conos aluviales sobre las terrazas consideradas.

2.5.2. Holoceno

2.5.2.1. *Lutitas, margas arenosas, arenas y gravas con cantos subangulosos (40). Coluviones. Holoceno*

Los coluviones o depósitos de ladera tienen litologías y texturas muy semejantes a las de las formaciones sedimentarias de las que proceden como pueden ser rebordes de terrazas fluviales y taludes de mesas y cerros, que son las posiciones morfológicas más comunes de estos depósitos. Generalmente, corresponden a lutitas, margas arenosas y arenas con cantos heterométricos de calizas de diversas litologías. Sin embargo, muchas veces no se han representado en las cartografías por su escaso espesor, que no suele alcanzar 1 m de potencia. Su edad es holocena.

2.5.2.2. *Limos, arcillas limosas y eflorescencias salinas (41). Fondos endorreicos. Holoceno*

Estas depresiones de carácter endorreico o semiendorreico, han sido tratadas con detalle por VAUDOUR (1979), y son características de la comarca conocida como La Sagra, que se encuentra al norte de la margen derecha del río Tajo, entre los valles de los ríos Guatén y Magán. Los fondos de estas depresiones abiertas pero con drenaje deficiente, o cerradas están ocupadas por suelos oscuros arcillo-limoso, en ocasiones arenosos conocidos como "tierras negras", con eflorescencias salinas blancas de cloruros y sulfatos. Estos fondos tienen suelos de carácter vertical de perfil AC, siendo su cronología muy reciente o actual.

2.5.2.3. *Gravas poligénicas, arenas, limos y arcillas. Fondo de valle (39); Meandros abandonados (42); Llanura de inundación (43); Barras fluviales (44). Holoceno*

Los ríos permanentes Tajo y Guadarrama presentan amplias llanuras aluviales, destacando particularmente el río Tajo, junto con los arroyos Camarenilla, Peñales y Rielves, afluentes del río Guadarrama, aunque estos últimos tienen un régimen de carácter estacional más marcado. En el río Guadarrama y en sus tributarios de la margen izquierda, los términos de la sedimentación

actual en el cauce y en los depósitos de la llanura de inundación son litofacies arenosas y los depósitos de techo de *overbank* son limo-arenosos (GARZÓN y ALONSO, 1996 y 2002). Para estos autores no hay sedimentación de acreción lateral o de migración de barras de punta en sentido estricto, ya que lo que se origina es el crecimiento de barras arenosas corriente abajo con estratificación de surco o planar. Un hecho a destacar es el carácter no cohesivo de las orillas, determinando su alta inestabilidad.

El río Tajo, por el contrario, transporta cargas de gravas y arenas, con desarrollo de barras de punta y los depósitos de su amplia llanura aluvial. Están formados por secuencias granodecrecientes, con barras de gravas en la base, imbricación de cantos y estratificación cruzada planar y de surco y arenas y facies fangosas a techo de la secuencia. Aguas arriba del entorno de Toledo, sondeos mecánicos realizados para el estudio geotécnico de la variante de Ciudad Real han cortado entre 11 y 12 m de unas gravas y arenas basales con espesores de hasta 4,30 m, a los que siguen en general texturas más finas de arenas, gravillas y arenas limosas o limo-arcillosas a techo. No se tienen datos cronológicos del muro de estos depósitos, aunque algunas precisiones acerca de su edad se han hecho en el apartado de los abanicos aluviales.

Los meandros abandonados en la llanura aluvial del río Tajo se encuentran colmatados por sedimentos finos, excepto el situado en el límite oriental de la Hoja, en el término municipal de Añover de Tajo, que aún conserva las márgenes del cauce. El tamaño de los meandros abandonados conservados desde época histórica (longitud, anchura y radio de curvatura), es paulatinamente menor con el tiempo, quizás como reflejo de una reducción del caudal medio (URIBELARREA et al., 2003).

También se han cartografiado como llanuras aluviales los extensos fondos de valle de arenas, gravas y fangos del río Algodor y de los arroyos de Valdecaba y Magán, que tienen continuidad morfológica con los depósitos aluviales de la llanura del río Tajo.

Se ha recurrido al término fondo de valle para aquellos sedimentos asociados a cauces de funcionamiento por lo general episódicos y de escasa amplitud, si se los compara con los anteriores. Litológica y texturalmente son parecidos a las formaciones más antiguas que drenan y su espesor por lo habitual no es mayor de 4 o 5 m.

3. TECTÓNICA

La Hoja de Toledo presenta una moderada complejidad estructural, abarcando parte del borde sur de la Fosa del Tajo (Figura 5). La mayor parte de la superficie de la Hoja está cubierta por materiales horizontales del Neógeno, solo deformados a gran escala o basculados por algunas fracturas que denotan una cierta actividad tardía dentro de la orogenia Alpina, deformaciones que son mucho más evidentes en los materiales paleógenos. Los materiales del zócalo, con poca representación cartográfica, están formados por rocas ígneas y metamórficas que han experimentado los efectos de la orogenia Varisca; primero en condiciones catazonales, a los que se superpone una tectónica dúctil-frágil de desgarre y aún otra marcadamente frágil tardivarisca. Condiciones frágiles también son características de la deformación de estos materiales durante la orogenia Alpina.

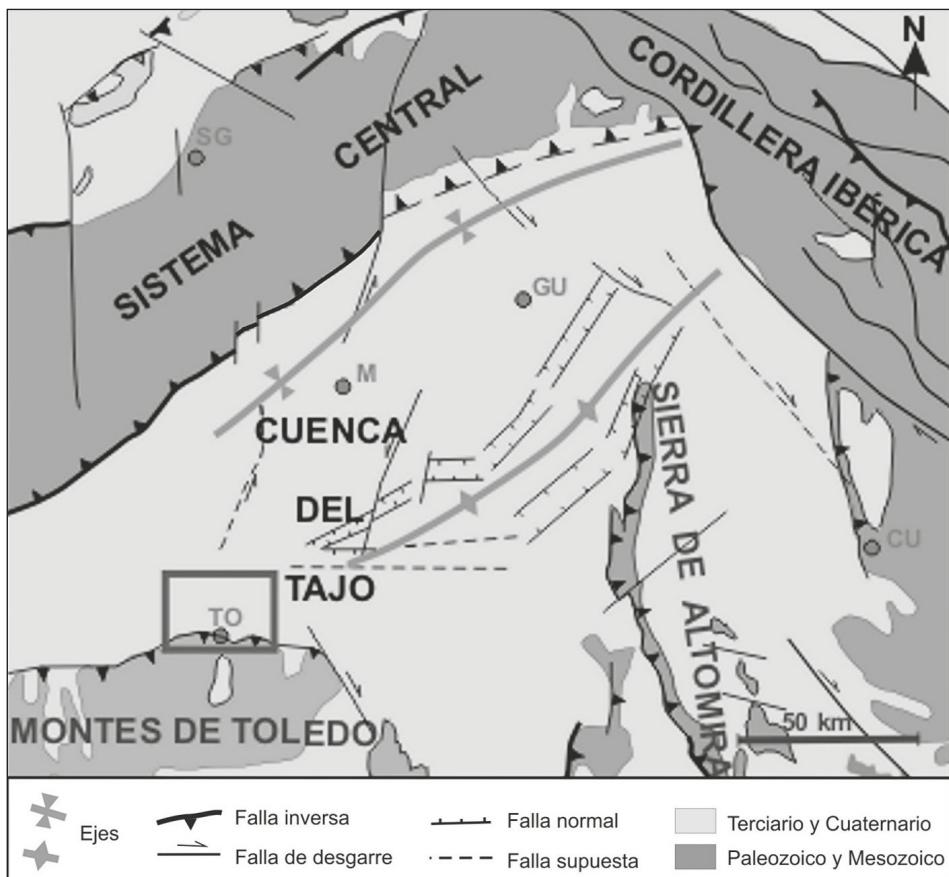


Fig. 5.– Esquema de situación y contexto geológico-estructural de la Hoja 629 Toledo.

3.1. OROGENIA VARISCA

Durante la realización de la presente Hoja, se han reconocido cuatro episodios deformativos relacionados con la orogenia Varisca. El mejor representado corresponde al evento durante el cual se desarrolló la foliación migmatítica, que es la foliación regional del dominio migmatítico, muy intensa y que ha obliterado prácticamente las deformaciones anteriores, salvo a micro y mesoscala. Consideramos que esta etapa de deformación, de condiciones migmatíticas en dominios profundos, que registra una evolución metamórfica descompresiva y que va asociado a la intrusión de magmas calcoalcalinos y a la generación de fundidos anatécticos peralumínicos, es correlacionable con una D2 extensional como la registrada en otros sectores de la Zona Centroibérica y para mayor cercanía, en el mismo Sistema Central. La foliación regional $Sr=S2$ tiene características de bandeado migmatítico en los litotipos de gneises migmatíticos estromáticos, mientras que en los ortogneises glandulares y de grano fino no migmatizados, aparece como

una deformación de cizalla con bandeados tectónicos y solo pequeños volúmenes de fundido asociados.

Al margen de la foliación migmatítica regional, en momentos algo más tardíos se generan cizallas vergentes hacia el oeste, de NO a SO, definidas por bandeados migmatíticos de menor tamaño de grano y con asociaciones de menor presión (ausencia de granate) que cortan a la foliación regional con sentidos de arrastre de cizalla normal. Esto parece indicar que durante la deformación descompresiva, la pila de sedimentos primero se adelgaza extendiéndose hacia el noroeste, mediante cizalla simple homogéneamente distribuida con una fuerte componente de cizalla pura, para después compartmentarse dejando cuñas en el sentido de transporte tectónico.

Un segundo grupo de estructuras corresponde a un plegamiento subvertical de las fábricas anteriores, prácticamente sin desarrollo de esquistosidad de plano axial, según un campo de esfuerzos compresivos perpendicular a la dirección de transporte tectónico de D2. Correlacionamos esta fase con una D3 no retrovergente.

Posteriormente se producen corredores de cizalla oblicuos, y cortando a la Sp con una marcada componente de desgarre que puede estar complementado por juego normal. Aparentemente estos desgarres no aparecen plegados por D3 y sí cortando cartográficamente a las estructuras de tercera fase. Se manifiestan en dos familias conjugadas, una N-S a N160E, dextra, que es la mejor representada, y otra en torno a E-O, senestra. Por sus características metamórficas y sus relaciones estructurales, consideramos que estas deformaciones corresponden a un estadio tardío, D4, el mismo que en niveles estructuralmente más altos se caracteriza por *détalements* transversos a Sp desarrollados por cizallas dúctiles a dúctil-frágiles.

Las deformaciones más tardías corresponden a episodios frágiles tardíos, tensionales y que van acompañados por el emplazamiento de rocas filonianas.

3.1.1. Deformación de primera fase D1

En todo el dominio del Complejo Anatáctico de Toledo apenas se conservan indicios de los estadios iniciales de la orogenia Varisca, correspondientes a las primeras etapas de engrosamiento cortical. Los rasgos estructurales de D1 observados se limitan a una foliación traspuesta por la S2 en forma de microlitones centimétricos, observada únicamente en los tipos migmatíticos estromáticos peralumínicos, y por una esquistosidad interna en los porfidoblastos de granate de los ortogneises glandulares, de los leucogneises y de las migmatitas estromáticas. Esta esquistosidad interna S1=Si está formada exclusivamente por pequeñas acículas de sillimanita, escasos cristales de rutilo, más frecuentes como pseudomorfos en ilmenita, biotitas y circones. La presencia de sillimanita en este estadio temprano es coherente con la identificación de esta zona como un sector profundo dentro de la pila orogénica, y es coherente con el aspecto de la S1 de los microlitones, que corresponde a un bandeados tectónico fino (más fino que la S2 migmatítica) con granate, biotita y sillimanita. De acuerdo con lo observado en la zona de Montes de Toledo, que corresponde a un sector menos profundo de la cadena, esta esquistosidad debió de generarse ligada a una deformación penetrativa por cizallamiento dúctil vergente al NE, con desarrollo de grandes pliegues de dirección NO-SE, perpendiculares a la dirección principal de esfuerzos ($x=s1$) NE-SO. En los sectores profundos, la deformación estuvo acompañada

por un metamorfismo de tipo barroviense, bajo gradientes medios de P/T que llevó a las rocas hasta condiciones de sillimanita + feldespato potásico, ya en condiciones de moscovita "out" (Figura 5).

3.1.2. Deformación de segunda fase D2

La fábrica mejor representada corresponde a un episodio de deformación homogénea por cizalla, asociado al desarrollo de una foliación muy penetrativa de dirección entre N120°E y N140°E, que es la fábrica regional presente en todo el Complejo Anatáctico de Toledo. Afecata tanto a los materiales orto y paraderivados de edad prevarisca como a rocas ígneas de edad varisca, con variable intensidad según lo temprano de su emplazamiento. En las variedades porfídicas desarrolla una fábrica planolinear, con una fuerte lineación de estiramiento mineral en torno a N135°E, lo que implica una dirección de transporte tectónico paralela a la dirección de la cadena. En el sector occidental de afloramientos ortogneíticos, la lineación de estiramiento L2 se dispone con una suave inmersión al NO (<15°), mientras que hacia el este y sur las lineaciones de estiramiento pasan a ser principalmente subhorizontales, y aún más al sur, en la Hoja 657 Sonseca, pasan a presentar inmersiones acusadas al SE, definiendo una macroestructura domica.

Dentro de la Hoja que nos ocupa, la inmersión NO indica que los sectores más intensamente migmatizados, al E o SE de la Hoja, corresponden a niveles más profundos. En estos niveles la fábrica regional tiene carácter de bandeados migmatíticos.

Los criterios cinemáticos deducidos de la asimetría de las fábricas planolineares de S2 indican movimiento de techo hacia el NO. Las condiciones metamórficas de este episodio son catazonales, desarrollándose asociaciones características de condiciones granulíticas de presiones medias, con granate. Al final de esta fase y también en condiciones granulíticas pero de menor presión deducible por la desestabilización del granate, se generan estrechos corredores de cizalla con variadas direcciones fuertemente oblicuas a la Sr, a la que cortan como cizallas normales vergentes al SO, aunque puedan ser posteriormente plegadas y quedar como cizallas inversas verticalizadas. Algunos pliegues de escala decimétrica y sentido de movimiento de techo al SO, que afectan al bandeados migmatítico, deben de estar relacionados con esta etapa tardía dentro de D2.

Esta deformación con direcciones de transporte subhorizontales y paralelas a la dirección de la cadena es también observable en otras zonas de alto grado metamórfico de la Zona Centro-ibérica, como el Domo del Tormes o el Sistema Central y se asocia a extensiones laterales, perpendiculares a la dirección principal de esfuerzos bajo condiciones de elipsoide constreñido. El progresivo engrosamiento de la cadena hace crecer la componente vertical de esfuerzos y llega a producir cambios en el régimen de estos, de modo que la dirección menor pasa de la vertical ($z=s3$) a ser la horizontal perpendicular al acortamiento ($y=s3$). La edad de esta deformación podría situarse hacia el límite Devónico-Carbonífero (SERRANO PINTO *et al.*, 1987) en un estadio muy temprano dentro de la historia orogénica del área.

3.1.3. Deformación de tercera fase D3

Las fábricas, tanto la foliación regional como la de cizalla heterogénea, aparecen plegadas por una tercera fase que produce pliegues erguidos y de charnela aguda, no esquistosos, bajo un régimen compresivo coaxial a la deformación de la primera fase. Esta fase de plegamiento es equivalente a la cuarta fase de SÁNCHEZ CARRETERO *et al.* (2009), ya que se considera que los pliegues de mesoescala que afectan al bandeadío migmatítico no constituyen una tercera fase por sí mismos, sino que parecen corresponder por sus características (pliegues postmigmatíticos sin desarrollo de foliación) a pliegues menores de la macroestructura de D3. En el campo, estas estructuras son difícilmente identificables. Las charnelas principales, que son de plano axial erguido y con geometrías agudas, son raras; siendo mucho más evidentes los cambios en la veracidad de la foliación regional. Los ejes de los pliegues son de dirección N110°E a N140°E e inmersiones al NO de 10° a subhorizontales. De este modo se han identificado varios pliegues de entidad cartográfica, aunque la estructura de plegamiento de D3 es sin duda más complicada.

3.1.4. Deformación de cuarta fase D4

Con posterioridad a los plegamientos de tercera fase los materiales experimentan una deformación en condiciones dúctiles de menor temperatura, con desgarres dextros de dirección N150°E a N-S y desgarres conjugados senestros de dirección próxima a E-O, compatibles con una dirección general de esfuerzos NE-SO. La más evidente de estas estructuras y la única de escala cartografiable, es una zona de desgarres dextros-normales de direcciones N160°E y buzamientos de 75° al este, que produce una rotación por arrastre de la foliación regional, norteada en los afloramientos más orientales de la Hoja que en los occidentales. La cinemática de esta estructura es compatible con la de la falla normal de Toledo (MARTÍNEZ SALANOVA *et al.*, 2009; y SÁNCHEZ CARRETERO *et al.*, 2009), describiendo ambas una extensión de techo hacia el SE donde la zona de desgarres dextros-normales podría significar una rampa lateral normal de la falla de Toledo.

3.1.5. Deformaciones tardías

Hacia la mitad occidental de la Hoja aparece una red de fracturas de dirección entre N10°E y N160°E, con buzamientos suaves (25°-30°) al oeste a favor de la cual se emplazan los diques de aplitas y microgranitos. Presentan rejuegos normales de techo al oeste, marcados a veces por escalones de cuarzo y producen saltos en los contactos entre unidades. Por último, se desarrolla una red de fracturación frágil tardíavarisca, con direcciones N70°E a casi E-O y buzamientos del orden de los 40°-50° tanto al sur como al norte, a favor de la cual intruyen los diques de lampríofídos y de cuarzo.

Otro rasgo tectónico frágil lo constituye una densa red de diaclasas formada por dos familias de fracturas, una NNE-SSO entre N180°E y N45°E, con buzamientos altos tanto al E como al O, y otra NO-SE entre N95°E y N150°E, con buzamientos algo más bajos al suroeste y noreste. Ambas familias que en el campo aparecen asociadas dando bloques paralelepípedicos, presentan espejos de cuarzo con estrías de dirección N-S e inmersiones entre 7° y 30° al sur, y escalones de deslizamiento que dan sentido de rejuego de estas diaclasas con movimiento de techo hacia el sur.

Parte de estas deformaciones tardías, de criterios normales hacia el sur, podrían estar relacionadas con los últimos movimientos ya frágiles de la falla de Toledo, siendo reflejo de estos en el bloque de muro.

3.2. OROGENIA ALPINA

Las deformaciones alpinas en el área central de la península tienen lugar bajo una fase compresiva asociada al levantamiento de la Cordillera Bética. Los esfuerzos compresivos ocurren entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio y constituyen las denominadas fases Castellana (Oligoceno) y Neocastellana (Aragoniente). A lo largo de la fase Castellana, también conocida como "etapa Altomira" (CAPOTE *et al.*, 1990; CALVO *et al.*, 1991), el borde oriental de la cuenca del Tajo fue el más activo, produciéndose el cabalgamiento de la Sierra de Altomira sobre esta, con dirección N-S, en respuesta a un acortamiento regional de dirección N90-110°. Mediante este acontecimiento se produjo la separación de la Depresión Intermedia y la Cuenca de Madrid, configurándose en el Mioceno inferior como una depresión endorreica de forma triangular cuyo relleno estaría presidido por una orla de sistemas aluviales que alimentaban ambientes lacustres. Las variaciones en el dispositivo sedimentario durante el Mioceno obedecen principalmente al distinto comportamiento de los Montes de Toledo y el Sistema Central, ya que la Sierra de Altomira actuaría como margen estable.

No obstante las principales estructuras se generan en el Mioceno medio, durante la Fase Neocastellana o también denominada "etapa Guadarrama" (CALVO *et al.*, 1991), bajo un campo de esfuerzos transpresivo con compresión uniaxial N155° que da lugar a fracturas inversas cabalgantes de orientación N60-70° en el borde norte de la cuenca y E-O en su borde sur, más fallas de transferencia que actúan como desgarres dextros NO-SE y desgarres senestros NNE-SSO a N-S (DE VICENTE *et al.*, 1994, 1996).

Debido a ello, los sistemas aluviales de la Unidad Intermedia progradaron hacia el sector central de la cuenca, desplazando los ambientes lacustres hacia el sector meridional. En el Aragoniente superior, un nuevo impulso dentro del evento Guadarrama reactivó los sistemas aluviales, dando paso al ciclo superior de la Unidad Intermedia.

Buena parte de estos accidentes corresponden a importantes fracturas tardívariscas que han rejugado durante el alpino (ALÍA MEDINA, 1960; MARTÍN ESCORZA, 1980 y QUEROL, 1989). El mejor ejemplo de estas fracturas en la Hoja de Toledo es la falla inversa de dirección prácticamente E-O que en la Ermita de la Rosa (PK 74 de la carretera a Ciudad Real) hace cabalgar los materiales del zócalo varisco sobre los paleógenos fuertemente tectonizados; dando lugar a varios metros de arcillas o harinas de falla rojas, con un horizonte de reducción de tonos grises paralelo al plano de falla, que envuelven bloques de areniscas con cemento carbonatado.

Esta falla, junto con otras paralelas se extiende hacia el oeste, donde marca el encajamiento del Tajo en el lado sur del Torno. Otras fallas inversas de dirección E-O aparecen casi paralelas a la carretera de Toledo a Puebla de Montalbán entre los PK 3 y 6, siguen paralelas a la traza del río. En estos puntos las fallas afectan a materiales cretácicos, paleógenos e incluso aragonientes, observándose el cabalgamiento del zócalo sobre los materiales miocenos correspondientes a las

unidades más inferiores aflorantes en la hoja, de lo que se deduce que su actividad habría alcanzado al menos hasta el Mioceno medio.

Fallas inversas de dirección NNE-SSO con una probable componente de desgarre senestro marcan el límite de los afloramientos del zócalo varisco al oeste de la Hoja, donde además se localizan fallas inversas retrocabalgantes de dirección NE-SO. A lo largo de este borde de cuenca, se localizan también fracturas inversas de dirección NO-SE, vergentes al NE, cuyos mejores ejemplos afloran en la subida a la urbanización Monte Sión (dehesa de San Bernardo) donde se verticalizan las capas cretácicas y más al este en el caserío de Ramabujas Altas.

El régimen geodinámico cambió de forma drástica en el Vallesiense. Paso a una distensión de orientación N70-80° cuya principal manifestación al norte en el Sistema Central fue la actuación de desgarres de dirección norteada. El reflejo de este evento en la cuenca, conocido como "etapa Torrelaguna", fue un cambio en el régimen sedimentario que provocó el depósito de la Unidad Superior, probablemente al adquirir la cuenca carácter exorreico (IGME, 1975; CALVO *et al.*, 1990).

En el Mioceno superior la dirección principal de esfuerzos en la Cuenca de Madrid gira 10° al norte, cambiando a un régimen de esfuerzos transtensivo donde predomina una tectónica de desgarre con mayor expresión en los accidentes NNE-SSO, de juego senestro con componente normal, y desgarres-fallas normales de dirección NO-SE.

Las deformaciones observadas en distintos puntos de la cuenca afectando a materiales del Mioceno superior con orientaciones subparalelas al borde del Sistema Central, son indicativas de deformaciones regionales recientes atribuidas a las fases Iberomanchega I y II (AGUIRRE *et al.*, 1976, PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979) acontecidas en el Plioceno, sobre cuyo régimen tectónico no existe unanimidad entre los diversos autores. Según estos autores, durante esos tiempos suceden los últimos esfuerzos compresivos en el Sistema Ibérico y regionalmente serían responsables de los plegamientos de baja amplitud que afectan a los materiales mio-pliocenos y de un cierto basculamiento de la cuenca hacia el SSO.

A partir del Mioceno medio tiene lugar el proceso de apertura del Golfo de Valencia en el extremo oriental de la Cordillera Ibérica (ALVARO *et al.*, 1979; VEGAS *et al.*, 1980), proceso extensional cuya propagación tendría lugar de este a oeste y afectaría a las áreas centrales de la península en el Plioceno superior o el Pleistoceno y sería responsable de la actividad tectónica extensional reciente (DE VICENTE *et al.*, 1994).

Durante el Cuaternario, la Cuenca de Madrid no ha permanecido estable, sino que ha sufrido deformaciones de envergadura muy variable cuyo efecto son desnivelaciones de superficies y evoluciones anómalas de la red de drenaje, debidas fundamentalmente al juego de bloques del basamento, a basculamientos y a deformaciones en materiales salinos.

En el entorno de la Hoja y fuera ya de ella, aunque en zonas relativamente próximas, parece evidente la existencia de un periodo de fracturación en un momento impreciso del Pleistoceno medio-superior, entre cuyas manifestaciones se encuentran la falla de Torrijos y otra familia de fallas NO-SE localizadas más hacia el noroeste. La primera produjo un desnivelamiento de varias decenas de metros, con hundimiento del bloque meridional y desarrollo de sistemas de conos

desde el bloque levantado, mientras que las segundas provocaron el encajamiento de la red secundaria en ese sector.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja de Toledo participa de dos unidades fisionómicas mayores que se identifican: una, al sur con el borde externo de los Montes de Toledo, formada por rocas ígneas y metamórficas de edades precámbricas y variscas, y otra, al norte, con las facies detríticas y carbonatadas terciarias del sector meridional de la cuenca de Madrid.

La franja sur de la Hoja es un territorio topográficamente casi plano a fuertemente ondulado con cotas entre los 580 y los 620-630 m, en el que destaca el punto Pozuela que con una cota de 684 m es el más elevado de la Hoja de Toledo. Al norte de esta franja y a través de un escarpe de falla degradado, se puede distinguir en el centro de la Hoja, un relieve constituido por depósitos detríticos terciarios, de aspecto dómico que culmina con un plano erosivo de 634 m de altura máxima (al SE del Bargas). Está bordeado al NO por el río Guadarrama y sus terrazas y al sur por el río Tajo, que presenta una amplia llanura aluvial e igualmente un gran número escalonado de plataformas aluviales cuaternarias. El punto de confluencia de los ríos Tajo y Guadarrama se localiza en el límite oeste de la Hoja a una altitud de unos 428 m.

La comarca de La Sagra se extiende a lo largo del cuadrante nororiental de la Hoja, limitando al sur con las terrazas bajas del río Tajo y con el cambio de facies terciario entre las arcillas rojas y verdes que controlan el carácter endorreico o semiendorreico de la comarca, y las arenas cuarzo-feldespáticas y los limos arcillosos de los relieves dominantes de Mocejón-Olías del Rey-Bargas. Sobre el fondo plano y ondulado de La Sagra a unos 500 m de altitud, emerge el relieve coronado por calizas con sílex de la Mesa del Monte de Magán que alcanza los 667 m de altitud.

En el lado occidental de la Hoja, con alturas semejantes a la de la comarca de La Sagra y también con un sustrato arcilloso, se observan áreas con drenaje deficiente y elevaciones de replanos duros calizos que dan origen a pequeñas mesas (Mesa a 561 m o Las Cabezas Hermanadas a 566 m) y relieves en graderío. Este sector occidental está recorrido por los arroyos de Camarenillo, Perales y Rielves, todos ellos afluentes del río Guadarrama por su ribera derecha.

La Hoja de Toledo, desde un punto de vista climático, presenta un valor medio anual pluviométrico de 350 a 450 mm, y una temperatura media anual entre 13° y 15°, con temperatura media de verano de unos 26° y unos 5° en invierno. La zona es de carácter árido o de estepa y es propia de países secos mediterráneos (JIMÉNEZ BALLESTA *et al.*, 1986).

4.2. ANTECEDENTES

Los depósitos de terraza del río Tajo y la constitución fisiográfica de Montes de Toledo fueron motivo de observación a principios del siglo XX por parte de HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1928) y de GÓMEZ DE LLARENA (1916 y 1923). El primero de los autores concluye que en el valle del

río Tajo hay tres "terrazas constantes cuyas alturas tienen valores medios a 12, 30 y 50 m con una plataforma exterior a 100 m o más. GÓMEZ DE LLARENA (*op. cit.*), junto con HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1911 y 1929) fueron los artífices de los primeros trabajos geomorfológicos en los Montes de Toledo que se continuarán años después con los estudios de VIDAL BOX (1943) y ALÍA MEDINA (1945 y 1947). Posteriormente los procesos de alteración sobre el Macizo toledano han sido estudiados por VAUDOUR (1979), MOLINA (1980) y MOLINA *et al.* (1991). Además destacan algunos trabajos regionales de síntesis, como el de MUÑOZ (1976) y más recientemente los de MARTÍN-SERRANO *et al.* (2004) y de MARTÍN BANDA *et al.* (2006) en el que se estudian las paleoalteraciones de los depósitos de piedemonte del NE de los Montes de Toledo.

De la cuenca de Madrid destacan, por ser de los primeros trabajos, los estudios de ALÍA MEDINA (1945b) sobre de La Sagra, el de ALFÉREZ (1977) sobre las terrazas del río Tajo y los de MARTÍN AGUADO (1960, 1963, 1963 y 1963b) sobre el yacimiento achelense de Pinedo en la terraza del mismo nombre, aguas arriba de Toledo. MARTÍN ARROYO (1998) y RUIZ ZAPATA *et al.* (2004) interpretan paleoambientalmente secuencias palinológicas de terrazas y depósitos sobre ellas del Pleistoceno inferior al superior. BENITO *et al.* (2003) y URIBELARREA *et al.* (2004) estudian la dinámica fluvial en el sistema Jarama-Tajo, con aportaciones nuevas paleohidrológicas y sus aplicaciones en relación a la evolución fluvial y riesgos de inundaciones. De manera parecida trabajan GARZÓN y ALONSO (1996 y 2002) en ese sistema fluvial y en el río Guadarrama hasta su confluencia con el Tajo.

La evolución edáfica sobre las terrazas del valle del río Tajo ha sido motivo de diversos trabajos por ROQUERO *et al.* (1997 y 1999) y GALLARDO *et al.* (2002), tanto inmediatamente aguas arriba de la ciudad de Toledo como aguas abajo en Talavera de la Reina.

4.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y FORMAS DEL MODELADO CARACTERÍSTICAS

Tal y como se ha descrito en el apartado anterior se han identificado en la hoja dos unidades fisiográficas mayores que se corresponden con dos unidades morfoestructurales de significado propio a escala peninsular, como son los Montes de Toledo y la Cuenca de Madrid, aunque ambas dos solo están representadas parcialmente en la Hoja de Toledo.

4.3.1. Unidad Morfoestructural Montes de Toledo

Está representada en la Hoja por una estrecha franja de 5 km en su punto más ancho. Este reborde de rocas precámbricas y variscas del Macizo Ibérico fue llamado por HERNÁNDEZ-PACHECO (1911) Meseta Toledana y en ocasiones Macizo Cristalino. VIDAL BOX (1943) identifica a la Meseta Toledana como una superficie de erosión o planicie de piedemonte, que denomina Superficie de Toledo y la hace equivaler a la superficie de erosión M2 de SCHWENZNER (1937). ALÍA MEDINA (1945 a, b y 1947) reconoce que el vértice Pozuela (684 m) forma parte de la Meseta Toledana y encuentra una nueva superficie de erosión que es la Superficie de Bargas, que se labra tanto en el Macizo cristalino de Toledo como en las series detriticas miocenas, en cotas de 620-630 m entre Bargas y Pozuela. Esta nueva superficie se encaja entonces unos 50 m en el piedemonte superior que representa Pozuela (684 m) que tiene sus raíces en el Monte Isla de

Layos (1.084 m) y se sitúa a +170-180 m sobre el cauce del río Tajo, mientras que el piedemonte representado por Pozuela está en cotas relativas de +240 m sobre el mismo río. El gradiente de pendiente de este piedemonte superior es de 1,2% hacia el Norte.

Más recientemente VAUDOUR (1975, 1977 y 1979) considera a la Meseta Toledana como un *pediplain* terciario construido hasta finales del Mioceno, que puede contener alteritas con espesores de hasta 20 m. Estas alteritas se caracterizan por la presencia de caolinita y sobre todo por montmorillonita, acompañada de calcita y eventualmente por atapulgita. Además presentan un segundo ciclo de alteración plioceno y plio-cuaternario con caolinita e illita y ausencia de montmorillonita. MOLINA (1975, 1980) y MOLINA *et al.* (1986 y 1991) entienden que los procesos de alteración acaecidos desde finales de la orogenia Varisca y los sucesivos desmantelamientos de los mantos de alteración son los responsables del retroceso de los frentes montañosos de la Meseta Toledana y de la presencia de relieves residuales, entre los que destacan los cerros de Layos y Noez.

La cartografía geomorfológica realizada ha permitido separar en este reborde de Montes de Toledo algunos elementos erosivos, cuyo significado genético y evolutivo necesita un estudio que abarque un área más extensa que la hoja de Toledo para su completa interpretación. Encuadrada en la plataforma aluvial del piedemonte de Layos-Pozuela o superficie 1, se desarrolla una nueva superficie de erosión, por sustitución, que se ha denominado superficie de erosión 2, que apenas si está representada en la Hoja, estando en cotas de 677 m en el Puntal, al norte de Argés (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982). La superficie de Bargas-Olías o superficie de erosión 3, se encuentra mejor representada al SO de Toledo en Cerro Zurraqinillo y en Dehesa Nueva, con gradientes de pendiente hacia el NO, entre cotas de 620-630 m y los 600-610 m.

Por último, se ha diferenciado una forma tipo glacis, pero labrada sobre las rocas cristalinas (pediment) que arranca sobre los 600 m hasta los 570-580 m, con pendiente hacia el N. Estas formas de borde se sitúan a unos +150 m sobre las aguas medias del cauce del río Tajo y son por lo tanto coetáneos con el primer glacis de erosión (Glacis A) que se construye encajado en la superficie de Bargas de la cuenca de Madrid.

La exhumación de los depósitos terciarios del reborde toledano de Montes de Toledo, de su plataforma externa o septentrional de la Sierra de Los Yébenes, ha determinado un salto morfológico muy marcado al norte de la ciudad de Toledo. El río Tajo, en su migración hacia el sur ha desmantelado los depósitos blandos terciarios más antiguos e inclusive las terrazas cuaternarias más recientes, dejando al descubierto un escarpe en falla inversa con un desnivel topográfico que puede alcanzar los 80-100 m. Estas fallas alpinas de dirección este-oeste son también co-responsables del encajamiento por epigenia del río Tajo, en el accidente geográfico del Torno de Toledo (ALÍA MEDINA y RIBA, 1957).

4.3.2. Unidad Morfoestructural Cuenca de Madrid

El Cerro del Monte de Magán (667 m), una estrecha mesa alargada en dirección NE-SO, preservada porque en su techo tiene calizas con sílex de edad Vallesiense, es la forma erosiva-estructural más antigua de esta unidad morfoestructural. Sus relaciones hacia el interior de la cuenca terciaria de Madrid y hacia Montes de Toledo, viene dada porque su construcción podría ser

anterior a la superficie de Bargas-Olías y claramente posterior al piedemonte de Pozuela. Para PÉREZ-GONZÁLEZ (1988) este cerro residual y otros (Villaluenga 670 m) como el contiguo por el norte ya fuera de la Hoja, son testigos de las primeras fases de construcción de los valles fluviales en el Plioceno final o al inicio del Pleistoceno inferior.

El siguiente elemento geomorfológico probablemente más antiguo conservado en esta unidad morfoestructural es la superficie de Bargas-Olías (30), a partir de la cual se articulan un conjunto de formas con o sin depósitos, encajadas las más jóvenes en las más antiguas, en forma de escalera, hasta las llanuras aluviales de los ríos Tajo y Guadarrama, que constituyen la representación geomorfológica más reciente del continuo descenso de los niveles de base de esos ríos.

La superficie de Bargas es hoy una estrecha cuerda o divisoria muy degradada (VAUDOUR, 1979) se refiere a ella como un nivel de sustitución ligeramente encajado en la superficie original. Se extiende desde el este (630 m) hacia el oeste (610 m), con una inclinación del orden del 0.3%. Según PÉREZ-GONZÁLEZ (1982), esta superficie enlazaría hacia el norte con la rampa de Grinón y la superficie divisoria de Majadahonda-Alarcón, y también enlazaría hacia occidente con Pallos (612 m), relieve residual situado aproximadamente al este de Erustes, y al oeste entre La Mesa de Ocaña y la Meseta Toledana, representada por la superficie de Villanueva de Bargas-Villamuelas.

Encajados en la superficie de Bargas-Olías (30), se han diferenciado los glacis de erosión a, b y c, que escalonadamente y fuertemente disectados se articulan preferentemente en el valle del río Tajo, en su vertiente septentrional con pendientes hasta del 2-3%. El glacis de erosión c, aguas debajo de Toledo se sitúa a +132-135 m sobre el canal del río Tajo y la terraza primera conservada en este tramo del río se encuentra a +125 m.

Otras formas de glacis son los de acumulación o de cobertura (35 y 36), que tienen su máxima expresión en la mitad septentrional de la Hoja, bordeando las mesas de Las Cabezas (556 m), Mesa (561 m) y Monte de Magán (667 m). Sin embargo, el glacis de cobertura mayor es el de Mocejón, que con una disección menor se encuentra al N de la superficie de Bargas-Olías. Son grandes y largos planos inclinados con pendientes de 1 a 1,5% y de dimensiones de hasta 3,5 km.

Las terrazas fluviales y los abanicos aluviales conforman los elementos característicos de los ríos. Las terrazas se conservan en secuencias escalonadas en ambas márgenes de los ríos Tajo y Guadarrama. La secuencia temporal más extensa es la del valle del río Tajo, aunque no hay una única transversal que recoja la secuencia completa, siendo la de Valdelobos la que representa mejor las terrazas conservadas, al oeste de Toledo (Tabla 1). Otras dos secuencias de interés son Valdepastores y Bravo, aguas arriba de Toledo. El número de terrazas cartografiadas en la Hoja es de 12, entre los +125 m y los +4-6 m (Peraleda). La llanura aluvial o vega se encuentra a +3-5 m, solapándose con Peraleda (+4-6 m). Hay que considerar que existen terrazas del río Tajo en topografías relativas más altas. En la contigua Hoja de Yépес (630), se señala una terraza a +150 m y en la Hoja de Talavera de la Reina (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1997) se han cartografiado terrazas a +185 m (Malpasillo).

En el río Guadarrama el número de plataformas fluviales es menor: 9 terrazas comprendidas entre los +90 m y los +8-10 m y la llanura aluvial se sitúa a +3-5 m. En general estas terrazas

TERRAZAS	VALDELOBOS	VALDEPASTORES	BRAVO
T13	Vega	Vega	Vega
T12	+4-6 m Peraleda	+7-9 m	+7-9 m
T11	+20 m	+16-17 m Casa Valdepastores	+15 m Villamejor
T10	+30 m Pinedo	+25 m	+26-28 m
T9	+40 m Salchicha inf.	+39 m	+42 m
T8	—	+50 m	+48-50 m
T7	+60-62 m Salchicha sup.	+56-59 m	+57-60 m
T6	+75-80 m Salto de la Zorra	+74 m	+75 m
T5	—	+84 m	+84-85 m
T4	—	—	+95 m Bravo
T3	+105-107 m Matanzas	—	—
T2	+113-115 m	+110 m	—
T1	+125 m	—	—

Tabla 1.– Secuencia aluvial y correlación de terrazas en el área de Toledo (Según PÉREZ-GONZÁLEZ et al., 1997).

tienen sus bordes muy mal definidos, al ser sus cargas más arenosas, lo que dificulta su cartografía en comparación con las terrazas del río Tajo. En segmentos del valle del río Guadarrama los perfiles transversales de las terrazas se encuentran en relieve invertido como ocurre también con las terrazas de la margen derecha del río Camarenilla.

Los conos aluviales ocupan posiciones morfológicas diversas. Los más modernos están asociados a las llanuras aluviales, pero también se disponen sobre las terrazas en el valle del río Tajo. En este caso, pueden ser formas únicas o coalescentes, como ocurre en ambas márgenes aguas arriba de Toledo. Las dimensiones mayores se encuentran en la margen derecha del río Tajo, antes de la confluencia del río Guadarrama. En este sector se diferencian abanicos aluviales con radios entre 1200 y 1500 m, y pendientes medias entre 2 y 3%.

En el valle del río Guadarrama los abanicos mejor desarrollados se sitúan a lo largo de la ribera derecha, con radios mayores de 500 m y 1000 m, y pendientes por lo general comprendidas entre el 1 y 1,5%.

Otras formas con menor expresión areal son los fondos endorreicos desarrollados a favor de topografías planas y sustratos miocenos arcillosos. La comarca de La Sagra contiene muchos de estos fondos, con dimensiones de hasta 1,5 km de eje mayor, al oeste de Mocejón.

En el mapa geomorfológico también se han cartografiado relieves estructurales: mesas (7), replanos y algunos escarpes (4) relacionados con estratos calizos o capas miocenas formadas por

canales arenosos con desarrollos edáficos carbonatados en sus facies de overbank. Todos los elementos se encuentran en la mitad septentrional de la Hoja.

4.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

En buena media han sido ya tratadas en el apartado del Cuaternario, por lo que en este se resumirán sus características texturales, espesor y sustrato sobre el que se apoyan.

Las formaciones superficiales con mayor extensión areal y espesor, son las genéticamente derivadas de la acción fluvial-aluvial: terrazas, abanicos y llanuras aluviales. Estas formaciones se apoyan en la mayoría de los casos sobre los sustratos terciarios y en menor medida sobre las litologías ígneas de la Plataforma externa de Montes de Toledo. En este último caso, las terrazas fluviales se encuentran desmanteladas y su espesor es muy reducido (<1 m), dominando las gravas cuarcíticas.

En la cuenca de Madrid, las terrazas fluviales del río Tajo tienen como potencia media de 4-6 m de gravas y arenas, en ocasiones con barras de gravas gruesas y muy gruesas y centilos en la fracción bloque. Estas facies no presentan cementaciones cuando están fosilizadas por abanicos aluviales que provienen de los relieves inmediatos laterales. Estos depósitos aluviales pueden alcanzar los 10-15 m o más de espesor (por ejemplo en las terrazas de Pinedo, Buenavista, Salchicha y Valdelobos). Son facies principalmente arenosas, fangosas y arcillosas en las que se pueden intercalar suelos con horizontes argílicos y carbonatados. A techo de las secuencias aluviales es posible encontrar limos de origen eólico con 3 o más metros de potencia.

En el valle del río Guadarrama los sedimentos de los abanicos aluviales de menor espesor que en el Tajo, son principalmente arenosos y al ser más recientes los procesos edáficos apenas están desarrollados. Las terrazas fluviales presentan litofacies de arenas y gravas de cuarzo, con espesores, por lo general, de unos 2-3 m.

Los suelos sobre las terrazas han sido tratados por JIMÉNEZ BALLESTA *et al.* (2002), ROQUERO *et al.* (1990, 1997, y 1999), GALLARDO *et al.* (2002) y ROQUERO y SILVA (2004). Tanto los procesos de argiluvación como los de carbonatación se originan ya desde la transición de la última terraza, acentuándose estos procesos con la edad de las mismas, desarrollándose potentes horizontes argílicos, a veces próximos a 1 m, y carbonatados muy profundos en las terrazas del Pleistoceno inferior. Cuando intervienen procesos de erosión sobre las terrazas se desarrollan espesos horizontes petrocálcicos sobre las mismas.

Las llanuras aluviales de los ríos Tajo y Guadarrama en la Hoja son de texturas predominantemente arenosas. En el río Tajo, aguas arriba de Toledo, hay controlados espesores de hasta 10-12 m.

Los glaciares con cubierta, están asociados a relieves de mesas calizas con sílex y a las extensas laderas al norte de la superficie de Bargas, por lo que su composición es en unos casos margarenosa con clastos de calizas y sílex y en otros fundamentalmente arenosos. Los espesores no deben sobrepasar los 3-4 m.

Los coluviones y fondos de valle presentan litologías y texturas estrechamente relacionadas con los sustratos que drenan o en los que tienen su origen. En cualquier caso los coluviones

presentan espesores pequeños (<1-2 m), siendo incluso mayores los de los fondos de valles (2-4 m), concretamente en sus cursos bajos.

En la comarca de La Sagra, los fondos de las depresiones están ocupados por suelos de carácter vertical, con potencias que pueden ser mayores de 1,5 m. Estos suelos limo-arcillosos negros o grises según la humedad presentan eflorescencias de cloruros y sobre todo de sulfatos (VAUDOUR, 1979).

4.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El piedemonte de Layos representa la unidad morfoestratigráfica más antigua reconocida en la Hoja de Toledo, aunque apenas tiene representación en la misma. El vértice Pozuela (684 m) es el límite norte de este piedemonte que podría tener una edad pliocena, siendo equivalente a la superficie M2 de SHWENZNER (1937), de acuerdo con VIDAL BOX (1943). La secuencia estratigráfica de los depósitos de este piedemonte puede observarse parcialmente al suroeste de Pozuela (CM-401) y en Argés, en las urbanizaciones de entrada al pueblo y en la carretera de Argés a Cobisa en un talud artificial en La Utrera a 706 m de altitud. En este punto culmina la secuencia sedimentaria gravas y lechos de canales de cantos cuarcíticos subredondeados y redondeados clasto-soportados a techo y en la base matriz-soportados, con un espesor visto de unos 3-4 m. Toda la secuencia está carbonatada. Estos términos de gravas medias y gruesas, podrían ser los depósitos correlativos a la pulsación neotectónica Iberomanchega I (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982).

El piedemonte de Layos-Pozuela ocupa una posición morfoestratigráfica semejante a las series rojas de la Mesa de Ocaña y a la superficie de La Mierla en la cuenca de Madrid, pero esto no significa que tengan la misma edad. Otro problema añadido es que desde nuestro punto de vista no hay términos estratigráficos equivalentes a las gravas cuarcíticas canaliformes al norte de Pozuela, es decir en la cuenca terciaria inmediata a la Plataforma externa de Montes de Toledo.

La superficie 2 de erosión o superficie por sustitución del piedemonte de Layos-Pozuela, se encaja en el mismo entre 30-40 m. Se sitúa entre las cotas de 640-660 m, aunque va perdiendo altitud hacia el noroeste. Un relieve equivalente en la cuenca terciaria es la Mesa Monte de Magán (667 m). Ambas superficies deben representar relictos de un paisaje disectado antes o en los primeros momentos de organización de la red actual hace unos 2 ó 2,5 millones de años. Las gravas cuarcíticas canaliformes del piedemonte de Layos-Pozuela son, sin duda, anteriores y pueden ser un claro representante de las redes que drenaban el interior de la Meseta Ibérica hacia el Atlántico.

La superficie de Bargas-Olías del Rey (620-630 m) localizada a +170-180 m sobre el río Tajo es una superficie degradada de las rampas arenofeldespáticas aparecen bien representadas en Navalcarnero y en Griñón (VAUDOUR, 1979) siendo esta última superficie una divisoria más antigua que la de Navalcarnero (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994). La superficie de Bargas-Olías del Rey además ejerce de divisoria hidrográfica entre el Tajo y el Guadarrama y su construcción es aproximadamente coetánea a la primera terraza del río Tajo que en Talavera de la Reina está a +185 m (Malpasillo). Su edad es Plioceno final o comienzo del Pleistoceno inferior.

La morfogénesis subsiguiente en el valle del río Tajo es la formación de glacis erosivos sobre el sustrato arcónico terciario. Los glaciares de erosión A y B se desarrollan antes de la primera terraza conservada del Tajo a +125 m y de edad Pleistoceno inferior. El depósito y secuencialidad de las terrazas son la consecuencia de dos factores: el clima y la tectónica de levantamiento, aunque no está claro el papel que desempeñan cada uno de estos factores en la acumulación y el encajamiento de las terrazas.

Una organización temporal de las terrazas de la Hoja de Toledo podría ser considerar del Pleistoceno inferior a las de +125 m, +115 m, +90-95 m, +85 m, 75-80 m y +60 m, del Pleistoceno medio las terrazas de +50-55 m, +40-45 m y +25-30 m, del Pleistoceno superior +15-20 m y +8 m, del Holoceno las llanuras aluviales. El río Guadarrama tiene una secuencia de terrazas más corta, situándose la primera a +90-95 m. Los abanicos aluviales es otra de las formas erosivas-deposicionales conspicuas de la Hoja. Se cuenta con algunas dataciones por luminiscencia que colocan una de las últimas fases de generación de estos conos entre el 30-20 ka, es decir entre el final del OIS 3 y el inicio del OIS 2, en momentos más fríos que el actual. Depósitos de limos eólicos en los márgenes del valle del río Tajo con una edad de $10,5 \pm 0,81$ ka, parecen señalar el intervalo frío y seco del Dryas joven, en el límite Pleistoceno superior-Holoceno.

Trabajos recientes permiten hacer un análisis de la dinámica de las formas de las llanuras aluviales de los ríos Tajo y Guadarrama, que alcanza su máxima expresión en estos ríos a través de cambios en las tasas de acreción vertical y lateral. La acreción vertical presenta sus mayores valores aguas arriba de El Torno de la ciudad de Toledo, cuya garganta supone una reducción importante del radio hidráulico, favoreciendo el desbordamiento aguas arriba durante eventos de inundación y los procesos de sedimentación por decantación en la llanura (BENITO *et al.*, 2003). El resultado geomorfológico es una progresiva reducción de la pendiente de la llanura aluvial, de 0.0057 m m^{-1} a 0.0002 m m^{-1} , en los últimos 15 km aguas arriba de la ciudad de Toledo, además de la casi ausencia de cicatrices de acreción lateral, desarrollo de barras de punta u otras evidencias de actividad fluvial en este tramo, ocultas por espesores anómalos de finos de decantación.

En el caso del río Guadarrama, con un carácter completamente diferente al Tajo, mucho más arenoso y con morfología de tipo "braided"-sinuoso (GARZÓN y ALONSO 1996), se ha observado el desarrollo de canales entrelazados en los tramos estrangulados donde el trazado recto original es modificado por el crecimiento y migración de barras (GARZÓN y ALONSO, 2002). Los mismos autores identifican 4 estadios evolutivos del río desde inicios del siglo XIX que se pueden resumir en: 1) acreción de barras antes de 1850, 2) estrechamiento del cauce y acreción de la llanura aluvial entre 1850 y 1930, 3) incisión de los surcos "swales" e intensificación de los desbordamientos entre 1930 y 1956, y 4) incisión del cauce, erosión de los bancos y reactivación de cauces multicanal. Dentro de la Hoja se han identificado tasas de agradación vertical destacables en períodos históricos, como evidencia el enterramiento del puente antiguo en la llanura aluvial del río Guadarrama a la altura de la Ctra. de Toledo a Villamiel.

Los procesos de migración lateral se han abordado a través del estudio histórico de los arcos de meandro abandonados (URIBELARREA *et al.*, 2003) en los que ha sido posible determinar cuatro períodos históricos de mayor frecuencia e intensidad de inundaciones: 1563-1611, 1739-1750, 1860-1892 y 1916-1928, de los cuales el más importante, en cuanto a número y magnitud

corresponde al de 1860-1892. En estos trabajos se ha establecido la relación entre estos períodos históricos y un aumento en el número de estrangulamientos de arcos de meandro. Cabe destacar, desde un punto de vista geomorfológico, que el trazado sinuoso del río Tajo tiende a estabilizarse de forma natural, siendo el único mecanismo de cambio el estrangulamiento durante eventos de inundación.

4.6. DINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Uno de los procesos activos actuales de cierto relieve en la Hoja de Toledo es la fuerte erosión por escorrentía y concentración de flujos hídricos que sufren las facies miocenas de las "arcillas y limos con intercalaciones de arenas", que ocupan preferentemente el sector central de la Hoja. En este sector los gradientes de pendientes de las laderas pueden alcanzar valores superiores al 15% y muchos arroyos son cortos y con perfiles de equilibrio de inclinación elevada. Esta es la razón de que la gran mayoría de los conos aluviales asociados a estos cursos de aguas y de cronología más reciente sean activos. Hay ejemplos de estos conos aluviales funcionales en la actualidad en la margen derecha del río Tajo, entre Pinedo y la desembocadura del arroyo Magán y en el valle del Guadarrama, entre Casas de Guadarrama y su desembocadura en el río Tajo.

En la llanura aluvial del río Tajo la dinámica actual subactual está condicionada como en tantos otros ríos de la meseta, por la intervención humana en el sistema, a través de la regulación de caudales, las obras hidráulicas en las márgenes y la extracción de áridos en el cauce (URIBELARREA 1998 y URIBELARREA *et al.*, 2002 y 2004). En esta última etapa evolutiva del sistema, los factores hidroclimáticos pasan a un segundo plano. La tendencia en los últimos 50 años, según estos trabajos, es al aumento de la relación caudal líquido/caudal sólido, lo que favorece la incisión del lecho, la reducción de la anchura del cauce a canal lleno y en general, del radio hidráulico.

De forma paralela, se producen cambios en la llanura aluvial con una drástica disminución del área ocupada por barras, tanto activas como vegetadas de un 80% en los últimos 50 años, así como de canales secundarios, en lo que se puede considerar en general como zona inundable (URIBELARREA *et al.*, 2003). Estas modificaciones del paisaje se traducen en una aparente estabilidad del río y su llanura durante períodos de caudales medios. Sin embargo el cauce es más inestable durante eventos de inundación, porque las condiciones de conductividad hidráulica claramente han sido alteradas.

Los principales cambios históricos identificados en el Guadarrama son de nuevo el estrechamiento del cauce, identificado mediante mapas topográficos editados en 1875 y fotografía aérea del año 1946, así como la incisión de 1-2 m del cauce en la llanura aluvial (GARZÓN y ALONSO 2002).

La tendencia futura del sistema geomorfológico dependerá de los factores clave. La evolución en el futuro inmediato de los parámetros del clima (precipitación y temperatura) y de la gestión territorial. El área de Toledo es una zona influenciada por la rápida expansión urbanística influenciada por el sur de la ciudad de Madrid, lo que se va a producir en las primeras fases de la removilización de tierras y perfiles edáficos, un aumento de la erosión, principalmente en áreas con formaciones detríticas terciarias.

5. PETROLOGÍA

Los materiales del zócalo varisco se encuentran representados únicamente al sur de la Hoja de Toledo. Se trata fundamentalmente de rocas metamórficas de alto grado y rocas ígneas sintectónicas pertenecientes al "macizo cristalino" (PRADO, 1855); "dominio migmatítico" (APARICIO, 1971) o "complejo anatéctico de Toledo" (BARBERO, 1992), que afloran más extensamente hacia el sur de la presente Hoja. El conjunto metamórfico está integrado tanto por materiales ortoderivados como paraderivados. En general, los materiales paraderivados, que parecen intercalar a la serie de materiales de origen ígneo prevarisco, se hayan completamente transformados a gneises migmatíticos, mientras que el conjunto ortoderivado prevarisco presenta materiales aún con un carácter ígneo reconocible.

5.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

5.1.1. Rocas ígneas prevariscas

5.1.1.1. *Ortogneises glandulares* (4)

Afloran como un potente conjunto de paquetes estratiformes plegados entre la zona de La Palomilla y la carretera a Polán, en la mitad occidental de afloramientos hercínicos de la Hoja de Toledo, y de forma más restringida en la zona de Dehesa de Mochares, en su mitad oriental. Se trata de unos ortogneises glandulares oscuros, con fenocristales bastante idiomorfos de feldespato potásico de 5 a 7 cm de eje mayor, rodeados por una matriz micácea foliada con una fábrica gneísica en la que alternan, a escala milimétrica, dominios cuarzo feldespáticos y dominios micáceos ricos en biotita.

En los afloramientos occidentales, la foliación visible en campo, corresponde a una S2 y presenta direcciones N110°E a N150°E y buzamientos generalmente entre 55° y 75° tanto al sur como al norte, por efecto del plegamiento de tercera fase. Las glándulas de feldespato definen una lineación de estiramiento mineral, L2, contenida en la fábrica plano-lineal de S2, con direcciones de N120°E a N135°E e inmersiones suaves, principalmente al NO, del orden de los 10°, pero también hacia el SE. Es frecuente que aparezcan cortados por cizallas discretas subverticales, de dirección entre N125°E y N105°E y con geometrías de desgarres senestros (D4).

Los contactos más habituales son con los leucogneises biotíticos (o con los leucogranitos tipo Cervatos, que constituyen el producto de la migmatización de estos), ya que parece haber una asociación espacial entre ambos, con las facies más finas y leucocráticas interestratificadas con las glandulares. Estos contactos son aparentemente graduales, marcados por una progresiva desaparición de las glándulas y del contenido en biotita. Los contactos hacia zonas migmatizadas son irregulares, pasando a formar masas graníticas inhomogéneas, leucocráticas, con glándulas dispersas o mediante zonas discretas de cizalla cuando entran en contacto con las migmatitas estromáticas peralumínicas. Suelen encajar cuerpos tonalíticos de grano fino, generalmente de pequeño tamaño, pinzados por fracturas y fuertemente alterados, y también gruesas venas intrafoliares de leucosoma con glándulas restíticas y granate, que corresponden a fundidos escasamente movilizados.

Al microscopio las glándulas de feldespato potásico aparecen recristalizadas, pero preservando inclusiones "drop-like" de cuarzo, biotita y plagioclasa idiomorfa; son rodeadas por una matriz

foliada granoblástica a grano-lepidoblástica en la que se reconocen puntos triples recristalizados como contactos suturados y el feldespato potásico es de tendencia intersticial con respecto al cuarzo y la plagioclasa. Algunas plagioclasas subidiomorfás, y con maclado polisintético, tienen carácter de microfenocristales, y generalmente exhiben texturas antipertíticas con exsolución de FK en parches reticulares. Granates, cordieritas y biotitas de la matriz pueden aparecer orientados, aislados, en cadenetas o en nivelillos y en los contactos entre el FK de las glándulas y las plagioclasas de la matriz se desarrollan texturas mirmecíticas. La sillimanita puede encontrarse presente como agregados nodulares o nivelillos elongados, tanto paralelamente a la foliación principal de la roca, como en cizallas oblícuas de tipo ECC, y es frecuente la aparición de espinela verde en estos niveles sillimaníticos, como resultado de la reacción $Gt + Cd + Sill \rightarrow Sp + Q$. El granate puede conservar en ocasiones una fina esquistosidad interna (S1), formada por acículas de sillimanita, algo de biotita, rutilo o ilmenita y cuarzo, discordante con la foliación principal (S2); aunque también es frecuente que solo presente texturas esqueléticas con gruesas inclusiones de cuarzo. Círcón, apatito y opacos completan su mineralogía, junto con algo de clorita y de mica blanca, como productos de la retrogradación de la biotita y del FK, respectivamente.

Conjuntos de gneises similares en los que se asocian términos glandulares y no glandulares cuarzofeldespáticos, afectados por procesos metamórficos catazonales equiparables, han sido descritos en el dominio central del Sistema Central (FUSTER y VILLASECA, 1979; VILLASECA, 1983), o de menor grado en el dominio oriental (Antoñita gneis de SCHAFER, 1969; NAVIDAD, 1977) y también recuerdan a la asociación de grano grueso y grano fino existente en los gneises Ollo de Sapo de la formación Hiendelaencina (GONZÁLEZ-LODEIRO, 1980; 1981), que se sitúa estratigráficamente por encima de los anteriores y cuya edad según las últimas dataciones podría ser del Ordovícico más inferior. Por tanto no hay datos suficientes para establecer una correlación fiable con los cuerpos situados al norte de la cuenca del Tajo. Su edad, y la de los leucogneises biotíticos con granate debe ser pre-Ordovícico medio sin poder precisar más.

5.1.1.2. Leucogneises biotíticos con granate (5)

Se trata de unas rocas de tonos grises claros, caracterizadas por la presencia de un fino bandedo gneísico con alternancia milimétrica de niveles cuarzofeldespáticos y biotítico-sillimaníticos y esporádicamente pequeños megacristales o microglándulas de feldespato potásico. Las rocas afloran principalmente en la mitad occidental de los afloramientos hercínicos de la Hoja de Toledo, en estrecha relación con las facies macroglandulares.

En cuanto a su origen orto o paraderivado, la textura de grano fino y la presencia de algunas pequeñas glándulas parece indicar una génesis probablemente volcánica (tobas, tobas con cristales) o con cierta componente volcanodetritica para estas rocas, sin poder concretar nada más. En el campo se observa completa la secuencia de progresiva migmatización de estas rocas. Con un bajo grado de fusión parcial los gneises desarrollan texturas *flecky* de migmatización en pequeños parches, groseramente orientados de forma concordante con la esquistosidad principal, pero creciendo claramente sobre ella, debido a la desestabilización o fusión incongruente de biotita en condiciones anhidras, según la reacción $Bt + Sill + Q + Ab \rightarrow FK + Crd/Gt + L$. Los pequeños parches, de escasos centímetros, presentan un núcleo de melanosoma formado por granate (que posteriormente suele ser rodeado y reemplazado por biotita o cordierita) rodeados por la fracción cuarzofeldespática que representa al leucosoma. El crecimiento y coalescencia

de los parches de migmatización lleva a transformar la roca gneísica original en un leucogranito peralumínico (los leucogranitos tipo Cervatos), con granates y/o cordieritas bien aisladas, en nódulos, o en cadenetas orientadas como único rasgo de bandeado migmatítico.

Al microscopio se presentan como una roca gneísica de grano fino, con una textura grano-lepidoblástica marcada por la elongación de feldespatos, cuarzos acintados, plagioclasas, granate y la orientación de biotitas y de sillimanitas. Algunos de los feldespatos son claramente glándulas de pequeño tamaño, con maclas de Carlsbad, pero en general se trata de granos intersticiales de neoformación. Al igual que en las facies macroglandulares, el granate puede presentar una esquistosidad interna de finas acículas de sillimanita, ilmenita (raramente se conserva rutilo), biotita y cuarzo. En ambos casos, la presencia de sillimanita y rutilo en la Si indica unas condiciones de alta temperatura y presión para el final de D1.

5.1.2. Rocas ígneas sincinemáticas precoces

Se incluyen en este epígrafe un conjunto de rocas plutónicas de quimismo calcoalcalino y composición básica a intermedia que han intruido en el dominio migmatítico en condiciones aún catazonales y por ello han sufrido procesos de recristalización a alta temperatura e incluso de migmatización (aunque de forma parcial y variablemente en función de su composición y de los momentos de intrusión), estando algunas (las más tardías dentro de la secuencia de emplazamiento) simplemente deformadas. Para su descripción sistemática se ha seguido en lo posible la clasificación utilizada en BARBERO (1992), aunque la diferenciación de algunos litotipos, como en el caso de los gabros, se ha mantenido más por el sentido de diferentes cuerpos intrusivos que por unas diferencias composicionales que no son en realidad tan rígidas.

5.1.2.1. Gabros olivínicos y piroxénicos. *Tipo La Bastida (6)*

Estos gabros afloran al SO de Toledo, en la zona de la ermita que les da nombre, en forma de rocas muy oscuras con una marcada disyunción en bolos. Espacialmente se asocian a una banda de abundantes intrusiones de rocas intermedias, tonalíticas, a ácidas, de carácter granodiorítico. En el área de La Bastida aflora un cuerpo principal, de unos 100 m de espesor y varias apófisis o boudines de diferente tamaño. El encajante son los leucogneises migmatíticos y granitoides inhomogéneos, y aunque en algunos casos la foliación migmatítica del encajante rodea perfectamente a los boudines, en otros el contacto aparece retocado por zonas de cizalla de dirección N10E y buzamientos altos al E, que con criterios de techo al este se superponen a la foliación regional de S2. Los gabros van acompañados de un cortejo de numerosos cuerpos cuarzotonalíticos de tamaño métrico. Este cuerpo básico aparece ya descrito en GÓMEZ DE LLARENA (1966).

El cuerpo principal del gábro aparece intruido por dos tipos de rocas. Hay inyecciones en caliente de pegmatoides con gruesos feldespatos, grandes biotitas tabulares en placas de hasta 7 cm de diámetro y turmalinas. Forman venas irregulares, con una amplia zona de mezcla de cristales con el gábro encajante. Existen también inyecciones estratoides de leucogranitos rosas de grano muy fino con cordierita, de carácter aplítico, con contactos netos con el encajante, en los que se observan corredores de deformación dúctil que afecta a la roca.

Dentro del conjunto de rocas gábroicas de La Bastida se pueden distinguir una facies central del cuerpo principal, que es donde aparecen los tipos olivínicos coroníticos, ya descritos por BARBERO

y VILLASECA, (1988), y una facies de borde y de cuerpos pequeños, generalmente de grano más fino y que carece de olivino, siendo abundantes los piroxenos, anfíboles y biotita. Normativamente corresponden a gabronoritas o gabronoritas olivínicas según la presencia o no de este mineral.

Al microscopio, los tipos olivínicos presentan texturas inequigranulares de tamaño medio, en la que destacan grandes cristales xenomorfos de olivino, con inclusiones de espinela, sobre una matriz de plagioclasa, clino y ortopiroxeno con cierta tendencia subofítica, en la que la plagioclasa tiende a cristalizar en los huecos entre cristales idiomorfos de ortopiroxeno de hasta 8 mm de longitud. BARBERO (1992) observa puntualmente fábricas cumulares del tipo *phase layering*, con bandeados ígneos entre facies con y sin olivino, que interpretan como producto de la cristalización fraccionada de esta fase y su acumulación en la cámara magmática. Los cristales de olivino, en contacto con plagioclasa, desarrollan coronas de ortopiroxeno fibroso que pasan a ortopiroxeno + clinopiroxeno granoblásticos. Los clinopiroxenos primarios, de suave pleocroismo rosado (augita titanada) aparecen recristalizando a una hornblenda marrón zonada, que pasa a incolora en sus bordes. La hornblenda marrón aparece pasando a biotita/flogopita en presencia de ilmenita y con un importante aporte metasomático de potasio; y como rasgo de retrogradación, se produce una alteración de los olivinos a agregados simplectíticos de serpentina e ilmenita. BARBERO (1992) distingue cuatro tipos texturales de coronas en torno a olivino: coronas simples de Opx, coronas dobles de Opx–Opx + espinela, coronas dobles de Opx-anfibol y coronas simples de anfíbol.

Los tipos de borde tienen en general una textura equidimensional en mosaico de grano fino, lo que puede indicar o bien un enfriamiento rápido del borde o bien una recristalización en condiciones granulíticas, o lo que es más posible, una superposición de ambas cosas. Presentan gran cantidad de ortopiroxeno incoloro y de clinopiroxeno ligeramente rosado, formando cristales idiomorfos, con la plagioclasa distribuida intersticialmente. Los piroxenos presentan exsoluciones de opacos con disposición reticular, lo que indica una recristalización metamórfica en condiciones anhidras, semejante a las de las coronas con piroxeno en las variedades olivínicas. Carecen de olivino y tanto la hornblenda marrón como la biotita son muy abundantes y presentan las mismas relaciones texturales antes descritas para los tipos olivínicos, por lo que existe un gradiente geoquímico de centro a borde de los cuerpos que comprende una progresiva potasificación (alcalinización) e incremento del contenido en sílice desde condiciones olivino-normativas a sobresaturadas en sílice. Esta contaminación, zonal incluso para un cuerpo del reducido tamaño de estos gabros, tiene en buena parte un origen metasomático relacionado con el reequilibrio metamórfico durante D2, ya que las reacciones verificadas tienen lugar en estado subsolidus. Sin embargo, la ausencia total de olivino en las facies de borde parece adecuarse más a procesos de mezcla o de asimilación del encajante.

Para ilustrar la composición geoquímica de estas rocas en elementos mayores y menores, se han relacionado en la Tabla 2 las variaciones compositionales de los datos publicados por BARBERO (1992). La caracterización geoquímica de estas rocas realizada por este autor conduce a clasificarlas como gabros, cuarzo-gabros y gabros con foides, principalmente Ol e Hy-normativos y solo en algún caso Ne-normativos o Q-normativos (Figura 6).

Los diagramas de variación ofrecen pautas de enriquecimiento en álcalis con la diferenciación, pauta que nosotros pensamos que puede estar también relacionada con procesos metasomáticos de acidificación y alcalinización por reacciones con el encajante. Las relaciones KO_2/SiO_2

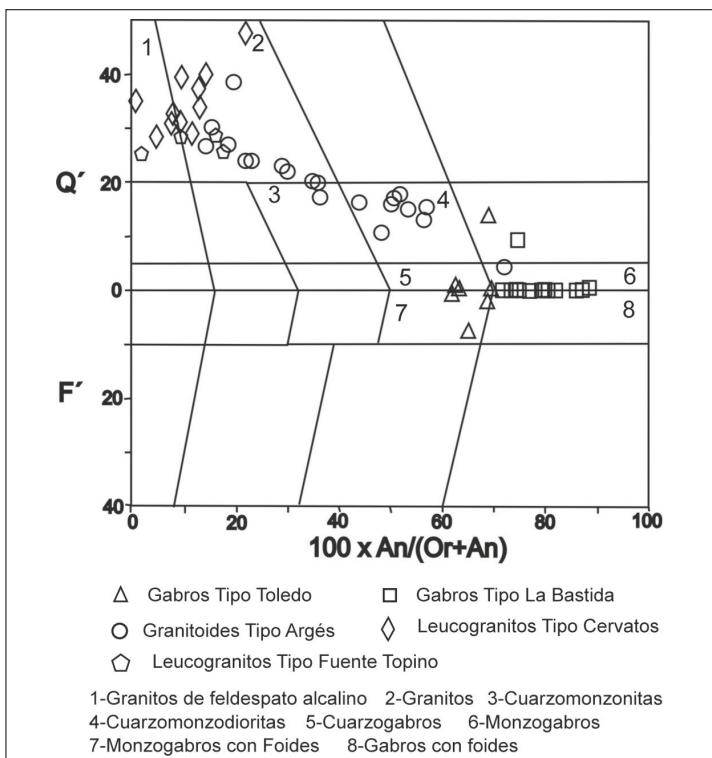


Fig. 6.- Diagrama Q'-F'-100An/Or+An (STRECKEISEN & LE MAITRE, 1979) tomado de BARBERO (1992) con la proyección de algunas de las rocas ígneas del CAT en la Hoja de Toledo.

corresponderían a tipos calcoalcalinos a veces altos en K. Muestran también procesos de fraccionamiento de olivino y posiblemente de ortopiroxeno entre los tipos con y sin olivino de La Bastida. Presentan contenidos moderados en elementos traza como el Ba y el Sr y bajos para el Rb, que tienden a aumentar con la diferenciación salvo el Sr, que en los tipos sin olivino tiende a disminuir, lo que BARBERO (1992) interpreta como debido a fenómenos de fraccionación de plagioclasa cárquica. Cr y Ni muestran un fuerte descenso con la diferenciación, interpretado también en relación a la fraccionación de olivino.

5.1.2.2. Gabros anfibólicos. Tipo Toledo (7)

Aparecen claramente como varios cuerpos laminados enclavados en las granodioritas tipo Argés-Guadamar que afloran al SE de Toledo. Los cuerpos de mayor tamaño, decamétricos, son los que se encuentran en la zona entre el Alcázar y el Castillo de San Servando, aunque existen numerosos enclaves de tamaño métrico incluidos en las granodioritas. Se trata de rocas oscuras, de grano fino a medio, en las que a simple vista destacan cristales de anfíbolo y

biotita. Los contactos con las granodioritas son netos pero en caliente, con desarrollo de zonas de mezcla física, *mingling*, entre ambos (BARBERO, 1992), con relaciones de enclavamiento mutuo. También hacia los bordes se encuentran venas pegmatoides muy ricas en biotita formando agregados de grandes placas desorientadas, plagioclasa antiperítica y cuarzo. La facies de granodiorita que suele estar en contacto con los gabros es muy pobre en megacristales.

Composicionalmente varían desde gabros a cuarzodioritas, estando formados por plagioclasa, hornblenda marrón, biotita y clinopiroxeno como máficos más abundantes, ortopiroxeno, algo de actinolita y clorita retrógradas, cuarzo (siempre intersticial), apatito y opacos completan su mineralogía. Se reconocen al menos dos facies. Una facies típica equigranular de grano grueso, con abundante clinopiroxeno (augita titanada) y biotita/flogopita como máficos dominantes y ortopiroxeno y hornblenda subordinados, y otra más de borde, inequigranular de grano fino, con biotita y hornblenda como principales máficos y con muy poco o sin ortopiroxeno, además de presentar cuarzo intersticial y algunos circones como otros rasgos distintivos.

Al igual que en los gabros de La Bastida, la mineralogía ígnea aparece parcialmente reemplazada por asociaciones metamórficas, aunque con una mayor intensidad de la recristalización en condiciones hidratadas que impide apreciar la importancia de la producida bajo condiciones anhidras. Así, el Cpx aparece pasando a una hornblenda marrón y el Opx se transforma, hasta desaparecer en los tipos de borde, en biotita; de este modo las proporciones relativas entre biotita y ortopiroxeno, y entre hornblenda y clinopiroxeno son inversas entre ambas facies. La contaminación metasomática (alcalinización, acidificación), relacionada con la recristalización sin-D2 de estas rocas, es tan intensa o más que en los gabros de La Bastida. Posteriormente se produce una retrogradación poco significativa a baja temperatura, con desarrollo de anfíboles incoloros como zonado en los bordes de las hornblendas marrones y de anfíboles verdes actinolíticos.

Igualmente se han incluido las variaciones geoquímicas de los datos publicados por BARBERO (1992) para estas rocas en la Tabla 2. Su proyección en el diagrama de STRECKEISEN & LE MAITRE (1979) permite clasificarlos principalmente como monzogabros con foides, monzogabros y cuarzogabros (Figura 6). Las relaciones de variación de elementos presentan también correlaciones positivas de los álcalis con la sílice, con pautas de enriquecimiento en K_2O más elevadas que en el caso de los gabros de La Bastida y que corresponden a series shoshoníticas. Presentan contenidos elevados en Ba y Sr, también característico de asociaciones shoshoníticas y monzoníticas, que tienden a disminuir con la diferenciación. El contenido en Rb es moderado y con pauta de variación plana. Los contenidos en tierras raras son elevados, lo que BARBERO (1992) señala como coherente con asociaciones shoshoníticas y monzoníticas.

5.1.2.3. Tonalitas deformadas (8)

Se trata de cuerpos de rocas intermedias generalmente de pequeño tamaño, decamétrico, aunque pueden llegar a aflorar en macizos de hasta 300-400 m de superficie. En el campo dan zonas arenizadas y bolos oscuros teñidos de un característico tono rojizo. Se encuentran intruyendo tanto en los gneises migmatíticos como en los ortogneises glandulares y leucogneises

	MAGMATISMO CALCOALCALINO			MAGMATISMO PERALUMÍNICO		
	BÁSICO		INT-ÁCIDO	FUERTE PERAL	MODERADO PERALUMÍNICO	
% óxido	La Bastida	Toledo	Argés	Cervatos	Fuente Topino	Moncloa
SiO ₂	41.51-54-62	47.34-52-77	55.52-68.61	68.98-74.93	68.97-70.33	66.55-68.50
TiO ₂	0.60-1.67	1.52-2.28	0.47-1.78	0.06-0.64	0.00-0.46	0.64-1.07
Al ₂ O ₃	8.66-18.03	17.67-20.27	14.85-18.96	13.72-16.91	14.39-15.35	15.00-16.50
Fe ₂ O ₃	0.00-3.68	1.20-5.12	0.02-2.29	Nd-1.11	0.62-1.33	0.79-1.90
FeO	7.02-14.00	4.47-7.83	2.46-6.82	0.56-3.65	0.33-1.57	2.38-3.38
MgO	4.42-23.64	4.09-5.19	1.09-4.11	0.10-1.12	0.31-0.84	0.96-1.46
MnO	0.12-0.17	0.10-0.15	0.05-0.13	0.00-0.11	0.00-0.03	0.01-0.11
CaO	4.29-9.44	6.99-8.74	1.60-5.61	0.64-1.31	0.51-1.57	1.66-2.55
Na ₂ O	0.97-3.49	2.55-3.49	2.58-3.77	1.83-3.70	2.88-3.86	2.65-4.12
K ₂ O	0.59-2.06	2.18-2.94	3.08-5.50	2.71-7.00	4.91-7.42	2.75-4.52
P ₂ O ₅	0.11-0.34	0.32-0.88	0.34-0.94	0.11-0.34	0.23-0.32	0.26-0.58
H ₂ O	0.76-1.79	1.12-1.64	0.45-1.84	0.31-1.21	0.54-0.64	0.82-1.45

Tabla 2.– Composiciones químicas de algunos tipos ígneos del CAT. Datos extraídos de ANDONAEGUI (1990) y BARBERO (1992).

solo parcialmente migmatizados, siendo más abundantes precisamente hacia la mitad occidental del área, menos migmatizada, lo que junto a algunas relaciones de campo (migmatización parcial post-tectónica de algunos cuerpos emplazados en los ortogneises) lleva a relacionar genéticamente estas rocas con las migmatitas estromáticas de composición intermedia que se encuentran en las zonas intensamente migmatizadas.

Típicamente se trata de rocas de grano fino a medio, equigranulares, muy ricas en biotita, y con cuarzo y plagioclasa como los otros componentes fundamentales, correspondiendo a tipos tonalíticos y cuarzo-tonalíticos; circones, rutilo y opacos completan su mineralogía. Presentan una deformación grosera en las zonas centrales de los cuerpos, y más acusada hacia sus bordes, donde muestran haber sufrido una recristalización metamórfica parcial en condiciones todavía de granulitas, con desarrollo de asociaciones charnockíticas con Opx y un feldespato potásico de neoformación del que típicamente carece la roca original. La deformación viene marcada por la orientación preferente de las micas (biotita) y la elongación de cuarzos y plagioclásas; que en las zonas más externas llega a desarrollar un bandeadío migmatítico de tipo estromático (Migmatitas estromáticas intermedias, unidad 14). Durante el reequilibrio a baja temperatura se forman asociaciones en facies de esquistos verdes, con epidotización de la plagioclasa, que se hace más ácida y cloritización de la biotita.

Tanto ANDONAEGUI (1990) como BARBERO (1992) integran las rocas de tipo tonalítico y cuarzo-tonalítico dentro del grupo de granitoides calcoalcalinos sincinemáticos de Argés-Guadamar, sin embargo para nosotros existen notables diferencias: en primer lugar la ausencia de FK ígneos, que hace que en su representación en diagramas Q-A-P-F aparezcan como una población bien individualizada. En segundo lugar, son rocas mucho menos alumínicas que las granodioritas de Argés-Guadamar, no desarrollando nunca sillimanita o cordierita, y escasamente granate, pero sí desarrollan Opx, dando lugar a tipos charnockíticos.

Su edad, al encontrarse parcialmente afectados por los procesos tectonometamórficos de D2, ha de ser sincinemática respecto a esta deformación, al igual que el resto de tipos básicos y de granitoides intermedios a ácidos del área, generados y emplazados a causa de este episodio descompresivo, aunque no puede descartarse una edad previa, como niveles interestratificados o cuerpos intruidos con anterioridad al ciclo varisco dentro de los macizos ortogneísicos del sector.

En cuanto a composición geoquímica, estas rocas podrían corresponder a los extremos más básicos y menos potásicos del grupo de Argés, cuyos datos publicados por BARBERO (1992) se han resumido brevemente en el siguiente epígrafe.

5.1.2.4. *Granodioritas porfídicas orientadas. Tipo Argés-Guadamar (9)*

Estos granitoides calcoalcalinos son más abundantes en la zona central de la Hoja de Toledo, precisamente en la zona donde afloran los cuerpos de gabros de La Bastida y de Toledo. Sus composiciones modales van desde tipos monzograníticos a granodioríticos. Presentan dos facies principales, la más representativa corresponde a tipos muy porfídicos (9a), y la otra corresponde a tipos no porfídicos o solo microporfídicos por zonas (9b). En los tipos porfídicos, la roca está formada por una matriz biotítica de grano muy fino en la que destacan abundantes megacristales de feldespatos de 1x3 cm de tamaño, uniformemente distribuidos y perfectamente orientados. La orientación de los megacristales define una lineación subhorizontal de dirección en torno a N130°E, concordante con la foliación regional que sin embargo no es muy visible en estas rocas.

Como enclaves son muy abundantes los de tipo microgranudo, muy oscuros por la ausencia de megacristales de feldespatos y que son semejantes a las facies no porfídicas del granitoide. Estos enclaves también muestran la orientación preferente de la estructura regional, apareciendo con formas ovaladas y con contactos netos. Otros enclaves oscuros microgranudos corresponden a rocas básicas, ricas en piroxenos y anfíboles, asimilables a gabros tipo Toledo. También presentan enclaves globulares de cuarzo, a veces de buen tamaño y pueden aparecer cortados por venas de pegmatitas cuarzofeldespáticas con grandes placas de biotita. Es frecuente que aparezcan parcialmente migmatizados, con texturas tipo *flecky* con núcleos de granate y/o bandeados estromáticos mejor definidos en los bordes de los cuerpos. Estas migmatitas estromáticas de composición intermedia son muy semejantes a las que afloran de forma masiva en la zona de la Ermita de La Bastida y de la Urbanización Monte Sión, por lo que planteamos una posible procedencia de estas últimas a partir de granodioritas tipo Argés-Guadamar. BARBERO *et al.* (1990) aceptan una edad de 340 ± 25 Ma para estas rocas, en función de los datos obtenidos por ANDONAEGUI (1990), edad que consideran también válida para la segunda fase de deformación en el área, con la que son en parte sincrónicos.

Las rocas están formadas por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita, con un cierto aspecto de textura en "grano de arroz", más evidente en las variedades microporfídicas. Granate, sillimanita, espinela y cordierita, pueden aparecer como minerales de origen metamórfico. La plagioclasa aparece como microfenocristales subidiomorfos, algo redondeados, con maclado polisintético y a veces exsoluciones antiperíticas reticulares de FK. Son frecuentes las texturas mirmequíticas en los contactos con los granos y megacristales de FK. ANDONAEGUI (1990) y BARBERO (1992) describen anubarramientos de microinclusiones de espinela que interpretan como producto de una recristalización de la plagioclasa a alta temperatura.

Se ha observado en algún caso y en cuerpos próximos al gabro de La Bastida, la presencia de relictos de ortopiroxeno blindados por la plagioclasa, e inclusiones de espinela en granates de bandeados migmatíticos. El feldespato potásico, además del ígneo en forma de megacristales, microfenocristales y granos de la matriz, puede ser migmatítico, apareciendo intersticialmente en la matriz o en venas de segregación, paralelas a la foliación marcada por la orientación de las biotitas. Los megacristales de FK suelen ser pertíticos y pueden presentar maclas de dos individuos e inclusiones de plagioclasa idiomorfas y cuarzos *drop like*. El cuarzo, además de granos en la matriz, inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa y en los intercrecimientos mirmequíticos, puede aparecer como microenclaves globulares, recristalizados a subgranos de contactos suturados. La biotita aparece escasamente orientada, a veces en nidos de cristales entre-cruzados, aunque en zonas más deformadas, generalmente sin megacristales, la roca desarrolla una fábrica de tipo gneísico y la biotita aparece orientada paralelamente a un microbandeado composicional no muy marcado.

En conjunto, los granitoides intermedios (tonalitas) a ácidos (granodioritas) de Argés pueden ser geoquímicamente clasificados desde gabros a tipos monzodioríticos (Tabla 2 y Figura 6) sobre datos de ANDONAEGUI, 1990 y BARBERO, 1992). La variación del potasio frente a sílice indica que la población más ácida y diferenciada es de afinidad shoshonítica, mientras que las variedades más básicas y más pobres en potasio tienden a ser del tipo calcoalcalino rico en potasio. El contenido en elementos traza es elevado. Ba y Sr disminuyen con la diferenciación por mecanismos de fraccionamiento de plagioclasa y biotita. El Rb, en cambio, muestra un comportamiento incompatible que BARBERO (1992) interpreta como debido a acumulación del feldespato potásico en los términos más diferenciados. Presentan altísimos contenidos en Th que relaciona con la abundancia de monacita y con un origen basicortical del protolito.

5.1.3. Migmatitas y granitoides sincinemáticos

Se incluyen en este epígrafe un conjunto variado de rocas migmatíticas y de rocas plutónicas de quimismo peralumínico, estas últimas con un claro origen anatáctico y carácter subautóctono. Las rocas migmatíticas comprenden variedades estromáticas, especialmente los tipos ácidos fuertemente peralumínicos y los de composición intermedia (granodiorítica), y variedades más cuarzofeldespáticas, con bandeados composicionales menos evidentes y que insensiblemente pasan a tipos diatexíticos desestructurados.

5.1.3.1. *Migmatitas leucocráticas y granitoides diatexíticos inhomogéneos con cordierita y granate (10)*

Agrupamos en esta unidad cartográfica unos gneises migmatíticos muy cuarzofeldespáticos, de grano medio a grueso y delgadas hiladas de granates y/o cordieritas, que en ocasiones presentan glándulas de feldespato, más otros materiales de semejante composición pero que aparecen desestructurados, como migmatitas diatexíticas o lo que tradicionalmente se ha denominado "granitos inhomogéneos". Se trata, pues, de rocas fundamentalmente anhidras, ya que el volumen de minerales hidratados es muy bajo y que como veremos parecen tener una componente tanto orto como paraderivada.

Los contactos entre ambos litotipos (estructurado o gneísico y desestructurado o granítico) están en ocasiones marcados por zonas de nebulitización, frecuentemente a favor de pequeñas cizallas, a favor de las cuales pequeñas cantidades de fase fluida producen la movilización de importantes volúmenes de fundidos anatécticos, desestructurando la roca. En otras ocasiones, masas graníticas de pocos metros cuadrados de sección, aparecen como elipsoides envueltos por la foliación de los gneises leucocráticos, correspondiendo a conductos de flujo horizontal. La frecuente presencia de megacristales restíticos de FK de hasta 11 cm de eje mayor, así como la composición moderadamente peralumínica y muy cuarzofeldespática de estas rocas (tanto las estructuradas como los granitos inhomogéneos), apunta hacia un origen parcialmente ortoderivado, con protolitos que incluirían, entre otras, rocas de facies glandulares.

El contacto con los ortogneises glandulares de la Hoja es gradual, siendo visible en un tránsito de pocas decenas de metros la pérdida de la fábrica gneísica con biotita, la aparición de segregados cuarzofeldespáticos y nivelillos melanocratos de granate o de cordierita, y por fin la desestructuración de la roca a masas nebulíticas cuarzofeldespáticas con glándulas flotantes e hiladas o nódulos restíticos máficos.

Los contactos con las migmatitas estromáticas ácidas, fuertemente peralumínicas y muy ricas en melanosoma, son también graduales, esta vez marcados por una disminución en espesor y volumen de las bandas de minerales ferromagnesianos hasta quedar reducidas a hiladas y nivelillos de cordieritas y granate. En detalle se observan hiladas de granate e hiladas de cordierita en diferentes microdominios, pero con una desestabilización posterior del granate que queda blindado por cordierita y/o biotita. Este tipo de contactos transicionales indican una extracción lateral de fundidos (leucosoma) desde este último tipo de migmatitas paraderivadas, aproximando los niveles de melanosoma, que esencialmente permanecen *in situ*.

Esta asociación espacial entre tipos estromáticos e inhomogéneos es frecuente en áreas migmatíticas (SOLAR, 1996; BROWN & SOLAR 1998 a,b). Las migmatitas estromáticas empobrecidas en fundidos cuarzofeldespáticos, constituyen una zona de aplastamiento aparente (*apparent flattening zone*), con fábricas fundamentalmente planares no disruptadas perpendicularmente. Los pequeños pliegues de flujo que afectan a los bandeados migmatíticos estarían relacionados con estos procesos de migración subhorizontal de fundidos, al igual que la alineación en hiladas o cadenetas de granates y cordieritas, que definen una fábrica fundamentalmente lineal dentro de las zonas con coalescencia y mayor acumulación de leucosoma, que corresponden a zonas de constreñimiento aparente (*apparent constriction zones*).

Tanto los criterios de los pliegues como las lineaciones de estiramiento mineral y los conductos magmáticos intrafoliares dan direcciones de flujo NO-SE, paralelas a la cadena y consistentes con las condiciones de elipsoide constreñido definidos para la deformación de segunda fase hercínica en sectores profundos. El sentido aparente del flujo, hacia el NO, respondería a la migración hacia zonas de menor presión (bloque de techo). Es precisamente en estas zonas donde típicamente se encuentran los principales volúmenes de migmatitas inhomogéneas (BROWN, 1994; BROWN & SOLAR, 1999) y donde se alcanzaría la deficiencia de masa crítica para iniciar procesos de ascenso magmático, desestructurando totalmente la roca. Con carácter algo tardío, son frecuentes las inyecciones laminares de leucogranitos aplíticos y pegmatíticos, ligeramente oblicuas a la foliación.

A la microescala aparecen como rocas de aspecto granítico, formadas principalmente por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa; con granate, cordierita, biotita retrógrada a partir de los dos anteriores, algo de sillimanita, moscovita secundaria, circones y opacos. Las fábricas son granuladas, de equigranulares de grano medio-grueso a porfídicas, según la presencia de megacristales de FK, y frecuentemente algo orientadas. El feldespato potásico es intersticial, pudiendo llegar a dar poiquilocróstales, o bien se trata claramente de glándulas restíticas. En este caso suelen presentar texturas pertíticas con exsolución de plagioclasa en parches reticulares, inclusiones de cuarzo *drop-like* y texturas mirmequíticas en los contactos con la plagioclasa. Esta es de tendencia subidiomorfa y presenta maclados polisintéticos y ocasionalmente texturas antipertíticas de desmezcla en parches reticulares. Granate o cordierita forman granos subredondeados, generalmente aislados en la matriz granítica, con el granate pasando en sus bordes a cordierita y ambos a biotita.

5.1.3.2. *Migmatitas estromáticas ácidas con cordierita, granate y biotita (11)*

Los tipos estromáticos ácidos y fuertemente peraluminícos afloran principalmente hacia el SO y SE de la Hoja de Toledo, aunque aparecen masas restíticas de todas las escalas entre las migmatitas leucocráticas. Es con este tipo de rocas con las que presentan más extensión de contactos, a través de zonas transicionales donde la diferenciación entre un tipo y otro de rocas depende únicamente de las relaciones volumétricas leucosoma/melanosoma. Las relaciones con otros tipos de rocas, tanto prehercínicas como sincinemáticas es mediante contactos netos, indicando un control tectono-estratigráfico previo a la migmatización. Estas rocas, fuertemente bandeadas y muy oscuras en el campo por la abundancia de melanosoma, son fuertemente peraluminícas (aún considerando la extracción de fundidos eutéticos cuarzofeldespáticos), han sido interpretadas como procedentes de la fusión en condiciones secas de series pelíticas (BARBERO, 1992), origen fundamentalmente paraderivado que coincide con la práctica ausencia de glándulas feldespáticas y la abundancia de enclaves cuarcíticos, algunos de buen tamaño que conservan fábricas miloníticas recristalizadas por *annealing* (11a). Son también frecuentes los enclaves globulares de cuarzo de hasta 15 cm de diámetro.

En el campo las rocas muestran un bandeadado en el que alternan niveles decimétricos a métricos de melanosoma rico en cordierita a veces como cristales prismáticos idiomorfos de hasta 2 cm de tamaño, granates de hasta 4 cm y biotita, en su mayor parte retrógrada, con niveles centimétricos cuarzofeldespáticos. Esta fábrica, que es la foliación regional del área migmatítica corresponde a una S2 que localmente se observa trasponiendo una esquistosidad previa conservada como un fino bandeadado granulítico dentro de microlitones de espesor centimétrico.

También son relativamente frecuentes las cizallas dúctiles a alto ángulo y sentido de salto normal hacia el SE que son aprovechadas por los fundidos cuarzofeldespáticos para inyectarse sintectónicamente, dando lugar a un bandeados claro y más fino con hiladas de cordieritas y a diferencia de la S2, carentes de granate. El aspecto de estas inyecciones es muy parecido (salvo la presencia de granate y la mayor escala) al de los gneises migmatíticos leucocráticos, que como hemos visto corresponderían a zonas de acumulación de fundidos graníticos, frente a estas migmatitas estromáticas que representarían zonas empobrecidas en fundido bajo condiciones tectónicas de aplastamiento aparente.

Al microscopio aparecen como rocas con un fuerte bandeados composicional. Alternan bandas ricas en FK y cuarzo, frecuentemente con granates gruesos, y niveles ricos en biotita, cordierita y plagioclasa, orientadas formando la esquistosidad principal de la roca, que es la esquistosidad regional ($Sp=Sr=S2$). Los granates, muy gruesos, pueden presentar una esquistosidad interna ($Si=S1$) formada por finas inclusiones de sillimanita, ilmenita y a veces rutilo, y que hacia sus bordes pasan a ser inclusiones más gruesas de cuarzo, biotita, opacos y más raramente cordierita o sillimanita prismática. La cordierita forma cristales subredondeados, que frecuentemente engloban cristales algo corroidos de sillimanita y espinela, marrón o más frecuentemente verde, de acuerdo con la reacción $Bt + Sill + Q \rightarrow Crd + Sp$.

El FK forma un agregado granoblástico elongado más algunos grandes cristales que pueden incluir una Si formada por sillimanita. Los criterios cinemáticos dan movimiento de techo al norte. La plagioclasa forma cristales pequeños, subidiomorfos, en la matriz granoblástica. Una última generación de sillimanita se localiza en planos muy discretos de cizallas con movimiento extensional, oblicuas a S2 y tendidas hacia el S-SO en sección perpendicular a la dirección de estiramiento mineral, probablemente relacionadas con un colapso relativamente tardío hacia el sur, semejante al representado por la falla de Toledo.

El protolito de estos gneises migmatíticos fuertemente peralumínicos, debió corresponder a una potente serie fundamentalmente pelítica BARBERO, 1992), cuya edad, habida cuenta de que no existe ningún nivel estratigráfico de referencia y que desconocemos la estructura previa del apilamiento, podría corresponder desde el Precámbrico al Paleozoico inferior.

5.1.3.3. Migmatitas estromáticas intermedias con granate y biotita (12)

Los macizos de rocas ígneas tonalíticas y especialmente las granodioríticas (tipo Argés-Guadamar) pueden presentar zonas de borde intensamente deformadas bajo condiciones migmatíticas. En la zona central de afloramientos hercínicos algunos cuerpos de mediano y pequeño tamaño se encuentran representados únicamente por gneises estromáticos con esta composición, razón por la cual se han diferenciado cartográficamente. Se encuentran siempre encajando en rocas fuertemente migmatizadas (gneises migmatíticos y granitos anatécticos) a través de contactos netos y muy deformados. Se trata de rocas con un acusado bandeados decimétrico en el que alternan niveles de leucosoma trondhjemítico de grano grueso con otros de un mesosoma cuarzodiorítico de tono gris y grano fino, más importante volumétricamente. El leucosoma está formado por una matriz granoblástica de cuarzo, plagioclasa y algo de feldespato potásico intersticial; envolviendo gruesos granates que representan el melanosoma. El mesosoma presenta una textura granolepidoblástica formada por plagioclasa, biotita y algo de FK. La biotita

aparece orientada paralelamente al bandeados migmatítico. Apatitos, circones y opacos completan su mineralogía.

5.1.3.4. Leucogranitos con granate y/o cordierita. Tipo Cervatos (13)

Se trata de unos granitos de grano fino a medio y color blanco a rosa suave que afloran con morfología estratoide, sobre todo en la mitad occidental de afloramientos, ligados de manera genética a los macizos ortogneíticos que allí afloran y en concreto a las facies de leucogneises biotíticas con granate. En el campo se distinguen por la homogeneidad de grano (salvo donde aparecen afectados por cizallas posteriores) y la presencia de granates y cordieritas en hiladas o más frecuentemente aisladas, en respuesta a su químismo fuertemente peralumínico. Es también apreciable toda una gradación entre leucogneises y leucogranitos, por extensión y coalescencia de los parches de migmatización siguiendo un proceso ya descrito para los leucogneises.

Buena parte de los afloramientos permanecen en contacto con los ortogneises, por lo cual se les supone un carácter para-autóctono, aunque algunos cuerpos aislados, sobre todo al E de la Hoja, pueden corresponder a fundidos movilizados al menos lateralmente, como *sheet-dykes* concordantes con la estructura. BARBERO (1992) constata relaciones intrusivas y de enclavamiento con los metasedimentos migmatíticos del área, distinguiendo además tres variedades petrográficas: leucogranitos cordieríticos, leucogranitos granatíferos y leucogranitos con biotita, menos abundantes. Señala, además, fábricas de estiramiento mineral $L>S$, que atribuye a la ausencia de minerales susceptibles de marcar una foliación. La ausencia de bandeados debe interpretarse como intrusión lateral en condiciones de constreñimiento aparente, ya que en otros litotipos no movilizados, como los gneises migmatíticos leucocráticos, las acumulaciones de cordierita dan lugar a bandas de espesor milimétrico.

Están formados por cuarzo, feldespato y plagioclasa como constituyentes principales, granate y/o cordierita como secundarios y biotita, ilmenita, circón, apatito, sillimanita y turmalina como accesorios. El cuarzo forma cristales alotriomorfos o agregados de granos con contactos suturados. La plagioclasa forma cristales subidiomorfos con mirmequitas en los contactos con el FK y que se presenta intersticial respecto a plagioclasa y cuarzo, con exsoluciones pertíticas lamelares y en parches. El granate presenta texturas cribosas, con multitud de inclusiones de cuarzo o bien microinclusiones de circón, opacos y sillimanita. La cordierita puede formar agregados fusiformes, cristales idiomorfos de hasta 1 cm o cristales subredondeados, incluyendo cuarzos, ilmenitas o algo de sillimanita. La biotita forma agregados policristalinos o cristales dispersos.

Sus características geoquímicas han sido estudiadas por ANDONAEGUI (1990) y BARBERO (1992), algunos de cuyos datos han sido extractados en la Tabla 2 y Figura 6. Pueden ser clasificados como granitos y granitos de feldespato alcalino. Las relaciones entre sílice y álcalis de estos granitos fuertemente peralumínicos los asimilan a granitos de series subalcalinas, y en función del K_2O como calcoalcalinos altos en potasio salvo alguna muestra caracterizable como perteneciente a series calcoalcalinas o a series shoshoníticas. Muestran relaciones lineales de descenso de Al_2O_3 , FeO , MgO y TiO_2 con la diferenciación.

5.1.3.5. Leucogranitos biotíticos deformados. Tipo Fuente Topino (14)

Se trata de un granito de color relativamente claro, de grano fino, con abundante biotita y occasionales segregados con cordierita de tipo *flecky*. Aparecen orientados paralelamente a la estructura regional, pero la deformación más patente es la desarrollada por los desgarres dextros tardíos, que localmente convierten la roca en un auténtico ortogneis de grano fino, por lo que su momento de intrusión habría que situarlo post-D2.

Este tipo de granitos aflora al oeste (Dehesa nueva), centro (Toledo) y este de la Hoja (Las Nieves), encajando entre los gneises migmatíticos y los granitoides inhomogéneos. BARBERO (1992), que los clasifica como unos monzogranitos moderadamente peralumínicos, señala relaciones de corte con la foliación regional, lo que sería coherente con un momento tardío para su emplazamiento. No presentan enclaves.

Están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como constituyentes principales, más la cordierita que puede aparecer en el núcleo de los segregados. Como minerales accesorios puede presentar circones, turmalinas, sillimanita y opacos. El cuarzo es alotriomorfo y puede presentar inclusiones de sillimanita. La plagioclasa, como es usual en los tipos graníticos del área, no aparece zonada salvo bordes de recrecimiento albítico, forma cristales de tendencia subidiomorfa con posibles inclusiones de cuarzo y biotita. El feldespato presenta tendencia intersticial y carácter pertítico, incluyendo plagioclásas, biotitas, cuarzos *drop-like* y ocasionalmente agujas de sillimanita. La biotita es subidiomorfa y aparece dispersa por la roca y con cierta orientación.

La geoquímica de este tipo granítico, estudiada por BARBERO (1992) es ilustrada por la Figura 6. Según BARBERO (*op. cit.*) este tipo de rocas muestra una aparente correlación de descenso en Al_2O_3 , TiO_2 , FeO y MgO con la diferenciación. Presentan contenidos altos en elementos traza de alto radio iónico, tendiendo a aumentar Ba y Rb y a disminuir Sr con la diferenciación.

5.1.3.6. Granitoides biotíticos inhomogéneos con megacristales (15)

Corresponden a un tipo de granitoides calcoalcalinos que afloran principalmente en la zona oriental del "Complejo Anatéctico de Toledo". Se trata de unos granitos de color relativamente oscuro y grano grueso en los que destaca la presencia por zonas de abundantes megacristales de feldespato potásico de más de 4 cm de tamaño en afloramiento. Los granitos presentan una foliación grosera, en torno a N160°E o ninguna orientación en absoluto. Los megacristales se presentan aislados o bien concentrados en niveles donde aparecen no orientados, dando a la roca un aspecto inhomogéneo. Son muy frecuentes los enclaves microgranulados oscuros de rocas intermedias a básicas, de cuarcitas, gneises migmatíticos y *pods* leucogranitos, que probablemente corresponden a movilizados emplazados sin-plutónicamente.

Petrográficamente corresponden a tipos granodioríticos, de inequigranulares a porfídicos. Al microscopio, están formados por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita como minerales principales, con apatito, circón y opacos como accesorios. La plagioclasa forma cristales subidiomorfos, en algún caso incluyendo relictos de ortopiroxeno. El cuarzo es tanto componente estructural como intersticial en venulaciones gruesas; el feldespato potásico puede aparecer como

megacristales o bien intersticialmente. La biotita forma nódulos de cristales entrecruzados o bien dispersa, intersticial y marcando a veces algo de deformación dúctil.

Su situación, carácter geoquímico y petrografía los asemeja al grupo de granodioritas tipo Argés-Guadamar, pero la ausencia de deformación localiza su emplazamiento en momentos algo tardíos respecto al clímax metamórfico y claramente posteriores a los tipo Argés.

5.1.4. Granitoides tardicinemáticos

5.1.4.1. Granitos porfídicos orientados. *Tipo Moncloa (16)*

El único tipo granítico alóctono, intruido con carácter tardicinemático, lo constituye un pequeño macizo de granitos porfídicos orientados que se encuentra hacia la esquina SE de la Hoja. Aunque la orientación de los megacristales de feldespato indica que su emplazamiento es todavía sincinemático, la disposición cartográfica cortando estructuras previas, la ausencia de una deformación penetrativa significativa y de evidencias de migmatización, son criterios que los diferencian claramente de los tipos plutónicos no básicos hasta ahora.

Sus características petrológicas nos hacen asimilarlos a las granodioritas de tipo Moncloa, que BARBERO (1992) señala en el NE de la Hoja de Mora. Se trata de un granito moderadamente peralumínico, de grano muy grueso y muy porfídico, en el que los megacristales de feldespato potásico, groseramente orientados según direcciones entre N160°E y N-S y subhorizontales, miden entre 7 y 10 cm de eje mayor, exhibiendo texturas tipo *frasl*. En el campo aparecen dando berrocales, y resulta característica la práctica ausencia de enclaves.

Al microscopio se observa que están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita como componentes fundamentales, con granate, cordierita, circón, apatito algo de sillimanita y opacos como accesorios. El cuarzo aparece principalmente en agregados policristalinos. La plagioclasa presenta tendencia subidiomorfa, apenas zonada, lo que BARBERO (1992) interpreta como procesos de homogeneización a alta temperatura. El FK forma cristales subidiomorfos, micropertíticos, con maclas de Carlsbad y texturas mirmequíticas en los contactos con la plagioclasa. La biotita es de tendencia intersticial, formando agregados poligonizados. El granate de 4 a 8 mm, forma cristales esqueléticos con gruesas inclusiones de cuarzo, apatito, circón y de opacos. BARBERO (1992) señala que la cordierita puede aparecer como granos alocromorfos, cristales prismáticos y como aureolas en torno a granate, junto con algo de espinelita, de acuerdo con la reacción metamórfica: $Gt + Sill \rightarrow Cd + Sp$.

En cuanto a su geoquímica (Tabla 2 y Figura 6), BARBERO (1992) destaca que se trata de granitos moderadamente peralumínicos, pertenecientes a series subalcalinas, con pautas de evolución aparentemente de descenso de MgO , FeO y TiO_2 y más complejas para Al_2O_3 y CaO . De los elementos traza, el Ba se incrementa en los términos básicos y disminuye en los más ácidos. El Sr se comporta de forma inversa y el Rb tiende a disminuir con la diferenciación, lo que interpreta con arreglo a procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa y feldespato potásico.

5.1.5. Rocas filonianas

5.1.5.1. Diques de cuarzo (1)

Afloran entre las rocasgneísicas y graníticas como rellenos de fracturas tardihercínicas de direcciones NE-SO y buzamientos altos al este y ONO-ESE subverticales. A pesar de su reducida potencia (apenas ninguno llega a los 50 m), se han incluido en la cartografía los más representativos de ellos.

5.1.5.2. Aplitas (2)

Aparecen como diques de espesores métricos, intruyendo a favor de una espaciada red de fracturación/diaclasado orientada entre N160°E y N-S y buzando muy suavemente al oeste (menos de 20°). Son rocas leucocráticas formadas por microgranitos con biotita, no deformados. Intruyen a favor de la red de diaclasado y su edad es tardivarisca.

Al microscopio se aprecia que el feldespato potásico es intersticial con respecto al cuarzo, la biotita y la plagioclasa subidiomorfa. Pueden presentar grandes placas de moscovita secundaria, reemplazando al FK. Aparecen pequeñas agujas de sillimanita incluidas en cuarzo y FK, algo de apatito, circones y opacos completan su mineralogía.

5.1.5.3. Lamprófidos (3)

Los diques de lamprófido, presentan marcadas direcciones NE-SO y N-S. En el campo aparecen como rocas de grano fino y color verde. Al microscopio muestran texturas microporfídicas, con microfenocristales de 2 a 4 mm de hornblenda marrón y/o biotita, y de plagioclasa con zonados concéntricos, en una matriz microlítica fluidal con cristales orientados de plagioclasa junto con anfíbolo actinolítico y opacos.

5.2. METAMORFISMO

Buena parte de los afloramientos hercínicos del área están ocupados por gneises glandulares y leucogneises poco migmatizados y por gneises migmatíticos de diversos tipos texturales y composicionales. Estas rocas han experimentado una intensa recristalización metamórfica en condiciones de alta temperatura que abarca los últimos estadios del engrosamiento orogénico en el área (D1) y la evolución subsiguiente (D2), que es fuertemente descompresiva. Durante D2 toda la zona se encuentra en condiciones migmatíticas, no siendo posible separar distintas zonas metamórficas; la persistencia de tipos litológicos prehercínicos no migmatizados, se restringe a rocas ígneas con una composición cuarzofeldespática, fundamentalmente anhidra y ya empobrecida en H_2O durante el metamorfismo progresivo.

Las series metasedimentarias preorogénicas, con una fuerte componente pelítica como indica su peraluminidad y por tanto más hidratadas, están por el contrario extensamente migmatizadas. Una posible evolución tectonotermal para las rocas encajantes del Complejo Anatéctico de Toledo se ha representado en la Figura 7. En ella se han distinguido cuatro episodios parage-

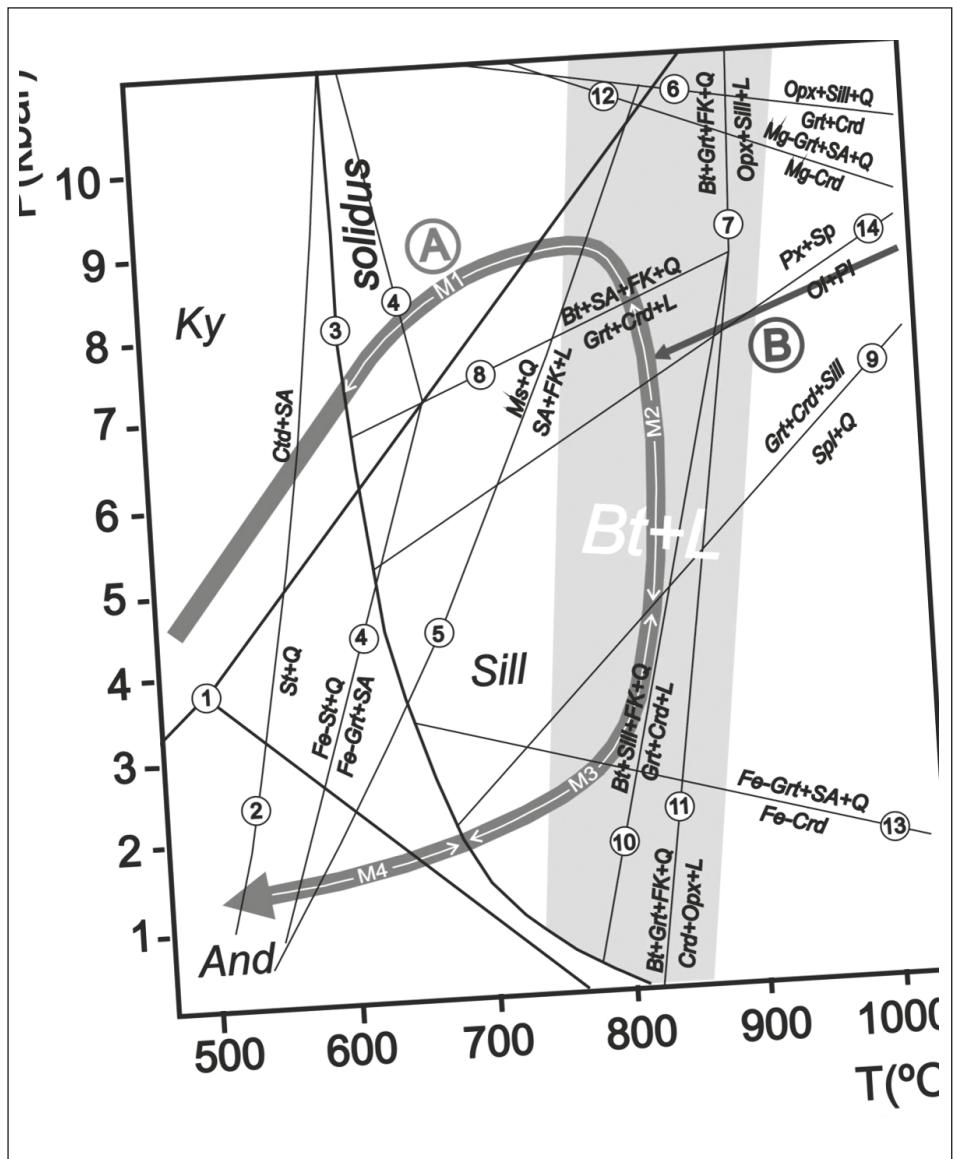


Fig. 7.– Trajetorias P-T para (A) el encajante migmatizado y (B) las rocas ígneas básicas e intermedias del CAT.

néticos, M1 a M4 que cubren desde el final de D1 hasta post-D2, cuyas asociaciones minerales características están recogidas en la Figura 8.

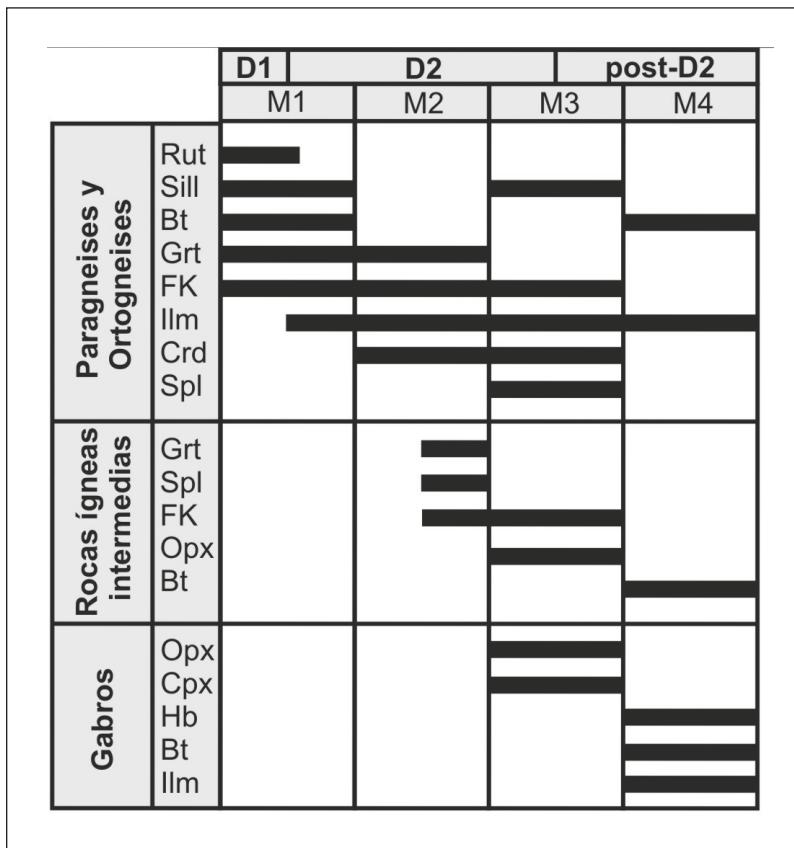


Fig. 8.– Diagrama de blastesis-deformación para los principales tipos de rocas aflorantes en el Complejo Anatáctico de Toledo.

5.2.1. Episodio paragenético M1

Este episodio representa el pico bárico alcanzado por el CAT, entre el final de D1 y el inicio de D2. La paragénesis representativa en rocas no migmatizadas, como los ortogneises glandulares y leucogneises, presentan asociaciones M1: sillimanita + granate + biotita + feldespato potásico ± rutilo, carentes de moscovita (ni siquiera en los relictos de S1), que en zonas migmatizadas pasan a ser de granate + cordierita + fundido cuarzo-feldespático (M2). Esta secuencia de asociaciones indica que la desaparición de moscovita mediante la reacción $Ms + Q \rightarrow Sill + FK + H_2O$ tiene lugar con anterioridad a la desestabilización de biotita siguiendo la reacción de descompresión $Bt + Sill + FK + Q \rightarrow Grt + Crd + L$; lo que indicaría presiones superiores a los 8 kbar y temperaturas de más de 750°C, pero inferiores a 850-900°C debido a la ausencia de ortopiroxeno en estas rocas.

5.2.2. Episodio paragenético M2

Este episodio ya plenamente sin-D2 está relacionado con el desarrollo de la foliación migmatítica en rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas y está representado por asociaciones M2: granate + cordierita + fundido cuarzo-feldespático representado por el leucosoma. La presencia de inclusiones de cordierita en granate y de alternancias de bandeados con granate y con cordierita dependiendo de variaciones en la proporción Mg/Fe de la roca, indica la estabilidad de ambas fases a partir de reacciones de deshidratación de biotita del tipo $Bt + Sill + FK + Q \rightarrow Grt + Crd + L$.

Esta asociación, que define la zona de cordierita-granate-feldespato K, es característica de migmatitas pelíticas en la facies de las granulitas, y por debajo de la temperatura de aparición de ortopiroxeno. Únicamente algunos tipos de rocas ígneas sincinemáticas calcoalcalinas, de composición tonalítica, desarrollan asociaciones metamórficas charnockíticas con Opx + FK, lo que indicaría una temperatura de cristalización por encima de los 850°-900°C. Los momentos de intrusión de los precursores calcoalcalinos pueden ser tan tempranos como al principio de M2, a unos 7-8 kbar de presión, de acuerdo con las coronas metamórficas estudiadas por BARBERO Y VILLASECA (1988) y BARBERO (1992) y que implican la desestabilización de olivino + plagioclase para dar coronas complejas con piroxeno y espinela. Las relaciones de mingling entre estos gabros y las granodioritas de Argés-Guadamar hacen que podamos aceptar la misma edad de 340 ± 25 Ma para el punto de intercepción entre las trayectorias A y B de la Figura 7, al comienzo de este episodio.

5.2.3. Episodio paragenético M3

La aparición de espinela mediante la reacción $Grt + Crd + Sill \rightarrow Spl + Q$ y las coronas de cordieritas en torno a granates ($Grt + Q + Sill \rightarrow Crd$) son rasgos descompresivos que indican una despresurización hasta presiones inferiores a los 3 kbar, descompresión que se relaciona con la tectónica de extensión lateral durante D2. La recristalización de los gabros, coronas incluidas, para dar hornblendas marrones de alta temperatura y flogopita, probablemente tiene lugar durante este episodio. Los granitoides anatócticos que afloran en la Hoja se originan en este proceso de descompresión y aún tras emplazarse son afectados por él. La evolución P-T-t de la Figura 7 indicaría una descompresión muy pronunciada y prácticamente isoterma, que es precisamente la evolución esperable para el bloque de muro de una zona extensional.

5.2.4. Episodio paragenético M4

Este episodio representa la vuelta a condiciones hidratadas, fuera de la facies de las granulitas, de las rocas del CAT, incluyendo los granitoides autóctonos y los intrusivos alóctonos. Aunque esta recristalización debe coincidir en el tiempo con los últimos esfuerzos compresivos en la cadena (D3), no está asociada a una deformación penetrativa significativa, y se limita a una retrogradación estática en condiciones de la facies de las anfibolitas, con sustitución de hornblendas marrones por verdes en las rocas básicas y la moscovitización del feldespato potásico en las rocas ácidas.

5.2.5. Evolución metamórfica

En conjunto, la trayectoria P-T de la Figura 7 refleja un periodo inicial de presurización, bajo un gradiente de presiones medias, que lleva las rocas hasta condiciones de moscovita *out*, a temperaturas ya cercanas a los 800°C y presiones mínimas de 8 kbar, que pudieron llegar hasta los 11 kbar que marcaría la no aparición de asociaciones con Opx + Sill + Q en las rocas peralumínicas. BARBERO (1992), basándose en los datos publicados para el Sistema Central, considera presiones muy inferiores a las aquí expuestas, que nosotros consideramos más acordes con nuevos datos publicados sobre la evolución metamórfica del zócalo hercínica al norte de la cuenca del Tajo, donde metabasitas con paragénesis eclogíticas relictas apuntan a presiones del orden de los 14 kbar para temperaturas entre 725-775°C (BARBERO Y VILLASECA, 2000) y otros trabajos basados en redes petrogenéticas infieren evoluciones isotermas cercanas a los 800°C, fuertemente descompresivas desde más de 8 kbar, para el bloque de muro de la zona de cizalla dúctil extensional sin-D2 de La Berzosa-Riaza (ESCUDEIR VIRUETE *et al.*, 1996).

A esta etapa de engrosamiento en la vertical, relacionada con D1, le sigue otra, muy intensa desde el punto de vista de la recristalización metamórfica y de la generación de fundidos anatécticos, marcada por una continua descompresión, aproximadamente isotermica, que coincide con los procesos de migmatización, intrusión de magmas calcoalcalinos y generación de fundidos peralumínicos en el área; procesos que tienen lugar bajo condiciones de transporte tectónico paralelo a la cadena y con sentido de movimiento relativo de techo al NO.

Esta evolución metamórfica sin-D2 fuertemente descompresiva estaría relacionada con procesos de extensión paralela a la cadena bajo condiciones contractivas, al alcanzar estas condiciones de inestabilidad gravitacional. La trayectoria P-T descrita coincide con la esperable para la evolución del bloque de muro en una zona que está siendo adelgazada. Si el engrosamiento va a producir el calentamiento y fusión de niveles basicorticales por debajo de la zona expuesta en el CAT, la descompresión induce a) la migración de estos fundidos calcoalcalinos hacia niveles superiores y b) la fusión parcial inducida por descompresión que da lugar a los cuerpos peralumínicos para-autóctonos del área. Las condiciones P-T de esta rama descompresiva de la trayectoria son compatibles con el pico térmico propuesto por BARBERO (1992) para su estadio M2, de 800°C y 4.5-5.5 kbar. La trayectoria descompresiva prácticamente isotermica es coherente con las descritas para este estadio en zonas estructuralmente correlacionables del Sistema Central (ESCUDEIR VIRUETE *et al.*, 1996; BARBERO Y VILLASECA, 2000).

Los procesos anatécticos continúan hasta momentos post-D2, ya que los bandeados migmatíticos de la foliación regional S2 son cortados tanto por cizallas discretas oblicuas, que generan segregados leucosómicos o facilitan su inyección, como por parches de migmatización no orientados, claramente postcinemáticos. A partir de momentos inter-D2-D3, la recristalización metamórfica a lo largo de la rama retrógrada de la trayectoria es muy baja, limitándose a reequilibrios de las paragénesis a temperaturas medias a bajas en condiciones más hidratadas y de forma estática o por lo menos sin relación con fábricas deformativas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento de la Hoja de Toledo representa parte de las zonas profundas del orógeno varisco y está formado principalmente por ortogneises variablemente migmatizados, metasedimentos transformados en gneises migmatíticos y granitoides diatexíticos, y por rocas básicas y granitoides meso-catazonales emplazados alóctonamente entre los materiales anteriores, formando un conjunto conocido como Complejo Anatáctico de Toledo. Durante este episodio orogénico se produjeron importantes deformaciones, las más antiguas de las cuales apenas están representadas en estos materiales. Estas primeras etapas deformativas (D1) corresponden a la tectónica contractiva responsable del principal engrosamiento de la cadena. En la zona de Montes de Toledo, correspondiente a sectores menos profundos, esta etapa produce grandes pliegues NO-SE a E-O, de erguidos a vergentes hacia el N o NE con una esquistosidad de plano axial asociada (S1). Las condiciones alcanzadas al inicio del siguiente episodio, de al menos 8-9 Kbar de presión y cerca de 800°C de temperatura indican que el Complejo Anatáctico de Toledo corresponde a una zona profunda del orógeno, donde los procesos tectonometamórficos posteriores han borrado las evidencias de los estadios iniciales.

La progresión del engrosamiento hizo que la pila orogénica colapsara lateralmente. En el Complejo Anatáctico de Toledo la extensión de D2 se verifica mediante un importante cizallamiento dúctil, homogéneamente distribuido (S2), con movimiento de techo hacia el NO y por cizallas dúctiles más localizadas y tardías, antitéticas con este movimiento, lo que podría indicar un cambio del sentido del transporte tectónico hacia el final de D2. La descompresión asociada a esta extensión paralela a la dirección de la cadena es muy importante, llevando las rocas hasta condiciones de alrededor de 3 Kbar, incluso a altas temperaturas. La descompresión induce una migmatización generalizada en estos niveles profundos y la generación de fundidos anatácticos que se movilizan y migran hacia niveles más someros. Algunas de las rocas así generadas en niveles aún más profundos y emplazadas en el CAT, son deformadas y sometidas aun a procesos de migmatización.

Ya extendida, o incluso durante la descompresión, la pila de materiales es replegada según direcciones de compresión NE-SO (D3) y posteriormente sufre una importante tectónica de desgarres N-S y en menor medida E-O (D4) que pueden tener rejuegos normales. La elevación por rebote isostático de los dominios profundos descomprimidos origina un abombamiento cortical, en cuyos flancos se produce una verticalización de las estructuras previas (los pliegues tumbados de Montes de Toledo pasan a estar erguidos) y el desarrollo de nuevos accidentes extensionales ya en condiciones dúctiles-frágiles (Banda Milonítica de Toledo).

En épocas tardivariscas bajo condiciones frágiles, se generan diaclasas y fracturas de direcciones NE-SO y E-O, a cuyo favor se emplazan magmas de composición básica dando lugar a diques de lamprófidos N-S a NO-SE, que emplazan rocas graníticas filonianas NO-SE y NNE-SSO, donde la actividad hidrotermal genera diques de cuarzo.

A finales de la orogenia Varisca, en el Carbonífero superior y comienzos del Pérmico, se desarrolló una densa red de fracturación (PARGA PONDAL, 1969). Los desgarres de envergadura regional generados, tuvieron una influencia decisiva durante el ciclo alpino al constituir zonas de debilidad ante los esfuerzos posteriores, tanto durante la distensión mesozoica como a lo largo

de la compresión terciaria. En el primer caso los desgarres, favorecerían un juego de bloques a modo de *horsts* y *grabens*, que delimitarían y compartimentarían las áreas sedimentarias. Sin embargo, en un proceso de inversión tectónica, actuarían como líneas de debilidad a favor de las que se generarían cabalgamientos y fallas inversas.

En la región, la ausencia de registro sedimentario pérmico y mesozoico anterior al Cretácico superior no permite excesivas precisiones sobre las primeras etapas postvariscas, sin que pueda asegurarse de forma concluyente si dicha ausencia se debe a la inexistencia de sedimentación o a la acción de procesos erosivos cretácicos o terciarios. En cualquier caso, una prolongada exposición subaérea del basamento ígneo-metamórfico de los Montes de Toledo tuvo lugar al menos durante parte del Cretácico, con implantación de sistemas aluviales y desarrollo de suelos lateríticos y caolinizaciones (unidad 2). Igualmente, es probable que durante el máximo transgresivo del Campaniense-Maastrichtiense? la zona estuviese efímeramente ocupada por ambientes marinos someros.

La regresión finicretácica se vio favorecida por los primeros impulsos compresivos del ciclo alpino, que dieron lugar a un ligero abombamiento precursor de la "Bóveda Castellano-Extremeña" (ALÍA, 1976). Así, a finales del Cretácico y comienzos del Terciario ya se habría producido la implantación del régimen continental que ha caracterizado la evolución cenozoica de la región. A lo largo del intervalo citado, hacia el oeste de la línea Madrid-Toledo predominarían los ambientes fluviales, en tanto que al este se instalarían ambientes menos energéticos, de tipo lacustre y *sebkha*.

La homogeneidad de las facies registrada a ambos lados del actual Sistema Central durante el periodo anterior, señala su conexión; no obstante, la progresiva elevación de la bóveda incrementó su desnivel con relación a los flancos, con lo que a finales del Eoceno (fase Pirenaica), la bóveda individualizó las depresiones precursoras de las cuencas del Duero y Tajo. Ante la escasez de registro en la región, poco puede precisarse acerca de la sedimentación durante el Oligoceno, pero parece responder a sistemas aluviales cuyo área fuente estaría alejada de los actuales bordes de la Cuenca de Madrid que aún no habrían alcanzado su configuración definitiva.

Un importante evento compresivo, entre el Oligoceno-Mioceno da lugar a los principales episodios de acortamiento relacionados con la orogenia Alpina. Los esfuerzos compresivos NO-SE producen la reactivación de las principales fracturas tardivariscas que juegan como accidentes inversos de direcciones E-O y NE-SO con componentes de desgarre dextro y senestro, respectivamente. Estas fracturas producen el levantamiento del borde sur de la Cuenca del Tajo, haciendo cabalgar el zócalo varisco sobre los materiales cretácicos y paleógenos que se adaptan a los planos de falla verticalizándose estos.

La denominada fase Castellana o Altomira (CALVO *et al.*, 1991) produjo la estructuración y elevación de la Sierra de Altomira y con ella, la independización de la Cuenca del Tajo con respecto a la Depresión Intermedia, de tal forma que la primera se configuró como una depresión endorreica de forma triangular. Las variaciones sedimentarias durante el Mioceno obedecieron principalmente al distinto comportamiento de los bordes montañosos, si bien el Sistema Central se mostró como el más activo, especialmente con el paso del tiempo.

Las sucesivas reactivaciones de los frentes montañosos desencadenaron intensos procesos denudativos relacionados con la formación en las áreas de montaña de superficies de erosión y con la incipiente incisión de los llamados a ser valles principales de la red hidrográfica cuaternaria, procesos que suministrarían los materiales aportados a la Cuenca del Tajo durante el Mioceno.

Dichos aportes se produjeron mediante extensos abanicos aluviales que evolucionarían a ambientes lacustres evaporíticos en los sectores centrales de la cuenca. En detalle, los complejos lacustres aparecerían rodeados por una franja de sedimentos detriticos progresivamente más gruesos hacia los bordes de la cuenca, definiendo un modelo concéntrico de facies. Independientemente del borde de la cuenca considerado, la zonación de facies observada a partir del sector central, es la siguiente: facies lacustres evaporíticas, facies de llanura fangosa salina progresivamente desprovista de niveles evaporíticos, en tránsito a facies de orla aluvial lutítica y, por último, facies de abanico aluvial y sistemas fluviales distributarios.

La composición litológica de los abanicos está condicionada por el borde de cuenca en que se sitúan; así, en la parte occidental del Sistema Central (Sierras de Guadarrama y Gredos), las arenas son de composición arcósica, con proporción variable de litarenitas en función de la presencia local de macizos néicos o esquistosos. Una situación similar se da en el borde de los Montes de Toledo.

Con este dispositivo general, se produjo el depósito de la Unidad Inferior (Aragoniente inferior-medio), caracterizado en la región por el desarrollo de sistemas de abanicos aluviales (unidades 19 y 20) que, alimentados a expensas del desmantelamiento de los relieves meridionales y también septentrionales, convergerían en un área lacustre de tipo evaporítico que aumentaría su extensión con el paso del tiempo, como reflejo de una mayor estabilidad regional. Dentro de este contexto, el registro mioceno más antiguo de la Hoja de Toledo se caracteriza por depósitos aluviales de composición arenosa por lo general groseros que sugieren una configuración de los bordes de la cuenca sensiblemente retrasada con respecto a su posición actual ya que parte de estos depósitos sintectónicos miocenos son también cabalgados y basculados por el levantamiento de los bloques de zócalo, pero con una intensidad menor.

El ciclo sedimentario anterior se vio interrumpido por la irrupción en la cuenca de sedimentos aluviales groseros que reflejan la adopción de unas características semejantes a las actuales para los bordes montañosos. Los principales aportes proceden de los Montes de Toledo y la pérdida energética de los sistemas deposicionales favoreció el desarrollo de una orla lutítica con frecuentes procesos edáficos en las zonas distales destacando el proceso (unidades 21 y 22) que puso fin al ciclo de la Unidad Inferior. Dicha orla encerraría el desarrollo de importantes facies evaporíticas más al noreste, ya en los sectores centrales de la cuenca.

El periodo de estabilidad que presidió los últimos compases del ciclo anterior se vio bruscamente abortado, aún en el Aragoniente medio, con motivo de una nueva fase de actividad tectónica (fase Neocastellana o etapa Guadarrama; CALVO *et al.*, 1991). Esta afectó fundamentalmente al Sistema Central, cuya reactivación desencadenó un importante suministro de abanicos aluviales arcósicos, dando lugar al comienzo del depósito de la Unidad Intermedia; en contraposición, los Montes de Toledo disminuyeron su actividad.

La progradación de los abanicos hasta sectores centrales de la cuenca desplazó los ambientes lacustres hacia las áreas orientales y meridionales de esta, mostrando además una pérdida de su carácter evaporítico a expensas de adquirir un carácter carbonatado. Esta variación composicional ha sido explicada, no tanto por factores climáticos como por la inactividad de los bordes susceptibles de suministrar fases salinas a la cuenca (CALVO *et al.*, 1994).

El modelo de sistema lacustre propuesto corresponde a lagos de carácter perenne poco concentrados, en condiciones climáticas cálidas y secas, tal y como sugieren las asociaciones faunísticas reconocidas en los yacimientos de esta Unidad (LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.*, 1987; CALVO *et al.*, 1992). Esta reactivación se dejó sentir en el sector septentrional de la Hoja, donde el suministro terrígeno (unidades 23 y 24) alcanzaría el territorio ocupado previamente por una llanura lutítica, pero no fue tan evidente en el sector meridional donde se produjo una superposición de facies entre las unidades Inferior e Intermedia. Nuevamente, la evolución retroactiva de los dispositivos aluviales permitió en las zonas distales la implantación de una orla lutítica con desarrollo de encostramientos carbonatados (unidad 25) a finales del Aragoniense medio o comienzos del superior.

Un impulso tectónico similar al anterior, aún dentro del evento Guadarrama, reactivó nuevamente los sistemas aluviales arcósicos en gran parte de procedencia septentrional y en menor proporción meridional (unidades 28), dando paso al ciclo superior de la Unidad Intermedia, ya en el Aragoniense superior. No obstante, en sectores orientales se aprecia nuevamente una tendencia granodecreciente, con un mayor desarrollo de ambientes lacustres (unidad 29), localizados hacia los sectores septentrionales de la hoja. Estos sistemas lacustres permiten deducir unas condiciones climáticas más húmedas y templadas. A nivel regional en algunos sectores como el umbral de la Sierra de Altomira, estos sistemas llegaron incluso a desbordar, conectándose con otros de la Depresión Intermedia.

Debido a la ausencia de registro mioceno más reciente en el ámbito de la Hoja, existe una gran incertidumbre con respecto a lo acontecido hasta el final del Neógeno. No obstante, a comienzos del Mioceno superior, la cuenca se vio afectada por un nuevo régimen tectónico de carácter distensivo (fase Torrelaguna; CALVO *et al.*, 1991), cuyo resultado fue un cambio en el dispositivo sedimentario que dio paso al depósito de la Unidad Superior, con abandono del sistema de facies concéntricas típico de las Unidades Inferior e Intermedia. Así, se instala la denominada "red fluvial intramiocena" (CAPOTE y CARRO, 1968), que sugiere el abandono de las condiciones endorreicas anteriores, y posteriormente, en una etapa de mayor estabilidad, el de las tradicionales "calizas del páramo".

Una secuencia de acontecimientos de acumulación y erosión acaecidos a finales del Mioceno y durante el Plioceno, proporcionaron a la cuenca un importante grado de nivelación, con superficies que constituirían el punto de arranque del modelado de los valles cuaternarios en aquélla. Entre dichos acontecimientos se encuentran la formación de una superficie poligénica sobre la caliza de los páramos, el depósito de los piedemontes de la raña y de las series rojas de la Mesa de Ocaña, así como el desarrollo de una costra laminar multiacintada relacionada con una segunda superficie poligénica. Además, a lo largo de este intervalo se produjeron deformaciones debidas a plegamientos de amplio radio, juegos de bloques del zócalo y disoluciones del sustrato salino, en el marco de las fases Iberomanchegas I y II (AGUIRRE *et al.*, 1976).

Si bien el modelado de los valles ha sido el proceso morfogenético principal durante el Cuaternario, no dio comienzo simultáneamente en toda la cuenca. Así, mientras los ríos Henares y Jarama habrían iniciado su encajamiento, en el sector centro-occidental se desarrollarían diversas superficies de erosión-sedimentación llamadas a constituir las futuras Superficies Divisorias de los principales ejes de drenaje de la red fluvial: Alberche, Guadarrama y Manzanares. Sobre una superficie inicial (S1), se encajó una segunda (S2) integrando conjuntamente la superficie de Majadahonda-Alcorcón o de Fuencarral; en el sector occidental, un tercer encajamiento, aún en el Pleistoceno inferior, daría lugar a la superficie de Navalcarnero, punto de partida del modelado de los valles del Guadarrama y el Alberche.

El encajamiento de la red fluvial en la zona se ha reflejado mediante sistemas escalonados de glacis y terrazas en los valles principales. Regionalmente, la evolución de la red ha estado condicionada por la tectónica de bloques y salina, que han provocado deformaciones de envergadura muy variable, destacando las relacionadas con cambios en la geometría de la red debidos a capturas. Los procesos más espectaculares a nivel regional sin duda alguna son las capturas como la del Manzanares o la del arroyo Guatén así como también la de la depresión de Torrijos efectuada por un afluente del Tajo.

En cuanto al río Tajo, su evolución ha seguido una marcada tendencia al encajamiento, sin una migración definida de su cauce y con proliferación de los aportes laterales a partir del Pleistoceno superior, así como con una acentuación de su carácter meandriforme en las etapas más recientes. No obstante es de destacar el encajamiento de este a su paso por la ciudad de Toledo y el sistema de terrazas asociado a este lo largo del valle que toma su nombre.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Introducción

La Hoja a escala 1:50.000 de Toledo (nº 629) se ubica entre las provincias de Toledo y Madrid, en la zona en que el río Tajo sirve como límite natural entre ambas. Toda su superficie se encuentra dentro del tramo medio de la Cuenca del Tajo (Figura 9), cuyo cauce la atraviesa en sentido NE-SO por su cuadrante noroccidental y al que van a parar las aguas de todos los cursos que se originan o atraviesan la hoja, entre los que también destaca el río Algodor.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los principales acuíferos de la zona se circunscriben a los materiales detríticos y carbonatados finimiocenos que forman la Mesa de Ocaña, constituyendo la unidad hidrogeológica del mismo nombre, que se distribuye entre las cuencas del Tajo y Guadiana. El resto de la hoja está ocupado por formaciones terciarias de baja permeabilidad (acuiferos y acuíferos), aflorantes o que forman la base impermeable para acuíferos cuaternarios (aluviales y terrazas) de ámbito local.

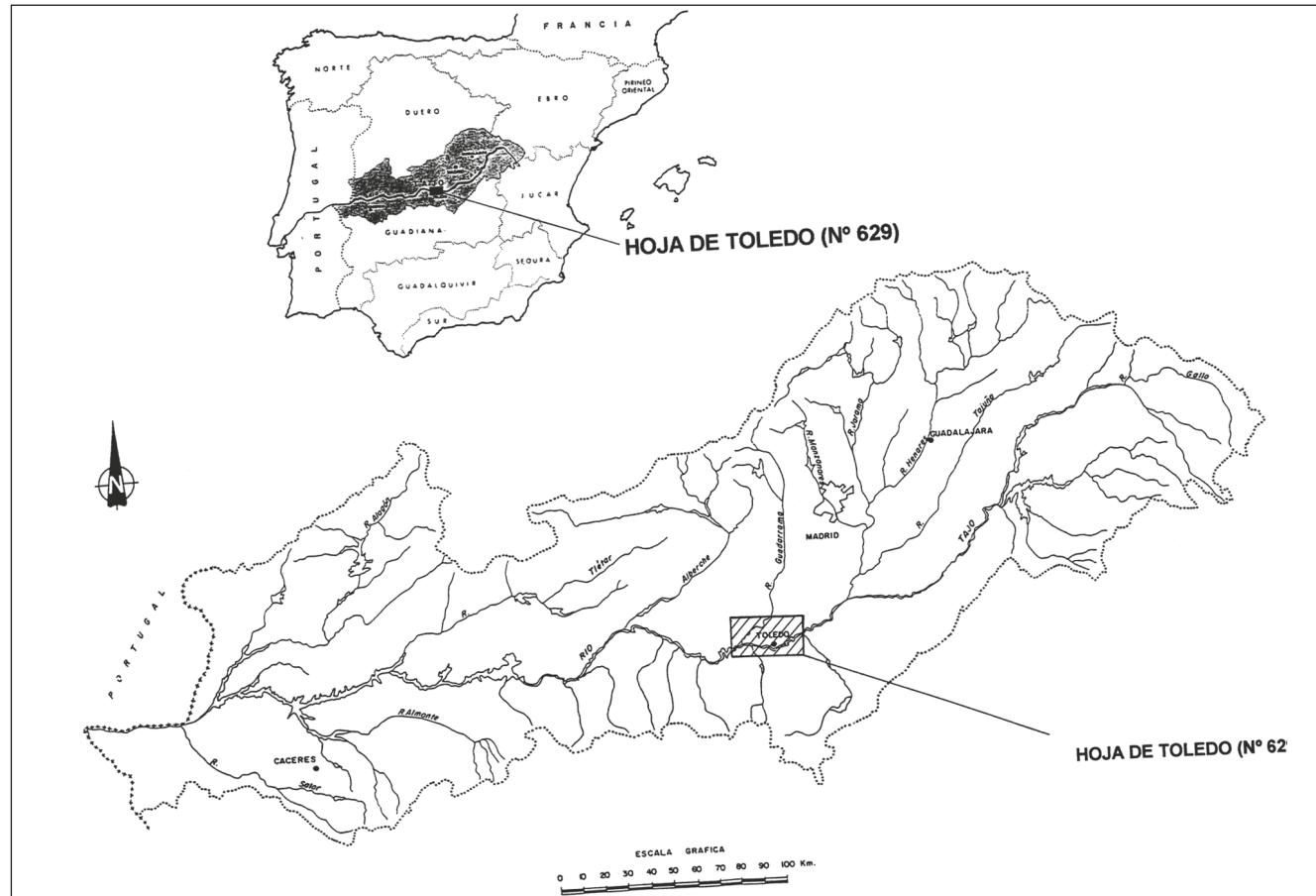


Fig. 9.- Plano general de situación y red hidrográfica simplificada de la Cuenca del Tajo.

7.1.2. Características climatológicas

El clima de este sector de la Meseta Sur está condicionado por sus características fisiográficas, como son, principalmente, los Montes de Toledo y el río Tajo en su mitad meridional, y la llanura de La Sagra en el resto. Así pues, se caracteriza por un verano largo, seco y caluroso y un invierno frío, con numerosos días de helada.

Según el mapa de isoyetas del sector central de la Cuenca del Tajo para el periodo 1930-1975 (Figura 10), la mayor parte de la superficie de la hoja se encuentra dentro de las curvas que delimitan los 400 y 500 mm anuales, aunque en la mitad sur de la hoja las precipitaciones medias apenas alcanzan los 400 mm.

Las lluvias se reparten durante unos 85 días al año y tienen un carácter netamente estacional. Los temporales más significativos se producen en primavera (chubascos) y, especialmente, en otoño, cuando los vientos templados y húmedos de componente SO (ábregos) dan lugar a un estancamiento de nubes en la cara meridional del Sistema Central. Los meses más típicos para el paso de estos frentes nubosos son octubre y noviembre.

Asimismo, los periodos secos se circunscriben al invierno (sequía fría, con ciclos de nieblas y heladas) y estío (sequía cálida, con brotes de tormentas y golpes de calor). Ambos periodos se han muy condicionados por las precipitaciones producidas durante la estación precedente.

Las precipitaciones máximas recogidas en la zona en 24 horas están entre 50 y 60 mm. Por su parte, las heladas pueden llegar a originarse hasta 70 días al año.

En la tabla adjunta (Tabla 3) se exponen los datos climáticos de las estaciones meteorológicas de Toledo y Mocejón (GARCÍA DE PEDRAZA *et al.*, 1994), consideradas las más representativas de los sectores de la llanura de La Sagra y la Vega del Tajo, comarcas naturales que componen la fisiografía de esta hoja:

ESTACIÓN METEOROLÓGICA	A	P	D	t	TM	Tm	ETP
Toledo	540	375	76	15	20,6	9,4	812
Mocejón	472	415	67	14,2	22,6	5,9	800

A = Altitud (msnm).

P = Precipitación media anual (mm).

D = Días de lluvia.

t = Temperatura media anual (°C).

TM = Valor medio anual de las temperaturas máximas (°C).

Tm = Valor medio anual de las temperaturas mínimas (°C).

ETP = Evapotranspiración potencial media anual, según Thornthwaite (mm).

Tabla 3.

De acuerdo con todos los datos expuestos, el clima de estas comarcas puede calificarse como Mediterráneo templado-seco (PAPADAKIS, 1966), con un régimen de humedad semiseco a seco.

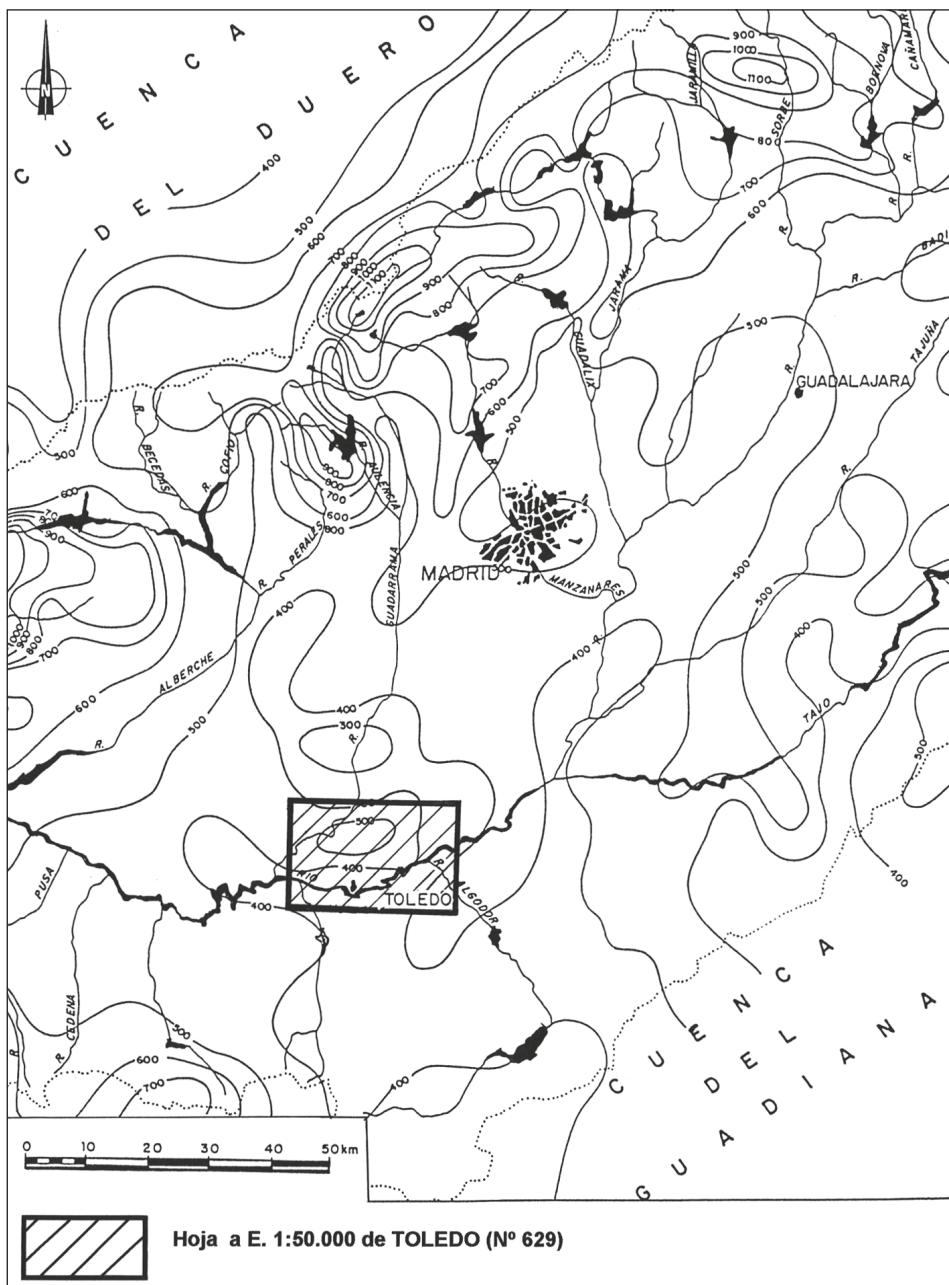


Fig. 10.- Mapa de isoyetas del sector central de la Cuenca del Tajo (periodo 1930-1975).

7.1.3. Hidrología superficial

El elemento fundamental del drenaje superficial en la zona de estudio es el río Tajo, que se encuentra en su curso medio y discurre con un cauce netamente meandriforme, en dirección E-O, por el tercio meridional de la hoja, dando lugar a un valle de más de 2 km de anchura, salvo cuando se encaja en materiales paleozoicos entorno a Toledo.

La cuenca alta del Tajo presenta un grado de regulación muy elevado por lo que su caudal se encuentra condicionado por las necesidades de abastecimientos, regadíos y producción hidroeléctrica. Su caudal medio en la estación de aforos de Aranjuez es de $37,9 \text{ m}^3/\text{s}$ (ITGE, 1997) y sus aportaciones anuales tras la desembocadura del río Guadarrama (cuadrante SE de la hoja), se han estimado en unos 3.300 hm^3 (IGME, 1983).

Las buenas condiciones agronómicas de la Llanura de La Sagra y de los depósitos aluviales y terrazas bajas del Tajo, unidas a la climatología de la zona, hacen que se hayan implantado diversos cultivos de regadío y arbolado (choperas), cuyas necesidades hidráticas se satisfacen en gran medida con las aguas derivadas mediante azudes del río Tajo o de sus afluentes y conducidas a través de una intrincada red de acequias que parten de los canales principales, como los del Jarama, de las Aves y de La Sagra.

Otros elementos destacables en el drenaje de esta hoja son, de E a O, el río Algodor, que desemboca en el Tajo junto al límite provincial Madrid-Toledo, aportando unos $29,2 \text{ hm}^3/\text{año}$ y, principalmente, el río Guadarrama. Este atraviesa la hoja en sentido N-SO, rindiendo sus aguas al Tajo junto al borde occidental de esta hoja. Sus aportaciones medias anuales se cifran en 170 hm^3 y hay que destacar su carácter de río perdedor (influente) en este último tramo de su curso (IGME, 1983).

Los relieves centrales de la hoja (zona de Bargas y Olías del Rey) actúan como divisoria de aguas entre las subcuencas del Tajo y Guadarrama y presentan un drenaje de tipo radial hacia ambos ríos, mediante numerosos arroyos estacionales de curso corto.

De las estribaciones septentrionales de los Montes de Toledo parten igualmente gran cantidad de arroyos con sentido S-N, que desembocan perpendicularmente en la margen izquierda del Tajo.

Por el cuadrante NO de la hoja (términos municipales de Villamiel de Tajo y Rielves) discurren tres arroyos de curso largo, con sentido N-S, que nacen en el interfluvio Alberche-Guadarrama, desembocando en este último por su margen derecha. Son, de E a O, los arroyos de Camarenilla, Penales y Rielves, cuyas vegas bajas dan lugar a amplias zonas de regadío (especialmente el último de ellos) desarrolladas sobre sus depósitos aluviales.

7.1.4. Características hidrogeológicas

Los acuíferos de interés regional distinguidos en la hoja de Toledo se encuentran incluidos en la Unidad Hidrogeológica 03.05 Madrid-Talavera (DGOH-ITGE, 1988), que coincide en gran medida con el antiguo Sistema Acuífero nº 14 ó Terciario detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres, Subunidad Madrid-Toledo (IGME, 1983).

El resto de la zona de estudio se han cartografiado como terrenos "impermeables o con acuíferos de interés local" (DGOH-ITGE, *op. cit.*) que, por tanto, no forman parte de ninguna de las unidades hidrogeológicas definidas en la Cuenca del Tajo (Figuras 11 y 12).

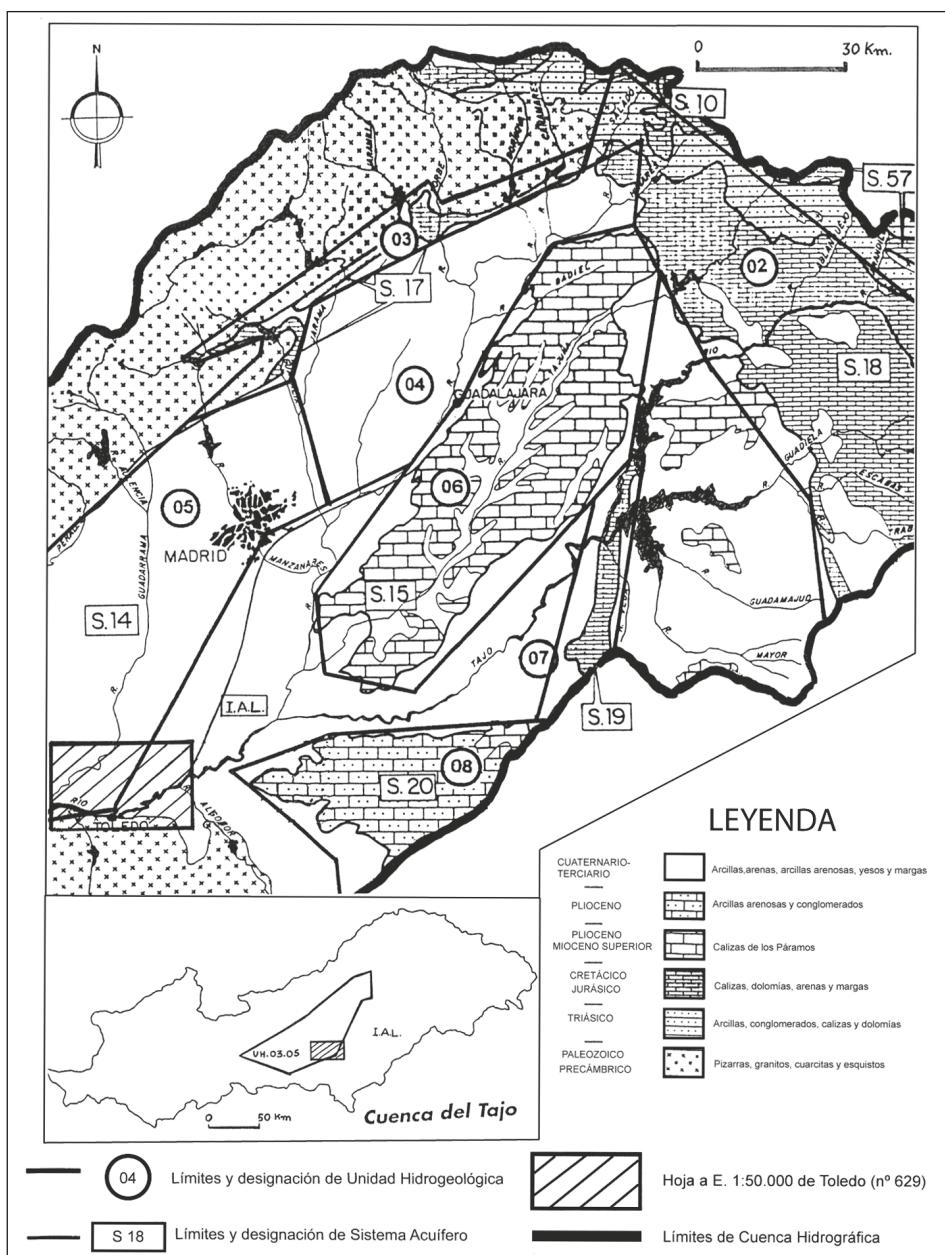
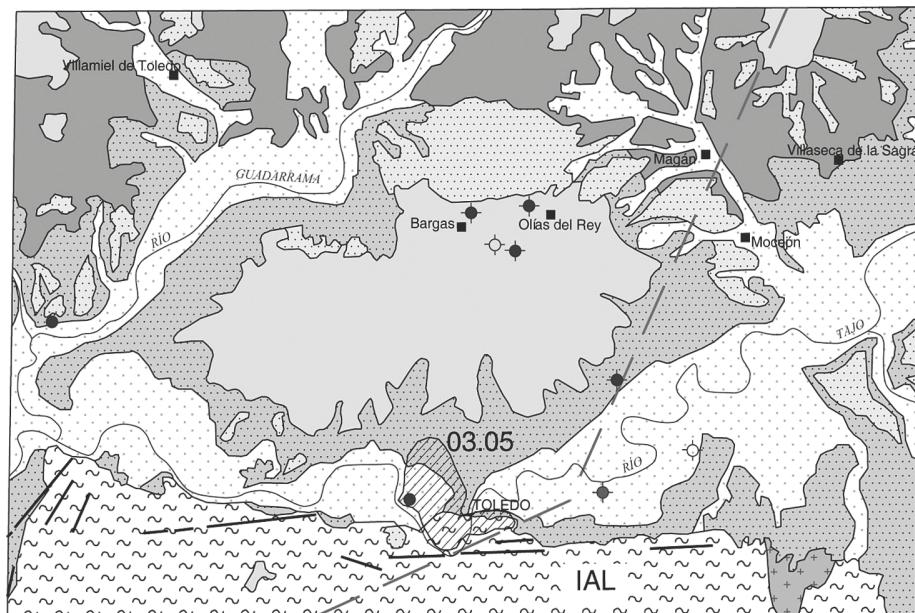


Fig. 11.- Plano general de Sistemas Acuíferos y Unidades Hidrogeológicas del sector central de la Cuenca del Tajo.



LEYENDA

U.H. 03.05 Madrid-Talavera y Formaciones impermeables con acuíferos de interés local (IAL)

Acuíferos libres

[■] Llanuras aluviales, terrazas bajas y fondos de valle (Cuaternario)

[■] Glacis y terrazas medias y altas (Cuaternario)

Acuíferos profundos confinados o semiconfinados y acuítardos

[■] Arenas micáceas, calizas con sílex, limos y arcillas.

[■] Arcillas rojas y verdes.

Acuíferos y acuicludos

[■] Conglomerados, arenas, limos y arcillas.

[■] Complejo ígneo-metamórfico

● Sondeos de la red de Piezometría del IGME.

○ Sondeos de la red de Calidad del IGME

● Sondeos con datos de interés hidrogeológico

— Límite entre Unidades Hidrogeológicas

U.H. 03.05

Denominación de Unidad Hidrogeológica

— Contactos litológicos

— Fallas y cabalgamientos

Fig. 12.– Esquema de unidades hidrogeológicas y acuíferos.

7.1.4.1. Unidad Hidrogeológica 03.05 Madrid-Talavera

Ocupa una superficie de algo más de 350 km² (un 5,8% de la superficie total de la U.H.) y dentro de sus límites se hayan representadas las principales unidades litológicas cartografiadas en la hoja de Toledo. De ellas, las que presentan mayor interés hidrogeológico son, de muro a techo, las siguientes:

1. *Terciario Detritico*
2. *Acuitardo: Arenas micáceas*
3. *Glacis y terrazas medias y altas*
4. *Llanuras aluviales, terrazas bajas y fondos de valle*

Por otra parte, también se localizan en el ámbito de esta U.H. formaciones consideradas de baja permeabilidad o impermeables, como son los materiales del *Complejo Igneo-Metamórfico* paleozoico y la *Unidad Arcillosa* del Mioceno inferior medio, que actúa como tramo confinante para el *Terciario Detritico* en gran parte de la Cuenca del Tajo.

El balance hídrico de esta unidad habla de una recarga por infiltración de agua de lluvia de 292 hm³/año, de los que unos 18 hm³/año corresponden a la hoja de Toledo. Por otra parte, sus salidas por bombeo son de 174 hm³/año, de los que la mayor parte (108,3 hm³/año) corresponden a usos agrícolas, 14,4 hm³/año a usos industriales y 51,3 hm³/año al abastecimiento urbano (ITGE, 2000). De estos últimos se destinan unos 32 hm³/año solo a la provincia de Toledo (ITGE, 1992).

Los recursos de esta U.H. se cifran en unos 475 hm³/año (DGOH-ITGE, 1988) y existen aportaciones del acuífero Terciario Detritico hacia los principales ríos de la cuenca, como el Tajo y el Guadarrama, en algunos sectores de sus cursos.

A continuación se describen las características hidrogeológicas de las formaciones que dan lugar a los principales acuíferos de la U.H. Madrid-Toledo:

1. Terciario Detritico

Bajo esta denominación se incluyen formaciones compuestas por conglomerados, arenas y limos, cuya edad abarca desde el Paleoceno (o incluso el Cretácico superior) hasta el Mioceno superior. Su potencia aumenta desde el borde de los Montes de Toledo hacia el N, donde pasan por cambio de facies hacia las unidades arcillosas. Por tanto, se pueden encontrar en casi el 70% de la superficie de la hoja, bien aflorando o cubiertos por depósitos cuaternarios.

Estos materiales dan lugar a acuíferos por porosidad intergranular y, pese a que la calidad química de sus aguas es aceptable y se considera que cuentan con recursos importantes, su explotación en esta hoja es reducida, restringiéndose a su sector central (terminos municipales de Bargas y Olías del Rey). Esto se debe generalmente a la necesidad de perforar sondeos profundos (bajo la cota 500 m en la mayor parte de la zona), para la extracción de caudales en torno a los 3 l/s (punto nº 18253001) Por tanto, estas obras solamente se ejecutan en los casos de rentabilidad económica o social.

El método de perforación de sondeos que mejor se adapta a este tipo de materiales es el de rotación con circulación inversa de lodos, que garantiza rapidez y estabilidad en las paredes del pozo, al atravesar tramos poco consolidados. Algunos ejemplos de estos sondeos son los siguientes:

NÚMERO DE INVENTARIO (IGME)	TÉRMINO MUNICIPAL	COORDENADAS UTM		PROFUNDIDAD DEL SONDEO (m)	USO DEL AGUA
		X	Y		
18253001	Olías del Rey (Toledo)	413970	4422555	134	—
18253005	ídем.	414842	4420479	155	Abastecimiento
18256005	Toledo	411233	4414239	120	—
18257002	ídем.	417828	4417744	122	Abastecimiento

Tabla 4.

Los parámetros hidráulicos medios de estos materiales indican una transmisividad de 5 a 200 m²/día, coeficiente de almacenamiento de 10⁻² a 10⁻³ y caudales específicos de 0,27 l/s/m. (DGOH-IGME, 1988).

La calidad química de las aguas en estos acuíferos es aceptable, considerándose en términos generales aptas para el abastecimiento urbano y el regadío (IGME, 1984). Se clasifican como bicarbonatadas cálcico-magnésicas o bicarbonatadas sódicas (ITGE, 1992) con dureza media, en torno a los 20° F, y mineralización igualmente moderada (total de sólidos disueltos entre 250 y 500 mg/l y 600 a 900 S/cm de conductividad). Para el riego, se encuentran incluidas en los tipos C₁S₁, C₂S₁ y C₃S₁.

Dos ejemplos significativos de la hidrogeoquímica del acuífero Terciario Detritico en la zona de estudio son las correspondientes a los puntos de la red de calidad del IGME nº 18253001 (Tabla 5) y 18257002 (Tabla 6), con datos durante los periodos 1985-99 y 1981-99, observables respectivamente en las tablas adjuntas.

En cuanto a la evolución piezométrica de estos acuíferos, de acuerdo con el análisis de los datos obtenidos en los puntos de control de la red del IGME para el periodo 1980-99 (Figura 13), se aprecia una tendencia general al mantenimiento de niveles, con ligeros descensos acumulados de unos 8 m al final del periodo para los puntos situados en el área central de la hoja (comarca de La Sagra), con mayor concentración de extracciones.

Los sondeos situados en las proximidades de los aluviales del Tajo presentan un mejor comportamiento piezométrico, por la recarga mediante goteo desde los niveles superficiales de los acuíferos profundos que explotan.

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	48	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	62	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	232	mg/l
Nitratos (NO ₃)	71	mg/l
Sodio (Na ⁺)	56	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	31	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	50	mg/l
Potasio (K ⁺)	4,3	mg/l
pH	8	mg/l
Conductividad a 20°C	677	µS/cm

Tabla 5.

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	102	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	109	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	205	mg/l
Nitratos (NO ₃)	35	mg/l
Sodio (Na ⁺)	121	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	22	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	43	mg/l
Potasio (K ⁺)	4,7	mg/l
pH	8	mg/l
Conductividad a 20°C	860	µS/cm

Tabla 6.

2. Acuitardo: Arenas micáceas

Se trata de un conjunto litológico muy variado compuesto por niveles de potencia decimétrica a métrica de arenas micáceas de grano fino, limos, arcillas y calizas con sílex, correspondientes a la Unidad Intermedia de la Cuenca del Tajo (Mioceno medio-superior).

La potencia media de esta serie se estima entre 50 y 70 m, hasta desaparecer por cambio lateral de facies hacia las formaciones arcillosas y evaporíticas del centro de la cuenca, en dirección norte.

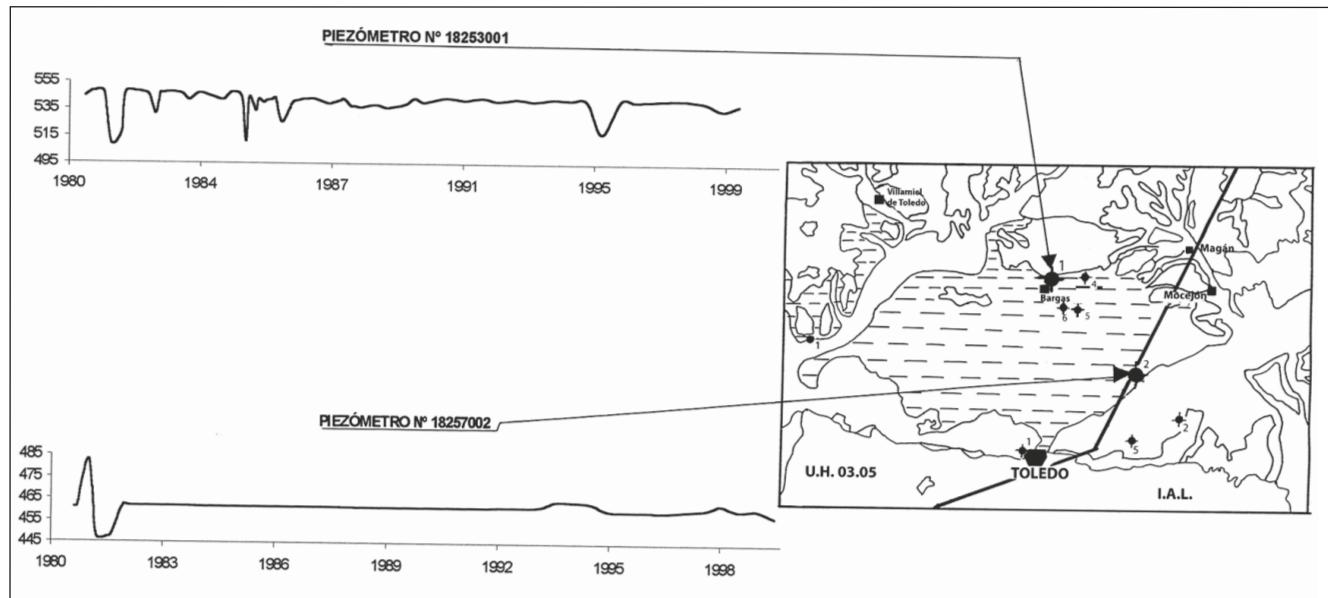


Fig. 13.– Evolución piezométrica del acuífero Terciario Detritico en la U.H. 03.05 dentro de la hoja a escala 1:50.000 de Toledo (nº 629), para el periodo 1980-99.

Desde el punto de vista hidrogeológico, estos materiales constituyen un sistema heterogéneo y multicapa, en el que los tramos permeables corresponden principalmente a los niveles detriticos, especialmente a las arenas micácea basales, y a los carbonatos silicificados y karstificados superiores. En conjunto se comportan como un acuífero, por la alternancia entre niveles porosos e impermeables.

Sus afloramientos dentro de esta hoja son muy escasos y se restringen a su margen septentrional (Figura 12), por lo tanto tienen escasa importancia en el ámbito hidrogeológico de la misma.

3. Glacis y terrazas medias y altas

Estos depósitos cuaternarios (Pleistoceno s.l.) están compuestos básicamente por gravas cuarcíticas, arenas y arcillas. El espesor de las terrazas suele ser de 5 a 10 m y dan lugar a acuíferos libres por porosidad intergranular, cuya permeabilidad suele ser media a baja.

Se pueden distinguir hasta diez niveles de terrazas para la cuenca del Tajo, originadas durante el Pleistoceno inferior y medio, así como dos sistemas de glacis relacionados con los relieves del área central de la hoja. Estos depósitos presentan afloramientos diseminados, principalmente por la mitad N de la hoja. Los más importantes se hallan al N de Bargas, con una extensión superficial de unos 15 km².

Estos acuíferos superficiales se recargan por infiltración del agua de las precipitaciones, el cual ceden por goteo hacia los acuíferos más profundos del Terciario Detritico, o bien se descargan a través de los numerosos arroyos que drenan el sector central de la hoja.

Su explotación se efectúa mediante numerosos pozos de no más de 15 m de profundidad, que se explotan para el abastecimiento de granjas o viviendas aisladas.

4. Llanuras aluviales, terrazas bajas y fondos de valle

Las llanuras aluviales de los cursos fluviales de la hoja y las terrazas inferiores conectadas hidráulicamente con ellas están compuestas por gravas cuarcíticas, arenas, limos y arcillas. De todos estos depósitos, los que presentan mayor interés hidrogeológico, por su desarrollo y composición, son los generados por los ríos Tajo, Algodor, Guadarrama y su afluente el arroyo Perales.

Las llanuras de inundación de dichos ríos tienen una anchura media de unos 2 km en el caso del Tajo, y entre 0,5 y 1 km en sus tributarios, por lo que, en conjunto originan un acuífero libre de más de 100 km², en todo el ámbito de la hoja de Toledo.

Estos depósitos tienen un espesor de entre 5 y 20 m y sus parámetros hidráulicos indican una porosidad del 10% al 20%, y una transmisividad de 200 a 1.000 m²/día (IGME, 1982).

Su explotación se ha efectuado tradicionalmente mediante pozos excavados de gran diámetro y sistemas pozo-galería, de 5 a 30 m de profundidad, de los que pueden extraerse caudales de hasta 50 l/s, con pequeños descensos piezométricos, como sucede en los puntos siguientes:

NÚMERO DE INVENTARIO (IGME)	TÉRMINO MUNICIPAL	PROF. (m)	COTA TOPOGRÁFICA (msnm)	COTA PIEZOMÉTRICA (msnm)	Q (l/s)	USO DEL AGUA
18251001	Bargas (Toledo)	5,7	448	443,02	—	Agricultura
18254001	Mocejón (Toledo)	16,85	475	464,85	—	Abastecimiento y agricultura
18255001	Rielves (Toledo)	7	446	441,45	48	ídem
18256001	Toledo	8,1	442	434,28	8	Agricultura

Tabla 7.

Los acuíferos asociados a estos depósitos, al igual que los originados en los glaciares y terrazas superiores, son de gran interés regional por su extensión y por la facilidad de acceso a sus recursos con obras de bajo coste económico.

Sin embargo, la calidad de sus aguas muchas veces no es la más adecuada para el consumo humano, especialmente en las proximidades de los cursos fluviales pues, al hallarse en sus tramos medios y bajos, los ríos de esta zona transportan una importante carga contaminante. Por tanto, será conveniente extremar las precauciones sanitarias cuando se pretenda emplear dichas aguas para el abastecimiento urbano.

En las últimas décadas ha disminuido considerablemente la utilización de estos recursos por disponerse de aguas superficiales para satisfacer la demanda agrícola, especialmente en las vías del Tajo y del Guadarrama.

7.1.4.2. Formaciones Impermeables o con Acuíferos de Interés Local (IAL)

Los afloramientos de estos materiales ocupan una superficie de 153 km² dentro de la hoja de Toledo y las formaciones que se incluyen bajo esta definición son, en este caso, las mismas que se han descrito en el apartado anterior para la U.H. 03.05, por lo que no es necesario abordar de nuevo este particular.

Los límites establecidos entre la U.H. 03.05 y el I.A.L. son meramente administrativos, como se desprende de la propia definición de Unidad Hidrogeológica (art. 2.2 del Reglamento de la Administración Pública del Agua y de la Planificación Hidrológica) y generalmente no responden a razones hidrogeológicas.

La continuidad de los acuíferos terciarios y cuaternarios fuera de la poligonal que limita la U.H. Madrid-Talavera hace que se mantengan las mismas pautas de explotación hidrológica a ambos lados de dicha línea. Así pues, al E de Toledo, en el Polígono de Benquerencia, existen algunos

importantes sondeos de explotación que aportan caudales de hasta 20 l/s, entre los que destacan los siguientes (Tabla 8).

NÚMERO DE INVENTARIO (IGME)	TÉRMINO MUNICIPAL	PROFUNDIDAD SONDEO (m)	COTA TOPO-GRÁFICA (msnm)	COTA PIEZOMÉTRICA (msnm)	USO DEL AGUA
18257005	Toledo	101	465	464,7	Industria
18258001	ídем	30	450	441	Abastecimiento e industria
18258002	ídем	120	462,5	457,5	Industria

Tabla 8.

La composición química de las aguas que se bombean en estos sondeos, que también explotan el acuífero Terciario Detritico, presentan una mineralización notablemente más elevada que la detectada en los puntos de control ubicados dentro de la U.H. 03.05. Esto puede ser debido a que se ubican en una zona considerada de descarga regional del acuífero, junto al cauce del río Tajo.

En la siguiente tabla se exponen los datos analíticos medios del punto n° 18257005, perteneciente a la red de calidad del IGME para el periodo 1981-99 (Tabla 9).

PARÁMETROS	VALORES	UNIDADES
Cloruros (Cl ⁻)	309	mg/l
Sulfatos (SO ₄)	371	mg/l
Bicarbonatos (HCO ₃)	173	mg/l
Nitratos (NO ₃)	42	mg/l
Sodio (Na ⁺)	272	mg/l
Magnesio (Mg ⁺⁺)	53	mg/l
Calcio (Ca ⁺⁺)	79	mg/l
Potasio (K ⁺)	12	mg/l
pH	7,8	mg/l
Conductividad a 20°C	1.890	µS/cm

Tabla 9.

Analizando estos datos junto con los de las Tablas n°s 5 y 6, se aprecia una evolución hidrogeoquímica en el acuífero Terciario Detritico desde las zonas centrales de la hoja hasta sus áreas marginales, que se traduce en un incremento progresivo de la salinidad de sus aguas, como lo reflejan el incremento en las concentraciones de sulfatos, cloruros y sodio y, por tanto, de la conductividad (desde 600 a casi 2.000 µS/cm).

En la mitad meridional de la hoja aflora el denominado Complejo Ígneo-Metamórfico. Bajo esta definición se incluyen diversos materiales como granitos, migmatitas, gneises y rocas filonianas, que afloran en las estribaciones septentrionales de los Montes de Toledo, ocupando una superficie de unos 85 km².

Desde el punto de vista hidrogeológico estos materiales constituyen un conjunto acuífugo y únicamente dan lugar a pequeños reservorios de aguas subterráneas en las zonas de alteración (lehm granítico), fracturas abiertas y pequeños rellenos aluviales asociados, que se descargan mediante manantiales y arroyos dirigidos hacia el río Tajo.

Desde el punto de vista de la vulnerabilidad ante la contaminación, los diferentes horizontes acuíferos distinguidos en la hoja de Toledo (Figura 14) presentan diversos niveles de riesgo, en función de sus propiedades hidrogeológicas.

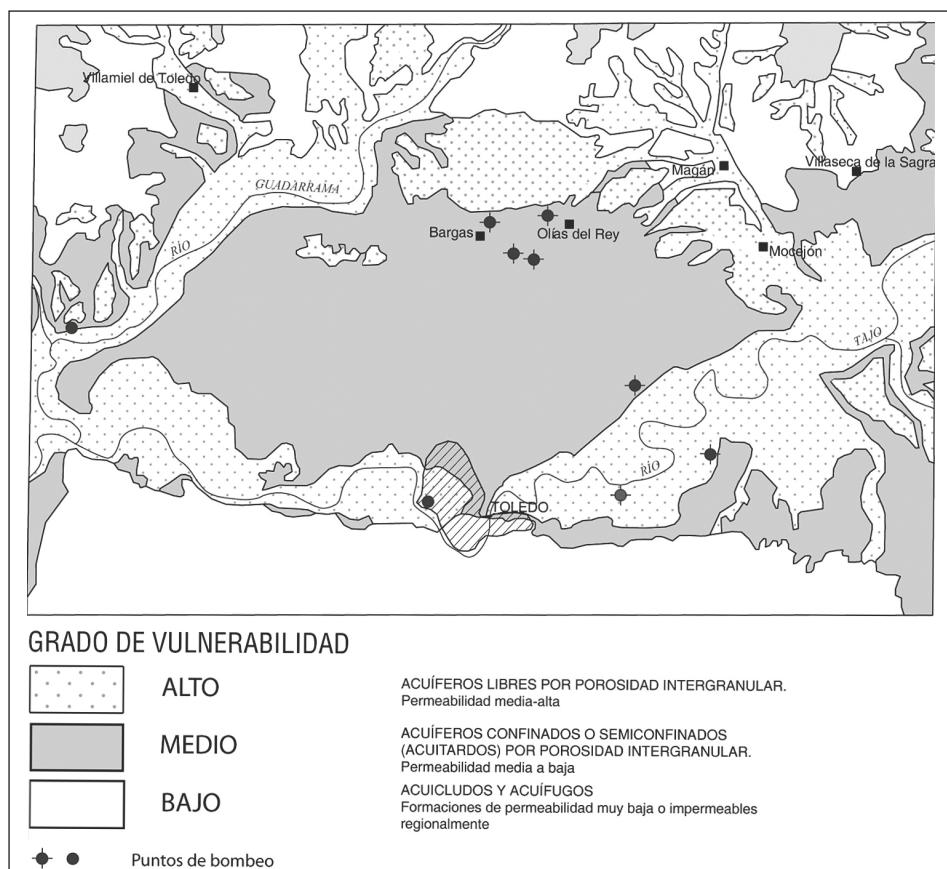


Fig. 14.– Mapa de vulnerabilidad ante la contaminación de los niveles acuíferos comprendidos en la hoja de Toledo a escala 1:50.000 de Toledo (nº 629).

De este modo, se considera que los acuíferos originados en las formaciones cuaternarias (llanuras aluviales, terrazas y glacis) son los que tendrían un mayor riesgo potencial de contaminación frente a la infiltración o lixiviación de sustancias contaminantes desde la superficie, debido a la escasa diferencia entre las cotas piezométrica y topográfica.

Los siguen en esta relación los acuíferos detríticos miocenos (*Terciario Detritico y Acuitardo*), confinados o semiconfinados, que presentan una permeabilidad generalmente baja, lo que condiciona la circulación vertical, y por tanto, el acceso de sustancias contaminantes hasta la zona saturada. Pese a ello, sería recomendable que los sondeos de explotación en estas formaciones contaran con los correspondientes perímetros de protección, sobre todo si son de abastecimiento.

Finalmente, se considera que las Formaciones arcillosas y los materiales paleozoicos, considerados ambos de muy baja permeabilidad o impermeables a escala regional, presentan un riesgo de contaminación muy bajo, principalmente por la ausencia de niveles acuíferos importantes en sus áreas de afloramiento.

Los focos y tipos de contaminación que pueden afectar a los acuíferos de esta unidad son los vertidos urbanos e industriales y, especialmente, los lixiviados de la actividad agrícola. Estos últimos se reflejan en las elevadas concentraciones de nitratos, superiores a las admitidas en la Reglamentación Técnico Sanitaria para aguas de abastecimiento, detectadas en los puntos de la red de calidad del IGME (nº 18253001, 18253002 y 18257002) durante los controles efectuados en la última década.

7.2. RECURSOS MINERALES

7.2.1. Rocas y Minerales Industriales

La extracción de rocas y minerales industriales en la Hoja de Toledo (629) se centra básicamente, en los últimos años, en sustancias minerales utilizables como áridos o para producción de cerámica estructural. En este sentido, la actividad minera se ha visto potenciada por efecto del crecimiento de la demanda de materiales para la construcción en las áreas urbanas y periféricas de Madrid y Toledo.

En la Hoja se han contabilizado 35 explotaciones mineras, de las que cerca del 68% corresponden al sector de producción de áridos (gravas y arenas). El porcentaje restante se distribuye entre explotaciones dedicadas a obtención de arcilla común para cerámica, arcillas especiales (sepiolitas y bentonitas) utilizables en producción de compuestos químicos, cargas, filtros o absorbentes, y granitos, en el presente explotaciones abandonadas.

El número de depósitos sedimentarios detríticos fuente de obtención de áridos naturales es de 24, de ellos 12 activos o intermitentes para grava y arena y 11 abandonados para grava y arena.

El tamaño de las explotaciones de áridos naturales oscila entre medio y grande. Las instalaciones de tratamiento comprenden en su caso machaqueo, lavado y clasificado granulométrico,

en general con equipos fijos o móviles de tecnología moderna. En la explotación de aluviales en cauce fluvial actual se utilizan igualmente dragalinas. Para el arranque de las materias primas se utilizan retro-excavadoras, *bulldozers* y palas cargadoras y para el transporte a destino se efectúa con camiones de gran tonelaje. Los materiales beneficiados provienen en su mayor parte de depósitos del Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno), formados por arenas y gravas de facies fluvial (sedimentos aluviales o de terraza); algunas explotaciones se encuentran emplazadas sobre glaciares o conos de deyección de edad Holoceno. Entre los depósitos dominante mente arenosos se dan distribuciones granulométricas de bastante regularidad; entre los tipos de producto comercial obtenidos figuran las "arenas de miga", de amplio uso con fines constructivos. Aparte de estos depósitos de gravas y arenas del Cuaternario también son fuente de producción de áridos los sedimentos formados por conglomerados, arenas y limos rojos del Mioceno (Aragoníense-Vallesiense), localizados hacia el sector oriental de la Hoja (1 explotación activa).

La mayor parte de las explotaciones de áridos se distribuyen en una banda, en la mitad meridional de la Hoja, que sigue la orientación de cauce del Tajo (términos municipales de Toledo, Mocejón, Yunclillos), con un importante foco de actividad productiva al oeste de la ciudad de Toledo.

Las explotaciones de arcillas especiales (sepiolitas y bentonitas), se encuentran emplazadas en borde norte de la Hoja (términos municipales de Yunclillos, Cabañas de la Sagra y Olías del Rey, provincia de Toledo). El destino de las sustancias extraídas es la industria química, cargas, filtros y absorbentes. Los depósitos, formados por varias capas subhorizontales de sepiolita y bentonita, son de edad Mioceno (Vallesiense o Aragoníense). Existen en la Hoja cuatro explotaciones y un indicio; dos de las explotaciones son de pequeño tamaño y están abandonadas; las otras dos situadas en las proximidades de Yunclillos y Cabañas de la Sagra, de tamaño medio, están en producción activa.

Las arcillas comunes, empleadas para la producción de cerámica estructural (teja, ladrillo, bovedilla, etc.) se encuentran representadas por tres explotaciones distribuidas entre los términos de Magán, con una explotación activa en sedimentos miocenos (Aragoníense), Mocejón, con una explotación abandonada en sedimentos miocenos (Aragoníense-Vallesiense) y Toledo, con una explotación abandonada en sedimentos cuaternarios (Holoceno). Los materiales beneficiados en Magán son arcillas y limos arcillosos; el tamaño de la explotación es mediano.

Se encuentran en la Hoja tres explotaciones abandonadas de rocas ígneas graníticas, de edad Paleozoico, situadas en el término municipal de Toledo. En los frentes se observan como rocas grisáceas, con petrología correspondiente a leucogneises biotíticos, con granate, y migmatitas leucocráticas estromáticas; su utilización probable fue como roca de construcción, ornamental o áridos.

Un resumen de lo expuesto anteriormente queda reflejado en la tabla adjunta (Tabla 10).

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Aplicación	Tipo Exp.¹	Tamaño²
1	417050	4428400	Alonso	Sep y Ben	Cabañas de la Sagra	Toledo	Mioceno (Vallesiense)	Industria química, cargas filtros y y absorbentes	EB	P
2	415087	4428450	Santa Catalina	Sep y Ben	Yunclillos	Toledo	Mioceno (Aragoniente)	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	EA	M
3	418200	4428350	Ángeles	Sep y Ben	Cabañas de la Sagra	Toledo	Mioceno (Aragoniente)	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	EA	M
4	415958	4427423	Mina TOLSA	Sep y Ben	Olías del Rey	Toledo	Mioceno (Aragoniente)	Industria química, cargas, filtros y absorbentes	EB	P
5	417075	4426250	Toledo-B	Sep y Ben	Olías del Rey	Toledo	Mioceno (Aragoniente)	—	EB	—
6	422198	4416674	Ahín ³	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno sup.)	Áridos naturales y cementos	EA	G
7	422830	4418958	Velilla ³	Grv y Are	Mocejón	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	Áridos naturales y cementos	EA	M
.../...										

¹ EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio.

² G = grande; M = mediana; P = pequeña.

³ Existe planta de lavado, clasificación y/o elaboración.

Abreviaturas de las sustancias: Arc = Arcilla; Gr = Granito; Are = Arena; Grv = Grava; Ben = Bentonita; Sep = Sepiolita.

Tabla 10.– Explotación de Rocas y Minerales Industriales en la Hoja 1:50.000 nº 629 Toledo.

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Aplicación	Tipo Exp. ¹	Tamaño ²
9	405525	4413900	El Montecillo ³	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	Áridos naturales y cementos	EA	M
10	424978	4416844	Cañete-Alto	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	Áridos naturales	EA	G
11	425224	4417549	Cañete III	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	Áridos naturales	EI	G
12	420330	4425066	Belesal	Arc	Magán	Toledo	Mioceno (Aragoniente)	Cerámica estructural	EA	P
13	403509	4415617	Monterrey	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno sup.)	Áridos naturales	EA	M
14	403750	4415617	Monterrey II	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno)	Áridos naturales	EA	M
15	399475	4415000	La Palomilla ³	Grv y Are	Palomilla (Argés)	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	Áridos naturales y cementos	EA	M
16	406700	4414750	San Roque	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno)	Áridos naturales	EB	—
17	426397	4417287	Majazala ³	Grv y Are	Toledo	Toledo	Mioceno (Aragoniente-Vallesiense)	Áridos naturales y cementos	EA	G
.../...										

¹ EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio.

² G = grande; M = mediana; P = pequeña.

³ Existe planta de lavado, clasificación y/o elaboración.

Abreviaturas de las sustancias: Arc = Arcilla; Gr = Granito; Are = Arena; Grv = Grava; Ben = Bentonita; Sep = Sepiolita.

Tabla 10.– Explotación de Rocas y Minerales Industriales en la Hoja 1:50.000 nº 629 Toledo (continuación).

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Aplicación	Tipo Exp.¹	Tamaño²
18	406594	4413579	Corral Rubio ³	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	Áridos naturales y cementos	EA	M
19	412400	4427700	El Berrocal	Grv y Are	Bargas	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno sup.)	Áridos naturales y cementos	IN	—
20	412850	4428350	El Tributillo ³	Grv y Are	Yunclillos y Bargas	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno med.)	Áridos naturales y cementos	EA	M
21	403700	4412350	—	Gr	Toledo	Toledo	Paleozoico	—	EB	—
22	421350	4413950	—	Grv	Toledo	Toledo	Mioceno (Aragoniente-Vallesiense)	—	EB	—
23	409400	4414550	—	Grv	Toledo	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno sup.)	—	EB	—
24	413657	4412896	—	Gr	Toledo	Toledo	Paleozoico	—	EB	—
25	418150	4412700	—	Grv y Are	Toledo	Toledo	Mioceno (Aragoniente-Vallesiense)	—	EB	—
26	410200	4416375	—	Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	—	EB	—
.../...										

¹ EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio.

² G = grande; M = mediana; P = pequeña.

³ Existe planta de lavado, clasificación y/o elaboración.

Abreviaturas de las sustancias: Arc = Arcilla; Gr = Granito; Are = Arena; Grv = Grava; Ben = Bentonita; Sep = Sepiolita.

Tabla 10.– Explotación de Rocas y Minerales Industriales en la Hoja 1:50.000 nº 629 Toledo (continuación).

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Aplicación	Tipo Exp. ¹	Tamaño ²
27	416300	4416000	—	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	Áridos naturales y cementos	EB	G
28	407955	4414815	—	Grv y Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno inf.)	—	EB	M
29	406593	4415357	—	Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Pleistoceno)	Áridos naturales y cementos	EA	M
30	415600	4413150	—	Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	—	EB	—
31	411250	4415425	—	Grv	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	—	EB	—
32	407875	4413350	—	Gr	Toledo	Toledo	Paleozoico	—	EB	—
33	423150	4421700	—	Arc	Mocejón	Toledo	Mioceno (Aragoniente-Vallesiense)	—	EB	—
34	419100	4417300	—	Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	—	EB	—
35	415350	4415450	—	Are	Toledo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	—	EB	—
36	421394	4420980	El Tesoro ³	Arc	Mocejón	Toledo	Mioceno (Aragoniente)	Cerámica estructural	EA	G

¹ EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio.

² G = grande; M = mediana; P = pequeña.

³ Existe planta de lavado, clasificación y/o elaboración.

Abreviaturas de las sustancias: Arc = Arcilla; Gr = Granito; Are = Arena; Grv = Grava; Ben = Bentonita; Sep = Sepiolita.

8. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

Dentro de este apartado en la Hoja de Toledo merecen destacarse por su interés paisajístico o por representar archivos de las faunas del pasado y de la presencia humana en la región, los siguientes elementos:

- El Torno del Tajo de Toledo o el encajamiento por epigénesis del río Tajo que bordea por el sur la ciudad de Toledo. Es un estrecho cañón que incide las migmatitas y granitoides variscos, dando un cortado de unos 100 m. El Torno de Toledo, por otra parte, está dominado topográficamente al sur por el extremo más distal del piedemonte plioceno de Layos, que es el punto topográfico de Pozuela, a 684 m de altitud. DÍEZ HERRERO (2003), considera otras dos hipótesis de formación del Torno del Tajo en Toledo, a saber: un paleovalle exhumado y por un proceso de neotectónica cuaternario.
- La terraza de Pinedo del río Tajo, con fauna del Pleistoceno medio e industria achelense en cuarcitas (MARTÍN AGUADO *op. cit.*, SOTO *op. cit.* y QUEROL y SANTONJA *op. cit.*), es un lugar clásico de la arqueología del centro de España que merece la pena conservar, al igual que alguna de las terrazas del río Tajo (ALFÉREZ, 1977) en la misma margen derecha, aguas abajo de Toledo, en el entorno del Observatorio Geofísico de Toledo.
- La mesa terciaria del Monte de Magán (667 m), que destaca inequívocamente y se localiza en el ángulo NE de la hoja. Se trata de un relieve residual que se eleva unos 160 m sobre los planos de drenaje deficiente de La Sagra. Este relieve orientado en la dirección NE-SO, tiene su continuidad hacia el norte, en el Cerro del Águila que tuvo explotaciones mineras para la fábrica de cemento de Villaluenga de la Sagra. Monte Magán, que hoy es un relieve aislado, tiene además un significado de línea divisoria septentrional, de los primeros momentos de construcción del valle del río Tajo en el Plioceno final.

9. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E. (1964): "Los elefantes de las terrazas medias de Toledo y la edad estos depósitos". *Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 76, pp. 295-296.
- (1968-1969): "Revisión sistemática de los Elephantidae por su morfología y morfometría dentaria". *Estudios Geológicos*, 25, pp. 123-177 y 317-367.
- ALFÉREZ, F. (1977): "Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W. de Toledo". *Estudios Geológicos*, 33, pp. 223-250.
- (1978): "Presencia de *Equus stenonis Cocchi* en el Pleistoceno inferior de la cuenca del Tajo". *Estudios Geológicos*, 34, pp. 553-558.
- ALÍA MEDINA, M. (1945): "Notas morfológicas de la Región Toledana". *Las Ciencias* 1: 95-114.
- (1945b): "El Plioceno en la comarca toledana y el origen de la región de La Sagra". *Estudios Geológicos*, 19, pp. 203-239.
- (1947): "Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha". *Estudios Geográficos*, núm. 27, pp. 313-340.
- (1954): "Formación néisica y granítica del Sur de Toledo". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 34: 61-75.
- (1960): "Sobre la tectónica profunda de la Fosa del Tajo". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.* 58: 125-162.
- ALÍA MEDINA, M. y RIBA, O. (1957): "Libro-guía de la excursión C4 (Manzanares y Toledo)". pp. 3-9. V. Congreso Internacional. INQUA. Madrid-Barcelona.
- ALÍA 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. Esp. Hist. Nat.* 71: 9-20.
- ALONSO-ZARZA, A.M.; CALVO, J.P.; SILVA, P. y TORRES, T. (2004): "Cuenca del Tajo". En: *Geología de España* (Ed. Vera, J.A.). SGE-IGME, pp. 556-561.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979): "Un modelo de evolución geotectónica para la Cuenca del Tajo". *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- ANDEWEG, B.; DE VICENTE, G.; CLOETHINGH, S.; GINER, J. y MUÑOZ MARTÍN, A. (1999): "Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources". *Tectonophysics*, vol. 305, pp. 153-164.
- ANDONAEGLI, P. (1990): *Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo*. Tesis doctoral, U.C.M., 365 p.

- (1992): "Caracterización geoquímica de los granitoides de Mora". *Geogaceta*, 11: 97-100.
- ANDONAEGUI, P. y VILLASECA, C. (1988): "Los granitoides del área de Argés-Guadamur (Toledo)". *Comunicaciones II Cong. Geol. Esp. Granada*, 2, 7-10.
- APARICIO, A. (1971): "Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo". *Est. Geol.*, 27: 369-414.
- BARAHONA, S. (1969): "Estudio petrográfico del macizo metamórfico de Toledo". Trabajo monográfico de Licenciatura (inédito).
- BARBERO, L. (1992): *Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: El Complejo Anatéctico de Toledo*. Tesis Doctoral U.C.M., 351 p.
- BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1988): "Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo". *Geogaceta*, 5: 67-69.
- BARBERO, L.; VILLASECA, C. y ANDONAEGUI, P. (1990): "On the origin of the gabbro-tonalite-monzogranite association from Toledo area (Hercynian Iberian belt)". *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 7: 209-211.
- BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1992): "The Layos granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulite area". *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 83: 127-138.
- (2000): "Eclogite facies relics in metabasites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): P-T estimations and implications for the hercynian evolution". *Mineral. Magazine*, 64(5): 815-836.
- BELLANCA, A.; CALVO, J.P.; CENSI, P.; NERI, R. y POZO, M. (1992): "Recognition of lake-level changes in Miocene lacustrine units, Madrid Basin, Spain. Evidence from facies analysis, isotope geochemistry and clay mineralogy". *Sedimentary Geology*, vol. 76, pp. 135-153.
- BENAYAS, J.; PÉREZ MATEOS, J. y RIBA, O. (1960): "Asociaciones de minerales pesados en los sedimentos de la Cuenca del Tajo". *Anales de Edafología y Agrobiología*, t. XIX, núm. 11, pp. 634-670.
- BENAYAS, J. y RIBA, O. (1961): "Caracterización de un depósito cuaternario de tipo loess en Toledo". II Reunión de Sedimentología, pp. 135-154. Sevilla.
- BENITO, G.; DÍEZ HERRERO, A. y FERRÁNDEZ DE VILLALTA, M. (2003): "Magnitude and Frequency of Flooding in the Tagus Basin (Central Spain) Over the Last Millennium". *Climatic Change*, 58 (1-2), pp. 171-192.
- BUSTILLO, M.A. y BUSTILLO, M. (1988): "Características diferenciales e interpretación genética de ópalos constituidos en sedimentos biosilíceos y ópalos inorgánicos (Esquivias, Cuenca de Madrid)". *Bol. Geol. Min.*, 49-6, pp. 615-627.

- CALDERÓN, A. (1884): "Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España". *Act. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13: 50-51.
- (1885): "Ensayo Orogénico sobre la meseta central de España". *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 152-162.
- CORTAZAR, D. (1878): "Expedición geológica por la provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 5: 321-327.
- CALVO, J.P.; ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; ALONSO ZARZA, A.M.; SANZ MONTERO, M.E. y RODRÍGUEZ ARANDA, J.P. (1989): "Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid". *Acta Geol. Hisp.*, vol. 24, pp. 281-298.
- CALVO, J.P.; HOYOS, M.; MORALES, J. y ORDOÑEZ, S. (1990): "Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid Basin". *Paleontologia i Evolució. Mém. Esp.*, 2, 62-95.
- 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 Congr. Grupo Español del Terciario, *Actas*, 55-58.
- CALVO, J.P.; ALONSO ZARZA, A.M.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; ORDÓÑEZ, S.; RODRÍGUEZ ARANDA, J.P. y SANZ-MONTERO, M.E. (1996): "Sedimentary evolution of lake systems through Miocene, Madrid Basin. Paleoclimatic and Paleohydrological constraints". En: *Tertiary Basins of Spain* (Eds. FRIEND, P. y DABRIO, C.). Cambridge University Press, pp. 264-269.
- CALVO, J.P.; FORT, R.; ALONSO ZARZA, A.M.; MINGARRO, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M.C. (1993): "Contexto geológico y características petrofísicas de las rocas carbonáticas del Cerro de la Rosa (Toledo)". *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (3-4), 7-17.
- CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1990): "Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español". *Geogaceta*, 7, 20-22.
- DAAMS, R.; ALCALÁ, L.; ÁLVAREZ, M.A.; AZANZA, B.; DAM, J.; VAN DER MEULEN, A.J.; MORALES, J.; NIETO, M.; PELÁEZ, P. y SORIA, D. (1998): "A stratigraphical framework for Miocene (MN4-MN13) continental sediments of Central Spain". *C.R. Acad. sci. Paris*, Ser. II, 327, 625-631.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; CALVO, J.P.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ PASCUA, M. (1994): "Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.
- DGOH-ITGE (1988): "Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Tajo". Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas. *Inédito*.
- DÍAZ DE NEIRA, J.A. y LÓPEZ OLMEDO, F.L. (2007): *Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, Hoja nº 604, Villaluenga de la Sagra*. I.G.M.E.
- (2007): *Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, Hoja nº 628, Torrijos*. I.G.M.E.

DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1979): "Estudio geológico de la terraza de Pinedo". En: M.A. Querol y M. Santonja (Eds.), *El Yacimiento Achelense de Pinedo, Excav. Arqueológicas en España*. M.C. 19-36.

ESCUDER VIRUETE, J.; HERNAIZ HUERTA, P.P.; VALVERDE-VAQUERO, P.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. y DUNNING, G. (1996): "Evolución microestructural y metamórfica de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza: la superposición de asociaciones minerales de Baja-P/Alta-T sobre una secuencia Barroviense". *Geogaceta*, 20 (4): 879-882.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1913): "Datos de una excursión geológica por la provincia de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13: 147-150.

– (1914): "Neis granatífero de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 388-390.

FORT, R.; CALVO, J.P.; ALONSO ZARZA, A.M.; LÓPEZ AZCONA, M.C. y MINGARRO, F. (1992): "Contexto geológico y características petrológicas de las rocas carbonáticas del Cerro de la Rosa utilizadas en la construcción de la Catedral de Toledo". *Actas III Congr. Geol. España*, Tomo 1, 123-127.

GALLARDO, J.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y ALMOROX, J. (2002): "Secuencias de suelos sobre depósitos aluviales pleistocenos y cuaternarios en el área de Talavera de la Reina". En A. Pérez-González, Vegas, J. y M. Machado (Edts.). *Aportaciones a la Geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio*, 199-208. Serie: *Geología*, 1. IGME.

GARZÓN, G. y ALONSO, A. (1996): "El río Guadarrama, morfología y sedimentación actual en un cauce arenoso tipo *braided*". *Cuadernos de Geología Ibérica*, Nº 21, 369-393.

– (2002): "Comparison of the flood response of a braided and a meandering river, conditioned by anthropogenic and climatic changes". *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 32, 233-249.

GARCÍA DE PEDRAZA, L. y REJIA GARRIDO, A. (1994): "Tiempo y Clima en España". *Meteorología de las Autonomías*. Ed. Dossat 2000, Madrid. 410 pp.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914): "Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 383-385.

– (1916): "Bosquejo geográfico y geológico de los Montes de Toledo". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* (ser. Geol.), núm. 15, pp. 5-74.

– (1923): "Guía geológica de los alrededores de Toledo". *Trab. Mus. Cien. Nat.*, 31: 1-47.

– (1966): "El gábor de La Bastida (Toledo)". *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, 64-2: 129-134.

GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1980): *Estudio geológico estructural de la terminación de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Univ. de Salamanca. 334 p.

– (1981): "Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 125-134.

- GONZÁLEZ, J.A.; LÓPEZ DE AZCONA, C. y ASENSIO, I. (1983): "Formaciones eólicas cuaternarias en el valle del río Tajo". *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5, 605-630.
- GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.E. (1967): "An experimental investigation of the gabbro to eclogite transition and its petrological applications". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 767-833.
- HARLEY, S.L. (1998): "The origin of granulites: a metamorphic perspective". *Geol. Mag.* 126: 215-247.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): "Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams". *American Journal of Science*, 271: 97-131.
- HOLDAWAY, M.J. y LEES, M. (1977): "Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations". *Contributions to Mineralogy and Petrology*.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1929): "Datos geológicos de la meseta toledana-cacereña y de la fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.*, t. 15, pp. 183-202.
- (1911): "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* (ser. Geol.), núm. 1, 46 pp.
 - (1928): "Los cinco ríos principales de España y sus terrazas". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* (ser. Geol.), núm. 36, pp. 5-149.
- IGME (1982): "Mapa Hidrogeológico de Madrid a E. 1:200.000". Madrid.
- IGME (1983): "Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas". Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid. 72 pp. y 19 planos.
- IGME (1984): "Calidad química de las aguas subterráneas de la Cuenca del Tajo". Primer Informe. Madrid.
- ITGE (1992): "Capítulos IX (Cuenca del Tajo)". En: *Las Aguas Subterráneas en España. Informe de Síntesis*. Segunda edición, pp. 217-230.
- ITGE (1997): "Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja nº 45 (Madrid)". Segunda edición.
- ITGE (2000): "Unidades Hidrogeológicas de España". *Mapa y datos básicos*.
- JIMÉNEZ BALLESTA, R.; BENAYAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. y GUERRA, A. (1986): "Procesos paleoedáficos en un sector del valle del Tajo próximos a Toledo". Asamblea General de la SECS. Ciclostilo. 16 p.
- KINDELÁN, J. y CANTOS, J. (1951a): *Mapa geológico de España. 1:50.000. 2ª Serie. Hoja nº 658, Mora*. Primera Serie. I.G.M.E.

JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983): "Cuenca de Madrid". En: *Libro Homenaje a J.M. Ríos*, 2, 534-542.

KINDELÁN, J. y CANTOS, J. (1951b): *Mapa geológico de España. A escala 1:50.000. 2ª Serie. Hoja nº 656, Gávez*. Primera Serie. I.G.M.E.

LOMOSCHITZ, A., CALVO, J.P. y ORDÓÑEZ, S. (1985): "Sedimentología de las facies detríticas de la unidad intermedia del Mioceno al sur y este de Madrid". *Estudios Geol.*, vol. 41, 343-358.

LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; SESÉ, C. y HERRAEZ, E. (1987): "Los yacimientos de micromamíferos del área de Madrid". *Bol. Inst. Geol. Min.*, 98, 159-176.

LÓPEZ OLMEDO, F.; DÍAZ DE NEIRA, A.; MARTÍN SERRANO, A.; CALVO, J.P.; MORALES, J. y PELÁEZ CAMPO-MANES, P. (2004): "Unidades estratigráficas en el registro sedimentario neógeno del sector occidental de la Cuenca de Madrid". *Rev. Soc. Geol. España*, 17, 87-100.

LUTH, W.D.; JAHNS, R.H. y TUTTLE, O.F. (1964): "The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars". *Journal of Geophysical Research*, 69: 659-773.

MALLADA, L. y DUPUY L. (1912): "Reseña geológica de la Provincia de Toledo". *Bol. Inst. Geología de España*, 83.

MARCET RIBA, J. (1928): "Estudio petrográfico de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo". *Mem. R. Acad. De Ciencias y Artes de Barcelona*, t 20, nº 16.

MARTÍN AGUADO, M. (1960): "El hombre primitivo en Toledo". *Toletum*, num. 3.

- (1962): "Recientes hallazgos prehistóricos en las graveras de Toledo". *Est. Geol.*, vol. XVIII, núms. 3-4, 1962.
- (1963a): "Consideraciones sobre las terrazas del Tajo en Toledo". *Notas y Com. del IGME*, núm. 71, pp. 163-178.
- (1963b): "El yacimiento prehistórico de Pinedo (Toledo) y su industria triédrica". *Pub. del Inst. Prov. de Investigación y Est. Toledanos*, serie II, num. 1, Toledo.

MARTÍN ARROYO, T. (1998): *Paleoclimatología y Paleoambiente durante el Pleistoceno Medio y Superior en el valle del Tajo*. Tesis Doctoral. Universidad de Alcalá.

MARTÍN BANDA, R.; MOLINA, E.; MARTÍN-SERRANO, A.; CANTANO, M.; MARTÍN RUBÍ, J.A. y RUBIO, A. (2006): "Paleoalteraciones de los depósitos de piedemonte cenozoicos del NE de Montes de Toledo, España". *Boletín Geológico y Minero*, nº 117 (Vol. Monográfico Especial): pp. 525-530.

MARTÍN BANDA, R.; LÓPEZ OLMEDO, F. y MONTES, M. (2008a): "Caracterización litoestratigráfica del Mioceno de los alrededores de Toledo. Borde meridional de la Cuenca del Tajo". Congreso de Geología de España. Gran Canaria. *Geotemas* 10, 147-150.

MARTÍN BANDA, R.; RODRÍGUEZ-PASCUA M.A.; LÓPEZ OLMEDO F. y MONTES, M. (2008b): "Sismitas antiguas (Aragoniente) en la Cuenca del Tajo, un ejemplo de sismicidad intraplaca moderada-alta. Toledo (España)". *Geotemas* 10, 1067-1070.

MARTÍN ESCORZA, C. (1974): "Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 72, 141-160.

- (1976): "Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del Basamento de la fosa del Tajo". *Est. Geol.*, 32, 509-522.
- (1980): "Las grandes estructuras neotectónicas de la Cuenca de Madrid". *Est. Geol.* 36, 147-153.

MARTÍN ESCORZA, C. y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1978): "Análisis mesoestructural en la Unidad Migmatítica de Toledo". *Est. Geol.* 34, 34-43.

MARTÍNEZ SALANOVA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; CONTRERAS, E.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; MARTÍN HERRERO, D.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; BARBERO, L.; GRACIA, J. e IGLESIAS, A. (2009). *Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2ª Serie, Hoja nº 658, Mora*. I.G.M.E.

MEGÍAS, A.G.; ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1980): "Rupturas sedimentarias en series continentales: Aplicación a la cuenca de Madrid". Actas IX Congr. Nac. Esp. de Sedimentología. Salamanca.

- (1983): "Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la cuenca de Madrid". *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1, 163-191.

MARTÍN-SERRANO, A.; MOLINA, E.; NOZAL, F. y CARRAL, M.P. (2004): "Transversal en los Montes de Toledo en Benito, G. y Díez Herrero, A. (Eds.). Itinerarios geomorfológicos por Castilla-La Mancha". 83-121. Itinerario B1. SEG.

MOLINA, E. (1975): "Estudio del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Trabajos sobre Neógeno y Cuaternario*, 3, 106 pp.

- (1980): "Alteración relictica y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvdia Geológica Salmanticensia*, 16. 15-25.

MOLINA, E. y BLANCO, J.A. (1980): "Quelques précisions sur l'altération du Massif Hercynien espagnol". *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, ser. D, pp. 1293-1296.

MOLINA, E.; BLANCO, J.A.; PELLTERO, P. y CANTANO, M. (1996): "Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif". *International Geomorphology*, 2. 957-978.

MOLINA, E.; GARCÍA, M.T. y ESPEJO, R. (1991): "Study of paleoweathering on the Spanish Hercynian Basement". Montes de Toledo (Central Spain). *Catena*. 18. 345-354.

- MONTES M.; BEAMUD, B.; GARCÉS, M., y CALVO, J.P. (2006): "Magnetoestratigrafía de las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid". *Rev. Soc. Geol. España*, 19 (3-4), 281-298.
- MORALES, J.; CAPITÁN, J.; CALVO, J.P. y SESÉ, C. (1992): "Nuevo yacimiento de vertebrados al Sur de Madrid (Cerro Batallones, Torrejón de Velasco)". *Geogaceta*, 12, pp. 77-80.
- MUÑOZ, J. (1976): "Los Montes de Toledo". Inst. de Geografía Juan Sebastián Elcano, CSIC, 500 pp.
- NAVIDAD, M. (1978): *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico*. Tesis Univ. Complutense de Madrid. Inédito, 235 p.
- PAPADAKIS, J. (1966): "Climates of the world and their agricultural potentialities". Ed. por el autor, Buenos Aires.
- PEÑA, A. (1876): "Reseña Geológica de la Provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 3: 329-331.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1979): "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 9: 23-36.
- (1982): *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, 179/1982. Ed. Univ. Complutense. Madrid.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; PORTERO, J. y GALLARDO, J. (1990): *Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2ª Serie, Hoja nº 558 Majadahonda*. IGME.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; PINILLA, L.; ALMOROX, J.; BENITO, M.; GALLARDO, J.; APARICIO, M.T.; SESÉ, C.; SOTO, E.; BÓGALO, M.C.; SELLER, P.; OSETE, M.L.; CALDERÓN, T.; MARTÍN, T.; RUIZ ZAPATA, B.; PARÉS, J.M.; RENDELL, H.M. y SANTONJA, M. (1997): "Paleoclimatic and environmental study of Quaternary deposits in the river Tajo valley. En: Palaoclimatological revision of climate evolution and environments in western Mediterranean regions". *E.C. Nuclear Science and Technology*, 23-30. Brusels-Luxembourg.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; SILVA BARROSO, P.G.; CALVO SORANDO, J.P.; DE VICENTE MUÑOZ, G. y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (2009): *Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, Hoja nº 627 Talavera de la Reina*. IGME.
- PÉREZ-MATEOS, J. y BENAYAS, J. (1963): "Contribución al estudio de la mineralogía de las terrazas del Manzanares, Jarama y Henares". *An. de Edafología y Agrobiología*, 22, 9-10, pp. 453-463.
- Pozo, M. y Casas, J. (1999): "Origin of kerolite and associated Mg-clays in palustrine lacustrine environments. The Esquivias deposit (Neogene Madrid Basin, Spain)". *Clays minerals*, vol. 34, pp. 395-418.

- Pozo, M. y LÓPEZ, M.J. (2004): "Facies biosilíceas en el Neógeno de la Cuenca de Madrid: Origen e implicaciones sedimentológicas". *Rev. Soc. Geol. España*, vol. 17, pp. 229-248.
- PRADO, C. DE (1855): "Memoria sobre la geología de Almadén de la Sierra Morena y Montes de Toledo". *Bull. Geol. France*, 12: 489-535.
- QUEROL, R. (1989): "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". ITGE-ETSIM. Madrid: 465 pp.
- QUEROL, M.A. y SANTONJA, M. (Eds.) (1979): "El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo)". *Excav. Arqueológicas en España*, M.C.
- RODAS, M.; GARZÓN, M.G.; LUQUE, F.J. y MAS, R. (1990): "Correlation between the Paleogene detritic facies in the margins of Tajo and Duero Basins (Central Spain)". Mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics. *Sci. Géol. Mém.*, 88, pp. 43-52. Proceedings 9th Int. Clay Conference, Strasbourg.
- ROQUERO, E.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1990): "Relación geomorfología-suelos en los depósitos cuaternarios y plio-cuaternarios de la Submeseta meridional. Sector Aranjuez-Añover de Tajo (España)". I Reunión Nacional de Geomorfología, 721-732. Teruel.
- ROQUERO, E.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1997): "Nuevos índices cronológicos de evolución de los suelos en terrazas fluviales". *Estudios Geológicos*, 53. pp. 3-15.
- (1999): "Fenómenos de convergencia genética en suelos de terrazas fluviales: valle del Río Tajo, Madrid-Toledo, España". *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4). 329-338.
- ROYO GÓMEZ, J. (1917): "Datos para la Geología de la submeseta del Tajo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 17: 519-527.
- (1926): "Sobre la geología de los alrededores de Toledo". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26: 317-219.
- RUIZ ZAPATA, B.; DORADO, M.; VALDEOLMILLOS, A.; GIL, M.J.; MARTÍN-ARROYO, T. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2004): "Registro paleoambiental y paleoclimático del Pleistoceno medio-superior en depósitos fluviales del valle del río Tajo". *Zona Arqueológica*, 4(2), pp. 506-517.
- RUS, I.; ROQUERO, E.; MAZO, A. y ENAMORADO, J. (1993): "Terrazas del Pleistoceno medio y fauna e industria asociada". Tercera Reunión. Cuaternario Ibérico, Resúmenes, 86, Coimbra, Portugal.
- SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CONTRERAS, E.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ SALANOVA, J.; GUTIÉRREZ ALONSO, G. y BARBERO, L. (2009): *Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2ª Serie, Hoja nº 657, Sonsa*. I.T.G.E.
- SANZ-MONTERO, M.E. (1996): "Sedimentología de las formaciones neógenas del Sur de la Cuenca de Madrid". CEDEX. *Monografías* 52, 245 pp.

- SANZ-MONTERO, M.E.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; CALVO, J.P. y CAÑAVERAS, J.C. (2003): "Rasgos morfológicos y petrológicos del paleokarst de la Unidad Superior del Mioceno de la Cuenca de Madrid". *Estudios Geol.*, vol. 59 (Homenaje a M. Hoyos), pp. 67-81.
- SCHAFER, G. (1969): "Geologie und petrographie im ostrichen kastilichen hauptscheide gebirge". *Münst. Forsch. zur Geol. und Palaont.*, 10: 1-207.
- SCHWENZNER, J. (1937): "Zur Morphologie das Zentralspanischen Hochlandes. Geor. Abhandl". 3a. ser, t. X, 128 pags. Traducido al español por V. Vidal Box, con el título "La morfología de la región montañosa central de la meseta española". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* núm. 41, pp. 121-147. (1943).
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.G. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987): "Síntese geocronológica dos granitoides do Macizo Hespérico". En: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M.D. (eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, Rueda, pp. 69-86.
- SESÉ, C.; SOTO, E. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2000): "Mamíferos de las terrazas del valle del Tajo: Primeros datos de micromamíferos del Pleistoceno de Toledo (España central)". *Geogaceta*, 28. 137-140.
- SESÉ, C.; APARICIO, M.T. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (2004). "Moluscos y microvertebrados del Pleistoceno de las terrazas del río Tajo en Toledo y Fuentidueña del Tajo (España Central)". *Geogaceta*, 36, pp. 183-186.
- STRECKEISEN, A. y LE MAITRE, R.W. (1979): "A chemical approximation to the modal Q-A-P-F classification of the igneous rocks". *N. Jarb. Mineral. Ab.*, 163: 169-206.
- TEMPLADO, D.; HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y MESEGUER, J. (1944). *Mapa geológico de la Hoja 629 Toledo. Primera Serie*. I.G.M.E.
- THOMPSON, A.B. (1982): "Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids". *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- URIBELARREA DEL VAL, D. (1998): *Las explotaciones de áridos naturales en el parque regional del sureste de Madrid. Condicionantes geomorfológicos, alteraciones del medio y recuperación de los espacios afectados*. Tesis de Licenciatura. 220 pp.
- URIBELARREA DEL VAL, D.; DÍEZ-HERRERO, A., y BENITO, G. (2004): "Actividad antrópica, crecidas y dinámica fluvial en el sistema Jarama-Tajo. Itinerarios geomorfológicos por Castilla-La Mancha". VIII Reunión Nacional de Geomorfología. Eds. G. Benito y A. Díez Herrero. Sociedad Española de Geomorfología (SEG). pp. 83-121.
- URIBELARREA DEL VAL, D.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y BENITO, G. (2002): "Propuesta de restauración de un tramo del río Jarama, al sureste de Madrid intensamente alterado por el hombre". Congreso Nacional de Restauración de Ríos y Humedales" Ed. Javier Cachón. Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas, CEDEX.

- (2003): "Channel changes in the Jarama and Tagus rivers (central Spain) over the past 500 years". *Quaternary Science Reviews*, 22 (2003) 2209-2221.
 - VAUDOUR, J. (1975): "Encroûtements, croûtes et carapaces calcaires dans la region de Madrid". *Méditerranée*, núm. 2, pp. 39-60.
 - (1977): *Contibution a l'etude geomophologique d'une region mediterranee semi-aride. La region de Madrid. Alterations, sols et paleosols.* Resumt de Tesis doctoral. (Univ. D'Aix-Marseille) 11 págs. ciclostilado.
 - (1979): *La región de Madrid, sols et paléosols.* Ed. Ophrys, 390 pp.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J.M. y BANDA, E. (1980): "Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian peninsula". En: Proc. EGS Symp. Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas. *Inst. Geograf. Nacional. Pub. 201:* 109-128.
- VIDAL BOX, C. (1943): "La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes- Islas". *Las Ciencias*. Año IX, núm. 1 pp. 82-111.
- VILANOVA, J. (1875): "Correría geológica por la provincia de Toledo". *Anales de la Soc. Esp. Hist Nat.*, 4: 89-93.
- YARDLEY, B.W.D. (1981): "A note on the composition and stability of Fe-staurolite". *Neues Jahrbuch Für Mineralogie Monatschafffe Jg 1981:* 127-132.
- (1989): *An introduction to metamorphic petrology.* Longman. 248 p.



MINISTERIO
DE CIENCIA, INNOVACIÓN
Y UNIVERSIDADES



ISBN: 978-84-9138-059-7

9 788491 380597